



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Caracterização químico-faciológica dos derrames komatiíticos do Grupo Quebra Osso, *greenstone belt* Rio das Velhas, no setor leste do Quadrilátero Ferrífero/MG

AUTORA: Raianny Carolini Ramos Ferreira

ORIENTAÇÃO: Prof. Dr. Tiago Amâncio Novo

COORIENTAÇÃO: Dr. Marco Aurélio Piacentini Pinheiro

Nº 213

BELO HORIZONTE

23/03/2020



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Caracterização químico-faciológica dos derrames komatiíticos do Grupo Quebra Osso, *greenstone belt* Rio das Velhas, no setor leste do Quadrilátero Ferrífero/MG

RAIANNY CAROLINI RAMOS FERREIRA

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito para obtenção do título de Mestre em Geologia.

Área de concentração: Geologia Regional

Orientador: Prof. Dr. Tiago Amâncio Novo

Coorientador: Dr. Marco Aurélio Piacentini Pinheiro

Belo Horizonte

2020

ii



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



FOLHA DE APROVAÇÃO

Caracterização químico-faciológica dos derrames komatiíticos do Grupo Quebra Osso, greenstone belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero/MG

RAIANNY CAROLINI RAMOS FERREIRA

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA, como requisito para obtenção do grau de Mestre em GEOLOGIA, área de concentração GEOLOGIA REGIONAL.

Aprovada em 23 de março de 2020, pela banca constituída pelos membros:



Prof. Tiago Amâncio Novo - Orientador
UFMG



Prof. Marcos Tadeu de Freitas Suíta
UFOP



Prof. Jorge Geraldo Roncato Júnior
UFMG

Belo Horizonte, 23 de março de 2020.

*me levanto
sobre o sacrifício
de um milhão de mulheres que vieram antes
e penso
o que é que eu faço
para tornar essa montanha mais alta
para que as mulheres que vierem depois de mim
possam ver além*

LEGADO - Rupi Kaur

AGRADECIMENTOS

Ao orientador deste trabalho, o prof. Dr. Tiago Novo, pelo incentivo e pela oportunidade de avançar em minha jornada acadêmica. Expresso minha gratidão pelo suporte logístico que permitiu que esse trabalho fosse desenvolvido.

Agradeço profundamente ao meu coorientador, Dr. Marco Aurélio, pelos ensinamentos e por compartilhar comigo sua paixão pela ciência. Você me fez acreditar que eu poderia ser melhor a cada dia e me permitiu enxergar muito além, me inspirando nos momentos que eu mesma não sabia do que era capaz. Com o seu apoio e parceria, eu pude alcançar voos mais altos.

Ao prof. Dr. J.H.D. Schorscher, por ter construído as bases necessárias para a evolução do conhecimento científico do Grupo Quebra Osso e por dividir esse sonho comigo. "Se vi mais longe foi por estar de pé sobre ombros de gigantes".

Agradeço à CPRM/SGB pelo apoio financeiro e logístico concedido a este projeto. Aos colegas da CPRM, em especial aos geólogos e geofísicos da GEREMI-BH e da DIASTRO (Camila, Jow, Joanna, Lulu e Lila) pela amizade e pelas valiosas discussões técnicas. Em especial, à Joana Magalhães, por me ajudar a compreender e enfrentar os desafios do universo das rochas ultramáficas.

Agradeço à equipe da Pedreira Um Valemix e ao proprietário Célio, pela liberação do acesso à área e pelo apoio durante os trabalhos de campo.

Aos meus amigos, em especial às Scoobys (Mimi, Valente, Déia, Glacê, Dani e Zuzu), Podronas (Bela, Carol, Bia, Lana, Dani e tantas outras que se juntaram a nós), Geologuinhas (Lah, Polly, Belinha, Aninha e Dani) e à turma do Papa-Ovo Rock Club, com quem dividi risadas, choros e muitas conversas profundas.

Agradeço ao meu grande amigo, Heitor, pelo companheirismo e pela amizade durante todos esses anos. Expresso minha sincera gratidão, por todas as conversas filosóficas, desabafos e confissões.

À minha família, por compartilharem dos meus sonhos e das minhas vitórias. Agradeço aos meus pais pelo incentivo aos estudos. Em especial, à minha mãe, Fátima, pelo colo nos momentos difíceis e por me ensinar a persistir sempre. Aos meus irmãos, Leon e Hygo, pelo companheirismo e apoio. Obrigada, Ana Flávia, Danilo, Ana Olga, Moraes, Júlia e Cida pela torcida!

E, finalmente, dedico o meu maior agradecimento ao meu marido e maior apoiador, Gushm. Obrigada por ser meu porto seguro em todos os momentos da minha vida, pelo carinho e aconchego nos momentos de dúvida e ansiedade. Obrigada por acreditar nos meus sonhos e por permitir que eu me tornasse o que sou hoje!

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1. Considerações iniciais	1
1.2. Estruturação da dissertação	1
1.3. Localização e acessos	2
1.4. Objetivos.....	2
1.5. Metodologia.....	3
1.5.1. Revisão bibliográfica.....	3
1.5.2. Etapas de campo e amostragem.....	3
1.5.3. Descrições petrográficas.....	4
1.5.4. Análises litoquímicas.....	4
1.5.5. Análises de química mineral por microsonda eletrônica	5
1.5.6. Espectrometria Raman.....	5
CAPÍTULO 2 - KOMATIÍTOS: UMA REVISÃO	7
2.1. Aspectos geoquímicos	8
2.2. Texturas, estruturas e estratigrafia dos derrames komatiíticos	9
2.2.1. Derrames acamadados	10
2.2.2. Derrames maciços ou não-acamadados	11
2.2.3. Outros tipos de derrames e rochas associadas	12
2.3. Vulcanologia de komatiítois	13
2.4. Potencial econômico.....	16
CAPÍTULO 3 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	17
3.1. O Quadrilátero Ferrífero.....	17
3.2. O Supergrupo Rio das Velhas	21
3.3. O Grupo Quebra Osso	23
CAPÍTULO 4 - PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL	26
4.1. Caracterização petrográfica	26
4.1.1. Metakomatiítois	26
4.1.2. Rochas vulcanoclásticas	29
4.1.3. Rochas metassedimentares	29
4.1.4. Rochas metassomáticas	30
4.2. Espectrometria Raman.....	30
4.2.1. Introdução.....	30
4.2.2. O grupo da serpentina.....	30
4.2.3. Resultados.....	31
4.3. Química mineral por microsonda eletrônica.....	36

4.3.1.	Serpentinas e cloritas	36
4.3.2.	Anfibólios	41
4.3.3.	Cromo-espinélios	43
4.3.4.	Talco	45
4.3.1.	Ilmenita	46
4.4.	Mapas composicionais	46
CAPÍTULO 5 - RESULTADOS		51
5.1.	Introduction	52
5.2.	Geological Setting	53
5.3.	Analytical methods	55
5.3.1.	Sampling and petrography	55
5.3.2.	Whole-rock geochemistry	55
5.3.3.	Mineral chemistry	55
5.3.4.	Raman spectroscopy	56
5.4.	Results	56
5.4.1.	Flow descriptions and petrography	56
5.4.2.	Whole-rock geochemistry	65
5.4.3.	Mineral Chemistry	68
5.5.	Discussion	72
5.5.1.	Volcanic architecture and magma emplacement	72
5.5.2.	Post-magmatic alteration of igneous protoliths	74
5.5.3.	Crustal contamination	76
5.5.4.	Mantle source and partial melting	77
5.6.	Conclusions	78
5.7.	Acknowledgments	79
CAPÍTULO 6 - SUMÁRIO		80
CAPÍTULO 7 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS		81
ANEXO 1 – “Supplementary Data” para o Artigo “Physical volcanology and petrogenesis of the Archean Quebra Osso Komatiite Flow Field, Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero (Brazil)”		99
ANEXO 2 – Tabela de Afloramentos		107
ANEXO 3 – Fichas de Descrição Petrográfica		116

Lista de Figuras

Figura 1.1. Localização geográfica da área de estudo e principais vias de acesso, a partir da capital Belo Horizonte/MG.....	2
Figura 2.1. Diagrama ilustrativo dos três tipos de derrames komatiíticos, gerado a partir de Pyke <i>et al.</i> (1973) e Arndt <i>et al.</i> (1977): (a) derrame completamente diferenciado com camada superior de <i>spinifex</i> e uma camada inferior de olivina cumulática, (b) derrame parcialmente diferenciado, com uma fina camada superior de <i>spinifex</i> , (c) derrame maciço indiferenciado, cortado por juntas poliedrais (modificado de Arndt <i>et al.</i> , 2008).....	10
Figura 2.2. Modelo esquemático de um derrame komatiítico, mostrando as diversas faciologias e sua relação espacial durante um longo episódio eruptivo (modificado de Hill <i>et al.</i> 1995; Hill, 2015).	14
Figura 2.3. Diagrama esquemático para a formação progressiva de derrames com textura <i>spinifex</i> através do processo de inflação e ruptura dos lobos de lava (modificado de Hill, 2015).	15
Figura 3.1. a) Mapa regional do Cráton São Francisco, com destaque para a localização do Quadrilátero Ferrífero (QF) (modificado de Alkmim & Marshak, 1998). b) Mapa geológico simplificado do QF (modificado de Silva <i>et al.</i> , 2018).	17
Figura 3.2. Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero e dados geocronológicos disponíveis na literatura (modificado de Dopico <i>et al.</i> , 2017, Alkmim & Marshak, 1998 e referências neles contidas).	20
Figura 3.3. Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero com ênfase nas unidades do Supergrupo Rio das Velhas (modificado de Baltazar & Zucchetti, 2007).	22
Figura 3.4. Mapa geológico simplificado da área de estudo (modificado de Ferreira <i>et al.</i> , 2020; Malouf & Raposo, 1996; Maxwell, 1960).	24
Figura 4.1. Aspecto microscópico das rochas do Grupo Quebra Osso. a) Metakomatiito com textura <i>spinifex</i> característica, com fenocristais tabulares e aciculares de serpentina e/ou cloritas pseudomórficas, imersos em matriz composta por Tr+Tlc+Sp+Chr+Mag; b) rocha ultramáfica mesocumulática, composta por fenocristais de serpentina granular pseudomórfica, disposta sobre matriz de Tr+Tlc+Sp; presença de textura <i>microspinifex</i> na porção <i>intercumulus</i> ; c) seção transversal de uma <i>pillow</i> , com zoneamento concêntrico caracterizado por núcleo com textura cumulática (serpentina <i>mesh</i>) e bordas com textura <i>microspinifex</i> , sobre matriz afanítica de Sp+Tlc+Mag; d) hialoclastito, com preservação de textura cumulática no interior de um clasto, e bordejado por cristais lamelares de serpentina; e) metatufos ultramáficos com grânulos de serpentina pseudomórfica sobre matriz filossilicática; f) lente de fuchcita-quartzo xisto com bandamento composicional milimétrico e clivagem de crevulação incipiente; g) cloritito, composto por clorita magnésiana, da variedade penninita; h) rocha clorítica metassomática com porfiroblastos de turmalina.	28
Figura 4.2. Modelo esquemático da estrutura cristalina da lizardita e da antigorita. Modificado de Uehara (1998) e Navarro <i>et al.</i> (2017).	31
Figura 4.3. Imagens obtidas por Raman, com aumento de 50x e 100x, respectivamente, relativas às amostras: a) RC-417B e b) RC-419B. Espectros Raman [$\lambda = 633 \text{ nm}$, intervalo $150\text{-}1100 \text{ cm}^{-1}$] de serpentinas pseudomórficas em rochas cumuláticas: c) espectro RC417B-C1-SS140, comparado com padrão de lizardita; e espectros d) RC417B-C1-SS143; e) RC419B-SS314 e f) RC421B-SS136, comparados com padrão de antigorita. A intensidade da radiação é expressa como unidade arbitrária (u.a.).	32
Figura 4.4. Imagens obtidas por Raman, com aumento de 50x e 100x, respectivamente, relativas a dois tipos de <i>spinifex</i> , presentes na amostra RC-423A: a) <i>spinifex</i> tabular (Tipo I), representada pelo espectro SS135; b) <i>spinifex</i> acicular (Tipo II), representada pelo espectro 128. Espectros Raman [$\lambda = 633 \text{ nm}$, intervalo $150\text{-}1100 \text{ cm}^{-1}$] de serpentinas e cloritas: c) RC423A-C3-SS126 e d) RC423A-C5-SS135, <i>spinifex</i> do Tipo I, e) RC423A-C3-SS128 e f) RC423A-C4-SS133, <i>spinifex</i> do Tipo II, comparados com padrões de clinocloro e antigorita. A intensidade da radiação é expressa como unidade arbitrária (u.a.).	33
Figura 4.5. Diagramas binários para as serpentinas pseudomórficas de olivina cumulática: a) MgO <i>versus</i> SiO ₂ ; b) MgO <i>versus</i> FeO; e c) MgO <i>versus</i> Al ₂ O ₃ . Diagramas binários para as serpentinas e cloritas	

pseudomórficas às texturas <i>spinifex</i> : d) SiO ₂ versus MgO; e) SiO ₂ versus FeO; e f) SiO ₂ versus Al ₂ O ₃ . Concentrações em wt.%	40
Figura 4.6. a) Diagrama de classificação (Leake <i>et al.</i> , 1997, Hawthorne <i>et al.</i> , 2012) para os anfibólios cálcicos dos metakomatiitos do Grupo Quebra Osso. Diagramas binários: b) Al ^{IV} (apfu) versus Fe ³⁺ +Al ^{VI} +Ti (apfu); c) Al ^{IV} (apfu) versus Si (apfu); d) Al ^{IV} (apfu) versus Na (apfu).	43
Figura 4.7. a) Diagrama ternário de classificação dos minerais do grupo do espinélio (Cr ³⁺ -Fe ³⁺ -Al ³⁺): Y(Cr ³⁺) = Cr/(Cr+Fe ³⁺ +Al); Y(Fe ³⁺) = Fe ³⁺ /(Cr+Fe ³⁺ +Al); Y(Al ³⁺) = Al/(Cr+Fe ³⁺ +Al) (modificado de Deer <i>et al.</i> , 1992). Diagramas binários: b) Cr ₂ O ₃ versus MgO; c) Cr ₂ O ₃ versus Al ₂ O ₃ ; d) Cr ₂ O ₃ versus FeO. Concentrações em wt.%	45
Figura 4.8. Mapas quantitativos de intensidade de raios-X relativo à amostra RC-419B: a) Al; b) Ca; c) Fe; d) Si; e) Mg; e f) classificação das fases minerais presentes.	49
Figura 4.9. Mapas quantitativos de intensidade de raios-X relativos à amostra RC-423A: a) Al; b) Ca; c) Fe; d) Si; e) Mg; e f) classificação das fases minerais presentes.	50
Figure 5.1. A) Map showing location of São Francisco craton, in southern Brazil (craton limits were extracted from Alkmim and Marshak, 1998); B) geological framework of the Quadrilátero Ferrífero and the location of the study area (modified from Silva <i>et al.</i> , 2019); C) simplified geological map of the Catas Altas quadrangle (modified from Maxwell, 1972; Malouf and Raposo, 1996; and Ferreira <i>et al.</i> , 2020), with the location of the main exhibitions of the Quebra Osso komatiites, including serpentinite quarries and the type area ('Fazenda Quebra Osso').	54
Figure 5.2. Representative rocks of the massive flows facies: A) thick massive komatiite flow; (B) cumulate texture; C) photomicrograph of cumulate-textured komatiite, mainly composed of mesh-textured serpentine, formed olivine (in plane polarized light, PPL); D) glomerophyric texture in orthocumulate (PPL); E) oriented pseudomorphs of olivine surrounded by fine-grained matrix of serpentine (in cross polarized light, CPL); F) microspinifex texture may located in the intercumulus portion of a orthocumulate (PPL); G) carbonate-talc rich rock associated with massive komatiite; H) photomicrograph of cb-tlc-rich rock, characterized by mingling texture.	58
Figure 5.3. Representative rocks of the layered flows facies: (A) Spinifex-textured komatiites of Quebra Osso Group; (B) random spinifex texture defined by tabular to plumose crystals; C) photomicrograph of large tabular of pseudomorphic serpentine, with interstitial needles of serpentine and/or chlorite (in plane parallelized light, PPL); D) note detail of skeletal tabular spinifex with 'chain-like' texture (PPL); E) lower cumulate zone, made up of serpentized cumulate grains and interstitial acicular crystals; G) vesicular cumulate komatiite, composed of elongate millimetric vesicles, filled with tremolite H).	60
Figure 5.4. Representative samples of the pillowed facies: A) pillowed komatiite with dark coloured aphanitic outer zones (altered-glass rind) and concentric radial joints; B) pillow lava, characterized by the presence of carbonate veinlets and hyaloclastites in the interpillow portion; C) photomicrograph in plane polarized light of the textural zonation of a pillow: the inner zone comprises mesh-textured pseudomorphs of equant phenocryst, grading to micro-spinifex textured zones; D) note detail of dendritic and hopper serpentine pseudomorphs after of olivine (PPL). Representative samples of the autoclastic facies: (E) komatiite autobreccia with clast-rotated texture; F) hyaloclastite associated with serpentine-fulfilled veinlet network that shatter and individualize rock fragments; G) 'jigsaw-fit' texture in hand specimen; H) Photomicrograph of a hyaloclastite, constitute by a clasts of cumulate rocks, bordered by fine-grained matrix of serpentine and chlorite (PPL).	62
Figure 5.5. A) Tuff agglomerates, part of the pyroclastic flows facies, composed of rounded fragments set in a tuffaceous matrix; and B) photomicrograph in cross-polarized light (CPL) of lapilli-tuff. Sedimentary rocks associated with the komatiitic flows: C) Fine-grained saccharoidal chert grading to cm-layers of banded iron formations, overlapped by centimetric layer of carbonaceous phyllite; D) crenulated fuchsite-quartz schist. Blackwall alteration zones: E) chloritite; F) note detail of pale green penninite crystals in thin section (plane- polarized light, PPL); G) fine to coarse-grained chloritite with an external zone of coarse-grained tourmalinite; H) note detail of tourmaline porphyroblasts set the a chlorite matrix (PPL).	64

Figure 5.6. A) Jensen’s Cation Plot involving the cations percentages of Al_2O_3 , $(Fe_2O_3+TiO_2)$ and MgO (after Jensen, 1976). Oxides are presented in wt%. b) TiO_2 vs Al_2O_3 diagram for Quebra Osso komatiites. Numerical values on the best-fit trends are Al_2O_3/TiO_2 ratios (extracted from Robin-Popieul et al., 2012). Data are normalized to 100% on a volatile-free basis. Larger symbols are data from the study area (stars: this study; black circles: Acken et al., 2016; Verma et al., 2017). Small squares correspond to data from the Komatiites GeoRoc database (filtered based on $MgO > 18\%$) and references therein. yellow: Munro Volcanic Complex; dark green: Comondale komatiites; light green: Weltevreden komatiites; blue: Komati Formation; purple: Gorgona Island. 65

Figure 5.7. Selected bulk-rock major elements vs MgO for all analyzed samples (coloured symbols), and other geochemical data for Quebra Osso komatiites (grey symbols, extracted from Acken et al., 2016 and Verma et al. 2017). Major-element concentrations (wt %) and are normalized to 100% on a volatile-free basis. 67

Figure 5.8. A) Chondrite-normalized (McDonough and Sun, 1995) REE fractionation pattern for the Quebra Osso komatiites; B) chondrite-normalized trace elements diagram (McDonough and Sun, 1995). 68

Figure 5.9. A) Backscattered-electron images of the representative samples of chromites of the Quebra Osso komatiites; B) trivalent ion plots for the cores and rims of the analyses samples. Background fields were extracted from Barnes and Roeder (2001), including greenschist and amphibolite facies komatiites (Al-depleted and Al-undepleted types), layered intrusions, ophiolites and ocean floor peridotites; C) binary plot [$Mg/(Mg+Fe^{2+})$ vs $Cr/(Cr+Al)$]. The fields were extracted from Barnes (2000) for chromite from amphibolite and greenschist facies terrains. 69

Figure 5.10. Binary diagrams of serpentines and chlorites of Quebra Osso komatiites (SK: spinifex-textured; MCK: cumulate-textured with interstitial microspinifex; MK: massive cumulate-textured komatiites). Mesh-textured komatiites: A) MgO vs SiO_2 ; B) MgO vs $Al_2O_3+FeO_t$. Spinifex pseudomorphs: C) SiO_2 vs MgO ; D) MgO vs Al_2O_3 . Major-element concentrations are in wt%. 70

Figure 5.11. X-ray quantitative maps of a mesh-textured komatiite of the Quebra Osso Group (sample RC-419B): A) Al; B) Ca; C) Fe; D) Si and E) Mg intensities; F) mineral phases. 71

Figure 5.12. A) Amphibole classification (after Leake et al. 1997, Hawthorne et al. 2012) for Quebra Osso komatiites (SK: spinifex-textured; MCK: cumulate-textured with interstitial microspinifex; MK: massive cumulate-textured komatiites). Binary diagrams of amphiboles: B) Al^{IV} (apfu) vs $Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti$ (apfu); C) Al^{IV} (apfu) vs Si; D) Al^{IV} (apfu) vs Na (apfu). 72

Figure 5.13. A) Eruption of komatiite lava onto continental crust in a submarine environment. B) Ponding of lava, beginning of crystal settling (mainly olivine) and lateral breakouts of lava. At the base of lava pathways, the substrate is thermos-mechanically eroded. C) Ongoing eruption and crystal settling/accumulation that formed meso/orthocumulates at the base of the main lava pathway. The movement of lava and the injection of new magma pulses cause de brecciation of newly formed rocks. In the flanking flows, the inflation of the stationary lava lobe provokes textural differentiation that results in the typical layering of spinifex-textured flows; propagation of lava tubes forms pillow lava. At the same time, chemical sediments and tuffaceous material may deposit and form thin lenses within the coherent flow facies. D) Successive magma pulses and volcanic processes produce superimposed flows facies that characterize the Quebra Osso komatiite flow field. E) Deposition of the volcanosedimentary sequences of the Nova Lima and Maquiné groups, upper units of the Rio das Velhas greenstone belt, and younger sedimentary rocks of Minas Supergroup. F) Late tectonic events deformed and overturned the stratigraphic sequence. 75

Figure 5.14. Partial melting model of Quebra-Osso komatiite lava (sample RC442) with a spinel peridotite source (McDonough, 1990; Xue et al., 1990). The komatiitic melt segregated after about 50% melting in equilibrium with a garnet-free residue. 78

Lista de Tabelas

Tabela 4.1. Lâminas representativas dos metakomatiíto do Grupo Quebra Osso.....	26
Tabela 4.2. Resultados de espectrometria Raman para serpentinas do Grupo Quebra Osso, comparados com os dados existentes na bibliografia. As posições das bandas são reportadas em cm^{-1}	35
Tabela 4.3. Análises representativas de serpentinas pseudomórficas, com textura <i>mesh</i> , dos metakomatiíto do Grupo Quebra Osso.	38
Tabela 4.4. Análises representativas de serpentinas e cloritas pseudomórficas, com textura <i>spinifex</i> , dos metakomatiíto do Grupo Quebra Osso.....	39
Tabela 4.5. Análises representativas de anfibólios cálcicos dos metakomatiíto do Grupo Quebra Osso.	42
Tabela 4.6. Análises representativas de cromo-espinélio dos metakomatiíto do Grupo Quebra Osso.	44
Tabela 4.7. Análises representativas de talco dos metakomatiíto do Grupo Quebra Osso.	46
Tabela 4.8. Análises representativas de ilmenita dos metakomatiíto do Grupo Quebra Osso.....	47

RESUMO

O Grupo Quebra Osso, unidade basal do *greenstone belt* arqueano Rio das Velhas, é considerado um dos principais segmentos do magmatismo ultrabásico no Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais), localizado na porção sul do cráton São Francisco. Esse grupo compreende metakomatiítos e, subordinadamente, metatufos ultramáficos e rochas metassedimentares (formações ferríferas bandadas, metachert, filitos carbonosos e fuchcita-quartzo xistos). A partir de um novo detalhamento estratigráfico e estudos petrográficos, os derrames komatiíticos foram subdivididos em fácies vulcânicas coerentes (maciças, acamadadas e almofadadas) e fácies autoclásticas (autobrechas e hialoclastitos), formadas por derrames efusivos; e fácies piroclásticas (metatufos e metalápili-tufos), associadas a derrames explosivos. As texturas ígneas encontram-se preservadas, apesar da completa obliteração dos minerais primários (olivina e piroxênio), os quais foram pseudomorfizados por serpentina e/ou clorita. A grande maioria dos derrames do Grupo Quebra Osso é maciça, com texturas cumuláticas, o que sugere um fluxo canalizado. Os derrames acamadados são subordinados e são constituídos por uma camada superior de *spinifex* randômica e uma camada cumulática basal. Eles são restritos às porções marginais dos derrames e são interpretados como lobos de lavas que extravasaram do canal principal. A ocorrência de *pillow lavas*, hialoclastitos e metassedimentos químicos sugere que a erupção das lavas komatiíticas ocorreu em ambiente subaquático. A presença de autobrechas é indicativa de uma percolação turbulenta e/ou ocorrência de novas injeções de líquidos ultrabásicos, capazes de fragmentar a lava já solidificada e gerar rochas híbridas. A associação mineral é predominantemente secundária, composta por serpentina, clorita, tremolita e talco, típica de metamorfismo em condições de fácies xisto verde a anfibolito baixo. Os komatiítos desse grupo são, majoritariamente, classificados como “Al-enriched” e “Al-undepleted” ($Al_2O_3/TiO_2 = 22-48$), mas komatiítos do tipo *Al-depleted* também são reportados. Os modelos de fusão parcial para a composição dos ETRP do Grupo Quebra Osso se refere a 50% de *batch melting* de uma fonte livre de granada, com composição similar ao manto pirolítico. A formação das lavas komatiíticas é associada à ascensão de uma pluma mantélica, as quais foram posteriormente derramadas sobre a crosta siálica do Complexo Santa Bárbara.

Palavras-chave: Komatiíto, vulcanologia, geoquímica, Quebra Osso, *greenstone belt* Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero.

ABSTRACT

The Quebra Osso Komatiite Flow Field is part of the 2.9-2.7 Ga Rio das Velhas greenstone belt, in the Quadrilátero Ferrífero province, located in the southern São Francisco craton (Brazil). It is mostly composed of metamorphosed komatiites with minor association of volcanoclastic and metasedimentary rocks (banded iron formations, chert, carbonaceous phyllites and fuchsite-quartz schists). Through new detailed geological mapping and petrography, the komatiite flows were subdivided into coherent facies (massive, layered and pillowed facies) and autoclastic facies (autobreccias and hyaloclastites), formed by effusive flows; and minor pyroclastic facies (metatuffs and metalapilli-tuffs) that are related to explosive flows. The igneous textures are still preserved in these rocks although their primary minerals (olivine and pyroxene) are completely pseudomorphosed by serpentine and/or chlorite. The greater proportion of the komatiites of Quebra Osso Group is massive and cumulate-textured, which suggests a channelized flow. The layered flows are subordinate and encompass an upper zone of random spinifex that grades to a lower cumulate zone. They are restricted to the marginal zones and interpreted as breakouts of lava from the main pathway. The occurrence of pillow lavas, hyaloclastites and chemical sediments suggests that komatiite lavas have erupted in submarine environment. The abundance of autobreccias suggests a turbulent percolation of komatiites and/or multiple influxes of melts that caused the fragmentation of the solidified lava and magma mixing. The mineral assemblage is secondary and comprises serpentine, chlorite, tremolite and talc, typical of greenschist to lower amphibolite facies. The Quebra Osso komatiites are mostly classified as Al-enriched and Al-undepleted ($Al_2O_3/TiO_2=22-48$), but Al-depleted komatiites are also reported. The partial melting model for the HREE composition of the Quebra Osso komatiitic melt refers to 50% batch melting of a garnet-free source showing composition similar to pyrolytic mantle. The formation of Quebra Osso komatiite lavas is associated with the ascension of a mantle plume, subsequently erupted onto the sialic crust of the Santa Bárbara Complex.

Keywords: Komatiite, Physical volcanology, Geochemistry, Quebra Osso, Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero.

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1. Considerações iniciais

A presente dissertação de mestrado foi elaborada junto ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) sob a orientação do professor Dr. Tiago Amâncio Novo (UFMG) e do pesquisador da CPRM/SGB, Dr. Marco Aurélio Piacentini Pinheiro. Os trabalhos de campo transcorreram em concomitância com a elaboração do “Mapa Geológico 1:25.000 da Folha Catas Altas” (Ferreira *et al.*, 2020); desenvolvido e financiado pela CPRM/SGB – Serviço Geológico do Brasil no âmbito do Projeto “Áreas de Relevante Interesse Mineral - Quadrilátero Ferrífero” (ARIM-QF). O apoio logístico à confecção de lâminas delgadas e preparação de amostras para geoquímica foi oferecido pela Litoteca de Caeté (CPRM/SGB). As demais análises laboratoriais foram financiadas pelo projeto PPP-2014 (FAPEMIG) do professor orientador.

1.2. Estruturação da dissertação

Esta dissertação está organizada em sete capítulos, descritos resumidamente a seguir:

Capítulo 1 (Introdução): apresenta a localização da área de estudo, os objetivos do trabalho e o roteiro metodológico seguido durante o desenvolvimento desta dissertação;

Capítulo 2 (Komatiitos: uma revisão): apresenta uma compilação bibliográfica relativa às rochas komatiíticas, seus aspectos faciológicos e arquitetura vulcânica;

Capítulo 3 (Contexto Geológico): discorre sobre o contexto geológico do Quadrilátero Ferrífero, com enfoque nas rochas metavulcanossedimentares do *greenstone belt* Rio das Velhas, no qual está inserido o Grupo Quebra Osso;

Capítulo 4: (Petrografia e Química Mineral): apresenta as descrições petrográficas das rochas estudadas, bem como os dados de química mineral obtidos por microsonda eletrônica. Expõe ainda os dados relativos à caracterização das serpentinas, obtidos por espectrometria Raman;

Capítulo 5 (Artigo): dispõe sobre os principais resultados deste projeto de mestrado, através do artigo científico intitulado “Physical volcanology and petrogenesis of the Archean Quebra Osso Komatiite Flow Field, Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero (Brazil)”;

Capítulo 6: (Sumário): apresenta um resumo das principais conclusões desta dissertação;

Capítulo 7 (Referências Bibliográficas): lista as referências bibliográficas utilizadas no decorrer desse estudo.

1.3. Localização e acessos

O presente estudo tem como alvo os derrames komatiíticos do Grupo Quebra Osso, posicionados na base do *greenstone belt* Rio das Velhas, no Quadrilátero Ferrífero, porção centro-sul do estado de Minas Gerais. As principais exposições desse grupo ocorrem junto ao córrego Quebra Osso e em minas inativas da Pedreira Um Valemix, nas proximidades do município de Catas Altas. A área de estudo está inserida na quadrícula Catas Altas (SF.23-X-B-I-1-NO, escala 1:25.000), disposta entre os paralelos $-20^{\circ}0'0''$ e $-20^{\circ}7'30''$ e meridianos $-43^{\circ}30'0''$ e $-43^{\circ}22'30''$. Partindo de Belo Horizonte, o acesso principal é feito pela BR-381 até a MG-436, ou pela BR-040 e BR-356, seguidas pela MG-129 até a sede da Pedreira Um Valemix (Figura 1.1).

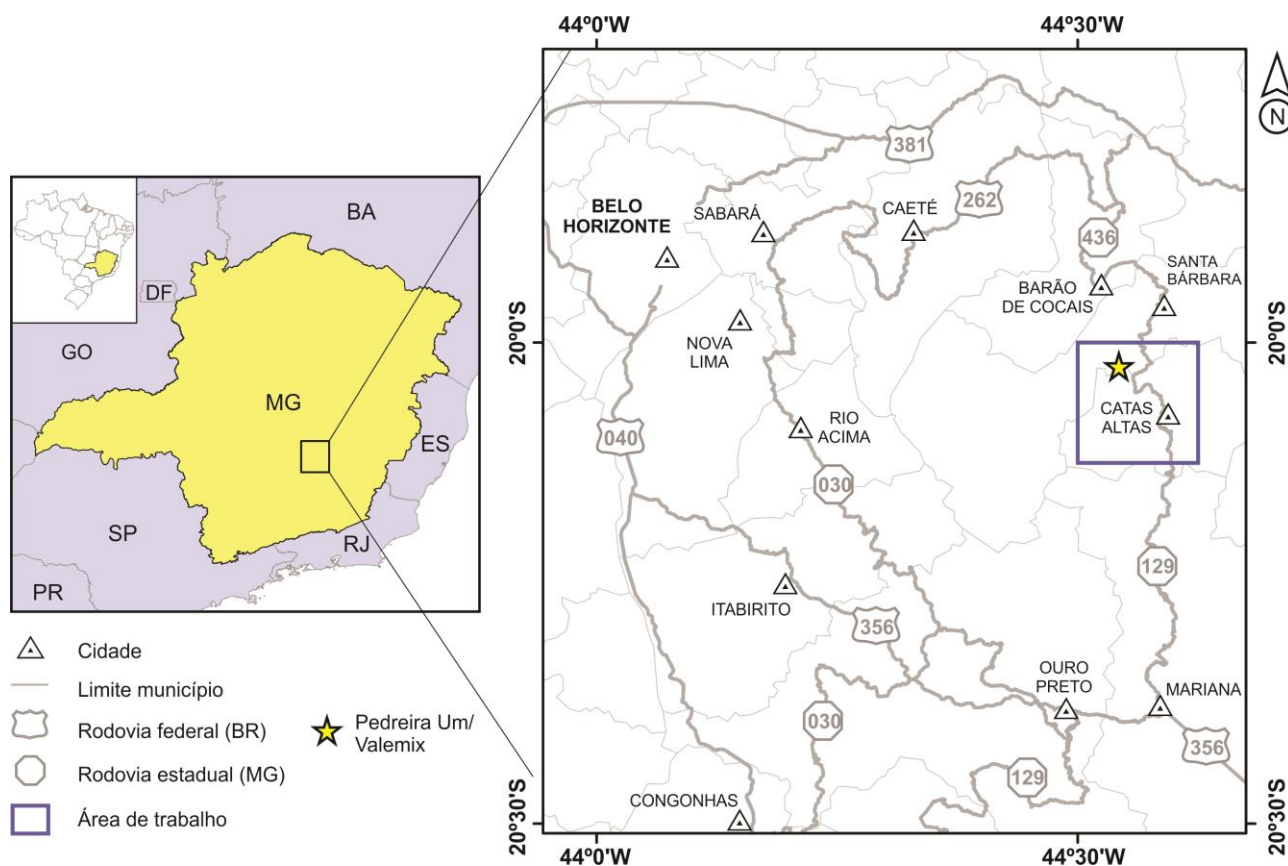


Figura 1.1. Localização geográfica da área de estudo e principais vias de acesso, a partir da capital Belo Horizonte/MG.

1.4. Objetivos

Este trabalho tem como objetivo a caracterização químico-faciológica do Grupo Quebra Osso, realizada a partir de mapeamento geológico, estudos petrográficos, análises litoquímicas de rocha total (elementos maiores, menores e traço), análises quantitativas de química mineral por microsonda eletrônica e espectrometria Raman. A partir do tratamento integrado dos dados, pretende-se atingir os seguintes objetivos específicos:

- Caracterizar as principais fácies vulcânicas dos derrames komatiíticos, visando à identificação de texturas e estruturas ígneas preservadas, bem como seus constituintes minerais;
- Caracterização petrográfica e química da associação mineral presente nos metakomatiitos, com destaque para serpentinas, cloritas, anfibólios e talco;
- Identificação dos minerais do grupo da serpentina por espectrometria Raman;
- Avaliar a composição química do cromo-espinélios e avançar no entendimento sobre a evolução das rochas do Grupo Quebra Osso;
- Estabelecer a relação espaço-temporal entre os diferentes tipos de derrames, visando à reconstrução da arquitetura vulcânica do Grupo Quebra Osso e sua ambiência;
- Definir a composição química e a fonte dos derrames komatiíticos.

1.5. Metodologia

1.5.1. Revisão bibliográfica

A revisão bibliográfica iniciou-se com o estudo dos komatiitos, com foco nos seus aspectos faciológicos, química e arquitetura vulcânica. Nesta fase inicial, foram compilados os conceitos e terminologias relacionados às rochas vulcânicas, visando à padronização das descrições de campo e estudos petrográficos. Posteriormente, a pesquisa foi direcionada ao contexto geológico regional/local da área de estudo e de outras renomadas ocorrências de rochas komatiíticas ao redor do mundo, visando o reconhecimento das características comuns a esses derrames. Esta etapa incluiu ainda o estudo das técnicas analíticas a serem aplicadas durante o desenvolvimento desta dissertação, englobando principalmente química mineral, química de rocha total e espectrometria Raman.

1.5.2. Etapas de campo e amostragem

As etapas de campo foram realizadas nos períodos de 21/08 a 01/09/2017 e de 11/04 a 20/04/2018, totalizando 22 dias. Os principais afloramentos visitados estão localizados na área-tipo, junto ao Córrego Quebra Osso (município de Catas Altas/MG), bem como nas pedreiras inativas de serpentinito (Joaspe, Francisco III e Francisco IV) e na mina MICON, da Pedreira Um Valemix. A descrição detalhada dessas exposições e do seu entorno, permitiu a identificação de texturas e estruturas ígneas preservadas, relacionando-as a diferentes fácies vulcânicas. Destas, foram selecionadas amostras representativas de derrames maciços, acamadados (com textura *spinifex* preservada), brechados e almofadados, privilegiando sempre as porções menos deformadas e intemperizadas. Além destas, foram amostradas outras rochas associadas aos derrames, como rochas metassedimentares, vulcanoclásticas e com alteração do tipo “*blackwall*”.

A localização dos pontos visitados está disponível no Anexo 2, acompanhada de uma descrição simplificada dos afloramentos.

1.5.3. Descrições petrográficas

O estudo petrográfico foi realizado a partir de quarenta lâminas delgadas polidas, as quais foram descritas ao microscópio óptico sob luz transmitida e refletida. A caracterização dos metakomatiitos e rochas associadas teve como foco a identificação das fases minerais presentes e suas feições texturais. As fichas com as descrições petrográficas estão disponíveis no Anexo 3.

1.5.4. Análises litoquímicas

Quinze amostras de metakomatiitos foram enviadas para análises geoquímicas de elementos maiores, menores e traços em rocha total, realizadas pela ALS Brasil Ltda. e pela SGS Geosol Laboratório Ltda., Vespasiano/MG (Anexo 1). As amostras selecionadas foram preparadas (secas, britadas até que 70% < 2 mm, e pulverizadas até que 85% < 75#) e analisadas por dois métodos distintos, conforme descrito a seguir.

Os elementos maiores e menores foram analisados por Fluorescência de Raios-X (FRX). Este método analítico consiste na fusão de 0,66 g de amostra pulverizada adicionada a uma mistura de tetraborato e metaborato de lítio (proporção 12:22) e nitrato de lítio (agente oxidante). O material fundido é despejado sobre um molde de platina, resultando em um disco que será analisado pelo espectrômetro. Foram analisados os elementos Al_2O_3 , BaO, CaO, Cr_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO, MnO, Na_2O , P_2O_5 , SO_3 , SiO_2 , SrO e TiO_2 , cujo limite inferior de detecção é igual 0,01%. Os resultados obtidos foram combinados com o valor de LOI (*Loss-on-ignition* a 1000°C) para produzir um “Total”.

As concentrações dos elementos traço e terras raras foram obtidas por ICP-MS (*Induced Coupled Plasma - Mass Spectrometry*). O método consiste na mistura de 0,100 g de amostra pulverizada e metaborato/tetraborato de lítio, os quais são fundidos a 1025°C. O líquido resultante é então resfriado e passa por digestão multiácida, contendo os ácidos nítrico, clorídrico e fluorídrico. Essa solução é então analisada pelo espectrômetro. Os limites de detecção da ALS foram os seguintes: Ba (0,5 ppm), Ce (0,1 ppm), Cr (10 ppm), Cs (0,01 ppm), Dy (0,05 ppm), Er (0,03 ppm), Eu (0,03 ppm), Ga (0,1 ppm), Gd (0,05 ppm), Hf (0,2 ppm), Ho (0,01 ppm), La (0,1 ppm), Lu (0,01 ppm), Nb (0,2 ppm), Nd (0,1 ppm), Pr (0,03 ppm), Rb (0,2 ppm), Sm (0,03 ppm), Sn (1 ppm), Sr (0,1 ppm), Ta (0,1 ppm), Tb (0,01 ppm), Th (0,05 ppm), Tm (0,01 ppm), U (0,05 ppm), V (5 ppm), W (1 ppm), Y (0,1 ppm), Yb (0,03 ppm), Zr (2 ppm), Ag (0,5 ppm), As (5 ppm), Cd (0,5 ppm), Co (1 ppm), Cu (1 ppm), Li (10 ppm), Mo (1 ppm), Ni (1 ppm), Pb (2 ppm), Sc (1 ppm), Tl (10 ppm), Zn (2 ppm). Os limites de detecção da GEOSOL foram os seguintes: Ba (10 ppm), Ce (0,1 ppm), Cr (1 ppm), Cs (0,05 ppm), Dy (0,05 ppm), Er (0,05 ppm), Eu (0,05 ppm), Ga (0,1 ppm), Gd (0,05

ppm), Hf (0,05 ppm), Ho (0,05 ppm), La (0,1 ppm), Lu (0,05 ppm), Nb (0,05 ppm), Nd (0,1 ppm), Pr (0,05 ppm), Rb (0,2 ppm), Sm (0,1 ppm), Sn (0,3 ppm), Sr (10 ppm), Ta (0,05 ppm), Tb (0,05 ppm), Th (0,1 ppm), Tm (0,05 ppm), U (0,05 ppm), V (5 ppm), W (0,1 ppm), Y (0,05 ppm), Yb (0,1 ppm), Zr (10 ppm), Ag (0,02 ppm), As (1 ppm), Cd (0,02 ppm), Co (0,1 ppm), Cu (0,5 ppm), Li (1 ppm), Mo (0,05 ppm), Ni (0,5 ppm), Pb (0,5 ppm), Sc (0,5 ppm), Tl (0,02 ppm), Zn (1 ppm).

Os diagramas de distribuição de elementos maiores, traço e terras raras foram construídos a partir dos *softwares* GCDkit (versão 6.0; Janoušek *et al.*, 2006), Igpct (versão 2010; Carr & Gazel, 2017) e *Excel* 2013.

1.5.5. Análises de química mineral por microsonda eletrônica

Análises de química mineral em serpentina, clorita, anfibólio, talco, cromo-espinélio e ilmenita foram feitas por microsonda eletrônica (*Electron Probe Microanalyzer* - EMPA) em sete lâminas delgadas polidas e metalizadas. As análises foram realizadas no Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO/UFOP), utilizando o equipamento JEOL JXA-8230, com cinco espectrômetros WDS (*Wavelength-Dispersive Spectrometers*), voltagem de 15 kV, corrente elétrica de 20 nA e diâmetro do feixe de 1-5 μm . Os tempos de contagem foram de 10 s no pico e 5 s no *background*. Os padrões de calibração foram: quartzo (Si), rutilo (Ti), gahnita (Al, Zn), olivina (Mg), almandina (FeO), cromita (Cr), flúor-apatita (Ca,P), manganês (Mn), anortoclásio (Na), fluoreto de cálcio (F), sulfato de bário (Ba), escapolita (Cl), níquel (Ni), cobalto (Co) e microclina (K). A repetição das medidas dos padrões no início de cada seção analítica forneceu precisão de <1% para os óxidos analisados. O tratamento dos dados e construção de diagramas binários foram realizados através do *software* Igpct (versão 2010; Carr & Gazel, 2017).

Foram obtidos ainda mapas quantitativos de raios-X para Si, Al, Fe, Mg e Ca em duas lâminas delgadas, RC-419B (*dwell time* de 30 ms) e RC-423A (*dwell time* de 10 ms), ambas com voltagem de 15 kV e intervalo de 1 μm . O tratamento dos mapas composicionais foi realizado no *software* MATLAB[®] (versão 8.5.0 – R2015a), através da interface *XMapTools 3.3.1* (Lanari *et al.*, 2014; disponível em <http://www.xmapprools.com>).

1.5.6. Espectrometria Raman

As análises de espectrometria Raman foram realizadas no Laboratório de Caracterização e Processamento de Nanomateriais (LCPNano), no Departamento de Física da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG). O equipamento utilizado foi um espectrômetro Raman modelo WITec Alpha300, com detector do tipo EMCCD e rede de difração de 600 linhas/mm. As análises foram realizadas em quatro lâminas delgadas sem lamínula. A focalização do laser na amostra foi feita através de microscópio óptico Nikon com lente objetiva 50x CF Plan ELWD. A aquisição ocorreu

na linha 633 nm de um diodo laser, com potência de 2 mW e *spot* de 1-2 μm . Cada espectro adquirido refere-se à média de 3 acumulações, adquiridas com tempo de integração de 60s.

A região analisada do espectro ocorre no intervalo entre 150-1200 cm^{-1} , visando a identificação dos minerais de serpentina, conforme proposto por Rinaudo *et al.* (2003). A análise dos espectros foi realizada através do *software CrystalSleuth* (Laetsch & Downs, 2006; disponível em https://rruff.info/about/about_download.php). O tratamento dos dados incluiu a remoção de *background* e CRE (*cosmic rays events*), além da comparação com os espectros disponíveis no banco de dados do RRUFF™ *Project* (Lafuente *et al.*, 2015, e referências nele contidas).

CAPÍTULO 2 - KOMATIÍTOS: UMA REVISÃO

Komatiítos são rochas ultramáficas vulcânicas com alto-MgO (> 18 wt%), que apresentam textura *spinifex* ou estão associadas a rochas que possuem essa textura (Arndt *et al.*, 2008). Essas rochas estão relacionadas principalmente a *greenstone belts* arqueanos, com ocorrências subordinadas no Paleoproterozoico e um único exemplo no Cretáceo (Gorgona Island, Echeverría, 1980). Os komatiítos se cristalizam a partir de magmas ultrabásicos produzidos por altas taxas de fusão do manto primitivo, sendo caracterizados por elevadas temperaturas (1400-1650°C), baixas viscosidades (0.1-10.0 Pa.s) e alta densidade (2800 kg/m³) (Huppert & Sparks, 1985; Herzberg *et al.*, 1992; Nisbet *et al.*, 1993; Arndt & Lesher, 2004, 2016).

A formação dos magmas komatiíticos é comumente atribuída a plumas mantélicas (Arndt *et al.*, 2008; Sobolev *et al.*, 2016), e sua ocorrência é associada a uma grande variedade de ambientes tectônicos. A erupção das lavas pode ter ocorrido como parte de uma associação vulcânica de um platô oceânico, juntamente com basaltos toleióticos (Storey *et al.*, 1991), sobre uma crosta continental submersa (Compston *et al.*, 1986); arcos de ilha (Wyman, 1999) ou em zonas de subducção (Parmann *et al.*, 2004). Comumente, esses derrames apresentam *pillow lavas* e sedimentos químicos intercalados, as quais apontam para a predominância de ambientes subaquáticos. A possibilidade de existência de derrames subáreos não é completamente descartada, mas exemplos inequívocos ainda não foram identificados (Arndt *et al.*, 2008).

Os komatiítos apresentam uma ampla variedade de feições ígneas, incluindo a distintiva textura *spinifex* (Nesbitt, 1971). A descrição dessas feições foram apresentadas originalmente nos trabalhos pioneiros de Viljoen & Viljoen (1969a, b), para o *greenstone belt* Barberton (África do Sul), e, posteriormente, por Nesbitt (1971), no cráton Yilgarn (Austrália), Pyke *et al.* (1973) e Arndt *et al.* (1977), em Munro Township (*greenstone belt* Abitibi, Canadá), juntamente com diversas contribuições ao redor do mundo (Hill *et al.*, 1995; Hill, 2015; Dann, 2000, 2001; Beresford *et al.*, 2002; Furnes *et al.*, 2002; Barnes, 2004, 2006; Jayananda *et al.*, 2016; Chaudhuri *et al.*, 2017). No Brasil, rochas komatiíticas têm sido descritas em diversos *greenstone belts*, dentre eles Crixás (Arndt & Teixeira, 1989; Teixeira *et al.*, 1981; Sabóia & Teixeira, 1983); Umburanas (Menezes Leal *et al.*, 2015); Selva (Siepierski & Ferreira Filho, 2016), Rio das Velhas (Schorscher, 1978, 1992; Schrank *et al.*, 1990); Fortaleza de Minas (Brenner *et al.*, 1990); Piumhi (Schrank *et al.*, 1984); Pitangui (Brando Soares *et al.*, 2017); e Rio Manso (Pinheiro, 1998; Pinheiro & Nilson, 2000; Silva & Carneiro, 2009).

Dadas às particularidades dessas rochas, faz-se necessária uma revisão das principais características das rochas komatiíticas para melhor compreensão do estudo desenvolvido neste

trabalho. Sendo assim, o presente capítulo tem como objetivo apresentar uma síntese dos aspectos químicos e texturais destas rochas, além de uma breve discussão quanto à sua arquitetura vulcânica e potencial econômico.

2.1. Aspectos geoquímicos

Os komatiítos possuem, por definição, teores de MgO superiores a 18%, associados a altas concentrações de Ni, Cr e outros elementos compatíveis, enquanto que as concentrações de Al, Si, Ti, Zr e demais elementos incompatíveis nestas rochas são relativamente baixas. Quando comparados com outros tipos de rochas vulcânicas de alto-MgO, os komatiítos se distinguem principalmente pela presença de textura *spinifex*. Além desta, outros atributos geoquímicos podem ser utilizados para diferenciá-los de rochas como meimequitos e picritos, incluindo os valores de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} < 2\%$ e $\text{TiO}_2 < 1\%$ (Le Maitre *et al.*, 1989; Le Bas, 2001).

Entretanto, as rochas tipicamente definidas como komatiítos podem apresentar variações significativas nas concentrações dos elementos maiores e traços. As razões $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ e Gd/Yb constituem os principais critérios para diferenciação dos tipos de komatiítos e suas fontes mantélicas (Nesbitt & Sun, 1976; Sun & Nesbitt, 1978; Nesbitt *et al.*, 1979; Jahn *et al.*, 1982). Atualmente, são reconhecidas quatro classes de komatiítos (Arndt *et al.*, 2008) :

- “Al-depleted” ou “Tipo Barberton”: apresenta baixo $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (10–15), $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (>1), e depleção em HREE (alto Gd/Yb);
- “Al-undepleted” ou “Tipo Munro”: valores condríticos de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (em torno de 20) e HREE em curvas normalizadas horizontalizadas;
- Alto-Al ou “Tipo Gorgona”: altos valores $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ e relativamente enriquecido em HREE (baixo Gd/Yb);
- Alto-Fe-Ti ou “Tipo Karasjok”: apresenta alto conteúdo de FeO e TiO_2 .

A composição da fonte desses magmas ultrabásicos é essencialmente peridotítica, constituída por olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e uma fase aluminosa (plagioclásio a <0.9 GPa, espinélio a 0.9-3 GPa, e granada a >3 GPa). Esses magmas são gerados a partir de altas taxas de fusão da fonte e/ou por fusão em grandes profundidades do manto, sob altas pressões (Arndt *et al.*, 2008). A variação dessas propriedades controla a estabilidade da associação mineral presente no manto e, conseqüentemente, a composição do líquido e tipo de komatiíto gerado.

O aumento das taxas de fusão permite que as fases aluminosas e cálcicas sejam exauridas, e os minerais mais magnesianos, como a olivina e ortopiroxênio, sejam incorporados ao líquido. O líquido se torna rico em MgO, mas não é empobrecido em Al_2O_3 , dando origem a komatiítos Al-

undepleted do tipo Munro. Por sua vez, o aumento da pressão ou da profundidade amplia a estabilidade da granada em relação aos minerais mais magnesianos do manto, favorecendo sua retenção no resíduo. Os magmas produzidos tornam-se pobres em Al_2O_3 e ricos em MgO, dando origem a komatiitos *Al-depleted* do tipo Barberton.

Apesar dessa categorização, é importante ressaltar que a alteração hidrotermal e o metamorfismo podem afetar a composição original dessas rochas de maneira significativa. Considera-se que todos os komatiitos foram alterados em maior ou menor grau, dado que são rochas antigas, extremamente susceptíveis à alteração. Assim, a associação mineral primária dessas rochas (olivina e piroxênio) tende a ser parcial ou completamente substituída por minerais hidratados (serpentina e clorita). Neste contexto, estudos geoquímicos realizados em rochas komatiíticas devem dar preferência a elementos imóveis, tais como Al e Ti e a maioria dos elementos terras-raras, enquanto que elementos móveis tais como o Ca (e razões dele derivadas) devem ser utilizadas com parcimônia Arndt *et al.* (2008).

2.2. Texturas, estruturas e estratigrafia dos derrames komatiíticos

Os komatiitos apresentam uma ampla variedade de texturas e estruturas, sendo a *spinifex* uma de suas feições mais distintivas. Essa textura é definida pelo arranjo randômico a subparalelo de fenocristais tabulares, laminares e esqueletiformes de olivina e/ou de cristais aciculares de piroxênio, com sua formação associada à cristalização *in situ* relativamente rápida de líquidos ultrabásicos (Nesbitt, 1971; Donaldson, 1976, 1982).

A diferença textural dos komatiitos é assinalada, principalmente, pela variabilidade morfológica da olivina, que reflete as diferentes condições de cristalização e resfriamento às quais as lavas magnesianas foram submetidas. Este mineral, a depender da taxa de resfriamento, pode formar desde cristais equigranulares e poliedrais, cristais esqueletiformes (*hopper*) a dendríticos (Donaldson, 1976, 1982; Shore & Fowler, 1999; Faure *et al.*, 2003, 2006). Apesar da substituição das fases primárias por minerais secundários ser um processo comum nos komatiitos, a morfologia original dos cristais pode ser reconhecida através de serpentina e clorita pseudomórficas (Wicks & Whittaker, 1977).

De modo geral, a *spinifex* é associada às porções superiores dos derrames, enquanto que as porções basais apresentam textura cumulática. Apesar de notável, a ocorrência de texturas *spinifex* é restrita e localizada, sendo, na maioria dos casos, a textura cumulática predominante nas ocorrências caracterizadas ao redor do mundo.

A organização interna dos derrames komatiíticos foi descrita primeiramente por Pyke *et al.* (1973) e Arndt *et al.* (1977) para as rochas de Munro Township (*greenstone belt* Abitibi, Canada),

na localidade de “Pyke Hill”. Nestes trabalhos, os autores assinalam a presença tanto de derrames com expressiva variação textural quanto de derrames maciços. Esses derrames foram subdivididos em dois tipos principais (acamadados e não acamadados), além de um tipo intermediário, que apresenta uma fina camada de *spinifex* sobre um pacote cumulático (Figura 2.1).

Tanto essa metodologia quanto a síntese feita por (Arndt *et al.*, 2008) foram utilizadas como orientativos para a classificação dos derrames do Grupo Quebra Osso durante o presente estudo. Como base nestes trabalhos de referência, as principais classes de derrames komatiíticos foram sintetizadas nos tópicos a seguir.

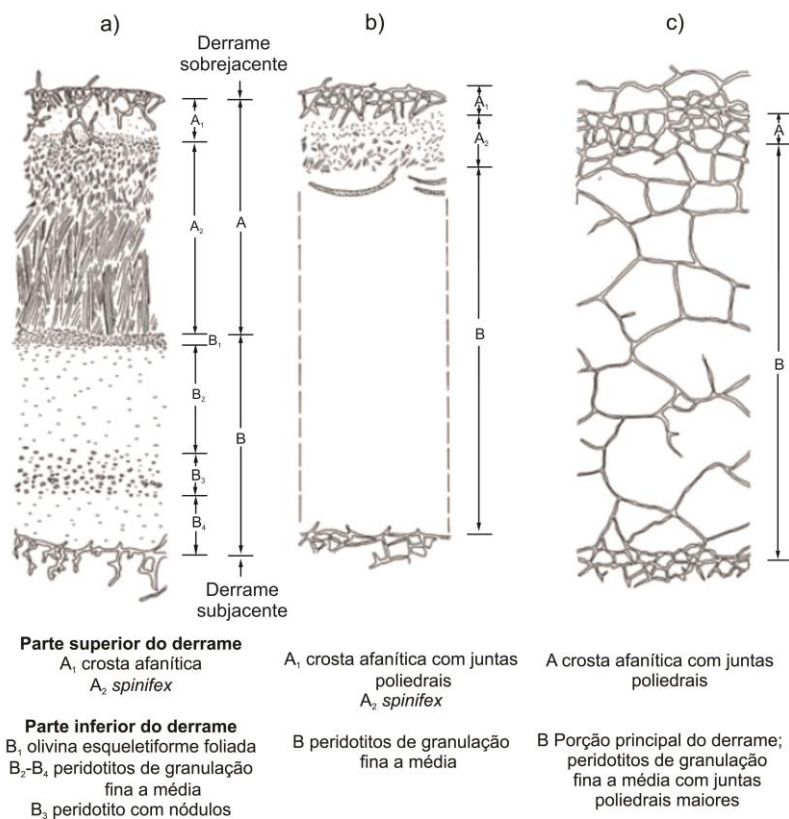


Figura 2.1. Diagrama ilustrativo dos três tipos de derrames komatiíticos, gerado a partir de Pyke *et al.* (1973) e Arndt *et al.* (1977): (a) derrame completamente diferenciado com camada superior de *spinifex* e uma camada inferior de olivina cumulática, (b) derrame parcialmente diferenciado, com uma fina camada superior de *spinifex*, (c) derrame maciço indiferenciado, cortado por juntas poliedrais (modificado de Arndt *et al.*, 2008).

2.2.1. Derrames acamadados

Os derrames komatiíticos acamadados são caracterizados pela presença de textura *spinifex* na porção superior, e de uma zona cumulática basal. Considerando a seção-tipo de “Pyke-Hill”, um derrame completamente diferenciado apresenta as seguintes subdivisões (do topo para a base): (A1) nível delgado de crosta afanítica, frequentemente fraturada; (A2) zona da *spinifex*; (B1) nível de olivinas esqueléticas (*hopper*) foliadas; e (B2-B4) zona cumulática, sobreposta a um nível de base resfriado (Figura 2.1a; Pyke *et al.*, 1973; Arndt *et al.*, 1977).

A zona da *spinifex* é caracterizada pela presença de cristais tabulares de olivina esqueletiforme (entre 25-60%), associadas ou não a cristais aciculares de piroxênio. Os grãos apresentam arranjo randômico na porção superior, e tendem a se paralelizar na base da camada, assumindo orientação perpendicular ao topo do derrame. Os grãos de olivina mostram granocrescência em direção à base da camada, formando níveis de 0,5 mm-2 mm até 1 m de espessura. O material intersticial é constituído por cristais finos de piroxênio, com hábito esqueletiforme a dendrítico, cromita cruciforme e vidro recristalizado. A associação mineral original ocorre parcial a completamente alterada, sendo comumente substituída por serpentina, clorita, tremolita, talco, epidoto e albita.

A zona cumulática é composta por cristais subédricos a anédricos de olivina cumulática (60-80%) com hábito equigranular a tabular. Os grãos apresentam tamanhos entre 0,3 a 0,6 mm (podendo alcançar 1 cm), e estão dispostos sobre uma matriz de piroxênio e vidro. Essa zona pode conter quatro subdivisões (B1-B4), mas sua ocorrência é restrita aos derrames processos de diferenciação mais pronunciados. Dessa maneira, é comum a ausência dos níveis B1 - composto por olivina *hopper* alongada, e do nível B3 - composto por nódulos de olivina.

O acamamento textural dos komatiítos foi reproduzido nos estudos experimentais de Zieg & Lofgren (2006), os quais fornecem considerações a respeito da cristalização magmática dessas rochas. Esses autores propõem que a camada B representa os cristais de olivina decantados durante a erupção, e a camada A é resultado do super-resfriamento do líquido após a separação dos fenocristais de olivina. Segundo os autores, os cristais embrionários presentes nessa interface, tenderão a crescer e formar cristais esqueletiformes (ou *hopper*) na camada B1. Na ausência destes, os cristais são formados a partir de altas taxas de super-resfriamento e desenvolvem uma morfologia altamente esqueletiforme (zona da *spinifex*).

Alguns derrames apresentam menor grau de diferenciação e certos níveis podem estar ausentes ou pouco desenvolvidos. Os derrames parcialmente acamadados são considerados como um tipo intermediário (Figura 2.1b), e apresentam uma fina camada de textura *spinifex* randômica em contato gradacional com a zona cumulática. As camadas têm espessura variável e não apresentam continuidade lateral.

2.2.2. Derrames maciços ou não-acamadados

Os derrames maciços correspondem a maior parte das sequências komatiíticas descritas e não apresentam textura *spinifex* (Figura 2.1c, Hill *et al.*, 1995). Sua faciologia é bastante monótona e são constituídos, principalmente, por rochas de textura cumulática. Essas rochas são

caracterizados pela presença de cristais polidrais e equigranulares de olivina euédrica, dispostos sobre uma matriz de augita, vidro e cromita.

A formação das rochas cumuláticas é associada à separação e fracionamento de cristais do líquido parental ou do líquido nos quais eles foram transportados, seja por deposição gravitacional ou crescimento *in situ* (Wager *et al.*, 1960; Campbell, 1978; Jackson, 1967; Irvine, 1982). A proporção entre os cristais cumuláticos e o líquido intersticial serve de base para a classificação desses litotipos, que são subdivididos em três tipos principais: a) *adcumulatos*, com pouco ou quase nenhum líquido na porção intercumulus; b) *ortocumulatos*, com elevadas proporções de líquido trapeado; e c) *mesocumulatos*, os quais constituem o membro intermediário entre os anteriores, com cristais cumuláticos com contatos mútuos e alguma porosidade primária preservada (Wager & Brown, 1967; Winter, 2001).

Segundo os trabalhos de Hill *et al.* (1995) e Hill (2015) os ortocumulatos constituem o principal litotipo em derrames cumuláticos espessos, e sua origem reflete o regime dominante de cristalização nos derrames komatiíticos. Os mesocumulatos representam o caso transicional e refletem a mudança de um derrame canalizado, turbulento, e um derrame em lençol, laminar.

Os derrames maciços tendem a ser bastante espessos e, frequentemente, são cortados por juntas polidrais. Essas estruturas delimitam volumes polidrais a elipsoidais de lava, através de contatos retilíneos a levemente curvilíneos (Arndt *et al.*, 2008). Sua formação é associada ao resfriamento e contração das lavas, de maneira similar às disjunções colunares em derrames basálticos, e comumente funcionam como canais para a percolação de fluidos pós-magmáticos.

2.2.3. Outros tipos de derrames e rochas associadas

Outros tipos de derrames, que não se encaixam na classificação anterior, incluem derrames almofadados (*pillow lavas*), além de rochas vulcanoclásticas associadas. Essas rochas são menos abundantes e sua ocorrência é restrita, mas suas características fornecem importantes indicativos quanto ao ambiente de posicionamento das lavas.

Os derrames almofadados são formados a partir do resfriamento das lavas em contato com a água (McPhie *et al.*, 1993). Em cortes transversais, as *pillows* constituem massas circulares a elipsoidais justapostas, de dimensões centimétricas a métricas, e interpretadas como tubos de lava interconectados (Moore, 1975). O núcleo das *pillows* pode ser constituído por olivina cumulática, seguida por uma fina camada de *spinifex* e bordejada por crosta afanítica fina. O volume dessas estruturas depende da quantidade de lava injetada nos tubos distributários e da viscosidade do magma, e seus mecanismos de formação são discutidos nos trabalhos de Moore (1975), Walker (1992), entre outros.

Por sua vez, as rochas vulcanoclásticas constituem um amplo conjunto de rochas formadas a partir de fragmentos vulcânicos. Estas rochas são classificadas de acordo com os processos de transporte, formação e deposição das partículas, bem como a natureza do fluido no qual estão contidas. Podem ser divididas, portanto, em piroclásticas, autoclásticas, ressedimentadas ou sedimentares vulcanogênicas (Fisher, 1960, 1961; McPhie *et al.*, 1993; White & Houghton 2006).

2.3. Vulcanologia de komatiítos

Os komatiítos apresentam grande variedade faciológica, devido às propriedades físicas pouco usuais de seus magmas geradores. Elevadas temperaturas e baixa viscosidade conferem alta fluidez aos líquidos magnesianos, permitindo seu avanço por longas distâncias (Arndt & Leshner, 2016). Existem algumas limitações quanto à análise das erupções komatiíticas, visto que não é possível observar sua extrusão na atualidade. Alguns modelos utilizam lavas análogas para efeito comparativo, como as lavas basálticas toleiíticas, carbonatíticas e alcalinas de baixa viscosidade (Cas *et al.*, 1999).

Inúmeros autores propõem modelos para o comportamento das lavas komatiíticas (Huppert *et al.*, 1984, 1985; Cas *et al.*, 1999). Segundo esses autores, nas regiões próximas aos condutos vulcânicos, as lavas komatiíticas apresentariam fluxos turbulentos, capazes de promover a erosão termal do substrato e formar canais profundos de lava. Com o avanço das lavas para as regiões distais, seu volume e velocidade diminuiriam drasticamente, e o fluxo se tornaria laminar.

Assim como os tipos de fluxos são variáveis, as condições durante os eventos eruptivos são diversas. A temperatura de erupção pode ser *supra a subliquidus*; enquanto que a taxa de descarga de magma, a espessura e a velocidade do derrame podem ser altas ou baixas, e o próprio comportamento do fluxo apresenta variações laterais (Hill *et al.*, 1995, Cas *et al.*, 1999).

A partir do estudo de *greenstone belts* arqueanos do oeste da Austrália, Hill *et al.* (1995) e Hill (2015) propuseram um modelo geral para a distribuição das fácies vulcânicas (Figura 2.2), segundo o qual mudanças litológicas ao longo das sequências assinalam a transição entre diferentes fácies, facilitando a reconstrução da arquitetura dos derrames. As principais fácies identificadas por esses autores são: (1) *Flood Flow Facies* ou derrames em lençóis, formados por derrames espessos e maciços de rochas orto a adcumuláticas, flanqueados por níveis delgados com textura *spinifex*; (2) *Compound Flow Facies* ou derrames compostos, constituídos pela sobreposição de *sets* vulcânicos, incluindo variedades maciças e derrames acamadados, formados por rochas orto a mesocumuláticas com níveis superiores de *spinifex*; (3) *Ponded Flow Facies* ou derrames represados, caracterizados pelo acúmulo do magma denso em calhas, depressões ou fundos baciais, o que favorece o desenvolvimento do acamamento característico dos derrames komatiíticos.

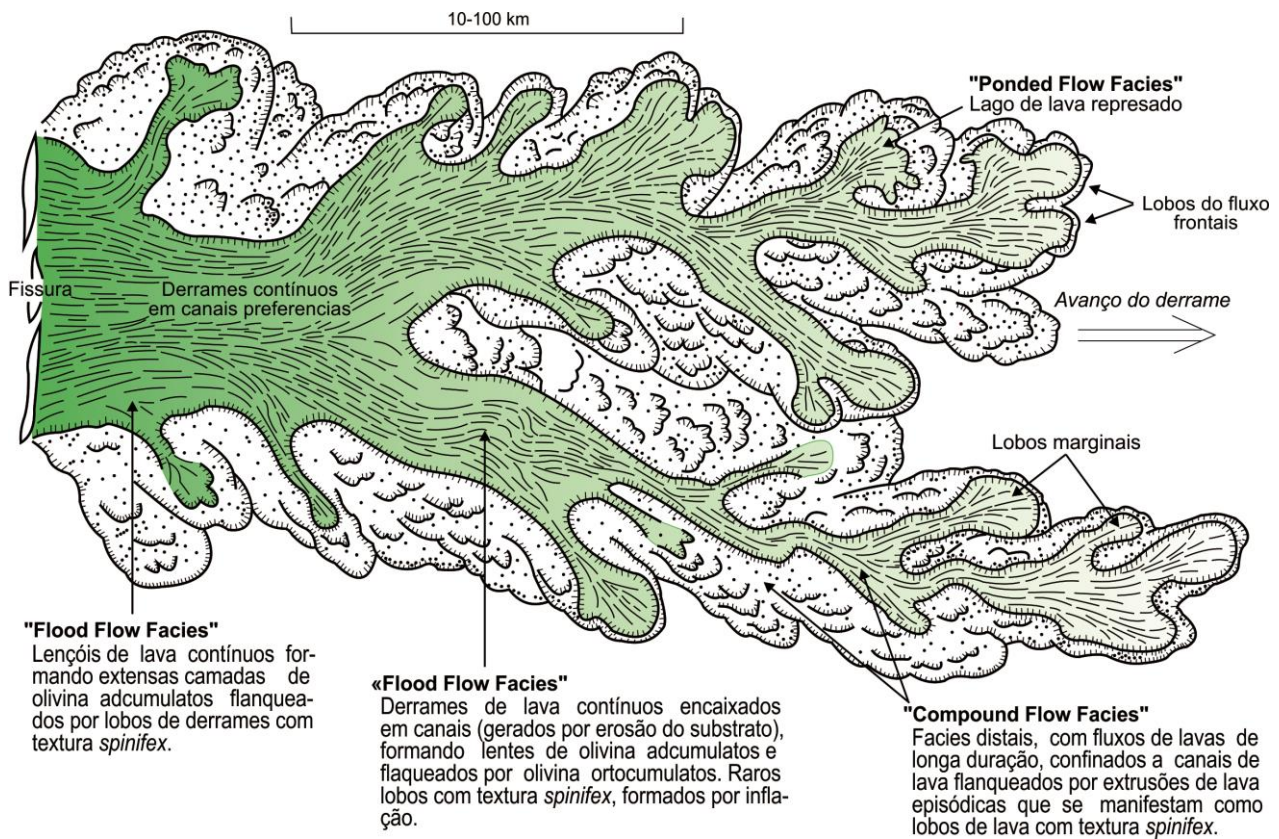


Figura 2.2. Modelo esquemático de um derrame komatiítico, mostrando as diversas faciologias e sua relação espacial durante um longo episódio eruptivo (modificado de Hill *et al.* 1995; Hill, 2015).

Conforme descrito anteriormente, os komatiitos apresentam baixas viscosidades, que favorecem a formação de campos de derrames delgados e com maior extensão lateral, podendo chegar a centenas de quilômetros. Entretanto, a formação de derrames muito espessos é extremamente comum a partir das lavas komatiíticas, o que é considerado um paradoxo. De modo a solucionar esse conflito, diversos autores propõem a aplicação de processos inflacionários durante a erupção dos derrames komatiíticos (Arndt *et al.*, 2008 e referências nele contidas; Hill, 2015). Inicialmente, o modelo de inflação foi desenvolvido para os derrames basálticos do Kilauea, no Havaí (Hon *et al.*, 1994; Self *et al.*, 1996, 1997). Segundo esses autores, os processos de inflação seriam responsáveis pelo crescimento endógeno dos lobos de lava. Neste modelo, quando a lava quente entra em erupção, um novo lobo se forma, sendo imediatamente recoberto por uma fina crosta de lava resfriada. À medida que essa crosta visco-elástica se espessa, o avanço dos lobos de lava é retardado, permitindo a retenção de novas injeções de lava e o espessamento progressivo do derrame. Em caso de ruptura da crosta, o processo é então reiniciado.

Alternativamente, o espessamento dos derrames komatiitos pode ser atribuído ao represamento da lava, em depressões topográficas, ou altas taxas de erupção de magma. Apesar das

incertezas quanto aos processos operantes, é provável que todas as alternativas tenham ocorrido ao mesmo tempo, sem excluir umas às outras (Arndt *et al.*, 2008).

Segundo Hill *et al.* (1995) e Hill (2015), a dinâmica do modelo de inflação também pode explicar o desenvolvimento das diferentes fácies vulcânicas dos derrames komatiíticos (Figura 2.3). Neste modelo, a crosta viscoelástica contribui para a manutenção das condições termais que permitem acumulação de cristais de olivina e formação de camadas espessas de rochas cumuláticas. Ao mesmo tempo, o resfriamento progressivo da porção superior do lobo culmina na formação de textura *spinifex*. O resultado é coerente com o perfil observado para as rochas de Pyke Hill (Pyke *et al.* (1973) e Arndt *et al.* (1977).

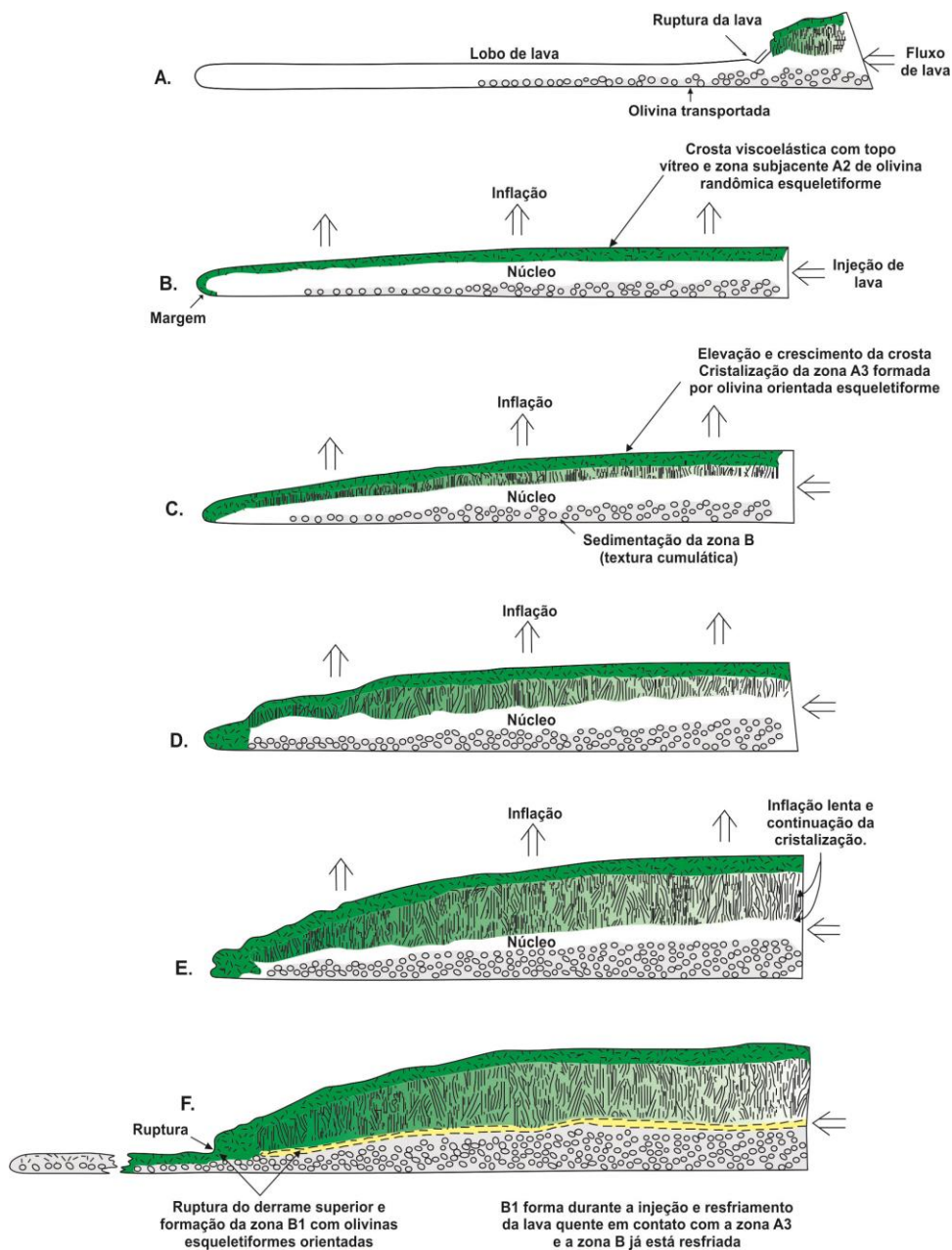


Figura 2.3. Diagrama esquemático para a formação progressiva de derrames com textura *spinifex* através do processo de inflação e ruptura dos lobos de lava (modificado de Hill, 2015).

2.4. Potencial econômico

As rochas komatiíticas, diante de sua natureza química, são potenciais hospedeiras de depósitos de Fe-Ni-Cu-EGP (“elementos do grupo da platina”) com diversos depósitos descritos na Austrália (ex. Kambalda e Perseverance), Canadá (ex. Alexo, Thompson) e no Brasil (ex. Fortaleza de Minas) (Leshner & Groves, 1986; Leshner & Keays, 2002; Barnes, 2006; Brenner et al., 1990; Almeida et al., 2007). Os depósitos magmáticos de Fe-Ni-Cu-(EGP) são formados quando magmas máficos e ultramáficos, manto derivados, se tornam saturados em enxofre e segregam líquidos sulfetados imiscíveis. Uma vez que o conteúdo primário de enxofre extraído na fusão parcial é restrito (cerca de 200-300 ppm, McDonough & Sun, 1995), a retenção e geração de fases sulfetadas metálicas depende da assimilação de enxofre do substrato crustal (Arndt *et al.*, 2005).

Segundo Naldrett (2004), a formação de depósitos de Fe-Ni-Cu-(EGP) é atribuída a quatro fases principais: 1) geração de magmas parentais ricos em metais a partir de fusão mantélica, os quais ascendem pelo manto astenosférico e litosférico, intrudem a crosta e entram em erupção na superfície; 2) interação do magma com as rochas encaixantes, o que culmina na perda de calor e na geração de um líquido híbrido e contaminado. Nesse processo, tem-se incorporação de enxofre crustal, gerando e segregando líquidos imiscíveis sulfetados; 3) interação dinâmica entre o líquido sulfetado e o silicático provocando o aumento dos teores de metais calcófilos; 4) acumulação do líquido sulfetado rico em metais em quantidade suficiente para formação de depósitos econômicos.

A capacidade de um magma interagir com a crosta depende de uma série de parâmetros, como temperatura, viscosidade, conteúdo de voláteis e seu modo de *emplacement* (Huppert & Sparks, 1985; Leshner *et al.*, 2001). Dessa maneira, magmas komatiíticos, picríticos e toleíticos, que são formados em altas temperaturas e têm baixa viscosidade, apresentam maior capacidade de formação de depósitos de Ni-Cu (EGP) em relação a magmas picríticos alcalinos e basálticos, formados em condições térmicas mais brandas, ricos em voláteis e com maior viscosidade (Arndt *et al.*, 2005). No caso dos magmas komatiíticos, o fluxo turbulento dos derrames é especialmente favorável à erosão termomecânica das rochas encaixantes e concentração de sulfetos na base desses canais de percolação (Hill, 2015).

CAPÍTULO 3 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1. O Quadrilátero Ferrífero

O Quadrilátero Ferrífero (QF) está localizado no extremo sul do cráton São Francisco (Figura 3.1a), porção central do estado de Minas Gerais (Almeida, 1967; Dorr, 1969). Essa região é reconhecida por seus depósitos de ouro e ferro de classe mundial, e constitui uma das principais províncias minerais do mundo (Rosière *et al.*, 2008; Lobato *et al.*, 2001; Lobato *et al.*, 2014). A estratigrafia do QF (Figura 3.1b) é composta pelo embasamento cristalino granito-gnáissico e rochas metavulcanossedimentares do Supergrupo Rio das Velhas, de idades meso a neoarqueanas, as quais são recobertas pelas rochas paleoproterozoicas do Supergrupo Minas e do Grupo Itacolomi (Dorr *et al.*, 1957; Dorr, 1969; Alkmim & Marshak, 1998; Zucchetti *et al.*, 2000; Lana *et al.*, 2013; Farina *et al.*, 2016; Alkmim & Teixeira, 2017). Essas rochas apresentam estruturação em domos-e-quilhas, formada a partir de sucessivos eventos de deformação entre o arqueano e paleoproterozoico (Alkmim & Marshak, 1998; Marshak *et al.*, 1997; Cutts *et al.*, 2019).

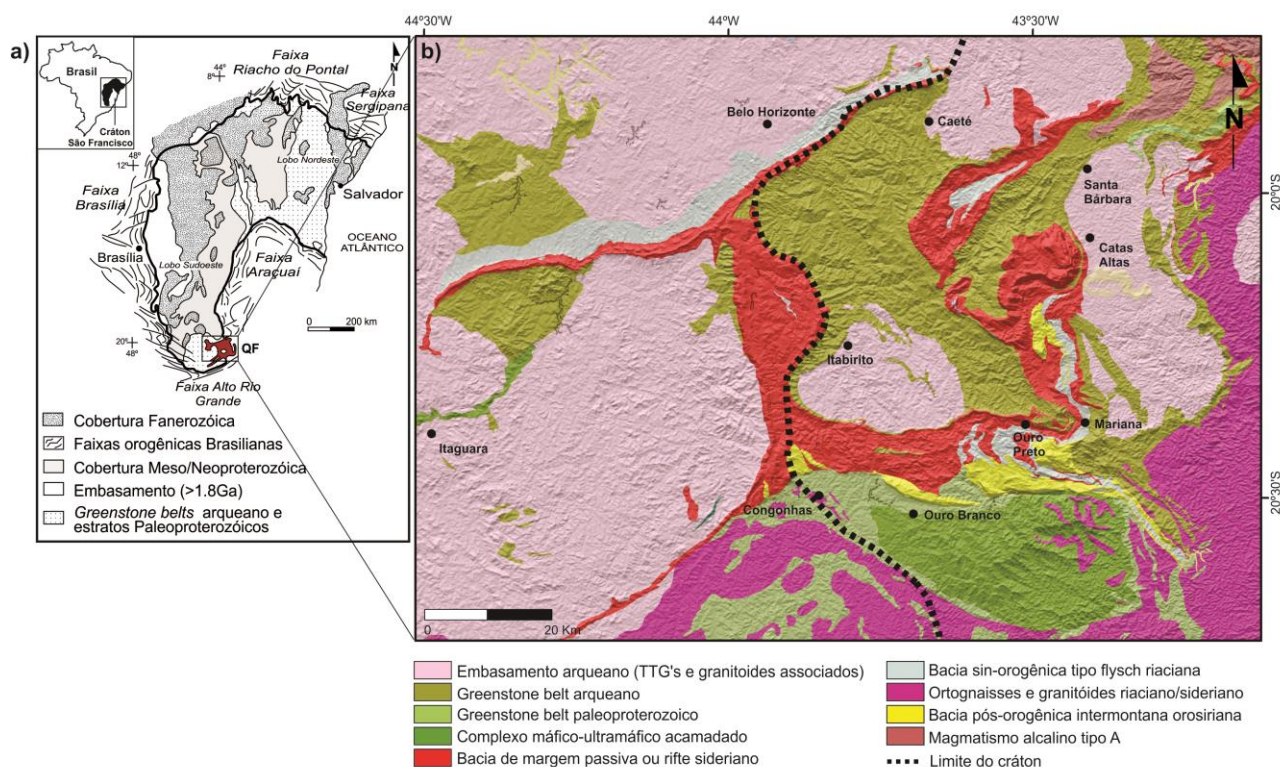


Figura 3.1. a) Mapa regional do Cráton São Francisco, com destaque para a localização do Quadrilátero Ferrífero (QF) (modificado de Alkmim & Marshak, 1998). b) Mapa geológico simplificado do QF (modificado de Silva *et al.*, 2018).

O embasamento cristalino é composto por gnaisses, migmatitos e granitoides de afinidade TTG (tonalitos, trondhjemitos e granodioritos), e englobam os complexos metamórficos Santa Bárbara, Caeté, Bação e Bonfim (Figura 3.1, Carneiro, 1992; Machado & Carneiro, 1992; Machado

et al., 1992, 1996; Noce, 1995; Noce *et al.*, 1998, 2005; Farina *et al.*, 2016). O complexo Santa Bárbara representa o segmento crustal mais antigo do QF e apresenta idades de cristalização de 3212 ± 9 e 3210 ± 8 Ma (Lana *et al.*, 2013). Os demais complexos possuem idades meso a neoarquenas, entre 2920-2760 Ma (Lana *et al.*, 2013; Farina *et al.*, 2016), e sua formação é associada a um dos principais períodos de geração de crosta na Terra. Granitoides potássicos (com idades de 2750-2600 Ma, Romano *et al.* 2013) intrudem esses complexos, e estão relacionados à períodos de estabilização da crosta arqueana. Com base em dados geocronológicos, a evolução geológica desses complexos foi subdividida em cinco eventos principais de acreção crustal, denominados Santa Bárbara (3220-3200 Ma), Rio das Velhas I (2930-2900 Ma), Rio das Velhas II (2800-2760 Ma), Mamona I (2750-2700 Ma) e Mamona II (2650-2580 Ma) (Lana *et al.*, 2013; Farina *et al.*, 2016; Dopico *et al.*, 2017).

Sobreposta a esses terrenos em natureza tectônica, ocorre a sequência metavulcanossedimentar do tipo *greenstone belt* do Supergrupo Rio das Velhas (Almeida, 1976; Schorscher, 1976). Esta sequência é constituída, essencialmente, por uma associação de rochas ultramáficas e máficas, rochas vulcanoclásticas félsicas e rochas sedimentares clasto-químicas, metamorizadas em fácies xisto verde a anfibolito baixo (Baltazar & Zucchetti, 2007). Inúmeras propostas de divisão estratigráfica foram apresentadas para esse supergrupo, destacando-se os trabalhos de Dorr *et al.* (1957), Dorr (1969), Schorscher (1979), Baltazar & Silva (1996), Baltazar & Pedreira (2000), Zucchetti *et al.* (2000), Baltazar & Zucchetti (2007). Segundo esses autores, o Supergrupo Rio das Velhas é composto, da base para o topo, pelos grupos **Quebra Osso**, **Nova Lima** e **Maquiné**. Uma síntese da estratigrafia do Supergrupo Rio das Velhas será apresentada em maior detalhe no tópico 3.2.

O vulcanismo ácido do *greenstone belt* Rio das Velhas, associado ao Grupo Nova Lima, apresenta idades entre 2776 ± 6 e 2721 ± 6 Ma (Machado *et al.*, 1989, 1992), enquanto os dados geocronológicos disponíveis para as rochas metassedimentares desse mesmo grupo permitem reconhecer um intervalo de deposição entre 3.0 e 2.7 Ga (Machado *et al.*, 1992; 1996; Noce *et al.*, 1998; 2005; Hartmann *et al.*, 2006; Cassino, 2014; Moreira *et al.*, 2016). Idades máximas de sedimentação foram obtidas em amostras de metagrauvaca (2996 ± 38 Ma; Machado *et al.*, 1996) e metagrauvaca vulcanoclástica (2792 ± 11 e 2751 ± 9 Ma; Noce *et al.*, 2005). Quartzitos da porção superior do Grupo Nova Lima forneceram idades máximas de sedimentação de 2749 ± 7 Ma (Hartmann *et al.*, 2006), 2720 Ma (Cassino, 2014) e 2679 ± 20 Ma (Dopico *et al.*, 2017). De acordo com Moreira *et al.* (2016), a idade máxima de deposição do Grupo Maquiné é de 2730 Ma.

As rochas metavulcanossedimentares do Supergrupo Rio das Velhas são consideradas as principais hospedeiras das mineralizações auríferas no Quadrilátero Ferrífero. A idade da

mineralização foi obtida por Lobato *et al.* (2007) em grãos de monazita do depósito de Cuiabá, datados em 2672 ± 14 Ma (U-Pb SHRIMP). Recentemente, Martins *et al.* (2016) obteve uma idade U-Pb SHRIMP de 2730 ± 42 Ma para monazitas encontradas nas rochas vulcânicas máficas do depósito de Lamego.

As rochas do Supergrupo Minas jazem discordantemente sobre o Supergrupo Rio das Velhas e correspondem a uma sucessão de rochas metassedimentares associadas a um rifte continental que evoluiu para uma margem passiva (Dorr, 1969; Alkmim & Marshak 1998; Alkmim & Martins-Neto, 2012). Seus litotipos englobam uma espessa sequência de quartzitos, filitos, dolomitos, grauvacas e rochas vulcânicas, metamorfizadas em fácies xisto verde a anfíbolito. Da base para o topo, estão compreendidos neste supergrupo os grupos Tamanduá, Caraça, Itabira, Piracicaba e Sabará (Figura 3.2).

Os grupos basais **Grupo Tamanduá** e **Caraça** compreendem sucessões de metarenitos e metaconglomerados aluviais. O Grupo Caraça é subdividido na *Formação Moeda*, composta por sedimentos clásticos, que gradam para depósitos marinhos, representados pelo metapelitos da *Formação Batatal* (Dorr, 1969; Renger *et al.*, 1995; Nunes, 2016). As idades máximas de sedimentação da Formação Moeda, obtidas através do método U-Pb em zircões detríticos, foram estimadas em 2580 ± 7 Ma (SHRIMP, Hartmann *et al.*, 2006), 2623 ± 14 Ma (LA-ICP-MS, Koglin *et al.*, 2014), 2594 ± 17 Ma (LA-ICP-MS, Cassino, 2014) e 2520 ± 13 Ma (LA-ICP-MS, Nunes, 2016).

A deposição de sedimentos químicos do **Grupo Itabira** marca a continuidade da transgressão marinha. Neste grupo, a *Formação Cauê*, unidade basal, é constituída por itabiritos do tipo Lago Superior (silicosos, dolomíticos, anfíbolíticos e manganésíferos) e mármore dolomíticos, hospedeiros das mineralizações de ferro de alto teor do QF (Dorr 1969; Rosière *et al.*, 2008; Spier *et al.*, 2003, 2007; Amorim & Alkmim, 2011). Sua porção superior é definida pela *Formação Gandarela*, que representa uma sequência carbonática, composta por mármore e itabiritos dolomíticos subordinados, com idade isocrônica Pb-Pb de 2420 ± 19 Ma (Babinski *et al.*, 1995). Tendo em vista as idades das formações Moeda e Gandarela, posicionados respectivamente abaixo e acima da Formação Cauê, Hartmann *et al.* (2006) propuseram que a deposição das formações ferríferas estão contidas no intervalo entre 2580 e 2420 Ma. Entretanto, Cabral *et al.* (2012) sugeriram que a deposição da Fm. Cauê teria ocorrido por volta de 2650 Ma (LA-ICP-MS), sendo essa idade obtida a partir da análise dos zircões de uma rocha vulcânica intercalada aos itabiritos. No entanto, os dados obtidos por Cassino (2014) em um quartzito na base da Fm. Cauê indicam uma idade máxima de 2453 ± 18 Ma (LA-ICP-MS), o que reforça que a hipótese de que as BIFs seriam paleoproterozoicas.

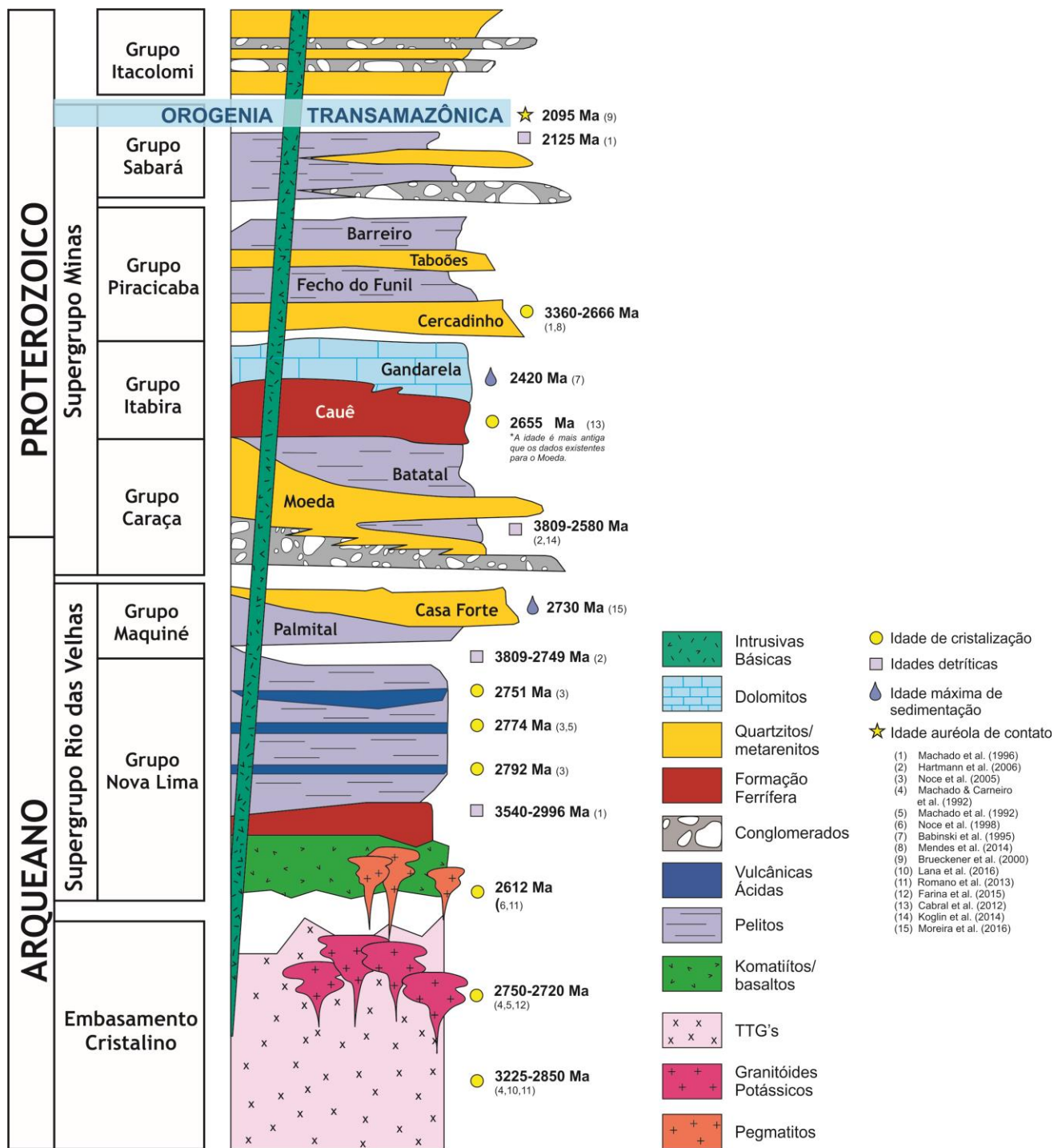


Figura 3.2. Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero e dados geocronológicos disponíveis na literatura (modificado de Dopico *et al.*, 2017, Alkmim & Marshak, 1998 e referências neles contidas).

Separado do Grupo Itabira por uma discordância erosiva, o **Grupo Piracicaba** é composto por metaconglomerados e quartzitos, na base, que gradam para pelitos e pelitos carbonosos, no topo. Estão contidas nesse grupo as formações *Cercadinho*, *Fecho do Funil*, *Taboões* e *Barreiro*. Idades U-Pb representando a população mais jovem de zircões detríticos encontrada na Formação Cercadinho forneceram um valor médio de 2680 ± 24 Ma (LA-ICP-MS), correspondente à idade máxima de deposição dessa unidade Mendes *et al.*, 2014).

Encerrando a sequência, o **Grupo Sabará** é constituído por rochas metavulcânicas e metassedimentares sin-orogênicas do tipo *flysch* (Barbosa, 1968; Dorr, 1969; Alkmim & Teixeira, 2017), depositadas durante a orogenia Riacciana. Sua deposição ocorreu por volta de 2125 ± 4 Ma (TIMS), após um hiato deposicional de 300 Ma (Machado *et al.*, 1996).

Sobreposto ao Supergrupo Minas, o **Grupo Itacolomi** é interpretado como um depósito molássico associado ao colapso gravitacional que seguiu a orogênese transamazônica, e apresenta idade máxima de deposição de 2059 ± 58 Ma (Machado *et al.*, 1996).

As unidades intrusivas pós-Minas correspondem a veios pegmatíticos sem idade definida (Herz 1970 *in* Alkmim & Marshak 1998). Veios similares, que cortam o embasamento, foram datados por Noce (1995) e apontam idade de 2.06 Ga. Ocorrem ainda plútons de granitoides, cronocorrelatos à suíte Alto Maranhão (2.08 U-Pb em zircão, Noce 1995) e diques máficos, um deles apresentando idade de 1.714 Ga (Silva *et al.*, 1995 *in* Alkmim & Marshak, 1998). Completando o arcabouço geológico do QF, tem-se coberturas recentes, formadas por aluviões, colúvios, cangas e lateritas (Alkmim & Marshak, 1998).

3.2. O Supergrupo Rio das Velhas

A primeira proposta de divisão estratigráfica do Supergrupo Rio das Velhas foi formulada por Dorr *et al.* (1957), durante o mapeamento geológico do Quadrilátero Ferrífero pela USGS (*United States Geological Survey*), em parceria com o DNPM (Departamento Nacional de Produção Mineral). Neste trabalho, a então “Série Rio das Velhas” foi subdividida nos grupos Nova Lima e Maquiné, compostos por rochas metavulcanossedimentares e metassedimentares clásticas, respectivamente.

Posteriormente, a série Rio das Velhas foi elevada à categoria de Supergrupo por Loczy & Ladeira (1976) e reconhecida como um *greenstone belt* por Schorscher (1976) e Almeida (1976). Em 1979, Schorscher propôs a criação do Grupo Quebra Osso para se referir aos derrames komatiíticos na base do *greenstone belt*, abaixo dos grupos Nova Lima e Maquiné. Essa concepção é adotada na presente dissertação. Entretanto, esta proposta não foi amplamente aceita e diversos trabalhos subsequentes consideraram o Grupo Quebra Osso como parte do Grupo Nova Lima (Baltazar & Raposo, 1993; Zucchetti *et al.*, 2000; Baltazar & Zucchetti, 2007).

No período entre 1992-1995, o Serviço Geológico do Brasil (CPRM/SGB) realizou o mapeamento geológico 1:25.000 do *greenstone belt* Rio das Velhas (Figura 3.3), através do convênio com o Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), no âmbito do Programa de Estudos de Distritos Mineiros. Neste projeto, os grupos Nova Lima e Maquiné foram subdivididos em unidades litoestratigráficas informais e o Grupo Quebra Osso foi redefinido como uma unidade

informal da base do Grupo Nova Lima. Devido ao elevado grau de intemperismo e deformação tectônica, os autores optaram por não formalizar as unidades litoestratigráficas dentro do Grupo Nova Lima, tratando seus litotipos como unidades informais e agrupando-os em associações de litofácies: 1) vulcânica-plutônica máfica-ultramáfica, 2) vulcanossedimentar química, 3) sedimentar clasto-química, 4) vulcanoclástica, 5) ressedimentada, 6) costeira e 7) não-marinha (Zucchetti *et al.* 2000; Baltazar & Zucchetti, 2007).

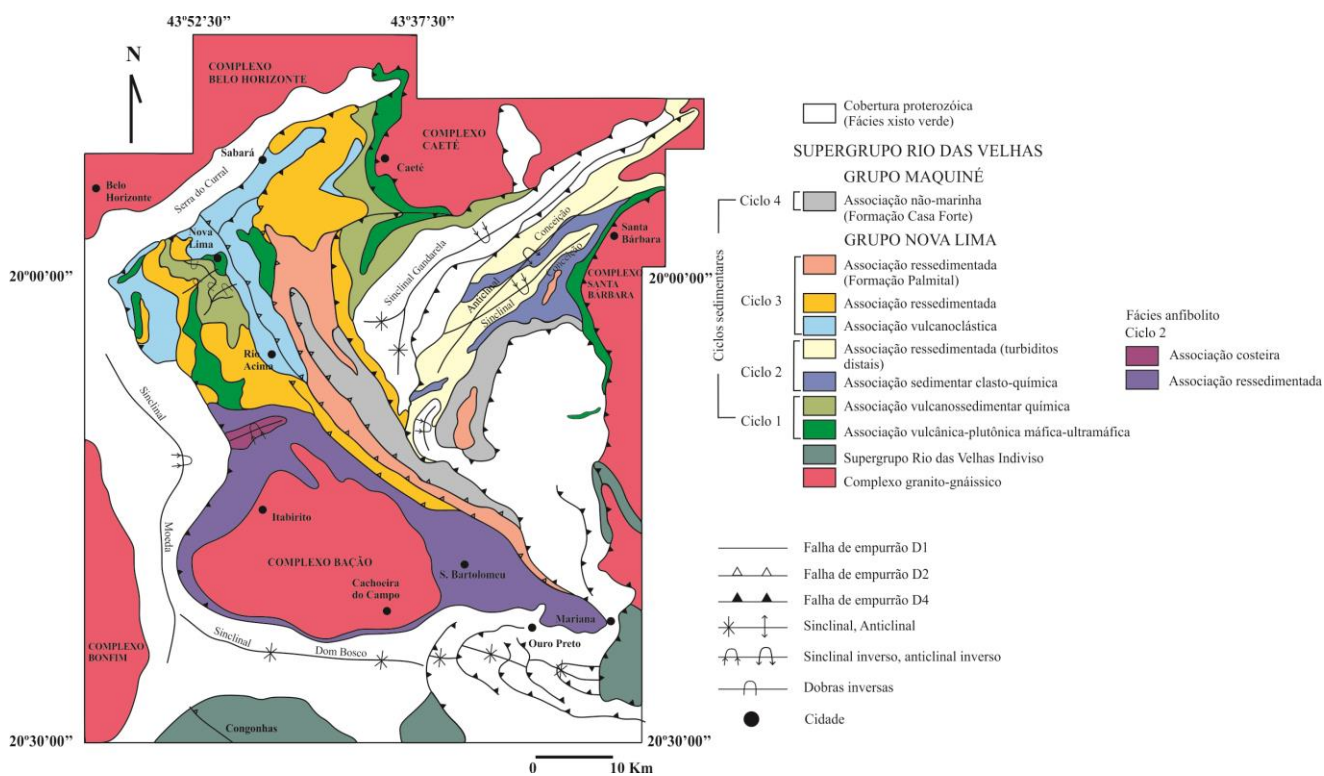


Figura 3.3. Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero com ênfase nas unidades do Supergrupo Rio das Velhas (modificado de Baltazar & Zucchetti, 2007).

O **Grupo Nova Lima** foi definido por seqüências contendo rochas metaultrabásicas e metabásicas, com intercalações de formações ferríferas do tipo Algoma, metachertes, filitos carbonosos, metagrauvascas e quartzitos (Dorr, 1969). Estão incluídos nesse grupo as unidades: *Quebra Osso*, *Córrego dos Boiadeiros* e *Ouro Fino* (associação metavulcânica-plutônica); *Morro Vermelho* (associação metavulcanossedimentar química); *Santa Quitéria* (associação clasto-química); *Ribeirão Vermelho* e *Mestre Caetano* (associação vulcanoclástica); *Córrego do Sítio*, *Mindá*, *Catarina Mendes*, *Córrego da Paina*, *Fazenda Velha* e *Pau D'Óleo* (associação ressedimentada) (Zucchetti *et al.*, 2000).

O **Grupo Maquiné** engloba as rochas das associações costeira e não-marinha, representadas pelas formações Palmital (O'Rourke, 1957) e Casa Forte (Gair, 1962), respectivamente. Esse grupo apresenta contato gradacional a discordante com o Grupo Nova Lima (Dorr, 1969). A Formação Palmital é subdividida nas unidades *Andaimés* e *Rio de Pedras*, e contém metarenitos, metapelitos e

metaconglomerados, formados em ambiente marinho raso a litorâneo. A Formação Casa Forte é composta por metarenitos e metaconglomerados fluviais, inseridos nas unidades *Chica Dona*, *Córrego do Engenho*, *Capanema* e *Jaguara*.

Baltazar & Zucchetti (2007) estabelecem quatro ciclos de sedimentação para as rochas do *greenstone belt* Rio das Velhas. Segundo os autores, o primeiro ciclo é definido pela extensão de uma bacia oceânica, caracterizado pela sedimentação química e pela ocorrência de vulcanismo básico-ultrabásico basal, relacionado a plumas mantélicas. O segundo ciclo é caracterizado pela deposição dos sedimentos da associação clasto-química, os quais marcam o final da fase extensional e início da fase de subducção. As rochas turbidíticas e vulcanoclásticas são associadas ao terceiro ciclo, e teriam se depositado durante a fase orogênica da bacia. Por fim, os sedimentos clásticos do Grupo Maquiné são relacionados ao quarto ciclo, e interpretados como depósitos de uma bacia retroarco do tipo *foreland*.

3.3. O Grupo Quebra Osso

O Grupo Quebra Osso constitui um dos principais segmentos de rochas ultrabásicas do Quadrilátero Ferrífero, e integra a base do *greenstone belt* Rio das Velhas (Schorscher, 1978, 1979). Segundo Schorscher (1992), esse grupo é constituído por rochas metaultramáficas extrusivas subaquáticas (metakomatiitos), com intercalações de sedimentos químicos, como formações ferríferas bandadas do tipo Algoma e metachertes ferruginosos, metamorfozados em fácies xisto verde a anfibolito inferior.

A primeira menção à ocorrência dessas rochas no Quadrilátero Ferrífero é atribuída a Harder & Chamberlain (1915), que se referiam a elas como “rochas eruptivas serpentinizadas”. Durante o mapeamento geológico do Quadrilátero Ferrífero pelo convênio *United States Geological Survey* (USGS) e DNPM, estas rochas foram interpretadas por Simmons (1968) e Maxwell (1972) como ultramáficas intrusivas pós-Minas. Coube a Schorscher (1978) a definição dessas rochas como komatiitos peridotíticos, dado o reconhecimento da textura *spinifex*.

Conforme mencionado anteriormente, não há consenso quanto ao posicionamento estratigráfico desses derrames. Devido às semelhanças químico-petrográficas com as demais rochas ultramáficas do Supergrupo Rio das Velhas, alguns autores consideram que os komatiitos do Córrego Quebra Osso integram a base do Grupo Nova Lima (Zucchetti *et al.*, 2000 e referências nele contidas). Entretanto, o presente trabalho segue a definição de Schorscher (1979), e considera esses komatiitos como um grupo distinto, pois apresentam particularidades texturais e químicas que não ocorrem nas demais regiões do *greenstone belt*.

As principais exposições dessas rochas ocorrem no vale do Córrego Quebra Osso (seção-tipo) e em minas inativas da Pedreira Um Valemix, no município de Catas Altas/MG (Figura 3.4). Nesta região, o Grupo Quebra Osso constitui uma faixa de orientação NNE-SSW, com cerca de 15 km de comprimento e 600-800 m de espessura. A sucessão estratigráfica encontra-se invertida, e o Grupo Quebra Osso exhibe contato tectônico com o Complexo Santa Bárbara, a leste, e com as rochas metavulcanossedimentares do Grupo Nova Lima, a oeste (Sichel, 1983; Sichel & Valença, 1983; Baltazar & Raposo, 1993; Schorscher *et al.*, 1990; Malouf & Raposo, 1996; Silva, 1996). Na porção centro-sul da área de estudo, o Quebra Osso também apresenta contato tectônico com uma faixa delgada de rochas metassedimentares (quartzitos e metaconglomerados), correlacionadas ao Grupo Caraça (Maxwell, 1972; Malouf & Raposo, 1996; Ferreira *et al.*, 2020) e, alternativamente, ao Supergrupo Espinhaço (Schorscher, 1980) e à Sequência Serra da Boa Vista (Luchesi, 1991; Rossi, 2010).

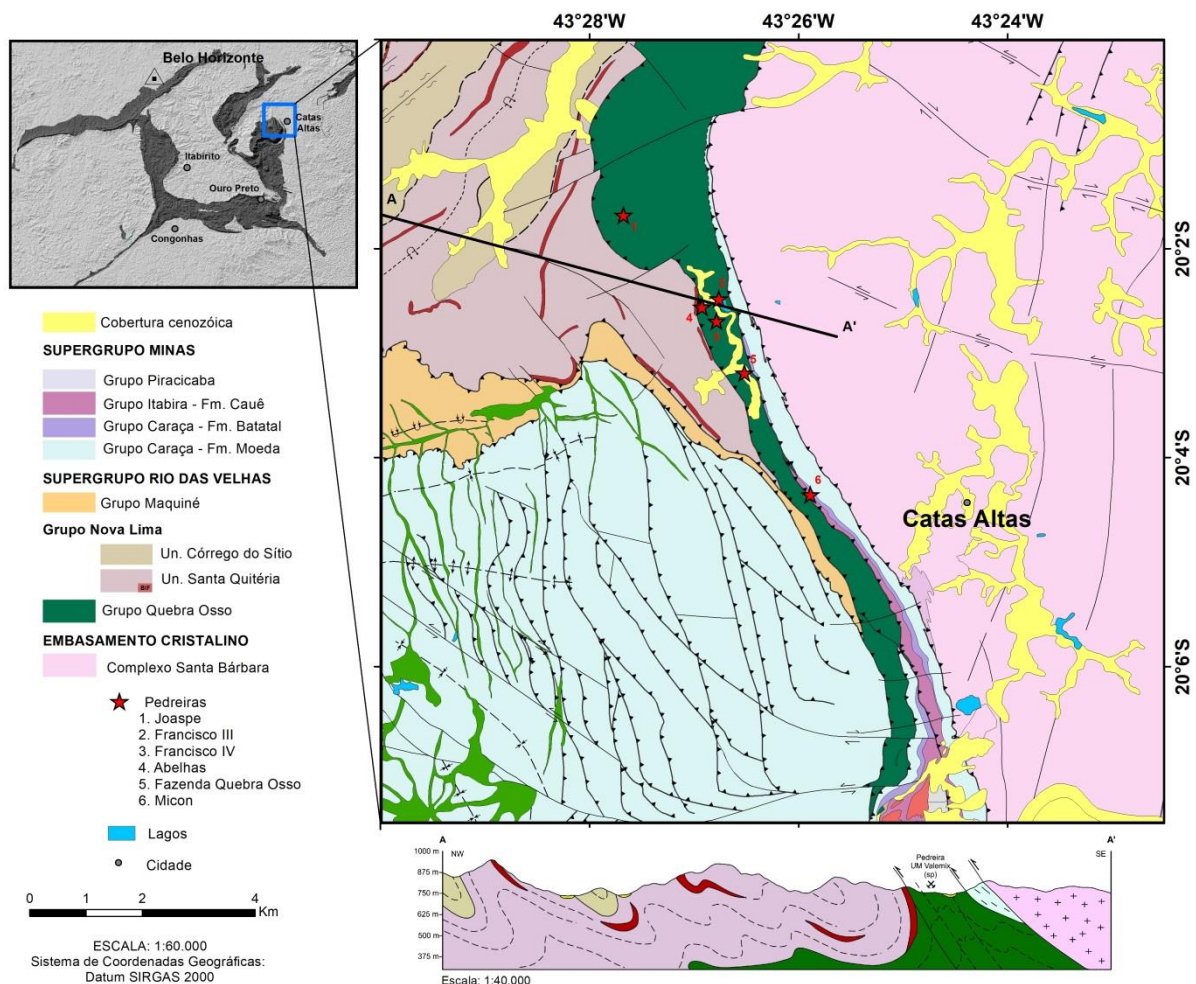


Figura 3.4. Mapa geológico simplificado da área de estudo (modificado de Ferreira *et al.*, 2020; Malouf & Raposo, 1996; Maxwell, 1960).

Assim como as demais rochas do Supergrupo Rio das Velhas, o Grupo Quebra Osso foi submetido a pelo menos três fases de deformação, sendo duas delas compressivas e uma extensional (Baltazar & Zucchetti, 2007). Dessa maneira, as rochas komatiíticas foram afetadas por deformação e metamorfismo pervasivos, responsáveis pela foliação e alteração dos protólitos ígneos. Os corpos ultramáficos tendem a formar *Pods* ou sigmoides de dimensões métricas, comumente estirados e bordejados por zonas miloníticas anastomosadas. Apresentam mergulho de 50° para E-SE, com variações locais para NE e SW. Os contatos entre os diferentes derrames estão cisalhados e é difícil estabelecer sua estratigrafia e espessura precisamente. Apesar da serpentização e talcificação das rochas originais, as texturas e estruturas ígneas encontram-se preservadas no interior desses sigmoides. Os derrames podem ser maciços, brechados ou almofadados, com texturas *spinifex* ou cumulática (Schorscher, 1978, 1992; Schrank *et al.*, 1984, 1990; Schorscher, 1978, 1992; Santos, 2011; Ferreira *et al.*, 2018).

O ambiente tectônico e a classificação dos komatiítos do Grupo Quebra Osso ainda são alvos de debate. De acordo com Schorscher (1992), a evolução do Supergrupo Rio das Velhas iniciou-se com um rifte da crosta siálica que desencadeou o vulcanismo komatiítico. O mesmo autor propõe que os komatiítos e basaltos de alto-MgO são derivados de fusão parcial do manto (N30%) sob diferentes profundidades e temperatura de cerca de 1500 °C. Recentemente, a partir de estudos geoquímicos, Acken *et al.* (2016) apontam a similaridade entre as rochas ultramáficas do Grupo Quebra Osso e os komatiítos de Alto-Al, como Comondale e Weltevreden (cráton Kaapvaal). Os autores indicam que a formação dessas rochas deve ter sido associada a múltiplos estágios de fusão do manto, e dificilmente seriam relacionadas a uma zona supra-subducção. Por outro lado, Verma *et al.* (2017) propõem que esses komatiítos são semelhantes aos komatiítos não-depletados em Al (*Al-undepleted*), do tipo Munro, e seriam cristalizados a partir de altas taxas de fusão do manto (N30%), em um ambiente de subducção.

Por sua vez, Fonseca *et al.* (2018) propuseram que os komatiítos do Supergrupo Rio das Velhas seriam formados a partir de uma fonte depletada em ETRL (elementos terras raras leves) e enriquecida em ETRP (elementos terras raras pesados), atribuída a sucessivos episódios de fusão parcial e extração dos componentes basálticos, até a exaustão química do manto.

CAPÍTULO 4 - PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL

O presente capítulo apresenta os dados petrográficos e as análises de química mineral para serpentinas, cloritas, anfibólios, Cr-espinélios, talco e ilmenita. Sete lâminas representativas dos derrames komatiíticos do Grupo Quebra Osso foram selecionadas para análises de química mineral (RC-417B, RC-419B, RC-421B, RC-423A, RC-423B, RC-423C e RC-424A), e suas características estão sintetizadas na Tabela 4.1. Mapas composicionais foram obtidos a partir da microsonda eletrônica, nas amostras RC-419B e RC-423A. Adicionalmente, a identificação dos minerais de serpentina foi complementada por análises de espectrometria Raman, nas lâminas RC-417B, RC-419B, RC-421B e RC-423A.

Tabela 4.1. Lâminas representativas dos metakomatiítos do Grupo Quebra Osso.

Amostra	Nível derrame	Fácies vulcânica	Microtextura	Associação mineral
RC-417B	Basal	Maciça	Cumulática	Srp ± Cb ± Chr ± Ilm ± Pn ± Po
RC-419B	Intermediário	Maciça	Cumulática/ <i>Microspinifex</i>	Srp + Tlc + Amp ± Mag ± Ilm
RC-421B	Intermediário	Maciça	Cumulática/ <i>Microspinifex</i>	Srp + Amp + Tlc ± Mag ± Pn
RC-423A	Topo	Acamadada - Nível A	<i>Spinifex</i>	Srp + Chl + Amp + Tlc ± Mag ± Chr ± Ilm
RC-423B	Intermediário	Acamadada - Nível Transicional A/B	Cumulática/ <i>Microspinifex</i>	Srp + Amp + Tlc ± Mag
RC-423C	Basal	Acamadada - Nível B	Cumulática	Srp + Tlc + Amp ± Mag
RC-424A	Basal	Maciça/Brechada	Cumulática	Srp + Amp + Tlc + Mag ± Pn

*Abreviaturas dos nomes dos minerais segundo Whitney & Evans (2010).

4.1. Caracterização petrográfica

Os derrames komatiíticos do vale do Córrego Quebra Osso constituem derrames maciços a acamadados e, localmente, almofadados. Associam-se a esses derrames, rochas vulcanoclásticas e raras lentes de metassedimentos, compostos por formações ferríferas bandadas, metachertes, filitos carbonosos e fuchsita-quartzo xistos. Apesar da alteração pervasiva dos protólitos ígneos, os litotipos estudados podem apresentar texturas primárias, decorrentes da substituição da olivina e piroxênio por serpentina e clorita pseudomórficas. Essa variação textural serviu como base para a classificação das fácies vulcânicas presentes nos derrames komatiíticos.

4.1.1. Metakomatiítos

Na área de estudo, os metakomatiítos são classificados, em sua maioria, como serpentinitos. Essas rochas apresentam coloração cinza escura a esverdeada, granulação fina a média e são, comumente, cortados por veios de serpentina e carbonato. A associação mineral é predominantemente secundária, composta por serpentina, clorita, tremolita e talco, além de opacos,

carbonato, rutilo e biotita como fases acessórias. Essa paragênese é coerente com metamorfismo de baixo grau, em fácies xisto verde a anfibolito baixo.

Os **derrames com spinifex** são caracterizados pela presença de cristais tabulares a aciculares de serpentina e/ou clorita pseudomórficas, dispostos sobre uma matriz finamente granulada, composta por serpentina, clorita, tremolita, talco magnetita, ilmenita e cromita cruciforme (Figura 4.1a). Os cristais tabulares definem a *spinifex* do Tipo I, cujas dimensões variam entre 1,5-10 mm de comprimento e 0,2-1,5 mm de largura. Esses cristais possuem orientação randômica e podem apresentar texturas do tipo *hopper*, *chain-like*, *bookcharts* e *swallowtail*, frequentemente observadas em cristais magmáticos de olivina (Donaldson, 1982; Faure *et al.*, 2003, 2006). Na matriz da rocha, os cristais aciculares definem a *spinifex* do Tipo II, e apresentam dimensões médias de 5 mm de comprimento e 0,2 mm de largura. Esses cristais possuem arranjo curvo e divergente, definindo uma textura plumosa, comumente associada ao clinopiroxênio (Faure *et al.*, 2006).

Os **derrames maciços** correspondem a rochas orto a mesocumuláticas, compostas por fenocristais euédricos a subédricos equigranulares (0,1-2 mm) de provável olivina cumulática, pseudomorfizados por serpentinas com textura *mesh* (Figura 4.1b). Essa textura é definida por cristais lamelares de serpentina incolor a verde pálido, orientados paralelamente às fraturas dos grãos, que delimitam núcleos de material fibroso a isotrópico. Cristais finos de magnetita ocorrem associados aos cristais cumuláticos, nas bordas ou preenchendo fraturas dos grãos. A matriz da rocha é constituída por serpentina, talco e tremolita, em arranjo decussado, além de carbonato, cromita cumulática, ilmenita, pentlandita e pirrotita como fases acessórias. Localmente, na porção *intercumulus*, são observados cristais aciculares de serpentina pseudomórfica (~0,5 mm de comprimento), os quais definem textura *microspinifex* (*spinifex* do Tipo III).

Os **derrames almofadados** são caracterizados pela justaposição de massas arredondadas de lava, denominadas *pillows* (“almofadas”). Ao microscópio, essas estruturas apresentam zoneamento concêntrico, caracterizado por núcleos com textura cumulática que gradam para texturas *microspinifex*, nas bordas (Figura 4.1c). A textura cumulática é definida por serpentinas granulares pseudomórficas, com textura *mesh*, enquanto a textura *microspinifex* é composta por cristais aciculares de granulação fina, por vezes, esqueletiformes. O material *interpillow* é diverso, englobando material tufáceo, caracterizado por filossilicatos finos (serpentina e talco) em arranjo decussado, agregados de carbonato e hialoclastitos.

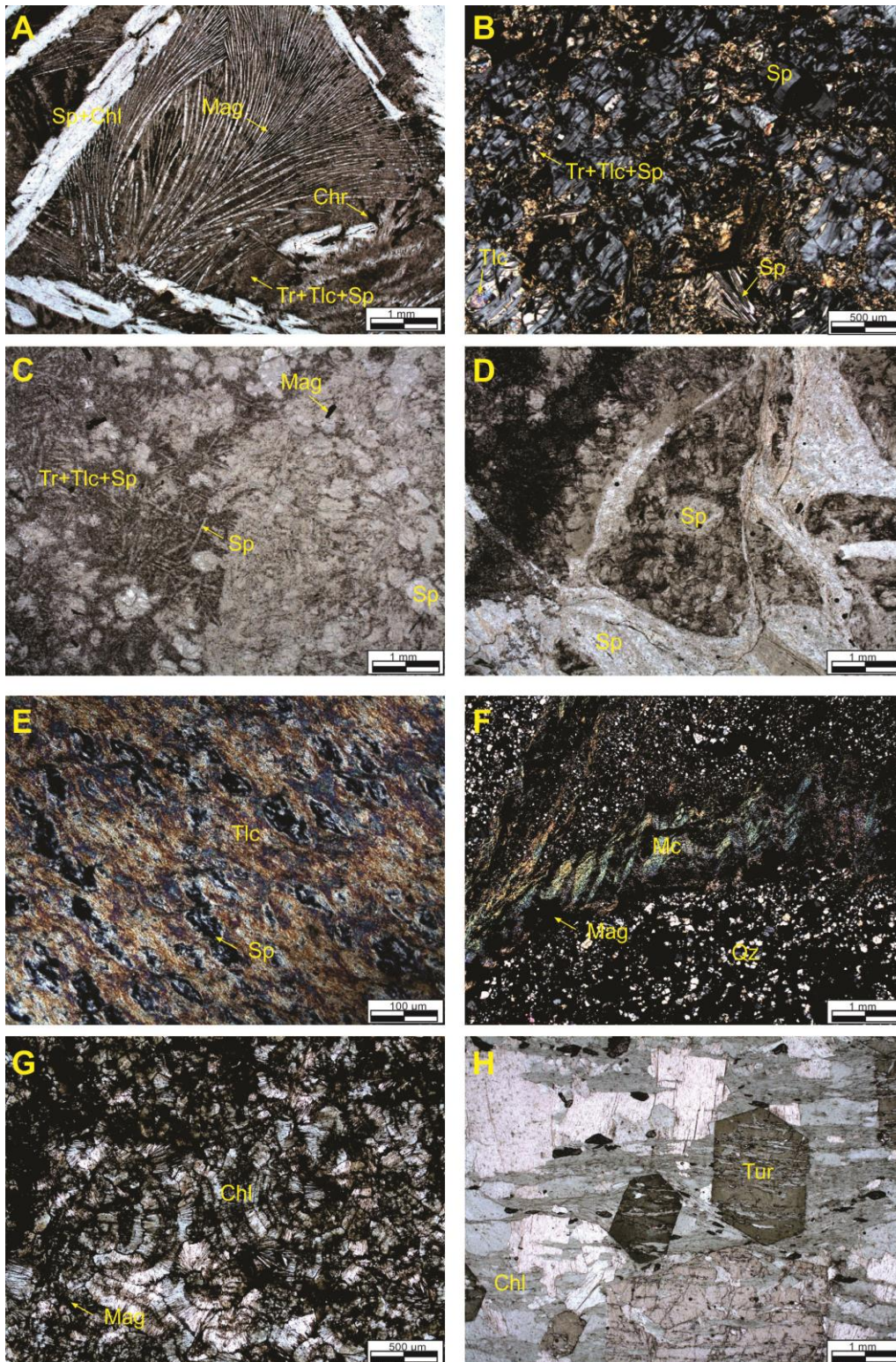


Figura 4.1. Aspecto microscópico das rochas do Grupo Quebra Osso. a) Metakomatiíto com textura *spinifex* característica, com fenocristais tabulares e aciculares de serpentina e/ou cloritas pseudomórficas, imersos em matriz composta por Tr+Tlc+Sp+Chr+Mag; b) rocha ultramáfica mesocumulática, composta por fenocristais de serpentina granular pseudomórfica, disposta sobre matriz de Tr+Tlc+Sp; presença de textura *microspinifex* na porção *intercumulus*; c) seção transversal de uma *pillow*, com zoneamento concêntrico caracterizado por núcleo com textura cumulática (serpentina *mesh*) e bordas com textura *microspinifex*, sobre matriz afanítica de Sp+Tlc+Mag; d) hialoclastito, com preservação de textura cumulática no interior de um clasto, e bordejado por cristais lamelares de serpentina; e) metatufu ultramáfico com grânulos de serpentina pseudomórfica sobre matriz filossilicática; f) lente de fuchsitita-quartzo xisto com bandamento composicional milimétrico e clivagem de crevulação incipiente; g) cloritito, composto por clorita magnésiana, da variedade penninita; h) rocha cloritica metassomática com porfiroblastos de turmalina.

O grau de preservação das feições ígneas é variável e, em grande parte da área estudada, elas foram completamente obliteradas. Neste caso, as rochas metaultramáficas correspondem a tremolitos, serpentina-talco xistos e (biotita)-(clorita)-talco-serpentina-tremolita xistos. Esses litotipos apresentam proporções variáveis de tremolita, talco, serpentina, clorita e biotita, além de quartzo, plagioclásio, magnetita, titanita, flogopita e epidoto como fases acessórias. De modo geral, eles apresentam microestruturas nematolepidoblástica a lepidoblástica, definidas pela orientação dos prismas de anfibólio e da matriz filossilicática, e granulação fina a média.

4.1.2. Rochas vulcanoclásticas

As **rochas autoclásticas** englobam hialoclastitos/autobrechas, formadas à custa dos demais tipos de derrames. Dessa maneira, os metakomatiitos brechados apresentam a mesma composição e mineralogia dos derrames descritos anteriormente. Os fragmentos são angulosos a levemente estirados, de dimensões milimétricas a centimétricas (Figura 4.1d). No interior dos clastos, podem ocorrer texturas cumuláticas ou *spinifex*, pseudomorfizadas por serpentina e/ou clorita, imersos em matriz composta por serpentina e clorita. Localmente, as lamelas de serpentina da matriz estão anastomosadas, assemelhando-se a texturas de fluxo.

Por sua vez, as **rochas piroclásticas** correspondem a metatufos e metalápilli tufos ultramáficos. Os metatufos se caracterizam por uma matriz essencialmente filossilicática, composta por proporções variáveis de talco, serpentina e opacos (Figura 4.1e), com microtextura lepidoblástica. Sobrepostos à matriz, podem ocorrer grânulos arredondados a estirados (lápili), pseudomorfizados por serpentina, estirados ao longo da foliação da foliação da rocha.

4.1.3. Rochas metassedimentares

As **rochas metassedimentares** associadas aos derrames komatiíticos do Grupo Quebra Osso correspondem a lentes delgadas de formações ferríferas bandadas e metachertes, além de xistos carbonosos e fuchsitá-quartzo xistos. Estas últimas litologias não constam na definição original de Schorscher (1992) e foram adicionadas a partir do presente estudo.

As lentes de fuchsitá-quartzo xisto exibem, ao microscópico, bandamento composicional submilimétrico a milimétrico, definido pela alternância entre níveis quartzosos e micáceos (Figura 4.1f). Os grãos de quartzo constituem agregados poligonais e exibem evidências de plasticidade intracristalina tais como: contatos intergranulares interlobados a suturados, subgrãos e extinção ondulante. Os níveis micáceos encontram-se dobrados e apresentam clivagem de crenulação incipiente. Cristais euédricos a subédricos de magnetita sobrecrescem os níveis micáceos e constituem porfiroblastos tardios.

4.1.4. Rochas metassomáticas

São identificadas ocorrências de **clorititos** e **turmalinitos**, associados aos corpos ultramáficos, possivelmente relacionados à processos de alteração metassomática (tipo *blackwall*). Os clorititos são constituídos por clorita magnesiana, com geminação característica de penninita (Figura 4.1g). Nestes, os cristais de clorita podem ser atribuídos a duas gerações, sendo a primeira de granulação fina (~0,2 mm) e a segunda, mais grossa (~5 mm), sobrecrecendo a matriz. Essas rochas apresentam quantidades expressivas de magnetita euédrica, e podem conter flogopita e porfiroblastos de turmalina (Figura 4.1h), além de carbonato e apatita ocorrerem como fases acessórias. Os turmalinitos são constituídos essencialmente por prismas orientados de turmalina, definindo uma microestrutura nematoblástica, com proporções variáveis de quartzo, magnetita e rutilo.

4.2. Espectrometria Raman

4.2.1. Introdução

A identificação das diferentes fases de serpentina tem sido alvo de longo debate na literatura. Apesar de não serem considerados polimorfos *stricto sensu*, esses minerais têm composição semelhante e, ao microscópio apresentam propriedades ópticas similares. Comumente, as serpentinas apresentam granulação fina e podem formar associações entre si, dificultando sua identificação por microscopia óptica. Em muitos casos, a utilização de Difração de Raios-X (DRX) também é inviabilizada, visto a necessidade de pulverização da amostra, que destrói as relações de contato entre as fases minerais e impede a análise de microtexturas.

Nos últimos anos, a espectrometria Raman tem se mostrado uma técnica favorável para caracterização das serpentinas (Rinaudo *et al.*, 2003). Esse método não exige preparação da amostra e pode ser realizada a partir de análises *in situ* em lâminas delgadas. Segundo Faria (2011), o método consiste na incidência de um feixe de radiação laser sobre um material, capaz de promover a vibração dos seus átomos constituintes. Essa vibração é característica de cada espécie química, e sua frequência fornece informações sobre a geometria da molécula e como os átomos estão ligados. Os resultados são apresentados em gráficos de intensidade da radiação espalhada, denominados espectros Raman, que correspondem a “impressão digital” do material e permitem sua identificação inequívoca.

4.2.2. O grupo da serpentina

O grupo da serpentina é composto por minerais hidratados (~13 wt.% H₂O), formados a partir da hidratação de rochas ultramáficas em condições de baixa temperatura (Evans *et al.*, 2013). Os

minerais primários ricos em magnésio (olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio) são substituídos por serpentinas, magnetita e, em alguns casos, brucita $[Mg(OH)_2]$. As serpentinas apresentam fórmula ideal $Mg_3Si_2O_5(OH)$ e são subdivididos em cinco variedades principais: crisotila, lizardita, antigorita, serpentina poligonal e serpentina poliedral (Wicks & O'Hanley, 1988; Mellini, 2013).

Do ponto de vista cristalográfico, esses minerais constituem filossilicatos 1:1, caracterizados pela alternância entre as camadas tetraédricas $[SiO_4]$ e octaédricas $[Mg(O,OH)_6]$. As camadas octaédricas são maiores e, por isso, geram uma incompatibilidade na estrutura cristalina. Essa incompatibilidade é contornada de maneiras distintas pelos minerais desse grupo (Evans *et al.*, 2013; Mellini, 2013; Figura 4.2). A *lizardita* apresenta estrutura planar, com as camadas na posição normal, e sua estabilização é favorecida pela substituição de Mg e Si, por Fe e Al. A *antigorita* possui uma estrutura ondulada, na qual as camadas octaédricas são contínuas, e as tetraédricas são invertidas periodicamente. A *crisotila* possui uma estrutura em espiral, responsável pelo hábito fibroso. A *serpentina poligonal* se assemelha a estrutura da lizardita, e apresenta camadas planas dobradas, produzindo uma morfologia cilíndrica. Por fim, a *serpentina poliedral* apresenta padrões tridimensionais mais complexos, resultando em uma morfologia esférica a subsférica. Essas particularidades estruturais refletem em espectros Raman característicos, permitindo sua distinção por esse método (Rinaudo *et al.*, 2003).

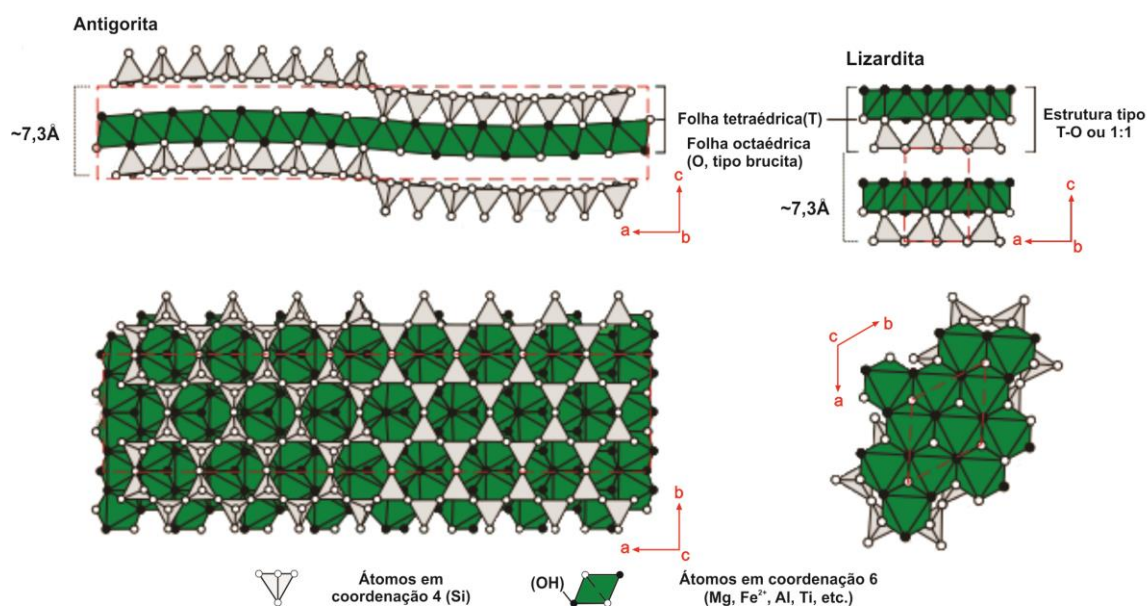
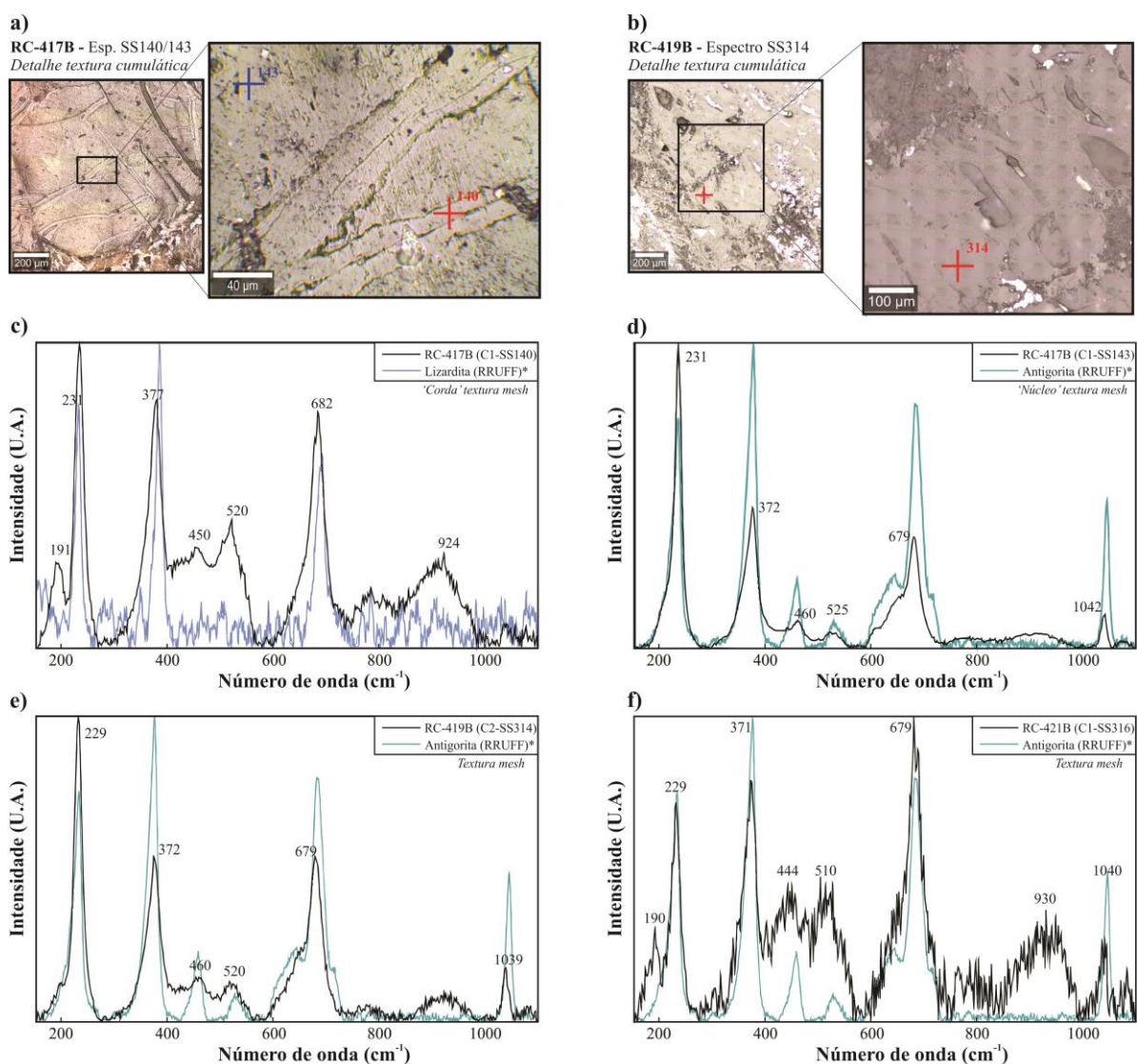


Figura 4.2. Modelo esquemático da estrutura cristalina da lizardita e da antigorita. Modificado de Uehara (1998) e Navarro *et al.* (2017).

4.2.3. Resultados

A identificação dos minerais dos minerais do grupo da serpentina foi realizada em quatro lâminas, das quais três se referem a derrames cumuláticos (RC-417B, RC-419B e RC-421B) e uma

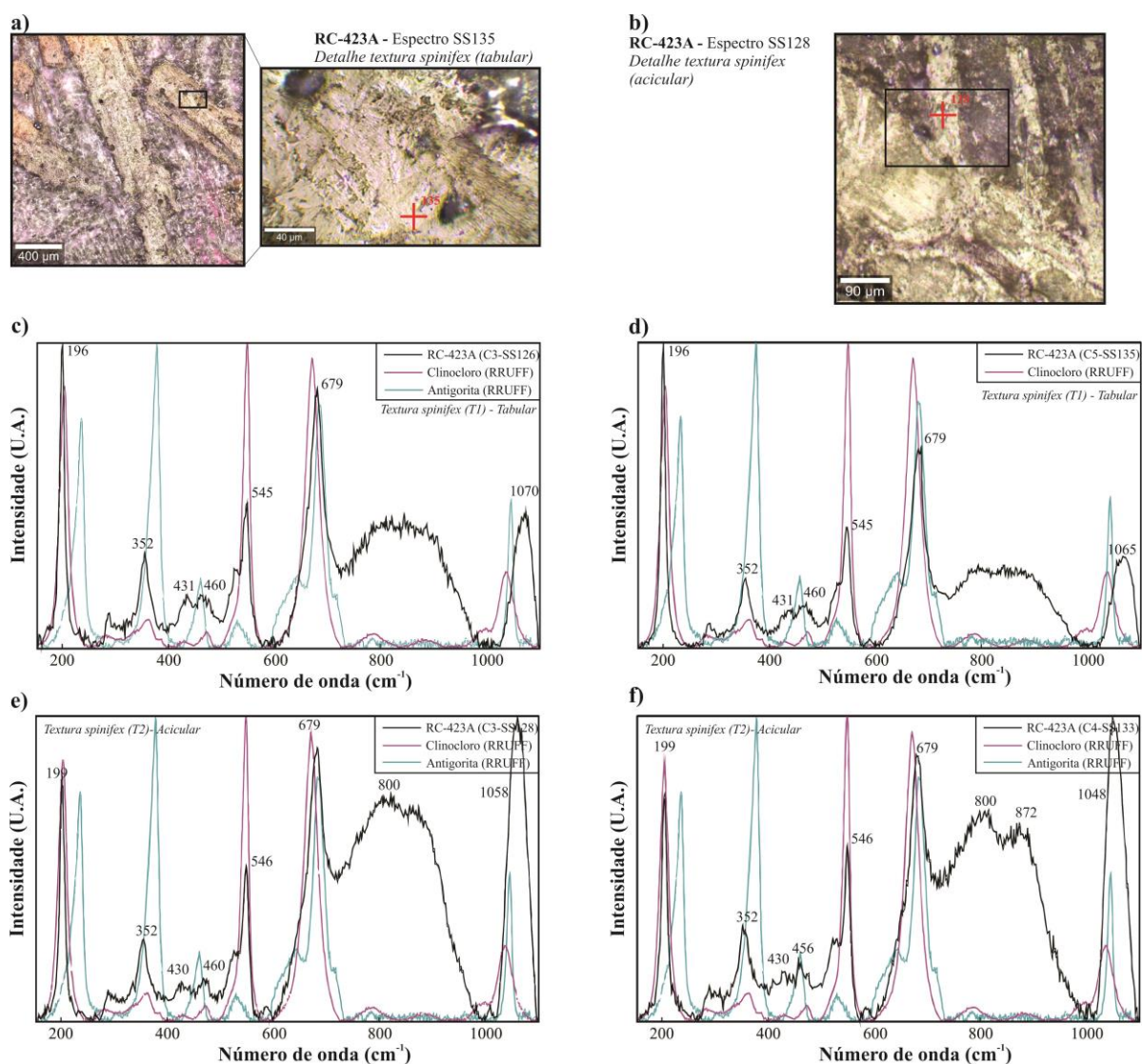
apresenta textura *spinifex* (RC-423A). Na amostra RC-417B (Figura 4.3a,b), foram identificados dois padrões distintos para as serpentinas, relativos às bordas e núcleos da textura *mesh*. O espectro C1-SS140 (Figura 4.3c) corresponde à serpentina lamelar adjacente a uma fratura (*mesh rim*), e é semelhante ao observado para a lizardita. As bandas mais intensas são observadas em 231, 377 e 682 cm^{-1} , e são concordantes com os principais picos do padrão. Destacam-se ainda, picos secundários em 450 e 520 cm^{-1} . No núcleo da textura *mesh* (*mesh core*), os espectros são similares à antigorita (espectro C1-SS143, Figura 4.3d), sendo os picos mais representativos em 231, 372, 679 cm^{-1} , além da banda característica observada em 1042 cm^{-1} . As amostras RC-419B (Figura 4.3e) e RC-421B (Figura 4.3f) também apresentam bandas bem marcadas em 229, 371/372, 679 e 1039/1040 cm^{-1} , relacionadas ao padrão de antigorita.



Os padrões extraídos do Banco de Dados 'RRUFF™ Project' referem-se à lizardita (R060006) e antigorita (R070228).

Figura 4.3. Imagens obtidas por Raman, com aumento de 50x e 100x, respectivamente, relativas às amostras: a) RC-417B e b) RC-419B. Espectros Raman [$\lambda = 633 \text{ nm}$, intervalo 150-1100 cm^{-1}] de serpentinas pseudomórficas em rochas cumuláticas: c) espectro RC417B-C1-SS140, comparado com padrão de lizardita; e espectros d) RC417B-C1-SS143; e) RC419B-SS314 e f) RC421B-SS136, comparados com padrão de antigorita. A intensidade da radiação é expressa como unidade arbitrária (u.a.).

A análise da amostra RC-423A, forneceu os espectros relativos aos dois tipos de textura *spinifex* (Tipo I: tabular - Figura 4.4a; Tipo II: acicular - Figura 4.4b). Os espectros da *spinifex* do Tipo I mostram picos bem destacados nas posições 196, 352, 545, 679 e 1065-1070 cm^{-1} , relativos aos espectros SS126 (Figura 4.4c) e SS135 (Figura 4.4d). Por sua vez, as *spinifex* do Tipo II, possuem picos semelhantes em 199, 352, 546 e 679, 1048-1058 cm^{-1} , relativos aos espectros SS 128 (Figura 4.4e) e 1058 cm^{-1} no espectro SS133 (Figura 4.4f), sendo que o último é mais pronunciado que nos espectros do Tipo I. Em todos os espectros, observa-se um intervalo com alta intensidade entre, aproximadamente, 800-900 cm^{-1} . As análises para a textura *spinifex* mostram padrões semelhantes tanto à antigorita quanto ao clinocloro, mas com variações na posição e intensidade dos picos.



Os padrões extraídos do Banco de Dados 'RRUFF™ Project' referem-se à antigorita (R070228) e clinocloro (R061080).

Figura 4.4. Imagens obtidas por Raman, com aumento de 50x e 100x, respectivamente, relativas a dois tipos de *spinifex*, presentes na amostra RC-423A: a) *spinifex* tabular (Tipo I), representada pelo espectro SS135; b) *spinifex* acicular (Tipo II), representada pelo espectro 128. Espectros Raman [$\lambda = 633 \text{ nm}$, intervalo 150-1100 cm^{-1}] de serpentinas e cloritas: c) RC423A-C3-SS126 e d) RC423A-C5-SS135, *spinifex* do Tipo I, e) RC423A-C3-SS128 e f) RC423A-C4-SS133, *spinifex* do Tipo II, comparados com padrões de clinocloro e antigorita. A intensidade da radiação é expressa como unidade arbitrária (u.a.).

O resultados obtidos por espectrometria Raman para os metakomatiitos do Grupo Quebra Osso foram comparados com os dados existentes na literatura (Kloprogge *et al.*, 1999; Rinaudo *et al.*, 2003; Groppo *et al.*, 2006; Petriglieri *et al.*, 2015) e estão sumarizados na Tabela 4.2. Os picos observados nos espectros Raman para as serpentinas associadas à textura *mesh*, mostram-se coerentes com os observados na bibliografia para lizardita e antigorita, e fornecem as seguintes considerações acerca da estrutura cristalina dos minerais analisados.

- As bandas entre 229 e 231 cm^{-1} devem estar relacionadas às vibrações dos grupos O-H-O;
- As bandas entre 371-377 cm^{-1} possivelmente se relacionam às vibrações simétricas do tetraedro de SiO_4 ;
- As bandas observadas em 190-191 cm^{-1} e 444-460 cm^{-1} são similares às bandas descritas nos trabalhos de Kloprogge *et al.* (1999) e Groppo *et al.* (2006). O primeiro intervalo é próximo a banda 197 cm^{-1} , relativa às vibrações dos grupos $[\text{Mg}(\text{O},\text{OH})_6]$; o segundo intervalo é próximo à banda 463 cm^{-1} , que se refere às translações Mg-OH + vibrações do tetraedro SiO_4 .
- As bandas observadas entre 510-520 cm^{-1} são coincidentes com a deformação do tetraedro $\text{SiO}_4\text{-AlO}_4$;
- As bandas observadas em 679 e 682 cm^{-1} correspondem às vibrações simétricas de Si-O_b-Si;
- O intervalo entre 924-930 cm^{-1} apresenta picos discretos, e pode resultar da presença de Al e Fe substituindo o Mg, nos sítios octaédricos (Groppo *et al.*, 2006). Conforme descrito por Farmer (1974), dados de IR sugerem que Al_2OH , $\text{Fe}^{3+}\text{AlOH}$ and MgAlOH em filossilicatos apresentam absorções em 915–950, 890 e 840 cm^{-1} , respectivamente;
- O pico 1045 cm^{-1} é atribuído à vibração assimétrica de Si-O-Si. No presente estudo, ele ocorre ligeiramente deslocado, variando entre 1039-1042 cm^{-1} .

De modo geral, as bandas mencionadas estão presentes nas duas fases de serpentina associadas à textura *mesh*, com exceção do último pico ($\sim 1045 \text{ cm}^{-1}$), que é característico da antigorita.

Tabela 4.2. Resultados de espectrometria Raman para serpentinas do Grupo Quebra Osso, comparados com os dados existentes na bibliografia. As posições das bandas são reportadas em cm^{-1} .

Este trabalho - Textura <i>Mesh</i>				Este trabalho - Textura <i>spinifex</i>				Dados bibliográficos									Atribuição de bandas para as serpentinas
RC-417B (SS140)	RC-417B (SS143)	RC-419B (SS314)	RC-421B (SS316)	RC-423A (SS126) Tipo I	RC-423A (SS135) Tipo I	RC-423A (SS128) Tipo II	RC-423A (SS133) Tipo II	Rinaudo et al. ^[1]	Groppo et al. ^[2]	Petriglieri et al. ^[3]	Rinaudo et al. ^[1]	Groppo et al. ^[2]	Petriglieri et al. ^[3]	Rinaudo et al. ^[1]	Groppo et al. ^[2]	Petriglieri et al. ^[3]	
Lizardita	Antigorita	Antigorita	Antigorita	Antigorita/ Clinocloro	Antigorita/ Clinocloro	Antigorita/ Clinocloro	Antigorita/ Clinocloro	Lizardita			Antigorita			Crisotila			
191	-	-	190	196	196	199	199	-	197	-	-	197	-	-	192	-	Vibrações dos grupos $\text{Mg}(\text{O},\text{OH})_6$
-	-	-	-	-	-	-	-	-	214	-	-	-	-	-	212	-	Vibrações dos grupos O-H-O
231	231	229	229	-	-	-	-	233	234	230	230	230	229	231	235	232	
-	-	-	-	352	352	352	352	350	-	349	-	-	-	345	348	345	δSiO_4
377	372	372	371	-	-	-	-	388	380	386	375	379	377	389	391	388	Vibrações simétricas $\nu_5(\text{e}) \text{SiO}_4$
450	460	460	444	431-460	431-460	430-460	430-456	-	-	-	-	463	-	-	-	-	Translações Mg-OH + vibrações $\nu_6(\text{e}) \text{SiO}_4$
520	525	520	510	545	545	546	546	510	-	532	520	-	-	-	-	-	Deformação $\text{SiO}_4\text{-AlO}_4$
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	621	-	-	631	620	-	622	Translações assimétricas OH-Mg-OH
-	-	-	-	-	-	-	-	630	640	-	635	640	-	641	-	-	
682	679	679	679	679	679	679	679	690	688	689 s	683	684	687	692	694	691	$\nu_3 \text{Si-O}_b\text{-Si}$
924	-	-	930	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	1042	1039	1040	1070	1065	1058	1048	-	-	-	1044	1045	1045	-	-	-	$\nu_{as} \text{Si-O}_b\text{-Si}$
-	-	-	-	-	-	-	-	1096	-	-	-	-	-	1105	-	-	$\nu_{as} \text{Si-O}_{nb}$

Referências bibliográficas: [1] Rinaudo et al. (2003); [2] Groppo et al. (2006); [3] Petriglieri et al. (2015)

Em relação às serpentinas associadas à textura *spinifex*:

- As bandas observadas em 196 e 199 cm^{-1} podem corresponder à banda 197 cm^{-1} , descrita por Groppo *et al.* (2006), relativa às vibrações dos grupos $[\text{Mg}(\text{O},\text{OH})_6]$;
- A banda característica em 231 cm^{-1} não é observada;
- O pico descrito em 352 cm^{-1} corresponde ao pico 350 cm^{-1} , descrito por Rinaudo *et al.* (2003), para a deformação do tetraedro SiO_4 ;
- As bandas entre 430 e 460 cm^{-1} são discretas, e podem se relacionar à banda 460 cm^{-1} , descrita por Groppo *et al.* (2006) para as translações Mg-OH + vibrações do tetraedro SiO_4 ;
- As bandas observadas em 545 ou 546 cm^{-1} são coincidentes com a deformação do tetraedro $\text{SiO}_4\text{-AlO}_4$;
- A banda observada em 679 cm^{-1} corresponde às vibrações simétricas de Si-O_b-Si;
- As bandas observadas entre 1048-1070 cm^{-1} podem corresponder à banda 1045 cm^{-1} , relativa à vibração assimétrica de Si-O_b-Si, característica da antigorita.

O espectro Raman do clinocloro $[(\text{Mg}_{10}\text{Al}_2)(\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{20})(\text{OH})_{16}]$, é caracterizado por picos bem marcados em 356, 553 e 687 cm^{-1} (Gopal *et al.*, 2004). Segundo os mesmos autores, a primeira banda é relativa à vibração de curvatura do Si-O, enquanto os dois últimos são relativos às vibrações simétricas do componente Si-O-Si. No presente estudo, destacam-se picos em 352, 545 ou 546, e 679 cm^{-1} que se aproximam dessas bandas.

Considerando todas as análises realizadas neste estudo, verifica-se a predominância de antigorita dentre as fases de serpentina dos metakomatíitos do Grupo Quebra Osso. A lizardita ocorre de maneira subordinada nas serpentinas *mesh*, associada à antigorita. Nos níveis com *spinifex*, a antigorita ocorre em associação com o clinocloro, definindo uma possível fase transicional. As variações observadas na intensidade e posição dos picos descritos na bibliografia se devem, possivelmente, às particularidades químicas dessas serpentinas.

4.3. Química mineral por microsonda eletrônica

4.3.1. Serpentinhas e cloritas

Os dados de microsonda eletrônica em serpentina e clorita contemplam 166 análises obtidas a partir de sete lâminas delgadas: RC-417B, RC-423C e RC-424A (derrames basais cumuláticos); RC-419B, RC-421B e RC-423B (derrames intermediários), e RC-423A (derrame de topo com textura *spinifex*). Conforme a classificação proposta por Wicks & Whittaker (1977), as serpentinas analisadas dessas rochas foram subdivididas em três tipos: (1) pseudomórficas, formadas após de olivina e piroxênio (textura *mesh* e *spinifex*); (2) não-pseudomórficas, as quais constituem cristais fibrosos na matriz da rocha; (3) veios de serpentina mili a centimétricos.

Nos derrames cumuláticos, as serpentinas (lizardita e antigorita) pseudomórficas são granulares e definem textura *mesh* (Tabela 4.3). As serpentinas *mesh* apresentam variação composicional em direção ao topo dos derrames: nas porções basais, o conteúdo de SiO₂ varia entre 37,0 a 42,9 wt.%, FeO entre 5,8 e 9,0 wt.% e MgO varia entre 30,8 e 36,2 wt.% (Figura 4.5a); nos derrames intermediários, as serpentinas apresentam menores valores de MgO (29,1-33,7 wt.%) e maiores teores de FeO e Al₂O₃ (Figura 4.5b, c), os quais podem atingir 10,1 e 9,7 wt.%, respectivamente. NiO (0,09-0,71 wt.%) e Cr₂O₃ (0,12-0,82 wt.%) possuem teores baixos e não apresentam variações significativas ao longo dos derrames.

As serpentinas (antigorita) e cloritas (clinocloro) pseudomórficas associadas à textura *spinifex* constituem três subtipos: 1) cristais tabulares pseudomórficos à olivina (Tipo I) e 2) cristais aciculares pseudomórficos de piroxênio (Tipo II), localizados nos derrames de topo; 3) cristais aciculares na *intercumulus* em derrames intermediários (Tipo III) (Tabela 4.4). A *spinifex* do Tipo I é caracterizada por teores de SiO₂ entre 32,1-33,3 wt.%, MgO entre 30,0-30,7 wt.% e FeO entre 7,7-8,2 wt.%, similar aos teores observados para o Tipo II (SiO₂: 30,9-38,2 wt.%; MgO: 28,1- 30,9 wt.%; FeO: 7,2-8,6 wt.%) (Figura 4.5d, e). A *spinifex* do Tipo III apresenta maior conteúdo de SiO₂ (37,8-44,3 wt.%), MgO (28,6-33,3 wt.%) e FeO (7,3-9,4 wt.%). O conteúdo de Al₂O₃ é semelhante nos dois primeiros tipos (Tipo I: 13,5-14,4; Tipo II: 10,4-16,6 wt.%), e significativamente maior quando comparado ao Tipo III (2,0-8,3 wt.%). A composição da *spinifex* do Tipo III é mais coerente com a serpentina, enquanto os outros dois tipos mostram uma possível associação com clorita (Figura 4.5f).

Por fim, as serpentina não-pseudomórficas, associadas à porção *intercumulus* nos derrames basais, possuem teores de SiO₂ entre 37,3-42,4 wt.%, MgO entre 30,7- 32,9 wt.% e Al₂O₃ entre 2,1- 9,2 wt.%. Os veios de serpentina têm valores de SiO₂ entre 35,2- 41,9 wt.%, MgO entre 32,4- 35,6 wt.% e Al₂O₃ entre 2,6-12,0 wt.%.

Tabela 4.3. Análises representativas de serpentinas pseudomórficas, com textura *mesh*, dos metakomatiitos do Grupo Quebra Osso.

Amostra	RC417B_C1- 8	RC423C_C1- 16	RC424A_C1- 4	RC419B_C5- 60	RC423B_C1- 22
Textura	Mesh	Mesh	Mesh	Mesh	Mesh
SiO ₂	41.67	38.08	38.67	38.80	38.96
TiO ₂	0.02	0.03	0.00	0.02	0.06
Al ₂ O ₃	2.25	8.49	5.55	7.89	5.26
FeO	6.92	7.61	7.43	8.27	9.89
Cr ₂ O ₃	0.27	0.82	0.40	0.66	0.55
MnO	0.09	0.00	0.09	0.04	0.05
MgO	35.92	31.82	34.42	30.84	32.04
CoO	n.a.	0.01	0.01	0.00	0.00
NiO	0.22	0.47	0.19	0.22	0.36
ZnO	0.05	0.03	0.00	0.00	0.05
CaO	0.01	0.08	0.03	0.16	0.07
BaO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Na ₂ O	0.00	0.08	0.02	0.02	0.03
K ₂ O	0.00	0.04	0.01	0.06	0.04
F	0.00	0.02	0.01	0.00	0.04
Cl	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	87.42	87.56	86.82	87.01	87.39
<i>Fórmula baseada em 14 oxigênios = 10 + 8 (OH,F,Cl)</i>					
Si	3.96	3.64	3.72	3.73	3.78
⁴ Al	0.04	0.36	0.28	0.27	0.22
⁶ Al	0.21	0.59	0.35	0.62	0.38
⁶ Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.55	0.61	0.60	0.66	0.80
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.02	0.06	0.03	0.05	0.04
Mn	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Co	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.02	0.04	0.01	0.02	0.03
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	5.09	4.53	4.94	4.42	4.63
Ca	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Soma X	5.90	5.86	5.95	5.80	5.90
O	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00
OH	8.00	7.99	8.00	8.00	7.99
F	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Porcentagens finais (incluindo H₂O) - em wt.%</i>					
SiO ₂	41.67	38.08	38.67	38.80	38.96
TiO ₂	0.02	0.03	0.00	0.02	0.06
Al ₂ O ₃	2.25	8.49	5.55	7.89	5.26
FeO	6.92	7.61	7.43	8.27	9.89
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.27	0.82	0.40	0.66	0.55
MnO	0.09	0.00	0.09	0.04	0.05
MgO	35.92	31.82	34.42	30.84	32.04
CoO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
NiO	0.22	0.47	0.19	0.22	0.36
ZnO	0.05	0.03	0.00	0.00	0.05
CaO	0.01	0.08	0.03	0.16	0.07
BaO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Na ₂ O	0.00	0.08	0.02	0.02	0.03
K ₂ O	0.00	0.04	0.01	0.06	0.04
F	0.00	0.02	0.01	0.00	0.04
Cl	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
H ₂ Ocalc	12.62	12.55	12.45	12.48	12.36
O=F,Cl	0.00	-0.01	-0.01	0.00	-0.02
Final total	100.04	100.10	99.27	99.48	99.73

Tabela 4.4. Análises representativas de serpentinas e cloritas pseudomórficas, com textura *spinifex*, dos metakomatitos do Grupo Quebra Osso.

Amostra	RC423A_C2-18	RC423B_C1-12	RC419B_C1-16	RC421B_C5-67	RC417B_C2-2	RC417B_C3_27	RC423C_C4-56	RC424A_C1-6
Textura	Spinifex Tabular (T1)	Spinifex Acicular (T2)	Intercumulus Microspinifex (T3)	Intercumulus Microspinifex (T3)	Veio	Material Intercumulus	Material Intercumulus	Material Intercumulus
SiO ₂	33.44	34.92	39.00	40.53	40.39	41.59	37.59	39.99
TiO ₂	0.02	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01
Al ₂ O ₃	13.48	12.23	8.16	4.27	4.60	2.41	9.24	5.05
FeO	7.97	8.34	8.32	8.80	6.67	7.05	7.71	7.41
Cr ₂ O ₃	0.35	0.61	0.81	0.56	0.21	0.24	0.93	0.51
MnO	0.05	0.02	0.00	0.13	0.09	0.06	0.00	0.07
MgO	30.38	30.79	30.15	32.32	35.10	35.85	30.74	33.77
CoO	0.00	0.03	0.01	0.01			0.02	0.03
NiO	0.43	0.38	0.24	0.16	0.17	0.18	0.58	0.27
ZnO	0.02	0.00	0.09	0.03	0.00	0.00	0.08	0.02
CaO	0.03	0.09	0.64	0.26	0.05	0.02	0.13	0.06
BaO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.04	0.11	0.00	0.04	0.00	0.00	0.10	0.03
K ₂ O	0.01	0.05	0.02	0.10	0.01	0.00	0.04	0.02
F	0.03	0.00	0.11	0.01	0.03	0.00	0.05	0.00
Cl	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	86.25	87.56	87.57	87.26	87.33	87.41	87.21	87.24
<i>Fórmula baseada em 14 oxigênios = 10 + 8 (OH,F,Cl)</i>								
Si	3.26	3.36	3.73	3.90	3.84	3.95	3.61	3.82
[4]Al	0.74	0.64	0.27	0.10	0.16	0.05	0.39	0.18
[6]Al	0.81	0.74	0.65	0.38	0.35	0.22	0.66	0.39
[6]Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.65	0.67	0.67	0.71	0.53	0.56	0.62	0.59
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.03	0.05	0.06	0.04	0.02	0.02	0.07	0.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Co	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.04	0.02
Zn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	4.42	4.41	4.30	4.64	4.97	5.08	4.40	4.81
Ca	0.00	0.01	0.07	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01
K	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Soma X	5.96	5.94	5.78	5.85	5.90	5.90	5.84	5.88
O	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00
OH	7.99	8.00	7.97	7.99	7.99	8.00	7.99	8.00
F	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Porcentagens finais (incluindo H₂O) - em wt.%</i>								
SiO ₂	33.44	34.92	39.00	40.53	40.39	41.59	37.59	39.99
TiO ₂	0.02	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01
Al ₂ O ₃	13.48	12.23	8.16	4.27	4.60	2.41	9.24	5.05
FeO	7.97	8.34	8.32	8.80	6.67	7.05	7.71	7.41
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.35	0.61	0.81	0.56	0.21	0.24	0.93	0.51
MnO	0.05	0.02	0.00	0.13	0.09	0.06	0.00	0.07
MgO	30.38	30.79	30.15	32.32	35.10	35.85	30.74	33.77
CoO	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.03
NiO	0.43	0.38	0.24	0.16	0.17	0.18	0.58	0.27
ZnO	0.02	0.00	0.09	0.03	0.00	0.00	0.08	0.02
CaO	0.03	0.09	0.64	0.26	0.05	0.02	0.13	0.06
BaO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.04	0.11	0.00	0.04	0.00	0.00	0.10	0.03
K ₂ O	0.01	0.05	0.02	0.10	0.01	0.00	0.04	0.02
F	0.03	0.00	0.11	0.01	0.03	0.00	0.05	0.00
Cl	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ Ocalc	12.29	12.48	12.48	12.45	12.61	12.62	12.46	12.55
O=F,Cl	-0.01	0.00	-0.05	-0.01	-0.01	0.00	-0.02	0.00
Final total	98.53	100.04	100.00	99.70	99.93	100.03	99.64	99.79

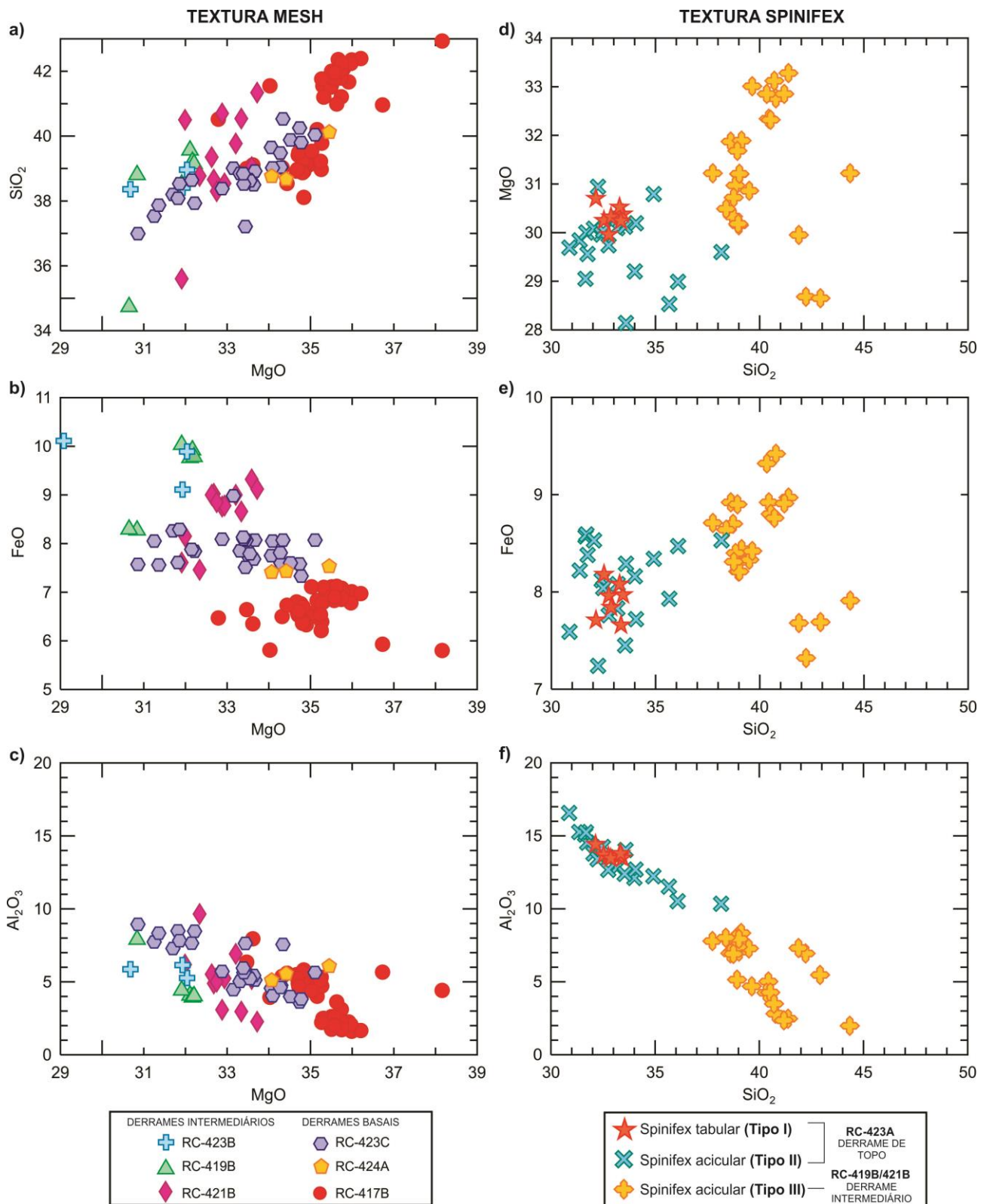


Figura 4.5. Diagramas binários para as serpentinas pseudomórficas de olivina cumulática: a) MgO versus SiO_2 ; b) MgO versus FeO ; e c) MgO versus Al_2O_3 . Diagramas binários para as serpentinas e cloritas pseudomórficas às texturas *spinifex*: d) SiO_2 versus MgO ; e) SiO_2 versus FeO ; e f) SiO_2 versus Al_2O_3 . Concentrações em wt.%.

4.3.2. Anfibólios

Os dados de microsonda eletrônica obtidos para os anfibólios contemplam 79 análises, presentes em seis lâminas: RC-423C e RC-424A (derrames basais); RC-419B, RC-421B, e RC-423B (intermediários); e RC-423A (topo). O cálculo das fórmulas estruturais e classificação dos anfibólios foram efetuados a partir da planilha *Excel* “Probe-AMPH” (Tindle & Webb, 1994; e referências nele contidas), considerando 23 átomos de oxigênio, $\Sigma 13$ cátions e estimando Fe^{2+} e Fe^{3+} . Os dados representativos são apresentados na Tabela 4.5.

Os anfibólios analisados pertencem a classe dos anfibólios cálcicos [$\text{Ca}^{\text{B}}(\text{Ca}+\text{Na}) \geq 1,00$]; $^{\text{B}}\text{Na} < 0,50$ a.p.f.u; Leake *et al.*, 1997, 2004) e são classificados, majoritariamente, como tremolita. O termo “subcálcico” foi adicionado às tremolitas com $\text{Ca} < 1,50$. As amostras RC-423A e RC-419B, apresentaram ainda raros cristais de hornblenda tremolítica, sendo quatro análises na primeira e uma análise na segunda. As razões $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ variam entre 0,92 e 1,00 (Figura 4.6a). Não foram observadas variações significativas na composição do centro para a borda de cristais individuais.

Tendo em vista a variabilidade faciológica dos derrames do Grupo Quebra Osso, é possível estabelecer uma relação entre os anfibólios de diferentes tipos de derrames. Considerando a relação Al^{IV} e $\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Fe}^{3+}+\text{Ti}$, verifica-se um aumento proporcional de seus teores desde os cumulos basais até os derrames com spinifex no topo (Figura 4.6b), sendo que os derrames basais apresentam $\text{Al}^{\text{IV}} = 0-0,09$ e $\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Fe}^{3+}+\text{Ti} = 0,03-0,50$ e, no topo, $\text{Al}^{\text{IV}} = 0,18-0,64$ e $\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Fe}^{3+}+\text{Ti} = 0,42-0,81$. Os derrames localizados na porção intermediária, apresentam maior variabilidade ($\text{Al}^{\text{IV}} = 0-0,50$; $\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Fe}^{3+}+\text{Ti} = 0,11-0,73$), e marcam a transição entre os níveis de base e topo.

O binário Al^{IV} *versus* Si mostra uma expressiva correlação linear negativa entre estes dois parâmetros (Figura 4.6c), sendo os maiores valores de Si observados nas amostras RC-423C e RC-424A (base do derrame), e os menores valores na amostra RC-423A, topo do derrame. Por outro lado, no binário Al^{IV} *versus* Na mostram uma correlação positiva, sendo que as porções de topo (RC-423A) apresentam maiores teores de álcalis (Figura 4.6d). Essas substituições $\text{Si} = \text{Na}$, Al^{IV} , que acontecem em direção ao topo do derrame, são características do *trend* de trocas pargasíticas.

Tabela 4.5. Análises representativas de anfibólios cálcicos dos metakomatiitos do Grupo Quebra Osso.

Amostra	RC419B C2-30	RC419B C4-45	RC421B C1-29	RC421B C3.1-38	RC423A C1-4	RC423A C4-33	RC423B C3-28	RC423B C4-46	RC423C C1-18	RC423C C3-36	RC424A C2-20	RC424A C4-46
Anfibólio	Hornblenda tremolítica	Tremolita	Tremolita	Tremolita	Tremolita subcálcica	Tremolita	Tremolita	Tremolita	Tremolita	Tremolita	Tremolita	Tremolita
SiO ₂	53.31	57.20	55.45	55.62	56.35	56.31	57.95	56.25	57.65	57.74	57.35	58.46
TiO ₂	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03	0.05	0.05	0.01	0.03
Al ₂ O ₃	3.05	0.12	1.29	1.14	2.07	1.11	0.07	1.56	0.16	0.12	0.12	0.18
Cr ₂ O ₃	0.30	0.05	0.36	0.32	0.22	0.04	0.04	0.21	0.07	0.06	0.00	0.01
Fe ₂ O ₃	5.79	4.15	4.54	4.37	5.40	4.84	4.09	4.45	1.15	1.40	3.56	3.42
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	2.51	2.19	0.00	0.00
MnO	0.10	0.14	0.08	0.08	0.16	0.16	0.18	0.12	0.08	0.07	0.16	0.18
MgO	24.68	23.59	24.18	24.97	24.05	23.57	22.83	22.03	22.37	22.43	23.77	23.66
NiO	0.16	0.11	0.19	0.30	0.00	0.09	0.08	0.07	0.15	0.07	0.11	0.05
ZnO	0.00	0.04	0.02	0.04	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
CaO	10.27	12.40	11.64	10.59	9.29	11.28	12.50	12.53	13.36	13.24	12.02	12.34
Na ₂ O	0.12	0.07	0.14	0.13	0.15	0.04	0.09	0.45	0.08	0.04	0.13	0.07
K ₂ O	0.02	0.04	0.02	0.02	0.04	0.02	0.04	0.03	0.01	0.01	0.05	0.02
BaO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.04	0.04	0.07	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
Cl	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O	2.18	2.17	2.17	2.15	2.19	2.17	2.20	2.18	2.18	2.18	2.19	2.19
O=F,Cl	0.00	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Total	100.00	100.13	100.15	99.80	99.96	99.65	100.18	99.99	99.82	99.61	99.47	100.63
Si	7.34	7.82	7.61	7.63	7.68	7.73	7.91	7.72	7.94	7.95	7.87	7.91
Al ^{iv}	0.50	0.02	0.21	0.18	0.32	0.18	0.01	0.25	0.03	0.02	0.02	0.03
Al ^{vi}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr	0.03	0.01	0.04	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.60	0.43	0.47	0.45	0.55	0.50	0.42	0.46	0.12	0.15	0.37	0.35
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.29	0.25	0.00	0.00
Mn	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
Mg	5.07	4.81	4.94	5.11	4.88	4.82	4.65	4.51	4.59	4.60	4.86	4.77
Ni	0.02	0.01	0.02	0.03	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.52	1.82	1.71	1.56	1.36	1.66	1.83	1.84	1.97	1.95	1.77	1.79
Na	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04	0.01	0.02	0.12	0.02	0.01	0.03	0.02
K	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OH	2.00	1.98	1.98	1.97	1.99	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.98
Soma	17.11	16.96	17.05	17.05	16.89	16.94	16.89	16.97	16.99	16.97	16.96	16.91
Soma (ex. Ca, Na,K)	13.56	13.12	13.30	13.46	13.49	13.26	13.03	13.00	13.00	13.00	13.15	13.09
(Ca+Na) (B)	1.52	1.84	1.71	1.56	1.39	1.67	1.85	1.96	1.99	1.96	1.80	1.81
Na (B)	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.01	0.02	0.12	0.02	0.01	0.03	0.02
(Na+K) (A)	0.03	0.01	0.04	0.04	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.94	0.95	1.00	1.00
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Al ^{vi})	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

* Planilha "Probe-Amph" para cálculo da fórmula estrutural dos anfibólios (Tindle & Webb, 1994). Baseada em 23 oxigênios e ajuste dos cátions considerando Σ13 (Ca-anfibólios).

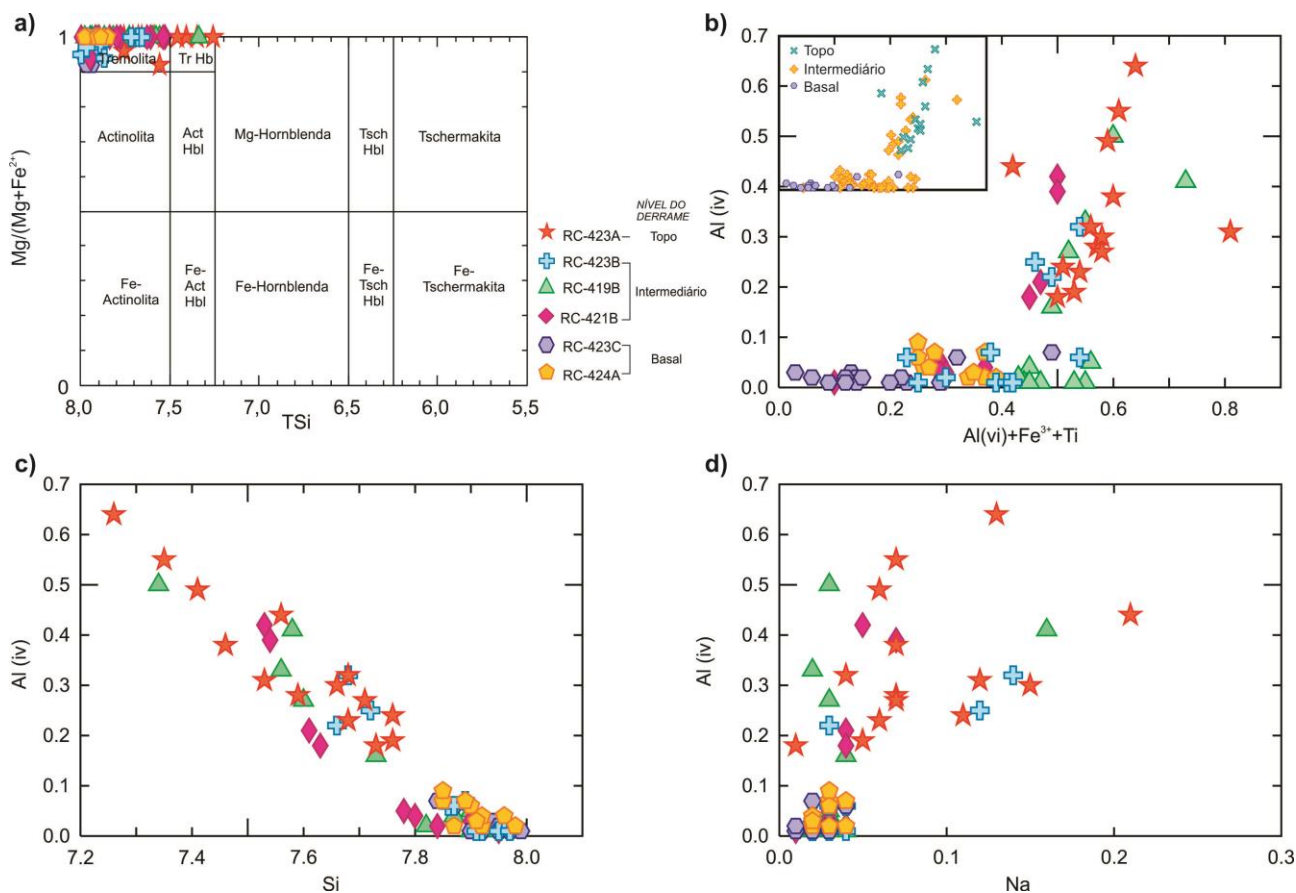


Figura 4.6. a) Diagrama de classificação (Leake *et al.*, 1997, Hawthorne *et al.*, 2012) para os anfibólios cálcicos dos metakomatítos do Grupo Quebra Osso. Diagramas binários: b) Al^{IV} (apfu) versus $Fe^{3+}+Al^{VI}+Ti$ (apfu); c) Al^{IV} (apfu) versus Si (apfu); d) Al^{IV} (apfu) versus Na (apfu).

4.3.3. Cromo-espinélios

No presente estudo, foram obtidas 20 análises em minerais do grupo do espinélio, presentes em duas lâminas: RC-417B (derrame cumulático) e RC-423A (derrame com *spinifex*). Nas rochas estudadas, os minerais desse grupo são classificados em dois tipos principais: 1) Tipo I, cristais euédricos corroídos associados aos derrames cumuláticos basais; 2) Tipo II, cristais cruciformes a dendríticos, esqueletiformes, associados aos derrames com textura *spinifex*. Os cristais são comumente zonados, sendo o zoneamento mais pronunciado nos espinélios do tipo II.

A planilha “SPINCAL” da *GabbroSoft* (disponível em <http://www.gabbrosoft.org>) foi utilizada para obter os componentes atômicos do espinélio, cuja fórmula considera 32 oxigênios e 24 cátions (os conteúdos de Fe^{2+} e Fe^{3+} foram calculados com base na estequiometria; Tabela 4.6). Os espinélios analisados são classificados, predominantemente, como cromita e Al-cromita, com bordas de ferritcromita (Figura 4.7a). Os cristais do Tipo I apresentam maiores valores Cr e Mg ($Cr_2O_3 = 49,86-53,59$ wt.%; $MgO = 1,05-2,46$ wt.%, Figura 4.7b), e valores inferiores de FeO, entre 31,72-35,10 wt.% (Figura 4.7c). Os núcleos dos cristais do Tipo II têm composição similar aos do Tipo I ($Cr_2O_3 = 49,52-51,31$ wt.%; $MgO = 1,05-1,47$ wt.%; $FeO = 32,25-34,15$ wt.%), enquanto as

bordas são mais enriquecidas em Fe e empobrecidas em Cr e Mg ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 43,06-47,65$ wt.%; $\text{MgO} = 0,35-2,41$ wt.%; $\text{FeO} = 43,60-52,40$ wt.%). Os teores de Al_2O_3 são inversamente proporcionais ao FeO e variam entre 10,37 e 11,31 wt.%, nos derrames cumuláticos, e entre 0,73 e 14,96 wt.%, nas bordas e núcleos dos derrames com *spinifex*, respectivamente (Figura 4.7d).

Os teores de ZnO são considerados anômalos (> 0.5 wt.%, e.g. Groves *et al.*, 1983) podendo chegar até 2.12 wt.%. O enriquecimento em zinco em cromitas do Grupo Quebra Osso foi reportado primeiramente por Schoscher (2000a, b), e foi interpretado como indicador metalogenético. Entretanto, o metamorfismo e a modificação da composição primária das cromitas podem ser responsáveis pelo enriquecimento em zinco (Barnes, 2000).

Tabela 4.6. Análises representativas de cromo-espinélios dos metakomatiitos do Grupo Quebra Osso.

Amostra	RC417B C5_1-44	RC417B C5_1-45	RC423A C2_01-11	RC423A C2_01-9	RC423A C7_01-51	RC423A C7_01-52
Derrame	Cumulática (Basal)	Cumulática (Basal)	Cruciforme (Topo)	Cruciforme (Topo)	Cruciforme (Topo)	Cruciforme (Topo)
Análise	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda	Núcleo	Borda
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.35
TiO ₂	0.13	0.18	0.10	0.52	0.09	0.37
Al ₂ O ₃	10.51	11.05	11.88	1.11	13.60	3.99
Cr ₂ O ₃	52.54	49.86	51.31	44.10	49.84	45.25
FeO	33.73	35.10	33.32	51.82	32.66	44.59
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	1.42	1.34	1.05	0.58	1.21	2.41
CaO	0.16	0.22	0.02	0.02	0.02	0.05
ZnO	1.54	1.53	1.58	0.89	1.76	1.19
Total	100.03	99.29	99.25	99.04	99.17	99.20
<i>Fórmula baseada em 32 oxigênios e 24 cátions</i>						
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.41
Ti	0.03	0.04	0.02	0.13	0.02	0.08
Al	3.52	3.73	3.98	0.42	4.51	1.42
Cr	11.79	11.30	11.53	11.17	11.09	10.82
Fe ²⁺	7.07	7.09	7.25	7.66	7.15	7.17
Fe ³⁺	0.83	1.17	0.60	5.11	0.48	3.49
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.60	0.57	0.44	0.28	0.51	1.09
Ca	0.05	0.07	0.01	0.01	0.00	0.02
Zn	0.32	0.32	0.33	0.21	0.36	0.27
Total	24.21	24.29	24.15	24.97	24.12	24.77
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.08	0.07	0.06	0.03	0.07	0.13
Cr/(Cr+Al)	0.77	0.75	0.74	0.96	0.71	0.88
Fe ²⁺ /(Mg+Fe ²⁺)	0.92	0.93	0.94	0.97	0.93	0.87
Fe ³⁺ /(Cr+Al+Fe ³⁺)	0.05	0.07	0.04	0.32	0.03	0.23

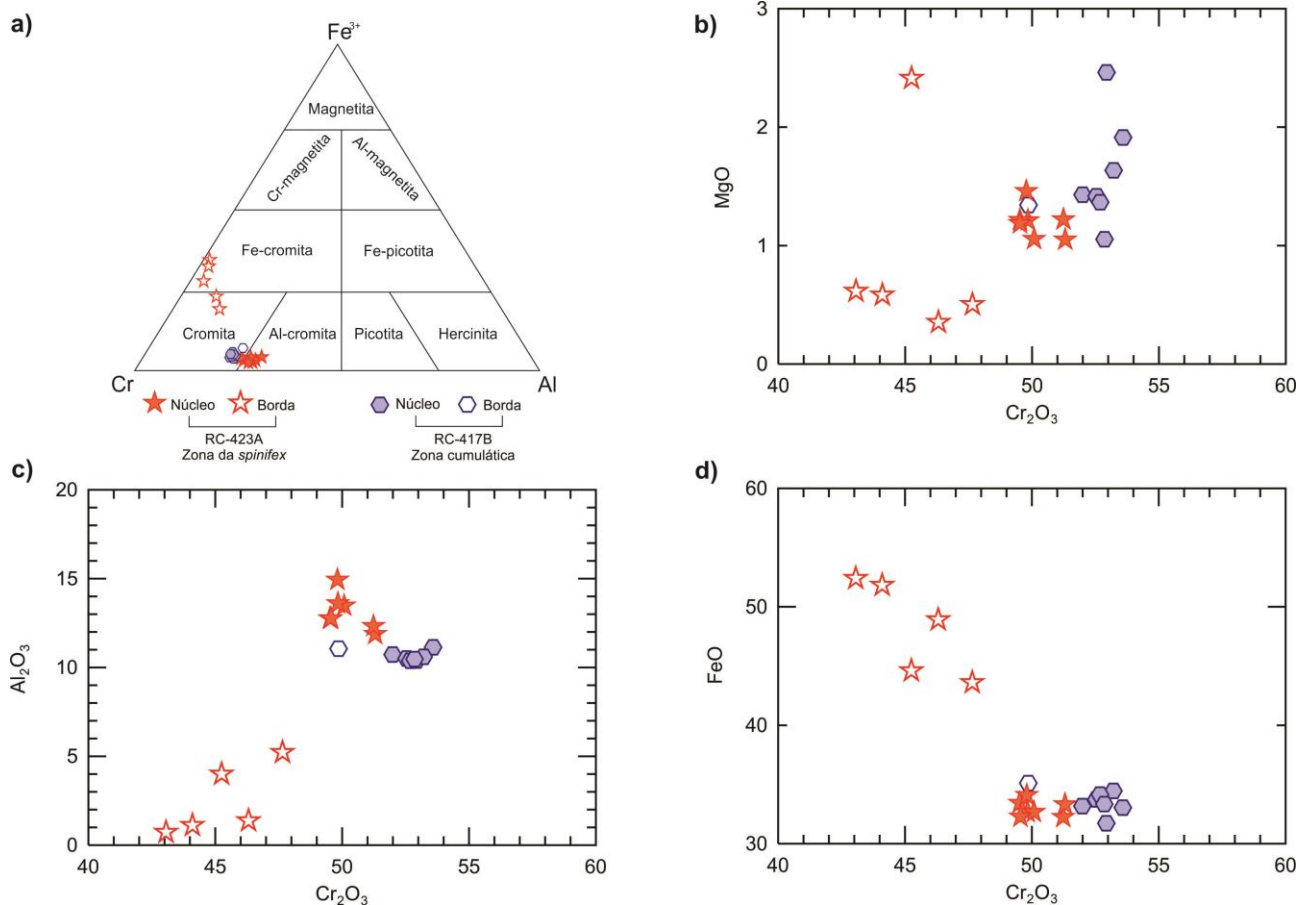


Figura 4.7. a) Diagrama ternário de classificação dos minerais do grupo do espinélio (Cr^{3+} - Fe^{3+} - Al^{3+}): $Y(Cr^{3+}) = Cr/(Cr+Fe^{3+}+Al)$; $Y(Fe^{3+}) = Fe^{3+}/(Cr+Fe^{3+}+Al)$; $Y(Al^{3+}) = Al/(Cr+Fe^{3+}+Al)$ (modificado de Deer *et al.*, 1992). Diagramas binários: b) Cr_2O_3 versus MgO ; c) Cr_2O_3 versus Al_2O_3 ; d) Cr_2O_3 versus FeO . Concentrações em wt.%.

4.3.4. Talco

Nas rochas estudadas, o talco é constituído essencialmente por SiO_2 e MgO , cujos valores variam entre 57,46 a 62,74 wt% e 29,21 a 31,07 wt.%, respectivamente. Nas análises realizadas, o talco têm ainda teores significativos de FeO (2,69-4,09 wt.%), Al_2O_3 (0,06-2,38 wt.%) e NiO (0,18-0,33 wt.%) (Tabela 4.7).

Tabela 4.7. Análises representativas de talco dos metakomatiitos do Grupo Quebra Osso.

Amostra	RC419B C1_5	RC419B C2_18	RC419B C2_32	RC419B C4_52	RC421B C1_4	RC421B C1_10	RC421B C3.1_36	RC421B C3.1_39	RC424A C2_24
Mineral	Talco	Talco	Talco	Talco	Talco	Talco	Talco	Talco	Talco
SiO ₂	61.97	61.19	62.74	61.97	59.79	62.12	62.16	57.46	61.27
TiO ₂	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.05
Al ₂ O ₃	0.29	0.59	0.08	0.06	0.85	0.24	0.48	2.38	0.36
FeO*	3.11	3.13	3.12	2.81	3.06	2.83	2.98	3.94	2.78
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.03	0.02	0.06	0.01	0.07	0.11	0.05
MnO	0.01	0.02	0.05	0.00	0.03	0.03	0.01	0.05	0.05
MgO	29.56	30.12	29.77	30.10	29.21	30.30	30.44	31.07	30.53
CaO	0.01	0.12	0.02	0.04	1.97	0.03	0.01	0.03	0.03
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00
Na ₂ O	0.01	0.02	0.02	0.00	0.07	0.03	0.04	0.03	0.04
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
NiO	0.26	0.22	0.33	0.24	0.18	0.22	0.28	0.18	0.21
CoO	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00
ZnO	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.08	0.04
F	0.03	0.02	0.07	0.11	0.01	0.13	0.00	0.05	0.02
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	95.30	95.51	96.24	95.41	95.27	96.01	96.50	95.42	95.46

* FeO = FeO_{TOTAL}

4.3.1. Ilmenita

A ilmenita ocorre como fase acessória e representa menos que 1% da composição modal da rocha. Os 38 grãos analisados apresentam valores de TiO₂ entre 44,52-56,74 wt.% e FeO_T entre 31,23-43,35 wt.%. Teores de MnO variam entre 3,15-8,62 wt.%, e teores de Al₂O₃ podem chegar a 1,4 wt.%. (Tabela 4.8).

4.4. Mapas composicionais

Os mapas composicionais foram obtidos por microsonda eletrônica para duas lâminas delgadas (RC-419B, derrame cumulático intermediário; e RC-423A, derrame de topo), e apresentam as intensidades de raios-X para os elementos Al, Ca, Fe, Si e Mg. Considerando que as rochas estudadas apresentam granulação fina e relações texturais complexas, os mapas composicionais permitiram a identificação dos minerais associados às diferentes texturas, bem como suas relações de contato.

Tabela 4.8. Análises representativas de ilmenita dos metakomatiitos do Grupo Quebra Osso.

Amostra	RC417B C2-16	RC417B C2-17	RC423A C4-25	RC423B C1-3	RC423B C4-38	RC423C C2-28	RC423C C7-94	RC423C C8-104	RC442 C1-1	RC442 C1-4
SiO ₂	0.57	3.91	2.92	11.80	2.12	5.46	1.23	0.65	0.10	0.69
TiO ₂	51.92	47.69	50.53	44.52	50.98	45.76	51.61	51.92	52.05	51.24
Al ₂ O ₃	0.19	0.25	0.17	0.01	0.00	1.39	0.27	0.04	0.01	0.31
Cr ₂ O ₃	0.03	0.06	0.00	0.00	0.01	0.16	0.02	0.00	0.02	0.01
FeO _{TOT}	41.43	38.30	37.83	31.23	38.53	33.13	38.99	39.09	43.35	43.06
Fe ₂ O ₃ *	0.82	8.40	0.84	3.78	1.58	11.65	0.96	1.01	0.32	1.77
FeO*	40.69	30.74	37.08	27.83	37.11	22.64	38.12	38.19	43.06	41.47
MnO	5.17	4.96	5.24	3.72	7.27	5.47	6.17	7.01	3.53	3.16
MgO	0.43	3.94	1.72	4.71	0.76	7.23	1.15	0.76	0.11	0.79
NiO	0.00	0.09	0.00	0.06	0.03	0.09	0.01	0.05	0.00	0.00
CaO	0.01	0.00	0.56	2.70	0.62	0.10	0.09	0.07	0.00	0.01
Na ₂ O	0.03	0.08	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Total	99.79	99.29	98.98	98.78	100.32	98.78	99.52	99.60	99.16	99.33
Total*	99.87	100.14	99.06	99.16	100.48	99.94	99.61	99.70	99.20	99.51
Si	0.01	0.09	0.07	0.28	0.05	0.13	0.03	0.02	0.00	0.02
Ti	0.98	0.87	0.95	0.79	0.95	0.81	0.97	0.98	1.00	0.97
Al	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ^{+3*}	0.02	0.15	0.02	0.07	0.03	0.21	0.02	0.02	0.01	0.03
Fe _{TOT}	0.87	0.78	0.79	0.62	0.80	0.65	0.81	0.82	0.92	0.90
Fe ^{+2*}	0.85	0.62	0.77	0.55	0.77	0.45	0.80	0.80	0.92	0.87
Mn	0.11	0.10	0.11	0.07	0.15	0.11	0.13	0.15	0.08	0.07
Mg	0.02	0.14	0.06	0.17	0.03	0.25	0.04	0.03	0.00	0.03
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.01	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Total*	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Fe#	98.17	84.49	92.49	78.82	96.60	71.99	95.02	96.63	99.57	96.83
sum	0.99	0.94	0.95	0.80	0.96	0.92	0.98	0.99	1.00	0.99
ilm%	85.32	61.46	76.42	53.18	76.47	43.67	79.32	80.01	91.50	86.99
gem%	0.78	7.55	0.78	3.25	1.46	10.11	0.90	0.95	0.31	1.67
geik%	1.62	14.05	6.33	16.04	2.79	24.86	4.25	2.85	0.40	2.96
pirof%	10.98	10.05	10.93	7.21	15.17	10.69	13.00	14.88	7.59	6.72
Niilm%	0.00	0.18	0.00	0.10	0.07	0.16	0.01	0.09	0.00	0.00
Crilm%	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.14	0.02	0.00	0.02	0.01
Alilm%	0.28	0.35	0.25	0.02	0.00	1.88	0.39	0.05	0.01	0.46

*Fórmula baseada em 6 oxigênios

Os mapas obtidos para a amostra RC-419B (Figura 4.8) tiveram como foco a caracterização da textura cumulática, bem como do material presente na porção *intercumulus*. Os cristais cumuláticos correspondem a serpentinas granulares com textura *mesh*, associadas a cristais intersticiais de serpentina acicular (textura *microspinifex*), imersos em uma matriz finamente granulada. A partir da análise dos mapas de intensidade de raios-X, foi possível estabelecer as seguintes considerações:

- No mapa de intensidade de Al (Figura 4.8a), verifica-se que as serpentinas associadas à textura *mesh* e *microspinifex* possuem composição distinta, sendo a última mais rica em alumínio. Alguns dos núcleos da textura *mesh* também apresentam altos valores, semelhantes aos valores da serpentina acicular. Sendo assim, essa rocha apresenta pelo menos duas variedades de serpentina;
- Conforme apresentado anteriormente, o anfibólio presente nestas rochas é classificado como tremolita. Sendo assim, no mapa de Ca (Figura 4.8b), os maiores teores são associados a esse mineral. É possível observar que o anfibólio ocorre, majoritariamente, nas bordas dos cristais de serpentina acicular, na porção *intercumulus*. Localmente, o anfibólio pode ocupar fraturas e núcleos nos cristais cumuláticos;
- No mapa de Fe (Figura 4.8c), as maiores intensidades estão presentes na porção *intercumulus* e, subordinadamente, a cristais diminutos no interior dos cristais cumuláticos. Essas mesmas regiões não apresentam teores de Al, Si, Mg e Ca, sendo coerente com magnetita;
- Os maiores teores de Si são observados nos núcleos da textura *mesh* e na porção *intercumulus* (Figura 4.8d). A análise conjunta com o mapa de Mg (Figura 4.8e), mostra que os núcleos da textura *mesh* são ricos em tanto em Si quanto Mg, compatíveis com a composição do talco. Já na porção *intercumulus*, o Mg é relativamente mais baixo, confirmando a predominância de anfibólio nesta porção.

Com base nessas informações, é possível classificar as diferentes fases minerais presentes na amostra RC-419B, sendo elas: duas variedades de serpentina, talco, tremolita e magnetita (Figura 4.8f). Conforme apresentado anteriormente, os espectros Raman das serpentinas dessa amostra mostram um predomínio de antigorita associada à textura *mesh*. Dessa forma, é provável que a serpentina presente nos núcleos e na porção *intercumulus* seja lizardita, que permite a inserção de Al em sua estrutura cristalina (Evans *et al.*, 2013).

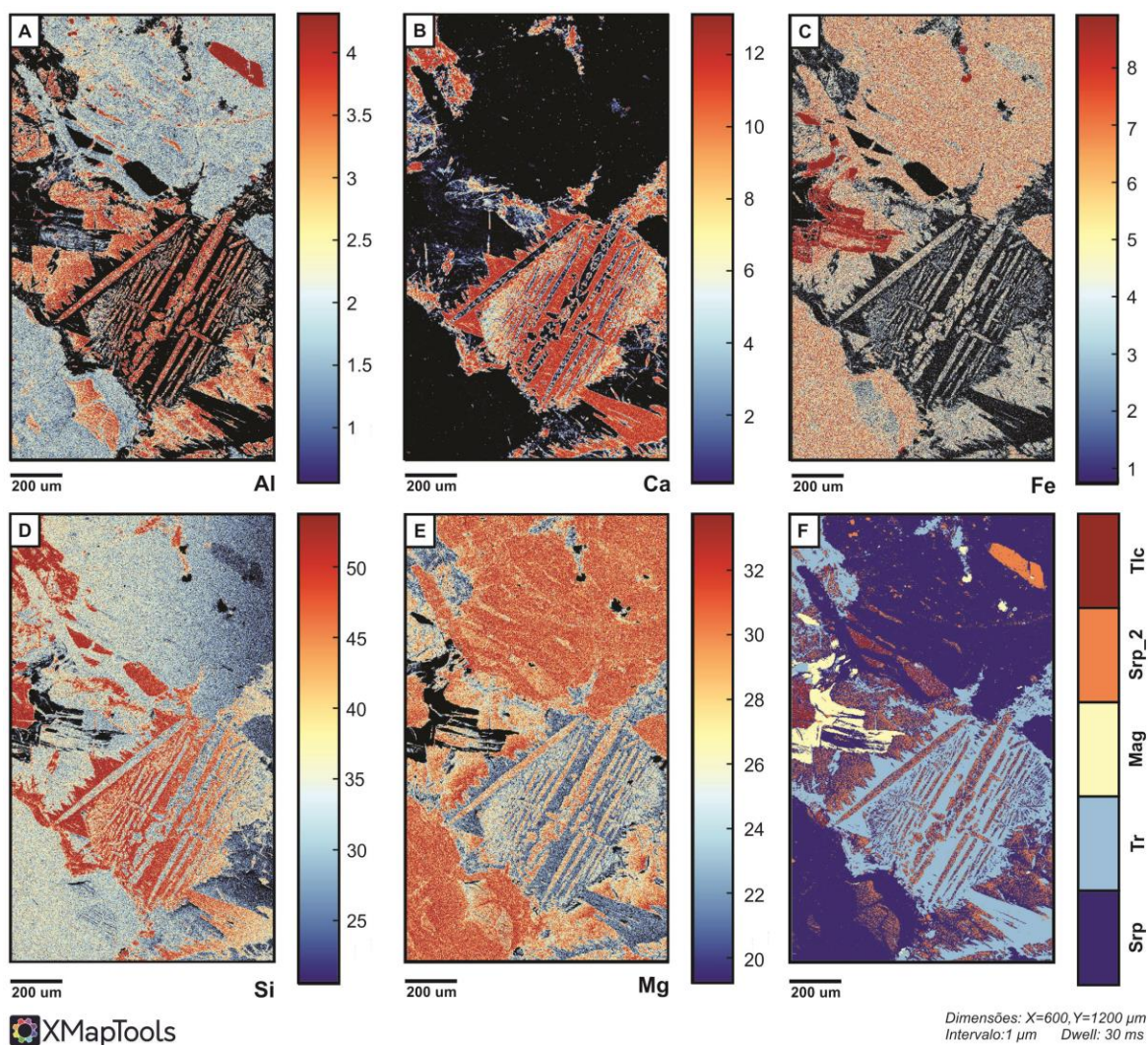


Figura 4.8. Mapas quantitativos de intensidade de raios-X relativo à amostra RC-419B: a) Al; b) Ca; c) Fe; d) Si; e) Mg; e f) classificação das fases minerais presentes.

Os mapas obtidos para a amostra RC-423A (Figura 4.9) tiveram como foco a caracterização da textura *spinifex*. Essa textura é composta por cristais tabulares (Tipo I) e aciculares (Tipo II), imersos em uma matriz fina. A partir da análise dos mapas de intensidade de raios-X, foi possível estabelecer as seguintes considerações:

- No mapa de intensidade de Al (Figura 4.9a), as maiores concentrações de alumínio são associadas aos cristais tabulares e aciculares. Analisado em conjunto com os demais mapas, os dois tipos de *spinifex* possuem a mesma composição;
- No mapa de Ca (Figura 4.9b), verifica-se que a matriz da rocha apresenta os maiores valores. Esta porção é composta, majoritariamente, por tremolita;
- As maiores concentrações de Fe (Figura 4.9c) são associadas a cristais subédricos a euédricos disseminados por toda a lâmina, os quais foram interpretados como magnetita. Alguns dos grãos apresentam zoneamento, cujos núcleos possuem teores intermediários de

ferro, com bordas mais enriquecidas nesse elemento. Estes cristais foram interpretados como cromita;

- No mapa de Si (Figura 4.9d), os maiores valores são coincidentes com as porções ricas em Ca, previamente interpretadas como anfibólio;
- Por fim, no mapa de Mg (Figura 4.9e), as maiores concentrações são coincidentes com as áreas ricas em Al, associadas à textura *spinifex*. Conforme resultados de espectrometria Raman e dados de química mineral, esses cristais constituem uma fase transicional entre antigorita e clinocloro.

Com base nessas informações, é possível caracterizar as diferentes fases minerais presentes na amostra RC-423A, sendo elas: serpentina, clorita, tremolita, cromita e magnetita (Figura 4.9f).

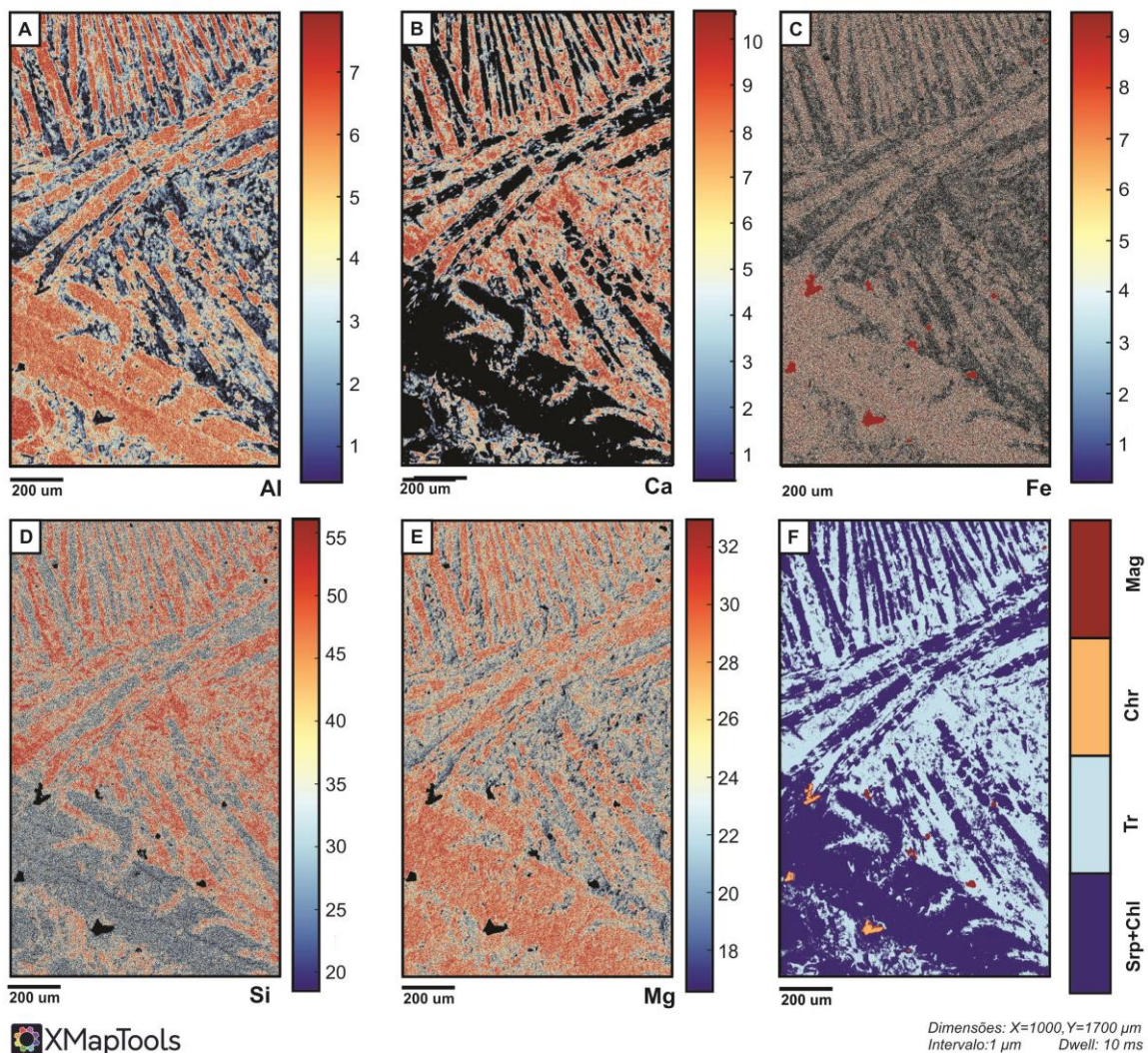


Figura 4.9. Mapas quantitativos de intensidade de raios-X relativos à amostra RC-423A: a) Al; b) Ca; c) Fe; d) Si; e) Mg; e f) classificação das fases minerais presentes.

CAPÍTULO 5 - RESULTADOS

Physical volcanology and petrogenesis of the Archean Quebra Osso Komatiite Flow Field, Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero (Brazil)

Abstract: The Quebra Osso Komatiite Flow Field is part of the 2.9-2.7 Ga Rio das Velhas greenstone belt, in the Quadrilátero Ferrífero province, located in the southern São Francisco craton (Brazil). It is mostly composed of metamorphosed komatiites with minor association of volcanoclastic and metasedimentary rocks (banded iron formations, chert, carbonaceous phyllites and fuchsite-quartz schists). Through new detailed geological mapping and petrography, the komatiite flows were subdivided into coherent facies (massive, layered and pillowed facies) and autoclastic facies (autobreccias and hyaloclastites), formed by effusive flows; and minor pyroclastic facies (metatuffs and metalapilli-tuffs) that are related to explosive flows. The igneous textures are still preserved in these rocks although their primary minerals (olivine and pyroxene) are completely pseudomorphosed by serpentine and/or chlorite. The greater proportion of the komatiites of Quebra Osso Group is massive and cumulate-textured, which suggests a channelized flow. The layered flows are subordinate and encompass an upper zone of random spinifex that grades to a lower cumulate zone. They are restricted to the marginal zones and interpreted as breakouts of lava from the main pathway. The occurrence of pillow lavas, hyaloclastites and chemical sediments suggests that komatiite lavas have erupted in submarine environment. The abundance of autobreccias suggests a turbulent percolation of komatiites and/or multiple influxes of melts that caused the fragmentation of the solidified lava and magma mixing. The mineral assemblage is secondary and comprises serpentine, chlorite, tremolite and talc, typical of greenschist to lower amphibolite facies. The Quebra Osso komatiites are mostly classified as Al-enriched and Al-undepleted ($Al_2O_3/TiO_2=22-48$), but Al-depleted komatiites are also reported. The partial melting model for the HREE composition of the Quebra Osso komatiitic melt refers to 50% batch melting of a garnet-free source showing composition similar to pyrolytic mantle. The formation of Quebra Osso komatiite lavas is associated with the ascension of a mantle plume, subsequently erupted onto the sialic crust of the Santa Bárbara Complex.

Keywords: Komatiite, Physical volcanology, Geochemistry, Quebra Osso, Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero.

5.1. Introduction

Komatiite is an ultramafic volcanic rock with high-MgO (>18 wt%) containing spinifex texture or related to lavas containing it (Arndt et al., 2008). They are mostly associated with Archean greenstone belts and subordinate occurrences in Paleoproterozoic, with a singular exception from the Cretaceous ultramafic lavas of Gorgona Island (Echeverría, 1980). They have crystallized from ultrabasic liquids through high-percentage melting of the primitive mantle, which originated very high temperature magmas (1400-1650°C) with ultra-low viscosities (0.1-10.0 Pa.s) (Huppert and Sparks, 1985; Herzberg et al., 1992; Nisbet et al., 1993). The lava flows were rapid and continuous, analogues to sheet flows of continental flood basalts, which erupted along fissures and flowed through channels (Hill et al., 2015).

The komatiites display a wide range of igneous textures, including the distinctive spinifex (Nesbitt, 1971) and cumulate textures. These features were first described in the komatiite type locality, in the Barberton belt (South Africa) (Viljoen and Viljoen, 1969), along with numerous other contributions in other Archean greenstone belts in the Superior, Yilgarn, Baltic, São Francisco, Aldan and Kaapvaal cratons (Barnes and Arndt, 2019). In the São Francisco Craton (southeastern Brazil), only a few studies have been conducted on the characterization of komatiitic flows, including the greenstone belts sequences of Fortaleza de Minas (Brenner et al., 1990), Piumhi (Schrank et al., 1984), Rio Manso (Pinheiro and Nilson, 2000), Rio das Velhas (Schorscher, 1992) and Umburanas (Menezes Leal et al., 2015).

The Rio das Velhas greenstone belt contains the metakomatiites of the Quebra Osso Group, which display well-preserved igneous features. They were briefly described in previous works (Schorscher, 1978, 1992; Schrank et al., 1984, 1990; Santos, 2011), but its volcanic architecture remained poorly understood. These lavas have been interpreted to have derived by partial melting of a mantle plume that were erupted in an extensional tectonic setting (Schorscher, 1992; Acken et al., 2016) or in a subduction related environment (Verma et al., 2017). The classification of the Quebra Osso komatiites is still not a consensus and they have been correlated to the high-Al 3.33 Ga Comondale-type (Acken et al., 2016) and the 2.7 Ga Al-undepleted Munro-type komatiites (Verma et al., 2017).

In order to evaluate the volcanic architecture and spatial variations on the geochemistry of the Quebra Osso komatiite flows, our study brings new detailed geological mapping, petrography, mineral chemistry and whole-rock geochemical data. We suggest a systematic classification system for the komatiitic flow facies, to constrain the igneous processes, source composition and the effects of post- magmatic alteration processes. These data also allow us to identify geochemical variations within the volcanic sequence and to reevaluate the classification models proposed for the Quebra

Osso Group and improve the understanding of the early history evolution of the Southern São Francisco paleocontinent.

5.2. Geological Setting

The Quebra Osso Group comprises one of the best-exposed segments of ultrabasic magmatism in the Archean Rio das Velhas Greenstone Belt, in the Quadrilátero Ferrífero region, Southern São Francisco craton (Brazil, Figure 5.1A, B). This group comprises low-grade metakomatiites with minor association of metatuffs and metasedimentary rocks, located at the basal portion of the greenstone belt sequence (Schorscher, 1992). It is covered by the metavolcanosedimentary succession of the Nova Lima Group and the clastic metasedimentary rocks of the Maquiné Group, part of the Rio das Velhas Supergroup (Baltazar and Zucchetti, 2007), and the paleoproterozoic continental/marine metasedimentary rocks of the Minas Supergroup (Dorr, 1969; Alkmim and Marshak, 1998). The metasedimentary and metavolcaniclastic rocks of the Rio das Velhas greenstone belt show U-Pb zircon ages between 2.9 and 2.7 Ga (Farina et al. 2016 and references therein), but the precise age of ultrabasic magmatism is still unknown.

The main exhibitions of Quebra Osso komatiites occur near the Catas Altas city, along the Quebra Osso river and also in inactive serpentine quarries (Figure 5.1C). In this region, the metaultramafics rocks define a NNE-SSW trend, with ~15 km-long in strike and approximately 600-800 m thick. It exhibits tectonic contact with the crystalline basement to the east (Baltazar and Raposo, 1993), represented by tonalite-trondhjemite gneisses and migmatites of the Santa Barbara Complex (3.212 ± 9 and 3.210 ± 8 Ma; Lana et al., 2013) and the Minas Supergroup (ages between 2.6 and 2.0 Ga, Farina et al. 2016 and references therein). At the western side, the contact with the metavolcanosedimentary rocks of the Nova Lima Group is also marked by a thrust-fault.

Along with the other units of the Rio das Velhas greenstone belt, the Quebra Osso Group was deformed and metamorphosed during three main deformational events: an Archean compressive event, driven from NNE to SSW (2750-2670 Ma); an extensional event, from WNW to ESE, related to the Transamazonian crustal extension (2100-1900 Ma); and a final compressional deformation, from E to W, attributed to the Brasiliano Orogenic Cycle (650-500 Ma) (Baltazar and Zucchetti, 2007). In the study area, the ultramafic rocks are exposed as metric to decametric-scale lenticular pods and sigmoids, commonly stretched, bordered by ultramafic schists and anastomosed mylonitic shear zones. They mostly dip 50° to E-SE, with local variations to NE and SW. Despite the post-magmatic alteration, which turn the primary igneous silicate phase into serpentine-rich and talc-rich assemblages, igneous textures features are preserved and widespread in the komatiite flows.

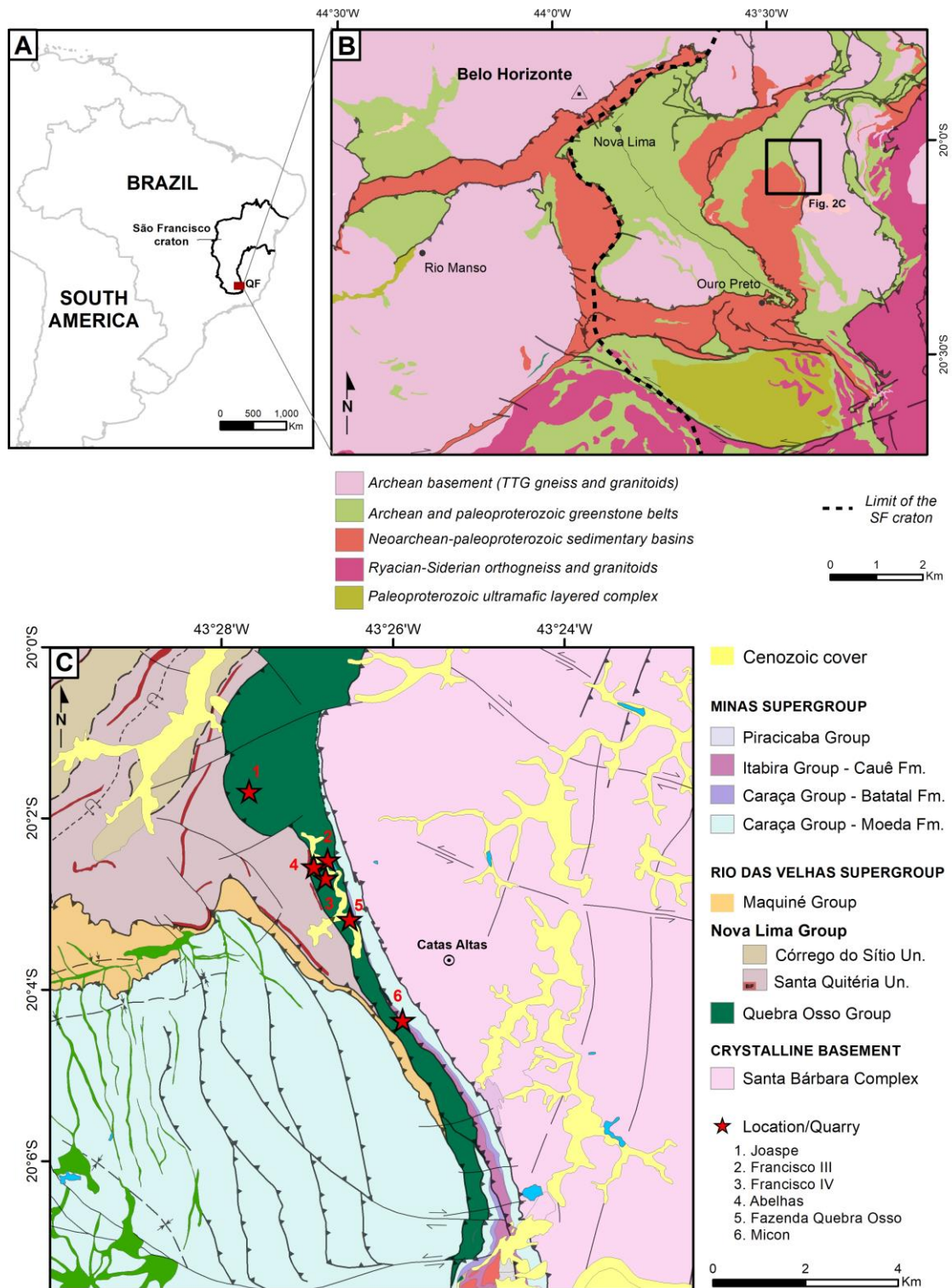


Figure 5.1. A) Map showing location of São Francisco craton, in southern Brazil (craton limits were extracted from Alkmim and Marshak, 1998); B) geological framework of the Quadrilátero Ferrífero and the location of the study area (modified from Silva et al., 2019); C) simplified geological map of the Catas Altas quadrangle (modified from Maxwell, 1972; Malouf and Raposo, 1996; and Ferreira et al., 2020), with the location of the main exhibitions of the Quebra Osso komatiites, including serpentinite quarries and the type area ('Fazenda Quebra Osso').

5.3. Analytical methods

5.3.1. Sampling and petrography

The detailed field description of the metakomatiites of the Quebra Osso Group led to the recognition of different flow facies. Representative samples of their lithofacies, with preserved magmatic textures, were selected along its occurrence area, including its stratotype and different serpentine quarries (Joaspe, Francisco III and Francisco IV), avoiding weathered and deformed samples. A total of 40 polished thin sections were examined for petrographic characterization, including massive, spinifex-textured, brecciated and pillowed metakomatiites, besides metasedimentary and volcanoclastic rocks interbedded within the flows. The mineral abbreviations used here were based on Whitney and Evans (2010).

5.3.2. Whole-rock geochemistry

Whole-rock geochemical analyses were performed on 15 representative rocks of the main volcanic facies of the Quebra Osso Group, including spinifex-textured komatiites, massive cumulate-textured rocks, microspinifex-textured cumulates and ultramafic schists. The major and trace elements analyses were carried out at ALS Brazil and SGS Geosol through the following methods: i) XRF (X-ray fluorescence) for major and minor elements; and ii) ICP-MS (Induced Coupled Plasma Mass Spectrometry) for trace and rare-earth elements. The detailed results are presented on Table S1 of the Supplementary data.

5.3.3. Mineral chemistry

Quantitative mineral analyses of chromite, serpentine, chlorite and amphibole were carried out on carbon coated thin-sections using a JEOL JXA-8230 electron microprobe, equipped with five wavelength-dispersive spectrometers, at Laboratório de Microscopia e Microanálises of the Universidade Federal de Ouro Preto (LMic/UFOP, Brazil). A 15 kV accelerating voltage and 20 nA beam current were used, with 1 μm beam diameter. Matrix ZAF corrections were applied. Counting times were 10s on peak and 5s on background. The calibration standards were quartz (Si), rutile (Ti), gahnite (Al, Zn), olivine (Mg), almandine (Fe), chromite (Cr), fluorapatite (Ca, P), manganese (Mn), anorthoclase (Na), calcium fluoride (F), barium sulfate (Ba), scapolite (Cl), nickel (Ni), cobalt (Co) and microcline (K). Total iron content was taken as FeO. Repeated measurements of standards at the start of each analytical session gave precisions <1% for analyzed oxides. Quantitative X-ray maps (Si, Al, Fe, Mg, Ca) were also obtained for RC-419B and RC-423A samples, with dwell times of 30 and 10 ms, respectively. Data analysis were performed in the MATLAB® software (v. 8.5.0 – R2015a), using the interface *XMapTools 3.3.1* (Lanari et al., 2014).

The analyses of chromite grains were conducted on the cores and rims of cumulate and spinifex-textured flows (samples RC-417B and RC-423A, respectively); The formula of spinel phases considers 32 oxygens and 24 cations, and Fe²⁺/Fe³⁺ were calculated based on stoichiometry. The classification of amphiboles follows the definitions of Leake et al. (1997) and Hawthorne et al. (2012), and the structural formula considers 23 oxygens and adjustment of the total cations (excluding Ca+Na+K) to $\Sigma 13$. Finally, the formula of serpentines and chlorites considers 14 oxygens. Representative analyses can be found in Table S2, S3 and S4 in the Supplementary Data.

5.3.4. Raman spectroscopy

In order to constrain the serpentine mineralogy, Raman spectroscopy were carried on four komatiite samples at the Laboratório de Caracterização e de Processamento de Nanomateriais (LCPnano), Universidade Federal de Minas Gerais (Minas Gerais, Brazil), using a WiTec Alpha 300 spectrometer, equipped with a Nikon microscope (50x and 100x objectives), a diode laser working at 632.8 nm and a CCD air-cooled detector. The spectra were collected using 3 acquisition over 60s, 2 mW and beam size between 1-2 μm . The spectral resolution is about 1 cm^{-1} . Only the spectral region from 150-1200 cm^{-1} was considered, which includes the characteristic lattice-vibrational modes of serpentine minerals (Rinaudo et al., 2003). The background subtraction on each spectrum was performed with Crystal Sleuth software (Laetsch and Downs, 2006).

5.4. Results

5.4.1. Flow descriptions and petrography

The komatiites of the Quebra Osso Group vary widely in thickness, degree of internal differentiation and textural aspects. The volcanic facies include massive to layered flows, volcanoclastic rocks and subordinate pillow lavas, locally interbedded with metasedimentary rocks (banded iron formations, chert, carbonaceous phyllites and fuchsite-quartz schists). A wide range of volcanic products is recognized within these facies, despite the pervasive alteration of the igneous protolith. Much of this diversity is manifested by a range of olivine phenocrysts textures, now serpentinized, which reflects a wide spectrum of crystallization conditions (Donaldson 1976, 1982; Faure et al. 2003, 2006). Based on textural aspects, primary structures and style of eruption (e.g. McPhie et al., 1993), the volcanic facies were subdivided into coherent facies (massive, layered and pillowed) and autoclastic facies (autobreccias and hyaloclastites), related to effusive flows; and pyroclastic facies (tuffs and lapilli-tuffs), interpreted as explosive flows. Rocks of the Quebra Osso group have undergone low grade metamorphism, and the prefix ‘meta-’ is assumed for all rocks.

5.4.1.1. Massive Facies

The majority of Quebra Osso komatiites are massive and constitute thick-packages of columnar-jointed and cumulate-textured metakomatiites (Figure 5.2A,B). The cumulus phase corresponds to euhedral to subhedral (rounded to elliptical-shaped) equant grains (0.1-2 mm) of mesh-textured serpentine pseudomorphs over probable olivine (Figure 5.2C). Fine-grained magnetite is associated with grain fractures and boundaries of pseudomorphs. Raman data identify antigorite as the most common serpentine phase, with minor lizardite related to mesh rims.

intercumulus portion encompasses fine-grained serpentine+talc+tremolite+carbonate, with minor amounts of euhedral grains of cumulate chromite, ilmenite, pentlandite and pyrrhotite. The phenocrysts agglomerates may define glomerophyric textures that display triple junctions, defining 120° dihedral angles (Figure 5.2D). In some basal sets, the pseudomorphosed grains are sigmoidal shaped and elongated along the main magmatic flow (Figure 5.2E).

There is a gradual decrease in the modal content of the cumulus phase in the upper portions of the cumulate flows, ranging from basal mesocumulate (75-85% modal content of phenocrysts) to orthocumulate rocks (50-75% modal content of phenocrysts). In the latter, acicular crystals of pseudomorphic serpentine (after pyroxene) may occur in the intercumulus portion (microspinfex texture) (Figure 5.2F).

Locally, a fine-grained light-green colored carbonate-talc-rich rock is associated with the massive komatiites, fulfilling dilation sites and intimately associated with brecciated domains (Figure 5.2G). They show spherical to ellipsoidal patches enclosed by aphanitic serpentine aggregates that resemble ocellar texture (immiscible liquid; Figure 5.2H).

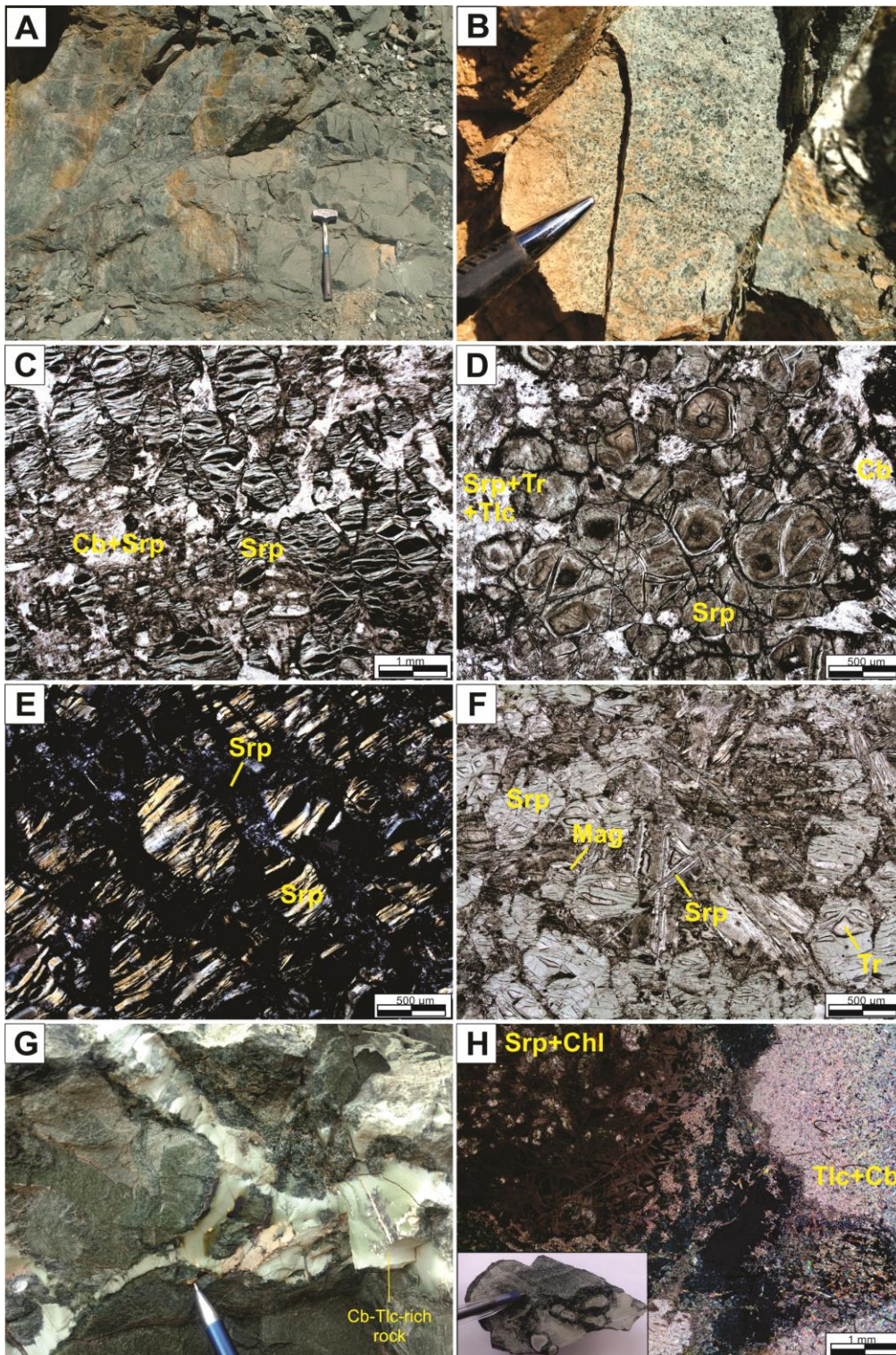


Figure 5.2. Representative rocks of the massive flows facies: A) thick massive komatiite flow; B) cumulate texture; C) photomicrograph of cumulate-textured komatiite, mainly composed of mesh-textured serpentine, formed olivine (in plane polarized light, PPL); D) glomerophytic texture in orthocumulate (PPL); E) oriented pseudomorphs of olivine surrounded by fine-grained matrix of serpentine (in cross polarized light, CPL); F) microspinifex texture may located in the intercumulus portion of a orthocumulate (PPL); G) carbonate-talc rich rock associated with massive komatiite; H) photomicrograph of cb-tlc-rich rock, characterized by mingling texture.

5.4.1.2. Layered Facies

A small proportion of the lava flows are layered and reach up to one meter in thickness. They are composed of two main zones: an upper portion with randomly oriented blade-like and dendritic crystals (spinifex-textured rocks), and a lower zone of cumulate-textured rocks. The spinifex texture is characterized by large tabular and interstitial acicular pseudomorphic serpentine and/or chlorite, set in a fine-grained matrix of serpentine, chlorite and tremolite (Figure 5.3A, B), with variable amounts of cruciform chromite, magnetite, ilmenite and sulfides. The large plate spinifex is characterized by elongated crystals, varying from 1.5-10 mm in length and 0.2-1.5 mm in width (Figure 5.3C). They are randomly oriented, locally parallelized, forming 'booklets' features. The spinifex varies in habit from tabular to bladed, with subordinate hopper and dendritic morphologies, such as 'chain-like' or 'swallow-tail' (Figure 5.3D). A second type of spinifex is located in the inter-plate portion and consists of acicular crystals, with approximately 5 mm in length and 0.2 mm width. The needles display a curve and divergent arrangement, defining a plumose morphology (Figure 5.3C). Raman data show similar spectra for both spinifex types that were interpreted as a mixture of clinocllore and antigorite.

The transition to the basal cumulate (Figure 5.3E) is marked by the coexistence of spinifex pseudomorphs and polyhedral grains (Figure 5.3F). The basal cumulates are similar to those cumulate described in the massive facies and they are classified as orthocumulates. Vesiculated levels and layers occurs associated between cumulates and spinifex textured layers (Figure 5.3G). The vesicles are millimetric-sized and occupies up ~15% of the rock volume. They are ellipsoidal-shaped and filled with acicular crystals of tremolite (Figure 5.3H). The vesicular layers are very subordinated and restricted to the lower zones of the layered flows.

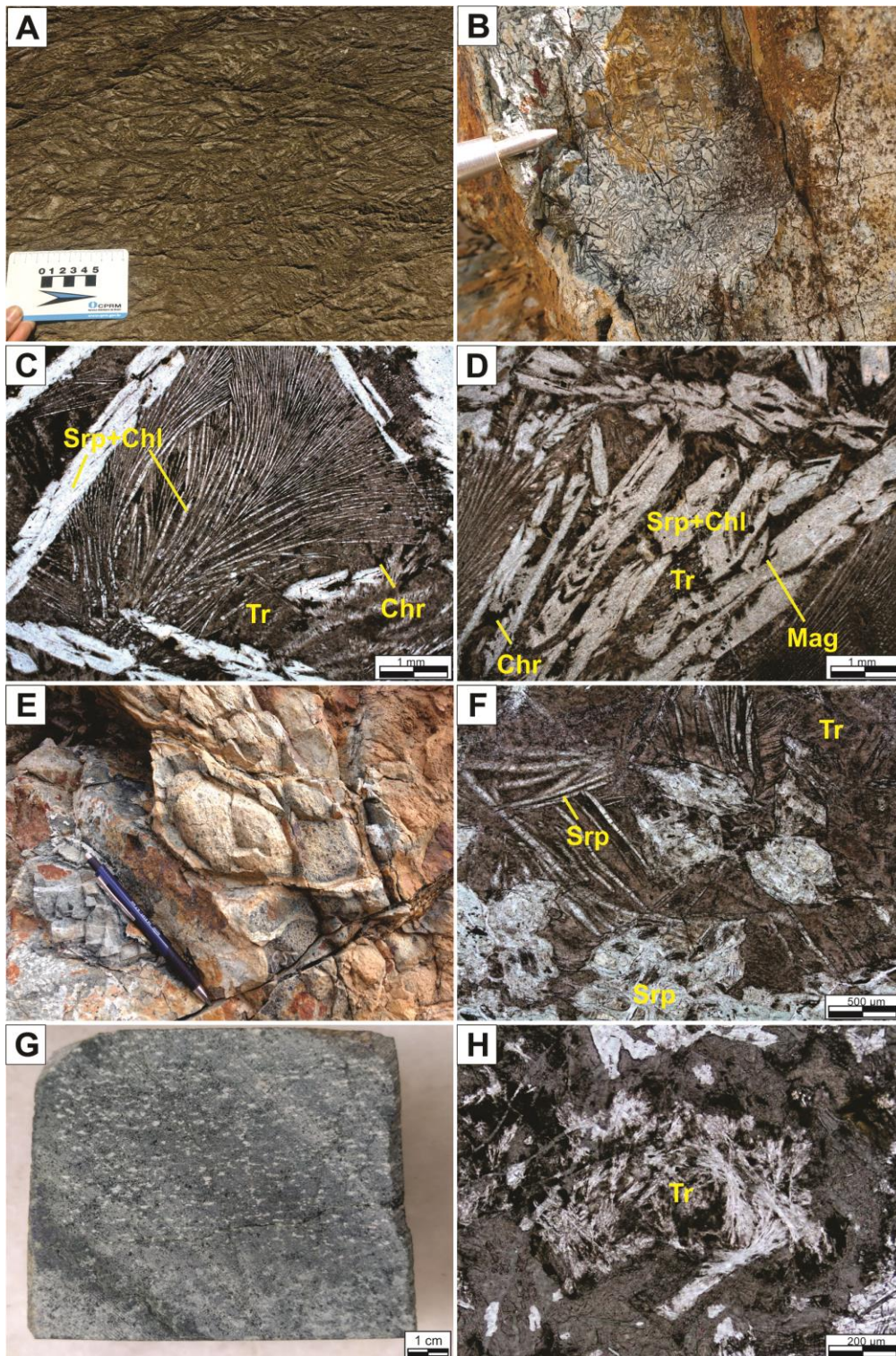


Figure 5.3. Representative rocks of the layered flows facies: (A) Spinifex-textured komatiites of Quebra Osso Group; (B) random spinifex texture defined by tabular to plumose crystals; (C) photomicrograph of large tabular of pseudomorphic serpentine, with interstitial needles of serpentine and/or chlorite (in plane parallelized light, PPL); (D) note detail of skeletal tabular spinifex with ‘chain-like’ texture (PPL); (E) lower cumulate zone, made up of serpentinized cumulate grains and interstitial acicular crystals; (G) vesicular cumulate komatiite, composed of elongate millimetric vesicles, filled with tremolite (H).

5.4.1.3. Pillowed Facies

The pillowed flows are scarce, up to 4 m-thick, which overlap the cumulate and spinifex-textured flows and laterally grades to autoclastic facies. They comprise juxtaposed asymmetrical

(elliptical to elongate) closely-packed masses of lava, that ranges from a few centimeters up to 30 cm in diameter (Figure 5.4A, B). The pillow display curvilinear to amoeboid envelopes with 'bean' to 'pedunculated' morphologies, bordered by a dark colored to light-gray aphanitic outerzone (altered-glass rind). Concentric radial contractional cracks define a set of joints that imprint spaced polygonal fracture patterns. The interpillow spaces define irregular convoluted mm to cm-layers of carbonate-rich aggregates, metatuffs, peperites and hyaloclastites.

The concentric textural zoning is defined by an inner cumulate zone, composed of mesh-textured serpentine pseudomorphs after olivine (Figure 5.4C), enclosed by very fine-grained fibrous crystals of serpentine+talc+tremolite. The cumulate cores grade to hopper and dendritic serpentinized olivine pseudomorphs, that characterizes the micro-spinifex texture (Figure 5.4D). Skeletal grains of opaques (magnetite, ilmenite) and rare 'bow-tie' spherulites are subordinated in the outer zones.

5.4.1.4. Autoclastic Flow Facies

The autoclastic flow facies includes autobreccias (generated by dynamic stressing during flowage of lava) and hyaloclastites (resulted from quench fragmentation of hot lava in contact with water). This flow type is ubiquitous and consist of irregular to lenticular-shaped units (up to 5m-thick), which border and envelopes other sets of flows. The autobreccias are monomictic to polymictic and clast-supported (Figure 5.4E), encompassing fragments of massive, spinifex-textured and pillowed komatiites, and minor pyroclastic rocks. They are made up of millimetric to centimetric rounded to angular clasts with pull-apart texture, which are involved by fine grained serpentine-chlorite rich matrix.

Unlike the autobreccias, the hyaloclastites are subordinated in volume and are strictly monomictic, including polyhedral blocky and splintery clasts with "jigsaw-fit" texture (Figure 5.4F,G). Characteristically, the clasts are bounded by aphanitic concentric thin layer of quenched devitrified material and retain the magmatic textures in the cores (Figure 5.4H). These rocks are often associated with serpentine-fulfilled veinlet network that shattered and individualized rock fragments. The absence of bedding favors the interpretation that these rocks have an in situ origin.

Commonly, the autoclastic flows are foliated, and the clasts were stretched, rotated and/or imbricated. In this case, the magmatic features are mostly obliterated and it is difficult to distinguish between the two types of autoclastic rocks.

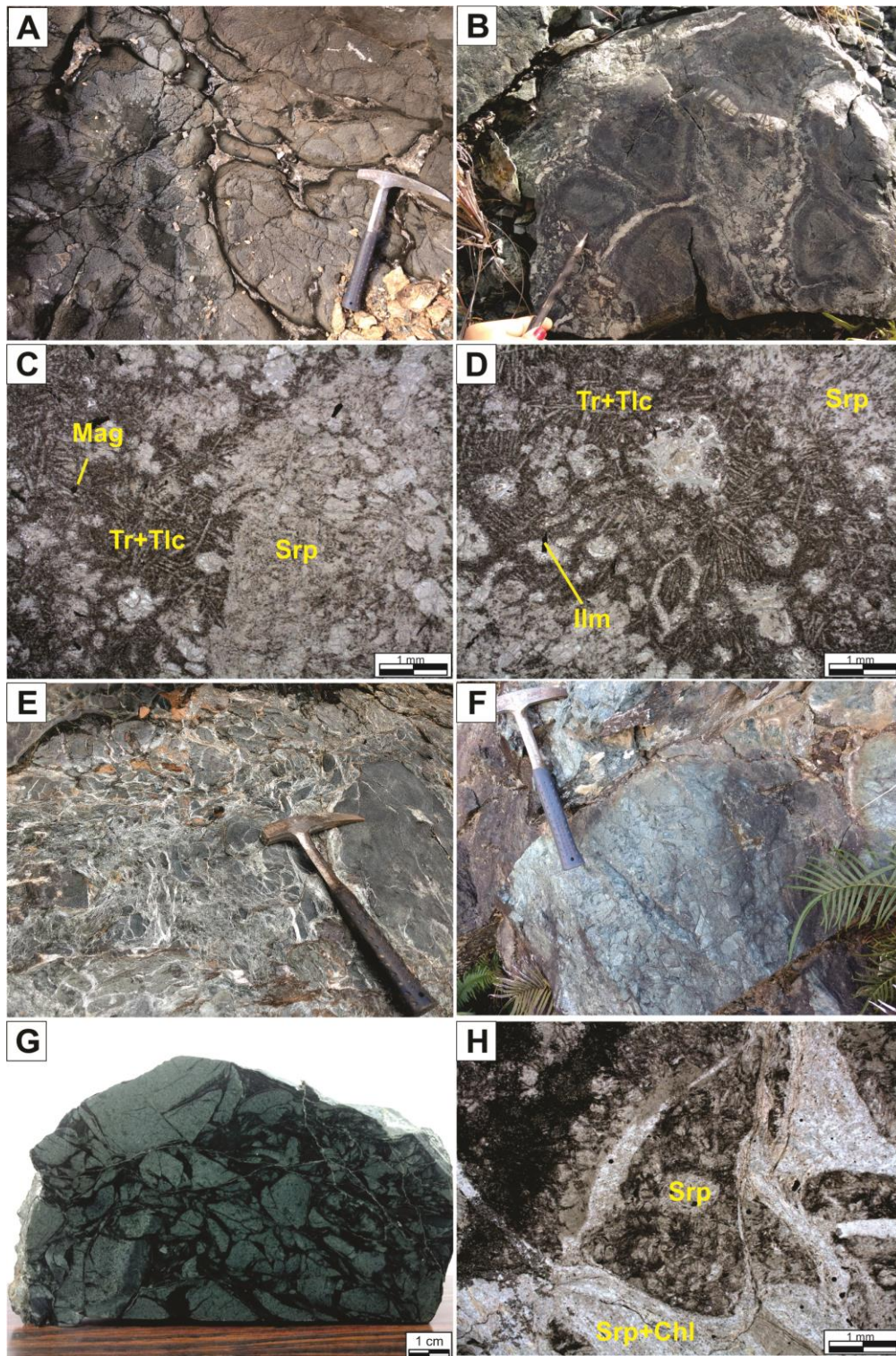


Figure 5.4. Representative samples of the pillowed facies: A) pillowed komatiite with dark coloured aphanitic outer zones (altered-glass rind) and concentric radial joints; B) pillow lava, characterized by the presence of carbonate veinlets and hyaloclastites in the interpillow portion; C) photomicrograph in plane polarized light of the textural zonation of a pillow: the inner zone comprises mesh-textured pseudomorphs of equant phenocryst, grading to micro-spinifex textured zones; D) note detail of dendritic and hopper serpentine pseudomorphs after of olivine (PPL). Representative samples of the autoclastic facies: (E) komatiite autobreccia with clast-rotated texture; F) hyaloclastite associated with serpentine-fulfilled veinlet network that shatter and individualize rock fragments; G) 'jigsaw-fit' texture in hand specimen; H) Photomicrograph of a hyaloclastite, constitute by a clasts of cumulate rocks, bordered by fine-grained matrix of serpentine and chlorite (PPL).

5.4.1.5. Pyroclastic Flow Facies

The pyroclastic flow facies are localized and constitute irregular lensoid layers (centimetric to decimetric in thickness) of pyroclastic deposits, including tuffs and lapilli-tuffs, with rare interlayered agglomerates (Figure 5.5A). The tuffs and lapilli-tuffs are massive, with aphanitic texture and may display subtle flow layering and spherulitic upper zones. Due to metamorphism and deformational overprints, the pyroclastic rocks were transformed into talc- and chlorite-rich phyllites/schists, with lepidoblastic texture (Figure 5.5B).

5.4.1.6. Sedimentary units

The metasedimentary rocks are very rare and restricted to the marginal zones of the flow field. They constitute fine-grained lenses interlayered with serpentinites and talc schists. They are usually composed of a bottom layer of saccharoidal chert that grades to laminated chert varieties and thin layers of banded iron formations, overlapped by a centimetric layer of carbonaceous phyllite (Figure 5.5C). Locally, fuchsite-quartz schists occur associated with the sedimentary sequence and isostructural to the ultramafic schists (Figure 5.5D).

5.4.1.7. Metasomatic zones

Metasomatic alteration zones, also known as 'blackwall zones' are recognized in the borders of the komatiitic bodies, especially in the contact with the TTG gneiss of the Santa Bárbara TTG dome. They are mainly composed of massive to slightly foliated chloritites (Figure 5.5E, F), with subordinate tourmalinites/tourmaline-rich rocks and phlogopitites (Figure 5.5G, H). These rocks are mainly comprised of chlorite (penninite), tourmaline and phlogopite, with minor contents of magnetite, apatite, carbonate and titanite along with occasional albite and zircon.

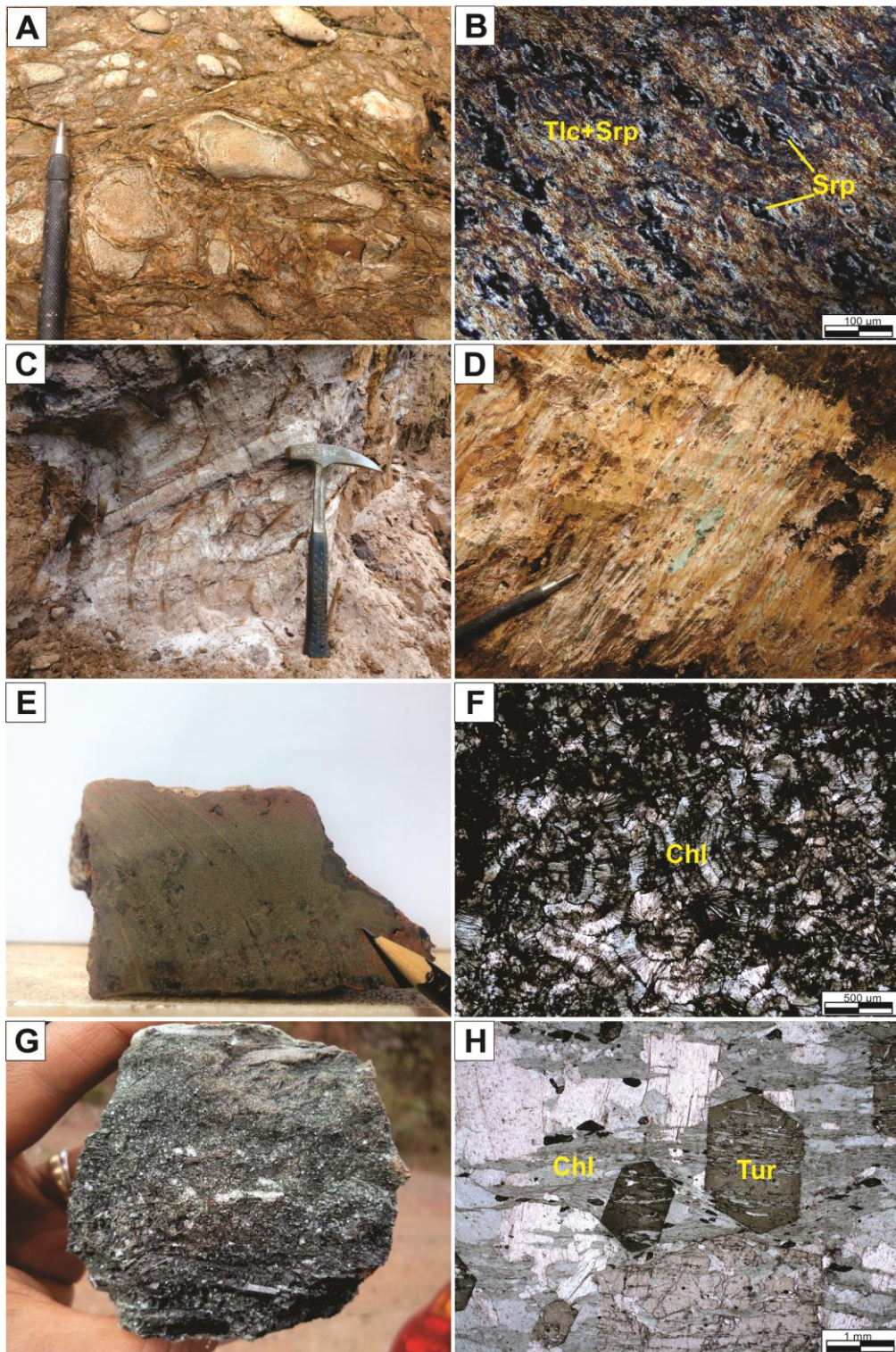


Figure 5.5. A) Tuff agglomerates, part of the pyroclastic flows facies, composed of rounded fragments set in a tuffaceous matrix; and B) photomicrograph in cross-polarized light (CPL) of lapilli-tuff. Sedimentary rocks associated with the komatiitic flows: C) Fine-grained saccharoidal chert grading to cm-layers of banded iron formations, overlapped by centimetric layer of carbonaceous phyllite; D) crenulated fuchsite-quartz schist. Blackwall alteration zones: E) chloritite; F) note detail of pale green penninite crystals in thin section (plane-polarized light, PPL); G) fine to coarse-grained chloritite with an external zone of coarse-grained tourmalinitite; H) note detail of tourmaline porphyroblasts set the a chlorite matrix (PPL).

5.4.2. Whole-rock geochemistry

Whole-rock major and trace elements geochemistry analyses were performed on fifteen samples of from the Quebra Osso Group, including metakomatiites, tremolite schists and a carbonate-talc-rich rock. The results are presented on Table S1 of the Supplementary data, and the major elements were normalized to 100% on a volatile-free basis. On Jensen's Cation Plot diagram (Jensen, 1976), all the samples plot in the komatiite field (Figure 5.6A). Based on the $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratios (Arndt et al., 2008 and references therein), the three main komatiite types were identified, including Al-undepleted ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$: 22.1-24), Al-enriched ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$: 36.9-48.0) and Al-depleted komatiites ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$: 9.3-11.5) (Figure 5.6B).

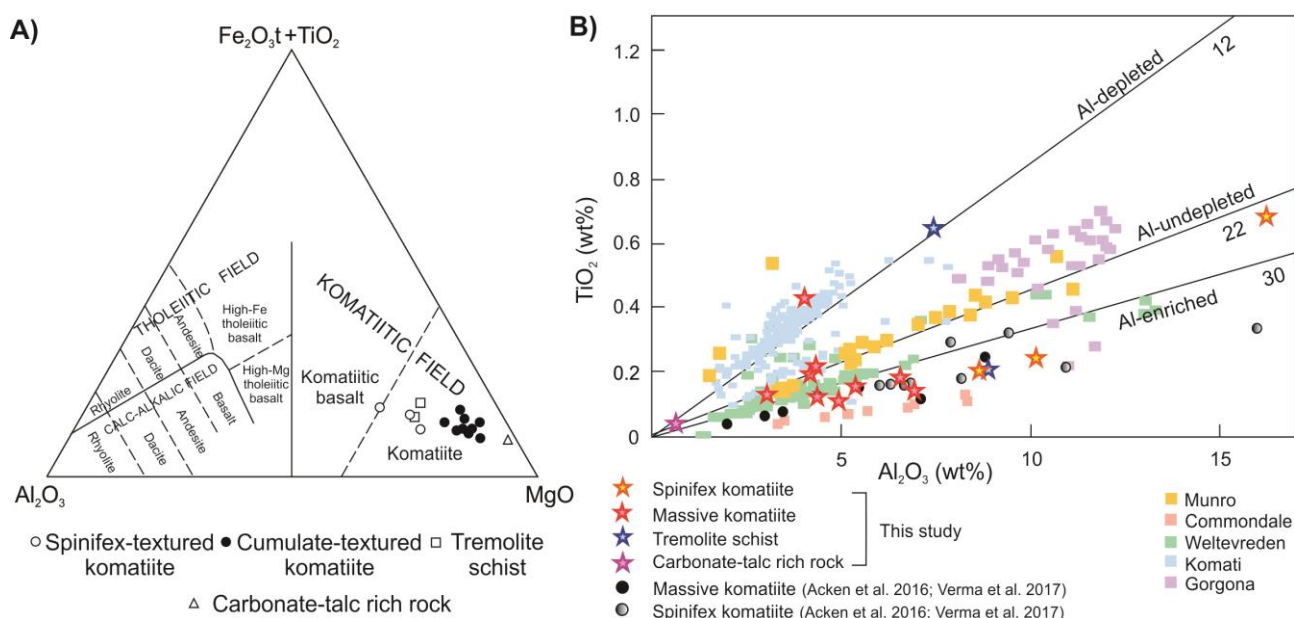


Figure 5.6. A) Jensen's Cation Plot involving the cations percentages of Al_2O_3 , ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$) and MgO (after Jensen, 1976). Oxides are presented in wt%. b) TiO_2 vs Al_2O_3 diagram for Quebra Osso komatiites. Numerical values on the best-fit trends are $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratios (extracted from Robin-Popieul et al., 2012). Data are normalized to 100% on a volatile-free basis. Larger symbols are data from the study area (stars: this study; black circles: Acken et al., 2016; Verma et al., 2017). Small squares correspond to data from the Komatiites GeoRoc database (filtered based on $\text{MgO} > 18\%$) and references therein. yellow: Munro Volcanic Complex; dark green: Comondale komatiites; light green: Weltevreden komatiites; blue: Komati Formation; purple: Gorgona Island.

5.4.2.1. Metakomatiites

The binary diagrams of selected major elements versus MgO are presented in the Figure 5.7. The spinifex-textured komatiites have MgO contents between 24.6-31.8 wt%, while microspinifex-textured cumulates and massive cumulates range from 30.5-36.3 wt% and 35.3-40 wt%, respectively. LOI (loss on ignition) values vary from 3.9 and 12.9 wt%. Al₂O₃, TiO₂ and CaO display a negative correlation with MgO contents for microspinifex-textured (Al₂O₃: 3.0-6.9; TiO₂: 0.1-0.4; CaO: 1.3-4.6 wt%) and massive komatiites (Al₂O₃:4.3-6.5; TiO₂: 0.1-0.2; CaO: 1.4-2.5 wt%). The spinifex-textured samples have higher values of Al₂O₃ (8.7-16.3 wt%) and TiO₂ (0.2-0.7 wt%). Massive cumulates display the highest concentrations of Ni (1565-3690 ppm) and Cr (567-3130 ppm).

On the chondrite-normalized rare earth elements (REE) diagram (Figure 5.8A), two types of patterns were identified. Group 1 includes the majority samples, which display sub-horizontal to slightly enriched patterns [(La/Lu)_N: 0.4-2.1; (La/Sm)_N: 0.8-6.2; (Gd/Lu)_N: 0.2-1.2] with negative anomalies of Ce and Eu (Ce*: 0.6-0.9; Eu*: 0.4-1.0). Group 2 comprises samples from a layered flow that shows a very high REE absolute contents with a mild negative curve from light to heavy REE (La_N/Sm_N: 1.6-2.6; La_N/Lu_N: 2.7-8.5). Their LREE contents are up to 100 times the chondrite (La_N: 134.6-270.5; Sm_N: 86.5-104.4) coupled with very expressive negative anomalies of Ce (Ce*: 0.001 to 0.005) and Eu (Eu*: 0.75).

The normalized trace elements (Figure 5.8B) define a flat curve lying on primitive mantle (PM) values and delineate a homogenous U-shaped envelope between the majority samples. Some incompatible elements - Rb, Nb, Ce, Pb and Zr - disturb it through punctual anomalies. The Group 2 have high trace element concentrations and show a 'zigzag' pattern from Cs to Zr, followed by a slightly negative curve from Sm to Lu.

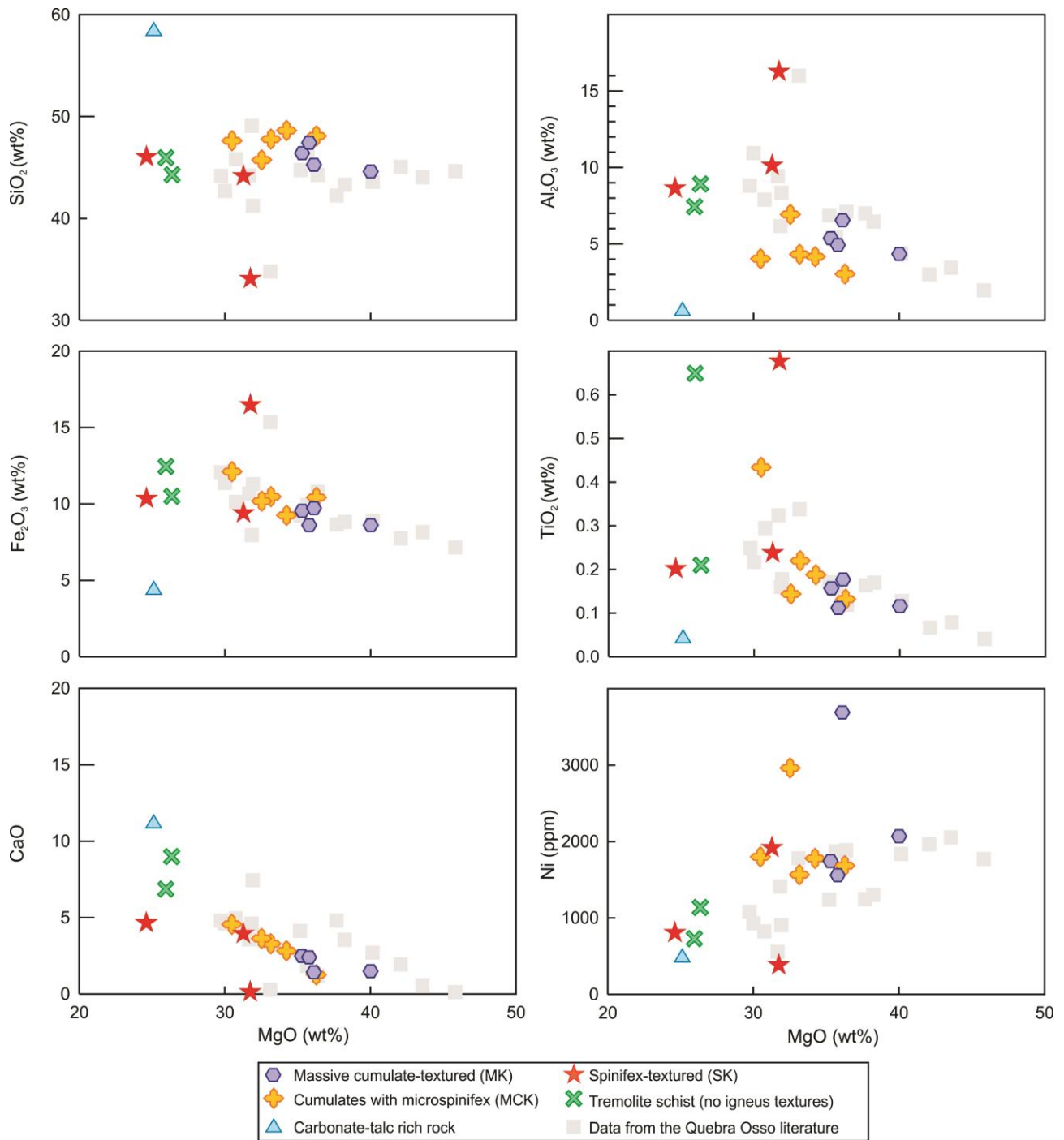


Figure 5.7. Selected bulk-rock major elements vs MgO for all analyzed samples (coloured symbols), and other geochemical data for Quebra Osso komatiites (grey symbols, extracted from Acken et al., 2016 and Verma et al. 2017). Major-element concentrations (wt %) and are normalized to 100% on a volatile-free basis.

5.4.2.2. Tremolite schists

The tremolite schists present CaO contents ranging from 6.9 to 9.0 wt%, which show negative correlation have MgO contents around 26 wt% and higher values of CaO (6.9 - 9.0 wt%). Al₂O₃ contents of 7.5 and 8.9 wt%. The abundances of Ni (728-1137 ppm) and Cr (562-842 ppm) are relatively low. Chondrite-normalized REE patterns are rather flat from Ce to Gd [(Ce/Gd)_N: 0.6 and 1.0], and display La enrichment (La_N: 4.2 and 9.7) and subtle negative Eu anomalies (Eu*: 0.4)

(Fig. 5.8A). Trace element patterns display moderate to pronounced Rb, Ce, Pb and Zr anomalies, and are similar to cumulate-textured komatiites (Figure 5.8B).

5.4.2.3. Carbonate-talc-rich rock

The carbonate-talc rich rock shows the highest SiO₂ (58.7 wt%) and CaO values (11.15 wt%), and the lowest contents Al₂O₃ (0.60 wt%) (Figure 5.7). The MgO is about 25 wt%, associated with low values of Ni and Cr (480 and 37 ppm, respectively). The absolute RRE content is low (~3.0 ppm) and the chondrite-normalized spidergram (Figure 5.8A) defines a positive subchondritic curve [(Ce/Lu)_N: 0.32], with relative high values of La (La_N: 6.3) (Figure 5.8). The trace elements define a ‘zigzag’ pattern similar to Group 1 massive komatiites, with sub chondrite values of Rb, Nb, Pb and Nd (Figure 5.8B).

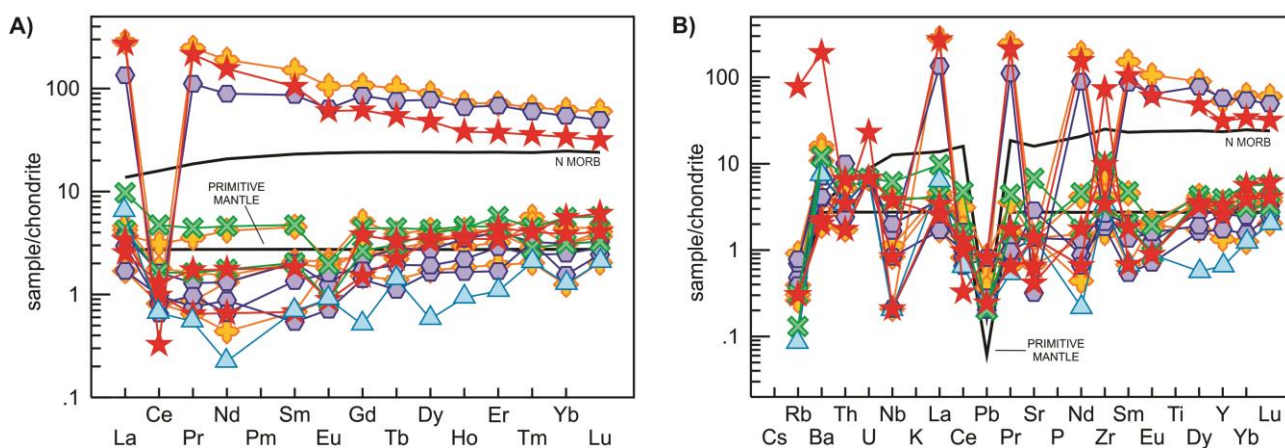


Figure 5.8. A) Chondrite-normalized (McDonough and Sun, 1995) REE fractionation pattern for the Quebra Osso komatiites; B) chondrite-normalized trace elements diagram (McDonough and Sun, 1995).

5.4.3. Mineral Chemistry

5.4.3.1. Chromite

Chromite is largely disseminated in Quebra Osso flows and constitutes an accessory phase, with modal abundances less than 1%. They appear dark brown to opaque in transmitted light and crystal morphologies vary within the volcanic facies (Figure 5.9A): in cumulate rocks, chromite is typically euhedral to subhedral and weakly zoned (Type I); in spinifex-textured zones, the skeletal crystals are cruciform to arborescent, with prominent compositional textural zoning (Type II).

The analyzed grains are classified as chromite to Al-chromite, with rims of ferritchromite. Type I crystals are characterized by high Cr# (Cr/[Cr+Al] = 0.76-0.77), low Mg# (Mg/[Mg+Fe²⁺] = 0.06-0.13) and Fe³⁺# ratios (Fe³⁺/[Fe³⁺+Al+Cr] = 0.04-0.06), with rims slightly richer in Fe and Ti. Type II core compositions (Cr#: 0.69-0.74; Mg#: 0.06-0.08; Fe³⁺: 0.03-0.05) are similar to Type I,

but slightly richer in Al_2O_3 . The rims are enriched in FeO and TiO_2 , and depleted in Al_2O_3 . In the Cr-Al-Fe^{3+} ternary plot (Barnes and Roeder, 2001) and Mg\# versus Cr\# plot (Barnes, 2000), the analyzed grains show the range of lower amphibolite facies-overprinted chromites, evidencing late metamorphic process (Figure 5.9B,C). ZnO contents are similar in both types and grade from 0.4 to 2.1 wt%. These anomalous concentrations are commonly interpreted as metallogenic indicators of Ni sulphide deposits (e.g. Groves et al., 1977; Schorscher, 2000). However, considering that the primary chemistry of the studied chromites was modified, it is possible that the Zn enrichment have occurred during metamorphism (e.g. Barnes, 2000).

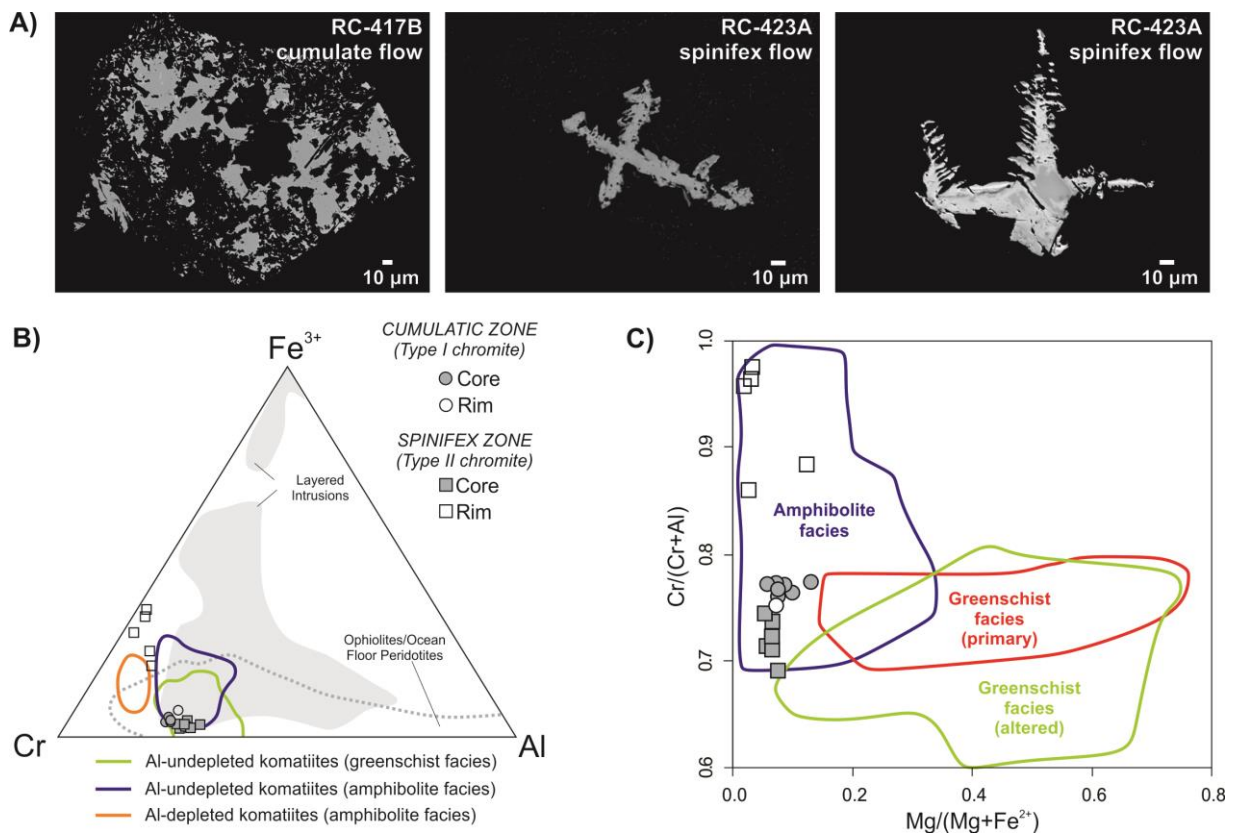


Figure 5.9. A) Backscattered-electron images of the representative samples of chromites of the Quebra Osso komatiites; B) trivalent ion plots for the cores and rims of the analyses samples. Background fields were extracted from Barnes and Roeder (2001), including greenschist and amphibolite facies komatiites (Al-depleted and Al-undepleted types), layered intrusions, ophiolites and ocean floor peridotites; C) binary plot $[\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ vs $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$]. The fields were extracted from Barnes (2000) for chromite from amphibolite and greenschist facies terrains.

5.4.3.2. Serpentine and chlorite

Mesh texture

The compositions of mesh-textured serpentines (antigorite/lizardite) from different portions of cumulate flows are widely variable. The basal mesocumulate flows display higher contents of MgO (30.9-36.2 wt%) and SiO_2 (37.0-42.39 wt%) (Figure 5.10A), while the upper cumulate flows show higher values of Al_2O_3 and FeO_t (up to 9.7 and 10.1 wt%, respectively; Figure 5.10B). The

contents of NiO (0.1-0.7 wt%) and Cr₂O₃ (0.1-0.8 wt%) are low, and do not show significant chemical variations along the set. The quantitative X-ray maps of a cumulate komatiite show relatively homogeneous mesh-textured pseudomorphs with localized Al-enriched cores, with fine-grained magnetite along fractures, and microspinfex texture in the intercumulus portion (Figure 5.11).

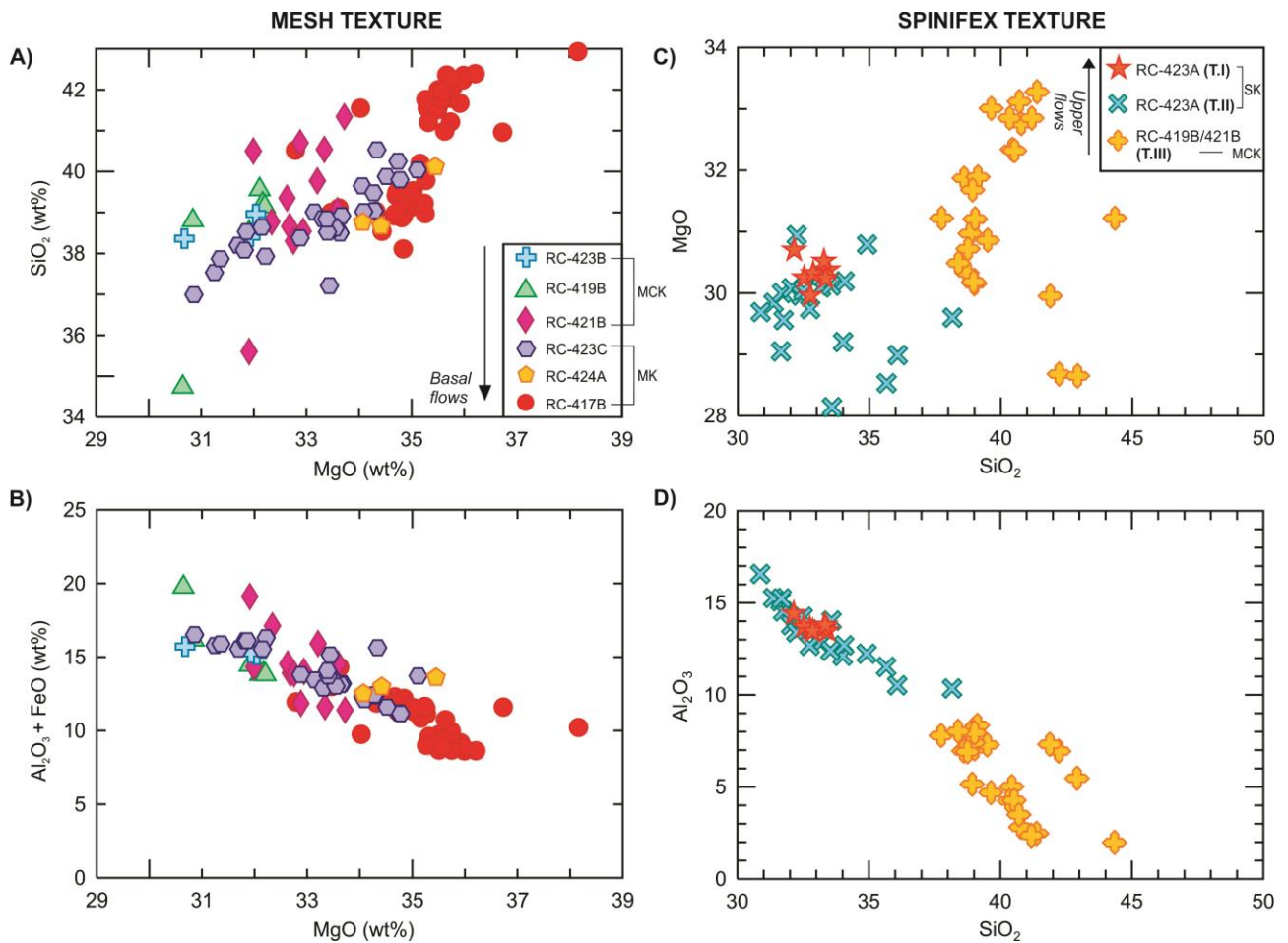


Figure 5.10. Binary diagrams of serpentines and chlorites of Quebra Osso komatiites (SK: spinifex-textured; MCK: cumulate-textured with interstitial microspinfex; MK: massive cumulate-textured komatiites). Mesh-textured komatiites: A) MgO vs SiO₂; B) MgO vs Al₂O₃+FeO_t. Spinfex pseudomorphs: C) SiO₂ vs MgO; D) MgO vs Al₂O₃. Major-element concentrations are in wt%.

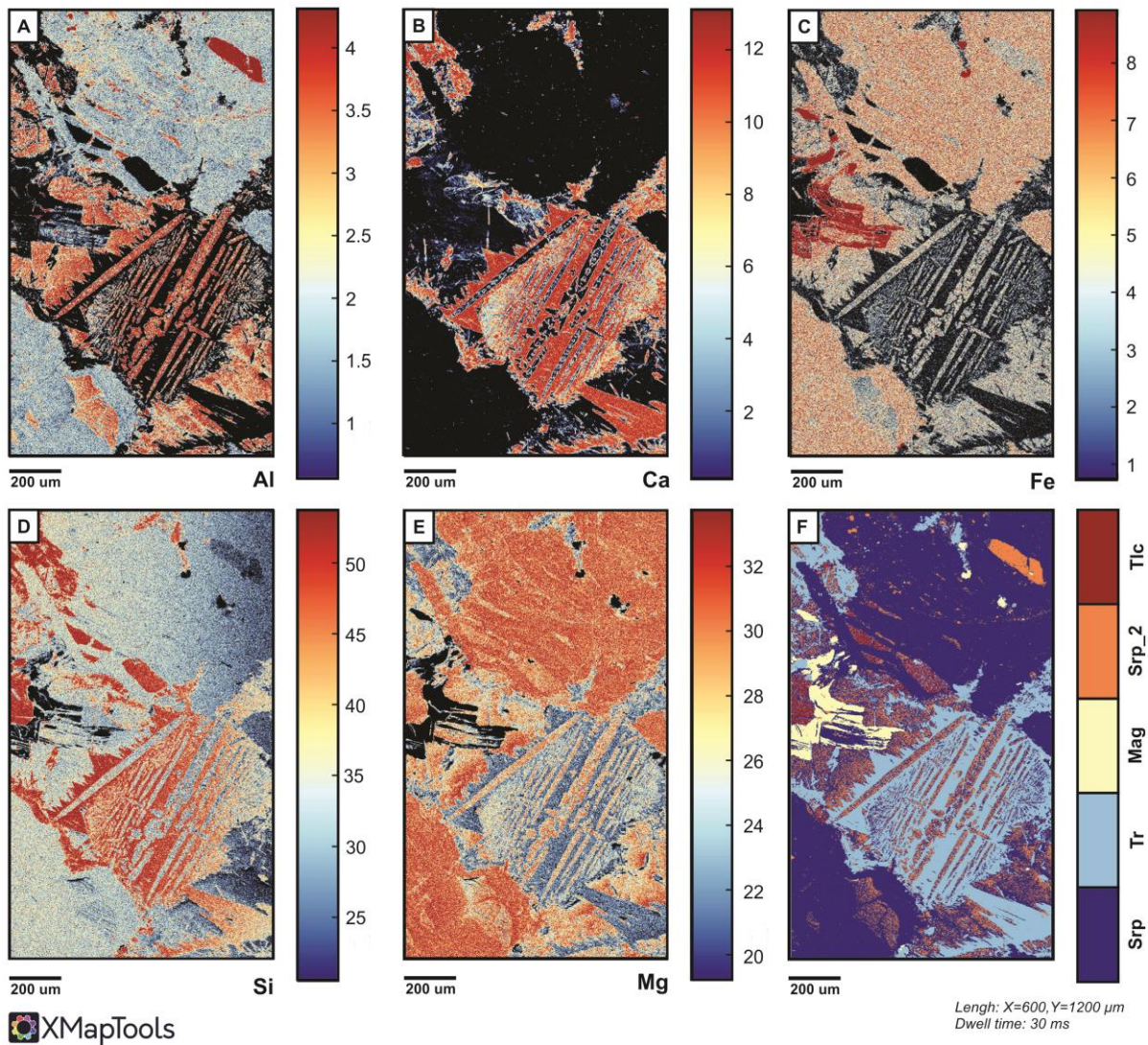


Figure 5.11. X-ray quantitative maps of a mesh-textured komatiite of the Quebra Osso Group (sample RC-419B): A) Al; B) Ca; C) Fe; D) Si and E) Mg intensities; F) mineral phases.

Spinifex texture

The spinifex textures comprises three subtypes, according to the antigorite/chinochlore features: I, tabular and platy crystals, originally from olivine, in the upper levels of layered flows (A zone); II, acicular crystals of clinopyroxene, coexisting with type I spinifex; and III, acicular crystals in the intercumulus portions related to microspinifex domains of orthocumulate flows (Figure 5.11). Types I and II have similar contents of SiO₂ (30.1-38.2 wt%), which shows a positive correlation with MgO (28.1-30.9 wt%; Figure 5.10C) and FeO_t (7.2-8.6 wt%), and a negative correlation with Al₂O₃ (10.4-16.6 wt%; Figure 5.10D). Type III spinifex have higher contents of SiO₂ (37.8-44.3 wt%) and FeO_t (7.3-9.4 wt%), and significantly lower Al₂O₃ values (2.0-8.3 wt%).

5.4.3.3. Amphiboles

Amphiboles are present in all types of flows: in cumulate rocks, they occur in the intercumulus portions and/or overgrowing the core of mesh textures; in spinifex and microspinifex-textured rocks, they occur in the matrix, bordering the spinifex type II and type III crystals, respectively (Figure 5.11). The amphiboles are mostly classified as tremolite and minor tremolitic hornblende, with $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ratios ranging from 0.92 to 1.00 (Figure 5.12A). In the spinifex-textured zones, the amphiboles have higher contents of Fe, Ti, Al^{IV} and Na contents (Figure 5.12B, C), coupled with lower values of Si (Figure 5.12D).

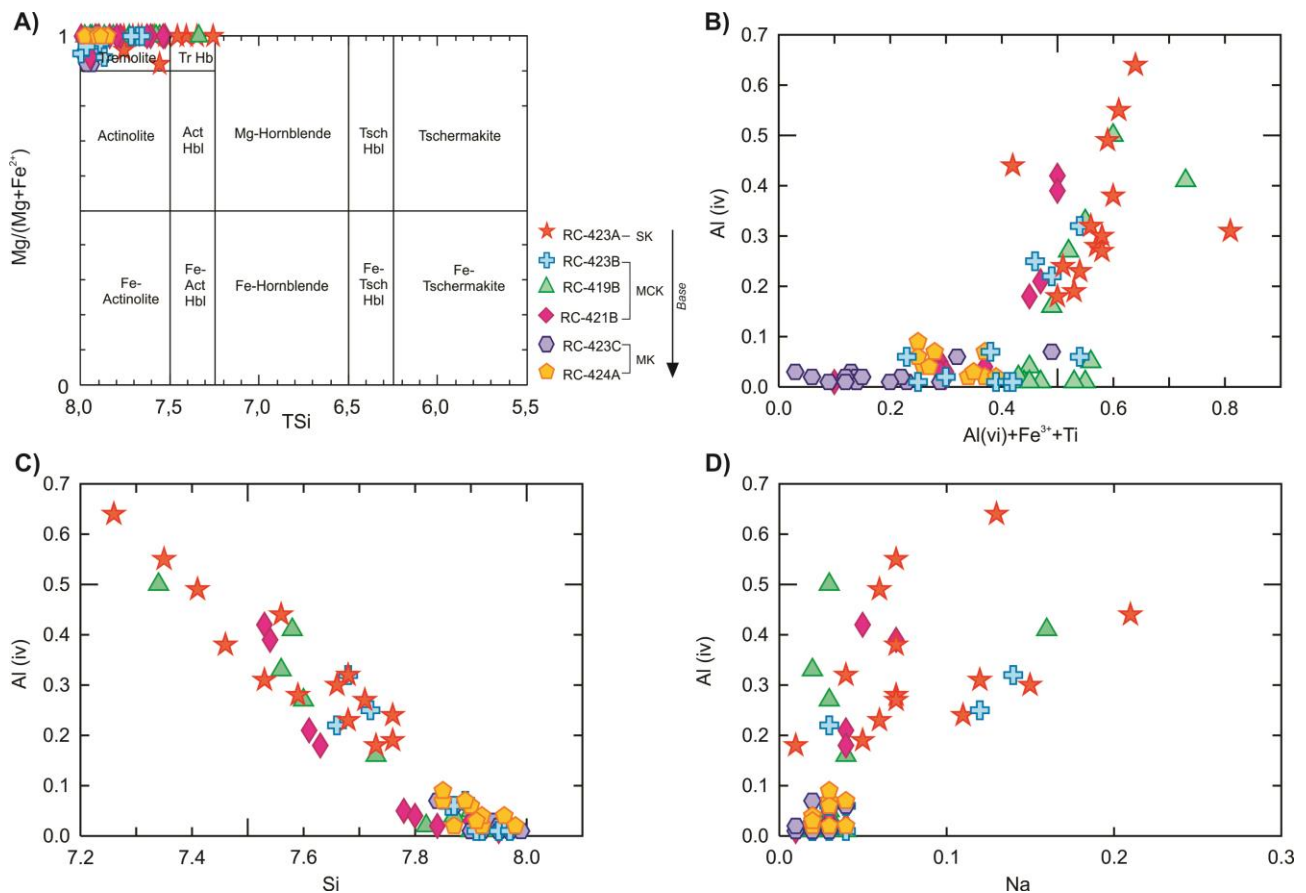


Figure 5.12. A) Amphibole classification (after Leake et al. 1997, Hawthorne et al. 2012) for Quebra Osso komatiites (SK: spinifex-textured; MCK: cumulate-textured with interstitial microspinifex; MK: massive cumulate-textured komatiites). Binary diagrams of amphiboles: B) Al^{IV} (apfu) vs $Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti$ (apfu); C) Al^{IV} (apfu) vs Si; D) Al^{IV} (apfu) vs Na (apfu).

5.5. Discussion

5.5.1. Volcanic architecture and magma emplacement

The Quebra Osso rocks are part of a large komatiite flow field and represent superimposed volcanic products during the eruption and emplacement of komatiite lavas (Figure 5.13A). The cumulate-textured rocks are predominant and include serpentinized olivine meso and orthocumulates. Their formation is attributed to gravitational settling and accumulation of

phenocrysts either the crystals are a result of in situ nucleation and growth or mechanical sedimentation from phenocryst-bearing lava (Irvine, 1982 and references therein; Figure 5.13B). They are interpreted to have accumulated from flowing ultrabasic liquid and represent the major lava pathway, carved in the Santa Bárbara sialic crust by thermo-mechanical erosion.

These thick komatiites sequences must have originated by ponding in significant topography or by gradual or incremental inflation fed by an interior tube or sheet-flow system, developed under a surface crust. The inflationary process explain the increase in thickness of such low viscosity lavas (Arndt et al., 2008 and references therein).

A small proportion of the studied rocks exhibit spinifex texture, defined by random orientation of skeletal tabular crystals of olivine and acicular needles of pyroxene, both altered to serpentine/chlorite. The texture is believed to form during relatively rapid, in-situ crystallization of ultramafic or highly mafic liquids (Arndt et al. 2008). Random spinifex is mostly associated with the upper portions of layered flow (A zone), overlaying a cumulated-rich zone (B zone), similar to komatiite flows described by Pyke et al. (1973) and Arndt et al. (1977).

The layered flows are restricted to the flanks of massive facies and represent breakouts of lava from the main pathway (Figure 5.13C). Their textural variation is also attributed to the inflationary process, in which the spinifex zone represents the chilled crust, that retains the incoming lava and maintains the temperature, allowing the formation of cumulates (Hill et al., 2015). Sparse vesicular textures are recognized in the interface between these two zones and indicate volatile saturation during emplacement and solidification of these flows (Arndt et al., 1999).

A significant amount of the flows are brecciated, suggesting the occurrence of internal processes of dynamic fragmentation of semisolid or solid lava (e.g. Fisher, 1960; 1961; White and Houghton, 2006). The breccias are interpreted as autoclastic volcanic breccias/hyaloclastites, formed after the advance of turbulent flows of lava and/or brecciation due new influx of melt (Figure 5.13C). Considering the processes of formation of these rocks, it is possible that some flows were formed by the resedimentation of older autobreccias/hyaloclastites. However, the post-volcanic tectonism and deformation of the volcanic pile make it very difficult to distinguish between the primary and secondary volcanoclastic deposits. Additionally, the contribution of other processes, such as hydrofracturing and tectonism, may not be disconsidered and may have contribute for the brecciation of

The localized pillow lavas represent the spreading of cylindrical interconnected lobes of lava at the front of volcanic flow (Moore, 1975; Walker, 1992; Figure 5.13C). They are a critical

indicative that Quebra Osso komatiite lavas were emplaced subaqueously. The occurrence of lenses of chemical metasedimentary rocks also suggests shallow marine environment (e.g. McPhie et al., 1993), deposited in periods of quiescence of volcanism, which also allowed the settling of scarce tuffaceous material generated by explosive volcanism (Figure 5.13C).

The ending of ultrabasic magmatism (Figure 5.13D) was followed by the deposition of the metavolcanosedimentary sequences of the Nova Lima and Maquiné groups (upper units of the Rio das Velhas greenstone belt) and younger sedimentary rocks of Minas Supergroup (Figure 5.13E). Subsequent phases of tectonism caused the deformation of these rocks and were responsible for the inversion of the stratigraphic sequence. After deformation, flows commonly display sigmoidal geometries with highly sheared contacts and, in some locations, the volcanic rocks turned into ultramafic schists that lack igneous textures (Figure 5.13F).

5.5.2. Post-magmatic alteration of igneous protoliths

Despite the remarkable preservation of igneous textures, the komatiites of the Quebra Osso flow field were variably affected by hydration due to seafloor alteration and regional metamorphism. In the first alteration event, the magmatic phases (olivine and pyroxene) were replaced by pseudomorphic serpentines (+ magnetite) and/or chlorite. Lizardite is commonly formed at early stages of serpentinization, between 50-300°C, and antigorite grows from lizardite with increasing grades of metamorphism (Evans, 1977). The mineral assemblages of studied rocks comprise serpentine, chlorite, talc, tremolite and opaques, which is typical of lower grade metaultramafites (Yardley, 1989). The chemical compositions of the chromites and Al-chromites suggest that the metamorphic conditions reach up to lower amphibolite facies ($Mg\# < 0.13$; e.g. Barnes and Roeder, 2001).

The MgO vs. Al_2O_3 and TiO_2 plots for most samples show well-defined trends (Figure 5.7), suggesting that alteration process had a minor impact on the chemical signatures of Quebra Osso rocks. In the MgO vs. CaO diagram, the ultramafic schists and some spinifex komatiites plot outside the main trend, probably due carbonation. Field evidence of this process is given by the presence of carbonate and centimetric carbonate veinlets in some flows. The anomalous geochemical signatures of the carbonate-talc rich rock, characterized by higher values of SiO_2 and CaO coupled with low FeO, suggests a hydrothermal overprint.

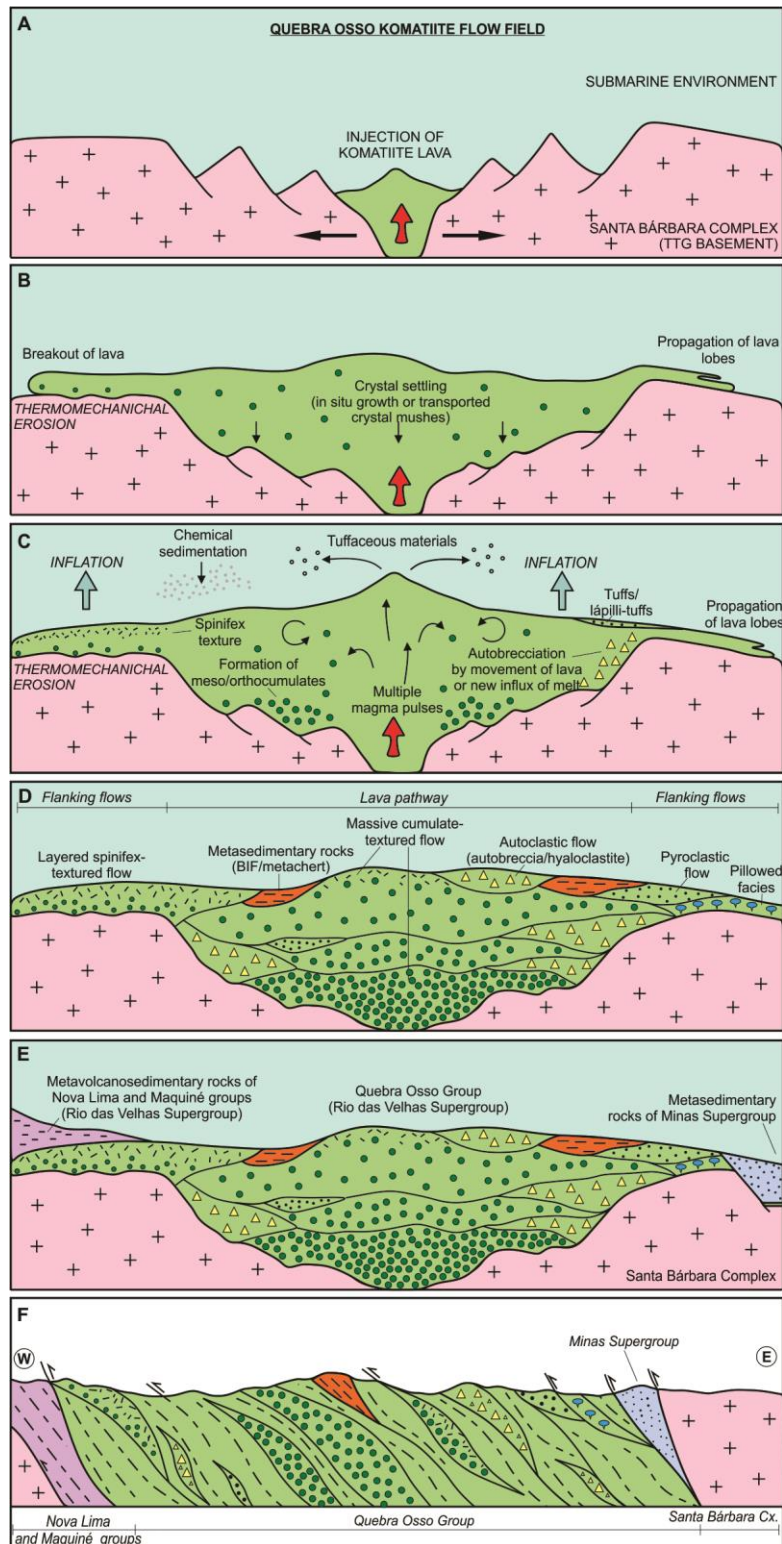


Figure 5.13. A) Eruption of komatiite lava onto continental crust in a submarine environment. B) Ponding of lava, beginning of crystal settling (mainly olivine) and lateral breakouts of lava. At the base of lava pathways, the substrate is thermos-mechanically eroded. C) Ongoing eruption and crystal settling/accumulation that formed meso/orthocumulates at the base of the main lava pathway. The movement of lava and the injection of new magma pulses cause de brecciation of newly formed rocks. In the flanking flows, the inflation of the stationary lava lobe provokes textural differentiation that results in the typical layering of spinifex-textured flows; propagation of lava tubes forms pillow lava. At the same time, chemical sediments and tuffaceous material may deposit and form thin lenses within the coherent flow facies. D) Successive magma pulses and volcanic processes produce superimposed flows facies that characterize the Quebra Osso komatiite flow field. E) Deposition of the volcanosedimentary sequences of the Nova Lima and Maquiné groups, upper units of the Rio das Velhas greenstone belt, and younger sedimentary rocks of Minas Supergroup. F) Late tectonic events deformed and overturned the stratigraphic sequence.

The trace-elements plots (including REE) are composed of two main patterns (Figure 5.8). Group 1 comprises the majority samples and is characterized by chondrite (sub-mantle) to slightly enriched REE patterns (up to 10 times). They commonly display subtle Eu negative anomalies (Figure 5.8A), which have been attributed to seawater hydrothermal alteration by Sun and Nesbitt (1978). Group 2 shows unexpected chemical features for komatiites, with REE enrichment up to 100 times relative to chondrite values (Figure 5.8A). Their pronounced Ce negative anomalies may be attributed to removal of Ce by a circulating fluid flow (e.g. Braun et al., 1993). These anomalous patterns are comparable to seawater signatures (Deng et al., 2017), suggesting a disturbance on the primary geochemical signatures by water incorporation during serpentinization. Similar atypical exacerbated REE patterns are also described in other komatiite units in Southern São Francisco craton, such as Alpinópolis (Szabó, 1996) and Nazareno (Toledo, 2002), and have been interpreted as post-magmatic/pre-metamorphic processes caused by low temperature subaqueous interaction, metasomatism or exogenous material input.

Despite the secondary alteration processes, many elements are relatively immobile during and retain their original geochemical distributions, such high field-strength elements (HFSE; e.g. Th, Nb, Ta, HREE, Y, Zr, and Hf; Leshner and Stone, 1996; Sproule et al., 2002), allowing further interpretations.

5.5.3. Crustal contamination

Komatiite melts are susceptible to contamination by continental crust or clastic sediments during ascent and eruption (Huppert and Sparks, 1985). The contaminated komatiites are enriched in Th, U, and La relative to MREE and HREE, and less enriched in Nb, Ta, and Ti relative to elements of similar compatibility, leading to negative $[\text{Nb/Th}]_{\text{MN}}$, $[\text{Ta/La}]_{\text{MN}}$ and $[\text{Ti/Y}]_{\text{MN}}$ anomalies (Jochum et al., 1991; Sproule et al. 2002).

The Quebra Osso komatiites constitute channelized lava flows on the Santa Bárbara Complex and, thus, may have assimilated the underlying rocks by thermo-mechanical erosion. The effects of crustal contamination on the geochemical signatures of the Quebra Osso Group have been evaluated in previous studies. Based on La/Yb, Re/Os and $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ of these lavas, Acken et al. (2016) argued that these ratios do not yield a coherent picture of assimilation of crustal material, and the crust input had a minor contribution on the geochemistry. Similarly, Verma et al. (2017), based on trace element ratios (e.g. Zr/Th, Th/U, La/Sm, Nb/Y and Zr/Nb), advocated that the geochemical signatures of most of the samples was close to the recommended values for Archean primitive mantle and did not show any crustal contamination.

Nevertheless, in this study, there are geochemical evidences in favor of crustal contamination on the studied samples, such as the enrichment of some LREE (La, Sm, Nd), Rb and Ba, and Nb negative anomalies. Three cumulate-textured komatiites and three microspinfex-textured cumulate show moderate to pronounced negative Nb anomalies in the primitive mantle-normalized trace element plot (Nb_{MN} : 0.3-0.7 ppm). The studied samples have $[Nb-Th]_{MN}$ ratios between 0.1 and 0.89, lower than the primitive mantle values, which are considered a potential indicator of crustal contamination. Three samples also show $[Ti/Y]_{MN}$ negatives anomalies (RC-417A, RC-417B, RC-423C). The sample RC-423C also have a negative $[Ta/La]_{MN}$ anomaly and Zr/Th of 27.6, similar to the continental crust ratio of ~20 (Taylor and McLennan, 1995).

As noted above, the crustal contamination is not widespread and its intensity varies along the volcanic sequences. Therefore, these contamination is not a source characteristic and probably occurred during lava emplacement (e.g. Leshner and Arndt, 1995; Leshner et al., 2001; Sproule et al. 2002). In addition, there is no correlation between $[Gd/Yb]_{MN}$ and $[Th/Sm]_{MN}$, suggesting that the HREE patterns were not affected by crustal contamination and can be used to constrain the source composition.

5.5.4. Mantle source and partial melting

Several experimental works have been demonstrated that komatiites can be produced by melting of peridotitic rocks in the upper mantle (e.g. Ohtani et al., 1989; Herzberg, 1992; Zhang and Herzberg, 1994; Walter, 1998), related to a mantle plume (e.g. Ohtani et al., 1989; Nisbet et al., 1993; Arndt et al., 2008; Robin-Popieul et al., 2012; Sossi et al., 2016). Numerical simulations developed by Sossi et al. (2016) shown that Al-depleted and Al-undepleted komatiitic melts can be generated within the same mantle plume, controlled mainly by pressure and degree of partial melting.

According to Ringwood (1975), the upper mantle has a pyrolytic composition and the experimental studies on the origin of komatiites were based on this premise (e.g. Walter, 1998; Herzberg and Zhang, 1996). Komatiite source characteristics can be investigated by trace element composition, since komatiites are products of large degrees of partial melting and most trace elements are incompatible in olivine (e.g. Arndt et al., 2008, Robin-Popieul et al., 2012). Major elements are more likely to be affected by post magmatic alteration processes, whereas HREE patterns are sensitive to degree of melting, pressure and residual source mineralogy (e.g. Rollinson, 1993).

The Quebra Osso spinifex komatiites from the Group 1 have flat to slightly enriched HREE, evidencing unfractionated Gd/Yb_N ratios and suggesting generation by large degrees of partial

melting at garnet-absent conditions (e.g. Arndt et al., 2008). In this sense, in order to investigate the origin of the studied samples, partial melting models were developed involving a spinel peridotite mantle source. Considering the difficulty of instantaneous segregation of magmatic liquids from the peridotitic source texture and the studies presented by Sossi et al. (2016), a modal batch melting model was applied, according the equation proposed by Wood and Fraser (1976).

The partial melting model involves spinel peridotites xenoliths with pyrolytic composition of Xue et al. (1990; spinel lherzolite KR4002) and McDonough (1990; average and median composition of spinel peridotite xenoliths). The composition of the residual solid is given by 65% olivine, 20% orthopyroxene, 13% clinopyroxene and 2% spinel (Xue et al., 1990) and the partitioning coefficients values used are those presented by Borg and Draper (2003) and Kelemen et al. (2003). The modeled komatiitic melt is represented by the sample RC-442, a random spinifex-textured lava with $Gd/Lu_N = 0.93$. The model reveals that the HREE composition of the representative Quebra Osso komatiitic melt is a product of about 50% batch melting of a spinel lherzolite source showing composition similar to pyrolytic mantle (Figure 5.14), with a garnet-free residual source.

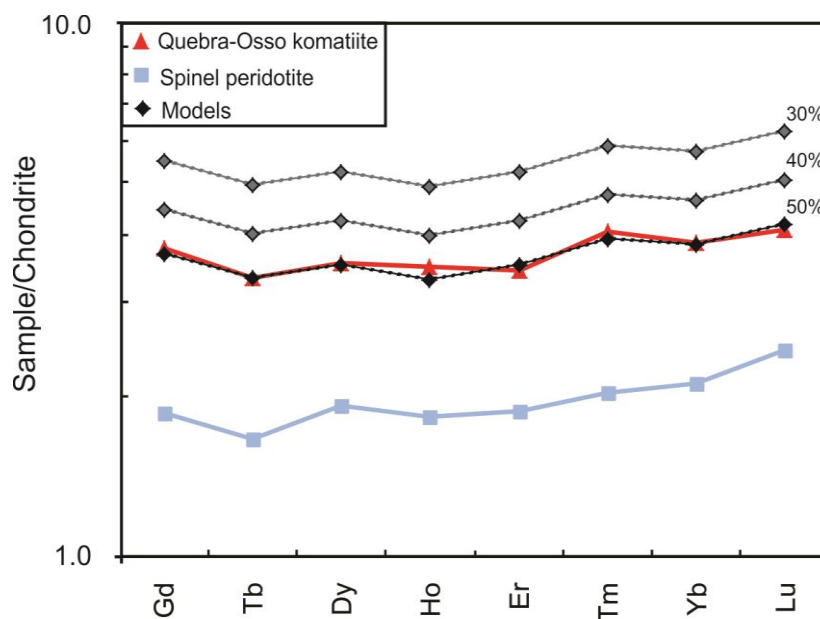


Figure 5.14. Partial melting model of Quebra-Osso komatiite lava (sample RC442) with a spinel peridotite source (McDonough, 1990; Xue et al., 1990). The komatiitic melt segregated after about 50% melting in equilibrium with a garnet-free residue.

5.6. Conclusions

The conclusions of the study can be summarized as follows:

1. This paper provides the first detailed study of the volcanic architecture of the Quebra Osso komatiite flows. Based on preserved magmatic features, the volcanic facies were subdivided into coherent facies (massive, layered and pillowed) and autoclastic facies

(autobreccias and hyaloclastites), related to effusive flows; and pyroclastic facies (tuffs and lapilli-tuffs) that are interpreted as explosive flows.

2. The extrusion of komatiite lavas occurred onto the sialic crust of the Santa Bárbara Complex. The ultrabasic lava erupted in a submarine environment, as evidenced by pillow lavas, hyaloclastites and the association with the chemical metasedimentary rocks. The predominance of olivine cumulates suggests a channelized flow, with subordinate layered flanking flows, related to breakouts of lava from the main pathway. The abundance of autobreccias and local hybrid rocks suggest a turbulent percolation of komatiites and/or multiple influxes of melts that caused the fragmentation of the solidified lava and mixing of liquids.
3. The Quebra Osso komatiites are mostly classified as Al-enriched and Al-undepleted ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 22-48$), but Al-depleted komatiites are also reported ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 < 15$). These komatiites are most likely derived from a mantle plume, and their geochemistry was variably affected by post-magmatic alteration processes and crustal contamination.
4. Partial melting models were developed for the Quebra Osso komatiites involving a spinel peridotite mantle source. The partial melting model of the HREE composition of the representative Quebra Osso komatiitic melt (a spinifex-textured lava) refers to 50% batch melting of a spinel lherzolite source showing composition similar to pyrolytic mantle, with a garnet-free residual source.

5.7. Acknowledgments

This work was financially supported by the Geological Survey of Brazil (SGB/CPRM) and Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG). The authors acknowledge the Laboratory of Microscopy and Microanalysis (LMic) of the Universidade Federal de Ouro Preto (Brazil) for the EMPA analysis. Experiments and analyses involving Raman Spectroscopy were performed in the Laboratory of Characterization and Processing of Nanomaterials (LCP Nano) at the Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte (Brazil). The authors would especially like to thank Daniele C. Ferreira (LCPNano) and Marco Paulo de Castro (LMic) for their technical assistance.

CAPÍTULO 6 - SUMÁRIO

As conclusões desse trabalho podem ser sumarizadas nos seguintes tópicos:

1. As rochas do Grupo Quebra Osso, localizadas na porção leste do Quadrilátero Ferrífero, compõem um grande campo de derrames komatiíticos e representam produtos vulcânicos sumperimpostos durante a erupção e deslocamento das lavas ultrabásicas. Baseado nas feições magmáticas preservadas, as fácies vulcânicas foram subdivididas em coerentes (maciças, acamadadas e almofadadas) e autoclásticas (autobrechas e hialoclastitos), relacionados a derrames efusivos; e fácies piroclásticas (tufos e lápili-tufos), interpretadas como derrames explosivos.
2. Na área de estudo, a extrusão das lavas komatiíticas ocorreu sobre crosta sílica do Complexo Santa Bárbara. A extrusão das lavas ultrabásicas ocorreu em ambiente subaquático, o que é evidenciado pela presença de lavas almofadadas, hialoclastitos e pela associação com rochas metassedimentares químicas. A predominância de cumulos de olivina implica em fluxos canalizados, com derrames acamadados subordinados às porções marginais, formados a partir do extravasamento da lava em relação ao canal principal. A abundância de autobrechas sugere uma percolação turbulenta dos líquidos komatiíticos e/ou múltiplos pulsos de lava que provocaram a fragmentação das lavas já solidificadas;
3. Os komatiítos estudados foram afetados por sucessivas etapas de hidratação de fundo oceânico, metamorfismo, alteração hidrotermal e, subordinadamente, contaminação crustal. Os estudos petrográficos revelam que os minerais primários, como a olivina e o piroxênio, foram transformados em serpentina, magnetita, clorita, talco e tremolita, em condições de fácies xisto verde a anfíbolito baixo;
4. Os komatiítos do Grupo Quebra Osso são classificados, principalmente, como *Al-undepleted* e *Al-enriched*, mas komatiítos do tipo *Al-depleted* também ocorrem associados, e sua origem é associada a uma pluma mantélica.
5. Neste estudo, foi desenvolvido um modelo de fusão parcial para os komatiítos do Grupo Quebra Osso envolvendo uma fonte mantélica peridotítica com espinélio. Esse modelo indica que a composição do ETRP (“elementos terras raras pesados”) de um magma komatiítico representativo para o Quebra Osso (uma rocha com textura *spinifex*) se refere a 50% de *batch melting* de um espinélio lherzolito, cuja composição é similar ao manto pirolítico e com fonte residual sem granada.

CAPÍTULO 7 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acken D.V., Hoffmann J.E., Schorscher J.H.D., Schulz T., Heuser A., Lugueta A. 2016. Formation of high-Al komatiites from the Mesoarchean Quebra Osso Group, Minas Gerais, Brazil: Trace elements, HSE systematics and Os isotopic signature. *Chemical Geology*, **422**:108-121.
- Almeida F.F.M. 1976. Estruturas do Pré-Cambriano inferior brasileiro. In: 29º Congresso Brasileiro De Geologia. Ouro Preto. *Resumos*, p. 194-195.
- Almeida F.F.M. 1967. *Origem e Evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM (Boletim 241). 96 p.
- Almeida C.M., Olivo G.R., de Carvalho S.G. 2007. The Ni-Cu-PGE sulfide ores of the komatiite-hosted Fortaleza de Minas deposit, Brazil: evidence of hydrothermal remobilization. *The Canadian Mineralogist*, **45**:751-773.
- Alkmim F.F., Marshak S. 1998. Transamazonian orogeny in the southern São Francisco craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, **90**:29-58.
- Alkmim F.F., Martins-Neto M.A. 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **33**:127-139.
- Alkmim F.F., Teixeira W. 2017. The Paleoproterozoic Mineiro Belt and the Quadrilátero Ferrífero. In: Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F. (eds.). *São Francisco Craton, Eastern Brazil, tectonic genealogy of a miniature continent*. Springer, p. 71–94.
- Amorim L.Q., Alkmim, F.F. 2011. New ore types from the Cauê Banded Iron Formation, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: Responses to the growing demand. In: *Iron Ore Conference 2011. The Growing Demand*. The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, p. 59-71.
- Arndt N.T., Leshner C.M. 2016. Igneous Rocks - Komatiite. In: *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*, Elsevier, 8p.
- Arndt N.T., Leshner C.M. 2004. Komatiite. *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, p. 260-268.
- Arndt N.T., Leshner C.M., Barnes, S.J. 2008. *Komatiite*. Cambridge, Cambridge University Press, 467 p.

- Arndt N.T., Leshner C.M, Czamanske G.K.. 2005. Mantle-derived magmas and magmatic Ni-Cu-(PGE) deposits. *Economic Geology*, 100th Anniversary volume, 5-24.
- Arndt N.T., Naldrett A.J., Pyke D.R. 1977. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario. *Journal of Petrology*, **18**:319-369.
- Arndt N.T., Teixeira N.A., White W.M. 1989. Bizarre geochemistry of komatiites from the Crixás greenstone belt, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **101**:187-197.
- Babinski M., Chemale F., Van Schmus W.R. 1995. The Pb Pb age of the Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Research*, **72**:235-245.
- Baltazar O.F., Pedreira A.J. 2000. Associações Litofaciológicas. In: M. Zucchetti, O.F. Baltazar (eds.). *Projeto Rio das Velhas - Texto explicativo do mapa geológico integrado, escala 1:100.000*. (2ª edição). Belo Horizonte, Departamento Nacional de Produção Mineral/CPRM-Serviço Geológico do Brasil, p. 42-46.
- Baltazar O.F., Raposo F.O. 1993. *Folha Mariana*. Texto explicativo e mapas (geológico e metalogenético) escala 1:100.000, Folha SF.23-X-B-I, estado de Minas Gerais. Brasília, DNPM/CPRM - Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB), 183p.
- Baltazar O.F., Silva S.L. 1996. *Projeto Rio das Velhas: Mapa Geológico Integrado do Supergrupo Rio das Velhas, escala 1:100.000*. Belo Horizonte, Departamento Nacional de Produção Mineral/ CPRM-Serviço Geológico do Brasil.
- Baltazar O.F., Zucchetti M. 2007. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits. *Ore Geology Reviews*, **32**:471-499.
- Barbosa A.L.M. 1968. *Contribuições recentes à geologia do Quadrilátero Ferrífero*. Ouro Preto, Editora Escola de Minas, 47 p.
- Barnes Stephen J. 2000. Chromite in komatiites, II. Modification during greenschist to mid-Amphibolite facies metamorphism. *Journal of Petrology*, **41**:387-409.
- Barnes, Stephen J. 2004. Komatiites and nickel sulfide ores of the Black Swan area, Yilgarn Craton, Western Australia. 4. Platinum group element distribution in the ores, and genetic implications. *Mineralium Deposita*, **39**:752–765.
- Barnes, Stephen J. 2006. Komatiite-hosted nickel sulfide deposits: geology, geochemistry and genesis. *Society of Economic Geologists Special Publication*, **13**:51-118.

- Barnes S.J., Arndt N.T. 2019. Chapter 6 - Distribution and Geochemistry of Komatiites and Basalts Through the Archean. In: van Kranendonk M.; Bennett V.; Hoffmann J.E. (eds). *Earth's Oldest Rocks* - 2nd Edition. Elsevier, p. 103-132.
- Barnes S.J., Roeder P.L. 2001. The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks. *Journal of Petrology*, **42**:2279-2302.
- Beresford S., Cas R., Lahaye Y., Jane M. 2002. Facies architecture of an Archean komatiite-hosted Ni-sulphide ore deposit, Victor, Kambalda, Western Australia: implications for komatiite lava emplacement. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **118**:57-75.
- Borg L.E., Draper D. S. 2003. A petrogenetic model for the origin and compositional variation of the martian basaltic meteorites. *Meteoritics & Planetary Science*, **38**:1713-1731.
- Brando Soares, M., Corrêa Neto A.V., Zeh A., Cabral A.R., Pereira L.F., do Prado M.G.B., Almeida A.M., Manduca L.G., da Silva P.H.M., Mabub R.O.A, Schlichta T.M. 2017. Geology of the Pitangui greenstone belt, Minas Gerais, Brazil: Stratigraphy, geochronology and BIF geochemistry. *Precambrian Research*, **291**:17-41.
- Braun J.J., Pagel M., Herbillon A., Rosin, C. 1993. Mobilization and redistribution of REEs and thorium in a syenitic lateritic profile: A mass balance study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**:4419-4434.
- Brenner T.L., Teixeira N.A., Olivera J.A.L., Franke N.O., Thompson, J.F.H. 1990. The O'Toole nickel deposit, Morro do Ferro greenstone belt, Brazilia. *Economic Geology*, **85**:904-920.
- Cabral A.R., Zeh A., Koglin N., Gomes Jr. A.A.S., Viana D.J., Lehmann B. 2012. Dating the Itabira iron formation, Quadrilátero Ferrífero of Minas Gerais, Brazil, at 2.65 Ga: depositional U-Pb age of zircon from a metavolcanic layer. *Precambrian Research*, **204**:40-45.
- Campbell I.H., 1978. Some problems with the cumulus theory. *Lithos*, **11**:311-23.
- Carneiro M.A. 1992. *O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, MG): Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 233p.
- Carr M.J., Gazel E. 2017. Igpets software for modeling igneous processes: examples of application using the open educational version. *Mineralogy and Petrology*, **111**:283-289.

- Cas R., Self S., Beresford S. 1999. The behaviour of the fronts of komatiite lavas in medial to distal settings. *Earth and Planetary Science Letters*, **172**:127-139.
- Cassino L.F. 2014. *Distribuição de idades U-Pb de zircões detríticos dos Supergrupos Rio das Velhas e Minas na Serra de Ouro Preto, Quadrilátero Ferrífero, MG – Implicações para a evolução sedimentar e tectônica*. Trabalho de Graduação, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto. 52p.
- Chaudhuri T., Satish-Kumar M., Mazumder R., Biswas S. 2017. Geochemistry and Sm-Nd isotopic characteristics of the Paleoproterozoic komatiites from Singhbhum craton, eastern India, and their implications. *Precambrian Research*, **298**:385-402.
- Compston W., Williams I.S., Campbell I. H., Gresham J.J. 1986. Zircon xenocrysts from the Kambalda volcanics: age constraints and direct evidence for older continental crust below the Kambalda–Norseman greenstones. *Earth and Planetary Science Letters*, **76**:299-311.
- Cutts K., Lana C., Alkmim F.F., Farina F., Moreira H., Coelho V. 2019. Metamorphism and exhumation of basement gneiss domes in the Quadrilátero Ferrífero: Two stage dome-and-keel evolution? *Geoscience Frontiers*, **10**:1765-1787.
- Dann J.C. 2000. The Komati Formation, Barberton Greenstone Belt, South Africa, part I: new map and magmatic architecture. *South African Journal of Earth Sciences*, **6**:681-730.
- Dann J.C. 2001. Vesicular komatiites, 3.5-Ga Komati Formation, Barberton Greenstone Belt, South Africa: inflation of submarine lavas and origin of spinifex zones. *Bulletin of Volcanology*, **63**:462-481.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. Harlow, England, Longman Scientific & Technical, 695 p.
- Deng Y., Ren J., Guo Q., Cao J., Wang H., Liu C. 2017. Rare earth element geochemistry characteristics of seawater and porewater from deep sea in western Pacific. *Scientific reports*, **7**: 1-13.
- Dopico C.I.M., Lana C., Moreira H.S., Cassino L.F., Alkmim F.F. 2017. U-Pb ages and Hf-isotope data of detrital zircons from the late Neoproterozoic-Paleoproterozoic Minas Basin, SE Brazil. *Precambrian Research*, **291**:143-161.
- Donaldson C.H. 1976. An experimental study of olivine morphology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **57**:187-213.

- Donaldson C.H. 1982. Spinifex-textured komatiites: a review of textures, mineral compositions, and layering. In: Arndt N.T., Nisbet E.G. (eds.). *Komatiites*. London, George Allen and Unwin, p. 211-244.
- Dorr II J.V.N. 1969. Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *United States Geological Survey Professional Paper*, v. 641-A. 110 p.
- Dorr II J.V.N., Gair J.E., Pomerene J.B., Rynearson G.A. 1957. *Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero, Brasil*. Rio de Janeiro, USGS/DNPM, 31 p.
- Echeverría L.M. 1980. Tertiary or Mesozoic komatiites from Gorgona Island, Colombia; field relations and geochemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73:253-266.
- Evans B.W. 1977; Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 5:397-447.
- Evans B.W., Hattori K.H., Baronnet A. 2013. Serpentinite: what, why, where? *Elements*, 9:99-106.
- Faria D.L. 2011. Entenda o que é a espectroscopia Raman. São Paulo: Química Viva - CRQ-IV. 4p. Revista IPT | Tecnologia e Inovação #0120 Disponível em <https://www.crq4.org.br/sms/files/file/Espectroscopia_Raman_4.pdf>. Acesso em: 11 dezembro de 2019.
- Farina F., Albert C., Dopico, C.M., Aguilar C., Moreira H., Hippert J., Cutts K., Lana C., Alkmim F.F. 2016. The Archean-Paleoproterozoic evolution of the Quadrilátero Ferrífero (Brasil): current models and open questions. *Journal of South American Earth Sciences*, 68:4-21.
- Farmer V.C. 1974. *The infrared spectra of minerals*. London, Mineralogical Society Ed., 539 p.
- Faure F., Arndt N.T., Libourel G. 2006. Formation of spinifex texture in komatiites: an experimental study. *Journal of Petrology*, 47:1591-1610.
- Faure F., Trolliard G., Nicollet C., Montel J.M. 2003. A developmental model of olivine morphology as a function of the cooling rate and the degree of undercooling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145: 251-263.
- Ferreira R.C.R., Pinheiro M.A.P., Magalhães, J.T.R., Novo T.A. 2018. Os derrames komatiíticos do vale do córrego Quebra Osso, folha Catas Altas, Quadrilátero Ferrífero/MG. In: 49º Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro, *Resumos*, p. 910.

- Ferreira R.C.R., Ribeiro J.H., Tuller M.P., Signorelli N. 2020. *Folha Catas Altas, escala 1:25.000, Projeto Evolução Crustal e Metalogenética do Quadrilátero Ferrífero*. Belo Horizonte, Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM).
- Fisher R.V. 1960. Classification of volcanic breccias. *Geological Society of America Bulletin*, **66**: 973-982.
- Fisher R.V. 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks: . *Geological Society of America Bulletin*, **72**:1409-1414.
- Fonseca G. M., Jordt-Evangelista H., Queiroga G.N. 2018. Petrogenesis of metaultramafic rocks from the Quadrilátero Ferrífero and adjacent terrains, Minas Gerais, Brazil: Two events of ultramafic magmatism? *Journal of South American Earth Sciences*, **82**:16-32.
- Gair J.E. 1962. Geology and Ore Deposit of the Nova Lima and Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil. *United States Geological Survey Professional Paper*, v. 341A, 67 p.
- Gopal N.O., Narasimhulu K.V., Lakshmana Rao J. 2004. Optical absorption, EPR, infrared and Raman spectral studies of clinocllore mineral. *Journal of Physics and Chemistry of Solids*, **65**:1887-1893.
- Groppo C., Rinaudo C., Cairo S., Gastaldi D., Compagnoni R. 2006. Micro-Raman spectroscopy for a quick and reliable identification of serpentine minerals from ultramafics. *European Journal of Mineralogy*, **18**:319–329.
- Groves D.I., Barrett F.M., Binns R.A., McQueen K.G. 1977. Spinel phases associated with metamorphosed volcanic-type iron–nickel sulfide ores from Western Australia. *Economic Geology*, **72**:1224–1244.
- Groves D.I., Barret F.M., Brotherton R.H. 1983. Exploration significance of chrome-spinels in mineralized ultramafic rocks and nickel-copper ores. *Geological Society of South Africa Special Publication*, **7**:21-30
- Harder E.C., Chamberlin R.T. 1915. The geology of central Minas Gerais, Brazil. *Journal of Geology*, **23**:341-378.
- Hartmann A., Endo I., Suita M.T.F., Santos J.O.S., Frantz C.J., Carneiro M.A., McNaughton N.J., Barley M.E. 2006. Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U–Pb isotopes. *The Journal of South American Earth Sciences*, **20**:273-285.

- Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. 2012. Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, **97**:2031-2048.
- Herzberg C. 1992. Depth and degree of melting of komatiites. *Journal of Geophysical Research*, **97**:4521-4540.
- Hill R.E.T., Barnes Stephen J., Gole M.J., Dowling S.E. 1995. The physical volcanology of komatiites as deduced from field relationships in the Norseman–Wiluna greenstone belt, Western Australia. *Lithos*, **34**:159-188.
- Hill R.E.T. 2015. Komatiite volcanology, volcanological setting and primary geochemical properties of komatiite-associated nickel deposits. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, **1**:365-381.
- Hon K., Kauahikaua J., Denlinger R., Mackay K. 1994. Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, **106**:351-370.
- Huppert H.E., Sparks R.S.J. 1985. Komatiites I: eruption and flow. *Journal of Petrology*, **26**:694-725.
- Huppert H.E., Sparks R.S.J., Turner J.S., Arndt N.T. 1984. Emplacement and cooling of komatiite lavas. *Nature*, **309**:19-22.
- Irvine T. N. 1982. Terminology for layered intrusions. *Journal of Petrology*, **23**:127-162.
- Jackson E. D. 1967. Ultramafic cumulates in the Stillwater, Great Dyke, and Bushveld Intrusions. In: Wyllie, P. J. (ed.). *Ultramafic and Related Rocks*. New York, John Wiley & Sons, Inc., p. 20-38.
- Jahn B.M., Gruau G., Glickson A.Y. 1982. Komatiites of the Onverwacht Group, South Africa: REE chemistry, Sm–Nd age and mantle evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **80**:25-40.
- Janoušek V., Farrow C.M., Erban V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, **47**:1255-1259.
- Jayananda M., Duraiswami R.A., Aadhiseshan K.R., Gireesh R.V., Prabhakar B.C., Tushipokla Kowe-u Kafo, Namratha R. 2016. Physical volcanology and geochemistry of Palaeoarchean komatiite lava flows from the western Dharwar craton, southern India:

- implications for Archaean mantle evolution and crustal growth. *International Geology Review*, **58**:1569-1595.
- Jochum K.P., Arndt N.T., Hofmann A.W. 1991. Nb-Th-La in komatiites and basalts: constraints on komatiite petrogenesis and mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, **107**: 272-289.
- Kelemen P.B., Yogodzinski G.M., Scholl D.W. 2003. Along strike variation in the Aleutian island arc: genesis of high-Mg# andesite and implications for continental crust. In: Eiler J. (ed). *Inside the Subduction Factory. Geophysical Monograph, 138, American Geophysical Union, Washington DC.*
- Kloprogge J.T., Frost R.L., Rintoul L. 1999: Single crystal Raman microscopic study of the asbestos mineral chrysotile. *Physical Chemistry Chemical Physics*, **1**:2559-2564.
- Koglin N., Zeh A., Cabral A.R., Gomes A.A.S., Neto A.V.C., Brunetto W.J., Galbiatti H. 2014. Depositional age and sediment source of the auriferous Moeda Formation, Quadrilátero Ferrífero of Minas Gerais, Brazil: New constraints from U–Pb– Hf isotopes in zircon and xenotime. *Precambrian Research*, **255**:96–108.
- Lana C., Alkmim F.F., Armstrong R., Scholz R., Romano R., Nalini Jr. H.A. 2013. The ancestry and magmatic evolution of Archean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil. *Precambrian Research*, **231**:157-173.
- Lanari P., Vidal O., De Andrade V., Dubacq B., Lewin E., Grosch E.G., Schwartz S. 2014. XMapTools: a MATLAB[®]-based program for electron microprobe X-ray image processing and geothermobarometry. *Computers & Geosciences*, **62**:227-240.
- Laetsch T., Downs R. 2006. Software for identification and refinement of cell Parameters from powder diffraction data of minerals using the RRUFF Project and American Mineralogist Crystal Structure databases. In: *Abstracts from the 19th General Meeting of the International Mineralogical Association, Kobe, Japan.*
- Lafuente B., Downs R.T., Yang H., Stone N. 2015. The power of databases: the RRUFF project. In: Armbruster T., Danisi R.M. (eds.). *Highlights in Mineralogical Crystallography.* Berlin, Germany, W. De Gruyter, p. 1-30.
- Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S, Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H, Schumacher J., Smith J.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker, E.J.W., Youzhi G. 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on

Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, **61**:295-321.

Leake B.E., Woolley A.R., Birch W.D., Burke E.A.J., Ferraris G., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Schumacher J.C., Stephenson N.C.N., Whittaker E.J. W. 2004. Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. *American Mineralogist*, 89:883-887.

Le Bas M. J. 2000. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. *Journal of Petrology*, **41**:1467-1470.

Le Maitre R.W. (ed.), Bateman P., Dubek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, Blackwell, 193 p.

Leshner C.M., Groves D.I. 1986. Controls on the formation of komatiite-associated nickel-copper sulfide deposits. In: G. H. Friedrich (ed.) *Geology and Metallogeny of Copper Deposits*. Berlin, Springer-Verlag, p. 43-62.

Leshner C.M., Arndt N.T. 1995. REE and Nd isotope geochemistry, petrogenesis and volcanic evolution of contaminated komatiites at Kambalda, Western Australia. *Lithos*, **34**: 127-157.

Leshner C.M., Burnham O.M., Keays R.R., Barnes S.J., Hulbert L. 2001. Geochemical discrimination of barren and mineralized komatiites associated with magmatic Ni-Cu-(PGE) sulfide deposits: *Canadian Mineralogist*, **39**: 673-696.

Leshner C.M., Keays R.R. 2002. Komatiite-associated Ni-Cu-(PGE) deposits: Mineralogy, geochemistry, and genesis. In: L. J. Cabri (ed.). *The Geology Geochemistry, Mineralogy, and Mineral Beneficiation of the Platinum-Group Elements*. Montreal, Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, pp. 579-617.

Leshner C.M., Stone W.E. 1996. Exploration geochemistry of komatiites. In: Wyman D.A. (ed.), *Igneous Trace Element Geochemistry: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Canada, Geological Association of Canada, pp. 153-204.

Lobato L.M., Renger F.E., Silva R.C.F., Rosiere C.A., Baars F.J., Rolin V.K. 2014. Metalogênese do setor meridional do Cráton São Francisco. In: Silva M.G., Neto M.B.R., Jost H., Kuyumjian, R.M. (eds.). *Metalogênese Das Províncias Tectônicas Brasileiras*. Belo Horizonte, CPRM, p. 119-140.

- Lobato L.M., Ribeiro-Rodrigues L.C., Zucchetti M., Noce C.M., Baltazar O.F., Silva L.C., Pinto C.P. 2001. Brazil's premier gold province. Part I: The tectonic, magmatic, and structural setting of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Mineralium Deposita*, **36**:228–248.
- Lobato L.M., Santos J.O.S., McNaughton N.J., Fletcher I.R., Noce C.M. 2007. U-Pb SHRIMP monazite ages of the giant Morro Velho and Cuiabá gold deposits, Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geology Reviews*, **32**: 674-680.
- Loczy L., Ladeira E.A. 1976. *Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica*. São Paulo, Edgar Blücher, 528 p.
- Luchesi I. 1991. *Evolução petrogenética e metalogenética da Serra da Boa Vista, Quadrilátero Ferrífero/MG*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 134 p.
- Machado N., Carneiro M.A. 1992. U–Pb evidence of late Archean tectono-thermal activity in the southern São Francisco shield, Brazil. *Canadian Journal of Earth Science*, **29**:2341-2346.
- Machado N., Noce C.M., Belo de Oliveira O.A., Ladeira E.A. 1989. Evolução Geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico Inferior, com base em geocronologia U-Pb. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Belo Horizonte, *Anais*, p. 1-5.
- Machado N., Noce C., Ladeira E., Belo de Oliveira O. 1992. U-Pb geochronology of Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco craton, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **104**:721-727.
- Machado N., Schrank A., Noce C.M., Gauthier G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean–Paleoproterozoic sequences: implications for greenstone belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, **141**:259-276.
- Malouf R.F., Raposo F.O. 1996. Sinopse Geológica da Folha Catas Altas. Projeto Rio das Velhas. Convênio DNPM/CPRM, p.25-33.
- Marshak S., Tinkham D., Alkmim F.F., Brueckner H., Bornhorst T., 1997. Dome-and-keel provinces formed during Paleoproterozoic orogenic collapse-Diapir clusters or core complexes? Examples from the Quadrilátero Ferrífero (Brazil) and the Penokean Orogen (USA). *Geology*, **25**:415-418.

- Martins B.S. 2016. *Gênese e evolução do depósito arqueano aurífero Lamego: Mapeamento litoestrutural, modelamento 3D, geocronologia, paragênese mineral, mapas químicos e ablação a laser em sulfetos*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 161p.
- Maxwell C.H. 1972. Geology and Ore Deposits of the Alegria District, Minas Gerais, Brazil. *United States Geological Survey Professional Paper*, v. 341-J. 72 p.
- Maxwell C.H. 1960. Geologic map of the Santa Rita Durão Quadrangle, Minas Gerais, Brazil (scale 1:25.000). *United States Geological Survey Professional Paper*, v. 341-J, Plate 3.
- McDonough W.S. 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **101**:1-18.
- McDonough W.F., Sun S.S. 1995. The composition of the Earth: *Chemical Geology*, **120**:223-253.
- McPhie J., Doyle M., Allen R. 1993. Volcanic Textures. *A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Tasmania, Tasmanian Government Printing Office, 196 p.
- Mellini M. 2013. Structure and microstructure of serpentine minerals. In: Nieto F., Livi K.J.T (eds.). *Minerals at the Nanoscale*. London, European Mineralogical Union and the Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, p. 152-179.
- Mendes M.D.C.O., Lobato L.M., Suckau V., Lana C. 2014. Datação U-Pb in situ por LA-ICPMS em zircões detríticos da Formação Cercadinho, Supergrupo Minas. *Geologia USP. Série Científica*, **14**:55-68.
- Menezes Leal, A.B., Santos A.L.D., Leal L.R.B., Cunha J.C. 2015. Geochemistry of contaminated komatiites from the Umburanas greenstone belt, Bahia State, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **61**:1-13.
- Moore J.G. 1975. Mechanism of formation of pillow lava. *American Science*, **63**:269-277.
- Moreira H., Lana C., Nalini Jr. H.A. 2016. The detrital zircon record of an Archaean convergent basin in the Southern São Francisco Craton, Brazil. *Precambrian Research*, **276**:84-99.
- Naldrett A.J. 2004. *Magmatic Sulfide Deposits: Geology, Geochemistry, and Exploration*. Berlim, Springer, 727 pp.
- Navarro G.R.B., Zanardo A., Montibeller C.C., Lemes T.G. 2017 Filossilicatos. *Livro de Referência de Minerais Comuns e Economicamente Relevantes*. Rio Claro, Museu de Minerais, Minérios e Rochas “Prof. Dr. Heinz Ebert”. 5 p.

- Nesbitt R.W. 1971. Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn Block, Western Australia: evidence for an Archaean ultramafic liquids. *Geological Society of Australia Special Publication*, **3**:331-347.
- Nesbitt R.W., Sun S.S. 1976. Geochemistry of Archaean spinifex-textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites. *Earth and Planetary Science Letters*, **31**:433-453.
- Nesbitt R.W., Sun S.S., Purvis A.C. 1979. Komatiites: geochemistry and genesis. *Canadian Mineralogist*, **17**:165-186.
- Nisbet E.G., Cheadle M.J., Arndt N.T., Bickle M.J. 1993. Constraining the potential temperature of the Archaean mantle: a review of the evidence from komatiites. *Lithos*, **30**:291-307.
- Noce C.M. 1995. *Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 128 p.
- Noce C.M., Machado N., Teixeira W. 1998. U–Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (southern São Francisco craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**:95-102.
- Noce C.M., Zuccheti M., Baltazar O.F., Armstrong R., Dantas E., Renger F.E., Lobato L.M. 2005. Age of felsic volcanism and the role of ancient continental crust in the evolution of the Neoproterozoic Rio das Velhas Greenstone belt (Quadrilátero Ferrífero, Brazil): U-Pb zircon dating of volcanoclastic graywackes. *Precambrian Research*, **141**:67-82.
- Nunes F.S. 2016. *Contribuição à estratigrafia e geocronologia U-Pb de zircões detríticos da Formação Moeda (Grupo Caraça, Supergrupo Minas) na Serra do Caraça, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 79 p.
- Ohtani E., Kawabe I., Moriyama J., Nagata Y. 1989. Partitioning of elements between majorite garnet and melt and implications for petrogenesis of komatiite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **103**:263-269.
- O'Rourke J.E. 1957. *The stratigraphy of metamorphic rocks of the Rio de Pedras and Gandarela quadrangles, Minas Gerais, Brazil*. Ph.D. Thesis, University of Wisconsin, Wisconsin, 106 p.

- Parman S., Grove T.L., Dann J., de Wit, M.J. 2004. A subduction origin for komatiites and cratonic lithospheric mantle. *South African Journal of Geology*, **107**:107-118.
- Petriglieri J.R., Salvioli-Mariani E., Mantovani L., Tribaudino M., Lottici P.P., Laporte-Magoni C., Bersani D. 2015. Micro-Raman mapping of the polymorphs of serpentine. *Journal of Raman Spectroscopy*, **46**:953-958.
- Pinheiro S.O. 1998. Petrologia das Rochas Meta-Ultramáficas da Região de Rio Manso, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 253p.
- Pinheiro S.O., Nilson A.A. 2000. Metakomatiitic and meta-ultramafic rocks from the Rio Manso region, Minas Gerais: geology, textures and metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:417–419.
- Pyke D.R., Naldrett A.J., Eckstrand O.R. 1973. Archean ultramafic flows in Munro Township, Ontario. *Bulletin of the Geological Society of America*, **84**:955-978.
- Renger F.E., Noce C.M., Romano A.W., Machado N. 1995. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas 500 Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, **2**:1–11.
- Rinaudo C., Gastaldi D., Belluso E. 2003. Characterization of chrysotile, antigorite and lizardite by FT-Raman spectroscopy. *Canadian Mineralogist*, 41:883-890.
- Ringwood, A.E. 1975. *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*. McGraw-Hill, London, New York and Sydney, 618 p.
- Robin Popieul C.C.M., Arndt N.T., Chauvel C., Byerly G.R., Sobolev A.V., Wilson A. 2012. A new model for Barberton komatiites: deep critical melting with high melt retention. *Journal of Petrology*, 53:2191–2229.
- Rollinson H.R. 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman/Wiley. Harlow/New York. 352p.
- Romano R., Lana C., Alkmim F.F., Stevens G., Armstrong R. 2013. Stabilization of the southern portion of the São Francisco craton, SE Brazil, through a long-lived period of potassic magmatism. *Precambrian Research*, **224**:143–159.
- Rosière C.A., Spier C.A., Rios F.J., Suckau V. E. 2008. The itabirites of the Quadrilátero Ferrífero and related high-grade iron ore deposits: an overview. *Reviews in Economic Geology*, **15**:223-254.

- Rossi G. 2010. *Quartzitos e metaconglomerados auríferos da Sequência da Serra da Boa Vista, borda leste do Quadrilátero Ferrífero, MG, Brasil*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociência, Universidade de São Paulo, 283p.
- Sabóia L.A., Teixeira, N.A. 1983. Ultramafic flows of the Crixás greenstone belt, Goiás - Brasil. *Precambrian Research*, **22**:23-40.
- Santos C.A. 2011. *Geologia e petrogênese dos metakomatiitos Arqueanos do Grupo Quebra Osso, Greenstone Belt Rio das Velhas, borda leste do Quadrilátero Ferrífero, MG*. Trabalho de Graduação, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 36 p.
- Schorscher J.H.D. 1976. Polimetamorfismo do Pré-Cambriano na Região de Itabira, Minas Gerais. In: 29º Congresso Brasileiro de Geologia. Ouro Preto, *Resumos*, p. 194-195.
- Schorscher J.H.D. 1978. Komatiitos na estrutura "Greenstone Belt" Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: 30º Congresso Brasileiro de Geologia. Recife, *Resumos*, p. 292-293.
- Schorscher J.H.D. 1979. Evolução geotectônica e petrogenética do embasamento arqueano do Quadrilátero Ferrífero. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **51**:766-768.
- Schorscher J.H.D. 1980. Contribuição à estratigrafia proterozoica do Quadrilátero Ferrífero. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **52**:195.
- Schorscher J.H.D. 1992. *Arcabouço petrográfico e evolução crustal de terrenos pré-cambrianos do sudeste de Minas Gerais. Quadrilátero Ferrífero, Espinhaço Meridional e domínios granito-gnáissicos adjacente*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 393 p.
- Schorscher J.H.D. 2000. Archean and related Zn-bearing chromites: planetary and geotectonic implications. In: 31º Congresso Internacional de Geologia. Rio de Janeiro, *Anais*, CD-ROM G0803002.
- Schorscher J.H.D. 2000. Archean Zn-bearing chromites of Brazil. In: 31º Congresso Internacional de Geologia. Rio de Janeiro, *Anais*, CD-ROM G1106007.
- Schorscher J.H.D., Luchesi I., Queiroga, N.C.M., Abreu, G., Tamura R. M. 1990. Evolução pré-cambriana da região do Quebra Osso, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: 36º Congresso Brasileiro de Geologia, *Resumos*, p. 331-332.
- Schrank A., Machado N. 1996. Idades U-Pb em monazitas e zircões das minas de Morro Velho e Passagem de Mariana- Quadrilátero Ferrífero (MG). In: 39º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, *Resumos*, p. 470-472.

- Schrank A., Souza Filho C.R., Roig H.L. 1990. Novas observações sobre as rochas ultramáficas do Grupo Quebra Osso e Formação Córrego dos Boiadeiros, "Greenstone belt" Rio das Velhas (MG). *Cadernos IG/UNICAMP*, **1**:6-29.
- Schrank A., Padilha A.V., Sichel S., Szabo G.A.J. 1984. Komatiitos de Minas Gerais. In: 33º Congresso Brasileiro de Geologia. Rio de Janeiro, *Anais*, v. 12, p. 5335-5377.
- Self S., Thordarson T., Keszthelyi L. 1997. Emplacement of continental flood basalt lava flows, in Large Igneous Provinces. In: Mahoney, J. J. & Coffin, M. (eds.). *Geophysical Monograph Series 100*. Washington DC, AGU, p. 381-410.
- Self S., Thordarson T., Keszthelyi L., Walker G.P.L., Hon K., Murphy M.T., Long P., Finnemore S. 1996. A new model for the emplacement of Columbia River Basalts as large, inflated pahoehoe lava flow fields. *Geophysical Research Letters*, **23**:2689-2692.
- Shore M., Fowler A.D. 1999. The origin of spinifex texture in komatiites. *Nature*, **397**:691-694.
- Sichel S.E. 1983. *Geologia das rochas pré-cambrianas da Região de Barão de Cocais e geoquímica preliminar dos komatiitos do Supergrupo Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 232 p.
- Sichel S.E., Valença J.G. 1983. Geologia da região de Santa Bárbara, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: II Simpósio de Geologia de Minas Gerais. Belo Horizonte, *Anais*, p. 197-208.
- Siepierski L.; Ferreira Filho C. F. 2016. Spinifex-textured komatiites in the south border of the Carajas Ridge, Selva Greenstone Belt, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **66**:41-55.
- Silva G.P.A., Carneiro M.A. 2009. A suíte metatholeiítica da seqüência metavulcanossedimentar Rio Manso, Quadrilátero Ferrífero (MG). *Revista Escola de Minas*, **62**:423-430.
- Silva S.L. 1996. Sinopse Geológica da Folha Santa Bárbara. Projeto Rio das Velhas. Convênio DNPM/CPRM, p. 11-16.
- Silva M.A., Cavalcanti J.A.D., Araújo J.C.S., Ferreira R.C.R., Freitas F.M. 2018. *Mapa Geológico e de Recursos Minerais Integrado da Porção Norte do Quadrilátero Ferrífero, escala 1:75.000*. Projeto ARIM (Áreas de Relevante Interesse Mineral), Parte Norte do Quadrilátero Ferrífero Central. Belo Horizonte, Serviço Geológico do Brasil (SGB/CPRM).
- Simmons G.C. 1968. Geology and mineral resources of the Barão de Cocais area, Minas Gerais, Brazil. *United States Geological Survey Professional Paper*, v. 341-H. 46 p.

- Sobolev A.V., Asafov E.V., Gurenko A.A., Arndt N.T., Batanova V.G., Portnyagin M., Garbe-Schönberg D., Krashennnikov S.P. 2016. Komatiites reveal an Archean hydrous deep-mantle reservoir. *Nature*, **531**:628-632
- Sossi P.A., Eggins S.M., Nesbitt R.W., Nebel O., Hergt J.M., Campbell I.H., O'Neill H.S.C., Van Kranendonk M.J., Rhodri Davies D. 2016. Petrogenesis and geochemistry of Archean komatiites. *Journal of Petrology*, **57**:1-38.
- Storey M., Mahoney J.J., Kroenke L.W., Saunders A.D. 1991. Are oceanic plateaus sites of komatiite formation? *Geology*, **19**:376-379.
- Spier C.A., Oliveira S.M., Rosière C.A. 2003. Geology and geochemistry of the Águas Claras and Pico mines, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Mineralium Deposita*, **38**:751-754.
- Spier C.A., Oliveira S.M., Sial A.N., Rios F.J. 2007. Geochemistry and genesis of the banded iron formations of the Cauê Formation, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, **152**:170-206.
- Sproule R.A., Leshner C.M., Ayer J.A., Thurston P.C., Herzberg C. 2002. Spatial and temporal variations in the geochemistry of komatiites and komatiitic basalts in the Abitibi greenstone belt. *Precambrian Research*, **115**: 153-186.
- Sun S.S., Nesbitt R.W. 1978. Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **65**:301-325.
- Szabó, G.A.J., 1996. *Petrologia da Suíte Metaultramáfica da Sequência Vulcanossedimentar Morro do Ferro na região de Sul a Oeste de Alpinópolis, MG (Domínio Norte do Complexo Campos Gerais)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 330 p.
- Taylor S.R., McLennan S.M. 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, **33**: 241-265.
- Teixeira N.A., Sabóia L.A., Ferreira M.C.B., Teixeira A.S., Castro J.H.G. 1981. Estruturas e texturas das lavas ultramáficas do "greenstone belt" de Crixás, Goiás, Brasil. Sociedade Brasileira de Geologia/ Núcleo Centro Oeste, *Boletim Informativo*, **10**:33-87.
- Tindle A., Webb P.C. 1994. PROBE-AMPH: a spreadsheet program to classify microprobe-derived amphibole analyses. *Computers & Geosciences*, **20**:1201-1228.

- Toledo, C.L.B., 2002. *Evolução geológica das rochas máficas e ultramáficas no Greenstone Belt Barbacena, na região de Nazareno, MG*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. 307 p.
- Uehara S. 1998. TEM and XRD study of antigorite superstructures. *The Canadian Mineralogist*, **36**:1595-1605.
- Verma S.K., Oliveira E.P., Silva P.M., Moreno J.A., Amaral W.S. 2017. Geochemistry of komatiites and basalts from the Rio das Velhas and Pitangui greenstone belts, São Francisco Craton, Brazil: Implications for the origin, evolution, and tectonic setting. *Lithos*, **284-285**:560–577.
- Viljoen M.J., Viljoen R.P. 1969a. Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati Formation of the Onverwacht Group, Upper Mantle Project. *Geological Society of South Africa Special Publication*, **21**:87-112.
- Viljoen, M.J., Viljoen R.P. 1969b. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks. *Geological Society of South Africa Special Publication*, **21**:55-85.
- Wager L.R., Brown G.M. 1967. *Layered igneous rocks*. San Francisco, Freeman and Company, 588 p.
- Wager L.R., Brown G.M., Wadsworth W. J. 1960. Types of igneous cumulates. *Journal of Petrology*, **1**:73-85.
- Walker, G.P.L. 1992. Morphometric study of pillow-size spectrum among pillow lavas: *Bulletin of Volcanology*, **54**:459-474.
- Walter M.J. 1998. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere. *Journal of Petrology*, **39**:29-60.
- White J.D.L., Houghton B.F. 2006. Primary volcaniclastic rocks. *Geology*, **34**:677-680.
- Whitney D.L., Evans, B.W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **95**:185-187.
- Wicks F.J., O'Hanley D.S. 1988. Serpentine minerals: structure and petrology. In: Hydrous Phyllosilicates (other than mica). Bailey S.W. (ed.). *Reviews in Mineralogy*. Washington DC (USA), *Mineralogical Society of America*, p. 91-168.
- Wicks F.J., Whittaker E.J.W. 1977. Serpentine textures and serpentinization. *Canadian Mineralogist*, **15**:459-488.

- Wilson A.H. 2003. A new class of silica enriched, highly depleted komatiites in the southern Kaapvaal Craton, South Africa. *Precambrian Research*, **127**:125-141.
- Winter J. 2001. *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. New Jersey, Prentice Hall. 745p.
- Wood B.J., Fraser D.G. 1976. *Elementary thermodynamics for geologists*. Oxford: Oxford University Press, 303 p.
- Wyman D.A. 1999. A 2.7 Ga depleted tholeiite suite: evidence of plume-arc interaction in the Abitibi Greenstone Belt, Canada. *Precambrian Research*, **97**:27-42.
- Xue X., Baadsgaard H., Irving A.J., Scarfe, C.M. 1990. Geochemical and isotopic characteristics of lithospheric mantle beneath West Kettle River, British Columbia: Evidence from ultramafic xenoliths. *Journal of Geophysical Research*, **95**:15879-15891.
- Yardley B.W.D. 1989. *An introduction to metamorphic petrology*. Harlow: Longman Scientific & Technical, 248 p.
- Zhang J., Herzberg C. 1994. Melting experiments on anhydrous peridotite KLB-1 from 5.0 to 22.5GPa. *Journal of Geophysical Research*, **99**:17729-17742.
- Zieg M.J., Lofgren G.E. 2006. An experimental investigation of texture evolution during continuous cooling, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **154**:74-88.
- Zucchetti M., Baltazar O.F., Raposo F.O. 2000. Estratigrafia. In: Zucchetti M., Baltazar O.F. (eds.). *Projeto Rio das Velhas - Texto explicativo do mapa geológico integrado, escala 1:100.000*. (2ª edição). Belo Horizonte, Departamento Nacional de Produção Mineral/CPRM-Serviço Geológico do Brasil, p. 13-42.

ANEXO 1 – SUPPLEMENTARY DATA

ARTIGO

**“PHYSICAL VOLCANOLOGY AND PETROGENESIS OF THE ARCHEAN
QUEBRA OSSO KOMATIITE FLOW FIELD, RIO DAS VELHAS
GREENSTONE BELT, QUADRILÁTERO FERRÍFERO (BRAZIL)”**

Table S1. Bulk-rock geochemical data for the Quebra Osso samples.

Sample	RC-417B (ALS)	RC-419B (ALS)	RC-421B (ALS)	RC-423A (ALS)	RC-423C (ALS)	RC-442 (ALS)	RC-417A (GEOSOL)	RC-417D (GEOSOL)	RC-419A (GEOSOL)	RC-421A (GEOSOL)	RC-422 (GEOSOL)	RC-423B (GEOSOL)	RC-424A (GEOSOL)	RC-443 (GEOSOL)	RC-444 (GEOSOL)	
Lithotype	MK	MCK	MCK	SK	MK	SK	Tr-schist	MK	MCK	MCK	Tr-schist	MCK	MK	Cb-Tlc-rock	SK	
Locality	Joaspe	Francisco IV	Francisco III	Joaspe	Joaspe	Francisco IV	Joaspe	Joaspe	Francisco IV	Francisco III	Francisco IV	Joaspe	Joaspe	Francisco III	Francisco III	
%																
SiO ₂	38.34	43.89	44.03	40.82	40.86	30.71	40.00	41.40	43.60	43.50	43.20	41.20	42.40	56.00	43.40	
TiO ₂	0.10	0.40	0.17	0.22	0.16	0.61	0.19	0.14	0.12	0.20	0.61	0.13	0.10	0.04	0.19	
Al ₂ O ₃	3.73	3.71	3.76	9.36	5.91	14.66	7.98	4.79	2.74	3.93	6.99	6.24	4.40	0.58	8.15	
Fe ₂ O ₃	7.40	11.16	8.38	8.69	8.78	14.85	9.48	8.52	9.45	9.54	11.70	9.17	7.70	4.19	9.76	
MgO	34.40	28.10	31.00	28.90	32.60	28.60	23.80	31.50	32.90	30.20	24.40	29.30	32.00	24.10	23.20	
MnO	0.11	0.14	0.12	0.11	0.10	0.12	0.13	0.11	0.13	0.13	0.15	0.10	0.12	0.13	0.14	
CaO	1.28	4.20	2.56	3.65	1.28	0.12	8.12	2.22	1.14	2.99	6.45	3.27	2.14	10.70	4.38	
Na ₂ O	0.09	0.12	0.12	0.15	0.11	0.09	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.14	0.13	<0.1	0.13	<0.1	
K ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	4.40	
P ₂ O ₅	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.05	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	0.03	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	
Cr ₂ O ₃	0.37	0.33	0.37	0.44	0.43	0.24	0.47	0.40	0.43	0.41	0.32	0.50	0.40	0.02	0.46	
BaO	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.05	
SO ₃	0.11	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	
LOI	12.89	7.73	9.30	9.24	10.92	10.95	8.64	10.00	9.91	8.77	6.06	9.16	9.97	3.35	3.89	
Total	98.86	99.90	99.85	101.65	101.20	101.04	98.82	99.08	100.44	99.69	100.05	99.20	99.23	99.24	98.02	
ppm																
As	12	15	<5	<5	<5	<5	<1	3	2	8	2	3	6	<1	<1	
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.73	0.21	0.16	0.22	0.49	<0.02	0.17	0.58	0.43	
Cd	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.07	0.02	<0.02	<0.02	0.04	0.26	<0.02	0.06	0.04	
Co	107	113	89	84	76	92	105.8	95	95	86.9	85.3	75.4	88.4	29.2	77.2	
Cr	2740	2370	2730	3210	3130	1730	842	736	695	629	562	773	567	37	923	
Cu	2	115	61	<1	2	16	4	21	8.8	37.5	6.1	122.5	2.8	1.3	1.9	
Li	10	10	30	10	10	10	6	7	7	18	4	6	6	15	22	
Mo	<1	<1	<1	<1	<1	<1	0.1	0.1	0.12	<0.05	0.45	0.13	0.08	0.05	0.06	
Ni	2070	1800	1780	1920	3690	384	1137.1	1743	1684.2	1565.1	727.8	2962.2	1559.1	480	806.5	
Pb	<2	<2	<2	<2	<2	<2	0.5	0.5	2.1	1.2	0.5	0.9	0.7	<0.5	0.6	
Sc	14	17	18	26	20	51	34.4	16.8	15	20.3	31.3	23.7	16.9	13.2	25.9	
Zn	65	58	53	59	285	68	54	41	54	46	55	52	37	26	58	
Ba	9.6	4.6	9.5	5.4	9.9	4.8	29	26	39	26	29	35	17	18	463	
Sr	20.9	9.8	4.9	4.7	2.3	3	49	<10	<10	<10	12	<10	<10	<10	<10	
V	53	106	80	117	104	301	110	80	57	77	144	108	57	16	118	
Zr	7	25	6	13	8	37	12	<10	<10	<10	40	16	<10	13	280	
Ce	0.6	1.9	0.5	0.2	0.4	0.8	1	1	0.5	1.1	2.9	0.5	0.5	0.4	0.6	
Cs	0.58	1.9	1.49	0.18	0.61	0.11	0.19	1.75	1.4	2.29	0.14	0.32	2.24	0.15	23.48	
Dy	0.4	1.04	0.8	11.8	19.15	0.87	0.96	0.67	0.42	0.9	1.05	22.07	0.47	0.14	0.8	
Er	0.27	0.66	0.51	5.98	10.95	0.55	0.91	0.64	0.31	0.63	0.73	11.45	0.46	0.17	0.71	
Eu	0.04	0.12	0.12	3.41	3.6	0.05	<0.05	0.07	0.11	0.1	0.11	5.94	0.09	<0.05	<0.05	
Gd	0.28	1.02	0.47	12.25	16.95	0.75	0.53	0.44	0.3	0.52	0.87	21.34	0.34	0.1	0.3	
Ga	4.2	4.5	4.3	7.6	5.5	10.4	5.3	3.4	2.4	3.2	6.1	3.8	3.4	0.4	5.1	
Hf	0.3	0.7	0.2	0.3	0.2	1.1	0.31	0.16	0.27	0.14	0.85	0.24	0.09	0.16	7.19	
Ho	0.09	0.23	0.16	2.08	3.6	0.19	0.24	0.19	0.1	0.2	0.25	3.94	0.12	<0.05	0.2	
La	0.4	0.9	0.4	64.1	31.9	0.6	1	0.9	1	1.1	2.3	66.9	0.7	1.5	0.8	
Lu	0.06	0.11	0.09	0.78	1.22	0.1	0.14	0.08	<0.05	0.1	0.08	1.48	0.07	<0.05	0.15	
Nb	0.2	1	0.2	<0.2	0.4	0.9	0.89	0.48	0.2	0.27	1.48	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	
Nd	0.4	1.9	0.6	71	40.7	0.8	0.8	0.6	0.2	0.7	2.1	86.8	0.3	<0.1	0.3	
Pr	0.07	0.33	0.08	19.8	10.3	0.16	0.15	0.12	0.06	0.15	0.41	22.99	0.09	<0.05	0.06	
Sm	0.08	0.67	0.31	15.45	12.8	0.27	0.3	0.3	0.1	0.3	0.7	22.3	0.2	<0.1	0.1	
Sn	1	1	<1	1	1	1	0.8	0.9	0.4	<0.3	0.5	<0.3	0.5	0.9	0.5	
Ta	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	0.28	0.18	0.13	0.18	0.09	0.08	0.05	<0.05	
Tb	0.04	0.14	0.1	1.96	2.74	0.12	0.11	0.1	<0.05	0.08	0.16	3.65	0.07	<0.05	0.08	
Th	0.07	0.15	<0.05	<0.05	0.29	0.19	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	
Tm	0.08	0.14	0.12	0.88	1.48	0.1	0.11	0.08	<0.05	0.07	0.07	1.62	0.06	<0.05	0.1	
Y	2.7	5.6	4.5	48.9	89.8	4	6.19	4.28	2.1	4.71	5.33	83.84	4.04	1.04	5.16	
Yb	0.25	0.71	0.5	5.46	8.75	0.62	0.9	0.5	0.2	0.5	0.5	10	0.4	0.2	0.9	
Rb	1.1	0.7	0.9	0.7	0.9	0.7	0.7	1.6	0.9	2.1	0.3	0.6	1.8	0.2	178.7	
U	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.17	

Table S2. Mineral chemistry of chromite

Sample	RC417B C5_1-41	RC417B C5_1-42	RC417B C5_1-43	RC417B C5_1-44	RC417B C5_1-48	RC417B C5_1-49	RC417B C5_1-51	RC417B C5_1-45	RC423A C2_01-10	RC423A C2_01-11	RC423A C2_01-13	RC423A C7_01-50	RC423A C7_01-51	RC423A C8_03-90	RC423A C8_03-91	RC423A C2_01-9	RC423A C2_01-14	RC423A C2_01-15	RC423A C3_01-23	RC423A C7_01-52	
Flow-type	Cumulate Flow Joaspe	Cumulate Flow Joaspe	Cumulate Flow Joaspe	Cumulate Flow Joaspe	Cumulate Flow Joaspe	Cumulate Flow Joaspe	Cumulate Flow Joaspe	Cumulate Flow Joaspe	Spinifex- Flow Joaspe	Spinifex- Flow Joaspe	Spinifex- Flow Joaspe	Spinifex- Flow Joaspe	Spinifex- Flow Joaspe	Spinifex- Flow Joaspe	Spinifex- Flow Joaspe	Spinifex- Flow Joaspe	Spinifex- Flow Joaspe	Spinifex- Flow Joaspe	Spinifex- Flow Joaspe	Spinifex- Flow Joaspe	
Analysis	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Rim	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Rim	Rim	Rim	Rim	Rim
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	1.35
TiO ₂	0.11	0.10	0.11	0.13	0.11	0.09	0.13	0.18	0.09	0.10	0.12	0.11	0.09	0.11	0.10	0.52	0.48	0.37	0.49	0.37	0.37
Al ₂ O ₃	10.73	10.39	11.13	10.51	10.60	10.37	10.47	11.05	14.96	11.88	13.47	12.33	13.60	12.76	12.79	1.11	1.37	5.22	0.73	3.99	3.99
Cr ₂ O ₃	51.99	52.94	53.59	52.54	53.22	52.69	52.86	49.86	49.80	51.31	50.08	51.24	49.84	49.52	49.55	44.10	46.31	47.65	43.06	45.25	45.25
FeO	33.16	31.72	33.04	33.73	34.45	34.14	33.33	35.10	34.15	33.32	32.67	32.25	32.66	33.44	32.33	51.82	48.90	43.61	52.40	44.59	44.59
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	1.43	1.05	1.42	1.42	1.64	1.37	1.05	1.34	1.47	1.05	1.06	1.22	1.21	1.22	1.20	0.58	0.35	0.50	0.62	2.41	2.41
CaO	0.18	0.20	0.20	0.16	0.24	0.30	0.50	0.22	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.08	0.05	0.02	0.02	0.00	0.04	0.05
ZnO	1.42	0.38	0.99	1.54	0.98	1.37	2.12	1.53	1.44	1.58	2.00	1.75	1.76	1.77	1.55	0.89	1.04	1.25	1.04	1.19	1.19
Total	99.02	98.18	100.96	100.03	101.24	100.33	100.46	99.29	101.93	99.25	99.40	98.90	99.17	98.89	97.57	99.04	98.47	98.60	98.52	99.20	99.20
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.41	0.41
Ti	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.13	0.11	0.09	0.12	0.08	0.08
Al	3.62	3.50	3.66	3.52	3.50	3.47	3.50	3.73	4.80	3.98	4.47	4.12	4.51	4.27	4.32	0.42	0.52	1.88	0.28	1.42	1.42
Cr	11.76	11.96	11.81	11.79	11.78	11.81	11.84	11.30	10.73	11.53	11.14	11.49	11.09	11.13	11.24	11.17	11.68	11.54	11.01	10.82	10.82
Fe(ii) _{TOT}	7.93	7.58	7.70	8.01	8.07	7.90	7.90	8.41	7.78	7.92	7.68	7.65	7.69	7.94	7.76	13.88	13.05	11.17	14.17	11.28	11.28
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.61	1.05	0.79	0.60	0.68	0.58	0.44	0.57	0.60	0.44	0.44	0.52	0.51	0.52	0.51	0.28	0.17	0.23	0.30	1.09	1.09
Ca	0.05	0.06	0.06	0.05	0.07	0.09	0.15	0.07	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02
Zn	0.30	0.08	0.20	0.32	0.20	0.29	0.44	0.32	0.29	0.33	0.42	0.37	0.36	0.37	0.33	0.21	0.24	0.28	0.25	0.27	0.27
Total	24.29	24.25	24.25	24.32	24.33	24.34	24.30	24.45	24.22	24.23	24.17	24.17	24.18	24.28	24.20	26.08	25.79	25.20	26.19	25.39	25.39
Fe(ii)	7.07	6.84	6.98	7.07	7.08	7.08	7.00	7.09	7.13	7.25	7.17	7.14	7.15	7.12	7.17	7.66	7.72	7.59	7.64	7.17	7.17
Fe(iii)	0.77	0.66	0.65	0.83	0.88	0.90	0.80	1.17	0.58	0.60	0.46	0.45	0.48	0.73	0.52	5.11	4.43	3.05	5.35	3.49	3.49
Total ₂	24.20	24.17	24.17	24.21	24.22	24.23	24.21	24.29	24.15	24.15	24.12	24.12	24.12	24.19	24.13	24.97	24.88	24.67	25.00	24.77	24.77
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.08	0.13	0.10	0.08	0.09	0.07	0.06	0.07	0.08	0.06	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.03	0.02	0.03	0.03	0.13	0.13
Cr/(Cr+Al)	0.76	0.77	0.76	0.77	0.77	0.77	0.77	0.75	0.69	0.74	0.71	0.74	0.71	0.72	0.72	0.96	0.96	0.86	0.98	0.88	0.88
Fe ²⁺ /(Mg+Fe ²⁺)	0.92	0.87	0.90	0.92	0.91	0.93	0.94	0.93	0.92	0.94	0.94	0.93	0.93	0.93	0.93	0.97	0.98	0.97	0.97	0.87	0.87
Fe ³⁺ /(Cr+Al+Fe ³⁺)	0.05	0.04	0.04	0.05	0.06	0.06	0.05	0.07	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.32	0.28	0.19	0.34	0.23	0.23

Table S3. Mineral chemistry of serpentines and chlorites.

Sample	Komatiite	Analysis	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	CoO	NiO	ZnO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	Total
RC417B_C1-11	MK	Mesh_Core	41.55	0.03	2.48	6.79	0.15	0.14	35.30	-	0.17	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	86.73
RC417B_C1-12	MK	Mesh_Core	41.59	0.01	2.62	7.11	0.16	0.07	35.51	-	0.14	0.00	0.08	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	87.31
RC417B_C1-7	MK	Mesh_Rim	41.51	0.01	2.48	6.93	0.28	0.10	35.49	-	0.22	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	87.07
RC417B_C1-8	MK	Mesh_Rim	41.67	0.02	2.25	6.92	0.27	0.09	35.92	-	0.22	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	87.42
RC417B_C1-9	MK	Mesh_Rim	38.90	0.03	4.96	6.76	0.49	0.05	34.77	-	0.15	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	86.19
RC417B_C1-13	MK	Mesh_Core	42.18	0.03	1.72	7.08	0.17	0.12	35.75	-	0.25	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.12	0.01	87.49
RC417B_C1-14	MK	Mesh_Core	42.35	0.02	1.61	7.01	0.23	0.10	35.99	-	0.15	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	87.49
RC417B_C1-15	MK	Mesh_Core	41.79	0.02	1.78	7.04	0.17	0.12	35.73	-	0.14	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	86.86
RC417B_C1-16	MK	Mesh_Core	42.39	0.01	1.66	6.97	0.15	0.09	36.21	-	0.20	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	87.71
RC417B_C1-17	MK	Mesh_Core	39.11	0.01	7.95	6.35	0.53	0.06	33.62	-	0.11	0.00	0.08	0.00	0.09	0.05	0.01	0.03	88.00
RC417B_C1-18	MK	Mesh_Core	39.00	0.00	6.35	6.64	0.64	0.08	33.47	-	0.20	0.00	0.07	0.04	0.07	0.05	0.05	0.06	86.71
RC417B_C1-19	MK	Mesh_Rim	39.24	0.02	4.73	6.57	0.16	0.09	35.02	-	0.25	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	86.14
RC417B_C1-20	MK	Mesh_Rim	41.20	0.01	2.50	7.10	0.23	0.08	35.32	-	0.26	0.07	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	86.79
RC417B_C1-21	MK	Mesh_Rim	39.36	0.02	5.05	6.50	0.33	0.06	35.03	-	0.20	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.06	0.01	86.68
RC417B_C1-24	MK	Mesh_Core	42.08	0.02	1.96	6.98	0.18	0.09	35.79	-	0.26	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	87.44
RC417B_C1-25	MK	Mesh_Core	41.21	0.01	3.11	6.85	0.25	0.09	35.74	-	0.22	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	87.52
RC417B_C1-26	MK	Mesh_Core	42.36	0.02	2.24	6.88	0.26	0.09	35.67	-	0.20	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	87.78
RC417B_C1-28	MK	Mesh_Rim	39.11	0.02	4.98	6.52	0.28	0.06	34.96	-	0.14	0.07	0.00	0.00	0.04	0.01	0.04	0.01	86.22
RC417B_C1-29	MK	Mesh_Rim	39.41	0.01	4.88	6.53	0.30	0.07	34.71	-	0.24	0.01	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	86.22
RC417B_C1-30	MK	Mesh_Rim	38.92	0.04	5.49	6.80	0.47	0.06	34.67	-	0.18	0.01	0.05	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	86.71
RC417B_C1-31	MK	Mesh_Rim	39.16	0.01	5.27	6.33	0.26	0.06	34.90	-	0.16	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	86.22
RC417B_C1-32	MK	Mesh_Core	42.24	0.01	2.06	6.78	0.20	0.12	35.97	-	0.22	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.07	0.01	87.72
RC417B_C1-33	MK	Mesh_Core	42.03	0.01	2.30	6.90	0.26	0.10	35.74	-	0.26	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	87.67
RC417B_C1-35	MK	Mesh_Core	40.52	0.02	5.47	6.47	0.50	0.07	32.79	-	0.20	0.00	0.07	0.05	0.06	0.05	0.00	0.06	86.31
RC417B_C1-36	MK	Mesh_Core	42.26	0.02	1.79	6.88	0.21	0.11	35.75	-	0.11	0.03	0.04	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	87.23
RC417B_C2-8	MK	Mesh_Rim	41.76	0.02	2.58	6.83	0.21	0.08	35.57	-	0.09	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	87.19
RC417B_C2_2-10	MK	Mesh_Rim	38.91	0.02	5.32	6.40	0.26	0.07	34.84	-	0.23	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	86.18
RC417B_C2_2-12	MK	Mesh_Core	42.00	0.02	1.75	6.92	0.21	0.10	35.51	-	0.23	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	86.77
RC417B_C2_2-9	MK	Mesh_Rim	39.28	0.03	5.04	6.70	0.41	0.07	34.82	-	0.25	0.00	0.06	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	86.67
RC417B_C2_3-18	MK	Mesh_Rim	40.20	0.03	4.01	6.83	0.34	0.11	35.16	-	0.31	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	87.02
RC417B_C2_3-19	MK	Mesh_Rim	39.78	0.02	4.71	6.39	0.20	0.03	35.27	-	0.21	0.01	0.01	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	86.68
RC417B_C2_3-20	MK	Mesh_Rim	38.97	0.04	5.31	6.21	0.36	0.07	35.26	-	0.12	0.08	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01	86.48
RC417B_C3_1-29	MK	Mesh_Rim	39.03	0.03	5.37	6.50	0.46	0.02	34.32	-	0.30	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	86.10
RC417B_C3_1-31	MK	Mesh_Core	41.55	0.03	3.94	5.81	0.74	0.00	34.03	-	0.18	0.05	0.16	0.01	0.07	0.05	0.01	0.01	86.62
RC417B_C3_1-32	MK	Mesh_Core	40.99	0.00	3.62	7.12	0.44	0.08	35.63	-	0.26	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00	88.20
RC417B_C3_1-34	MK	Mesh_Core	41.76	0.02	2.22	6.78	0.41	0.10	35.27	-	0.17	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	86.78
RC417B_C3_2-37	MK	Mesh_Rim	38.11	0.03	5.81	6.37	0.49	0.04	34.84	-	0.24	0.09	0.14	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	86.17
RC417B_C3_2-38	MK	Mesh_Rim	39.22	0.02	5.10	6.54	0.31	0.08	35.24	-	0.21	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.00	86.79
RC417B_C3_2-39	MK	Mesh_Rim	38.87	0.03	5.70	6.36	0.37	0.03	34.81	-	0.18	0.05	0.03	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	86.48
RC417B_C5_2-12	MK	Mesh_Rim	38.97	0.02	5.26	6.58	0.35	0.04	34.69	-	0.21	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	86.15
RC417B_C5_2-13	MK	Mesh_Rim	39.49	0.05	4.69	6.61	0.25	0.04	34.72	-	0.36	0.00	0.05	0.00	0.05	0.01	0.00	0.01	86.31
RC417B_C5_2-15	MK	Mesh_Rim	38.54	0.03	5.59	6.73	0.54	0.01	34.44	-	0.20	0.06	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	86.21
RC417B_C5_2-16	MK	Mesh_Core	41.96	0.00	2.02	6.90	0.27	0.05	35.58	-	0.23	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	87.08
RC417B_C5_2-17	MK	Mesh_Core	39.53	0.03	4.40	7.11	0.33	0.06	35.03	-	0.16	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	86.70
RC419B_C4-51	MCK	Mesh_Rim	39.56	0.02	4.06	9.76	0.46	0.08	32.11	0.03	0.17	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	86.31
RC419B_C5-60	MCK	Mesh_Core	38.80	0.02	7.89	8.27	0.66	0.04	30.84	0.00	0.22	0.00	0.16	0.02	0.02	0.06	0.00	0.01	87.01
RC419B_C6-77	MCK	Mesh_Rim	39.21	0.02	3.93	9.92	0.56	0.08	32.17	0.01	0.17	0.00	0.02	0.04	0.02	0.01	0.00	0.00	86.16
RC419B_C7-80	MCK	Mesh_Rim	38.51	0.02	4.41	10.03	0.74	0.09	31.91	0.01	0.23	0.01	0.06	0.00	0.05	0.03	0.02	0.01	86.12
RC419B_C7-83	MCK	Mesh_Rim	39.14	0.02	4.02	9.78	0.49	0.04	32.21	0.00	0.22	0.00	0.04	0.01	0.06	0.02	0.00	0.02	86.06

Sample	Komatiite	Analysis	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	CoO	NiO	ZnO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	Total	
RC421B_C1-13	MCK	Mesh_Rim	39.04	0.02	5.19	9.32	0.79	0.13	33.59	0.00	0.19	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	88.33
RC421B_C1-17	MCK	Mesh_Rim	41.34	0.01	2.27	9.12	0.27	0.11	33.72	0.00	0.15	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	87.05
RC421B_C1-25	MCK	Mesh_Core	40.50	0.05	6.18	8.15	0.46	0.02	31.99	0.03	0.18	0.00	0.20	0.00	0.04	0.08	0.06	0.01	0.01	87.97
RC421B_C1-27	MCK	Mesh_Core	38.77	0.04	9.65	7.46	0.39	0.05	32.34	0.04	0.16	0.00	0.12	0.00	0.02	0.05	0.00	0.01	0.01	89.08
RC421B_C1-28	MCK	Mesh_Rim	40.54	0.03	2.96	8.66	0.44	0.10	33.34	0.03	0.26	0.02	0.08	0.00	0.00	0.03	0.05	0.01	0.01	86.55
RC421B_C3.1-33	MCK	Mesh_Rim	40.70	0.03	3.08	8.76	0.56	0.07	32.88	0.00	0.27	0.00	0.07	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	86.45
RC421B_C3.1-34	MCK	Mesh_Rim	38.66	0.02	4.89	9.02	0.59	0.11	32.68	0.02	0.22	0.00	0.04	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	86.31
RC421B_C4-54	MCK	Mesh_Rim	38.54	0.03	5.23	8.78	0.58	0.08	32.94	0.01	0.15	0.05	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	86.42
RC421B_C4-58	MCK	Mesh_Rim	39.35	0.13	5.52	9.00	0.65	0.05	32.63	0.02	0.25	0.00	0.10	0.00	0.05	0.03	0.00	0.01	0.01	87.79
RC421B_C4-59	MCK	Mesh_Rim	38.30	0.07	5.01	8.85	0.62	0.08	32.75	0.01	0.27	0.08	0.02	0.00	0.01	0.01	0.08	0.01	0.01	86.15
RC423B_C1-22	MCK	Mesh_Rim	38.96	0.06	5.26	9.89	0.55	0.05	32.04	0.00	0.36	0.05	0.07	0.00	0.03	0.04	0.04	0.00	0.00	87.39
RC423B_C1-25	MCK	Mesh_Core	37.62	0.04	8.44	10.11	0.64	0.02	29.08	0.01	0.71	0.00	0.15	0.00	0.08	0.12	0.00	0.00	0.00	87.01
RC423B_C5-52	MCK	Mesh_Rim	38.36	0.08	5.86	9.85	0.68	0.04	30.68	0.04	0.57	0.04	0.07	0.00	0.03	0.14	0.09	0.01	0.01	86.52
RC423B_C5-56	MCK	Mesh_Rim	38.41	0.05	6.15	9.11	0.54	0.03	31.93	0.00	0.35	0.01	0.06	0.00	0.04	0.10	0.03	0.00	0.00	86.82
RC423C_C1-10	MK	Mesh_Core	37.53	0.01	7.73	8.05	0.70	0.02	31.25	0.00	0.52	0.04	0.04	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	85.97
RC423C_C1-11	MK	Mesh_Core	37.93	0.02	8.47	7.84	0.78	0.04	32.22	0.00	0.59	0.00	0.04	0.03	0.11	0.04	0.01	0.00	0.00	88.12
RC423C_C1-6	MK	Mesh_Rim	40.25	0.02	3.62	7.58	0.23	0.06	34.74	0.00	0.28	0.07	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	86.88
RC423C_C1-7	MK	Mesh_Rim	38.92	0.01	5.12	8.07	0.43	0.13	33.67	0.02	0.28	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	86.68
RC423C_C1-9	MK	Mesh_Core	38.20	0.04	7.28	8.26	0.67	0.00	31.70	0.00	0.64	0.04	0.06	0.00	0.08	0.04	0.06	0.00	0.00	87.06
RC423C_C1-12	MK	Mesh_Core	36.99	0.01	8.94	7.57	0.67	0.00	30.86	0.00	0.58	0.10	0.08	0.00	0.08	0.06	0.08	0.00	0.00	86.01
RC423C_C1-16	MK	Mesh_Core	38.08	0.03	8.49	7.61	0.82	0.00	31.82	0.01	0.47	0.03	0.08	0.00	0.08	0.04	0.02	0.00	0.00	87.56
RC423C_C1-17	MK	Mesh_Rim	38.66	0.02	5.39	7.73	0.49	0.10	33.52	0.02	0.42	0.02	0.04	0.00	0.01	0.00	0.05	0.01	0.01	86.47
RC423C_C2-21	MK	Mesh_Rim	39.04	0.00	4.76	7.60	0.42	0.07	34.29	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	86.42
RC423C_C2-22	MK	Mesh_Rim	38.50	0.01	5.43	7.68	0.43	0.13	33.64	0.00	0.32	0.04	0.03	0.00	0.02	0.01	0.06	0.00	0.00	86.30
RC423C_C3-40	MK	Mesh_Rim	38.38	0.02	5.71	8.09	0.54	0.05	32.88	0.02	0.41	0.09	0.03	0.01	0.04	0.01	0.04	0.00	0.00	86.32
RC423C_C3-45	MK	Mesh_Rim	39.01	0.05	4.46	8.98	0.12	0.13	33.15	0.01	0.28	0.04	0.05	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	86.30
RC423C_C4-58	MK	Mesh_Rim	38.85	0.02	5.03	7.85	0.51	0.07	33.31	0.01	0.29	0.04	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	86.07
RC423C_C4-61	MK	Mesh_Rim	39.65	0.01	4.56	7.75	0.40	0.06	34.06	0.00	0.24	0.05	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	86.79
RC423C_C5-72	MK	Mesh_Rim	38.57	0.03	5.56	8.07	0.49	0.09	33.46	0.00	0.30	0.06	0.03	0.00	0.04	0.01	0.03	0.00	0.00	86.74
RC423C_C5-73	MK	Mesh_Rim	39.02	0.02	4.05	8.05	0.27	0.08	34.09	0.01	0.27	0.04	0.02	0.00	0.01	0.02	0.09	0.02	0.02	86.05
RC423C_C6-79	MK	Mesh_Rim	37.21	0.03	7.63	7.51	0.17	0.08	33.44	0.02	0.22	0.05	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	86.42
RC423C_C6-89	MK	Mesh_Rim	38.62	0.03	5.22	7.79	0.40	0.06	33.55	0.03	0.25	0.07	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	86.07
RC423C_C6-90	MK	Mesh_Rim	39.88	0.03	3.99	7.60	0.21	0.13	34.52	0.01	0.23	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	86.65
RC423C_C7-99	MK	Mesh_Rim	39.48	0.04	4.61	7.81	0.34	0.08	34.28	0.00	0.27	0.08	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	87.02
RC423C_C8-107	MK	Mesh_Core	38.53	0.07	7.82	8.29	0.65	0.01	31.86	0.00	0.65	0.05	0.09	0.00	0.13	0.11	0.06	0.00	0.00	88.32
RC423C_C8-108	MK	Mesh_Rim	38.52	0.05	5.63	8.09	0.55	0.00	33.40	0.00	0.47	0.05	0.04	0.00	0.04	0.01	0.00	0.01	0.01	86.85
RC423C_C8-109	MK	Mesh_Rim	39.80	0.02	3.82	7.33	0.24	0.08	34.78	0.00	0.16	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	86.30
RC423C_C8-110	MK	Mesh_Core	38.64	0.03	7.65	7.88	0.56	0.06	32.15	0.01	0.48	0.07	0.08	0.00	0.08	0.06	0.02	0.01	0.01	87.80
RC423C_C8-117	MK	Mesh_Rim	38.84	0.10	5.94	8.13	0.51	0.05	33.39	0.02	0.33	0.00	0.04	0.00	0.05	0.02	0.06	0.00	0.00	87.47
RC423C_C8-123	MK	Mesh_Core	37.87	0.04	8.33	7.56	0.73	0.02	31.36	0.00	0.59	0.12	0.10	0.00	0.14	0.08	0.03	0.01	0.01	86.97
RC424A_C1-3	MK	Mesh_Rim	38.76	0.02	5.10	7.41	0.41	0.05	34.07	0.00	0.15	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	86.04
RC424A_C1-4	MK	Mesh_Rim	38.67	0.00	5.55	7.43	0.40	0.09	34.42	0.01	0.19	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	86.82

Sample	Komatiite	Texture	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MnO	MgO	CoO	NiO	ZnO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	Total
RC419B_C1-16	MCK	Microspinfex (T3)	39.00	0.01	8.16	8.32	0.81	0.00	30.15	0.01	0.24	0.09	0.64	0.01	0.00	0.02	0.11	0.01	87.57
RC419B_C2-20	MCK	Microspinfex (T3)	38.72	0.02	7.11	8.70	0.81	0.00	30.33	0.01	0.39	0.01	0.33	0.02	0.03	0.03	0.00	0.01	86.51
RC419B_C2-21	MCK	Microspinfex (T3)	39.03	0.00	7.07	8.31	0.64	0.01	31.20	0.03	0.32	0.00	0.18	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	86.84
RC419B_C2-23	MCK	Microspinfex (T3)	39.50	0.00	7.28	8.33	0.67	0.00	30.86	0.00	0.13	0.02	0.55	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	87.36
RC419B_C2-25	MCK	Microspinfex (T3)	38.97	0.02	7.39	8.21	0.72	0.00	30.18	0.01	0.30	0.02	0.64	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00	86.51
RC419B_C2-26	MCK	Microspinfex (T3)	38.61	0.02	6.95	8.92	0.63	0.05	31.87	0.01	0.24	0.00	0.11	0.00	0.02	0.01	0.04	0.01	87.48
RC419B_C2-29	MCK	Microspinfex (T3)	39.13	0.00	8.34	8.44	0.76	0.04	31.89	0.00	0.34	0.02	0.16	0.00	0.02	0.02	0.05	0.01	89.21
RC419B_C4-47	MCK	Microspinfex (T3)	38.84	0.02	7.90	8.40	0.70	0.01	30.97	0.02	0.41	0.00	0.17	0.00	0.03	0.02	0.12	0.01	87.61
RC419B_C5-65	MCK	Microspinfex (T3)	39.03	0.02	7.93	8.21	0.76	0.04	31.21	0.01	0.46	0.00	0.25	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	87.97
RC419B_C5-66	MCK	Microspinfex (T3)	38.76	0.01	6.91	8.31	0.74	0.03	30.72	0.02	0.39	0.05	0.16	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	86.16
RC419B_C6-68	MCK	Microspinfex (T3)	42.92	0.03	5.47	7.69	0.54	0.04	28.65	0.03	0.08	0.02	3.21	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	88.74
RC419B_C6-69	MCK	Microspinfex (T3)	37.75	0.02	7.79	8.71	0.78	0.01	31.22	0.00	0.15	0.04	0.14	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	86.67
RC419B_C6-70	MCK	Microspinfex (T3)	38.39	0.03	8.02	8.64	0.82	0.00	30.49	0.01	0.22	0.01	0.31	0.00	0.05	0.06	0.03	0.01	87.08
RC421B_C4-43	MCK	Microspinfex (T3)	38.93	0.03	5.15	8.90	0.71	0.11	31.68	0.02	0.15	0.02	0.08	0.00	0.01	0.04	0.17	0.02	86.01
RC421B_C4-44	MCK	Microspinfex (T3)	39.64	0.01	4.69	8.42	0.58	0.03	33.01	0.01	0.23	0.02	1.62	0.00	0.00	0.01	0.16	0.03	88.45
RC421B_C4-45	MCK	Microspinfex (T3)	40.44	0.01	5.02	8.92	0.74	0.07	32.34	0.02	0.29	0.00	0.09	0.00	0.05	0.05	0.00	0.03	88.07
RC421B_C4-46	MCK	Microspinfex (T3)	41.38	0.01	2.47	8.97	0.50	0.09	33.28	0.01	0.08	0.07	0.09	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	86.99
RC421B_C4-47	MCK	Microspinfex (T3)	40.78	0.02	2.81	9.42	0.52	0.11	32.76	0.01	0.25	0.00	0.07	0.00	0.03	0.00	0.04	0.02	86.83
RC421B_C4-48	MCK	Microspinfex (T3)	40.34	0.02	4.25	9.32	0.55	0.11	32.85	0.01	0.18	0.00	0.10	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	87.79
RC421B_C4-50	MCK	Microspinfex (T3)	41.18	0.01	2.36	8.91	0.44	0.14	32.85	0.03	0.14	0.05	0.06	0.00	0.02	0.02	0.03	0.01	86.24
RC421B_C5-66	MCK	Microspinfex (T3)	44.34	0.02	1.98	7.91	0.28	0.13	31.22	0.00	0.16	0.08	2.02	0.00	0.04	0.04	0.00	0.01	88.22
RC421B_C5-67	MCK	Microspinfex (T3)	40.53	0.03	4.27	8.80	0.56	0.13	32.32	0.01	0.16	0.03	0.26	0.00	0.04	0.10	0.01	0.01	87.26
RC421B_C5-68	MCK	Microspinfex (T3)	40.71	0.03	3.49	8.76	0.49	0.11	33.12	0.02	0.19	0.00	0.17	0.00	0.03	0.05	0.00	0.02	87.18
RC423A_C1-5	SK	Spinifex Acicular (T2)	31.64	0.02	15.08	8.57	0.71	0.04	29.05	0.00	0.18	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	85.38
RC423A_C1-6	SK	Spinifex Acicular (T2)	31.74	0.01	14.53	8.38	0.88	0.00	29.56	0.03	0.20	0.01	0.09	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	85.45
RC423A_C2-16	SK	Spinifex Acicular (T2)	33.17	0.02	12.81	7.83	1.29	0.02	30.09	0.00	0.18	0.00	0.05	0.00	0.04	0.01	0.01	0.00	85.53
RC423A_C2-20	SK	Spinifex Acicular (T2)	31.36	0.02	15.26	8.22	0.70	0.02	29.84	0.00	0.13	0.01	0.04	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	85.66
RC423A_C2-21	SK	Spinifex Acicular (T2)	34.01	0.04	12.12	8.16	0.51	0.01	29.20	0.02	0.29	0.00	0.82	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	85.23
RC423A_C4-27	SK	Spinifex Acicular (T2)	34.06	0.01	12.69	7.72	0.43	0.00	30.19	0.00	0.34	0.02	0.24	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	85.76
RC423A_C4-29	SK	Spinifex Acicular (T2)	35.66	0.05	11.52	7.93	0.32	0.10	28.53	0.00	0.23	0.02	1.56	0.00	0.08	0.04	0.01	0.01	86.05
RC423A_C5-35	SK	Spinifex Acicular (T2)	33.18	0.01	13.54	8.08	0.89	0.00	30.28	0.01	0.21	0.01	0.24	0.00	0.04	0.01	0.02	0.01	86.53
RC423A_C5-38	SK	Spinifex Acicular (T2)	33.58	0.06	14.03	8.29	1.24	0.04	28.14	0.00	0.32	0.00	0.14	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	85.87
RC423A_C6-43	SK	Spinifex Acicular (T2)	31.68	0.00	15.24	8.59	0.71	0.00	30.00	0.02	0.22	0.03	0.04	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	86.56
RC423A_C6-45	SK	Spinifex Acicular (T2)	32.05	0.02	13.78	8.53	0.44	0.00	30.08	0.02	0.25	0.00	0.14	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	85.35
RC423A_C7-61	SK	Spinifex Acicular (T2)	30.87	0.02	16.57	7.59	0.88	0.02	29.69	0.02	0.13	0.09	0.02	0.01	0.00	0.01	0.06	0.01	85.99
RC423A_C8-95	SK	Spinifex Acicular (T2)	32.42	0.01	13.62	8.12	1.00	0.02	29.96	0.04	0.20	0.00	0.08	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	85.51
RC423A_C8-108	SK	Spinifex Acicular (T2)	33.54	0.02	12.40	7.45	2.19	0.00	30.12	0.02	0.15	0.00	0.10	0.00	0.04	0.03	0.09	0.00	86.14
RC423A_C8-109	SK	Spinifex Acicular (T2)	32.24	0.02	13.40	7.24	1.21	0.00	30.94	0.02	0.23	0.00	0.08	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	85.40
RC423A_C8-110	SK	Spinifex Acicular (T2)	32.49	0.01	14.24	8.04	0.75	0.00	30.04	0.00	0.13	0.00	0.06	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	85.78
RC423A_C8-115	SK	Spinifex Acicular (T2)	32.75	0.02	12.67	7.76	2.16	0.00	29.74	0.02	0.26	0.05	0.05	0.00	0.04	0.04	0.00	0.01	85.54
RC423B_C1-12	SK	Spinifex Acicular (T2)	34.92	0.00	12.23	8.34	0.61	0.02	30.79	0.03	0.38	0.00	0.09	0.00	0.11	0.05	0.00	0.00	87.56
RC423B_C4-50	SK	Spinifex Acicular (T2)	36.08	0.03	10.52	8.47	0.77	0.00	28.99	0.00	0.65	0.01	0.51	0.01	0.13	0.07	0.03	0.01	86.27
RC423A_C2-18	SK	Spinifex Tabular (T1)	33.44	0.02	13.48	7.97	0.35	0.05	30.38	0.00	0.43	0.02	0.03	0.00	0.04	0.01	0.03	0.00	86.25
RC423A_C4-31	SK	Spinifex Tabular (T1)	32.76	0.03	13.60	7.96	0.28	0.08	29.96	0.02	0.19	0.05	0.06	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	85.01
RC423A_C5-39	SK	Spinifex Tabular (T1)	33.28	0.01	13.61	8.08	0.29	0.05	30.52	0.02	0.27	0.00	0.03	0.02	0.04	0.01	0.05	0.00	86.26
RC423A_C7-59	SK	Spinifex Tabular (T1)	32.53	0.01	13.70	8.18	0.32	0.06	30.25	0.04	0.22	0.03	0.04	0.00	0.04	0.01	0.08	0.01	85.50
RC423A_C7-60	SK	Spinifex Tabular (T1)	32.87	0.00	13.46	7.84	0.29	0.00	30.32	0.01	0.33	0.05	0.03	0.00	0.02	0.00	0.05	0.00	85.26
RC423A_C8-93	SK	Spinifex Tabular (T1)	33.34	0.01	13.79	7.66	0.44	0.07	30.24	0.03	0.22	0.02	0.10	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	85.97
RC423A_C8-106	SK	Spinifex Tabular (T1)	32.14	0.03	14.42	7.71	0.36	0.04	30.70	0.01	0.20	0.02	0.04	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	85.67

Table S4. Mineral chemistry of amphiboles.

Sample	Komatiite	Amphibole	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	ZnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	F	Cl	H ₂ O	O=F,Cl	Total	Mg/(Mg+Fe ²⁺)
RC419B C1-11	MCK	Tremolite	57.82	0.01	0.04	0.01	4.38	0.00	0.17	22.77	0.01	0.00	12.25	0.14	0.05	0.00	0.03	0.01	2.17	0.02	99.84	1.00
RC419B C1-13	MCK	Tremolite	58.44	0.00	0.07	0.03	5.33	0.00	0.21	22.36	0.01	0.00	11.56	0.12	0.03	0.01	0.05	0.01	2.18	0.02	100.38	1.00
RC419B C2-22	MCK	Tremolite	55.37	0.01	2.08	0.25	5.34	0.00	0.08	23.96	0.20	0.04	10.98	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	2.20	0.00	100.58	1.00
RC419B C2-30	MCK	Tr-Hornblende	53.31	0.02	3.05	0.30	5.79	0.00	0.10	24.68	0.16	0.00	10.27	0.12	0.02	0.00	0.00	0.00	2.18	0.00	100.00	1.00
RC419B C4-37	MCK	Tremolite	57.84	0.02	0.33	0.09	5.46	0.00	0.19	22.29	0.10	0.04	11.34	0.10	0.03	0.03	0.00	0.01	2.19	0.00	100.05	1.00
RC419B C4-40	MCK	Tremolite	57.82	0.03	0.22	0.02	4.37	0.00	0.15	23.26	0.09	0.00	12.17	0.10	0.02	0.03	0.00	0.00	2.20	0.00	100.49	1.00
RC419B C4-43	MCK	Tremolite	57.60	0.00	0.05	0.04	4.26	0.00	0.16	22.77	0.12	0.00	12.39	0.08	0.04	0.00	0.00	0.00	2.19	0.00	99.69	1.00
RC419B C4-44	MCK	Tremolite	57.68	0.02	0.03	0.04	4.22	0.00	0.16	22.68	0.12	0.00	12.18	0.13	0.07	0.00	0.00	0.01	2.18	0.00	99.51	1.00
RC419B C4-45	MCK	Tremolite	57.20	0.01	0.12	0.05	4.15	0.00	0.14	23.59	0.11	0.04	12.40	0.07	0.04	0.00	0.04	0.01	2.17	0.02	100.13	1.00
RC419B C4-46	MCK	Tremolite	57.55	0.03	0.04	0.02	5.15	0.25	0.16	22.06	0.00	0.00	12.30	0.12	0.05	0.00	0.05	0.00	2.16	0.02	99.91	0.99
RC419B C4-50	MCK	Tremolite	58.44	0.02	0.04	0.00	4.64	0.00	0.22	22.57	0.07	0.00	12.14	0.09	0.01	0.00	0.06	0.00	2.18	0.03	100.46	1.00
RC419B C5-64	MCK	Subcalcic tremolite	55.78	0.03	1.67	0.17	5.10	0.00	0.13	24.97	0.25	0.03	9.80	0.13	0.03	0.00	0.00	0.00	2.20	0.00	100.28	1.00
RC419B C6-73	MCK	Tremolite	57.98	0.00	0.07	0.07	4.37	0.15	0.16	21.91	0.17	0.00	12.03	0.07	0.03	0.01	0.00	0.00	2.18	0.00	99.19	1.00
RC419B C7-85	MCK	Tremolite	56.36	0.03	1.00	0.15	4.77	0.00	0.11	23.99	0.10	0.05	10.65	0.14	0.04	0.00	0.02	0.01	2.17	0.01	99.56	1.00
RC419B C7-86	MCK	Tremolite	54.92	0.03	2.54	0.23	7.01	0.00	0.11	20.66	0.13	0.00	11.73	0.60	0.03	0.00	0.00	0.02	2.17	0.01	100.18	1.00
RC421B C1-2	MCK	Tremolite	56.57	0.04	0.30	0.03	2.84	0.00	0.16	24.38	0.13	0.09	12.60	0.11	0.02	0.00	0.00	0.01	2.18	0.00	99.45	1.00
RC421B C1-29	MCK	Tremolite	55.45	0.03	1.29	0.36	4.54	0.00	0.08	24.18	0.19	0.02	11.64	0.14	0.02	0.01	0.04	0.01	2.17	0.02	100.15	1.00
RC421B C1-30	MCK	Tremolite	54.48	0.29	2.56	0.22	4.48	0.00	0.05	23.52	0.14	0.00	10.93	0.18	0.05	0.00	0.01	0.03	2.16	0.01	99.08	1.00
RC421B C1-31	MCK	Tremolite	56.69	0.01	0.22	0.05	3.54	0.00	0.12	23.74	0.12	0.00	12.64	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	2.18	0.00	99.40	1.00
RC421B C1-32	MCK	Tremolite	57.32	0.01	0.15	0.00	2.96	0.00	0.15	23.94	0.00	0.03	12.90	0.15	0.01	0.00	0.00	0.01	2.19	0.00	99.80	1.00
RC421B C1-8	MCK	Tremolite	57.35	0.04	0.05	0.01	1.00	2.73	0.11	22.21	0.11	0.00	13.34	0.05	0.01	0.00	0.03	0.00	2.15	0.01	99.18	0.94
RC421B C1-9	MCK	Tremolite	57.95	0.03	0.18	0.01	2.95	0.00	0.13	23.33	0.09	0.00	12.81	0.09	0.02	0.00	0.00	0.00	2.19	0.00	99.78	1.00
RC421B C3.1-37	MCK	Tremolite	58.35	0.02	0.07	0.00	3.90	0.00	0.21	22.33	0.02	0.06	11.95	0.11	0.03	0.03	0.00	0.00	2.19	0.00	99.27	1.00
RC421B C3.1-38	MCK	Tremolite	55.62	0.02	1.14	0.32	4.37	0.00	0.08	24.97	0.30	0.04	10.59	0.13	0.02	0.00	0.07	0.01	2.15	0.03	99.80	1.00
RC421B C4-51	MCK	Tremolite	57.67	0.03	0.18	0.00	2.82	0.00	0.12	23.79	0.06	0.00	12.38	0.12	0.02	0.01	0.00	0.00	2.19	0.00	99.37	1.00
RC421B C5-60	MCK	Subcalcic tremolite	54.70	0.06	2.37	0.25	4.71	0.00	0.08	24.27	0.24	0.00	10.04	0.27	0.04	0.00	0.02	0.01	2.16	0.01	99.21	1.00
RC423A C1-1	SK	Tremolite	54.56	0.03	1.89	0.22	7.79	0.00	0.11	20.96	0.03	0.05	12.27	0.45	0.02	0.03	0.00	0.01	2.17	0.00	100.58	1.00
RC423A C1-2	SK	Tremolite	54.04	0.01	3.18	0.18	3.23	3.05	0.10	20.10	0.01	0.00	12.64	0.78	0.02	0.00	0.05	0.00	2.12	0.02	99.49	0.92
RC423A C1-4	SK	Subcalcic tremolite	56.35	0.03	2.07	0.22	5.40	0.00	0.16	24.05	0.00	0.00	9.29	0.15	0.04	0.00	0.02	0.01	2.19	0.01	99.96	1.00
RC423A C2-17	SK	Tr-Hornblende	52.38	0.06	3.94	0.07	6.04	0.00	0.12	23.15	0.18	0.00	11.19	0.47	0.04	0.00	0.00	0.01	2.16	0.00	99.83	1.00
RC423A C4-26	SK	Tremolite	54.75	0.05	1.71	0.05	5.36	0.00	0.12	23.37	0.07	0.00	11.09	0.24	0.05	0.00	0.00	0.01	2.16	0.00	99.04	1.00
RC423A C4-28	SK	Tr-Hornblende	54.10	0.05	3.03	0.09	5.72	0.00	0.15	23.41	0.12	0.00	11.55	0.23	0.06	0.00	0.09	0.01	2.14	0.04	100.70	1.00
RC423A C4-30	SK	Tr-Hornblende	53.55	0.04	3.43	0.06	5.87	0.00	0.10	23.61	0.08	0.00	11.18	0.26	0.06	0.00	0.06	0.02	2.15	0.03	100.45	1.00
RC423A C4-33	SK	Tremolite	56.31	0.01	1.11	0.04	4.84	0.00	0.16	23.57	0.09	0.00	11.28	0.04	0.02	0.00	0.03	0.00	2.17	0.01	99.65	1.00
RC423A C5-36	SK	Tremolite	55.75	0.07	1.43	0.07	5.09	0.00	0.11	23.01	0.05	0.05	11.42	0.23	0.03	0.00	0.03	0.01	2.16	0.02	99.49	1.00
RC423A C5-41	SK	Tremolite	56.38	0.04	1.18	0.06	5.12	0.00	0.14	22.53	0.01	0.00	11.61	0.18	0.04	0.01	0.07	0.00	2.15	0.03	99.49	1.00
RC423A C5-42	SK	Tremolite	55.70	0.07	1.67	0.03	5.50	0.00	0.19	21.61	0.07	0.00	11.91	0.26	0.05	0.00	0.01	0.00	2.16	0.00	99.22	1.00
RC423A C8-107	SK	Tr-Hornblende	53.56	0.06	2.33	0.07	5.65	0.00	0.15	22.76	0.17	0.01	11.95	0.26	0.04	0.00	0.01	0.01	2.15	0.00	99.17	1.00
RC423A C8-116	SK	Tremolite	55.64	0.06	1.45	0.00	4.74	1.55	0.09	20.69	0.00	0.08	12.11	0.39	0.07	0.00	0.00	0.02	2.14	0.01	99.03	0.96
RC423A C8-117	SK	Tremolite	55.34	0.07	1.81	0.07	5.48	0.00	0.19	21.48	0.02	0.01	12.18	0.54	0.04	0.00	0.00	0.00	2.16	0.00	99.40	1.00

Sample	Komatiite	Amphibole	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	NiO	ZnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	F	Cl	H ₂ O	O=F,Cl	Total	Mg/(Mg+Fe ²⁺)
RC423B C1-13	MCK	Tremolite	57.97	0.01	0.04	0.03	1.62	2.05	0.15	22.14	0.11	0.02	12.82	0.11	0.02	0.00	0.00	0.01	2.17	0.00	99.26	0.95
RC423B C1-15	MCK	Tremolite	57.76	0.02	0.08	0.01	3.74	0.30	0.19	22.49	0.14	0.02	12.60	0.14	0.03	0.00	0.00	0.00	2.19	0.00	99.71	0.99
RC423B C1-18	MCK	Tremolite	56.82	0.03	0.36	0.18	5.21	0.00	0.13	21.83	0.06	0.03	12.16	0.11	0.01	0.04	0.00	0.00	2.17	0.00	99.12	1.00
RC423B C1-19	MCK	Tremolite	58.05	0.00	0.11	0.19	2.89	0.00	0.05	23.04	0.21	0.01	12.48	0.07	0.01	0.01	0.01	0.00	2.18	0.00	99.32	1.00
RC423B C1-8	MCK	Tremolite	56.19	0.03	2.11	0.00	5.02	0.00	0.08	22.34	0.14	0.00	11.61	0.53	0.06	0.00	0.00	0.03	2.19	0.01	100.32	1.00
RC423B C3-26	MCK	Tremolite	58.44	0.00	0.09	0.01	4.02	0.00	0.17	22.76	0.04	0.01	12.41	0.12	0.03	0.00	0.00	0.00	2.20	0.00	100.29	1.00
RC423B C3-27	MCK	Tremolite	55.69	0.03	1.37	0.24	4.70	0.00	0.05	24.41	0.14	0.03	10.34	0.13	0.03	0.00	0.00	0.01	2.18	0.00	99.34	1.00
RC423B C3-28	MCK	Tremolite	57.95	0.02	0.07	0.04	4.09	0.00	0.18	22.83	0.08	0.05	12.50	0.09	0.04	0.04	0.00	0.00	2.20	0.00	100.18	1.00
RC423B C3-30	MCK	Tremolite	57.14	0.05	0.43	0.30	3.66	0.89	0.12	21.85	0.06	0.00	12.48	0.11	0.02	0.00	0.00	0.01	2.17	0.00	99.27	0.98
RC423B C4-40	MCK	Tremolite	58.01	0.01	0.07	0.00	2.39	1.22	0.19	22.46	0.02	0.03	12.78	0.09	0.03	0.03	0.00	0.01	2.18	0.00	99.49	0.97
RC423B C4-43	MCK	Tremolite	56.86	0.04	0.39	0.12	2.17	2.65	0.10	21.65	0.30	0.03	13.18	0.14	0.00	0.00	0.02	0.00	2.16	0.01	99.79	0.94
RC423B C4-46	MCK	Tremolite	56.25	0.03	1.56	0.21	4.45	0.07	0.12	22.03	0.07	0.00	12.53	0.45	0.03	0.01	0.00	0.01	2.18	0.00	99.99	1.00
RC423C C1-1	MK	Tremolite	57.39	0.05	0.37	0.04	3.08	0.00	0.12	23.38	0.05	0.02	12.56	0.16	0.03	0.00	0.02	0.00	2.18	0.01	99.43	1.00
RC423C C1-18	MK	Tremolite	57.65	0.05	0.16	0.07	1.15	2.51	0.08	22.37	0.15	0.00	13.36	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	2.18	0.00	99.82	0.94
RC423C C1-19	MK	Tremolite	57.40	0.00	0.08	0.02	2.24	1.12	0.14	22.71	0.09	0.05	13.15	0.08	0.02	0.00	0.00	0.01	2.17	0.00	99.28	0.97
RC423C C1-2	MK	Tremolite	58.19	0.05	0.09	0.02	2.84	0.60	0.08	22.65	0.12	0.00	12.70	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	2.19	0.00	99.58	0.99
RC423C C1-3	MK	Tremolite	57.35	0.02	0.21	0.04	0.30	3.35	0.10	22.22	0.07	0.00	13.60	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	2.17	0.00	99.48	0.92
RC423C C1-4	MK	Tremolite	57.48	0.03	0.15	0.07	1.39	2.39	0.13	22.18	0.10	0.00	13.18	0.08	0.01	0.00	0.02	0.01	2.16	0.01	99.34	0.94
RC423C C2-30	MK	Tremolite	57.29	0.03	0.07	0.01	1.32	1.85	0.16	22.90	0.08	0.00	13.62	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	2.17	0.00	99.58	0.96
RC423C C3-33	MK	Tremolite	57.22	0.02	0.07	0.04	1.36	1.69	0.17	22.80	0.16	0.00	13.45	0.10	0.03	0.02	0.00	0.01	2.17	0.00	99.29	0.96
RC423C C3-36	MK	Tremolite	57.74	0.05	0.12	0.06	1.40	2.19	0.07	22.43	0.07	0.03	13.24	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	2.18	0.00	99.61	0.95
RC423C C5-62	MK	Tremolite	57.30	0.00	0.10	0.04	1.14	2.09	0.21	22.54	0.15	0.05	13.42	0.10	0.04	0.00	0.00	0.00	2.17	0.00	99.35	0.95
RC423C C5-63	MK	Tremolite	57.12	0.00	0.15	0.01	2.11	1.19	0.16	22.68	0.11	0.01	13.19	0.09	0.04	0.00	0.00	0.00	2.17	0.00	99.01	0.97
RC423C C5-64	MK	Tremolite	58.09	0.04	0.09	0.08	1.16	2.09	0.10	22.80	0.06	0.00	13.42	0.04	0.04	0.05	0.00	0.00	2.19	0.00	100.24	0.95
RC423C C6-78	MK	Tremolite	57.88	0.00	0.11	0.00	0.53	3.33	0.07	22.18	0.06	0.00	13.45	0.04	0.01	0.02	0.01	0.00	2.17	0.00	99.85	0.92
RC423C C7-95	MK	Tremolite	57.93	0.01	0.08	0.03	0.89	2.23	0.12	22.45	0.14	0.01	13.18	0.06	0.02	0.00	0.00	0.01	2.17	0.00	99.33	0.95
RC423C C7-97	MK	Tremolite	57.28	0.02	0.04	0.06	1.93	1.38	0.10	22.85	0.12	0.00	13.38	0.08	0.03	0.00	0.00	0.01	2.17	0.00	99.44	0.97
RC423C C8-115	MK	Tremolite	56.82	0.02	0.42	0.12	4.76	0.00	0.04	22.86	0.04	0.00	11.72	0.08	0.00	0.00	0.01	0.00	2.17	0.01	99.06	1.00
RC424A C1-10	MK	Tremolite	58.16	0.02	0.27	0.02	2.48	0.00	0.05	23.51	0.13	0.00	12.29	0.08	0.01	0.00	0.10	0.00	2.14	0.04	99.24	1.00
RC424A C1-13	MK	Tremolite	57.12	0.03	0.42	0.07	3.53	0.00	0.00	22.99	0.14	0.00	12.77	0.13	0.02	0.00	0.00	0.01	2.18	0.00	99.40	1.00
RC424A C1-9	MK	Tremolite	57.48	0.02	0.36	0.22	2.43	0.00	0.06	23.24	0.07	0.00	12.90	0.11	0.01	0.02	0.00	0.00	2.18	0.00	99.10	1.00
RC424A C2-20	MK	Tremolite	57.35	0.01	0.12	0.00	3.56	0.00	0.16	23.77	0.11	0.00	12.02	0.13	0.05	0.00	0.00	0.00	2.19	0.00	99.47	1.00
RC424A C2-21	MK	Tremolite	57.65	0.03	0.13	0.00	3.74	0.00	0.22	22.75	0.15	0.02	12.27	0.14	0.06	0.00	0.00	0.00	2.18	0.00	99.33	1.00
RC424A C2-23	MK	Tremolite	58.54	0.01	0.27	0.20	2.24	0.00	0.02	23.09	0.13	0.01	12.19	0.09	0.01	0.03	0.00	0.01	2.19	0.00	99.03	1.00
RC424A C4-38	MK	Tremolite	57.72	0.01	0.26	0.14	2.63	0.00	0.04	23.62	0.26	0.00	12.26	0.07	0.01	0.02	0.00	0.00	2.19	0.00	99.22	1.00
RC424A C4-42	MK	Tremolite	57.19	0.03	0.58	0.14	2.44	0.00	0.06	23.90	0.14	0.01	12.31	0.13	0.03	0.00	0.07	0.00	2.15	0.03	99.14	1.00
RC424A C4-43	MK	Tremolite	58.68	0.02	0.16	0.01	3.26	0.00	0.15	23.09	0.02	0.06	12.15	0.08	0.03	0.01	0.04	0.01	2.18	0.02	99.92	1.00
RC424A C4-46	MK	Tremolite	58.46	0.03	0.18	0.01	3.42	0.00	0.18	23.66	0.05	0.00	12.34	0.07	0.02	0.00	0.05	0.00	2.19	0.02	100.63	1.00
RC424A C4-50	MK	Tremolite	57.59	0.06	0.41	0.11	2.64	0.00	0.07	23.78	0.12	0.00	12.14	0.14	0.02	0.00	0.02	0.00	2.18	0.01	99.27	1.00

ANEXO 2 – TABELA DE AFLORAMENTOS

Tabela de localização dos pontos de campo.

PONTO	DATUM	ZONA	UTM_N	UTM_E	ALT	TOPONÍMIA	GRUPO	DESCRIÇÃO DO AFLORAMENTO
RC028	WGS84	23K	7789583	663619	813	MG-436 (Barão de Cocais - Santa Bárbara)	Quebra Osso	Xisto ultramáfico esverdeado a amarelado/rosado, sedoso ao tato, granulometria argila a silte, muito intemperizado.
RC029	WGS84	23K	7789508	663955	795	MG-436 (Barão de Cocais - Santa Bárbara)	Quebra Osso	Xisto ultramáfico verde a amarelado, granulometria argila a silte, muito intemperizado. Presença de nível de formação ferrífera avermelhada, com bandamento milimétrico.
RC094	WGS84	23K	7783190	662524	744	Francisco III	Quebra Osso	Grandes exposições de rocha metaultramáfica de coloração cinza esverdeada, coesa a foliada, afanítica a fanerítica fina, bastante fraturada. São observados <i>pods</i> de deformação de dimensões métricas bordejados por xistos ultramáficos. Presença de grãos euédricos, centimétricos de magnetita. A foliação encontra-se anastomosada.
RC095	WGS84	23K	7782793	662480	782	Francisco IV	Quebra Osso	Grandes exposições de rocha metaultramáfica de coloração cinza esverdeada, coesa a foliada, afanítica a fanerítica fina, bastante fraturada. São observados <i>pods</i> de deformação de dimensões métricas bordejados por xistos ultramáficos. Presença de grãos euédricos, centimétricos de magnetita. A foliação encontra-se anastomosada.
RC097	WGS84	23K	7785078	661577	801	Estrada para Santana do Morro	Quebra Osso	Xisto ultramáfico amarelo-ocre, bastante intemperizado, composto por serpentina, talco e magnetita.
RC098	WGS84	23K	7784843	661064	748	Estrada para Santana do Morro	Quebra Osso	Xisto ultramáfico de coloração verde escura, untuoso ao tato, coberto por solo de alteração amarelado.
RC130	WGS84	23K	7791966	665250	732	EFVM - trecho Santa Bárbara-Barão de Cocais	Quebra Osso	Serpentina-talco xistos muito intemperizados, rosados a amarelados, com solo de alteração em cores amarelo ocre, sedoso ao toque e muito foliados. São observados pequenos contra-moldes de grãos cúbicos milimétricos (textura <i>boxwork</i> , provavelmente relacionada à magnetita).
RC131	WGS84	23K	7791706	664990	725	EFVM - trecho Santa Bárbara-Barão de Cocais	Quebra Osso	Serpentina-talco xisto rosado a amarelado, bastante foliado, com venulações de quartzo + carbonato expressivas. São observadas pequenas escavações antigas abandonadas.
RC178	WGS84	23K	7779718	664015	990	Micon	Quebra Osso	Extração de minério de ferro: itabirito semi compacto, cinza prateado, cortado por expressivas zonas de silicificação bordejadas por especularita. Contato tectônico com serpentina-talco xistos esverdeados, untuosos ao tato, brilho perolado, com solo de alteração marrom claro a amarelo ocre.
RC179	WGS84	23K	7779622	663798	1007	Estrada Bicame de Pedra - Micon	Quebra Osso	Xisto ultramáfico verde claro a amarelo muito intemperizado, granulação fina, com manchas amarronzadas de alteração da magnetita.

Continuação.

PONTO	DATUM	ZONA	UTM_N	UTM_E	ALT	TOPONÍMIA	GRUPO	DESCRIÇÃO DO AFLORAMENTO
RC180	WGS84	23K	7780101	663596	931	Estrada Bicame de Pedra - Micon	Quebra Osso	Xisto ultramáfico verde claro a amarelo muito intemperizado, granulação fina, com textura <i>boxwork</i> .
RC181	WGS84	23K	7780114	663486	905	Estrada Bicame de Pedra - Micon	Quebra Osso	Xisto amarelado, muito intemperizado, granulometria argila. Níveis ricos em óxido de ferro subordinados.
RC182	WGS84	23K	7780295	663323	879	Estrada Bicame de Pedra - Micon	Quebra Osso	Serpentinito maciço, verde claro, granulação muito fina, muito compacto mas bastante fraturado. Cristais mm euédricos de magnetita. Mais adiante voltam a aflorar os talco-serpentina xistos foliados.
RC183	WGS84	23K	7780878	663279	787	Estrada Bicame de Pedra - Micon	Quebra Osso	Serpentina-talco xisto verde claro, brilho sedoso, untuoso ao toque, muito foliado, compacto. Observam-se manchas amarronzadas de alteração de sulfetos. Mais a frente, aflora serpentinito maciço.
RC189	WGS84	23K	7781956	660817	937	Estrada entre Vale das Borboletas - Parque da Serra do Caraça	Quebra Osso	Xisto cinza esverdeado a rosado (quando intemperizado), sulfetado, com textura <i>boxwork</i> , muito magnético.
RC192	WGS84	23K	7782398	662555	821	Vale das Borboletas	Quebra Osso	Xisto ultramáfico verde claro a amarelo ocre, untuoso ao tato, muito intemperizado, foliado.
RC195	WGS84	23K	7788100	661627	780	Estrada a E de Brumal	Quebra Osso	Xisto ultramáfico muito intemperizado, argiloso, levemente foliado.
RC196	WGS84	23K	7787161	662133	839	Estrada a E de Brumal	Quebra Osso	Xisto ultramáfico muito intemperizado, amarelo ocre a verde claro, com manchas de alteração alaranjadas (sulfetos?).
RC197	WGS84	23K	7786622	662448	790	Estrada a E de Brumal	Quebra Osso	Xisto ultramáfico verde claro, untuoso ao tato, com solo de alteração amarelo ocre, foliado e textura <i>boxwork</i> .
RC209	WGS84	23K	7783074	662743	749	Francisco III	Quebra Osso	Rocha metaultramáfica de coloração cinza esverdeada, coesa, com estruturas do tipo " <i>pillow lava</i> ", presença de venulações de carbonato e cristais centimétricos de magnetita.
RC210	WGS84	23K	7784679	660946	769	Joaspe	Quebra Osso	Rocha metaultramáfica de coloração cinza esverdeada, coesa a foliada, afanítica a granulação fina, bastante fraturada. São observados <i>pods</i> de deformação de dimensões métricas bordejados xistos ultramáficos.
RC280	WGS84	23K	7785290	662227	815	Estrada para Santana do Morro	Quebra Osso	Restos de xisto ultramáfico amarelo esverdeado, encaixados em solo de alteração marrom a amarelo ocre, granulação fina, brilho sedoso, untuoso ao toque.
RC281	WGS84	23K	7784889	661290	767	Estrada para Santana do Morro	Quebra Osso	Clorita-talco-serpentina xisto amarelo esverdeado, com solo de alteração marrom a amarelo ocre, granulação fina, brilho sedoso, untuoso ao toque. Foliação anastomosada. Cloritito com cristais orientados de turmalina.

Continuação.

PONTO	DATUM	ZONA	UTM_N	UTM_E	ALT	TOPONÍMIA	GRUPO	DESCRIÇÃO DO AFLORAMENTO
RC282	WGS84	23K	7785397	660926	737	Estrada para Santana do Morro	Quebra Osso	Clorita-talco-serpentina xisto de coloração heterogênea (cinza, amarelado, rosa), sedoso ao toque, foliado, muito intemperizado, com manchas ocre de alteração sobre restos de cristais de magnetita.
RC283	WGS84	23K	7785534	660881	740	Estrada para Santana do Morro	Quebra Osso	Rocha metalultramáfica, verde a amarelo ocre, muito foliada.
RC328	WGS84	23K	7778174	665168	896	Mina dos Machados	Quebra Osso	Itabirito em contato tectônico com mica xisto arroxeadado, laminado argilo síltico. Na sequência, tem-se talco-clorita xisto verde, untuoso ao tato, foliado, argiloso; segue mica xisto branco argilo síltico, foliado.
RC329	WGS84	23K	7778198	665055	912	Mina dos Machados	Quebra Osso	Xisto argiloso, muito intemperizado, untuoso ao tato, cor amarelo ocre a avermelhado.
RC330	WGS84	23K	7778127	665196	893	Mina dos Machados	Quebra Osso	Extenso corte da antiga Mina dos Machados, com expressivos afloramentos de minério de ferro em contato com clorita xistos arroxeados e serpentinitos esverdeados do Grupo Quebra Osso.
RC333	WGS84	23K	7778541	664903	866	Fazenda Boa Vista - Pico dos Horizontes	Quebra Osso	Xisto argiloso, muito intemperizado, untuoso ao tato, cores amarelo ocre, verde e vermelho.
RC334	WGS84	23K	7778446	664796	894	Fazenda Boa Vista - Pico dos Horizontes	Quebra Osso	Xisto argiloso, muito intemperizado, untuoso ao tato, cores amarelo ocre, verde e vermelho.
RC335	WGS84	23K	7778392	664562	932	Fazenda Boa Vista - Pico dos Horizontes	Quebra Osso	Grandes exposições de xisto verde, intemperizado, untuoso ao tato, brilho sedoso, granulação muito fina, com manchas de alteração ocre (magnetita ou sulfeto alterado).
RC340	WGS84	23K	7783232	660768	655	Vale das Borboletas	Nova Lima	Formação ferrífera bandada em contato com clorita xistos arroxeados, argilo-sílticos, coesos a intemperizados. Algumas porções apresentam textura <i>boxwork</i> e veios de quartzo branco a fumê.
RC341	WGS84	23K	7782881	660941	680	Vale das Borboletas	Nova Lima	Formação ferrífera bandada marcada pela alternância de bandas cinza (óxido de ferro) e brancas (quartzosas), com predomínio das últimas.
RC342	WGS84	23K	7783053	660951	753	Vale das Borboletas	Nova Lima	Xisto muito intemperizado, amarelo a rosado, granulometria argila a areia fina, foliado. Presença de zonas centimétricas de silicificação.
RC343	WGS84	23K	7782970	661266	792	Vale das Borboletas	Nova Lima	Solo marrom avermelhado, granulometria argila a silte, com restos de rocha xistosa, esverdeada a arroxeadada, argilosa, foliada.
RC344	WGS84	23K	7782515	661438	855	Vale das Borboletas	Nova Lima	Mica xisto muito intemperizado, argiloso, roxo claro, com manchas brancas de alteração de feldspato.

Continuação.

PONTO	DATUM	ZONA	UTM_N	UTM_E	ALT	TOPONÍMIA	GRUPO	DESCRIÇÃO DO AFLORAMENTO
RC345	WGS84	23K	7782733	661603	849	Vale das Borboletas	Nova Lima	Clorita xisto maciço, cinza esverdeado, granulometria argila, foliado.
RC346	WGS84	23K	7783243	662159	806	Vale das Borboletas	Nova Lima	Formação ferrífera muito intemperizada, friável, branca a acinzentada, granulometria areia fina. Restos de xisto esbranquiçado, micáceo, argiloso em contato com a BIF.
RC347	WGS84	23K	7782354	662276	854	Vale das Borboletas	Nova Lima	Solo marrom claro a marrom, granulometria argila a areia fina, resto de xisto muito intemperizado, micáceo e coloração arroxeada. Trechos de canga.
RC348	WGS84	23K	7782053	661351	932	Vale das Borboletas	Nova Lima	Sequência de qz-mica xistos arroxeados a amarelados, granulometria argila a silte, foliados, com níveis subordinados de formação ferrífera e filito carbonoso. A BIF é caracterizada pela alternâncias de bandas brancas de quartzo muito fino e cinza de óxido de ferro, com claro predomínio do primeiro.
RC349	WGS84	23K	7782032	661236	951	Vale das Borboletas	Nova Lima	Mica-quartzo xisto muito intemperizado, foliado, coloração amarela a arroxeada, granulometria argila a areia fina.
RC350	WGS84	23K	7782582	662234	830	Vale das Borboletas	Nova Lima	Essa lente de filito carbonoso, suja muito as mãos, intecalado com níveis mais finos de sericita xisto e formações ferríferas bandadas.
RC351	WGS84	23K	7782584	662437	799	Vale das Borboletas	Quebra Osso	Serpentinito muito alterado, de coloração esverdeada, com manchas escuras decorrentes da percolação de manganês.
RC352	WGS84	23K	7793739	666666	705	Norte de Santa Bárbara	Quebra Osso	Rocha muito intemperizada, argilosa, coloração vinho com porções esbranquiçadas, isotrópica a levemente foliada. Zona de contato tectônico com as rochas metultrabásicas.
RC353	WGS84	23K	7793784	666641	700	Norte de Santa Bárbara	Quebra Osso	Clorita-talco-serpentina xisto intemperizado esverdeado a amarelo ocre, muito argiloso, untuoso ao tato, com foliação bastante anastomosada.
RC354	WGS84	23K	7793948	666434	696	Norte de Santa Bárbara	Quebra Osso	Clorita xisto muito intemperizado, coloração arroxeada, argiloso, untuoso ao tato, com manchas ocre (provável alteração da magnetita). Solo de alteração vermelho escuro.
RC362	WGS84	23K	7796386	668970	766	Norte de Santa Bárbara	Quebra Osso	Xisto esverdeado, untuoso ao tato, com grãos euédricos de magnetita com alteração ocre, muito foliado.
RC363	WGS84	23K	7796380	669334	766	Norte de Santa Bárbara	Quebra Osso	Veio de quartzo maciço de cerca de 10 m de largura, sacaróide, branco, encaixado nas metultramáficas.
RC364	WGS84	23K	7796535	669491	780	Norte de Santa Bárbara	Quebra Osso	Xisto esverdeado a rosado, muito intemperizado, untuoso ao tato, brilho perolado.

Continuação.

PONTO	DATUM	ZONA	UTM_N	UTM_E	ALT	TOPONÍMIA	GRUPO	DESCRIÇÃO DO AFLORAMENTO
RC417	WGS84	23K	7784680	660942	745	Joaspe	Quebra Osso	Rocha metaultramáfica de coloração cinza esverdeada, coesa a foliada, bastante fraturada. Em algumas porções a rocha apresenta matriz afanítica, com numerosos cristais granulares mm de mineral preto vítreo. São observados <i>pods</i> de deformação de dimensões métricas bordejados por xisto ultramáficos. São descritas disjunções poliedrais, brechas autoclásticas e frequentes venulações de carbonato. Presença de cristais milimétricos de magnetita.
RC417A	WGS84	23K	7784586	660943	745	Joaspe	Quebra Osso	Rocha ultramáfica maciça, afanítica a fanerítica muito fina - presença de minerais arredondados cinza escuros, coloração cinza escura a verde, com numerosas fraturas preenchidas por carbonato.
RC417B	WGS84	23K	7784578	660917	746	Joaspe	Quebra Osso	Rocha metaultramáfica maciça, de coloração esverdeada, com venulações mm a cm de carbonato.
RC417C	WGS84	23K	7784568	660876	743	Joaspe	Quebra Osso	Xisto ultramáfico, muito foliado, com coloração cinza esverdeada, com veios com asbestos. Foliação verticalizada - zona milonítica?
RC417D	WGS84	23K	7784557	660853	746	Joaspe	Quebra Osso	Rocha maciça a esverdeada com matriz afanítica e cristais de mineral arredondado. Porções rica em serpentina fibrosa.
RC417E	WGS84	23K	7784557	660853	746	Joaspe	Quebra Osso	Xisto ultramáfico, próximo a zona de cisalhamento.
RC417F	WGS84	23K	7784627	660952	745	Joaspe	Quebra Osso	Serpentinó maciço a brechado, caracterizado pela presença de cristais angulosos, em arranjo <i>jigsaw-fit</i> .
RC418	WGS84	23K	7784991	661509	788	Estrada para Santana do Morro	Quebra Osso	Lente de rocha metassedimentar, muito intemperizada e friável, em contato normal com a metaultrabásica. Inicia-se com quartzito ferruginoso, acinzentado, muito fino e bem selecionado (quase um metachert), passando para um metapelito laminado de coloração amarelada (mica-quartzo xisto com fuchsite). Intercalação filito carbonoso.
RC419A	WGS84	23K	7782829	662470	774	Francisco IV	Quebra Osso	Rocha metaultramáfica de coloração cinza esverdeada, coesa a foliada, afanítica, bastante fraturada. São observados <i>pods</i> de deformação de dimensões métricas bordejados por clorita-talco-serpentina xistos.
RC419B	WGS84	23K	7782795	662453	785	Francisco IV	Quebra Osso	Rocha metaultramáfica de coloração cinza esverdeada, coesa a foliada, afanítica, bastante fraturada. São observados <i>pods</i> de deformação de dimensões métricas bordejados por clorita-talco-serpentina xistos.
RC420	WGS84	23K	7783003	662781	689	Francisco III	Quebra Osso	Clorita-talco-serpentina xistos com foliação bastante verticalizada, próximos à zona de contato tectônico com os quartzitos da Fm. Moeda. Rocha intemperizada, coloração amarelo ocre a esverdeada, untuosa ao tato, com manchas alaranjadas de alteração de magnetita.

Continuação.

PONTO	DATUM	ZONA	UTM_N	UTM_E	ALT	TOPONÍMIA	GRUPO	DESCRIÇÃO DO AFLORAMENTO
RC421A	WGS84	23K	7783249	662506	683	Francisco III	Quebra Osso	Rocha metaultramáfica de coloração cinza esverdeada, coesa a foliada, afanítica a granulação fina, bastante fraturada. São observados <i>Pods</i> de deformação de dimensões métricas bordejados por clorita-talco-serpentina xistos.
RC421B	WGS84	23K	7783249	662506	683	Francisco III	Quebra Osso	Rocha metaultramáfica de coloração cinza esverdeada, coesa a foliada, afanítica a granulação fina, bastante fraturada. São observados <i>Pods</i> de deformação de dimensões métricas bordejados por clorita-talco-serpentina xistos.
RC422	WGS84	23K	7782871	662501	705	Francisco IV	Quebra Osso	Rocha metaultramáfica de coloração cinza esverdeada, coesa a foliada, afanítica, bastante fraturada. São observados <i>Pods</i> de deformação de dimensões métricas bordejados por clorita-talco-serpentina xistos.
RC423	WGS84	23K	7784475	660879	809	Joaspe	Quebra Osso	Próximo ao topo da pedreira, espesso pacote de saprolito ocre-acastanhado. Logo abaixo, tem-se metakomatiito com diferenciação textural em corte vertical com cerca de 1 m. No topo, tem-se textura <i>spinifex</i> característica, caracterizada pela presença de cristais tabulares esverdeados, por vezes plumosos, com arranjo randômico (até 5 cm). A granulação tende a afinar em direção a base do corte, na qual a <i>spinifex</i> dá lugar à textura cumulática. Nessa porção, cristais arredondados, por vezes tabulares curtos, cinza escuro (3-4 mm). A porção intermediária-basal do derrame apresenta ainda disjunções colunares e veios de serpentina fibrosa (<i>cross-fiber/slip-fiber</i>).
RC424	WGS84	23K	7784533	660961	787	Joaspe	Quebra Osso	Intercalação de nível de serpentinito cinza esverdeado, maciço, brechado e foliado.
RC424A	WGS84	23K	7784532	660963	785	Joaspe	Quebra Osso	Rocha maciça, bastante coesa, afanítica e coloração cinza escura. Preserva-se no interior de um <i>pod</i> decamétrico, o qual é bordejado por foliação bastante anastomosada.
RC424B	WGS84	23K	7784532	660960	786	Joaspe	Quebra Osso	Xisto ultramáfico, coloração cinza esverdeado, com foliação bastante verticalizada e anastomosada, marcando a zona de contato entre o serpentinito maciço e os níveis brechados.
RC424C	WGS84	23K	7784537	660953	785	Joaspe	Quebra Osso	Rocha brechada, de coloração cinza escura, com fragmentos cm e angulosos sobre matriz muito fina e afanítica.
RC425	WGS84	23K	7784555	660754	784	Joaspe	Quebra Osso	Serpentinito brechado, de coloração cinza escura, com fragmentos angulosos, de dimensões centimétricas, sobre matriz fina. Carbonatação pervasiva concordante com a foliação. Intercalação de rocha afanítica, fina, bastante foliada.
RC426	WGS84	23K	7784572	660770	772	Joaspe	Quebra Osso	Serpentinito maciço a foliado, de coloração cinza escura, cortado por vênulas de carbonato.

Continuação.

PONTO	DATUM	ZONA	UTM_N	UTM_E	ALT	TOPONÍMIA	GRUPO	DESCRIÇÃO DO AFLORAMENTO
RC427	WGS84	23K	7784584	660718	791	Joaspe	Quebra Osso	Afloramento arredondado de cloritito, de coloração esverdeada, na porção externa da pedra Joaspe. Porfiroblastos de clorita ocorrem sobre matriz fina. Interpretado como <i>blackwall</i> .
RC428	WGS84	23K	7785026	661548	795	Estrada para Santana do Morro	Quebra Osso	Nível de metachert ferruginoso intercalado com sericita-talco xisto. O topo do afloramento é assinalado pela presença de laterita, de coloração avermelhada.
RC429	WGS84	23K	7784613	661477	788	Antônio Claro	Quebra Osso	Pedreira inativa de rocha metaultramáfica, cinza esverdeada, com níveis maciços a brechados, preservadas em <i>pods</i> de dimensões métricas a decamétricas. As bordas dos <i>pods</i> são assinaladas por rochas bastante foliadas, xistificadas. Foliação anastomosada.
RC430	WGS84	23K	7784675	661321	784	Antônio Claro	Quebra Osso	Rocha muito intemperizada, argilosa, coloração amarelo ocre, com clorita e/ou serpentina. Zona de milonitização.
RC431	WGS84	23K	7784779	661289	782	Antônio Claro	Quebra Osso	Xisto cinza esverdeado, provável rocha ultramáfica, com solo de alteração amarronzado.
RC431A	WGS84	23K	7784772	661291	783	Antônio Claro	Quebra Osso	Xisto cinza esverdeado, provável rocha ultramáfica, com solo de alteração amarronzado.
RC431B	WGS84	23K	7784747	661288	784	Antônio Claro	Quebra Osso	Xisto cinza esverdeado, provável rocha ultramáfica, com solo de alteração amarronzado.
RC432	WGS84	23K	7784992	661509	796	Estrada para Santana do Morro	Quebra Osso	Metassedimentos químicos, compostos por camadas de metachert e filito carbonoso. Presença de textura <i>boxwork</i> . A transição para o próximo ponto assinala uma mudança de uma sedimentação química para uma sedimentação clástica.
RC433	WGS84	23K	7785000	661520	796	Estrada para Santana do Morro	Quebra Osso	Xisto micáceo crenulado, laminado, verde a rosado, com níveis verde-maçã bem destacados (fuchsa?). Presença de dobras fechadas, assimétricas, com eixo inclinado e vergência para sul. Estratigraficamente, está acima dos metassedimentos químicos do ponto anterior. Interpretado como metassedimento com possível contribuição ultramáfica.
RC434	WGS84	23K	7784172	660859	797	Joaspe	Quebra Osso	Área de disposição do rejeito da mina Joaspe. Solo amarronzado.
RC435	WGS84	23K	7784044	661054	747	Drenagem	Quebra Osso	Serpentinito maciço cinza esverdeado, coeso, em afloramento arredondado.
RC436	WGS84	23K	7783938	660991	737	Drenagem	Quebra Osso	Serpentinito maciço, cinza esverdeado, localizado às margens da drenagem.
RC437	WGS84	23K	7781544	662352	810	Fazenda Quebra Ossos	Nova Lima	Filito carbonoso de coloração negra. Mais a frente contato transicional com xisto micáceo cinza esverdeado, muito intemperizado.

Continuação.

PONTO	DATUM	ZONA	UTM_N	UTM_E	ALT	TOPONÍMIA	GRUPO	DESCRIÇÃO DO AFLORAMENTO
RC438	WGS84	23K	7781577	662361	809	Fazenda Quebra Ossos	Nova Lima	Sericita-quartzo xisto com espessa zona de silificação, com cerca de 15 m de espessura.
RC439	WGS84	23K	7780946	662328	872	Fazenda Quebra Ossos	Nova Lima/ Quebra Osso	Formação ferrífera bandada de dimensões centimétricas.
RC440	WGS84	23K	7781642	662462	803	Fazenda Quebra Ossos	Nova Lima/ Quebra Osso	Saprolito de xisto marrom amarelado, argiloso.
RC441A	WGS84	23K	7781905	662973	766	Fazenda Quebra Ossos	Quebra Osso	Área-tipo do GQO, localizada às margens do rio homônimo. São descritos metakomatiitos cinza esverdeados a verde claro, maciços a foliados. Localmente são descritas estruturas do tipo <i>pillow</i> , de dimensões centimétricas, com zonamento concêntrico assinalando a variação granulométrica. Presença de veios de serpentina fibrosa.
RC441B	WGS84	23K	7781873	662947	780	Fazenda Quebra Ossos	Quebra Osso	Área-tipo do GQO, localizada às margens do rio homônimo. São descritas rochas vulcanoclásticas, caracterizadas pela presença de clastos arredondados de metakomatiitos muito intemperizados, com textura cumulática, e com numerosas fraturas preenchidas por talco.
RC441C	WGS84	23K	7781873	662947	780	Fazenda Quebra Ossos	Quebra Osso	Área-tipo do GQO, localizada às margens do rio homônimo. Neste ponto, tem-se predomínio de rocha afanítica, verde clara, interpretada como tufos ultramáficos. Presença de numerosos grãos euédricos, bipiramidais de magnetita.
RC442	WGS84	23K	7782766	662456	792	Francisco IV	Quebra Osso	Metakomatiíto maciço cinza escuro, com textura <i>spinifex</i> preservada. Cristais tabulares (até 2 cm) dispostos em arranjo randômico em nível restrito do derrame (~20 cm).
RC443	WGS84	23K	7783118	662680	720	Francisco III	Quebra Osso	Serpentinito verde escuro bordejado por material afanítico, cinza-esverdeado claro (tufo?). Estruturas similares a <i>pillow lavas</i> .
RC444	WGS84	23K	7783153	662688	763	Francisco III	Quebra Osso	Metakomatiíto intemperizado, com textura <i>spinifex</i> preservada, em arranjo randômico.
RC445	WGS84	23K	7779743	663959	1009	Micon	Quebra Osso	Tremolitito na zona de contato entre o Quebra Osso e a Formação Cauê Cauê.

ANEXO 3 – FICHAS DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: CDV-198 (delgada)

Ponto: RC-029

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 663955/ 7789508

Altitude: 795 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Xisto ultramáfico, granulometria argila, coloração verde amarelado a rosa claro, untuoso ao tato e brilho sedoso.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

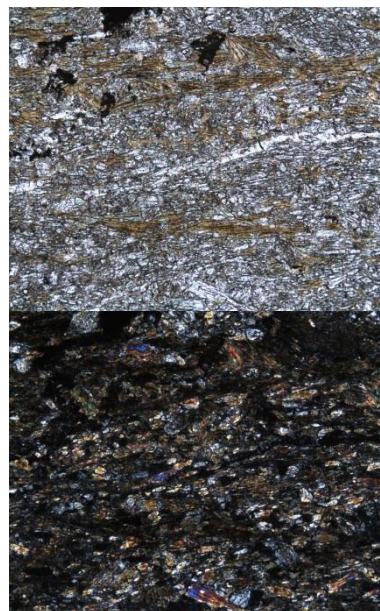
Minerais Essenciais: Tremolita (47%) + Biotita (30%) + Clorita+Talco (20%)

Minerais Acessórios: Opacos (3%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha de granulação fina, textura lepidonematoblástica, com foliação bem marcada. A tremolita é o principal mineral da rocha e corresponde a prismas incolores a levemente esverdeados, orientados segundo a foliação da rocha. A biotita define níveis micáceos delgados, formados por palhetas orientadas com forte pleocroísmo em tons de castanho, localmente cloritizada. O talco ocorre em cristais incolores finos, com cores de interferência vivas, dispersos por toda a lâmina. Cristais de opacos anédricos estão presentes, por vezes estirados segundo a foliação da rocha, por vezes sobrepostos aos níveis de biotita.

Fotomicrografias



Nicóis: a) paralelos; b) cruzados;

Aumento: 10x

Nome da Rocha:

Clorita-talco-biotita-tremolita xisto



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: CDV-223 (delgada)

Ponto: RC-094

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 662524/ 7783190

Altitude: 744 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Rocha ultramáfica maciça, coloração cinza esverdeada e textura afanítica.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

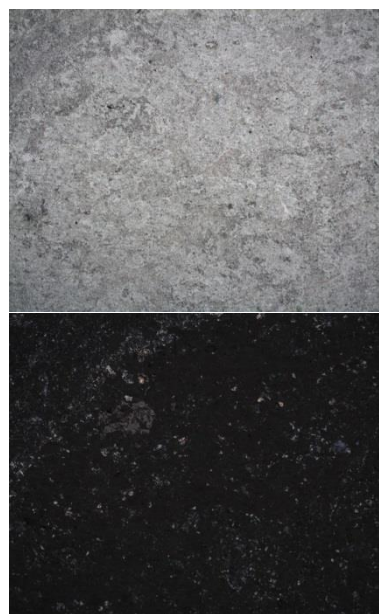
Minerais Essenciais: Serpentina (85%) + Talco+Tremolita (15%)

Minerais Acessórios: Carbonato (<1%) + Opacos (<1%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha metaultramáfica, textura cumulática e granulação fina a média. A rocha é composta por pseudomorfos subédricos a subarredondados, de provável olivina, completamente substituída por serpentina (textura *mesh*). A matriz envolve finas palhetas de serpentina, anfibólio, talco, além de cristais de carbonato e opacos. Na porção *intercumulus*, são observadas cristais tabulares pseudomorfizados por serpentina (~0.5 mm de comprimento), assemelhando-se à textura *spinifex*. Microvenulações de serpentina fibrosa cortam a rocha.

Fotomicrografias



Nicóis: a) paralelos; b) cruzados;

Aumento: 10x

Nome da Rocha:

Serpentinito (Metakomatítico)



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: CDV-226 (delgada)

Ponto: RC-098

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 661064/ 7784843

Altitude: 748 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Xisto ultramáfico, granulometria argila, coloração verde-rosada, untuoso ao tato e brilho sedoso.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

Minerais Essenciais: Serpentina (96%)

Minerais Acessórios: Opacos (4%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha metaultramáfica, textura decussada e granulação fina a grossa. A paragênese original foi completamente obliterada devido à intensa serpentização do protólito. A rocha é composta, essencialmente, por finas palhetas de serpentina, as quais são sobrepostas por porfiroblastos de opacos. Os cristais de serpentina têm coloração verde-pálida, granulação fina e baixa birrefringência. Os opacos constituem cristais euédricos com até 1.5 mm (provável magnetita), além de finos cristais anédricos.

Fotomicrografias



Polarização: nicóis paralelos

Aumento: a) 2x; b) 10x

Nome da Rocha:

Serpentinito



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: FR-37 (delgada)

Ponto: FR-37/RC-182

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 663323/ 7780295

Altitude: 879 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Rocha ultramáfica maciça cinza esverdeada e textura fanerítica fina, com cristais de magnetita.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

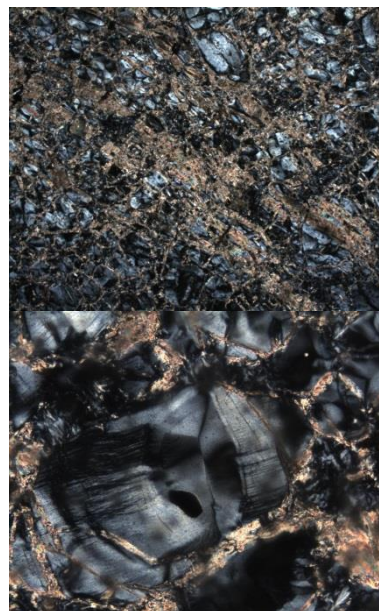
Minerais Essenciais: Serpentina (80%) + Talco+Carbonato (20%)

Minerais Acessórios: Opacos (<1%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha ortocumulática, de granulação fina a média, com textura *cumulus* primária preservada. A serpentina pseudomorfiza grãos arredondados de provável olivina, com tamanhos entre 0,15 mm e 1.8 mm, com estrutura *mesh e hourglass*. O talco aparece na porção *intercumulus* ou preenchendo planos de fraqueza dos grãos. Veios preenchidos por talco e carbonato cortam a rocha. Opacos são grãos finos, anédricos, encontrados na porção *intercumulus*.

Fotomicrografias



Polarização: nicóis cruzados

Aumento: a) 4x; b) 10x

Nome da Rocha:

Serpentinito



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: FR-37A (delgada)

Ponto: FR-37/RC-182

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 663323/ 7780295

Altitude: 879 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Turmalinito.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

Minerais Essenciais: Turmalina (55%) + Quartzo (35%) + Opacos (10%)

Minerais Acessórios: Rutilo (<1%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha de granulação fina a média, textura granonematoblástica, com bandamento composicional irregular. Este bandamento é definido pela intercalação entre níveis quartzosos e níveis ricos em turmalina. O quartzo constitui agregados poligonais, com contatos retilíneos a côncavo-convexos, extinção ondulante ou sub e novos grãos. A turmalina ocorre como prismas orientados, pleocroísmo em tons de castanho, e tamanhos entre 0.01 e 0.3 mm. Opacos são subédricos a euédricos, por vezes estirados segundo a foliação da rocha. O rutilo ocorre em finas agulhas de coloração marrom-alaranjada. A rocha ocorre em associação com as metaultramáficas e, provavelmente, está relacionada a processos hidrotermais.

Fotomicrografias



Nicóis: a) paralelos; b) cruzados

Aumento: 2x

Nome da Rocha:

Turmalinito



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: FR-38B (delgada)

Ponto: FR-38/RC-183

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 663279/ 7780878

Altitude: 787 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Xisto ultramáfico, granulometria argila, coloração verde-rosada, untuoso ao tato e brilho sedoso.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

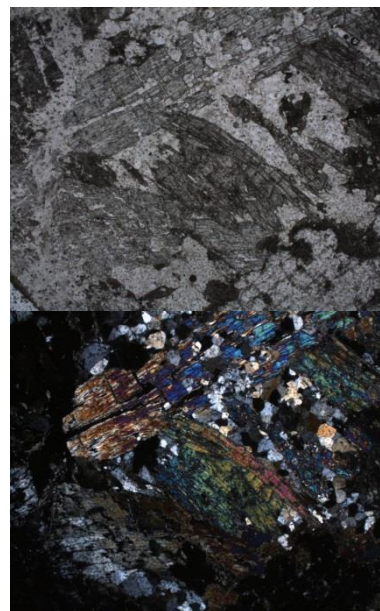
Minerais Essenciais: Tremolita (80%) + Plagioclásio+Quartzo (15%)

Minerais Acessórios: Talco (5%) + Titanita (<1%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha de granulação fina a média e textura nematogranoblástica. A tremolita apresenta-se em prismas incolores a verde-pálidos, com relevo moderado, elevada birrefringência, frequentemente estar dobrados. Plagioclásio e quartzo ocorrem em cristais granoblásticos e agrupados em bandas, sendo que o primeiro encontra-se maclado e em maior quantidade. As palhetas de talco cristalizam-se a partir dos prismas de tremolita. Titanita ocorre como mineral acessório.

Fotomicrografias



Nicóis: a) paralelos; b) cruzados

Aumento: 2x

Nome da Rocha:

Tremolítico



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: CDV-480 (delgada)

Ponto: RC-189

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 660817/ 7781956

Altitude: 937 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Xisto ultramáfico, granulometria argila, coloração verde a rosado, com textura *boxwork*.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

Minerais Essenciais: Talco (55%) + Serpentina (43%)

Minerais Acessórios: Opacos (2%) + Clorita (<1%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha metaultramáfica, granulação fina a média e textura lepidonematoblástica. O talco constitui o principal mineral da rocha e possui cristais incolores sob nicóis paralelos, com alta birrefringência. A serpentina ocorre associada ao talco e apresenta finas palhetas orientadas de coloração verde-pálida e cor de interferências azulada, e, juntamente com o talco, atribui aspecto foliado à rocha. A rocha apresenta porfiroblastos euédricos de mineral isotrópico (provável magnetita), parcial a completamente obliterados (textura *boxwork*), podendo ser pseudomorfizados por clorita (clinocloro). São observados filmes de oxidação castanho avermelhados, por toda a rocha.

Fotomicrografias



Polarização: nicóis paralelos

Aumento: a) 2x; b) 10x

Nome da Rocha:

Serpentina-talco xisto



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: CDV-492 (delgada)

Ponto: RC-281

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 661290/ 7784889

Altitude: 767 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Cloritito, com granulação fina a grossa, com porfiroblastos orientados de turmalina.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

Minerais Essenciais: Clorita (60%) + Turmalina (39%)

Minerais Acessórios: Opacos (1%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha de granulação fina a grossa e textura lepidogranoblástica. A clorita constitui o principal mineral da rocha, e possui pleocroísmo de amarelo a verde pálido, hábito fibroso a tabular e geminação segundo a “lei da penninita” em algumas seções. Sua granulação varia desde palhetas finas até cristais grossos próximos aos níveis ricos em turmalina. A turmalina constitui porfiroblastos prismáticos, com seções basais pseudo-hexagonais, pleocroísmo de azul pálido a castanho amarelado e alta birrefringência.

Fotomicrografias



Nicóis: a) paralelos; b) cruzados

Aumento: 2x

Nome da Rocha:

Turmalina-clorita xisto



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: CDV-652 (delgada-polida)

Ponto: RC-417A

Petrografia: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 660943/ 7784586

Altitude: 745 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Rocha ultramáfica maciça cinza esverdeada e textura afanítica. Presença de venulações milimétricas de carbonato.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

Minerais Essenciais:

Tremolita (40%) + Clorita (25%) + Talco (12%) + Serpentina (10%)+ Carbonato (10%)

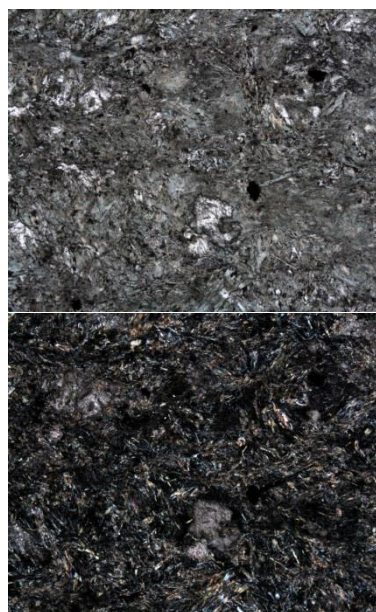
Minerais Acessórios:

Magnetita (3%)

Descrição Microscópica da Lâmina

O anfibólio constitui a principal fase mineral da rocha e são distinguíveis duas gerações: a 1ª geração compõe a matriz da rocha, em associação com clorita e talco; possui hábito fibroso, cor verde pálida e alta birrefringência. Suas propriedades óticas encontram-se parcialmente obliteradas, devido à transformação em clorita. A 2ª geração é tardia e corresponde a grãos finos anédricos, incolores, com relevo moderado e seções basais losangulares, inclusos na massa clorítica (presença de halo de reação nos cristais de anfibólio). A clorita apresenta pleocroísmo de verde-pálido a castanho claro e cor de interferência anômala acastanhada (Mg-Fe-clorita). O talco é incolor, possui extinção incompleta e alta birrefringência. A serpentina também tem cor verde-pálida, mas se distingue da clorita pela baixa birrefringência e extinção paralela ao alongamento das seções longitudinais. As palhetas dos filossilicatos encontram-se levemente orientadas ou podem formar arranjos decussados, atribuindo uma foliação incipiente à rocha. Grãos anédricos a subédricos de carbonatos estão dispersos por toda lâmina, devido à carbonatação expressiva do protólito. Magnetita ocorre em cristais finos, anédricos, com tamanho médio de 0.2 mm.

Fotomicrografias



Nicóis: a) paralelos; b) cruzados;

Aumento: 4x

Nome da Rocha:

Serpentina-talco-clorita-tremolita xisto



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: CDV-653 (delgada-polida)

Ponto: RC-417B

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 660917/ 7784578

Altitude: 746 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Rocha ultramáfica maciça cinza esverdeada e textura fanerítica fina.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

Minerais Essenciais: Serpentina (92%)

Minerais Acessórios: Carbonato (5%) + Cromita (3%) + Ilmenita (<1%) + Pentlandita (<1%)
+ Pirrotita (<1%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Fotomicrografias

Rocha mesocumulática (fenocristais >85%), composta por pseudomorfos euédricos a subédricos de provável olivina, completamente substituída por serpentina. Localmente, podem formar *clusters*, caracterizando uma textura glomerofírica. Os fenocristais são equigranulares e têm tamanhos entre 0,2-2 mm (eixo maior), com textura *mesh* e *hourglass*. Lamelas de serpentina paralelizam-se às fraturas dos grãos formando “cordas”, com coloração verde-pálida, baixa birrefringência, alongação (-) e figura de interferência uniaxial negativa (variedade lizardita). A porção intercumulus é ocupada por finas palhetas de serpentina, em arranjo decussado, além de carbonato. Cromita ocorre em grãos euédricos, esqueletiformes. Ilmenita, pentlandita e pirrotita ocorrem como minerais acessórios, sendo que os dois últimos encontram-se frequentemente associados. São observadas ainda microvenulações preenchidas por serpentina fibrosa.



Nicóis: a) paralelos; b) cruzados;

Aumento: 4x

Nome da Rocha:

Serpentinito



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: CDV-654 (delgada-polida)

Ponto: RC-417C

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 660876/ 7784568

Altitude: 743 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Xisto ultramáfico, cinza-esverdeado, com veios de serpentina fibrosa.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

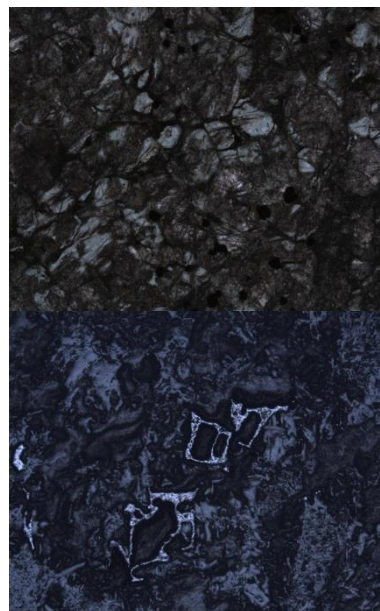
Minerais Essenciais: Tremolita (60%) + Serpentina (20%) + Talco (10%)

Minerais Acessórios: Clorita (5%) + Magnetita (5%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha metaultramáfica, de granulação fina a média. De modo geral, a rocha apresenta textura decussada a levemente foliada, mas ocorre preservação precária de textura cumulática em porções limitadas da lâmina. A textura cumulática é caracterizada pela presença de pseudomorfos subédricos a subarredondados de provável olivina, com tamanho médio de 0.5 mm. Os fenocristais foram completamente substituídos por serpentina (textura *mesh*), e outros foram alterados, posteriormente, para anfibólio, clorita e talco. Esses minerais predominam no restante da lâmina, no qual houve completa obliteração das texturas ígneas primárias. Constituem cristais fibrosos de granulação muito fina, dificultando sua distinção e quantificação. Adicionalmente, estão presentes na rocha, níveis descontínuos de serpentina fibrosa, os quais podem corresponder veios de crisotila, que atribuem certo aspecto brechado à rocha. Cristais esqueletiformes de magnetita estão associados, principalmente, a esses níveis, mas também podem ocorrer como cristais anédricos de menor granulação nas demais porções da rocha.

Fotomicrografias



a) Nicóis cruzados; b) Luz refletida

Aumento: 4x

Nome da Rocha:

Clorita-talco-serpentina-tremolita xisto



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: CDV-655 (delgada-polida)

Ponto: RC-417D

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 660853/ 7784557

Altitude: 746 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Rocha ultramáfica maciça cinza esverdeada e textura fanerítica fina.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

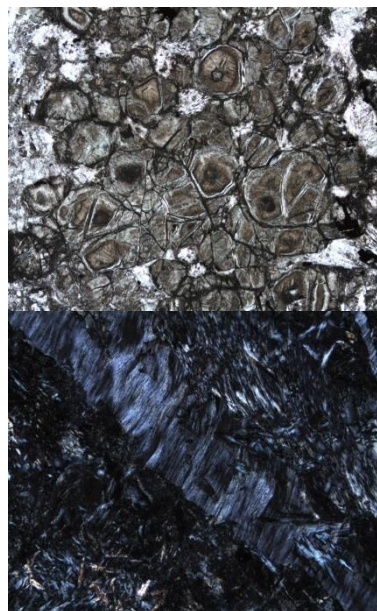
Minerais Essenciais: Serpentina (70%) + Tremolita (20%)

Minerais Acessórios: Talco (7%) + Magnetita (3%) + Pentlandita (<1%) + Ilmenita (<1%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha ortocumulática, composta por cristais subédricos a subarredondados de provável olivina, completamente substituída por serpentina, dispostos sobre matriz fina de serpentina+anfíbólio+talco. Os fenocristais têm tamanho médio de 0.6 mm e tendem a formar *clusters* (textura glomerofírica), com contatos retos a curvilíneos. Os pseudomorfos apresentam textura *mesh*, sendo que os *rins* são constituídos por serpentina lamelar, da variedade lizardita (figura de interferência uniaxial e alongação negativas). Por sua vez, os *mesh centers* são compostos por serpentina fibrosa e/ou opacos, e alguns apresentam alteração posterior para anfíbólio. A alteração dos fenocristais pode gerar zoneamento concêntrico. A porção intercumulus é ocupada por finos cristais de serpentina, anfíbólio e talco, em arranjo decussado. Uma segunda geração de anfíbólio, sobrecresce a matriz, e apresenta granulação mais grossa e relevo mais alto. Grãos finos anédricos de magnetita, pentlandita e ilmenita ocorrem na matriz da rocha ou associados às fraturas dos fenocristais. São observadas ainda microvenulações preenchidas por serpentina fibrosa.

Fotomicrografias



Nicóis: a) cruzados; b) paralelos

Aumento: a) 4x; b) 10x

Nome da Rocha:

Serpentinito



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: CDV-656 (delgada-polida)

Ponto: RC-417E

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 660853/ 7784557

Altitude: 746 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Rocha ultramáfica maciça cinza esverdeada e textura fanerítica fina.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

Minerais Essenciais: Serpentina (60%) + Tremolita (25%) + Talco (12%)

Minerais Acessórios: Magnetita (3%) + Ilmenita (<1%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha meso a ortocumulática, composta por cristais subédricos de provável olivina, completamente substituídos por serpentina. Os pseudomorfos apresentam textura *mesh*, equidimensionais e tamanho médio de 0.5 mm. A porção *intercumulus* é ocupada por finos cristais de talco, anfibólio e serpentina, em arranjo decussado, além de cristais aciculares pseudomorfizados por serpentina assemelhando-se à textura *spinifex*. Uma segunda geração de anfibólio, sobrecrece a matriz, e apresenta granulação mais grossa e relevo mais alto. Grãos finos anédricos a subédricos de magnetita e ilmenita ocorrem na matriz da rocha ou associados às fraturas dos fenocristais. A rocha ainda é cortada por venulações de serpentina fibrosa.

Fotomicrografias



Polarização: nicóis cruzados

Aumento: 4x

Nome da Rocha:

Serpentinito (Metakomatiito)



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: CDV-714 (delgada)

Ponto: RC-417F

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 660952/ 7784627

Altitude: 745 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Rocha brechada, composta por fragmentos milimétricos a centimétricos, angulosos, com arranjo "jigsaw-fit".

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

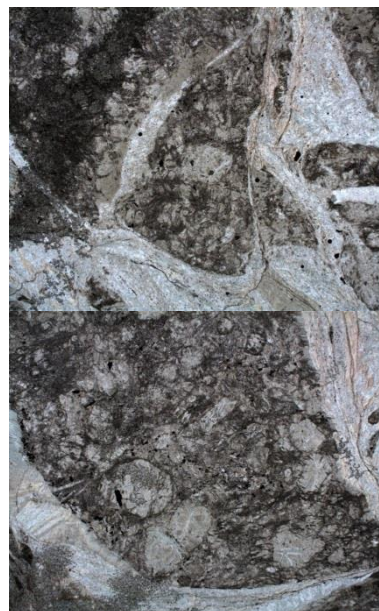
Minerais Essenciais: Serpentina (55%) + Tremolita (38%)

Minerais Acessórios: Carbonato (4%) + Opacos (3%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha composta por fragmentos angulosos de dimensões centimétricas, cujos núcleos apresentam texturas cumuláticas preservadas. O material entre os clastos é constituído por agregados fibrosos e lamelas de serpentina frequentemente dobradas/anastomosadas. Sendo assim, são observadas diferentes gerações de serpentina: i) ocorrem sob a forma de pseudomorfos subarredondados, com cor de interferência cinza a cinza azulada e extinção em ampulheta (textura *mesh*); ii) lamelas com pleocroísmo de verde pálido a amarelo claro, granulação fina a média (Lizardita, uni-), dispostas na porção intersticial aos clastos; iii) agregados fibrosos de granulação fina, dispostos no interior dos clastos, bem como na porção intersticial; iv) pode ocorrer ainda preenchendo microfraturas, com arranjo em treliça ou perpendicular a parede do veio. Tremolita pode substituir a serpentina em algumas porções. Este mineral apresenta-se Incolor, hábito prismático, granulação fina a média e cores de interferência vivas. Carbonato e opacos ocorrem como fases acessórias. A rocha é interpretada como uma brecha vulcânica.

Fotomicrografias



Polarização: nicóis paralelos

Aumento: a) 2x; b) 4x

Nome da Rocha:

Hialoclastito



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: CDV-657 (delgada-polido)

Ponto: RC-419A

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 662470/ 7782829

Altitude: 774 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Rocha ultramáfica maciça cinza esverdeada e textura fanerítica fina.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

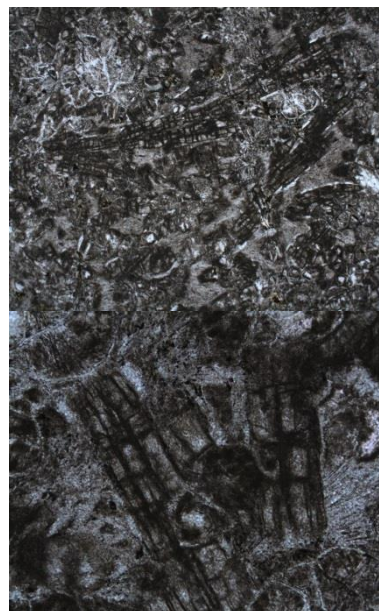
Minerais Essenciais: Serpentina (83%) + Talco (10%)

Minerais Acessórios: Anfibólio (5%) + Magnetita (2%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha de granulação fina a média e textura mesocumulática (fenocristais > 80%), caracterizada pela presença de cristais subédicos a subarredondados de provável olivina, e cristais prismáticos de provável piroxênio, ambos pseudomorfizados por serpentina. Os pseudomorfos de olivina são equidimensionais, com tamanho médio de 0.8-1 mm e apresentam textura *mesh*. Os pseudomorfos de piroxênio (provavelmente orto) são prismáticos, com relevo moderado a alto, e ângulo de clivagem característico de 90°. Estes representam cerca de 10% da rocha, enquanto os pseudomorfos de olivina correspondem a 70%. É comum a alteração posterior dos grãos cumuláticos para talco e anfibólio. A matriz da rocha, por sua vez, corresponde a 20% da rocha e é composta, essencialmente, por serpentina, com quantidade subordinadas de talco, anfibólio e magnetita.

Fotomicrografias



Polarização: nicóis paralelos

Aumento: a) 2x; b) 10x

Nome da Rocha:

Serpentinito



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira

Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: CDV-658 (delgada-polida)

Ponto: RC-419B

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 662453/ 7782795

Altitude: 785 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Rocha ultramáfica maciça cinza esverdeada e textura fanerítica fina.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

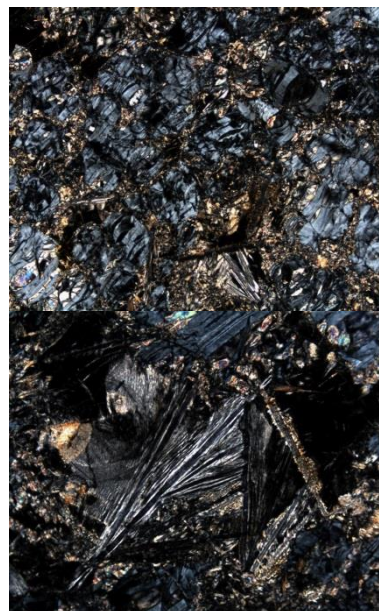
Minerais Essenciais: Serpentina (77%) + Talco (15%)

Minerais Acessórios: Anfibólio (5%) + Magnetita (2%) + Ilmenita (1%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha mesocumulática, composta por pseudomorfos subédricos a subarredondados, de provável olivina, completamente substituída por serpentina. Os fenocristais têm tamanhos entre 0.1-1.6 mm (eixo maior), com textura *mesh*. Lamelas de serpentina paralelizam-se às fraturas dos grãos formando “cordas”. Estas lamelas têm coloração verde-pálida, baixa birrefringência, alongação (-) e figura de interferência uniaxial negativa (variedade lizardita). Os *mesh centers* são compostos por cristais fibrosos de serpentinas e, por vezes, encontram-se alterados para talco. A porção *intercumulus* é ocupada por finas palhetas de serpentina, anfibólio e talco, além de pseudomorfos tabulares a plumosos (piroxênio?), os quais definem textura *spinifex*. Estes pseudomorfos foram substituídos por serpentina, com tamanhos até 2.3 mm, e com feições de devitrificação. Em algumas porções, verifica-se a presença de “bolsões” ricos em óxido de ferro – delimitado por película alaranjada de oxidação (vidro?). Grãos finos e anédricos de magnetita e ilmenita encontram-se associados às fraturas dos fenocristais ou disseminados na matriz.

Fotomicrografias



Polarização: nicóis cruzados

Aumento: a) 4x; b) 10x

Nome da Rocha:

Serpentinito (Metakomatiúto)



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: CDV-659 (delgada-polida)

Ponto: RC-421A

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 662506/ 7783249

Altitude: 683 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Rocha ultramáfica maciça cinza esverdeada e textura fanerítica fina.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

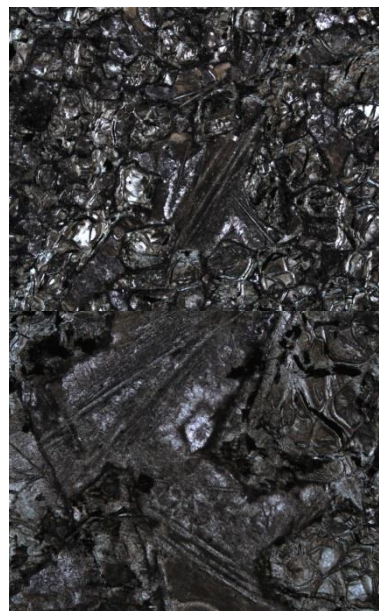
Minerais Essenciais: Serpentina (70%) + Talco+Anfibólio (23%)

Minerais Acessórios: Carbonato (5%) + Magnetita (2%) + Pentlandita (<1%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha mesocumulática, composta por pseudomorfos euédricos a subédricos de provável olivina, completamente substituída por serpentina. Os fenocristais têm tamanhos médios entre 0.8 (comprimento) e 0.4 mm (largura), com textura *mesh*, raramente esqueletiformes. Apresentam contatos retilíneos a levemente curvos, podendo formar ângulos diedrais. Lamelas de serpentina verde pálida paralelizam-se às fraturas dos grãos formando "cordas", enquanto o interior da estrutura *mesh* é composta por serpentina fibrosa, localmente substituídas por anfibólio ou talco. A porção *intercumulus* é ocupada por material muito fino, de baixa resolução ao microscópio, possivelmente serpentina+talco+anfibólio, além de carbonato. Magnetita e pentlandita ocorrem como fases acessórias, principalmente nas bordas ou preenchendo fraturas nos fenocristais. Nesta porção ocorrem cristais de serpentina pseudomórfica, com hábito acicular a tabular (piroxênio?), espessura média de 0.025 mm e até 1.25 mm de comprimento, assemelhando-se à textura *spinifex*.

Fotomicrografias



Polarização: nicóis paralelos

Aumento: a) 4x; b) 10x

Nome da Rocha:

Serpentinito (Metakomatiúto)



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: CDV-660 (delgada-polida)

Ponto: RC-421B

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 662506/ 7783249

Altitude: 683 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Rocha ultramáfica maciça cinza esverdeada e textura fanerítica fina.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

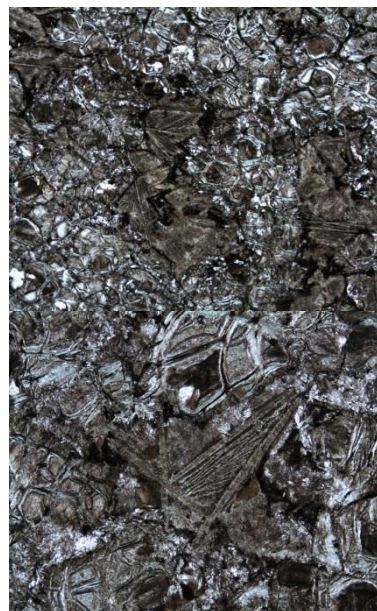
Minerais Essenciais: Serpentina (60%) + Tremolita (23%) + Talco (15%)

Minerais Acessórios: Magnetita (2%) + Pentlandita (<1%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha mesocumulática, composta por pseudomorfos euédricos a subédricos de provável olivina, completamente substituída por serpentina. Os fenocristais tendem a ser equidimensionais, tamanhos médios de 0.5 mm, com textura *mesh*, raramente esqueletiformes. Apresentam contatos retilíneos a levemente curvos, podendo formar ângulos de ~120°. Lamelas de serpentina verde pálida paralelizam-se às fraturas dos grãos formando "cordas", enquanto o interior da estrutura *mesh* é composto por serpentina fibrosa, por vezes alterada para anfibólio ou talco, ou material castanho-avermelhado (vidro?). A porção *intercumulus* é ocupada por material muito fino, de baixa resolução ao microscópio, possivelmente serpentina+talco+anfíbólio. Magnetita e pentlandita ocorrem como fases acessórias, principalmente nas bordas ou preenchendo fraturas nos grãos cumuláticos. Nesta porção ocorrem ainda cristais de serpentina pseudomórfica, com hábito acicular a tabular (piroxênio?), espessura média de 0.025 mm e até 1 mm de comprimento, assemelhando-se à textura *spinifex*.

Fotomicrografias



Polarização: nicóis paralelos

Aumento: a) 4x; b) 10x

Nome da Rocha:

Serpentinito (Metakomatiúto)



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: CDV-661 (delgada-polida)

Ponto: RC-422

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 662501/ 7782871

Altitude: 705 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Rocha ultramáfica maciça cinza esverdeada e textura afanítica.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

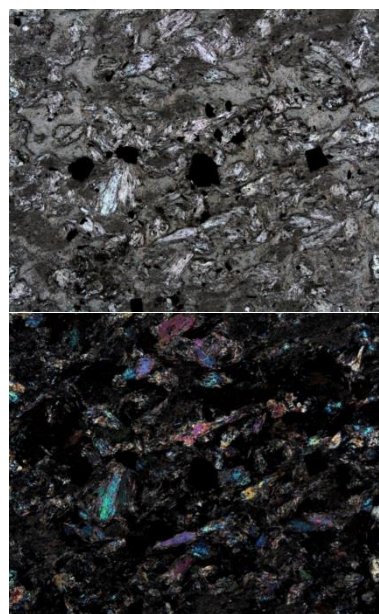
Minerais Essenciais: Tremolita (60%) + Serpentina (20%) + Clorita (17%)

Minerais Acessórios: Magnetita (3%) + Pentlandita (<1%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha metaultramáfica, granulação fina a média, composta por tremolita, serpentina, clorita e opacos. A rocha apresenta foliação incipiente, definida pela orientação dos minerais fibrosos na matriz da rocha. A serpentina possui coloração verde pálido, hábito fibroso e baixa birrefringência. A clorita também tem coloração verde-pálida, mas distingue-se da serpentina pelas cores de interferência anômalas acastanhada (Mg-Fe-clorita) e azulada (Fe-Mg-clorita). O anfibólio (tremolita) apresenta granulação maior e parece ter sido gerado a partir da recristalização dos minerais da matriz da rocha. Possui hábito fibroso a tabular, com pleocroísmo verde-pálido a amarelado, com arranjo decussado. Apresenta ainda elevada birrefringência e suas seções basais tem clivagem característica. A magnetita constitui grãos euédricos a subédricos, os quais se sobrepõem aos demais constituintes da rocha devido à sua formação tardia. Pentlandita ocorre como fase acessória.

Fotomicrografias



Nicóis: a) paralelos; b) cruzados

Aumento: 4x

Nome da Rocha:

Clorita-serpentina-tremolita xisto



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: RC-423A (delgada-polida)

Ponto: RC-423

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 660879/ 7784475

Altitude: 809 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Metakomatiíto, com textura *spinifex* característica, caracterizada pela presença de cristais tabulares a plumosos, em arranjo randômico.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

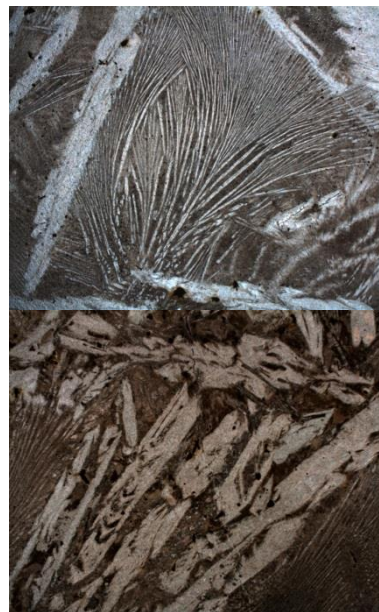
Minerais Essenciais: Serpentina (50%) + Clorita (20%) + Anfibólio (20%)

Minerais Acessórios: Talco (7%) + Magnetita (1%) + Cromita (1%) + Ilmenita (1%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha de granulação fina a grossa e textura do tipo *spinifex*. A rocha foi afetada por expressiva serpentinitização, através da qual a serpentina e/ou clorita substituem os minerais primários da rocha e preserva a textura ígnea original. São identificadas pelos menos duas gerações de *spinifex*: I) constitui pseudomorfos de cristais de tabulares a esqueletiformes (de provável olivina), com tamanhos entre 1.5-7.5 mm de comprimento e 0.2 a 1.5 mm de espessura, e morfologias do tipo “hopper”, “bookcharts”, “chain” e “branching”. Esses cristais são incolores a levemente esverdeados, com cores de interferência cinza a cinza azuladas, compostos por serpentina e clorita (Fe-Mg-clorita); II) ocorre na matriz dos fenocristais, na qual cristais aciculares (de provável piroxênio) apresentam morfologia plumosa e arranjo curvo, com espessura média de 0.2 mm e comprimento médio de 5 mm. A matriz da rocha é composta por cristais fibrosos de talco, anfibólio, serpentina e clorita. Magnetita ocorre como cristais anédricos a subédricos dispersos por toda a lâmina, comumente nas bordas das lâminas de olivina e na matriz da rocha. Cromita cruciforme e ilmenita ocorrem como fases acessórias. A lâmina corresponde à porção de topo de um derrame acamadado, interpretado como nível A.

Fotomicrografias



Polarização: nicóis paralelos

Aumento: 2x

Nome da Rocha:

Metakomatiíto



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira

Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: RC-423B (delgada-polida)

Ponto: RC-423

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 660879/ 7784475

Altitude: 809 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Nível transicional entre metakomatiíto com textura *spinifex* e textura cumulática.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

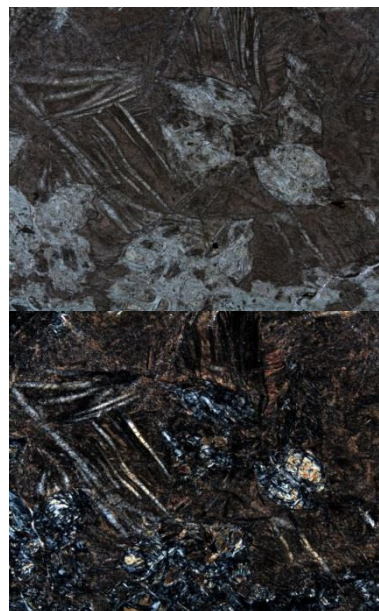
Minerais Essenciais: Serpentina (70%) + Anfibólio (18%) + Talco (10%)

Minerais Acessórios: Magnetita (2%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha ortocumulática, composta por cristais subédricos a subarredondados de provável olivina – pseudomorfizada por serpentina, com textura *spinifex* na porção *intercumulus*. Os fenocristais possuem textura *mesh*, formando níveis cumuláticos com empacotamento fechado e contatos retilíneos a levemente curvos. Lamelas de serpentina verde pálida paralelizam-se às fraturas dos grãos formando “cordas”, enquanto o interior da estrutura *mesh* é composto por serpentina fibrosa, localmente substituídos por anfibólio. A porção *intercumulus* é ocupada por material muito fino, acastanhado, de baixa resolução ao microscópio, possivelmente serpentina+talco+anfíbólio. A matriz da rocha contém ainda numerosos cristais aciculares (piroxênio?), também pseudomorfizados por serpentina, com arranjo decussado a radial, característicos de textura *spinifex*. Grãos finos anédricos a subédricos de magnetita ocorrem na matriz da rocha, majoritariamente associados a esses cristais aciculares, com bordas acastanhadas de oxidação. A coexistência das texturas ígneas, cumulática e *spinifex*, assinalam o caráter transicional entre os níveis A e B na estratigrafia do derrame.

Fotomicrografias



Nicóis: a) paralelos; b) cruzados

Aumento: 4x

Nome da Rocha:

Metakomatiíto



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: RC-423C (delgada-polida)

Ponto: RC-423

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 660879/ 7784475

Altitude: 809 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Rocha ultramáfica maciça, cinza-esverdeada, com textura cumulática.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

Minerais Essenciais: Serpentina (70%) + Talco+Anfibólio (28%)

Minerais Acessórios: Magnetita (2%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha de granulação fina a média, textura ortocumulática, caracterizada pelo predomínio de grãos subédricos a subarredondados, originalmente de olivina, pseudomorfizados por serpentina. Os fenocristais possuem textura *mesh*, cujas fraturas são bordejadas por lamelas de lizardita, enquanto os núcleos são compostos por serpentina fibrosa. A porção intercumulus é constituída por cristais fibrosos de serpentina, talco e tremolita. Grãos finos anédricos a subédricos de magnetita ocorrem na matriz da rocha, comumente bordejados por filme acastanhado de oxidação. Presença de estruturas circulares, preenchidas por tremolita (vesículas?). A rocha ainda é cortada por numerosas vênulas preenchidas por serpentina fibrosa. A lâmina corresponde à porção basal de um derrame acamadado, interpretado como nível B, dado o predomínio de texturas cumuláticas.

Fotomicrografias



Nicóis: a) paralelos; b) cruzados

Aumento: a) 4x; b) 10x

Nome da Rocha:

Serpentinito



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: RC-424A (delgada-polida)

Ponto: RC-424

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 660963/ 7784532

Altitude: 785 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Rocha ultramáfica maciça a brechada, cinza esverdeada e textura fanerítica fina.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

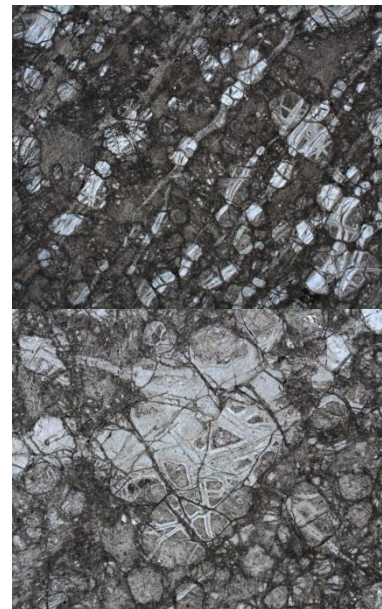
Minerais Essenciais: Serpentina (60%) + Tremolita (20%) + Talco (20%)

Minerais Acessórios: Magnetita (<1%) + Pentlandita (<1%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha ortocumulática, composta por cristais subédricos a subarredondados de provável olivina – pseudomorfizada por serpentina, dispostos sobre matriz fina de serpentina + anfibólio + talco. A rocha apresenta um bandamento incipiente, caracterizado pela intercalação de níveis com predomínio de cristais cumuláticos e níveis predominantemente micáceos finos. Os fenocristais podem formar *clusters* (textura glomerofírica), com contatos retilíneos a lobados. Estes pseudomorfos apresentam textura *mesh*, cujos núcleos podem apresentar alteração posterior para anfibólio. A porção intercumulus é ocupada por finos cristais de serpentina, anfibólio e talco, em arranjo decussado. Uma segunda geração de anfibólio, sobrecresce a matriz, e apresenta granulação mais grossa e relevo mais alto. Grãos finos anédricos de magnetita e pentlandita ocorrem na matriz da rocha ou associados às fraturas dos fenocristais.

Fotomicrografias



Polarização: nicóis paralelos

Aumento: a) 2x; b) 4x

Nome da Rocha:

Serpentinito (Metakomatiúto)



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: RC-424B (delgada)

Ponto: RC-424

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 660960/ 7784532

Altitude: 786 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Xisto ultramáfico, cinza-esverdeado, granulação fina.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

Minerais Essenciais: Tremolita+Talco (85%) + Serpentina (15%)

Minerais Acessórios: Opacos (<1%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha metaultramáfica de granulação fina e textura decussada. De modo geral, a rocha é constituída por agregados fibrosos de granulação muito fina, com cores acastanhadas, sob nicóis paralelos, e alta birrefringência. Esses agregados parecem ser constituídos por anfibólio e talco, cuja distinção e quantificação são dificultadas pela granulação fina. A serpentina ocorre como cristais fibrosos de coloração verde e baixa birrefringência, formando “bolsões” irregulares a levemente arredondados. As bordas desses “bolsões” são assinaladas por cristais aciculares de anfibólio incolores a levemente esverdeados, com relevo moderado e alta birrefringência, provavelmente formados a partir da recristalização da matriz da rocha. Opacos ocorrem como fase acessória, como cristais finos anédricos, localmente arborescentes. Localmente, são observados cristais aciculares, com tamanho médio de 1.5 mm, pseudomorfizados por serpentina, assemelhando-se a textura *spinifex*.

Fotomicrografias



Polarização: nicóis paralelos

Aumento: 4x

Nome da Rocha:

Serpentina-talco-tremolita xisto



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: RC-427A (delgada)

Ponto: RC-427

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 660718/ 7784584

Altitude: 791 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Cloritito, com granulação fina a grossa, caracterizado por porfiroblastos de clorita dispostos sobre matriz fina.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

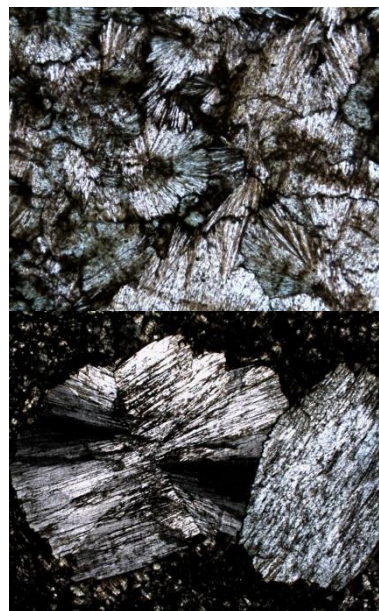
Minerais Essenciais: Clorita (99%)

Minerais Acessórios: Opacos (1%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha de granulação fina a média, textura decussada, constituída por fenocristais de clorita, dispostos sobre matriz clorítica. As duas gerações de clorita são incolores a verde-pálido, possuem hábito tabular a fibroso, e baixa birrefringência. Trata-se da mesma variedade da clorita – a penninita – sendo diferenciadas pela granulação. Dentre as propriedades que identificam esse mineral, tem-se o hábito tabular e geminação segundo a “lei da penninita”, extinção paralela à clivagem, ângulo axial baixo, gerando figuras de interferência uniaxial a biaxial positivas. Os fenocristais podem atingir 5 mm de comprimento, enquanto a matriz tem tamanho médio de 0.2 mm. Opacos ocorrem como fase acessória em grãos de granulação grossa, euédricos, de provável magnetita. A rocha é interpretada como resultado de alterações metassomáticas do tipo *blackwall*.

Fotomicrografias



Nicóis: a) paralelos; b) cruzados

Aumento: a) 10x; b) 2x

Nome da Rocha:

Cloritito



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: RC-427B (delgada)

Ponto: RC-427

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 660718/ 7784584

Altitude: 791 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Cloritito, com granulação fina a grossa, caracterizado por porfiroblastos de clorita dispostos sobre matriz fina.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

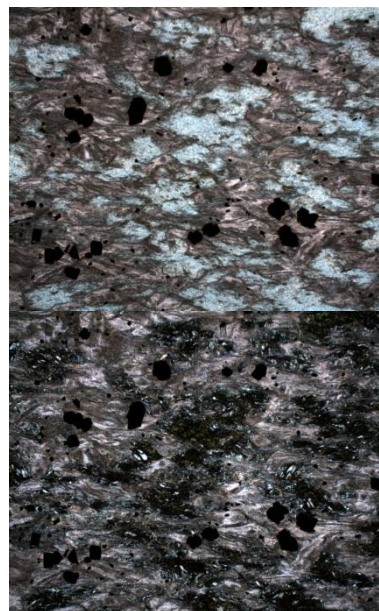
Minerais Essenciais: Clorita (55%) + Talco? (40%)

Minerais Acessórios: Opacos (5%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha metaultramáfica, granulação fina a média e textura lepidoblástica. A clorita constitui “bolsões” de coloração verde a amarelada e cores de interferência anômalas acastanhadas. O restante da lâmina têm granulação extremamente fina e baixa resolução ao microscópio, dificultando sua descrição. Apresenta coloração rosada/acastanhada sob nicóis paralelos, e hábito aparentemente fibroso, podendo constituir um agregado de filossilicatos bastante alterado (talco?). Têm-se ainda cristais euédricos a subédricos de magnetita, provavelmente pós-tectônicos, sobrepostos aos demais componentes da lâmina. A rocha é interpretada como um *blackwall*.

Fotomicrografias



Nicóis: a) paralelos; b) cruzados;

Aumento: 2x

Nome da Rocha:

Talco-clorita xisto



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: RC-431 (delgada)

Ponto: RC-431

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 661289/ 7784779

Altitude: 782 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Xisto cinza-esverdeado muito intemperizado, provável rocha ultramáfica, com solo de alteração amarronzado.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

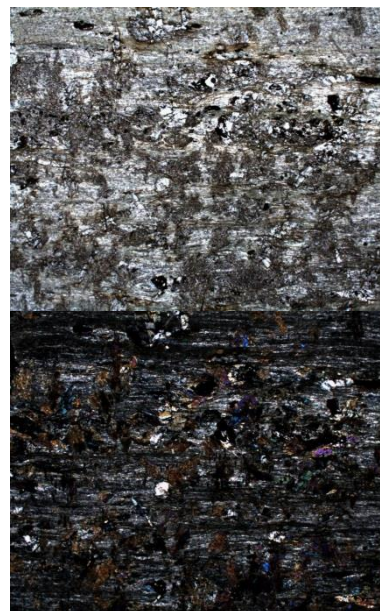
Minerais Essenciais: Talco (75%) + Tremolita (20%)

Minerais Acessórios: Opacos (5%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha metaultramáfica de granulação fina a média, textura nematolepidoblástica, cuja foliação é assinalada pela orientação dos filossilicatos. O talco constitui o principal mineral da rocha e possui palhetas orientadas de granulação muito fina a incolores a levemente esverdeados e alta birrefringência. A tremolita ocorre como cristais prismáticos a aciculares, granulação fina a média, incolores, com cores de interferência vivas e extinção ondulante. Duas fases de cristalização de anfibólio são descritas: i) a primeira é representada por prismas orientados segundo a foliação da rocha; ii) uma segunda fase é representada por grãos em arranjo radial a decussado, sobrepostos à foliação da rocha, interpretados como porfiroblastos pós-tectônicos. Opacos possuem grãos anédricos, granulação média, frequentemente, associados ao fenocristais de anfibólio. Em menores quantidades, cristais finos e subédricos podem estar associados aos níveis ricos em talco. A rocha encontra-se bastante foliada, possivelmente relacionada a uma zona de cisalhamento expressiva.

Fotomicrografias



Nicóis: a) paralelos; b) cruzados

Aumento: 2x

Nome da Rocha:

Tremolita-talco xisto



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
 Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
 Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: RC-433 (delgada-polida)

Ponto:

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM:

Altitude:

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Xisto micáceo laminado, argilo-siltico, crenulado, com níveis esverdeados de fuchcita.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

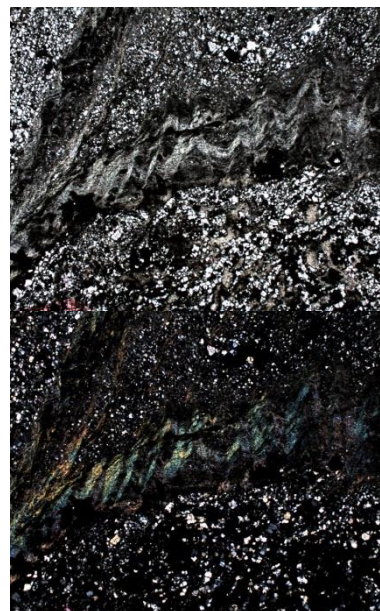
Minerais Essenciais: Quartzo (50%) + Fuchcita (48%)

Minerais Acessórios: Opacos (2%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha metassedimentar de granulação fina a média, textura granolepidoblástica, marcada pela alternância de bandas quartzosas e micáceas. Localmente, o bandamento da rocha encontra-se crenulado – principalmente nas porções mais finas, à qual se associa uma clivagem de crenulação incipiente. O quartzo constitui agregados poligonais, com contatos retilíneos a interlobados, com cores de interferência baixas. São observadas texturas de sub e novos grãos, além de extinção ondulante, as quais são relacionadas a processos de recristalização dinâmica. As bandas micáceas são compostas por palhetas muito finas de fuchcita, incolores a verde claras, e birrefringência elevada. Nestas porções, tem-se maior concentração de cristais euédricos a subédricos de magnetita, mas os opacos podem constituir níveis milimétricos concordantes com o bandamento da rocha ou preenchendo microfaturas.

Fotomicrografias



Nicóis: a) paralelos; b) cruzados

Aumento: 2x

Nome da Rocha:

Fuchcita-quartzo xisto



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: RC-441A-I (delgada) **Ponto:** RC-441
Petrógrafa: Raianny Ferreira **Datum:** WGS 84
UTM: 662973/ 7781905 **Altitude:** 766 m
Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Derrame almofadado, caracterizado pela presença de estruturas do tipo *pillow* centimétricas, com zonamento textural concêntrico.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

Minerais Essenciais: Serpentina (90%) + Talco+Tremolita (10%)

Minerais Acessórios: Opacos (<1%)

Descrição Microscópica da Lâmina

A lâmina representa a seção transversal de uma *pillow*, a qual corresponde a uma massa elipsoidal centimétrica com zoneamento textural e granulométrico concêntricos. Na porção interna, predomina textura cumulática, constituída por grãos arredondados a esqueletiformes de serpentina pseudomórfica (originalmente de olivina). Esses grãos apresentam textura mesh. Na parte externa, tem-se textura *microspinifex*, na qual os cristais aciculares de serpentina pseudomórfica têm arranjo randômico (piroxênio?). A matriz da rocha é constituída por cristais aciculares de tremolita, palhetas decussadas de serpentina e talco, sendo que o último é formado à custa do primeiro. Esses filossilicatos ocorrem também na porção intercumulus, preenchendo fraturas nos grãos cumuláticos e em microvenulações que cortam a rocha. Os cristais de opacos são subédricos a euédricos, finos a médios, nas bordas ou microfraturas em grãos cumulático.

Fotomicrografias



Polarização: nicóis paralelos

Aumento: 2x

Nome da Rocha: Serpentinito



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: RC-441A-II (delgada)

Ponto: RC-441

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 662973/ 7781905

Altitude: 766 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Derrame almofadado, caracterizado pela presença de estruturas do tipo *pillow* centimétricas, com zonamento textural concêntrico.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

Minerais Essenciais: Serpentina (60%) + Talco (29%)

Minerais Acessórios: Carbonato (10%) + Opacos (1%)

Descrição Microscópica da Lâmina

A lâmina em questão assinala a transição de uma *pillow* para a porção *interpillow*. O domínio definido pela *pillow* é caracterizado por discreta variação textural. A textura cumulática é associada à porção central, enquanto a microspinifex é observada nas bordas da *pillow*. A preservação dessas texturas ígneas é precária, dada à substituição dos minerais originais por uma trama decussada de serpentina e talco. O domínio *interpillow* também é constituído por uma matriz decussada de filossilicatos (serpentina e talco), além de bolsões ricos em carbonato. Microvenulações de serpentina fibrosa estão presentes na rocha.

Fotomicrografias



Nicóis: a) paralelos; b) cruzados

Aumento: 2x

Nome da Rocha:

Serpentinito



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: RC-441B (delgada)

Ponto: RC-441

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 662947/ 7781873

Altitude: 780 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Rocha vulcanoclástica, caracterizada pela presença de fragmentos arredondados, dispostos sobre matriz argilo-síltica, de composição ultramáfica.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

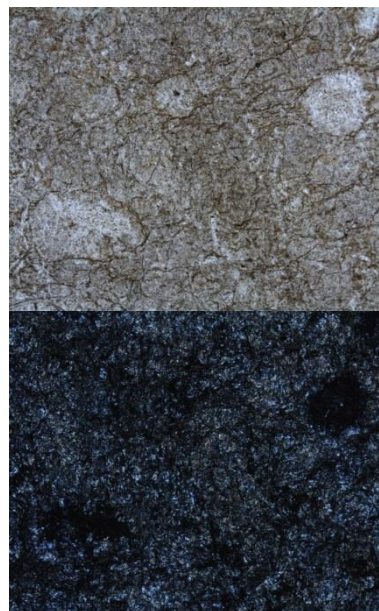
Minerais Essenciais: Talco+Serpentina (100%)

Minerais Acessórios: Opacos (<1%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha constituída por agregados decussados de filossilicatos, interpretados como serpentina e talco. O talco distingue-se da serpentina pela elevada birrefringência e, provavelmente, foi gerado a partir desta. Sobrepostas à matriz, é possível identificar formas arredondadas, com tamanhos entre 0.2 e 1 mm, preenchidas por finas palhetas de serpentina fibrosa. Em algumas dessas estruturas, observa-se zoneamento concêntrico, com crescimento radial da serpentina. A lâmina possui uma película alaranjada, relacionada aos processos de oxidação da rocha.

Fotomicrografias



Polarização: nicóis paralelos

Aumento: 4x

Nome da Rocha:

Talco-serpentina xisto



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: RC-441C (delgada)

Ponto: RC-441

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 662947/ 7781873

Altitude: 780 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Rocha metaultramáfica, afanítica (interpretada como um tufo), com porfiroblastos de magnetita.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

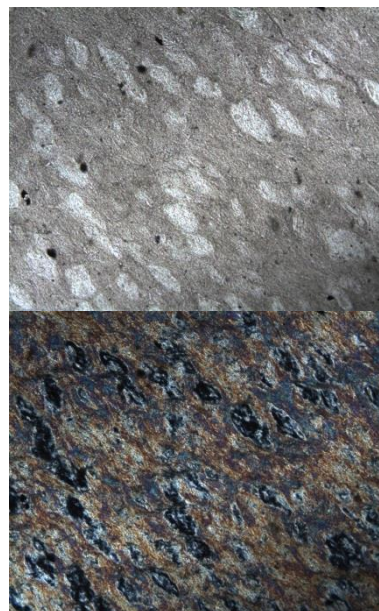
Minerais Essenciais: Talco (60%) + Serpentina (35%)

Minerais Acessórios: Opacos (5%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha de granulação fina a média, composta por grânulos arredondados a estirados, bordejados por foliação anastomosada, dispostos sobre matriz rica em filossilicatos. Os grânulos (<0.1 mm) são compostos por serpentina (provavelmente pseudomórfica), de coloração verde pálida, cores de interferência cinza e extinção em ampulheta. O talco parece ser o principal componente da matriz, entretanto, devido à granulação muito fina, não é possível ter certeza se há outros minerais associados. A lâmina apresenta ainda porfiroblastos de opacos euédricos pós-tectônicos (identificados como magnetita em campo), com algumas seções basais cúbicas e tamanhos entre 0.2-2 mm.

Fotomicrografias



Nicóis: a) paralelos; b) cruzados

Aumento: 20x

Nome da Rocha:

Serpentina-talco xisto



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: RC-442 (delgada-polida)

Ponto: RC-442

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 662456/ 7782766

Altitude: 792 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Metakomatiúto, com textura *spinifex* característica, caracterizada pela presença de cristais tabulares centimétricos, em arranjo randômico.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

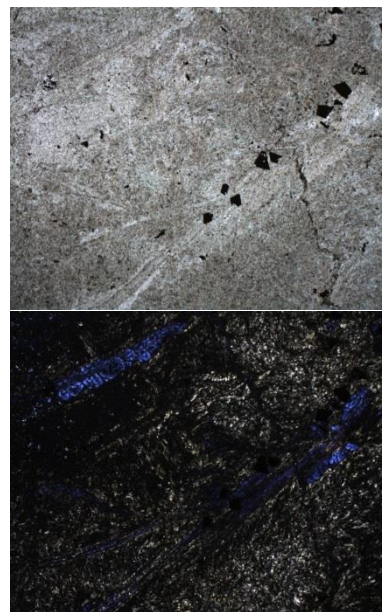
Minerais Essenciais: Serpentina (65%) + Anfibólio (30%)

Minerais Acessórios: Magnetita+Ilmenita+Cromita (5%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Granulação fina a grossa, caracterizado pela presença de texturas do tipo *spinifex*. Essa textura é definida pelo arranjo randômico de cristais tabulares de anfibólio e serpentina pseudomórficos, cujos eixos maiores variam entre 5 e 10 mm. O anfibólio é provavelmente actinolita, devido ao forte pleocroísmo em matizes de verde pálido a amarelado e elevada birrefringência. A actinolita ocorre ainda na matriz, como cristais prismáticos com seções basais losangulares, associada a finas palhetas de serpentina verde pálida. Os opacos são constituídos por magnetita e ilmenita. A magnetita ocorre como cristais euédricos, com até 2 mm, coloração cinza pálida e hábito octaédrico. A ilmenita é anédrica, possui granulação fina e coloração cinza rosado. Apesar da preservação de texturas ígneas primárias, a paragênese original da rocha foi completamente obliterada.

Fotomicrografias



Nicóis: a) paralelos; b) cruzados

Aumento: 2x

Nome da Rocha:

Serpentinito (Metakomatiúto)



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: FR-41B (delgada)

Ponto: FR-41 (PRV-CPRM)

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 665255/ 7774595

Altitude: 912 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Turmalinito.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

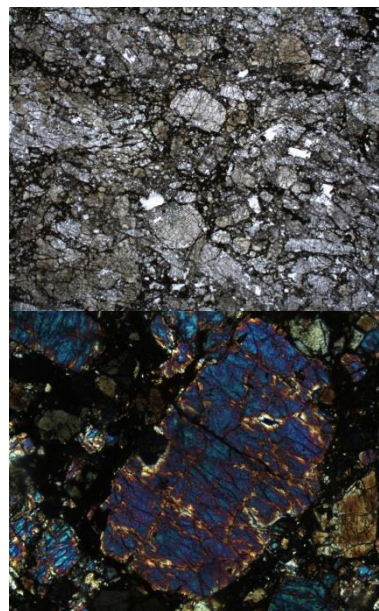
Minerais Essenciais: Turmalina (92%)

Minerais Acessórios: Opacos (8%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha de granulação fina a média, textura nematoblástica, composta essencialmente por turmalina. Esse mineral ocorre como prismas orientados ou não, com tamanhos variando entre 0.3 mm e 2.3 mm, frequentemente fraturados. Apresentam pleocroísmo de castanho pálido a escuro, alta birrefringência. O opaco ocorre intersticialmente, formando uma espécie de cimento para cristais menores de turmalina. A rocha ocorre em associação com as metaultramáficas e, provavelmente, está relacionada a processos hidrotermais.

Fotomicrografias



Nicóis: a) paralelos; b) cruzados

Aumento: a) 2x; b) 10x;

Nome da Rocha:

Turmalinito



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: FR-58B (delgada)

Ponto: FR-58 (PRV-CPRM)

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 665780/ 7776570

Altitude: 900 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Cloritito.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

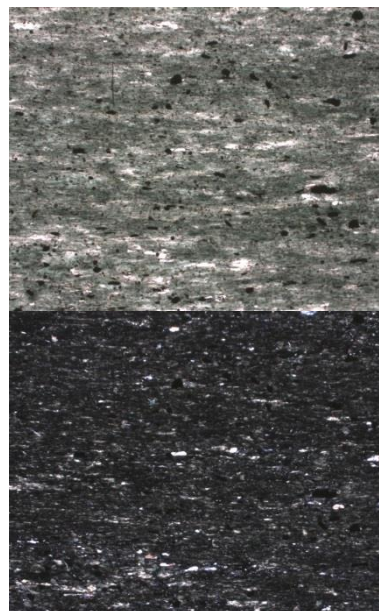
Minerais Essenciais: Clorita (85%)

Minerais Acessórios: Quartzo (5%) + Tremolita (5%) + Opaco (5%) + Rutilo (<1%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha de granulação fina e textura lepidogranoblástica. A lâmina é constituída por uma massa clorítica, com pleocroísmo em tons de verde-oliva a verde-azulado (variedade Fe-clorita) e extinção incompleta. Em meio a esse agregado fibroso, observam-se dispersos cristais lenticulares de quartzo, tremolita e opacos. O rutilo ocorre como fase acessória, em finas agulhas igualmente dispersas pela rocha. A rocha foi interpretada como um *blackwall*.

Fotomicrografias



Nicóis: a) paralelos; b) cruzados

Aumento: 2x

Nome da Rocha:

Cloritito



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: FR-554

Ponto: FR-554 (PRV-CPRM)

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 663000/ 7782150

Altitude: 766 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Xisto ultramáfico.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

Minerais Essenciais: Biotita (77%) + Plagioclásio (10%)

Minerais Acessórios: Actinolita (5%) + Titanita (3%) + Carbonato (3%) + Quartzo (2%) + Opacos (<1%) + Apatita (<1%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha de granulação fina a grossa e textura lepidogranoblática. A lâmina é constituída por agregados de grandes palhetas de biotita, com pleocroísmo em tons de castanho-claro a castanho-escuro e extinção incompleta. Intersticialmente a esses agregados, são observados cristais de plagioclásio (1.0 mm), eventualmente com maclas complexas, e hábitos ameboides. Os cristais máficos originais foram substituídos por actinolita, a qual foi substituída posteriormente por biotita. Titanita, carbonato, quartzo, opaco e apatita ocorrem como fases acessórias.

Fotomicrografias



Polarização: nicóis cruzados

Aumento: a) 4x; b) 10x

Nome da Rocha:

Biotitito



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: RM-500D (delgada)

Ponto: RM-500

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 661761/ 7783821

Altitude: 788 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Rocha ultramáfica brechada, cinza escura e textura fanerítica fina.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

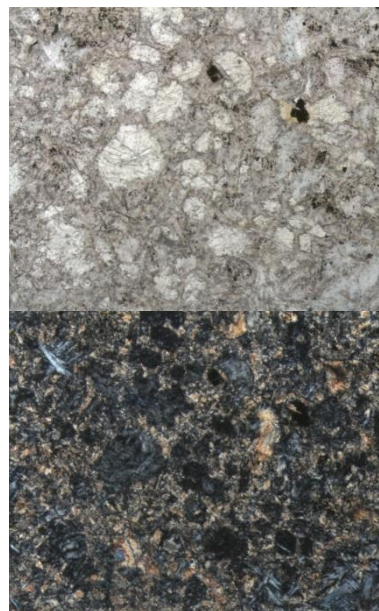
Minerais Essenciais: Serpentina (45%) + Talco (30%) + Tremolita (23%)

Minerais Acessórios: Opacos (2%) + Carbonato (<1%)

Descrição Microscópica da Lâmina

A lâmina corresponde a uma rocha brechada, formada por fragmentos de rocha lenticulares a angulosos, com tamanho de 1 a 2 cm, e envolvidos por um material intersticial. Sendo assim, os fragmentos correspondem a uma rocha de granulação fina a média, textura ortocumulática a decussada, composta essencialmente por serpentina, talco e tremolita. A serpentina constitui pseudomorfos arredondados a alongados, possivelmente de olivina. A porção *intercumulus* é caracterizada pela presença de agregados fibrosos a aciculares de serpentina, talco e tremolita. Cristais de opacos e magnesita ocorrem como fases acessórias. Os grãos de opacos possuem granulação fina a média, disseminados na matriz da rocha. O material intersticial - o qual assinala o limite entre os fragmentos - é constituído principalmente por ser serpentina, que ocorre em uma massa compacta formada por finíssimos cristais ou em fibras radiais. Em seu interior observa-se porfiroblastos de carbonato, com inclusões de pequenos prismas de tremolita.

Fotomicrografias



Nicóis: a) paralelos; b) cruzados

Aumento: 4x

Nome da Rocha:

Talco-tremolita-serpentina xisto



FICHA DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA
Dissertação de Mestrado - Raianny Ferreira
Orientadores: Tiago Novo e Marco Aurélio Pinheiro



Número da Lâmina: RM-696 (delgada)

Ponto: RM-696

Petrógrafa: Raianny Ferreira

Datum: WGS 84

UTM: 660030/ 7785100

Altitude: 780 m

Unidade Estratigráfica: Grupo Quebra Osso

Descrição Macroscópica da Lâmina

Xisto ultramáfico.

Descrição Microscópica

Minerais Identificados (ordem decrescente de abundância)

Minerais Essenciais: Tremolita (83%) + Carbonato (10%)

Minerais Acessórios: Flogopita (2%) + Clorita (2%) + Epidoto (2%) + Titanita (1%) + Opacos (<1%)

Descrição Microscópica da Lâmina

Rocha metaultramáfica, de granulação fina a média e textura nematoblástica. Tremolita constitui a principal fase mineral da lâmina, com hábito prismático a fibroso, coloração verde-pálida e alta birrefringência. Carbonato ocorre nos interstícios como fase de alteração. Flogopita, clorita, epidoto, titanita e opacos ocorrem como fases acessórias. Não existem texturas magmáticas preservadas.

Fotomicrografias



Nicóis: a) paralelos; b) cruzados

Aumento: 2x

Nome da Rocha:

Tremolítico