



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO  
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

PRISCILA REZENDE FERNANDES

**MICROESTRUTURA, ORIENTAÇÃO CRISTALOGRÁFICA PREFERENCIAL,  
GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E TERMOBAROMETRIA DE  
XENÓLITOS DO MANTO SOB O SUDOESTE DO CRÁTON SÃO FRANCISCO**

Recife  
2019

PRISCILA REZENDE FERNANDES

**MICROESTRUTURA, ORIENTAÇÃO CRISTALOGRÁFICA PREFERENCIAL,  
GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E TERMOBAROMETRIA DE  
XENÓLITOS DO MANTO SOB O SUDOESTE DO CRÁTON SÃO FRANCISCO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geociências.

**Área de concentração:** Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal.

**Orientador:** Prof. Dr. Sérgio Pacheco Neves

**Coorientadora:** Prof<sup>ª</sup>. Dr.<sup>a</sup>. Andréa Tommasi.

Recife  
2019

Catálogo na fonte  
Bibliotecário Gabriel da Luz, CRB-4 / 2222

F363m Fernandes, Priscila Rezende.

Microestrutura, orientação cristalográfica preferencial, geoquímica de elementos maiores e termobarometria de xenólitos do manto sob o sudoeste do Cráton São Francisco / Priscila Rezende Fernandes – Recife, 2019.  
64 f., figs.

Orientador: Prof. Dr. Sérgio Pacheco Neves.

Coorientadora: Profa. Dra. Andréa Tommasi.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.  
Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2019.

Inclui referências.

1. Geociências. 2. Xenólito do manto. 3. Orientação cristalográfica preferencial. 4. Cráton São Francisco. I. Neves, Sérgio Pacheco (Orientador). II. Tommasi, Andréa (Coorientadora). III. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2019-453

PRISCILA REZENDE FERNANDES

**MICROESTRUTURA, ORIENTAÇÃO CRISTALOGRÁFICA PREFERENCIAL,  
GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS MAIORES E TERMOBAROMETRIA DE  
XENÓLITOS DO MANTO SOB O SUDOESTE DO CRÁTON SÃO FRANCISCO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências, Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geociências.

Aprovada em: 05/08/2019.

**BANCA EXAMINADORA**

---

Prof. Dr. Sérgio Pacheco Neves – UFPE  
Universidade Federal de Pernambuco

---

Prof. Dr. Marcos Egydio da Silva  
Universidade de São Paulo

---

Prof. Dr. Gustavo Ferreira Viegas – UnB  
Universidade de Brasília

Dedico esse trabalho a Hugo e Diana

## AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus orientadores, Andréa Tommasi e Sérgio Pacheco Neves, por sua paciência, dedicação e incentivo que me deram ao longo do desenvolvimento desta dissertação. Sua dedicação à geologia e à pesquisa é inspiradora e levarei sempre comigo.

Agradeço à CPRM por todo o apoio físico e logístico, sem o qual não seria possível realizar esse projeto.

Agradeço ao Centro de Tecnologia e Geociências, da Universidade Federal de Pernambuco e à *Geosciences Montpellier, Université de Montpellier* pela estrutura, acolhimento e conhecimento que foi me proporcionaram.

Agradeço à Felix Nannini e Giuliana Costa, que me cederam amostras tão raras e interessantes, sem as quais essa dissertação não seria possível.

Agradeço à banca, pelos apontamentos e conselhos.

Agradeço a meus colegas e amigos da CPRM, *Geosciences Montpellier* e CTG sempre presentes no meu dia a dia e cujo incentivo me foi fundamental, também aos colegas do Projeto Lítio da Borborema, por sua paciência e compreensão.

Agradeço, principalmente, à minha família, em especial a meus pais, Elizete e Eduardo, que sempre me incentivaram e torceram por mim, e a meus irmãos, Marcos e Raphael, cujo carinho e apoio estiveram sempre presentes e me fizeram progredir.

Agradeço especialmente e dedico esta dissertação a meu companheiro de vida, Hugo, que esteve comigo em todos os momentos, me fazendo dando forças e me fazendo seguir em frente e à pequena luz que cresce em mim, que tem constantemente me inspirado, deixando tudo mais leve.

## RESUMO

Este estudo teve como objetivo determinar se o manto litosférico da borda sudoeste do Cráton São Francisco possui características típicas de raízes cratônicas e como o extensivo magmatismo alcalino que afetou a região no cretáceo (Província Ígnea do Alto Paranaíba) o afetou. Foram estudadas a geoquímica de elementos maiores, a termobarometria, as microestruturas e as orientações cristalográficas preferenciais de 30 xenólitos mantélicos de 3 *pipes* kimberlíticos diferentes. Os granada peridotitos, que amostram o manto litosférico (>90 km de profundidade) ocorrem apenas no kimberlito Canastra01. Eles apresentam uma textura porfiroclástica fina, caracterizada por porfiroclastos de ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada e olivina. A matriz é constituída por neoblastos muito finos de olivina. A olivina apresenta orientação cristalográfica preferencial (OCP) com padrões ortorrômnicos a axial-[100], de intensidade muito fraca devido à recristalização extensiva. Os ortopiroxênios, embora raros, possuem padrão consistente com a olivina. Com base na associação de grãos muito finos recristalizados e nas altas temperaturas de equilíbrio (>1200°C), nós interpretamos que a recristalização é devido a deformação associada aos estágios iniciais de extração do magma kimberlítico, na base da raiz cratônica, de forma que a deformação anterior é preservada apenas parcialmente nos porfiroclastos. Os espinélio peridotitos dos kimberlitos Indaiá1 e Limeira1 amostram porções mais rasas do manto litosférico. Eles possuem microestruturas que variam de porfiroclásticas grossas a granoblásticas. Os espinélio peridotitos granoblásticos possuem evidências de *annealing* extensivo, como a baixa misorientação intragranular (não há extinção ondulante e poucos subgrãos espaçados) e as formas poligonais da olivina. Os ortopiroxênios possuem formas irregulares, mas poligonais. Os clinopiroxênios geralmente possuem granulação mais fina e forma de grãos mais irregulares e limites de grãos mais sinuosos que os ortopiroxênios. A flogopita é rara, indicando pouca influência do metassomatismo. Os peridotitos porfiroclásticos são caracterizados por formas irregulares, bordas de grãos sinuosas e forte misorientação intracristalina, tanto na olivina quanto nos piroxênios. A flogopita em geral ocorre como mineral acessório, indicando uma forte atuação do metassomatismo. A OCP das olivinas nos espinélio peridotitos é mais forte que nos granada peridotitos. Os padrões ortorrômnicos predominam, embora algumas amostras possuam OCP da olivina com tendência aos padrões axial-[010] ou axial-[100]. A maior parte dos espinélio peridotitos granoblásticos apresentam OCP do ortopiroxênio consistente com OCP da olivina, indicando uma história de deformação comum. Já metade dos espinélio

peridotitos porfiroclásticos possuem OCP do ortopiroxênio aleatória, sugerindo adição posterior dos piroxênios (refertilização) após o principal episódio deformacional. A partir dos dados microestruturais e das composições ricas em Mg da olivina e piroxênios, nós interpretamos que os espinélio peridotitos representam uma raiz cratônica parcialmente modificada pela percolação do fundido reativo no cretáceo, mas que a maior parte do OCP formada no amalgamento do Cráton São Francisco se manteve preservada.

Palavras-chave: Xenólito do manto. Orientação cristalográfica preferencial. Cráton São Francisco.



## ABSTRACT

The aim of the study is to determine if the lithospheric mantle in the southwestern border of the São Francisco Craton at the limit with the Brasília belt has characteristics typical of cratonic roots and how it was modified by the extensive alkaline and kimberlitic magmatism, which affected this region in the Cretaceous (Alto Paranaíba Igneous Province). We studied the geochemistry of major elements, thermobarometry, microstructures and crystal preferred orientations of 30 xenoliths from 3 different kimberlite pipes. Garnet peridotites, which sample the deep lithospheric mantle (>90km depth), only occur in the Canastra01 kimberlite. They present a fine porphyroclastic texture, characterized by coarse porphyroclasts of orthopyroxene, clinopyroxene, garnet, and, in some samples, olivine surrounded by a matrix of polygonal olivine neoblasts (200-500  $\mu\text{m}$  wide). Olivine shows orthorhombic to axial-[100] crystallographic preferred orientation (CPO) patterns, but the CPO are very weak, due to extensive recrystallization. The number of pyroxene grains in each thin section is low, but their CPO is consistent with the olivine CPO. Based on the association of fine recrystallized grain sizes with high equilibration temperatures (>1200°C), we interpret the recrystallization as due to deformation associated with the early stages of the extraction of the kimberlitic magmas, at the base of the cratonic root. The early deformation history is only partially preserved in the porphyroclasts. The spinel peridotites collected in the Indaiá1 and Limeira1 kimberlites sample shallower levels of the lithospheric mantle. They have microstructures ranging from coarse porphyroclastic to granoblastic. Evidence for extensive annealing in the granoblastic peridotites is the low intragranular misorientations (no undulose extinction and few widely spaced subgrains) and polygonal shapes of olivine. Orthopyroxenes have irregular, but polygonal shapes. Clinopyroxene is usually finer grained and has more irregular shapes and sinuous grain boundaries than orthopyroxene. Phlogopite is rare, indicating minor metasomatism. Coarse porphyroclastic peridotites are characterized by irregular shapes, sinuous grain boundaries, and strong intracrystalline misorientation in both olivine and pyroxenes. Phlogopite often occurs as an accessory mineral, indicating a stronger metasomatic imprint. Olivine CPO in spinel-peridotites is stronger than in the garnet-peridotites. Orthorhombic patterns predominate, but some samples have olivine CPO with axial-[010] or axial-[100] tendencies. Neither the olivine CPO intensity nor the symmetry show a clear relation with the microstructure, but axial-[100] patterns are only observed in granoblastic peridotites. Most granoblastic peridotites show orthopyroxene CPO consistent

with the olivine CPO, indicating a common deformation history. In contrast, half of the coarse-porphroclastic peridotites have almost random pyroxene CPO, suggesting pyroxene addition (refertilization) after the main deformation episode. Based on the microstructural data, together with the Mg-rich compositions of olivine and pyroxenes, we interpret these spinel peridotites as representative of a cratonic root partially modified by reactive melt percolation in the Cretaceous, but that mostly preserved the CPO formed during the SCF craton amalgamation

Keywords: Mantle xenolith. Crystallographic preferred orientation. São Francisco craton.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Distribuição global dos crátons. As áreas cinzas representam a crosta cratônica arqueana exposta; as áreas em marrom são fragmentos cratônicos bem definidos; o tracejado vermelho indica os limites dos crátons arqueanos amalgamados no proterozoico; o tracejado azul indica os crátons associados durante o supercontinente Pangeia .....	17
Figura 2 –	Geologia do cráton São Francisco cercado pelas faixas marginais .....	19
Figura 3 –	Limites do Cráton do São Francisco a partir de dados gravimétricos de anomalia <i>Bouguer</i> (Pereira & Fuck, 2005) em vermelho, em comparação com os limites traçados a partir das rochas aflorantes em superfície (em branco). Os pontos amarelos indicam as ocorrências de vulcanismo da Província Ígnea do Alto Paranaíba .....	21
Figura 4 –	Mapa geológico do estado de Minas Gerais com as Províncias Tectônicas e localização dos campos kiberlíticos (Províncias Diamantíferas) onde estão localizados os <i>pipes</i> de onde provêm os xenólitos analisados nesse estudo, indicados pelas setas na figura. Os <i>pipes</i> Indaiá1 e Limeira1 estão no campo I, denominado de Alto do Paranaíba, e o <i>pipe</i> Canastra01 está no campo II, Serra da Canastra .....	24
Figura 5 –	Detalhe do campo kimberlítico I - Alto Paranaíba (Fig. 4) onde estão localizados os corpos kimberlíticos Indaiá-1 e Limeira-1 (agrupados no grupo sob o nome Perdizes e indicados pela seta) .....	25
Figura 6 –	Detalhe do campo kimberlítico II – Serra da Canastra (Fig. 4) onde está localizado o corpo kimberlítico Canastra01, indicado pela seta .....	26

- Figura 7 – Composição modal dos xenólitos plotados no diagrama olivina-ortopiroxênio-clinopiroxênio, baseado na área ocupada pela fração dos diferentes minerais nos mapas EBSD e verificado pelas descrições petrográficas em microscopia ótica. Diagrama de Rochas Ultramáficas da IUGS ..... 31
- Figura 8 – Microfotografias em luz paralelas e polarizada indicando as microestruturas típicas dos xenólitos de granada; (a-b) Amostras C-100 e C-106a – granada peridotitos com textura porfiroclástica; (c) Amostra (C-147) Granada clinopiroxenito constituído por grãos de granada e diopsídeo irregulares e equidimensionais; (d) Granada websterito com pargasita da amostra C-203, apresentando bandamento composicional (S), marcado por cristais de granada arredondados a ligeiramente alongados; (e) Anfibólio websterito C-127 com um leve bandamento composicional (S) marcado por enriquecimento em clinopiroxênio (seta branca) ..... 34
- Figura 9 – Microestruturas típicas dos xenólitos de espinélio peridotitos. Coluna da esquerda: composição das fases e limites de grãos baseados nos mapas de EBSD. Coluna da direita: fotomicrografias em luz polarizada. (a, e) Harzburgito granoblástico - Lm1-20a - com textura tabular; (b, f) Lherzolito granoblástico - In1-9b - com olivina e ortopiroxênio com formas poligonais, sem SPO claro da olivina – as setas pretas em b indicam grãos de ortopiroxênios intersticiais e com terminação em cúspide em contato com dois grãos de olivina; (c, g) Lherzolito porfiroclástico - In1-2 – com ortopiroxênio, clinopiroxênio e flogopita de granulação fina e formas intersticiais; (d, h) Harzburgito porfiroclástico - Lm1-17a - apresentam piroxênios intersticiais isolados e um agregado de ortopiroxênio-espinélio, que pode ser derivado de uma granada pretérita (destacada por uma linha branca em h) ..... 38

Figura 10 –	Parâmetros de quantificação da microestrutura. a) Tamanho médio dos grãos (mean size) de olivina em $\mu\text{m}$ vs. tamanho dos grãos (mean size) de ortopiroxênio em $\mu\text{m}$ ; b) Irregularidade dos grãos (shape factor) de olivina vs. tamanho dos grãos (mean size) de olivina em $\mu\text{m}$ . c) Irregularidade dos grãos (shape factor) de olivina vs. formato dos grãos (shape factor) de ortopiroxênio; d) Irregularidade dos grãos (shape factor) de olivina vs. misorientação intragranular (misorientation angle from mean within each grain) na olivina. Todos os valores são médias ponderadas pelo tamanho de grão sobre toda a área analisada (seção delgada) .....	39
Figura 11 –	Figuras de misorientação intragranular dos grãos de olivina geradas por EBSD das amostras de granada e espinélio peridotitos. a) Granada lherzolito - C-100; b) Granada lherzolito – C-106a; c) Espinélio harzburgito granoblástico - Lm1-20a; (d) Espinélio lherzolito granoblástico - In1-9b - (e) Espinélio lherzolito porfiroclástico - In1-2; (f) Espinélio harzburgito porfiroclástico - Lm1-17A .....	40
Figura 12 –	Índice BA, que caracteriza a simetria, vs. índice J, que caracteriza a intensidade da OCP da olivina .....	43
Figura 13 –	Orientação Cristalográfica Preferencial (OCP) da olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio em amostras representativas dos diferentes grupos e tipos litológicos estudados. Projeção estereográfica do hemisfério inferior, os contornos indicam valores de distribuição uniforme. X indica a lineação e Y a normal ao plano de foliação, se a olivina se deforma predominantemente por deslizamento de deslocações do sistema [100](010), que é o mecanismo dominante à alta temperatura e baixo esforço .....	44
Figura 14 –	a) Mg# da olivina comparado com dados de outros domínios cratônicos (Berstein et al. 2007); b) Mg# do ortopiroxênio em função de sua composição modal; c) Mg# do clinopiroxênio em função de sua composição .....	47

Figura 15 –	<p>a) Conteúdo de Ni função do Mg# na olivina; b) Conteúdo de Ca em função do Mg# na olivina; c) Mg# do ortopiroxênio em função do Mg# da olivina; d) Conteúdo de TiO<sub>2</sub> em função do Mg# no ortopiroxênio ; e) Mg# do clinopiroxênio em função do Mg# da olivina; f) Conteúdo de TiO<sub>2</sub> em função do Mg# no clinopiroxênio; g) Cr# do espinélio em função do Mg# da olivina; h) Conteúdo de TiO<sub>2</sub> em função do Mg# no espinélio ..</p>	50
Figura 16 –	<p>Dados de temperatura baseadas nos termômetros de Ca em Opx e Fe-Mg em Cpx-Opx de Brey &amp; Kohler (1990) .....</p>	51
Figura 17 –	<p>Dados de pressão e temperatura dos xenólitos do manto sob o Cráton São Francisco analisados neste trabalho e em trabalhos anteriores de Costa (2008) e Carvalho (1997). As geotermas de equilíbrio estático foram calculadas considerando uma crosta com espessura de 40km a partir da superfície (Qs) e fluxos de calor progressivamente reduzidos (Qm) típicos de um cráton com litosfera de 100km de espessura. As barras de erro para os dados de temperatura e pressão são de <math>\pm 50</math> °C e <math>\pm 0.1</math> GPa, respectivamente (Brey &amp; Köhler, 1990). Os diagramas de fases para peridotitos estão demarcados pelas linhas cinza claro e para piroxenitos estão demarcados pelas linhas pretas (O'Neill, 1985). Devido a falta de barômetros no campo de estabilidade do espinélio, os dados para os peridotitos e piroxenitos a espinélio são apresentados como barras verticais cobrindo todo o campo de estabilidade do espinélio em ausência de granada e plagioclásio .....</p>	52

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	<b>16</b>
<b>2</b>	<b>GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	<b>18</b>
<b>3</b>	<b>METODOLOGIA</b> .....	<b>23</b>
3.1	AMOSTRAGEM .....	23
3.2	MICROSCOPIA ÓTICA .....	26
3.3	<i>ELETRON-BACKSCATERED DIFFRACTION (EBSD)</i> .....	27
3.4	COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA E TEMPERATURA DE EQUILÍBRIO .....	28
<b>4</b>	<b>RESULTADOS</b> .....	<b>30</b>
4.1	COMPOSIÇÕES MODAIS .....	30
4.2	MICROESTRUTURAS .....	32
<b>4.2.1</b>	<b>Granada Peridotitos</b> .....	<b>32</b>
<b>4.2.2</b>	<b>Granada Clinopiroxenitos</b> .....	<b>33</b>
<b>4.2.3</b>	<b>Anfibólio Websteritos</b> .....	<b>33</b>
<b>4.2.4</b>	<b>Espinélio peridotitos</b> .....	<b>35</b>
<b>4.2.5</b>	<b>Espinélio peridotitos com textura granoblástica</b> .....	<b>35</b>
<b>4.2.6</b>	<b>Espinélio peridotitos com textura porfiroclástica grossa</b> .....	<b>36</b>
4.3	ORIENTAÇÕES CRISTALOGRÁFICAS PREFERENCIAIS .....	40
<b>4.3.1</b>	<b>Granada peridotitos</b> .....	<b>40</b>
<b>4.3.2</b>	<b>Espinélio peridotitos</b> .....	<b>41</b>
4.4	QUÍMICA MINERAL .....	46
4.5	TERMOBAROMETRIA .....	51
<b>5</b>	<b>DISCUSSÕES E CONCLUSÃO</b> .....	<b>53</b>
5.1	GEOQUÍMICA E TERMOBAROMETRIA .....	53
5.2	MICROESTRUTURAS E ORIENTAÇÕES CRISTALOGRÁFICAS PREFERENCIAIS .....	55

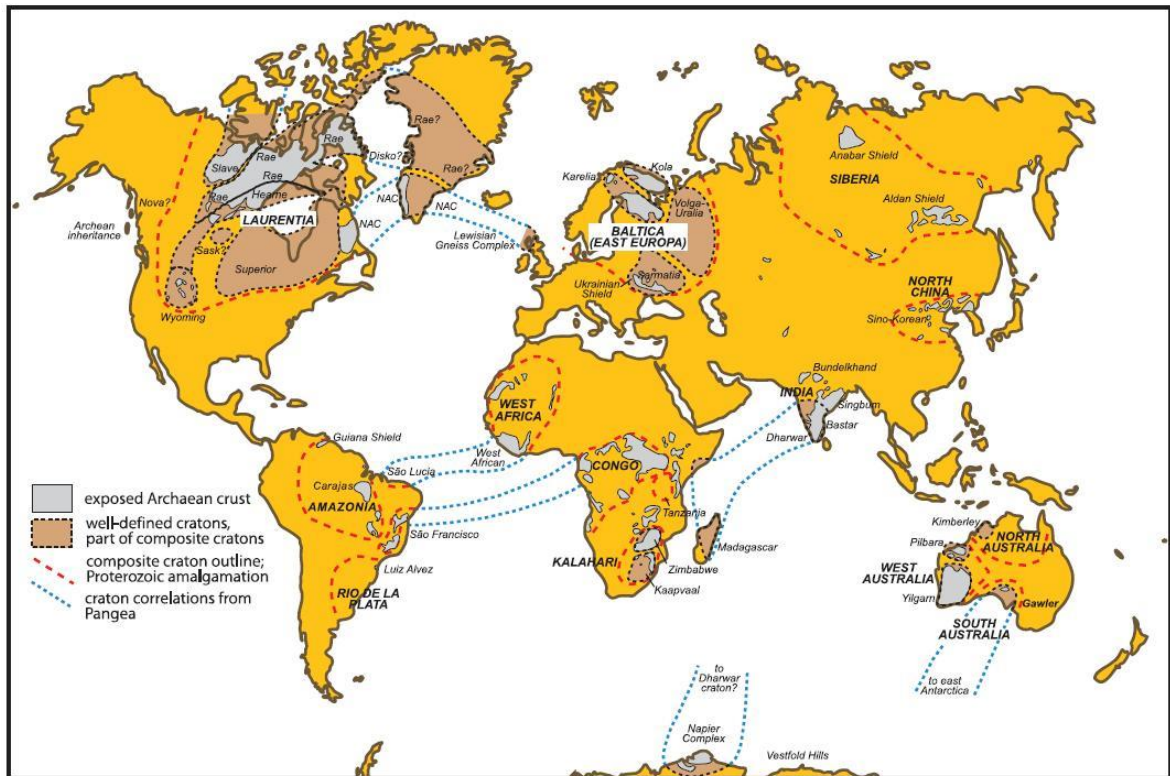
5.3	CONCLUSÃO.....	57
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	<b>58</b>



## 1 INTRODUÇÃO

Os crátons são núcleos antigos de continentes, caracterizados por inatividade tectônica, manto litosférico espesso e quimicamente empobrecido, baixo fluxo de calor e, frequentemente, com estratificação marcada (Boyd *et al.*, 1987; Durrheim & Mooney, 1991; Griffin *et al.*, 2003; King, 2005; Foley, 2008). Por exemplo, o manto litosférico sob os crátons Kaapval, Siberiano, Slave e Colorado-Wyoming (Fig. 1) possuem profundidades de cerca de 150-200 km, baseados em dados de equilíbrio mineral e estimativas sismológicas (Finnerty & Boyd, 1987; Polet & Anderson, 1995). Outras características típicas dos crátons são os altos valores de velocidade das ondas P e S ( $V_p$  e  $V_s$ ) (Montagner & Tanimoto, 1991; Polet & Anderson, 1995; Chevrot & Zhao, 2007). Sua composição química é consideravelmente mais refratária e, conseqüentemente, menos densa que o manto sob outros ambientes tectônicos, sendo um dos principais fatores responsáveis pela preservação das raízes cratônicas (Pearson *et al.*, 1995). É bem provável que o manto cratônico sublitosférico seja resíduo e/ou cumulado de fundidos de alto grau gerados em altas profundidades, associados especificamente aos processos arqueanos que envolveram modificações significativas do manto ou megaplumas (Griffin *et al.*, 2003). Esse trabalho se propõe a contribuir para a compreensão da longevidade do manto litosférico subcratônico, com base nos dados do Cráton São Francisco (CSF), ao investigar a extensão das modificações causadas pela percolação do magmatismo alcalino da Província Ígnea do Alto Paranaíba nas composições e microestruturas no manto subcratônico.

Figura 1 – Distribuição global dos crátons. As áreas cinzas representam a crosta cratônica arqueana exposta; as áreas em marrom são fragmentos cratônicos bem definidos; o tracejado vermelho indica os limites dos crátons arqueanos amalgamados no Proterozoico; o tracejado azul indica os crátons associados durante o supercontinente Pangeia.



Fonte: modificado de Bleeker (2003).

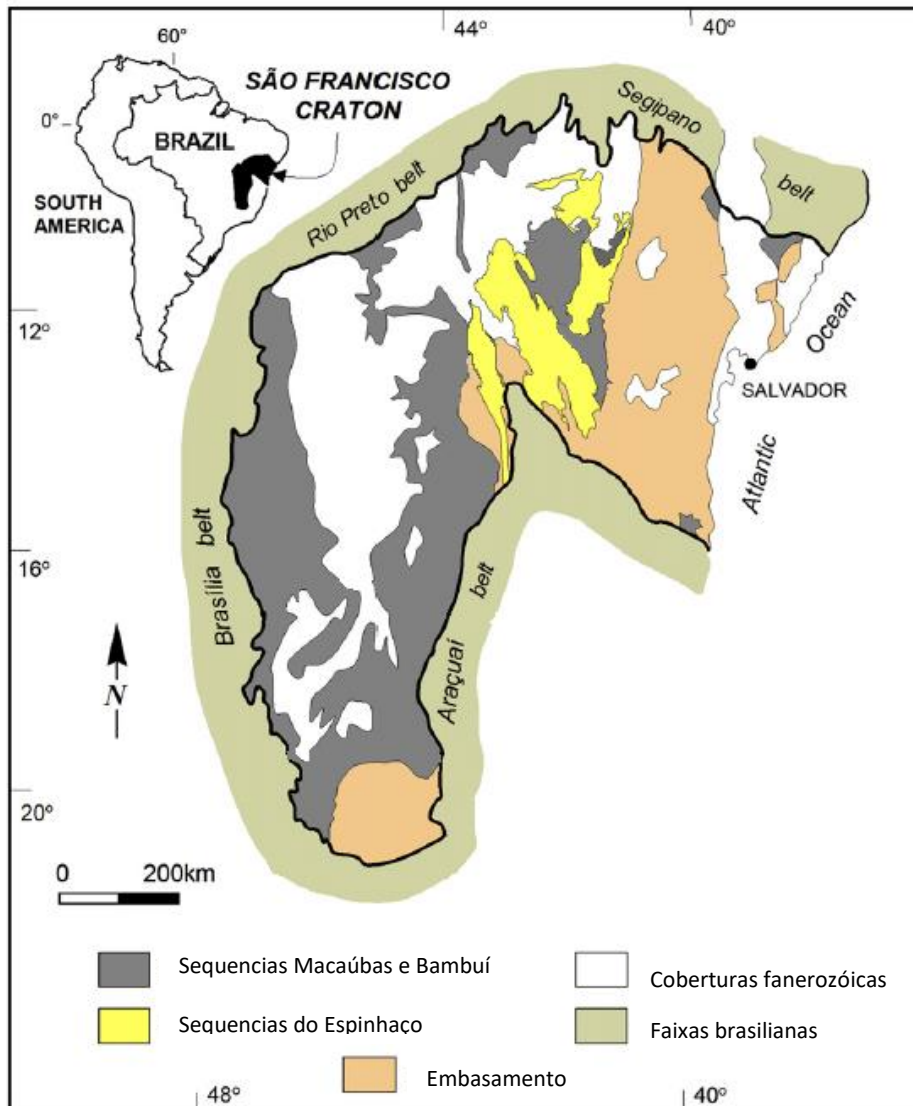
## 2 GEOLOGIA REGIONAL

O Cráton São Francisco (CSF) (Almeida, 1977; 1981) está localizado no centro-leste da América do Sul, ele corresponde a uma das partes internas das placas que se amalgamaram para formar o supercontinente Gondwana Oeste ao final do Neoproterozoico e início do Paleozoico (Fig. 2), formando um bloco arqueano estável, sobre o qual várias unidades sedimentares se acomodaram entre o Neoproterozoico e o início do Paleozoico (Heilbron *et al.*, 2017). O embasamento do CSF é formado por unidades mais antigas que 1.8 Ga (Almeida, 1977), constituídas por Gnaisses TTG arqueanos, granitoides e cinturões tipo *greenstone belts*, além de plutons paleoproterozoicos e sucessões supracrustais que estão expostas nas porções sul e nordeste do cráton (Fig. 2) (Teixeira *et al.*, 2000; Barbosa *et al.* 2002).

Na porção central e sudeste ocorre a bacia de rifte representada pelo Supergrupo Espinhaço, de idade paleoproterozóico a toniana (Danderfer *et al.*, 2009). A maior parte da área oeste do CSF é recoberta pela Bacia do Supergrupo São Francisco, de idade neoproterozoicas a cambriana, representado pelos grupos Macaúbas, na base, composto por rochas siliciclásticas e pelos Grupos Bambuí e Una, no topo, constituído de carbonatos e pelitos, situados a norte e na parte central do CSF, respectivamente (Dardenne, 1978).

O CSF é cercado por faixas de dobramentos associadas ao Evento Brasileiro/Pan-Africano (680-550 Ma), relacionadas à amalgamento do Supercontinente Gondwana (Fig. 2) (Teixeira *et al.*, 2000). Na porção oeste do cráton encontra-se a faixa de dobramentos Brasília (porção sudeste da Faixa Tocantins), com extensão de cerca de 1000 km na direção N-S (Fuck *et al.* 1993). Essa faixa é caracterizada por associações de rochas metassedimentares de margem passiva e metavulcanossedimentares, com deformação durante a colagem Brasileira (Fonseca *et al.*, 1995); a intensidade da deformação e metamorfismo, que varia da fácies xisto verde a anfibolito, aumenta progressivamente para oeste, em direção ao cráton (Fuck *et al.* 1993; Castro & Dardenne, 2000). Dados gravimétricos de anomalia *Bouguer* (Fig. 3) mostram o avanço da faixa sobre o limite sul-sudoeste do CSF (Pereira & Fucks, 2005; Rocha, 2008).

Figura 2- Geologia do cráton São Francisco cercado pelas faixas marginais.



Fonte: modificado de Alkmin & Martins-Neto, 2012.

Dados sísmicos do manto sob o CSF, que vem sendo coletados ao longo dos anos (Feng *et al.*, 2007; Soares *et al.*, 2006; Lloyd *et al.*, 2010; Tassara & Echaurren, 2012; Pavão *et al.*, 2012; Assumpção *et al.*, 2013a,b; Assumpção *et al.*, 2017) indicam uma espessura média da crosta do CSF de  $41 \pm 4$  km, sendo a crosta ligeiramente mais espessa nas bordas (40-42 km) que na porção central (38-40 km). Esses dados são consistentes com as anomalias *Bouguer* geralmente mais baixas e com a alta topografia nas bordas leste e oeste do cráton, possivelmente definindo as zonas de suturas durante a amalgamação do Gondwana (Soares *et al.*, 2006; Assumpção *et al.*, 2017). O limite litosfera-astenosfera sob o CSF é, em média, de 160 km, com base nas análises de receptor de função das ondas S (Heit *et al.* 2007). A litosfera é mais fina nas bordas leste e oeste do cráton e mais espessa na porção central (200

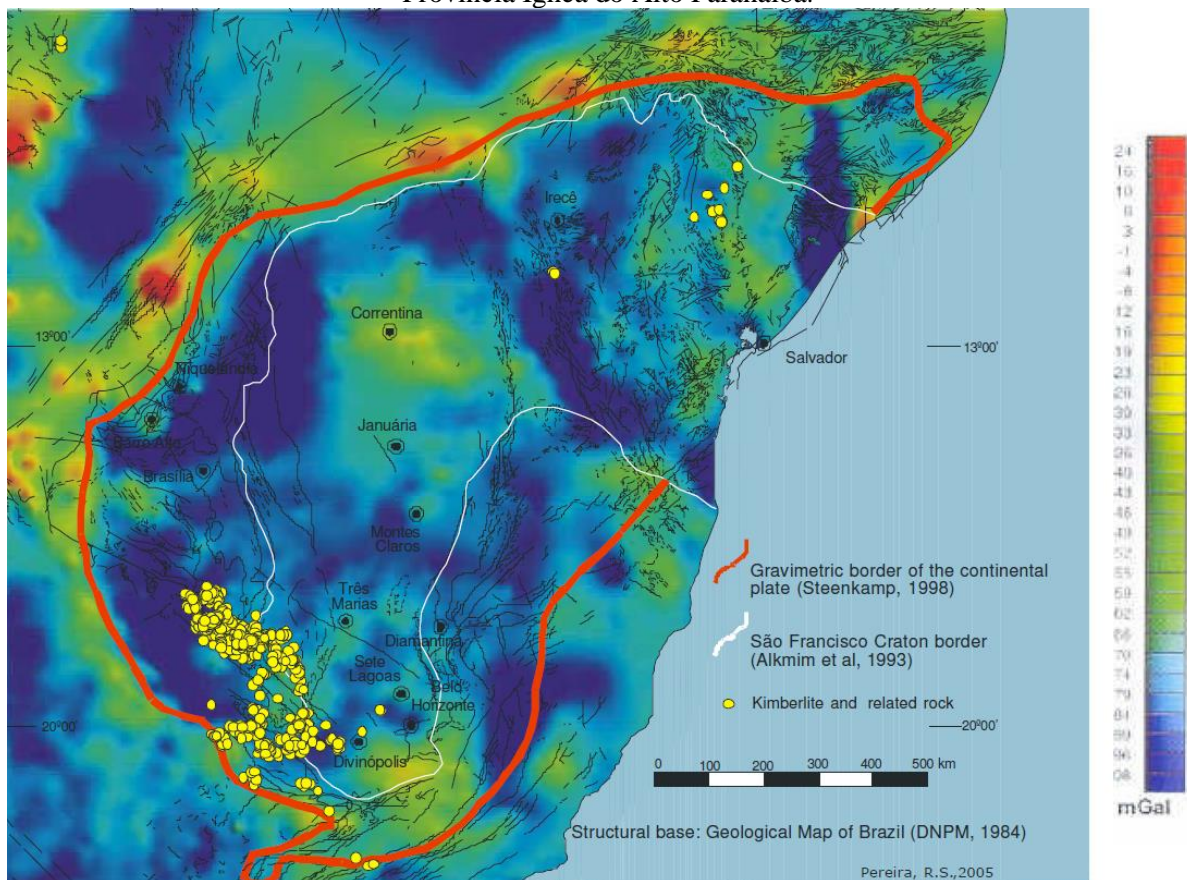
km) (Feng *et al.*, 2007; Assumpção *et al.*, 2013a; McKenzie *et al.*, 2015). As velocidades mais altas das ondas P- e S- extrapolam os limites superficiais do CSF, indicando que a extensão em subsuperfície do CSF é maior que a do domínio aflorante (Fig. 3; Pereira & Fuck, 2005; Soares *et al.* 2006; Rocha, 2008; Assumpção *et al.*, 2017).

A tomografia de ondas de superfície (Feng *et al.*, 2007; Assumpção *et al.*, 2013b) indicam altas velocidades de onda S a 100 e 150 km/s sob a metade sul do CSF. A tomografia de ondas-P possui melhor definição que a de ondas-S e indica velocidades mais altas sob o CSF e mais baixas sob as Províncias Ígneas cretáceas (Alto Paranaíba, Iporá e Serra do Mar) (Schimmel *et al.* 2003; Assumpção *et al.* 2004; Rocha *et al.* 2011). As velocidades Pn sob o CSF em geral variam entre 8,2 e 8,3 km/s, enquanto as obtidas sob as províncias magmáticas variam entre 8,0 e 8,1 km/s (Berrocal *et al.* 2004; Soares *et al.* 2006; Assumpção *et al.*, 2017).

As características sismológicas e modelos tomográficos do manto sob o CSF são típicas de crátons arqueanos. No entanto, as diferentes espessuras da litosfera na porção sul do cráton, anomalias *Bouguer* negativas e as diferentes velocidades de ondas P- e S- no manto sob a Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP) indicam que essa região possui propriedades diferentes daquelas observadas no restante do cráton.

Idades modelos de depleção de Re antigas (média de 2.4 Ga) para os peridotitos trazidos como xenólitos nas rochas vulcânicas da PIAP indicam que eles amostram o manto litosférico do CSF e preservam idades neoarqueanas a paleoproterozoicas. Os xenólitos de peridotitos da PIAP possuem baixos teores de Al, Ca e Re, além de alto Mg#, indicando manto empobrecido, associado à extração do material por fusão parcial, semelhante ao que ocorre com crátons antigos (Carlson *et al.*, 2007).

Figura 3 - Limites do Cráton do São Francisco a partir de dados gravimétricos de anomalia *Bouguer* (Pereira & Fuck, 2005) em vermelho, em comparação com os limites traçados a partir das rochas aflorantes em superfície (em branco). Os pontos amarelos indicam as ocorrências de vulcanismo da Província Ígnea do Alto Paranaíba.



Fonte: Pereira & Fuck, 2005.

A PIAP está localizada entre o CSF e a Bacia do Paraná e geologicamente situada na Faixa Brasília (Figs. 2 e 3). A PIAP é uma das províncias magmáticas máficas potássicas mais volumosas do mundo ( $>15000 \text{ km}^3$ ) (Fig. 3) (Gibson *et al.*, 1995).

Há alguns modelos de correlação da PIAP com outros derrames semelhantes na região da placa Sul Americana. A partir das análises de dados isotópicos (Bizzi & Araújo, 2005) identificou-se que os magmas parentais da PIAP derivam diretamente do manto litosférico enriquecido ou interagiram extensivamente. A assinatura isotópica da PIAP é muito semelhante às dos basaltos adjacentes da Província Magmática Paraná-Etendenka, formada cerca de 45 Ma antes (130~135Ma), evidenciando uma fonte mantélica comum (Bizzi & Araújo, 2005). Para Gibson *et al.* (1995) a idade do magmatismo alcalino máfico da PIAP é de 85 Ma, já Bizzi *et al.*, (1995) propõe um intervalo de idades entre 120 e 85 Ma, semelhante as idades apresentadas por Pereira & Fuck (2005) para os kimberlitos do Província Diamantífera Alto Paranaíba (Cabral Neto *et al.*, 2017), próximo a Coromandel-MG. Três modelos petrogenéticos são propostos para explicar a origem dos magmas da PIAP, dos quais

dois são associados a plumas mantélicas. Bizzi *et al.* (1995) propõem que as rochas da PIAP são relacionadas ao *hotspot* de Tristão e Cunha, com base em anomalias isotópicas de Sr-Nd-Pb similares à de rochas alcalinas tipo Dupal e típicas de alguns OIBs e montes marítimos do Atlântico Sul (Alto do Rio Grande, *Walvis Ridge*). Gibson *et al.* (1995) propuseram, a partir de dados geoquímicos e com base na diminuição da atividade ígnea de NW para SE, uma conexão com a outra pluma mantélica que estaria hoje sob o arquipélago de Trindade-Martin-Vaz.

Carlson *et al.* (1996, 2007) e Guarino *et al.* (2013) propõem que o magmatismo da PIAP e da Província Ígnea de Goiás Carlson *et al.* (1996) pode ser explicado pela presença de heterogeneidades químicas e mineralógicas em uma fonte mantélica, o que possibilitaria fusão em diferentes pressões, não sendo necessária a presença de uma pluma mantélica. Os autores propõem que uma fonte metassomatizada com uma composição de mica carbonato granada lherzolito, fundida a baixo grau ( $f=0,5-2\%$ ), poderia produzir rochas de composição semelhante à PIAP. Todavia, eles não explicam a origem do metassomatismo necessário para produzir essa composição inabitual (carbonatação e hidratação) em uma região do manto convectivo.

### 3 METODOLOGIA

Este capítulo apresenta a metodologia da produção deste trabalho, dividido em amostragem, microscopia ótica, obtenção das OCPs e fases minerais através da técnica de *electron-backscattered diffraction*, além dos dados de química mineral e temperatura de equilíbrio a partir do uso de microssonda eletrônica das amostras.

#### 3.1 AMOSTRAGEM

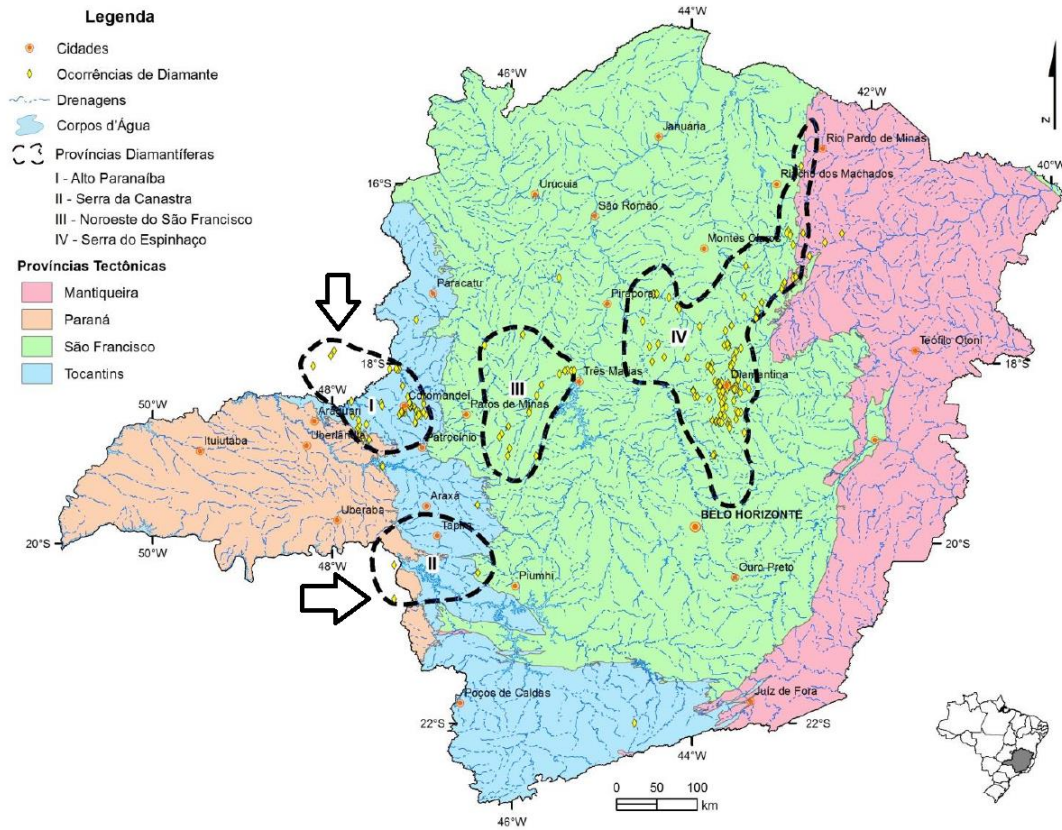
Foram estudadas 30 amostras de xenólitos mantélicos trazidos à superfície pelo magmatismo kimberlítico mesozoico que afeta a borda sudoeste do Cráton São Francisco (Fig. 4): 20 espinélio peridotitos da região de Coromandel (*pipes* Indaiá1 e Limeira1 - siglas In1 e Lm1) cedidos por Nannini (2016) e 10 granada peridotitos e granada/espinélio piroxenitos da região da Serra da Canastra (*pipe* Canastra 01 – sigla C) cedidos por Costa (2008).

Os corpos kimberlíticos Indaiá1 e Limeira1 (Meyer *et al.*, 1991), também conhecidos na literatura por Perdizes-03-A e Perdizes-04-A, estão localizados na Província Diamantífera Alto Paranaíba (Fig. 4) (Cabral Neto *et al.*, 2017), nas coordenadas UTM : 240606/7944866 e 239626/7946091, entre os municípios de Monte Carmelo e Abadia dos Dourados, e têm 2 e 1,5 ha<sup>2</sup> de área, respectivamente (Figs. 4 e 5). Os dois corpos kimberlíticos são intrusivos em granitoides cataclasados da Suíte neoproterozoica Monte Carmelo (Seer *et al.*, 2010), que pertence à Faixa Brasília (Barbosa *et al.* 1970).

O corpo kimberlítico Canastra-01 está localizado no Campo Diamantífero Serra da Canastra (Cabral Neto *et al.*, 2017). Canastra-01 é o primeiro corpo kimberlítico mineralizado e economicamente viável descoberto no Brasil. Ele é localizado pelas coordenadas UTM 338163/7749981, entre os municípios de Delfinópolis e Vargem Bonita com 1,8 ha<sup>2</sup> de área (Figs. 4 e 6). O corpo é intrusivo no Grupo Canastra, da Faixa Brasília.

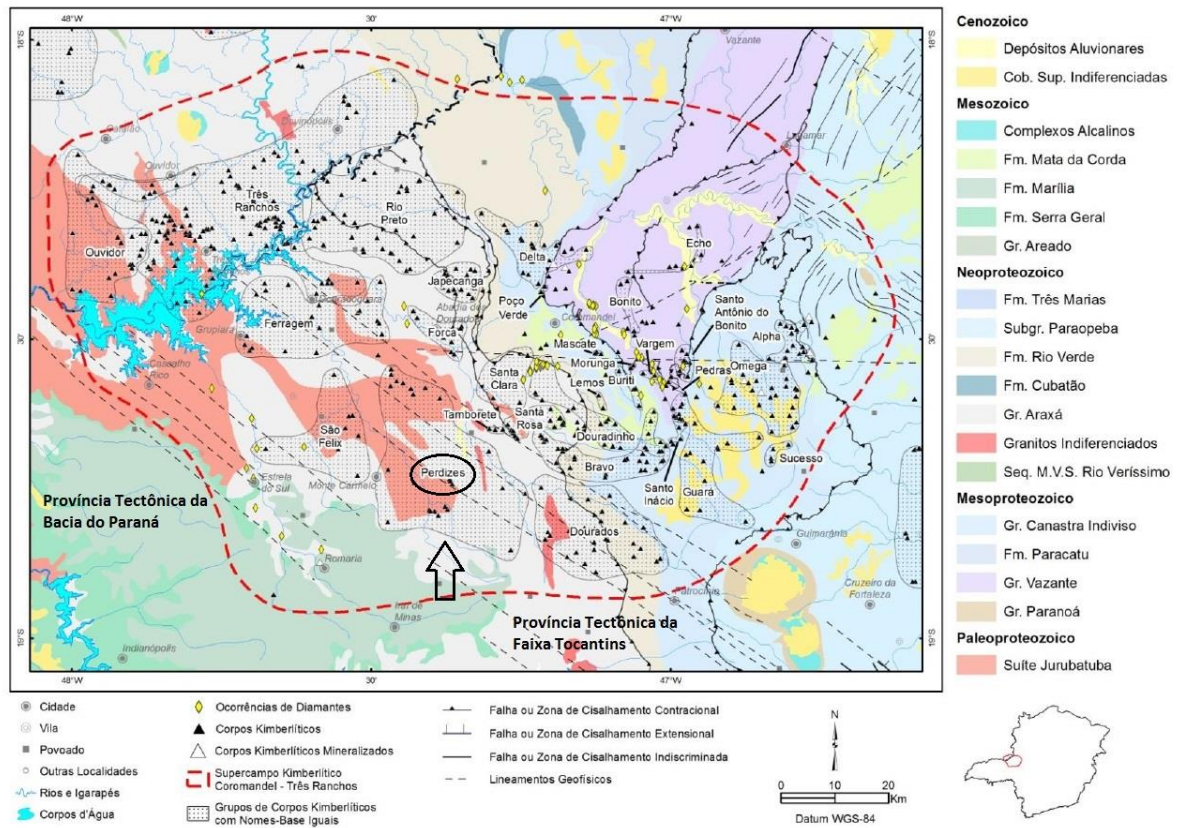


Figura 4 – Mapa geológico do estado de Minas Gerais com as Províncias Tectônicas e localização dos campos kimberlíticos (Províncias Diamantíferas) onde estão localizados os *pipes* de onde provêm os xenólitos analisados nesse estudo, indicados pelas setas na figura. Os *pipes* Indaiá1 e Limeira1 estão no campo I, denominado de Alto do Paranaíba, e o *pipe* Canastra01 está no campo II, Serra da Canastra.



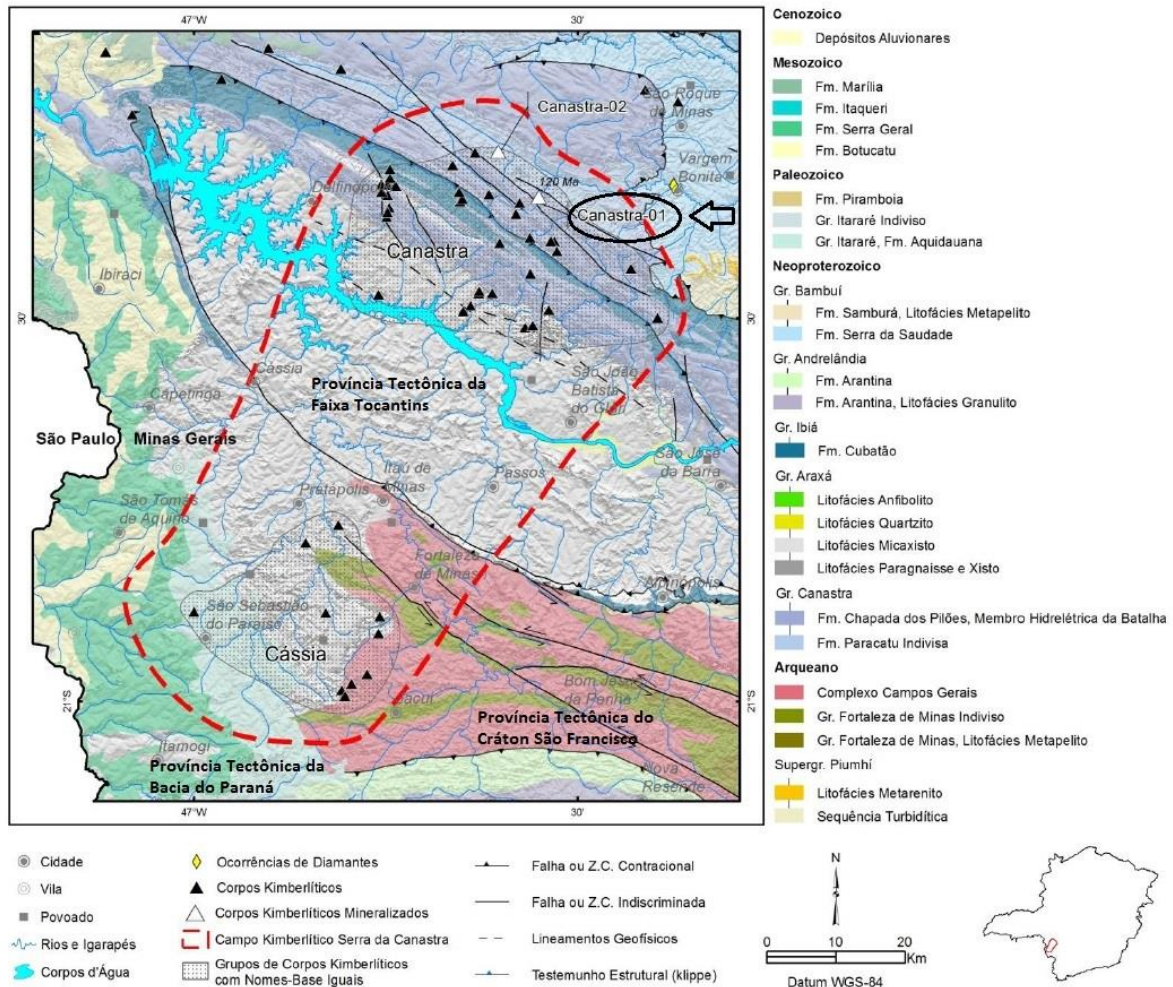
Fonte: modificado de Cabral Neto *et al.*, 2017.

Figura 5 – Detalhe do campo kimberlítico I - Alto Paranaíba (Fig. 4) onde estão localizados os corpos kimberlíticos Indaiá-1 e Limeira-1 (agrupados no grupo sob o nome Perdizes e indicados pela seta).



Fonte: Cabral Neto *et al.*, 2017.

Figura 6 – Detalhe do campo kimberlítico II – Serra da Canastra (Fig. 4) onde está localizado o corpo kimberlítico Canastra01, indicado pela seta.



Fonte: Cabral Neto *et al.*, 2017.

### 3.2 MICROSCOPIA ÓTICA

Seções delgadas polidas dos xenólitos da Serra da Canastra foram confeccionadas no *Laboratoire Géosciences*, Montpellier, França. Para os peridotitos de Coromandel, seções delgadas já existentes foram cuidadosamente repolidas para realização de medidas de orientações cristalográficas preferenciais pela técnica indexamento dos padrões de retroespalhamento de elétrons (*Electron-Backscattered Diffraction* - EBSD). Todas as seções delgadas foram confeccionadas em orientações aleatórias, devido ao pequeno tamanho dos xenólitos, que não permitia a identificação da lineação e da foliação nas amostras de mão. Escolheu-se então a orientação que permitiu maximizar a área de estudo.

As descrições petrográficas das seções delgadas foram realizadas com microscópio petrográfico de luz transmitida e refletida. Os xenólitos mantélicos são tectonitos

metamórficos. O tamanho e forma dos grãos, a orientação e as relações entre os diferentes minerais variam de acordo com a história de deformação e a história térmica de cada amostra (Pearson *et al.*, 2005).

### 3.3 ELETRON-BACKSCATERED DIFFRACTION (EBSD)

As Orientações Cristalográficas Preferenciais (OCP ou *Crystallographic Preferred Orientations* - CPO) da olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio foram medidas por indexamento dos padrões de retroespalhamento de elétrons (*Eletron-Backscattered Diffraction* - EBSD) no laboratório SEM-EBSD do *Institute Géosciences Montpellier*, França. Esses padrões são produzidos através da interação de um feixe vertical incidente de elétrons com uma seção delgada devidamente polida inclinada à 70° relativamente à horizontal. A aquisição dos dados foi realizada utilizando um microscópio eletrônico de varredura JEOL JMS 5600 com 17 kV de voltagem de aceleração e 24mm de distância de trabalho. O mapeamento EBSD foi realizado por toda a seção delgada, com espaçamento do passo de medida entre 15 µm e 50 µm, em função do tamanho dos grãos (passo em média cinco vezes inferior ao menor diâmetro de grão). As taxas de indexamento variaram entre 60-90% dependendo do grau de fraturamento, alteração e presença de veios de kimberlito ou serpentina nas amostras. Durante o tratamento dos dados, eliminamos os pontos com erros de indexação ( $MAD > 1.3^\circ$ ) e *wild spikes* (pontos de medida isolados, incoerentes com a vizinhança), corrigimos os raros casos de problemas de indexação por causa da pseudossimetria hexagonal da olivina, e preenchemos pixels não indexados quando estes eram rodeados por ao menos 8 pontos vizinhos com medidas coerentes, utilizando a orientação média dos pontos vizinhos. O último procedimento foi repetido até 6 pontos vizinhos.

O tratamento dos dados EBSD foi realizado com o programa MTEX (<http://mtextoolbox.github.io/>; Hielscher & Schaeben, 2008; Bachmann *et al.*, 2010; Bachmann *et al.*, 2011), uma ferramenta em livre serviço desenvolvida para a linguagem de programação MatLab. As orientações cristalográficas preferenciais são apresentadas como figuras de polo em projeções do hemisfério inferior, nas quais é plotada a orientação média de cada grão, evitando super-representação dos grãos mais grossos. Para melhor comparação entre as diferentes amostras, todos os dados de orientação cristalográfica foram rotacionados em uma orientação comum na qual a máxima concentração do eixo [100] da olivina foi posicionada na direção E-W e a concentração máxima do eixo [010] foi disposta na direção N-S da figura de polo. A intensidade das orientações cristalográficas foi quantificada usando o J-index (Bunge,

1982), calculado com base em funções de distribuição da orientação (ODF, *Orientation Distribution Function*) calculadas usando uma função *kernel* de tipo *Poussin de la Vallée*, com uma abertura de 10°. O J-index para um OCP aleatório é 1; esse parâmetro pode alcançar 20 para a olivina em peridotitos naturais, com um pico em volta 3-5 numa na base de dados de orientação cristalográfica da olivina incluindo mais de 600 peridotitos de todo o mundo (Tommasi & Vauchez, 2015). Nós utilizamos o índice adimensional BA, baseado nos valores próprios da distribuição dos eixos cristalográficos [100] e [010] (Mainprice *et al.*, 2015), para caracterizar a simetria OCP da olivina. Esse índice permite a classificação do OCP da olivina em três tipos: (i) fibra-[010], caracterizando uma concentração pontual de [010] e distribuição em guirlanda de [100] e [001] (índice BA <0.35). (ii) ortorrômbico, caracterizado por concentrações pontuais de [100] e [010] (0.35 < índice BA < 0.65) e (iii) fibra [100], caracterizado por uma concentração pontual de [100] e distribuição em guirlanda de [010] e [001].

MTEX foi também utilizado para a detecção dos grãos. Limites de grãos foram definidos por uma misorientação entre pixels adjacentes >15°. Grãos compostos por <10 pixels não foram considerados na análise da microestrutura. A partir desses dados, foram analisados os tamanhos e forma dos grãos e a misorientação intragranular. O grau de desvio da orientação de cada pixel em relação à orientação média de cada grão (*Misorientation compared to Mean orientation* - M2M) e a dispersão de orientação dos grãos (*Grain Orientation Spread* - GOS) permitem caracterizar os gradientes de orientação intracristalina, que são proporcionais à densidade de deslocamentos. A recristalização induz uma redução desses dois parâmetros. O *shape factor*, que é a razão do perímetro do grão pelo perímetro de um círculo com a mesma área, foi utilizado para caracterizar a sinuosidade da forma do grão, que também diminui durante a recristalização, principalmente sob condições estáticas.

### 3.4 COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA E TEMPERATURA DE EQUILÍBRIO

Para completar os dados de composição mineral e temperaturas de equilíbrio previamente obtidos nas amostras dos corpos Indaiá1 e Limeira1 por Nannini (2016) e Canastra01 por Costa (2008), foram analisadas a composição mineral da olivina, piroxênios e espinélio das amostras In1-5, In1-9b, In1-34, Lm1-15b, Lm1-17a, Lm1-26a (todas as outras já possuíam análises anteriores). As análises foram realizadas na microsonda eletrônica Cameca SX100 no serviço *Microsonde Sud da Universidade de Montpellier, França*. Os experimentos

foram realizados na voltagem de aceleração 20 kV e corrente 10 nA. Foram analisados 3 a 4 grãos de cada tipo de mineral.

As temperaturas de todas as amostras foram recalculadas baseadas nos termômetros de Ca em ortopiroxênio de Brey & Kohler (1990), Fe-Mg em olivina e espinélio de Balhaus *et al.* (1990) e pelo conjunto de termômetros de Brey *et al.* (2008).

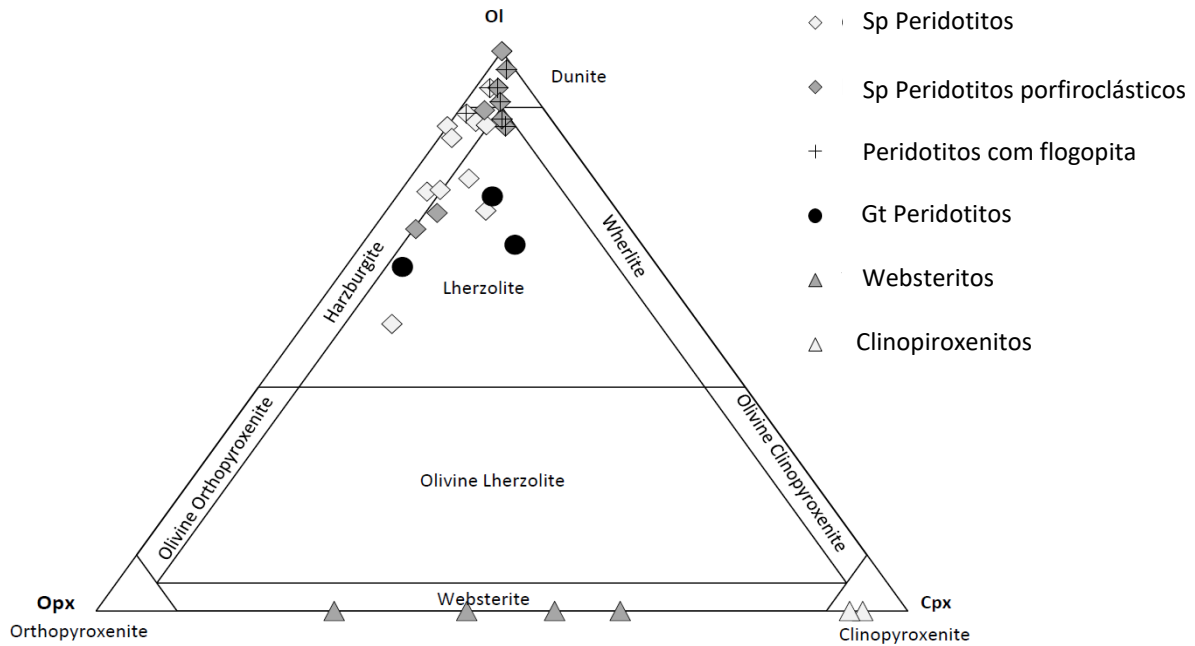
## 4 RESULTADOS

No presente capítulo serão descritos os resultados obtidos a partir das amostras de xenólitos mantélicos através da metodologia anteriormente apresentada. Estes resultados serão divididos entre composições modais, microestruturas, orientações cristalográficas principais, química mineral e termobarometria.

### 4.1 COMPOSIÇÕES MODAIS

Os peridotitos com espinélio dos pipes Indaiá 1 e Limeira 1 englobam oito harzburgitos, sete lherzolitos e cinco dunitos, dentre os quais um harzburgito, três lherzolitos e três dunitos contém flogopita. Os xenólitos do pipe Canastra01 compreendem quatro granada peridotitos: três lherzolitos e um harzburgito, além de dois granada clinopiroxenitos e três granada anfibólio websteritos (Fig. 7 e Tabela 1). A predominância de termos refratários (harzburgitos com quantidades variáveis de ortopiroxênio) é típica de um manto litosférico cratônico.

Figura 7 – Composição modal dos xenólitos plotados no diagrama olivina-ortopiroxênio-clinopiroxênio, baseado na área ocupada pela fração dos diferentes minerais nos mapas EBSD e verificado pelas descrições petrográficas em microscopia ótica. Diagrama de Rochas Ultramáficas da IUGS.



Fonte: A autora (2019).

Tabela 1 – Principais características dos xenólitos estudados. Composição Modal baseada nos mapas EBSD e descrição petrográfica; termômetros: \*combinação de termômetros – Brey *et al.* (2008), \*\*Ca em Opx – Brey & Kohler (1990), \*\*\*Fe-Mg in Ol and Sp – Balhaus *et al.* (1990); combinação de geobarômetros - \*\*\*\*Brey *et al.* (2008).

Amostra	Pipe	Textura	Composição Modal (%)							T(°C)	P(kbar)
			Ol	Opx	Cpx	Sp	Gt	Phl	Par		
C-100	Canastra 1	Porfiroclástica	69	13	11	0	6	0	0	1292*	55****
C-104	Canastra 1	Porfiroclástica	64	16	18	0	2	0	0	1412*	52****
C-106a	Canastra 1	Porfiroclástica	60	30	7	0	4	0	0	1423*	46****
C-106b	Canastra 1	Porfiroclástica	40	52	5	0	3	0	0	1423*	46****
C-94	Canastra 1	Granoblástica	0	10	60	0	30	0	0	1255*	-
C-147	Canastra 1	Granoblástica	0	3	46	0	50	0	1	980*	-
C-95	Canastra 1	Granoblástica	0	28	37	0	16	0	19	989*	-
C-127	Canastra 1	Granoblástica	0	51	21	0	0	0	29	762*	-
C-150	Canastra 1	Granoblástica	0	48	40	0	0	0	12	812*	-
C-203	Canastra 1	Granoblástica	0	24	45	0	29	0	2	600*	-
In1-3	Indaiá 1	Granoblástica	73	21	3	1	0	0	0	839**	-
In1-4	Indaiá 1	Granoblástica	71	16	12	1	0	0	0	771**	-
In1-5	Indaiá 1	Granoblástica	93	5	2	0	0	0	0	744**	-
In1-6	Indaiá 1	Granoblástica	49	36	11	4	0	0	0	986**	-
In1-9b	Indaiá 1	Granoblástica	73	19	5	3	0	0	0	702**	-
In1-14a	Indaiá 1	Granoblástica	76	16	7	1	0	0	0	736**	-
In1-20b	Indaiá 1	Granoblástica	87	10	1	0	0	1	0	868**	-
In1-24a	Indaiá 1	Granoblástica	85	14	0	1	0	0	0	858**	-
In1-34	Indaiá 1	Granoblástica	86	9	3	1	0	1	1	840**	-
Lm1-20a	Limeira 1	Granoblástica	85	8	5	0	0	1	1	861**	-
Lm1-36	Limeira 1	Granoblástica	82	13	2	2	0	1	1	879**	-
In1-1	Indaiá 1	Porfiroclástica	68	26	5	0	0	0	0	1021**	-
In1-2	Indaiá 1	Porfiroclástica	84	6	7	0	0	3	0	925**	-
Lm1-15a	Limeira 1	Porfiroclástica	93	2	3	0	0	1	1	830**	-
Lm1-15b	Limeira 1	Porfiroclástica	90	4	3	1	0	1	2	812**	-
Lm1-17a	Limeira 1	Porfiroclástica	69	22	6	2	0	0	1	864**	-
Lm1-20b	Limeira 1	Porfiroclástica	88	7	3	0	0	0	1	874**	-
Lm1-22	Limeira 1	Porfiroclástica	85	6	6	0	0	2	1	904**	-
Lm1-26a	Limeira 1	Porfiroclástica	90	3	3	0,5	0	3	0,5	988**	-
Lm1-29	Limeira 1	Porfiroclástica	100	0	0	0	0	0	0	1296***	-

Fonte: A autora (2019).



## 4.2 MICROESTRUTURAS

As microestruturas das amostras deste trabalho, obtidas a partir da análise em microscopia ótica, foram divididas pela litologia (peridotitos, piroxenitos, websteritos), pressão (determinada pelas fases minerais peridotitos a espinélio e granada) e texturas e microestruturas das amostras (espinélio peridotitos porfiroclásticos e espinélio peridotitos granoblásticos) para melhor compreensão.

### 4.2.1 Granada Peridotitos

Os granada peridotitos, independentemente da sua composição modal, possuem textura porfiroclástica fina (Fig. 8a, 4.2b) caracterizada por porfiroclastos grossos de olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e granada (2-10 mm) cercados por uma matriz de cristais de olivina de granulação fina (neoblastos, entre 200 e 500  $\mu\text{m}$ ), que representa cerca de 40-60% da área das amostras (Fig. 8a , 4.2b). Os neoblastos de olivina possuem formas poligonais com junções tríplices a  $120^\circ$  e não apresentam feições de deformação interna, como extinção ondulante ou subgrãos. Em algumas amostras dos granada peridotitos, a olivina é completamente recristalizada (Fig. 8b), enquanto em outras são preservados porfiroclastos de olivina com até 10 mm de comprimento, formas irregulares, extinção ondulante e limites de subgrãos pouco espaçados, que são parcialmente substituídos por grãos recristalizados. Os porfiroclastos de ortopiroxênio podem ocorrer associados a granada e diopsídio ou isolados (Figs. 8a e 8b), eles possuem em sua maioria bordas sinuosas de grãos, além de formas ligeiramente alongadas que marcam a foliação (S na Fig. 8a). Alguns porfiroclastos, no entanto, apresentam localmente formas angulares (Fig. 8b). Porfiroclastos de ortopiroxênio apresentam localmente extinção ondulante e *kink bands* (setas na Fig. 8b) e são parcialmente recristalizados em grãos muito finos (70-80  $\mu\text{m}$ ; (seta na Fig. 8b). Os porfiroclastos de clinopiroxênio possuem forma arredondada a irregular, com limites de grãos ligeiramente curvos. Eles frequentemente apresentam forma convexa quando em contato com ortopiroxênio (Fig. 8a) e geralmente apresentam extinção ondulante. Os porfiroclastos de granada são geralmente mais finos que outros minerais (diâmetro médio de 2 mm) e possuem forma arredondada podendo apresentar alongamento paralelo ao dos piroxênios (Fig. 8a). Eles possuem em geral finas coroas quelifíticas constituídas por agregados de ortopiroxênio, clinopiroxênio, flogopita e espinélio de granulação fina.

#### 4.2.2 Granada Clinopiroxênitos

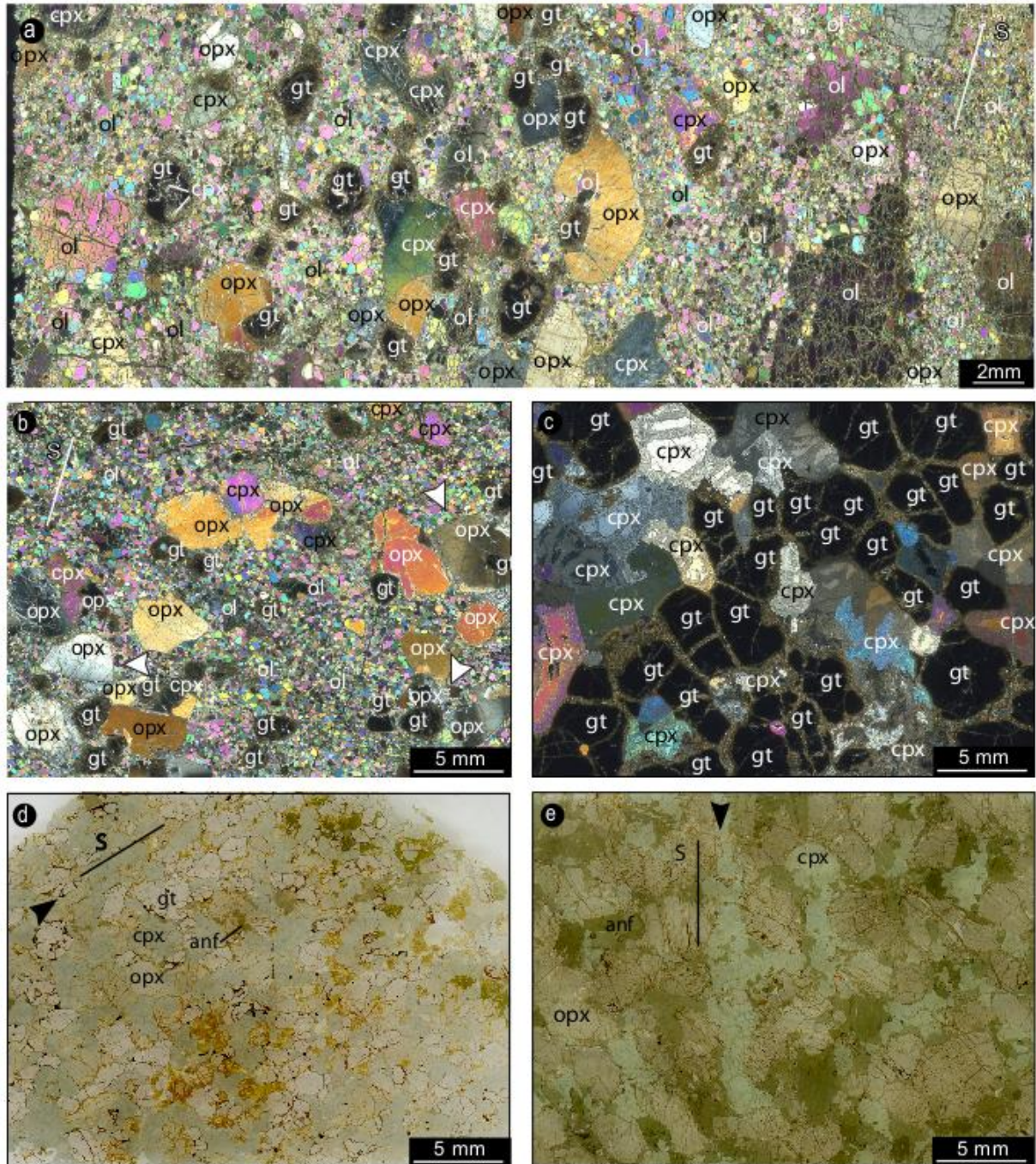
Esses xenólitos possuem textura granular grossa formada por clinopiroxênio (diopsídio) de forma irregular equidimensional (2-7 mm) e granada (piropo) arredondada (Fig. 8.c). A granada frequentemente apresenta coronas quelifíticas constituídas por agregados de ortopiroxênio, clinopiroxênio, flogopita e espinélio de granulação fina (Fig. 8c). As amostras alternam camadas ricas em clinopiroxênio e em granada constituindo um bandamento composicional difuso. Os clinopiroxênios são geralmente anedrais, com limites de grãos sinuosos (Fig. 8c). Alguns grãos apresentam extinção ondulante e, mais raramente, subgrãos.

#### 4.2.3 Anfibólio Websteritos

Esse grupo é constituído por granada-anfibólio websteritos, espinélio-anfibólio websteritos e anfibólio-websteritos (Fig. 7, Tabela 1). Os websteritos a granada apresentam textura granoblástica média, com grãos entre 1-2 mm em média. Eles possuem um bandamento composicional irregular, caracterizado por alternância de lentes ricas em granada e em piroxênio (Fig. 8d). A granada é arredondada a ligeiramente alongada paralelamente ao bandamento (S em Fig. 8d). Os piroxênios possuem formas irregulares, exceto nos contatos entre si, quando apresentam limites retos e junções tríplices de 120°.

Os websteritos que não possuem granada têm uma textura intermediária entre granular grossa e porfiroclástica. Eles também apresentam um bandamento composicional marcado pelos agregados de clinopiroxênio alongados (S na Fig. 8c). O ortopiroxênio é granular grosso, frequentemente apresenta exsoluções e, mais raramente, extinção ondulante e *kink bands*. O clinopiroxênio possui granulação fina a média, com limites de grãos ondulados.

Figura 8 – Microfotografias em luz paralela e polarizada indicando as microestruturas típicas dos xenólitos de granada; (a-b) Amostras C-100 e C-106a – granada peridotitos com textura porfiroclástica; (c) Amostra (C-147) Granada clinopiroxenito constituído por grãos de granada e diopsídeo irregulares e equidimensionais; (d) Granada websterito com pargasita da amostra C-203, apresentando bandamento composicional (S), marcado por cristais de granada arredondados a ligeiramente alongados; (e) Anfibólio websterito C-127 com um leve bandamento composicional (S) marcado por enriquecimento em clinopiroxênio (seta branca).



Fonte: A autora (2019).

ol: olivina; en: enstatita; gt: granada; par: pargasita; phl: flogopita; sp:espinélio.

Tanto nos websteritos que possuem granada, quanto nos que não a possui, o anfibólio (mineral verde escuro com textura intersticial nas Figs. 8d e 8e) frequentemente substitui o clinopiroxênio. A intensidade dessa substituição varia entre as amostras e no interior de cada amostra, ora formando ilhas ricas em anfibólio (Fig. 8d) ou sendo pervasiva (Fig. 8e). O espinélio, quando presente, possui granulação fina e está associado ao ortopiroxênio.

#### 4.2.4 Espinélio peridotitos

Os espinélio peridotitos foram divididos em dois grupos com base no formato dos grãos (*shape factor*) de olivina e ortopiroxênio, que varia entre poligonal e muito irregular (limites sinuosos) (Fig. 10c), e na intensidade da misorientação intragranular na olivina (*misorientation angle from mean within each grain* - Fig. 10d; Fig. 11): espinélios peridotitos com textura granoblástica (*shape factor* médio  $< 2.2$  e misorientação intragranular média na olivina  $< 3.5^\circ$ ) e espinélio peridotitos com textura porfiroclástica grossa (*shape factor* médio  $> 2$  e misorientação intragranular média na olivina  $\geq 2^\circ$ ). A variação entre os dois grupos é gradual e há certa superposição, mas essa classificação permite uma descrição geral das microestruturas em função da intensidade da recristalização estática, que induz uma diminuição desses dois parâmetros.

#### 4.2.5 Espinélio peridotitos com textura granoblástica

Esse grupo é formado por harzburgitos, lherzolitos e um dunito (Fig. 7) com textura granular média a grossa (Figs. 9a, 9b, 9e, 9f). O tamanho de grãos médio da olivina varia entre 1,2 e 4,6 mm (Fig. 10b), enquanto o dos ortopiroxênios entre 0,3 e 4 mm. A flogopita é rara nesse grupo, apenas presente no harzburgitos In1-20b e no dunito In1-5. Em geral, os peridotitos granoblásticos não possuem uma orientação preferencial de forma (*Shape Preferred Orientation* - SPO) da olivina marcando uma foliação ou lineação (Fig. 9b, 4.3f). Apenas um peridotito nesse grupo – Lm1-20a – apresenta forte orientação preferencial da olivina constituindo uma textura tabular (Figs. 9a e 9e). Os cristais de olivina possuem, predominantemente, formas poligonais e limites retos entre grãos (Figs. 9a, 9b, 9e, 9f), representados por baixos valores de formato dos grãos (*shapefactor*  $< 2$ ) (Fig. 10a). A maior parte dos grãos de olivina não apresenta feições de deformação intracristalina, embora alguns possuam limites de subgrãos espaçados. A baixa densidade de feições de deformação

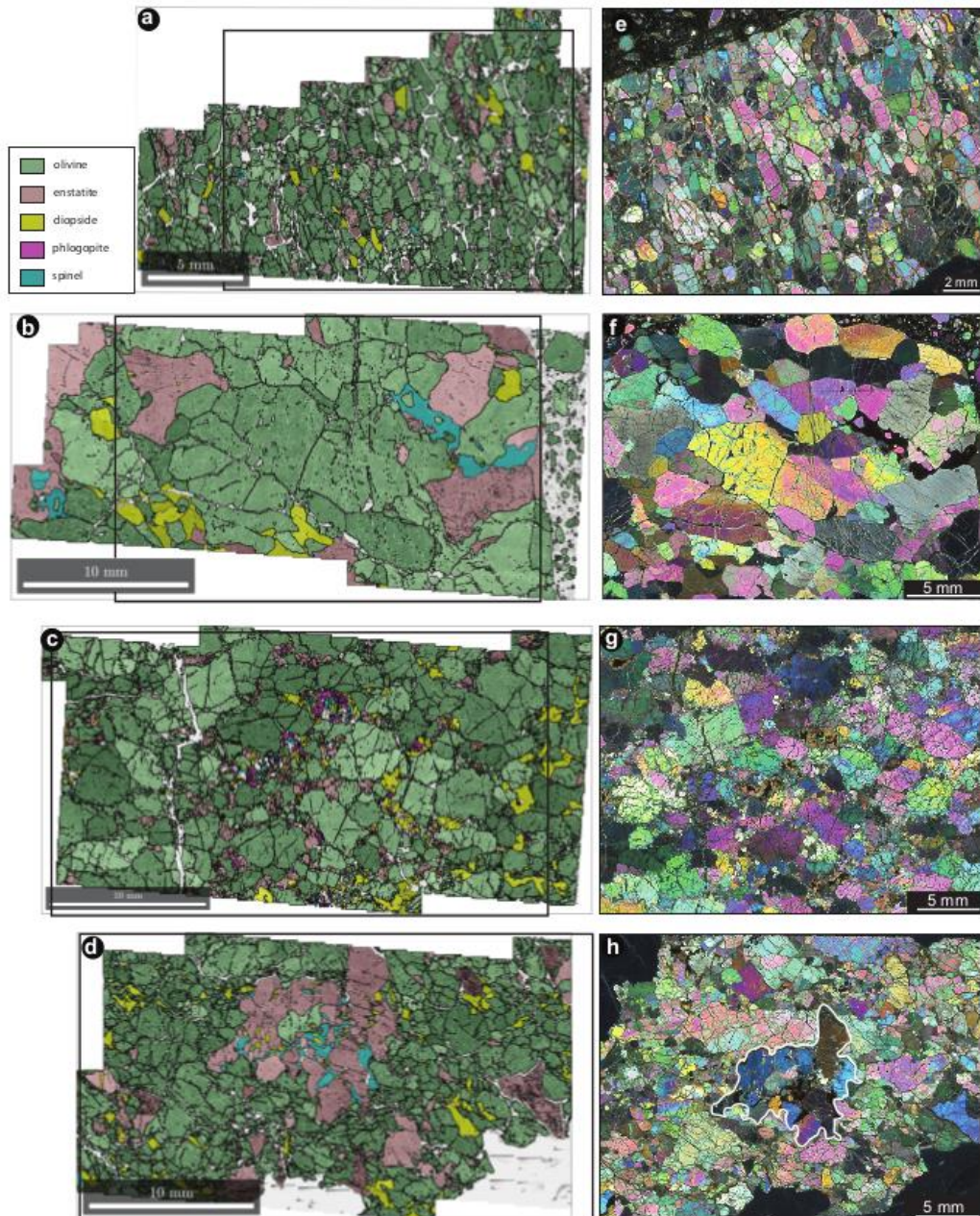
intragranulares na olivina (Fig. 11c, 4.5d, 4.5e, 4.5f) é marcada por valores baixos de misorientação intragranular (*misorientation angle from mean within each grain M2M* - Fig. 10a). Algumas amostras possuem olivina com limites poligonais, mas extinção ondulante (Fig. 9f), o que resulta em valores de misorientação intragranular mais altos (Figs. 11c, 11d), se superpondo parcialmente aos observados no grupo porfiroclástico (Fig. 10d, Fig. 11). Os ortopiroxênios possuem formas irregulares, mas com tendência poligonal, com limites de grãos levemente ondulados a retos. Essas formas de grão se caracterizam por *shape factors* geralmente  $< 2,5$ . Uma exceção é o lherzolito In1-6 que possui grãos maiores de ortopiroxênio com formas irregulares e um *shape factor* de 3. Localmente, mesmo quando os piroxênios têm formas poligonais, há terminações em cúspide nos contatos com a olivina (Fig. 9b, 4.3f). Os grãos de clinopiroxênio geralmente possuem granulação mais fina, formas mais irregulares e limites de grãos mais sinuosos do que os de ortopiroxênio. O espinélio possui granulação fina a média e formas ameboides.

#### 4.2.6 Espinélio peridotitos com textura porfiroclástica grossa

Esse grupo é formado por dunitos, harzburgitos e lherzolitos; mais da metade das amostras possui flogopita (Fig. 7a, Tabela 1). Os grãos de olivina têm em média entre 1,5 e 3,5 mm (Fig. 10b) e possuem formas irregulares com valores de *shape factor* que variam entre 1,9 e 2,7 (Fig. 10b, c, d). Essas amostras não apresentam SPO claro, exceto em raras amostras, quando o SPO é marcado pelo alongamento de grãos de olivina grossos (Fig. 9c, Fig. 9d). Extinção ondulante e subgrãos são comuns nesse grupo (Figs. 9g e 9h), o que implica em uma média mais alta dos valores de misorientação intragranular na olivina (*misorientation angle from mean within each grain M2M*; Figs. 10d, 11e, 11f) que varia de 2 a 6°. O tamanho dos grãos dos ortopiroxênios varia bastante entre amostras, a média se situa entre 0-5 e 4 mm (Fig. 10b). Ortopiroxênio tem formas irregulares, com *shape factor* variando entre 1,9 e 3,2 (Fig. 10c). Os grãos de ortopiroxênio e clinopiroxênio finos tendem a ser intersticiais e podem formar uma "rede" irregular e descontínua cercando grãos de olivina (Figs. 9c e 9g). Ortopiroxênios grossos geralmente apresentam extinção ondulante e *kink bands*. Localmente são observados agregados arredondados constituídos por ortopiroxênio, clinopiroxênio e espinélio que podem estar associados a zonas de cristalização magmática (Figs. 9d e 9h). Essas amostras apresentam também grãos de orto e clinopiroxênio isolados com formas intersticiais, o que favorece essa hipótese. A flogopita ocorre dispersa na rocha de forma

intersticial (Figs. 9c e 9g) ou em bolsões, geralmente associada ao ortopiroxênio. A esse grupo pertence a maior parte dos dunitos (Lm1-15a, Lm1-15b, Lm1-26a e Lm1-29). A exceção é o xenólito In1-5, que está no limite entre os dois grupos (possivelmente por apresentar grãos muito grossos). Os dunitos apresentam, em geral, grãos de olivina grossos, às vezes alongados (de até 10 mm), e parcialmente recristalizados nas bordas por processo de *bulging*. Em fato, a maior parte dos grãos apresenta bordas lobadas, ao longo das quais podem ser observados neoblastos.

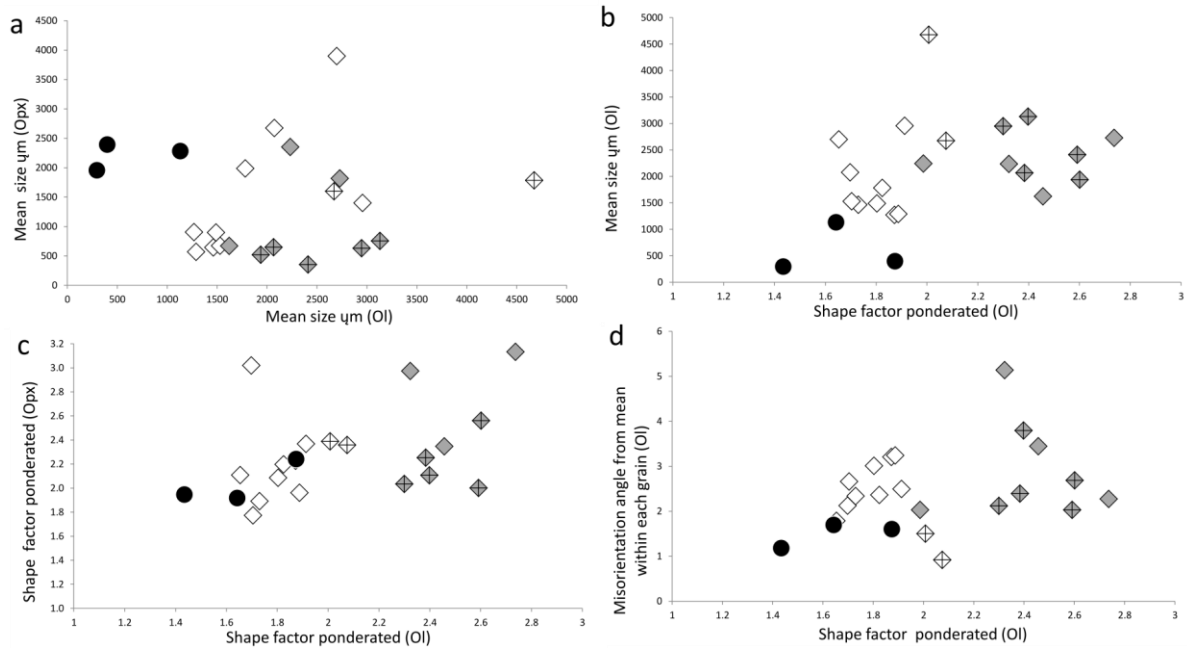
Figura 9 - Microestruturas típicas dos xenólitos de espinélio peridotitos. Coluna da esquerda: composição das fases e limites de grãos baseados nos mapas de EBSD. Coluna da direita: fotomicrografias em luz polarizada. (a, e) Harzburgito granoblástico - Lm1-20a - com textura tabular; (b, f) Lherzolito granoblástico - In1-9b - com olivina e ortopiroxênio com formas poligonais, sem SPO claro da olivina – as setas pretas em b indicam grãos de ortopiroxênios intersticiais e com terminação em cúspide em contato com dois grãos de olivina; (c, g) Lherzolito porfiroclástico - In1-2 – com ortopiroxênio, clinopiroxênio e flogopita de granulação fina e formas intersticiais; (d, h) Harzburgito porfiroclástico - Lm1-17a - apresentam piroxênios intersticiais isolados e um agregado de ortopiroxênio-espinélio, que pode ser derivado de uma granada pretérita (destacada por uma linha branca em h).



Fonte: A autora (2019).

ol: olivina, di: diopsídio, en: enstatita, phl: flogopita, sp: espinélio.

Figura 10 – Parâmetros de quantificação da microestrutura. a) Tamanho médio dos grãos (*mean size*) de olivina em  $\mu\text{m}$  vs. tamanho dos grãos (*mean size*) de ortopiroxênio em  $\mu\text{m}$ ; b) Irregularidade dos grãos (*shape factor*) de olivina vs. tamanho dos grãos (*mean size*) de olivina em  $\mu\text{m}$ . c) Irregularidade dos grãos (*shape fator*) de olivina vs. formato dos grãos (*shape factor*) de ortopiroxênio; d) Irregularidade dos grãos (*shape factor*) de olivina vs. misorientação intragranular (*misorientation angle from mean within each grain*) na olivina. Todos os valores são médias ponderadas pelo tamanho de grão sobre toda a área analisada (seção delgada).

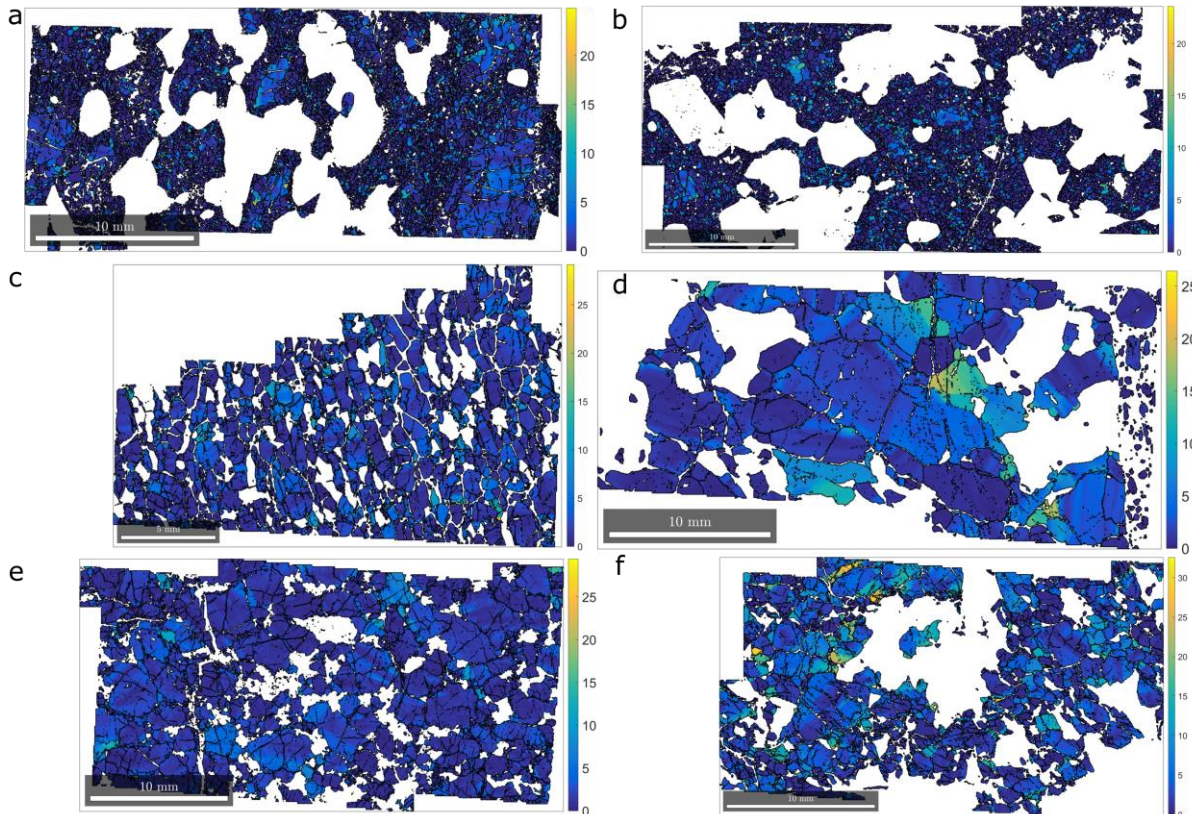


- |   |                                 |   |                  |
|---|---------------------------------|---|------------------|
| ◇ | Sp Peridotitos granobálticos    | ● | Gt Peridotitos   |
| ◆ | Sp Peridotitos porfiroclásticos | ▲ | Websteritos      |
| + | Peridotitos com flogopita       | △ | Clinopiroxenitos |

Fonte: A autora (2019).



Figura 11 – Figuras de misorientação intragranular dos grãos de olivina geradas por EBSD das amostras de granada e espinélio peridotitos. a) Granada lherzolito - C-100; b) Granada lherzolito – C-106a; c) Espinélio harzburgito granoblástico - Lm1-20a; (d) Espinélio lherzolito granoblástico - In1-9b - (e) Espinélio lherzolito porfiroclástico - In1-2; (f) Espinélio harzburgito porfiroclástico - Lm1-17a.



Fonte: A autora (2019).

### 4.3 ORIENTAÇÕES CRISTALOGRÁFICAS PREFERENCIAIS

As orientações cristalográficas preferenciais das amostras de xenólitos mantélicos dos peridotitos foram obtidas a partir da técnica de EBSD, anteriormente descrita. Os resultados desta metodologia foram divididos por litologia e, quando necessário, pela textura mineralógica.

#### 4.3.1 Granada peridotitos

Os granada peridotitos apresentam olivina com OCP fracas, caracterizadas por índices-J entre 1,3 e 4,3 (Fig. 12). Os índices-J mais baixos correspondem às amostras mais recristalizadas. As OCP de olivina possuem padrões ortorrômnicos com ligeira tendência

axial-[010] ou axial-[100] (Fig. 12). O primeiro padrão é caracterizado por uma fraca concentração pontual dos três eixos cristalográficos da olivina, enquanto o segundo, por uma distribuição pontual do eixo [100] e em guirlanda do eixo [010] (Fig. 13). No primeiro caso, o eixo [010] tende a se concentrar normal à foliação marcada pelo alongamento dos grãos da olivina, no segundo, a guirlanda é perpendicular à foliação com uma concentração mais ou menos bem definida. Os eixos [100] e [001] se concentram no plano de foliação, com dois máximos ortogonais entre si. Eles apresentam em geral concentrações máximas semelhantes, exceto no granada lherzolito C106a, onde a concentração em [001] é mais forte que em [100].

Embora a OCP dos ortopiroxênios nos granada peridotitos seja mal definida, devido à pequena quantidade de grãos presentes nas seções delgadas, os eixos [001] tendem a apresentar uma concentração em baixo ângulo com a concentração máxima do eixo [001] da olivina e não [100]. A OPC dos ortopiroxênios também apresenta uma orientação preferencial fraca de [100] em alto ângulo relativamente ao plano de foliação (Fig. 13). As OCP dos clinopiroxênios são ainda menos bem definidas, pois o número de grãos analisados é ainda menor. Todavia, o granada peridotito C-104, que possui uma quantidade suficiente de grãos analisados, a OCP do clinopiroxênio é caracterizada por uma guirlanda de [001] em baixo ângulo relativamente ao plano de foliação e uma concentração de [010] normal à foliação.

#### 4.3.2 Espinélio peridotitos

Os espinélio peridotitos apresentam OCP de olivina mais fortes que os granada peridotitos. Os índices-J variam entre 3,1 e 15,7 (Fig. 12), o que corresponde à OCP moderada e forte, respectivamente, se comparados à base de dados de *Géosciences Montpellier*, que contém mais de 600 OCP de olivina (Tommasi & Vauchez, 2015). No entanto, as amostras com J-index maiores que 9 (indicadas pelas setas apontando para baixo na Fig. 12) possuem granulação muito grossa. Como consequência, o número de grãos de olivina que poderiam ser analisados em uma seção delgada é <100, o que resulta em uma superestimação do índice-J (Ismail & Mainprice, 1998). O padrão de OCP ortorrômbico predomina, no entanto algumas amostras apresentam tendência axial-[010] ou axial-[100] (Fig. 12).

A intensidade das OCP e sua simetria não apresentam relação clara com os grupos texturais granoblástico ou porfiroclástico, mas os peridotitos granoblásticos apresentam uma maior variabilidade de simetrias e um padrão axial-[010] claro é observado apenas nesses

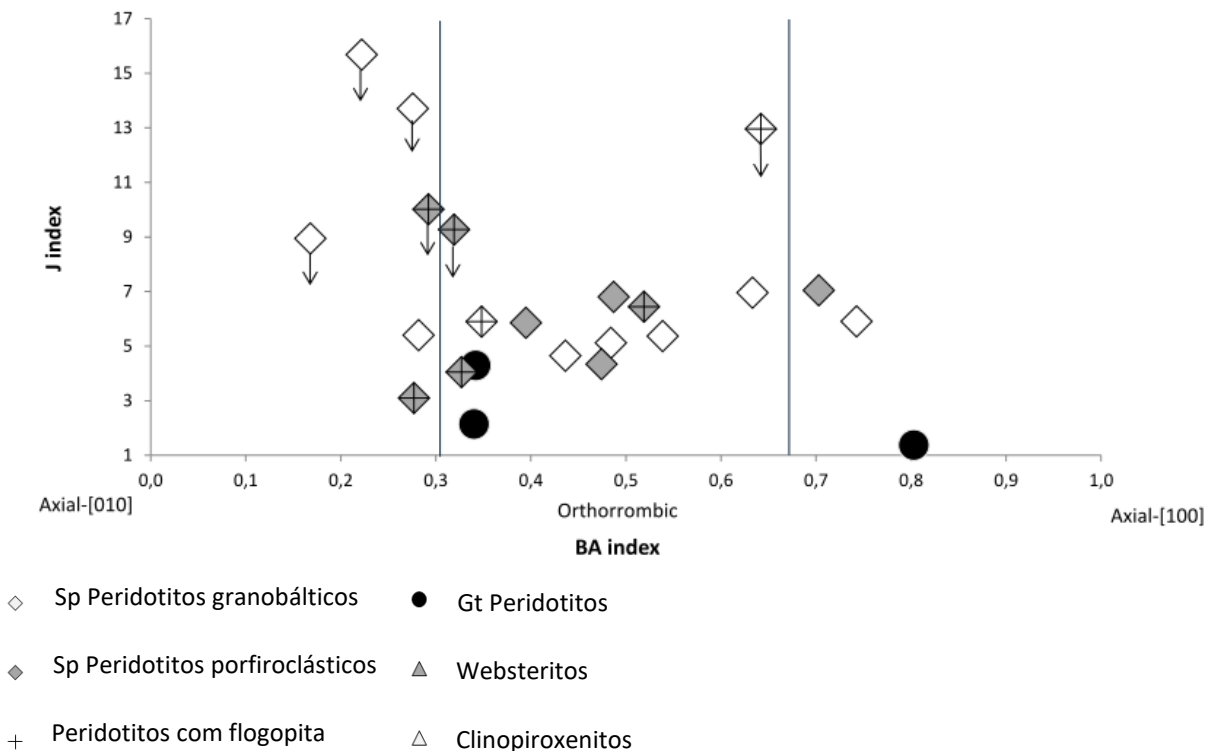
peridotitos (Fig. 12). A orientação preferencial ortorrômbica OCP da olivina (~42% das amostras) é caracterizada por máximos ortogonais dos eixos [100], [010] e [001]. Os eixos [100] e [010] são em geral mais concentrados que [001] (Fig. 13). As amostras que apresentam uma foliação marcada pela alongação dos grãos de olivina, como o peridotito granoblástico Lm1-20a apresentam uma correlação clara entre a foliação e as OCP da olivina: os grãos de olivina são tabulares, sendo mais curtos paralelamente ao eixo [010] e alongadas paralelamente ao eixo [100], que marca a lineação (Fig. 13). Os peridotitos granoblásticos In1-9b e In1-20b e os porfiroclásticos Lm1-36, Lm1-20b e Lm-15a possuem uma OCP transicional entre os padrões ortorrômbico e axial-[010], caracterizada por uma concentração pontual do eixo [010] e dispersão dos eixos [100] e [001] nos planos normais a esse eixo, com dois máximos ortogonais entre si (Fig. 13). O peridotito porfiroclástico In1-6 possui uma OCP do tipo eixo-[010], que se caracteriza por uma forte concentração pontual de [010] e guirlandas bem desenvolvidas de [100] e [001] (Fig. 13). Finalmente, os peridotitos granoblásticos In1-3, In1-4, Lm1-20a e In1-20b, este último com flogopita, apresentam OCP transicional entre os padrões axial-[100], caracterizado por uma concentração pontual do eixo [100] e guirlandas dos eixos [010] e [001] no plano normal a essa concentração, com máximos ortogonais entre si (Fig. 13).

Assim como nos granada peridotitos, poucos grãos de piroxênio puderam ser analisados nas seções delgadas, gerando OCP pouco representativas, o que resultou em figuras de polo com vários máximos (Fig. 13), algumas vezes com cada máximo correspondendo a um grão contendo certa misorientação intragranular (Fig. 11a e Fig. 11b). Entretanto, quando uma quantidade suficiente de grãos pode ser medida, as OCP dos orto- e clinopiroxênios nos espinélio peridotitos são, em geral, mais fracas que a OCP da olivina. A maior parte dos peridotitos a espinélio com textura granoblástica apresentam ortopiroxênio com OCP consistente à OCP da olivina, isto é, a distribuição dos eixos [001] no ortopiroxênio é subparalela à do eixo [100] da olivina e a distribuição dos eixos [100] no ortopiroxênio é subparalela ao eixo [010] da olivina (p. ex. In1-14a in Fig. 13). As exceções são os espinélio peridotitos granoblásticos In1-20a e In1-34, que apresentam OCP do ortopiroxênio quase randômica, e In1-3, cuja concentração máxima do eixo [001] é quase perpendicular à concentração máxima do eixo [100] da olivina e subparalela à concentração máxima do eixo [001]. No entanto, ao contrário dos granada peridotitos, neste espinélio peridotito a concentração máxima de [100] da olivina é maior que à do eixo [001]. Em metade dos espinélio peridotitos com textura porfiroclástica, a OCP do ortopiroxênio, embora fraca, se

correlaciona bem ou moderadamente com a OCP da olivina. A outra metade das amostras apresenta OCP do ortopiroxênio quase randômica.

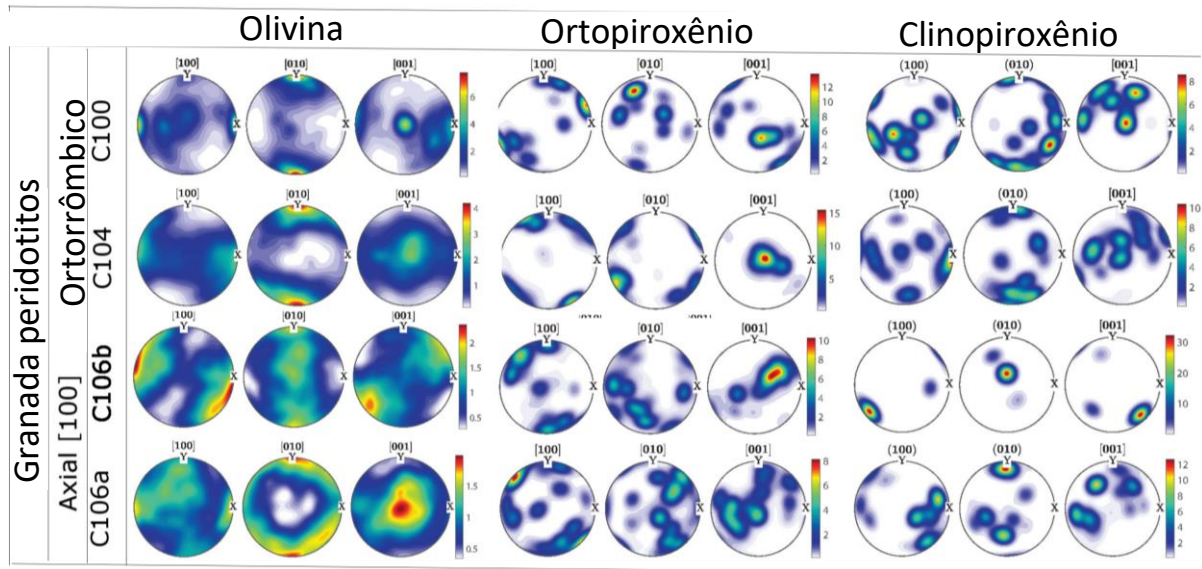
A OCP do clinopiroxênio possui, em geral, baixa correlação com a OCP da olivina. As exceções são os espinélio peridotitos granoblásticos In1-20b e Lm1-36 e os porfiroclásticos In1-1 e Lm1-15b, que apresentam clinopiroxênio com OCP bem desenvolvida, caracterizada pela concentração pontual de [001] subparalela à concentração máxima de [100] da olivina e pela distribuição dos eixos [100] do clinopiroxênio semelhante à distribuição de [010] da olivina. Em menor escala, porque a OCP dos clinopiroxênios é mais dispersa, os peridotitos In1-34 e In1-24a também apresentam OCP coerente com a da olivina. É interessante notar que o espinélio peridotito porfiroclástico Lm1-15a possui clinopiroxênio OCP coerente com a OCP da olivina, mas não com a dos ortopiroxênios (Fig. 12).

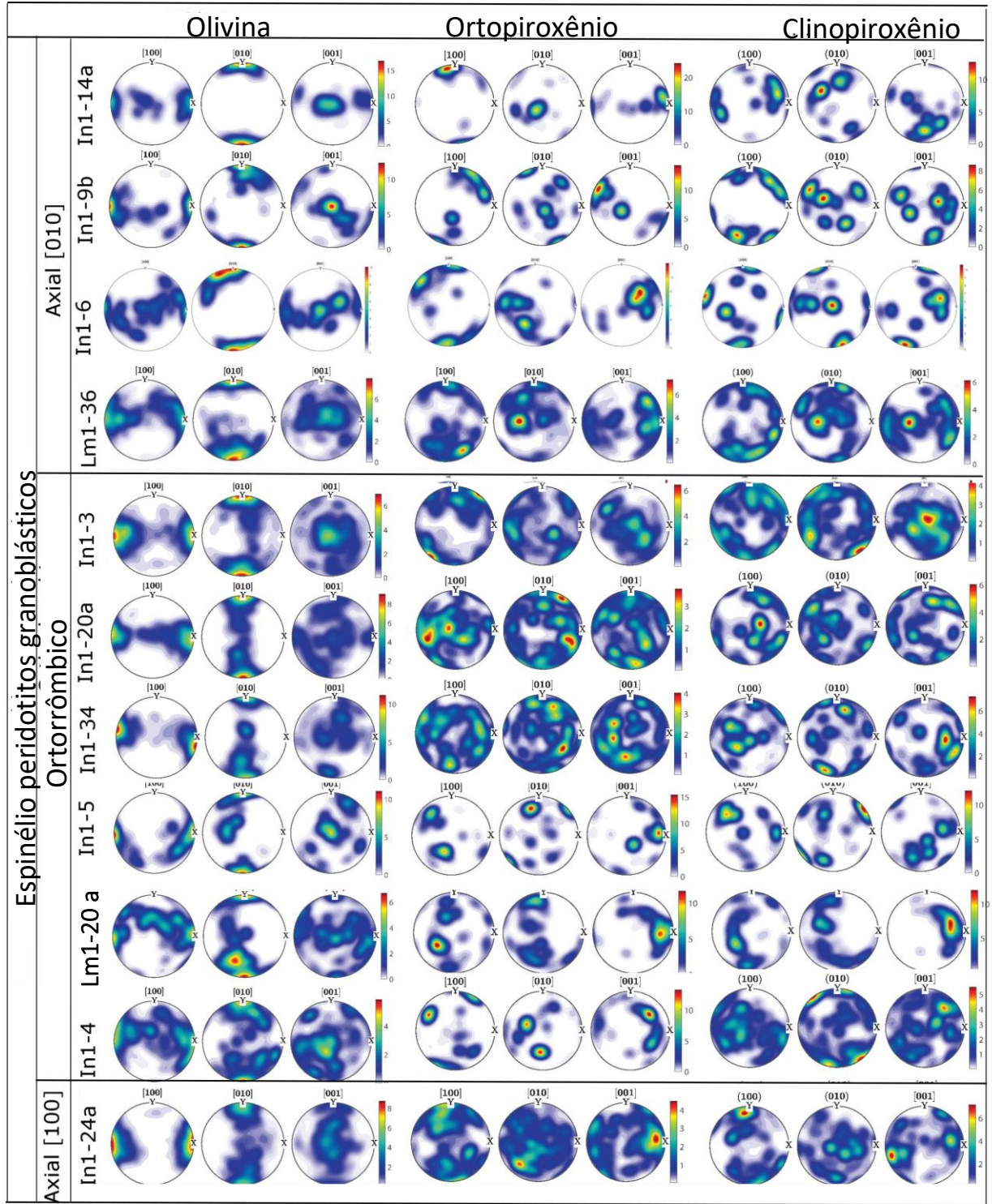
Figura 12 - Índice BA, que caracteriza a simetria, vs. índice J, que caracteriza a intensidade da OCP da olivina.

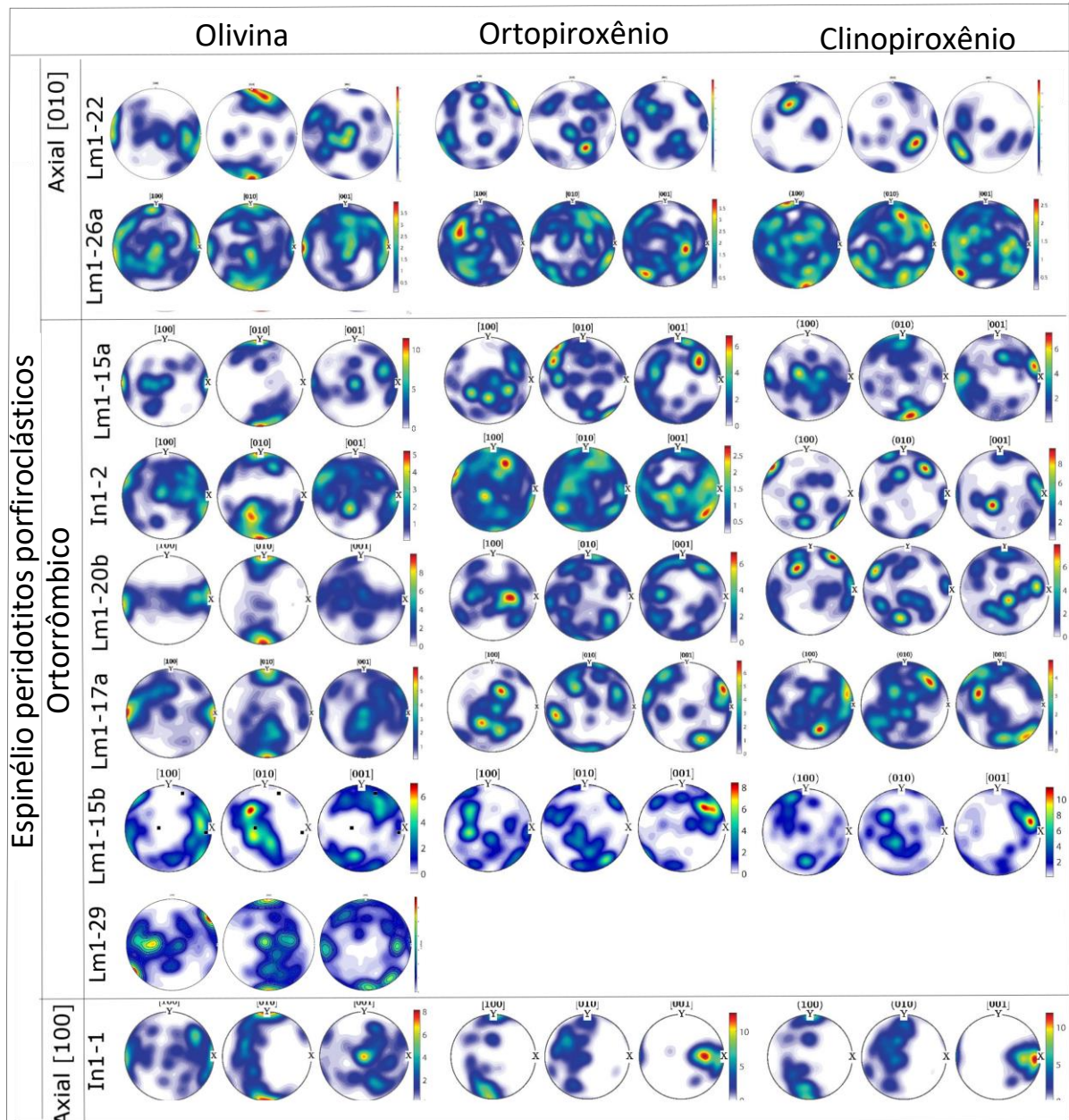


Fonte: A autora (2019).

Figura 13 – Orientação Cristalográfica Preferencial (OCP) da olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio em amostras representativas dos diferentes grupos e tipos litológicos estudados. Projeção estereográfica do hemisfério inferior, os contornos indicam valores de distribuição uniforme. X indica a lineação e Y a normal ao plano de foliação, se a olivina se deforma predominantemente por deslizamento de deslocações do sistema  $[100](010)$ , que é o mecanismo dominante à alta temperatura e baixo esforço.







Fonte: A autora (2019).

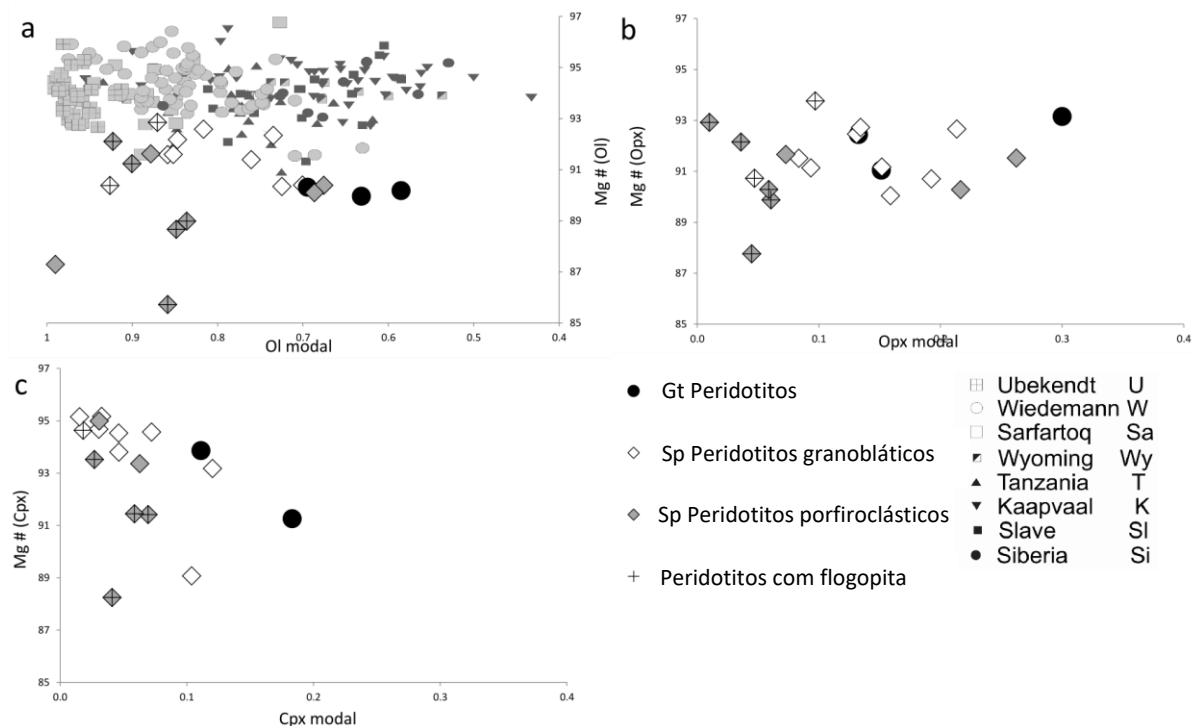
#### 4.4 QUÍMICA MINERAL

Os peridotitos estudados têm composições coerentes com as observadas em xenólitos mantélicos em outros crátons, mas as olivinas são em geral mais ricas em Fe (Mg# mais baixo), (Fig. 14a). Os granada peridotitos possuem olivina com Mg# ( $Mg\# = Mg / (Mg + Fe)$ ) ~90, o que é consistente com o Mg# em olivinas de peridotitos com microestruturas semelhantes (miloníticas) de seções profundas de outros crátons (Boyd *et al.* 1987, Pearson, 2005, Baptiste & Tommasi 2012). Os espinélio peridotitos possuem olivina com variação importante do Mg# entre 85-93, com a maior parte dos dados concentrada entre 90 e 93 (Fig.

14a). Não há uma correlação direta entre o Mg# da olivina e as quantidades modais, mas todos os peridotitos com olivina rica em ferro (Mg#<89) apresentam >80% de olivina modal e a maior parte possui flogopita modal >1% (Fig. 14a). Alguns espínélio peridotitos com olivina rica em Mg (Mg#>91) também possuem flogopita como mineral acessório (Tab. 1).

Os ortopiroxênios nos espínélio peridotitos possuem Mg# variando entre 87 e 94 e nos granada peridotitos entre 90 e 93. Não há uma correlação direta entre o conteúdo modal dos ortopiroxênios e o Mg#, ou entre o Mg# do ortopiroxênio e a presença de flogopita (Fig. 14b). Todavia, todos os peridotitos com flogopita são pobres em ortopiroxênio e clinopiroxênio (Figs. 14b e 14c). Os espínélio peridotitos com textura granoblástica apresentam em geral Mg# dos clinopiroxênios entre 93 e 96, com uma exceção. Já os espínélio peridotitos porfiroclásticos possuem uma variação maior do Mg# dos clinopiroxênios, entre 88 e 96 (Fig. 14c).

Figura 14 – a) Mg# da olivina comparado com dados de outros domínios cratônicos (Berstein *et al.* 2007); b) Mg# do ortopiroxênio em função de sua composição modal; c) Mg# do clinopiroxênio em função de sua composição.



Fonte: A autora (2019).

O conteúdo de Ni na olivina varia entre 2750 e 3500 ppm (Fig. 15a). Não há uma correlação sistemática entre a química da olivina e a textura dos peridotitos, entretanto os espínélio peridotitos granoblásticos tendem a mostrar uma variação menor nos conteúdos de Mg# e Ni que os espínélio peridotitos porfiroclásticos, o que é consistente com um maior grau



de reequilíbrio tanto das microestruturas quanto da composição química dos primeiros (Fig. 15a). O conteúdo de Ca na olivina para a maior parte dos espinélio peridotitos é <350ppm, com exceção da amostra In1-1 (de textura porfiroclástica) que possui conteúdo de Ca excepcionalmente alto na olivina (~870ppm) (Fig. 15b). As amostras de espinélio peridotito com flogopita apresentam, na média, valores mais altos de Ca na olivina (>150ppm) (Fig. 15b). O dunito Lm1-29 e os granada peridotitos também possuem conteúdo de Ca altos (>500ppm) (Fig. 15b).

Os Mg# das olivinas e ortopiroxênios são correlacionados positivamente, o que sugere equilíbrio (Fig. 15c). Os dados se alinham próximo à reta de correlação 1:1, sendo o Mg# do ortopiroxênio geralmente pouco mais alto que o Mg# da olivina, principalmente nos espinélio peridotitos com flogopita e nos granada peridotitos (Fig. 15c). Essas observações são coerentes com a composição de xenólitos de peridotitos em crátons pelo mundo. O conteúdo de TiO<sub>2</sub> nos ortopiroxênios dos espinélio peridotitos porfiroclásticos são muito variáveis (até 0.2 wt.%) e indica uma ligeira correlação negativa com o Mg# (Fig. 15d). Nos granada peridotitos o conteúdo de TiO<sub>2</sub> no ortopiroxênios é baixa, entre 0,02 e 0,03wt% (Fig. 15d).

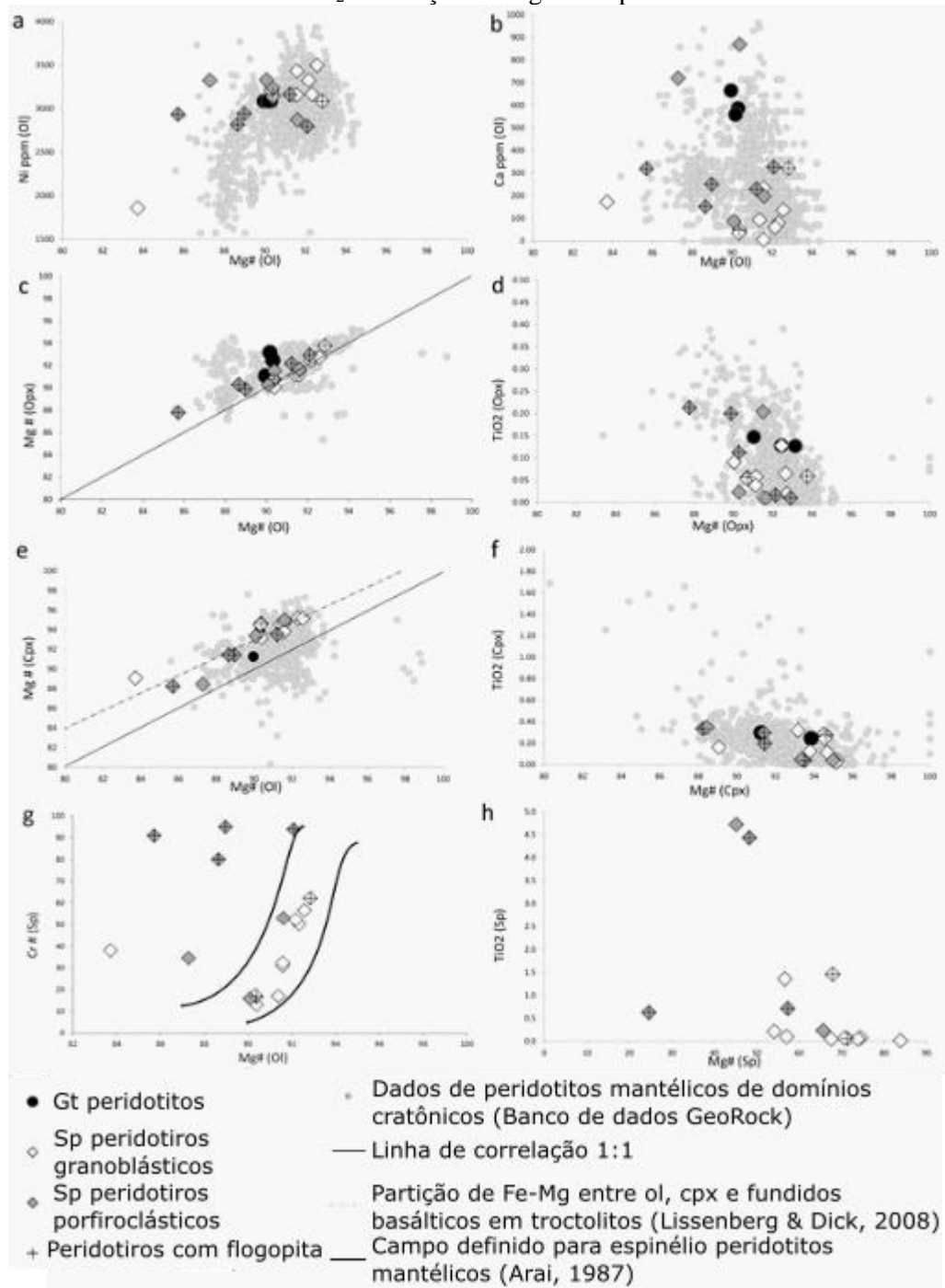
O Mg# nos clinopiroxênios varia entre 88 e 96. O Mg# no clinopiroxênio possui correlação positiva com os Mg# do ortopiroxênio e olivina, apresentando, no entanto, valores de Mg# sistematicamente mais altos que ambos (Figs. 15c e 15e). A maior parte das amostras é plotada próxima ou ligeiramente mais alta que a reta de equilíbrio de fusão entre olivina e clinopiroxênio em troctolitos (Lissenberg & Dick, 2008). As composições dos peridotitos do CSF são coerentes com os de outros peridotitos cratônicos plotando, predominantemente, no limite superior do enriquecimento em Mg dos clinopiroxênios em relação à olivina. O Mg# em ambos os piroxênios nos granada peridotitos possui uma variação menor (91-93) que nos espinélio peridotitos (Figs. 15c e 15e).

O conteúdo de TiO<sub>2</sub> no clinopiroxênio é muito variável, chegando até a 0,35 wt% (Fig. 15f). Todos os grãos de clinopiroxênio com Mg#<92 possuem alto conteúdo de TiO<sub>2</sub>. O clinopiroxênio dos granada peridotitos possui conteúdos altos de TiO<sub>2</sub>(~0.3 wt.%). Apesar da baixa variação no Mg#, o clinopiroxênio nos espinélio peridotitos granoblásticos possui conteúdo muito variável de TiO<sub>2</sub> (Fig. 15f).

O conteúdo de Cr# ( $Cr\# = Cr / (Cr + Al)$ ) nos espinélios varia entre 10 e 95. Os espinélio peridotitos sem flogopita plotam no campo dos peridotitos mantélicos (OSMA) definido por Arai (1987). Em contraste, todos os espinélio peridotitos porfiroclásticos com flogopita e o dunito Lm1-29 plotam bem acima do OSMA (Fig. 15g), indicando a influência de fluidos

metassomáticos. Os espinélios peridotitos porfiroclásticos com flogopita possuem cromita ( $Cr\# > 80$ ) associada à olivina com diversos valores de  $Mg\#$  (85-92, Fig. 15g). O dunito (Lm1-29) possui espinélio com  $Cr\#$  baixo (34) e olivina rica em Fe ( $Mg\# = 87$ ). O conteúdo de  $TiO_2$  no espinélio é geralmente  $< 0,5$  wt.% nas amostras com textura granoblástica sem flogopita (Fig. 15h). Os espinélio peridotitos granoblásticos com flogopita e os peridotitos porfiroclásticos apresentam em geral conteúdos de  $TiO_2$  nos espinélios  $> 0,5$  wt.% (Fig. 15h). O dunito e um peridotito porfiroclástico com flogopita possuem espinélio com  $TiO_2 > 4$  wt.%. A granada nos granada peridotitos é piropo, com  $Mg\#$  entre 83,7 e 85,9,  $TiO_2$  entre 0,5 e 0,7 wt.% e  $Cr_2O_3$  entre 1,9 e 2,7 wt.%.

Figura 15 – a) Conteúdo de Ni função do Mg# na olivina; b) Conteúdo de Ca em função do Mg# na olivina; c) Mg# do ortopiroxênio em função do Mg# da olivina; d) Conteúdo de TiO<sub>2</sub> em função do Mg# no ortopiroxênio; e) Mg# do clinopiroxênio em função do Mg# da olivina; f) Conteúdo de TiO<sub>2</sub> em função do Mg# no clinopiroxênio; g) Cr# do espinélio em função do Mg# da olivina; h) Conteúdo de TiO<sub>2</sub> em função do Mg# no espinélio.

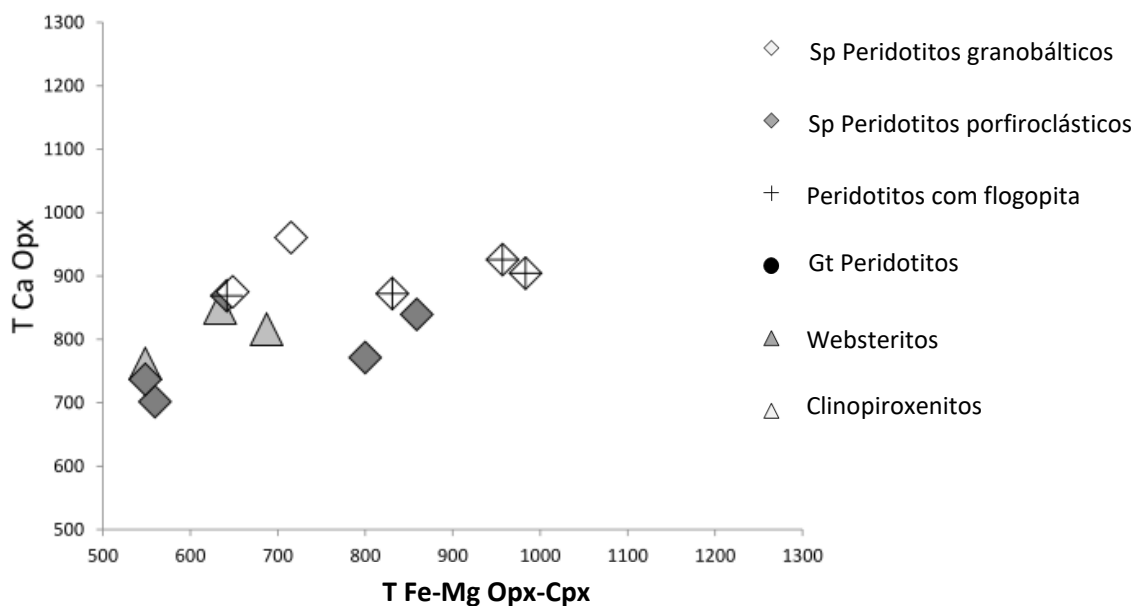


Fonte: A autora (2019).

#### 4.5 TERMOBAROMETRIA

A comparação entre as temperaturas de equilíbrio preditas pelos termômetros baseados nas trocas Fe-Mg entre Cpx-Opx e Ca em Opx de Brey & Kohler (1990) mostram que as temperaturas obtidas a partir das composições dos dois piroxênios são mais baixas (em até 200°C) do que as temperaturas do termômetro Ca-in-Opx para valores de temperatura em equilíbrio mais baixos que 800°C no termômetro Cpx-Opx e mais altas (em até 125°C) para valores de temperatura em equilíbrio mais altos que 1000°C no termômetro Cpx-Opx (Fig. 16, Tab. 4.1). Para evitar essas oscilações, optamos por focar nas temperaturas obtidas a partir do termômetro Ca em Opx nos espinélio peridotitos. Para a medição dos dados de temperatura e pressão dos granada peridotitos foi utilizado conjunto de termômetros de Brey et al. (2008), que apresentam resultados mais coerentes (Costa, 2008). Apenas na amostra Lm1-29 devido a sua composição constituída por 99% olivina, optamos por utilizar o termômetro Fe-Mg em olivina e espinélio de Balhaus *et al.* (1990).

Figura 16 – Dados de temperatura baseadas nos termômetros de Ca em Opx e Fe-Mg em Cpx-Opx de Brey & Kohler (1990).

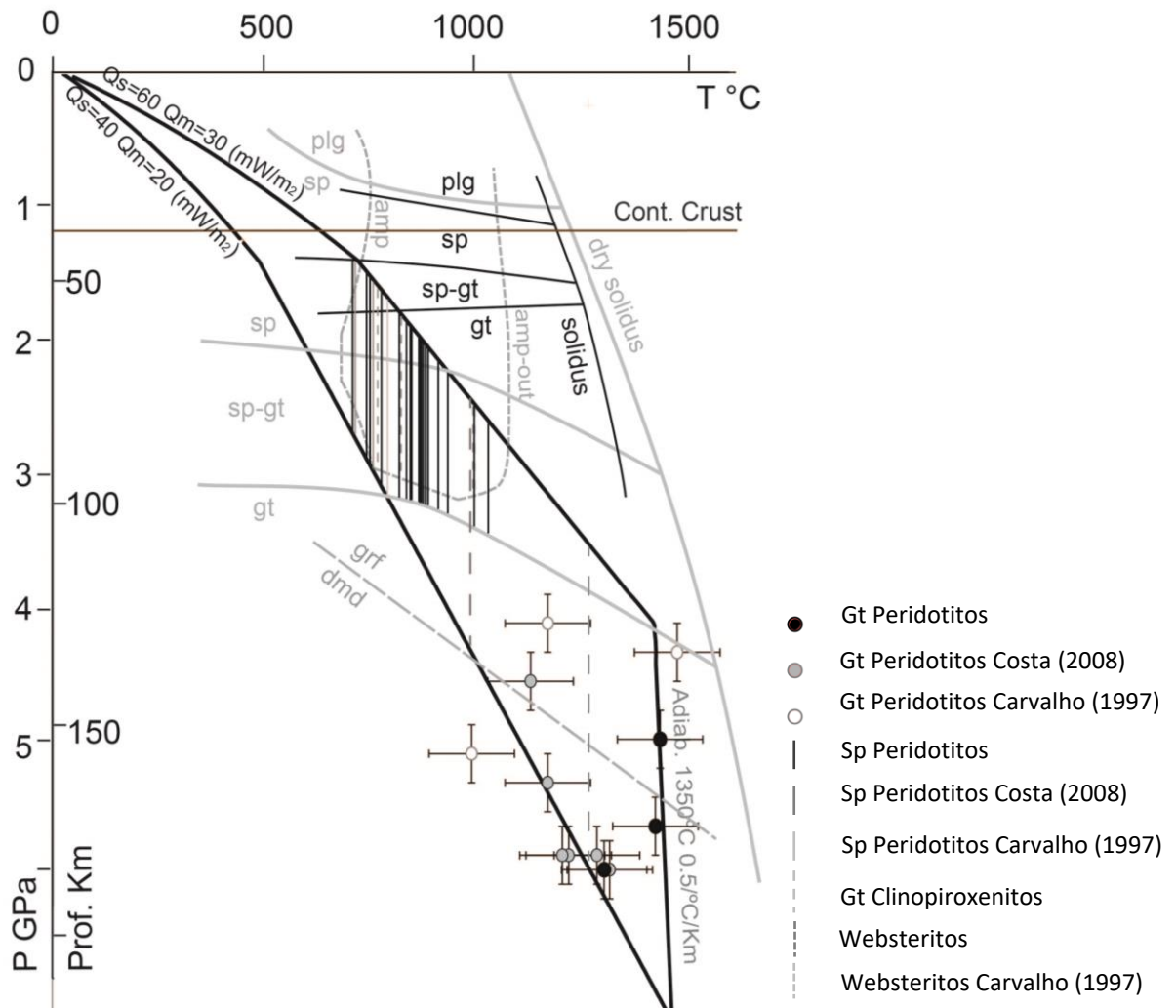


Fonte: A autora (2019).

Os granada peridotitos possuem temperaturas de equilíbrio homogêneas de cerca de 1250 °C para pressões que variam entre 38 e 55 kbar. Já os espinélio peridotitos possuem uma grande variação de temperaturas de equilíbrio, entre 700 °C e 1000 °C. Os dados de T-P de equilíbrio dos espinélio peridotitos, anfibólio websteritos e granada clinopiroxenitos são apresentados com a temperatura correspondente aos termômetros na Tab. 4.1. No entanto, as

condições de pressão de equilíbrio são definidas com base na faixa de estabilidade do espinélio, anfibólio de granada (espinélio peridotitos, anfibólio websteritos e granada clinopiroxenitos, respectivamente (Fig. 17). Já os granada peridotitos possuem dados de equilíbrio de T-P (termômetros em Tab. 4.1) e foram plotados diretamente na Fig. 17.

Figura 17– Dados de pressão e temperatura dos xenólitos do manto sob o Cráton São Francisco analisados neste trabalho e em trabalhos anteriores de Costa (2008) e Carvalho (1997). As geotermas de equilíbrio estático foram calculadas considerando uma crosta com espessura de 40km a partir da superfície ( $Q_s$ ) e fluxos de calor progressivamente reduzidos ( $Q_m$ ) típicos de um cráton com litosfera de 100km de espessura. As barras de erro para os dados de temperatura e pressão são de  $\pm 50$  °C e  $\pm 0.1$  GPa, respectivamente (Brey & Köhler, 1990). Os diagramas de fases para peridotitos estão demarcados pelas linhas cinza claro e para piroxenitos estão demarcados pelas linhas pretas (O'Neill, 1985). Devido a falta de barômetros no campo de estabilidade do espinélio, os dados para os peridotitos e piroxenitos a espinélio são apresentados como barras verticais cobrindo todo o campo de estabilidade do espinélio em ausência de granada e plagioclásio.



Fonte: A autora.

gt: granada; sp: espinélio; plg: plagioclásio; am: anfibólio; grf: grafita; dmd: diamante.

## 5 DISCUSSÕES E CONCLUSÃO

O presente capítulo representa a síntese da análise de todos os dados obtidos das amostras estudadas, discussão dos dados de forma integrada, além da interpretação obtida a partir destes dados. As discussões foram divididas entre geoquímica e termobarometria, análise microestrutural e OCP, seguida da conclusão da síntese dos dados.

### 5.1 GEOQUÍMICA E TERMOBAROMETRIA

Os peridotitos do cráton São Francisco possuem composições coerentes com as observadas em xenólitos mantélicos de outros crátons, apenas pouco mais enriquecidos em Fe. As composições modais enriquecidas das olivinas, principalmente nos espinélio peridotitos, indicam que os xenólitos são resíduos da extração de magma a partir de fusão parcial importante, constituindo um manto refratário.

A maior parte dos espinélio peridotitos porfiroclásticos grossos possui composição harzburgítica ou dunítica (Fig. 7). Quase todas as amostras que possuem flogopita estão presentes nesse grupo, e se concentram nos xenólitos com  $Mg\#_{Ol} > 0,85$  (Fig. 14a), evidenciando a influência do metassomatismo. Os xenólitos desse grupo apresentam significativa variação no conteúdo de Mg# da olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio, maior que nos espinélio peridotitos granoblásticos (Fig. 14).

A correlação positiva dos dados de Mg# na olivina e ortopiroxênio indicam que esses minerais estão em equilíbrio (Fig. 15c), enquanto o clinopiroxênio apresenta um ligeiro desequilíbrio, corroborando com as observações texturais, de forma que algumas amostras destoam do padrão cratônico (Fig. 15e). As amostras dos espinélio peridotitos porfiroclásticos com flogopita apresentam desequilíbrio na quantidade de Cr# em relação ao Mg# no espinélio quando plotadas no diagrama de Arai (1987) (Fig. 15g), indicando uma maior influência do metassomatismo modal nesses xenólitos.

Os dados de enriquecimento em Fe e Ti dos piroxênios são coerentes com outras amostras de xenólitos mantélicos pelo mundo. Os grãos de ortopiroxênio possuem teores de  $TiO_2$  relativamente baixos. No entanto, as amostras que apresentam os maiores teores de  $TiO_2$  são enriquecidas em Fe, indicando a influência do metassomatismo da PIAP em apenas alguns grãos. No caso dos espinélio peridotitos granoblásticos a influência do metassomatismo apenas é observada em poucos grãos intersticiais e irregulares, enquanto nos

espinélio peridotitos porfiroclásticos grossos esses grãos são bem mais frequentes. Os grãos de clinopiroxênio possuem valores comparativamente mais altos de  $\text{TiO}_2$  que os ortopiroxênios, mas constantes em relação ao enriquecimento em Fe, indicando maior influência do metassomatismo nesses minerais, corroborados pelo aspecto irregular e intersticial desses minerais (principalmente nos espinélio peridotitos porfiroclásticos). Os grãos de espinélio possuem em geral baixos teores de  $\text{TiO}_2$ , independente do enriquecimento em Fe, com exceção de apenas duas amostras.

A partir das amostras dos granada peridotitos foi possível estabelecer os dados de temperatura e pressão. As temperaturas para esses xenólitos variam entre 982 e 1463 °C e as pressões entre 38-55 kbar (Tab.4.1), amostrando porções profundas do manto sob o CSF, inclusive na zona de estabilidade do diamante. Os granada peridotitos se distribuem entre as geotermas de 40 e 60  $\text{mW/m}^2$ . A geoterma mais fria está associada à preservação de porções mantélicas mais antigas, prévias ao incremento geotérmico (Costa, 2008 e Gonzaga *et al.*, 1995) atribuído aos processos de metassomatismo e magmatismo cretáceo, que se mantém até os dias atuais (Alexandrino & Hamza, 2008)

Os xenólitos de Coromandel, dos *pipes* Limeira1 e Indaiá1, não possuem granada, de forma que apenas a temperatura pode ser estimada, já no *pipe* Canastra01, no Campo de Canastra, foi possível prever as temperaturas e as pressões (Tab. 4.1). As temperaturas dos espinélio peridotitos são mais baixas e variam entre 704 °C e 1021 °C (Tab. 4.1, Fig 7.2), amostrando porções mais rasas da crosta. Considerando-se as temperaturas e composições mineralógicas do espinélio peridotitos de Coromandel, a geoterma estimada para o sudoeste do CSF deveria ser mais quente que uma típica geoterma cratônica, com calor de superfície ( $Q_s$ ) estimado em 60  $\text{mW/m}^2$  e fluxo de calor progressivamente reduzido ( $Q_m$ ) de 30  $\text{mW/m}^2$  (Fig. 17) tendo em vista uma espessura crustal de 40 km. Essa diferença pode ser atribuída a um aquecimento causado pela intrusão da PIAP, de forma que a geoterma mais fria seria anterior ao magmatismo alcalino, tendo sido preservada em parte dos xenólitos (principalmente nos granada peridotitos e granada clinopiroxenitos), enquanto que a geoterma mais quente corresponde ao manto aquecido por essa intrusão.

As diferenças das características sismológicas e modelos tomográficos do manto sob o CSF em geral e do manto sob a PIAP, como a variação na espessura litosférica na porção a Sul do cráton, as anomalias *Bouguer* positivas (Heit, 2007; Soares *et al.*, 2006; Assumpção *et al.*, 2017; Feng *et al.*, 2007; Assumpção *et al.*, 2013b; McKenzie *et al.*, 2015) e as anomalias de velocidades mais negativas das ondas P- e S- (Schimmel *et al.*, 2003; Assumpção *et al.*,

2004; Rocha *et al.*, 2011) podem em parte ser explicadas pelo aumento da temperatura e enriquecimento no teor de Fe das fases que compõe as rochas do manto na região, causado pelo metassomatismo imposto pelo enorme magmatismo da PIAP ao longo do Cretáceo.

## 5.2 MICROESTRUTURAS E ORIENTAÇÕES CRISTALOGRÁFICAS PREFERENCIAIS

Os granada peridotitos apresentam textura porfiroclástica fina, indicando microestruturas pouco equilibradas, com porfiroclastos de piroxênios, granada e, raramente, olivina, cercados por neoblastos de olivina. Os porfiroclastos possuem, em geral, forte deformação intragranular, como extinção ondulante, *kink bands* e formação de subgrãos espaçados (Figs. 8a e 8b), preservando o registro de deformação por fluência de discordâncias fluxo deslocação. Os valores baixos de misorientação intragranular da olivina observados na escala da amostra M2M ( $<2^\circ$ ) (Figs. 10d, 11a e 11b) podem ser explicados pelos neoblastos, que ocupam uma área considerável dos xenólitos, mostrando que essas amostras passaram por recristalização posterior à sua deformação. A forma dos porfiroclastos é frequentemente alongada e irregular, o que pode ser observado na comparação entre o *shape factor* dos grãos de ortopiroxênio (que ocorrem quase exclusivamente na forma de porfiroclastos), cujos valores variam entre 1,9 e 2,2 e o dos grãos de olivina (que ocorrem mais frequentemente como neoblastos) e tendem a valores mais baixos, entre 1,7 e 2,0 (Fig. 10c), sendo a fase mineral mais afetada pela recristalização.

Os porfiroclastos desse grupo preservam o registro de deformação intracristalina, indicando que o tempo entre a deformação e a extração do magma não foi longo o suficiente para completa recristalização (que formaram os neoblastos de olivina) das fases minerais. Considerando a associação de grãos recristalizados com altas temperaturas de equilíbrio ( $>1200^\circ\text{C}$ ) (Tab. 4.1 e Fig. 17), interpretamos que essa recristalização ocorreu devido à deformação e à temperatura associada aos estágios iniciais de extração do magma alcalino cretáceo da PIAP (Ehrenberg, 1979; Gurney & Harte, 1980; Katayama *et al.*, 2009) na base da raiz cratônica que preservou a deformação pretérita apenas parcialmente nos porfiroclastos.

A olivina dos granada peridotitos apresenta padrões de OCP ortorrômbico a axial-[100], com intensidade baixa (Fig. 12). A baixa intensidade do OCP da olivina em peridotitos do manto superior é observada em xenólitos com recristalização secundária (Tommasi *et al.*, 2004; Falus *et al.*, 2008). A grande quantidade de neoblastos de olivina presente nos xenólitos



dos granada peridotitos seria responsável pela dispersão da OCP nesses xenólitos. Assim, a percolação do magma alcalino cretáceo deve ter reagido com essas amostras de forma que houve o predomínio da nucleação em detrimento ao crescimento de grãos (*annealing*), dispersando o OCP desses xenólitos (Boudier & Coleman, 1981; Falus *et al.*, 2011; Tommasi & Vauchez, 2015).

Os espinélio peridotitos possuem texturas que variam de porfiroclásticas grossas a granoblásticas. O *shape factor* e a misorientação intragranular da olivina diferenciam claramente os dois grupos texturais (Fig. 10, Fig. 11c, Fig. 11d, Fig. 11e, Fig. 11f).

Os espinélio peridotitos granoblásticos possuem baixa misorientação intragranular, com valores que variam de 0,9 a 3,2 (Fig. 10d) com é e observado nas Fig. 11a, Fig. 11b, em que há ausência de extinção ondulante e baixa quantidade de subgrãos espaçados. A olivina possui formas poligonais, com *shape factor* variando entre 1,7 e 2,0 (Fig. 10c) e os grãos de ortopiroxênio, embora possuam formas irregulares, são poligonais, com valores de *shape factor* pouco mais altos que os da olivina, entre 1,7 e 3,0 (Fig. 10c). Os grãos de clinopiroxênio apresentam características semelhantes aos de ortopiroxênio, raramente irregulares. Esses fatores evidenciam o *annealing* extensivo (recristalização estática e crescimento de grãos), indicando que passaram por processo de difusão eficiente gerado por altas temperaturas e/ou resfriamento lento em manto litosférico subcontinental estável (Baptiste *et al.*, 2012), preservando as características do manto litosférico, sendo pouco afetados pelo magmatismo alcalino cretáceo.

Os espinélio peridotitos porfiroclásticos grossos são caracterizados por formas irregulares, bordas de grãos sinuosas (com valores de *shapefactor* entre 1,9 e 2,7 para a olivina e 2,0 e 3,1 para o ortopiroxênio; Fig. 10c) e forte misorientação intracristalina (variando entre 2° e 6° nos grãos de olivina; Figs. 10d, 11c, 11d). São observados com frequência forte extinção ondulante e subgrãos tanto na olivina quanto em alguns grãos de ortopiroxênio, além de contatos com terminações em cunha, indicando falta de equilíbrio entre as fases. Os grãos de clinopiroxênio e ortopiroxênio em parte das amostras apresentam granulação mais fina, formas bem mais irregulares e contatos de grão sinuosos. Esses minerais apresentam maior intensidade de deformação intracristalina (Fig. 9c, Fig. 9d, Fig. 9g, Fig.4.3h), associada à presença de flogopita, o que indica uma (re)crystalização tardia. É possível supor que, diferentemente dos espinélio peridotitos granoblásticos, as características pretéritas do manto litosférico foram perturbadas por uma deformação mais recente superposta (Vauchez *et al.*, 2005; Zaffarana *et al.*, 2014) associada a interação com os

fundidos reativos dos magmas alcalinos da PIAP (Katayama *et al.*, 2009; Baptiste *et al.*, 2012; Zaffarana *et al.*, 2014; Nannini, 2016).

A OCP da olivina nos espinélio peridotitos é mais forte do que nos granada peridotitos (Fig. 12). Entre os dois grupos dos espinélio peridotitos, a intensidade da OCP da olivina é muito semelhante e os padrões ortorrômnicos são predominantes nos dois tipos (Fig. 12), apenas com algumas poucas amostras apresentando OCP com tendências axial-[010] ou axial-[100]. Essa variação na simetria da OCP registra mudança de regime ou na atividade dos diferentes sistemas de cisalhamento (Tommasi *et al.*, 1999). A maior parte dos espinélio peridotitos granoblásticos apresentam OCP da olivina e do ortopiroxênio consistentes (Fig. 13), indicando uma história de deformação comum, enquanto os espinélio peridotitos porfiroclásticos grossos possuem OCP dos piroxênios praticamente aleatório em quase todas as amostras (Fig. 13), sugerindo adição de piroxênio (refertilização) após o principal evento de deformação, associados à percolação dos fundidos reativos dos magmas alcalinos da PIAP. Os espinélio peridotitos foram parcialmente modificados pelos magmas da PIAP que, no entanto, mantiveram preservadas as OCP associada à deformação pretérita, possivelmente associada ao amalgamento arqueano-paleoproterozóico.

### 5.3 CONCLUSÃO

A partir dos dados estudados, é possível concluir que o manto sob o cráton São Francisco foi parcialmente modificado em termos de temperatura, química e textura pela percolação de fundido reativo no cretáceo, associado à Província Ígnea do Alto Paranaíba, o que é evidenciado pelos granada peridotitos e espinélio peridotitos porfiroclásticos, mas que preservou parte das características prévias do manto, registrada nos espinélio peridotitos granoblásticos.

## REFERÊNCIAS

- ALEXANDRINO, C. H.; HAMZA, V. M. Estimates of heat flow and heat production and a thermal model of the São Francisco craton. **International Journal of Earth Sciences**, v. 97, n. 2, p. 289-306, 2008.
- ALKMIM, F. F.; MARTINS-NETO, M. A. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 33, n. 1, p. 127-139, 2012.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. D.; FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. *In: Simpósio de Geologia do Nordeste*, 8, 1977, Campina Grande. **Atas [...]**. Campina Grande, SBG, 1977. p. 363-391.
- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. *In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas marginais*, 1., 1981, Salvador. **Anais [...]**. Salvador, SBG, 1981. p. 1-10.
- ARAI, S. An estimation of the least depleted spinel peridotite on the basis of olivine-spinel mantle array. **Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte**, v. 8, p. 347-354, 1987.
- ASSUMPCÃO, M.; SCHIMMEL, M.; ESCALANTE, C.; ROCHA, M.; BARBOSA J. R.; BARROS, L. V. Intraplate seismicity in SE Brazil: Stress concentration in lithospheric thin spots. **Geophysical Journal International**, v. 159, p. 390–399, 2004.
- ASSUMPCÃO, M.; BIANCHI, M.; JULIÀ, J.; DIAS, F. L.; FRANÇA, G. S.; NASCIMENTO, R.; DROUET, S.; PAVÃO, C. G.; ALBUQUERQUE, D. F.; LOPES, A. E. V. Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 43, p. 74-85, 2013a.
- ASSUMPCÃO, M.; FENG, M.; TASSARA, A.; JULIÀ, J. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. **Tectonophysics**, v. 609, 82-96, 2013b.
- ASSUMPCÃO, M.; AZEVEDO, P. A.; ROCHA, M. P.; BIANCHI, M. B. Lithospheric features of the São Francisco Craton. *In: HEILBRON, M., CORDANI, U., ALKIMIN, F. (ed.) São Francisco Craton, Eastern Brazil*. Springer, Cham. p. 15-25, 2017.
- BACHMANN, F.; HIELSCHER, R.; SCHAEBEN, H.; Texture Analysis with MTEX – Free and Open Source Software Toolbox. **Solid State Phenomena**, v. 160, p. 63-68. 2010.
- BACHMANN, F.; HIELSCHER, R.; SCHAEBEN, H. Grain detection from 2d and 3d EBSD data - Specification of the MTEX algorithm. **Ultramicroscopy**, v. 111, p. 1720-1733, 2011.
- BALLHAUS, C.; BERRY, R. F.; GREEN, D. H. Oxygen fugacity controls in the Earth's upper mantle. **Nature**, v. 348, n. 6300, p. 437, 1990.
- BAPTISTE, V.; TOMMASI, A.; DEMOUCHEY, S. Deformation and hydration of the lithospheric mantle beneath the Kaapvaal craton, South Africa. **Lithos**, 149, pp.31-50, 2012.

- BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: a synthesis. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 74, n. 2, p. 343-359, 2002.
- BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C.; DA CUNHA, C. A. R. Geologia da região do Triângulo Mineiro. **Divisão de Fomento da Produção Mineral**, 1970.
- BERROCAL, J.; MARANGONI, Y.; SÁ, N. C.; FUCK, R.; SOARES, J. E. P.; DANTAS, E.; PEROSIA, F.; FERNANDES C. Deep seismic refraction and gravity crustal model and tectonic deformation in Tocantins Province, Central Brazil. **Tectonophysics**, v. 388, p. 187-199, 2004.
- BERNSTEIN, S.; KELEMEN, P. B.; HANGHØJ, K. Consistent olivine Mg# in cratonic mantle reflects Archean mantle melting to the exhaustion of orthopyroxene. **Geology**, v. 35, n. 5, p. 459-462, 2007.
- BRANNER, J. C. The Tombador escarpment in the state of Bahia, Brazil. **American Journal of Science**, v. 30, n. 179, p. 335-343, 1910.
- BRITO NEVES, B. B. Geologia das Folhas de Upamirim e Morro do Chapéu-BA. **Rel. 17 da CONESP/SUDENE**, Recife, 1967.
- BIZZI, L. A.; DE WIT, M. J.; SMITH, C. B.; MCDONALD, I.; ARMSTRONG, R. A. Heterogeneous enriched mantle materials and Dupal-type magmatism along the SW margin of the São Francisco Craton, Brazil. **Journal of Geodynamics**, v. 20, n. 4, p. 469-491, 1995.
- BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. CPRM, Brasília, 2003.
- BIZZI, L. A.; ARAÚJO, A. L. N. Dynamic of mantle-derived magmatism in the southwestern São Francisco Craton, Brazil. *In*: COMIN-CHIARAMONTI, P., GOMES, C. B. (eds.) **Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform**. Editora da Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 341-365, 2005.
- BLEEKER, W. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces. **Lithos**, v. 71, n. 2-4, p. 99-134, 2003.
- BREY, G. P.; KÖHLER, T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. **Journal of Petrology**, v. 31, n. 6, p. 1353-1378, 1990.
- BREY, G. P.; BULATOV, V. K.; GIRNIS, A. V. Geobarometry for peridotites: experiments in simple and natural systems from 6 to 10 GPa. **Journal of Petrology**, v. 49, n. 1, p. 3-24, 2008.
- BOUDIER, F.; COLEMAN, R.G. Cross section through the peridotites in the Samail ophiolite, southeastern Oman. **Journal of Geophysics**, v. 86, p. 2573-2592, 1981.

BOYD, F. R.; MERTZMAN, S. A. Composition and structure of the Kaapvaal litho-sphere. *In: MYSEN, B. O. (ed.). Magmatic Processes: Physiochemical Principles*. Geochemical Society Special Publications, Washington DC, p. 13–24, 1987.

BUNGE, H. J., *Texture Analysis in Materials Sciences*. Butterworth, London. 1982.

CABRAL NETO, I.; NANNINI, F.; SILVEIRA, F. V.; CUNHA, L. M. Áreas kimberlíticas e diamantíferas do estado de Minas Gerais. CPRM, Minas Gerais, 2017.

CARLSON, R. W.; ESPERANCA, S.; SVISERO, D. P. Chemical and Os isotopic study of Cretaceous potassic rocks from southern Brazil. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 125, n. 4, p. 393-405, 1996.

CARLSON, R. W.; ARAUJO, A. L. N.; JUNQUEIRA-BROD, T. C.; GASPAR, J. C.; BROD, J. A.; PETRINOVIC, I. A.; HOLLANDA, M. H. B. M.; PIMENTEL, M. M.; SICHEL, S. Chemical and isotopic relationships between peridotite xenoliths and mafic–ultrapotassic rocks from Southern Brazil. **Chemical Geology**, v. 242, n. 3-4, p. 415-434, 2007.

CARVALHO, J. B. **Petrologia de xenólitos mantélicos da província do Alto Paranaíba, Minas Gerais**. 1997. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1997.

CASTRO, P. D. T. A.; DARDENNE, M. A. The sedimentology, stratigraphy and tectonic context of the São Francisco Supergroup at the southwest boundary of the São Francisco Craton, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 3; p. 439-441, 2000.

CHEVROT, S.; ZHAO, L. Multiscale finite-frequency Rayleigh wave tomography of the Kaapvaal craton. **Geophysical Journal International**, v. 169, n. 1, p. 201-215, 2007.

COSTA, G. V. **Química mineral e geotermobarometria de xenólitos mantélicos do kimberlito Canastra-01**. 2008. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2008.

DARDENNE, M. A. Síntese sobre a Estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 30, 1978, Recife. **Resumos [...]**. Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. v.2, p. 597-610.

DANDERFER, A.; DE WAELE, B.; PEDREIRA, A. J.; NALINI, H. A. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco Craton - Brazil. **Precambrian Research**, v. 170, n. 1-2, p. 116-128, 2009.

DURRHEIM, R. J.; MOONEY, W. D. Archean and Proterozoic crustal evolution: Evidence from crustal seismology. **Geology**, v. 19, p. 606–609, 1991.

EHRENBERG, S. N. Garnetiferous ultramafic inclusions in minette from the Navajo volcanic field. *In: BOYD, F.R., MEYER, H. O. A. (eds.). The Mantle Sample: Inclusions in Kimberlites and Other Volcanics*. American Geophysical Union, v. 16, p. 330-344, 1979.

FALUS, G.; TOMMASI, A.; INGRIN, J.; SZABÓ, C. Deformation and seismic anisotropy of the lithospheric mantle in the southeastern Carpathians inferred from the study of mantle xenoliths. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 272, n. 1-2, p.50-64, 2008.

FALUS, G.; TOMMASI, A.; SOUSTELLE, V. The effect of dynamic recrystallization on olivine crystal preferred orientations in mantle xenoliths deformed under varied stress conditions. **Journal of Structural Geology**, v. 33, p.1528–1540, 2011.

FENG, M.; VAN DER LEE, S.; ASSUMPCÃO, M. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental-mode group velocities of Rayleigh waves. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, 2007.

FINNERTY, A. A.; BOYD, F. R. Thermobarometry for garnet peridotite xenoliths: a basis for upper mantle stratigraphy, **Mantle Xenoliths**, London, p. 381-402, 1987.

FOLEY, S. F. Rejuvenation and erosion of the cratonic lithosphere. **Nature Geoscience**, v. 1, n. 8, p. 503, 2008.

FONSECA, M. A.; DARDENNE, M. A.; UHLEIN, A. Faixa Brasília setor setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 267-278, 1995.

FUCK, R. A.; JARDIM DE SÁ, E. F.; PIMENTEL, M. M.; DARDENNE, M. A.; PEDROSA-SOARES, A. C. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. **O Cráton do São Francisco**, SBG-SGM-CNPq, p. 161-185, 1993.

GRIFFIN, W. L.; O'REILLY, S. Y.; ABE, N.; AULBACH, S.; DAVIES, R. M.; PEARSON, N. J.; DOYLE, B. J.; KIVI, K. The origin and evolution of Archean lithospheric mantle. **Precambrian Research**, v. 127, n. 1-3, p.19-41, 2003.

GIBSON, S. A.; THOMPSON, R. N.; LEONARDOS, O. H.; DICKIN, A. P.; MITCHELL, J. G. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. **Journal of Petrology**, v. 36, n. 1, p. 189-229, 1995.

GONZAGA, G. M.; TEIXEIRA N. A.; GASPAR J. C. Geotectonic considerations on primary diamonds sources in mobile belts. *In: International Kimberlite Conference, Extended abstracts [...]*, p. 707, 1995.

GUIMARÃES, J. T. **A Formação Bebedouro no Estado da Bahia: Faciologia, estratigrafia e ambientes de sedimentação**. 1996. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Bahia, 1996.

GURNEY, J. J.; HARTE, B. Chemical variations in upper mantle nodules from southern Africa kimberlites. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, v. 297, n. 1431, p.273–293, 1980.

GUARINO, V.; WU, F. Y.; LUSTRINO, M.; MELLUSO, L.; BROTZU, P.; DE BARROS GOMES, C.; RUBERTI, E.; TASSINARI, C. C. G.; SVISERO, D. P. U–Pb ages, Sr–Nd-

isotope geochemistry, and petrogenesis of kimberlites, kamafugites and phlogopite-picrites of the Alto Paranaíba Igneous Province, Brazil. **Chemical Geology**, v. 353, p. 65-82, 2013.

HEIT, B.; SODOUDI, F.; YUAN, X.; BIANCHI, M.; KIND, R. An S receiver function analysis of the lithospheric structure in South America. **Geophysical Research Letter**, v. 34, n. 14, 2007.

HIELSCHER, R.; SCHAE BEN, H. A novel pole figure inversion method: specification of the MTEX algorithm. **Journal of Applicable Crystallography**, v. 41, p. 1024-1037, 2008.

ISMAIL, W. B.; MAINPRICE, D. An olivine fabric database: an overview of upper mantle fabrics and seismic anisotropy. **Tectonophysics**, v. 296, n. 1-2, p.145-157, 1998.

KATAYAMA, I.; SUYAMA, Y.; ANDO, J. I.; KOMIYA, T. Mineral chemistry and P–T condition of granular and sheared peridotite xenoliths from Kimberley, South Africa: Origin of the textural variation in the cratonic mantle. **Lithos**, v. 109, n. 3-4, p. 333-340, 2009.

KING, S. D. Archean cratons and mantle dynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 234, n. 1-2, p. 1-14, 2005.

LISSENBERG, C. J.; DICK, H. J. Melt–rock reaction in the lower oceanic crust and its implications for the genesis of mid-ocean ridge basalt. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 271, n. 1-4, p. 311-325, 2008.

LLOYD, S.; VAN DER LEE, S.; FRANÇA, G. S.; ASSUMPCÃO, M.; FENG, M. Moho map of South America from receiver functions and surface waves. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, n. B11, p.115, 2010.

MAINPRICE, D.; BACHMANN, F.; HIELSCHER, R.; SCHAE BEN, H. Descriptive tools for the analysis of texture projects with large datasets using MTEX: strength, symmetry and components. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 409, n. 1, p. 251-271, 2015.

MCKENZIE, D.; DALY, M. C.; PRIESTLEY, K. The lithospheric structure of Pangea. **Geology**, v. 43, n. 9, p. 783-786, 2015.

MEYER, H. O. A.; SVISERO, D. P. Limeira and Indaia intrusions, Minas Gerais. **Field Guide Book**, 1991.

MONTAGNER, J. P.; TANIMOTO, T. Global upper mantle tomography of seismic velocities and anisotropies. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 96, n. B12, p. 20337-20351, 1991.

NANNINI, F. **Geologia e petrologia de xenólitos mantélicos da província ígnea do alto Paranaíba, Minas Gerais**. 2016. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2016.

OLIVEIRA, E. P.; WINDLEY, B. F.; ARAÚJO, M. N. C. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. **Precambrian Research**, v. 181, n. 1-4, p. 64-84, 2010.

O'NEILL, H. S. C. Thermodynamics of  $\text{Co}_3\text{O}_4$ : a possible electron spin unpairing transition in  $\text{Co}^{3+}$ . **Physics and Chemistry of Minerals**, v. 12, n. 3, p. 149-154, 1985.

PAULA-SANTOS, G. M.; BABINSKI, M.; KUCHENBECKER, M.; CAETANO-FILHO, S.; TRINDADE, R. I.; PEDROSA-SOARES, A. C. New evidence of an Ediacaran age for the Bambuí Group in southern São Francisco craton (eastern Brazil) from zircon U–Pb data and isotope chemostratigraphy. **Gondwana Research**, v. 28, n. 2, p. 702-720, 2015.

PAVÃO, C. G.; FRANÇA, G. S.; MAROTTA, G. S.; MENEZES, P. H. B. J.; NETO, G. B. S.; ROIG, H. L. Spatial interpolation applied to crustal thickness in Brazil. **Journal of Geographic Information System**, v. 4, n. 2, p.142-152, 2012.

PEARSON, D. G.; CARLSON, R. W.; SHIREY, S. B.; BOYD, F. R.; NIXON, P. H. Stabilisation of Archaean lithospheric mantle: A ReOs isotope study of peridotite xenoliths from the Kaapvaal craton. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 134, n. 3-4, p. 341-357, 1995.

PEARSON, D. G.; CANIL, D.; SHIREY, S. B. Mantle samples included in volcanic rocks: Xenoliths and Diamonds. **Treatise on Geochemistry**, v. 2, p. 171-275, 2005.

PEREIRA, R. S.; FUCK, R. A. Archean nucleii and the distribution of kimberlite and related rocks in the São Francisco craton, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 4., p. 93-104, 2005.

POLET, J.; ANDERSON, D. L. Depth extent of cratons as inferred from tomographic studies. **Geology**, v. 23, n. 3, p. 205-208, 1995.

ROCHA, M. P. **Tomografia sísmica com ondas P e S para o estudo do manto superior no Brasil**. 2008. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

ROCHA, M. P.; SCHIMMEL, M.; ASSUMPÇÃO, M. Upper-mantle seismic structure beneath SE and Central Brazil from P- and S-wave regional travelttime tomography. **Geophysical Journal International**, v. 184, p. 268–286, 2011.

SCHIMMEL, M.; ASSUMPÇÃO, M.; VANDECAR, J. Upper mantle seismic velocity structure beneath SE Brazil from P- and S-wave travel time inversions. **Journal of Geophysics Research**, v. 108 n. B4, 2003.

SEER, H. J.; MORAES, L. M.; JUNGES, S. L. Novos dados U-Pb e Sm-Nd de rochas granitoides do Grupo Araxá, Faixa Brasília Meridional, entre a região Araxá e Monte Carmelo, Minas Gerais. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 45, 2010, Belém. **Anais [...]**. Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 2010. p. 45.

SOARES, J. E.; BERROCAL, J.; FUCK, R. A.; MOONEY, W. D.; VENTURA, D. B. R. Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: a deep seismic refraction study. **Journal of Geophysical Research**. V. 111, 2006.



TASSARA, A.; ECHAURREN, A. Anatomy of the Chilean subduction zone: three-dimensional density model upgraded and compared against global-scale models. **Geophysical Journal International**, v. 189, n. 1, p. 161-168, 2012.

TEIXEIRA, W.; SABATÉ, P.; BARBOSA, J.; NOCE, C. M.; CARNEIRO, M. A. Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco craton, Brazil. **Tectonic Evolution of South America**, 2000.

TOMMASI, A.; TIKOFF, B.; VAUCHEZ, A. Upper mantle tectonics: three-dimensional deformation, olivine crystallographic fabrics and seismic properties. **Earth Planet Science Letters**, v. 168, p. 173–186, 1999.

TOMMASI, A.; GODARD, M.; COROMINA, G.; DAUTRIA, J.-M.; BARSCZUS, H. Seismic anisotropy and compositionally induced velocity anomalies in the lithosphere above mantle plumes: a petrological and microstructural study of mantle xenoliths from French Polynesia. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 227, p. 539–556, 2004.

TOMMASI, A.; VAUCHEZ, A. Heterogeneity and anisotropy in the lithospheric mantle. **Tectonophysics**, v. 661, p. 11-37, 2015.

VAUCHEZ, A.; DINEUR, F.; RUDNICK, R. Microstructure, texture and seismic Anisotropy of the lithospheric mantle above a mantle plume: insights from the Labait volcano xenoliths (Tanzania). **Earth Planetary Science Letters**, v. 232, p. 295–314, 2005.

ZAFFARANA, C.; TOMMASI, A.; VAUCHEZ, A.; GRÉGOIRE, M. Microstructures and seismic properties of south Patagonian mantle xenoliths (Gobernador Gregores and Pali Aike). **Tectonophysics**, v. 621, p. 175-197, 2014.