



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS  
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA



## **Trabalho de Conclusão de Curso**

**Petrografia e Geoquímica das rochas de afinidade kimberlítica, Forca e Facão, Província Ígnea do Alto Paranaíba, MG.**

Autora: Paula Sayuri Tanabe Nishijima  
Orientador: Prof. Dr. José Paulo Donatti Filho  
Co-orientador: Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

**UNICAMP**

Campinas,  
Novembro de 2013.

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS  
GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**Petrografia e Geoquímica das rochas de afinidade kimberlítica, Forca e  
Facão, Província Ígnea do Alto Paranaíba, MG.**

Paula Sayuri Tanabe Nishijima

Trabalho de Conclusão de Curso do Instituto de Geociências  
da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP),  
sob a orientação do Prof. Dr. José Paulo Donatti Filho e co-orientação  
do Pr. Dr. Elson Paiva de Oliveira,  
como exigência para a obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Campinas,  
Novembro de 2013.

Aos meus pais,  
pelo encorajamento, paciência, apoio e risadas.

## Agradecimentos

Essa sessão é dedicada especialmente àqueles que desempenharam um papel importante não só no desenvolvimento deste projeto, mas como também no meu desenvolvimento pessoal e profissional.

Agradeço a todos os professores do IGE pela dedicação e paciência que tiveram ao longo desses anos, pela sabedoria compartilhada e pelas boas memórias criadas.

Ao meu orientador, professor Dr. José Paulo Donatti Filho, vulgo Bairral, e ao meu co-orientador, o professor Dr. Elson Paiva De Oliveira; que tiveram a paciência de me ensinar, aturar minha ansiedade e me deram força para continuar essa pesquisa. E principalmente ao professor Dr. Darcy Pedro Svisero, que cedeu as amostras pertencente a sua coleção pessoal para a realização desse trabalho de conclusão de curso.

Um grande abraço ao meu orientador e co-orientador de Iniciação Científica, professor Dr. Ticiano Saraiva e Matheus Ancelmi e aluna Michele Pitarello pelo tempo dedicado a me ensinar os processo de datação e pelas dicas dadas durante a iniciação.

Muito obrigada as técnicas dos laboratório de MEV e Geoquímica, Érica Tonetto, Margareth Sugano, Lucia Helena dos Santos Carvalho e Maria Aparecida Vendemiatto pelo tempo, paciência e base disponibilizada para a aquisição de dados.

Obrigada a toda a família 09 pelas memórias, pelas risadas por todos os momentos que passamos como turma, como amigos. Em especial as minhas irmãs Nádia, Izabel, Marcela, Yara, Isabella, ao paizão Adriano e a mamis Débora. A todo o time de futebol feminino da sala 09, as “de vestido”. A turma do cursinho que continua unida depois de 5 ou 6 anos.

Um agradecimento em especial ao Roberto e a Márcia Nishijima, meus pais, por toda a dedicação, boa vontade e paciência. Obrigada por acompanhar cada passo que eu dei, por me amparar nas horas difíceis, me dar força para seguir em frente sempre. Sem as ligações de domingo e o “Vai que você consegue!”, essa pesquisa como muitos outros projetos estariam no papel ainda.

## Resumo

A Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP) se localiza ao sudeste de Minas Gerais e sudoeste de Goiás e se estende por uma área de mais de 20.000 km<sup>2</sup>. Essa Província é considerada como sendo uma intrusão de rochas alcalinas ultrapotássicas no cinturão Neoproterozóico Brasília. A província pertence ao lineamento NW-SE do magmatismo alcalino do Cretáceo Superior e é representada por pipes e diatremas de kimberlitos, kamafugitos, mafuritos e carbonatitos. A região corresponde a uma das maiores províncias ultramáficas-potássicas do mundo.

No âmbito deste contexto geológico estão inseridas as amostras desse trabalho, aqui denominadas de kimberlitos Forca e Facão, nomeadas pelo professor Darcy Svisero. Grande parte dos kimberlitos estudados na literatura assim como as amostras, se encontram nessa Província Ígnea e este trabalho tem como escopo a caracterização petrológica utilizando técnicas de comparação com kimberlitos existentes na literatura, uma vez que nunca antes foram estudadas, com exceção da amostra Facão que será confrontada com dados de um artigo pré-existente.

Os métodos geoquímicos e petrográficos utilizados permitiram a análise detalhada das amostras, sendo possível sugerir uma classificação para ambas com base nos aspectos texturais e geoquímicos como definidos por Mitchell (1986; e Mitchell, 1995) Foi realizada também a determinação de algumas das características da possível fonte mantélica que deu origem a estes kimberlitos. A conclusão deste trabalho envoca que as rochas estudadas não se tratam de kimberlitos convencionais, similares àqueles definidos na África do Sul por Mitchell, e sim de kimberlitos anômalos com características petrogenéticas distintas.

# Sumário

<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
1.1. APRESENTAÇÃO.....	1
1.2. JUSTIFICATIVA E OBJETIVO .....	2
1.3. LOCALIZAÇÃO.....	2
<b>2. MATERIAIS E MÉTODOS.....</b>	<b>3</b>
2.1. TRABALHO DE CAMPO E AMOSTRAGEM.....	3
2.2. EMBASAMENTO TEÓRICO: OS KIMBERLITOS .....	3
2.3. FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X (FRX) .....	7
2.4. ICP-MS .....	8
2.5. PETROGRAFIA .....	9
<b>3. ASPECTOS GEOLÓGICOS.....</b>	<b>10</b>
3.1. GEOLOGIA REGIONAL .....	10
3.2. PROVÍNCIA ÍGNEA DO ALTO PARANAÍBA.....	16
<b>4. RESULTADOS.....</b>	<b>20</b>
4.1. PETROGRAFIA .....	20
4.1.1. <i>Amostra Forca</i> .....	20
4.1.2. <i>Amostra Facão</i> .....	24
4.2. MEV .....	27
4.2.1. <i>Forca</i> .....	27
4.2.2. <i>FACÃO</i> .....	30
4.3. GEOQUÍMICA TOTAL DA ROCHA .....	32
4.3.1. FRX.....	32
• ICP-MS.....	37
<b>5. DISCUSSÕES.....</b>	<b>41</b>
<b>6. CONCLUSÕES .....</b>	<b>44</b>
<b>7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>45</b>

## Índice Remissivo de figuras

Figura 1: Localização das Províncias Alcalinas na Bacia do Paraná, adaptado de Gibson et.al., 1995b.....	1
Figura 2: Classificação a partir das texturas dos kimberlitos, Clement & Skinner (1985). .....	5
Figura 3: Figura esquemática da morfologia do kimberlito, que serviu de base para a classificação segundo Clement e Skinner, 1985. Figura adaptada de Mitchell, 1986.....	6
Figura 4: Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná. Modificada de Millani et. al., 1994. ....	12
Figura 5: Bacia do Paraná e Cráton São Francisco separados pela Faixa Brasília (modificado de Pimentel et. al., 2003). .....	15
Figura 6: Localização da Província Ígnea do Alto Paranaíba e de Goiás (modificada de Pinto, 2009). A Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP) está delimitada em amarela e a Província Alcalina de Goiás em azul.....	16
Figura 7: Mapa geológico da região da Província Ígnea do Alto Paranaíba, com as amostras Forca e Facão inseridas segundo devidas coordenada. ....	19
Figura 8: Amostra Forca .....	20
Figura 9: A) Veios de calcita se estendem por toda a lâmina, B) Minerais opacos, C) Granada com borda kelifítica, circulado em vermelho um glóbulo, D) enstatita com borda kelifítica, olivina com borda kelifítica, F) pseudomorfo com borda de minerais opacos. Note que na figura D há diversos opacos disseminados na matriz. ....	23
Figura 10: Amostra Facão .....	24
Figura 11: A) Olivinas de diversos tamanhos e formas, B) Aglomerado de grãos de enstatita, diopsídio e olivina, C) Oicocristal de flogopita em nicóis cruzados e D) em luz natural. E) Macrocristal de olivina com borda de reação de clinocloro e diopsídio em luz polarizada e F) em luz natural. ....	26
Figura 12: A) Mineral opaco (em cinza) visto com o MEV, B) Ilmenita (ilm) com borda de Perovskita (Pv).....	27
Figura 13: Diopsídio com borda kelifítica e pontos medidos no MEV demarcados, tamanho da escala 500µm. ....	28
Figura 14: Porção da matriz com Harmotome (circulado em amarelo), e Armalcolita circulado em vermelho, tamanho da escala 200µm. ....	29
Figura 15: Olivina com inclusão de diopsídios e borda de antigorita .....	29
Figura 16: Olivina com inclusão de armalcolita, tamanho da escala 500µm. ....	30
Figura 17: Antigorita e titanita, A) tamanho da escala 1mm B) tamanho da escala 200µm.....	30
Figura 18: Harmotome (Ha) difusa na matriz, tamanho da escala 500µm. ....	31
Figura 19: Massa difusa de Harmotome com Antigorita, tamanho da escala 1mm.....	31
Figura 20: Diagrama isotópico εNd versus <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr. Destaque para a Província Ígnea do Alto Paranaíba (quadrado verde-limão). Figura retirada de Donatti Filho et. al., 2013. ....	43

## Índice de Tabelas

<i>Tabela 1: Porcentagem em composição do diopsídio e sua borda kelifítica (pontos 4 a 9) e borda carbonática (borda), além da composição da matriz.....</i>	<i>28</i>
<i>Tabela 2: Tabela com os dados dos materiais de referência.....</i>	<i>32</i>
<i>Tabela 3: Dados FRX para amostras Forca, Facão e alguns kimberlitos e kamafugitos .....</i>	<i>33</i>
<i>Tabela 4: Tabela com os dados em ppm dos materiais de referência.....</i>	<i>37</i>
<i>Tabela 5: Dados relativos a kimberlitos e kamafugitos brasileiros e amostras Forca e Facão. Espaços em branco são de dados não contidos nos artigos em questão. ....</i>	<i>38</i>

## Índice de Gráficos

<i>Gráfico 1: Características geoquímicas das amostras e exemplos de kimberlitos brasileiros e rochas associadas em comparação com kimberlitos e orangeítos de Becker e Le Roex (2006), kimberlitos transicionais da África do Sul de Becker e Le Roex (2007) e lamproítos do Oeste da Austrália, de Jaques (1984) plotados em diagramas binários representando os óxidos e elementos traços representativos. ....</i>	<i>36</i>
<i>Gráfico 2: Gráfico multielementar dos kimberlitos de Guarino et.al., 2012, Donatti Filho et.al., 2012 e 2013 e amostras Forca e Facão. Abundância de elementos Terras Raras normalizadas para condrito.....</i>	<i>40</i>
<i>Gráfico 3: Gráfico multielementar da abundância de elementos traços dos kimberlitos e kamafugitos normalizados para o manto primitivo.....</i>	<i>40</i>



# 1. Introdução

## 1.1. Apresentação

Os kimberlitos são rochas ígneas raras, de volume pouco expressivo, porém de grande importância petrológica e econômica. Essas rochas são a principal fonte primária de diamantes, e o estudo dos kimberlitos pode levar a uma maior compreensão dos processos e composição do manto terrestre. Além disso, durante a colocação dos kimberlitos na litosfera, xenólitos podem acompanhá-los, podendo assim fornecer informações sobre o manto e a crosta sob a região da intrusão.

O primeiro kimberlito brasileiro foi descoberto em 1968, pela *joint venture* SOPEMI na região de Coromandel (MG), no Cráton São Francisco. Em 1974 a empresa *De Beers* assumiu o controle da SOPEMI e investiu na prospecção de diamantes no país, o que contribuiu para aumentar o número de kimberlitos descobertos. A maior parte dos kimberlitos descobertos no Brasil se situa na porção Sul-Sudoeste do Cráton São Francisco e abrange o oeste de Minas Gerais e algumas pequenas áreas dos estados de Goiás e São Paulo (Pereira, 2001; Pereira e Fuck, 2005). A ocorrência concentrada desses kimberlitos e de outras rochas no cráton e em suas imediações se deve ao fato de, durante os períodos Cretáceo Inferior e Superior (Pereira & Fuck, 2005), ter ocorrido um extenso magmatismo que formou uma faixa de aproximadamente 350 x 100 km, denominada por Gibson *et. al.*, 1995b, de Província Ígnea do Alto Paranaíba. (fig. 1).

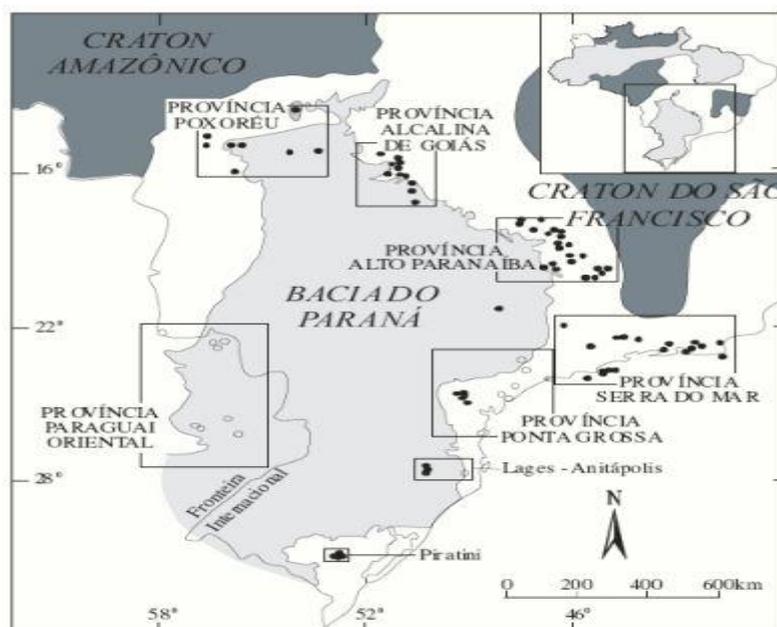


Figura 1: Localização das Províncias Alcalinas na Bacia do Paraná, adaptado de Gibson *et. al.*, 1995b.

Inserido nesse contexto geológico, o presente trabalho pretende caracterizar petrográfica e geoquimicamente duas amostras de rochas com afinidades kimberlíticas coletadas previamente pelo professor doutor Darcy Pedro Svisero. As amostras, neste trabalho denominadas de Forca e Facão, são rochas de natureza desconhecida, mas que se assemelham a outros kimberlitos no Brasil e no mundo.

## **1.2. Justificativa e objetivo**

A origem dos kimberlitos, sua formação e rochas associadas têm sido a temática de diversos estudos relacionados não só a prospecção de diamantes como também à evolução do ambiente tectônico em que essas rochas estão inseridas, e as informações sobre o manto que elas podem trazer consigo durante a sua colocação. Apesar de sua importância, os estudos dos kimberlitos, lamproítos e kamafugitos começaram tardiamente no país e poucas informações se têm sobre essas rochas no Brasil. As primeiras informações sobre kimberlitos na região da Província Ígnea do Alto do Paranaíba só foram apresentadas por Barbosa *et. al.*, (1976) e Svisero *et. al.*, (1979).

Os objetivos desse trabalho foram realizar uma caracterização petrográfica e geoquímica dos kimberlitos Forca e Facão utilizando técnicas modernas e de alto poder interpretativo, bem como Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) para definição da assembléia mineralógica, geoquímica de elementos maiores obtidos por Fluorescência de raios X (XRF), geoquímica de elementos menores e traços obtidos por Espectrometria de Massa por Plasma Acoplado (ICPMS). Os dados foram comparados com outros kimberlitos descritos no mundo, e as informações obtidas levaram a uma melhor compreensão da gênese e mecanismos de colocação dos kimberlitos alvo deste estudo, além de contribuir para a discussão existente sobre o assunto no âmbito nacional.

## **1.3. Localização**

A região de pesquisa situa-se entre a porção centro-oeste do estado de Minas Gerais e sudeste de Goiás. O kimberlito Forca se encontra a aproximadamente 20 quilômetros ao sudoeste do município de Coromandel (MG) enquanto que as amostras Facão foram retiradas a cerca de 85 quilômetros ao leste deste mesmo município. As coordenadas UTM das amostras são: Kimberlito Forca (7953123.000000 m S e 248928.000000 m E), Kimberlito Facão (7955810.000000 m S e 353151.000000 m E). Não é possível encontrar mais o afloramento

dessas amostras em função da intensa vegetação e caráter do intemperismo dessas rochas ultramáficas.

## **2. Materiais e Métodos**

### **2.1. Trabalho de Campo e amostragem**

A amostragem foi realizada em duas porções distintas de rochas desconhecidas, Forca e Facão. A amostra Facão possui estudos geoquímicos realizados (Guarino *et. al.*, 2012) enquanto que a amostra Forca não possui estudos publicados. O presente trabalho complementou os estudos das amostras, fornecendo informações sobre a petrologia e geoquímica das rochas e os resultados gerados foram confrontados com os existentes, no caso do Facão, e comparados com outros trabalhos vistos durante a revisão bibliográfica (Jaques *et.al.*, 1984, Melluso *et.al.*, 2008, Guarino *et.al.*, 2012; Donatti Filho *et.al.*, 2013a; Donatti Filho *et.al.*, 2013b). As rochas foram caracterizadas segundo as classificações de kimberlitos e rochas associadas de Smith, 1983 e Mitchell 1986.

### **2.2. Embasamento Teórico: Os Kimberlitos**

Os primeiros diamantes derivados dos kimberlitos foram achados em meio a um material lamoso, escavado de pequenas jazidas localizadas adjacentes a depressões rasas preenchidas por água (“panelas”) na África do Sul, em 1869 e 1870 nas fazendas Bultfontein and Dorstfontein e Koffiefontein and Jagersfontein.(Roberts, 1976). Inicialmente achava-se que esses diamantes tinham origem aluvionar. No entanto, à medida que os depósitos começaram a ser escavados, se tornou claro que eles derivavam de rochas muito decompostas, estruturadas em formato de pipes cilíndricos. Essa rocha não recebeu um nome até 1887, quando Henry Carvill Lewis descreveu-a como sendo um peridotito porfirítico contendo mica. Seguindo as regras de nomenclatura vigentes na época, a rocha foi nomeada conforme o seu lugar de ocorrência, Kimberley, surgindo então o *kimberlito*.

Em 1914, Wagner classificou os kimberlitos em dois tipos: o basáltico e o micáceo (ou lamprofírico), e em 1928 chamadas de *orangeítos*. (Wagner, 1914 e Wagner, 1928). Essas terminologias foram baseadas principalmente sobre a aparência microscópica das rochas, e embora a petrografia de ambos os tipos tivesse diferenças substanciais o único fator em comum que poderia associá-las era a presença de diamante e macrocristais de olivina. Essa

classificação foi usada até meados dos anos 70, quando Mitchell fez uma primeira grande revisão do trabalho de Wagner e recomendou que o termo “kimberlito basáltico” fosse abandonado, pois os kimberlitos não contém feldspato e não possuem mineralogia e gênese relacionada aos basaltos. Ao invés dessa terminologia, ele propôs uma nova considerando que havia três variedades mineralógicas de kimberlitos, baseadas na dominância de olivina, flogopita e calcita em sua composição.

A classificação dos kimberlitos em “Grupo I” e “Grupo II” surgiu em 1983, baseando-se em dados isotópicos e não em características petrográficas (Smith, 1983). O Grupo I é constituído de kimberlitos derivados do manto astenosférico e constituídos de montcellita, serpentina e calcita; enquanto que os do Grupo II são kimberlitos flogopíticos derivados do manto litosférico. A partir de estudos como o de Fraser et al.1985, Fraser 1987, Dawson 1987e outros, ficou evidente que os grupo I e II são mineralógica e quimicamente distintos e que o grupo II tem uma maior com lamproítos que os kimberlitos do grupo I. Seguindo essa linha de raciocínio Mitchell (1991 a,b e 1994 a) sugeriu que essas rochas derivam de magmas parentais distintos e que o grupo II deveria ser tratado como um outro tipo de rocha que não kimberlitos. Mitchell 1989, 1991a, e 1994a, Mitchell e Mayer (1989a) propuseram a volta do termo “orangeíto” (Wagner, 1928) para substituir o termo “grupo II”.

Kimberlitos são considerados como um clã de rochas que foram formadas a partir de um magma rico em voláteis. Esse magma sofre diferenciação e cristalização em diversas temperaturas e pressões dando origem a uma gama de rochas de diferentes texturas e mineralogia. Nesse contexto, surge uma classificação que se baseia na premissa de que características macro e microscópicas observadas em kimberlitos como variação textural estão relacionadas a diferentes colocações próximas a superfície (morfologia) e processos de cristalização. A classificação mais aceita é a classificação de Clement e Skinner (1985). De acordo com a figura 2, podemos observar que a subdivisão das fácies é determinada pelas diversas texturas encontradas no kimberlitos e as implicações genéticas desse modelo. Ao usar o termo “tufisítico” implica-se que o kimberlito foi formado por um processo de fluidização. No entanto as teorias quanto ao processo de formação dessa rocha são controversas.

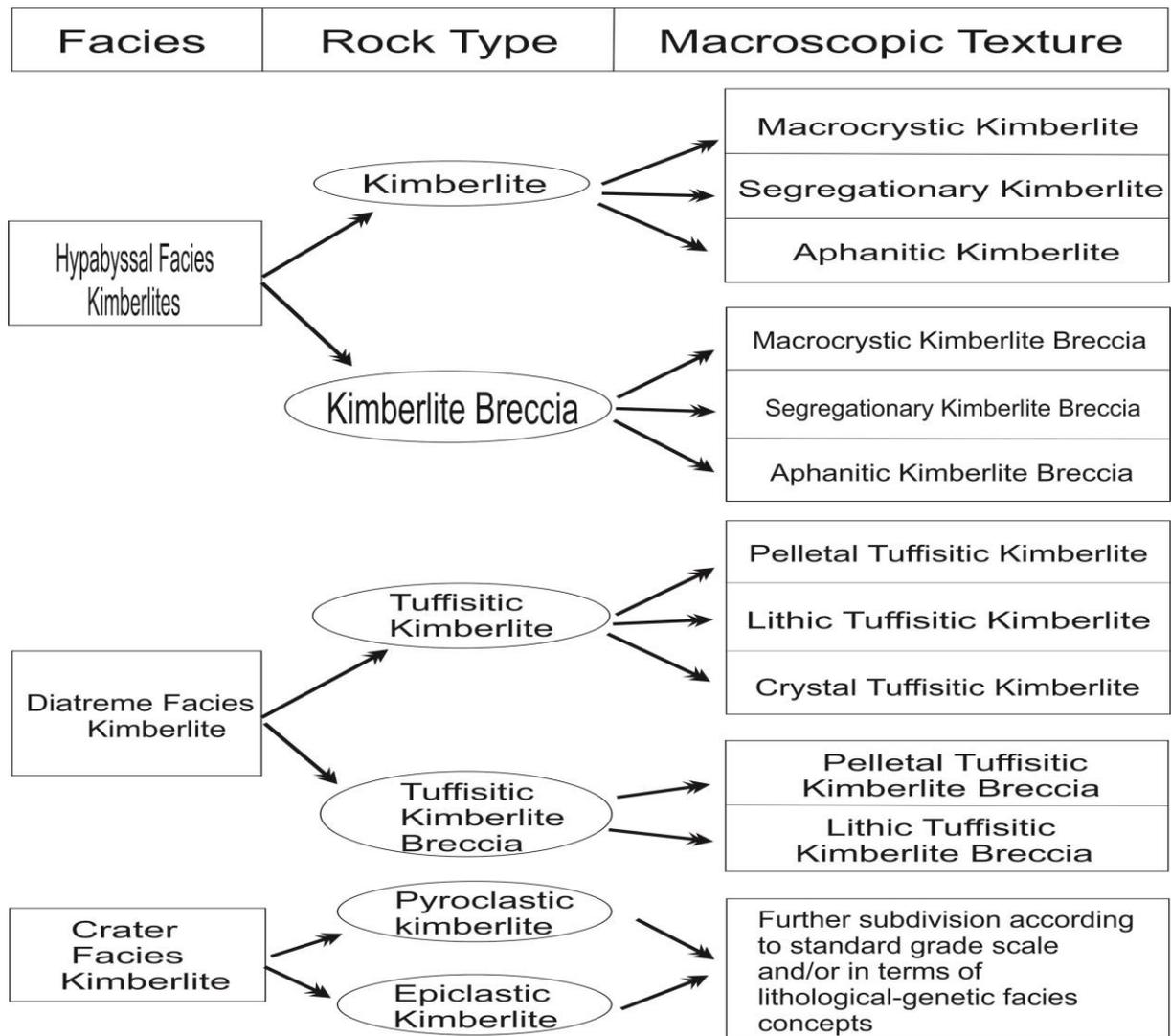


Figura 2: Classificação a partir das texturas dos kimberlitos, Clement & Skinner (1985).

Os kimberlitos hipoabissais (hypabyssal facies kimberlites, fig. 3) tem grande abundância em calcita e macro/ megacristalizações. Esse tipo de rocha é inequigranular, criando uma textura pseudoporfirítica. O de fácies diatrema (diatreme facies kimberlite, fig. 3) é reconhecido pela matriz inteiramente composta por diopsídios de granulação fina, serpentina e flogopita, pouca ou nenhuma calcita (a falta de calcita pode indicar que o magma já foi desgaseificado). Nas rochas de fácies diatrema, a estratigrafia local pode ser encontrada em forma de xenólitos, fragmentos de rochas flutuantes em meio ao kimberlito. (Clement & Skinner, 1985)

Já os kimberlitos de cratera (crater facies kimberlites, fig. 3) são reconhecidos por características sedimentares. Os depósitos normalmente são acamadados, vesiculares e ricos em carbonato. É possível confundir os kimberlitos de fácies de cratera com o de fácies de diatrema, sendo que a feição distintiva mais visível é o acamamento (Clement & Skinner, 1985).

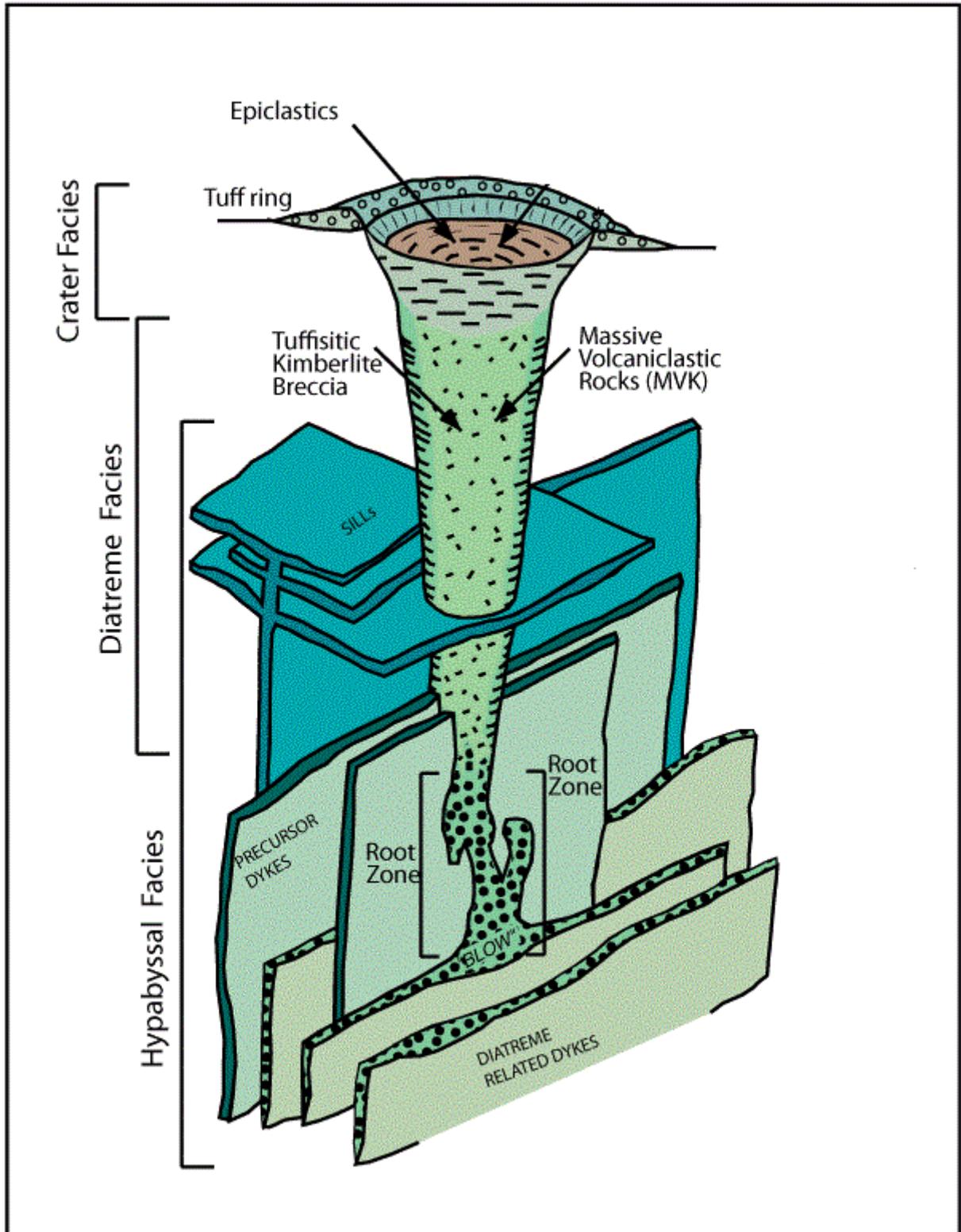


Figura 3: Figura esquemática da morfologia do kimberlito, que serviu de base para a classificação segundo Clement e Skinner, 1985. Figura adaptada de Mitchell, 1986.

Desde a descoberta dos kimberlitos, surgiram muitas teorias relacionadas à sua formação e colocação na superfície. Dentre as diversas, existe três mais conhecidas: a teoria do vulcanismo explosivo, a teoria magmática (fluidização). A primeira teoria envolve a ascensão do magma kimberlítico a baixas profundidades e subsequente acúmulo de voláteis, que gera um aumento de pressão. Quando a pressão confinante se torna insustentável, a rocha imediatamente acima se rompe e ocorre a erupção. No entanto, devida às intensas prospecções e estudos dessas rochas descobriu-se que tal teoria não é viável. (Mitchell, 1986)

A Teoria Mágica ou de Fluidização proposta inicialmente por Dawson (1962 e 1971), e desenvolvida por Clement (1982) e Field & Scott Smith (1999), aponta que o magmatismo kimberlítico sobe a superfície por diferentes pulsos. Esses pulsos formam dutos chamados de “embryonic pipes” (Mitchell, 1986), que se interligam formando uma rede complexa de dutos sobrepostas à fácies abissais. Não ocorre o rompimento da superfície imediatamente acima, pois em altas profundidades os voláteis não conseguem romper essa superfície. Em algum ponto, em profundidades mais rasas, os voláteis são capazes de subjugar o peso dessa superfície e escapar. Durante o escape de voláteis, um breve período de fluidização ocorre. Essa fluidização do kimberlito (e das rochas encaixantes, em alguns casos) se dá pelo movimento ascendente dos voláteis, que são suficientemente rápidos para fluidizar a rocha e carregá-la em um meio sólido-líquido-gasoso.

### **2.3. Fluorescência de Raios X (FRX)**

A espectrometria de fluorescência de raios-X (FRX ou XRF) foi umas das técnicas analíticas de geoquímica escolhida para o processo de caracterização dos kimberlitos. A aplicação principal desse processo é a determinação de elementos maiores, menores e traços. Os mais favoráveis a serem detectados, em função de limites de detecção e abundância na crosta são: Ba, Ce, Cr, Cu, Ga, La, Nb, Ni, Pb, Rb, Sc, Sr, Th, V, Y, Zn e Zr. Em amostras mineralizadas, esse método também pode identificar a presença de As, Sb, Bi, Ta e W.

Para realizá-lo foi necessário britar as amostras com o Britador de Mandíbula, da marca Fritsch, modelo II Alemanha que está instalado no Laboratório de Preparação de Amostras do IG/UNICAMP. A britagem é uma das etapas iniciais de grande parte das análises geoquímicas e é de fundamental importância o cuidado na manipulação das amostras, para que não haja qualquer tipo de contaminação das amostras. Antes de britar as amostras é necessário quebrá-las em pedaços menores (pedaços de no máximo 4 centímetros) com um marreta. Finalizando o

processo de britagem, o produto deste processo passa por quarteamento para serem homogêneas.

Após a britagem, as amostras se tornam um pó, que devem ser passadas no moinho para se tornarem cominuídas e homogêneas. A moagem é feita em um moinho com potes de ágata, o Moinho de Bolas Planetário da marca Fritsch, modelo 5/4 proveniente da Alemanha, instalado no mesmo laboratório que o britador. Coloca-se cerca de 50 a 80 gramas do que foi britado em potes de ágata juntamente com algumas bolas de ágata e deixa-se um determinado tempo (em torno de 15 min) a uma rotação de aproximadamente 198 rpm. Foram britadas e moídas diferentes porções do Forca e do Facão, produzindo as amostras Facão 1A, Facão 1B, Facão 2A, Facão 2B, e Forca 1A e B.

Depois de pulverizadas, as amostras são fundidas com um fundente e o resfriamento desse conjunto fundente+amostra produzirá o disco de vidro. O objetivo de se produzir os discos de vidro é obter através do FRX os elementos maiores e menores (Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn e Fe). Já as pastilhas prensadas são produzidas diretamente a partir das amostras pulverizadas, sendo possível obter os elementos-traço.

A doutoranda Manimala Muniswamy realizou um estudo experimental com FRX nas diferentes porções moídas das amostras Forca e Facão. Para esse presente trabalho foi utilizado duas amostras, Forca 1A e Facão 1A.

## 2.4. ICP-MS

As análises de elementos traços por ICP-MS (Espectroscopia de Massas por Plasma Acoplado Indutivo) ocorreu no laboratório do IG/ UNICAMP. O aparelho usado foi fabricado pela Thermo, modelo Xseries II, com *Collision Cell Technology – CCT*. As amostras utilizadas nesse processo são as amostras que foram previamente britadas e moídas para o processo de FRX.

Para essa análise foi utilizada uma amostra pulverizada de cada kimberlito (Forca 1A e Facão 1A), além de uma duplicata de Forca 1A, um branco e um material de referência (SARM 39). As amostras foram devidamente pesadas e dissolvidas utilizando uma mistura de ácidos nítrico e fluorídrico em bombas do tipo Parr. Todas as soluções foram preparadas com água ultrapura (18,2 MΩ.cm) e obtidas por sistema Milli-Q.

Os ajustes do instrumento foram feitos conforme as recomendações do fabricante: Os isótopos ( $^7\text{Li}$ ,  $^9\text{Be}$ ,  $^{45}\text{Sc}$ ,  $^{71}\text{Ga}$ ,  $^{89}\text{Y}$ ,  $^{91}\text{Zr}$ ,  $^{93}\text{Nb}$ ,  $^{95}\text{Mo}$ ,  $^{133}\text{Cs}$ ,  $^{137}\text{Ba}$ ,  $^{139}\text{La}$ ,  $^{140}\text{Ce}$ ,  $^{141}\text{Pr}$ ,  $^{143}\text{Nd}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{151}\text{Eu}$ ,  $^{57}\text{Gd}$ ,  $^{159}\text{Tb}$ ,  $^{163}\text{Dy}$ ,  $^{165}\text{Ho}$ ,  $^{166}\text{Er}$ ,  $^{169}\text{Tm}$ ,  $^{172}\text{Yb}$ ,  $^{175}\text{Lu}$ ,  $^{180}\text{Hf}$ ,  $^{181}\text{Ta}$ ,  $^{182}\text{W}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,

$^{209}\text{Bi}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$ ) foram medidos na configuração normal. Os isótopos ( $^{51}\text{V}$ ,  $^{52}\text{Cr}$ ,  $^{59}\text{Co}$ ,  $^{60}\text{Ni}$ ,  $^{63}\text{Cu}$ ,  $^{66}\text{Zn}$ ,  $^{85}\text{Rb}$ ,  $^{88}\text{Sr}$ ,  $^{114}\text{Cd}$ ,  $^{118}\text{Sn}$  e  $^{121}\text{Sb}$ ) foram medidos com a CCT.

## 2.5. Petrografia

Os kimberlitos investigados foram descritos petrograficamente visando sua caracterização mineralógica principal e classificação dessas rochas segundo a literatura. Nessa fase foi utilizado o microscópio óptico convencional da marca Leika, no Laboratório de Microscopia do Instituto de Geociências da Unicamp e na Microtermometria. Além disso, a caracterização petrográfica foi complementada com o Microscópio Eletrônico de Varredura.

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) é um instrumento que permite a visualização e caracterização do material de estudo em micro escala. Nele, a amostra analisada é atingida por um fino feixe focalizado de elétrons, que escaneia a amostra em toda a sua superfície. A interação do feixe de elétrons com a amostra produz sinais que podem ser detectados como, por exemplo, elétrons retroespalhados (“backscattering”), raio-x característico ou elétrons secundários. (Lyman et al, 1992)

Para a pesquisa, foi utilizado o MEV em lâminas delgadas das amostras Forca e Facão. Por serem amostras não condutoras, foi necessário impregná-las com carbono no metalizador Q150T da empresa Quorum Technologies. Caso não realize a impregnação, amostras não condutoras tenderão a acumular excesso de carga na região de análise, prejudicando a aquisição de imagens.

O Microscópio eletrônico usado no trabalho foi LEO 430i da marca Zeiss, com varredura digital e controlado por computador, e acoplado a ele há um espectrômetro de energia dispersiva (EDS) para análises semi quantitativas. Ambos o MEV e o metalizador se encontram no Laboratório de Microscopia Eletrônica do Instituto de Geociências da Unicamp.

A energia do feixe de elétrons do é ajustável e pode variar de 300 Volts(V) a 30 kilovolts(kV) e a corrente do feixe entre 1 pico-ampère a 1 micro-ampère. Para análise de lâminas delgadas no MEV do Laboratório, é indicado manter esse valores em 20 kV e 6000 pA. A distância do trabalho foi fixada em torno de 19 mm para garantir maior eficiência na aquisição dos sinais e geração de imagens.

### 3. Aspectos Geológicos

#### 3.1. Geologia Regional

A área de pesquisa se situa entre duas principais formações geológicas brasileiras, a Bacia do Paraná e o cráton São Francisco, estando entre a margem nordeste da bacia e a margem sudoeste do cráton. Formalmente conhecida como Província Ígnea do Alto Paranaíba (Almeida, 1983, Gibson *et. al.*, 1995b), essa região é conhecida pelo seu potencial econômico em termos de alta porcentagem de minerais preciosos (como por exemplo diamantes e elementos terras raras), e por promover grande interesse em pesquisas relacionadas a origem e evolução das rochas ígneas da área.

- Bacia do Paraná

A Bacia Sedimentar do Paraná é uma bacia intracratônica localizada na porção Sudeste da América do Sul. Sua ocorrência abrange o nordeste da Argentina, o centro-sul do Brasil (ocorrendo nos seguintes estados: Mato Grosso, Goiás, Minas Gerais, Mato Grosso do Sul, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul), a porção leste do Paraguai e o norte do Uruguai. É uma depressão ovalada com o eixo maior quase norte-sul sendo sua área de cerca de 1,5 milhões de Km<sup>2</sup>. A evolução da bacia desenvolveu-se durante parte das eras Paleozóica e Mesozóica e seu registro sedimentar compreende rochas depositadas do Período Ordoviciano ao Cretáceo, abrangendo um intervalo de tempo entre 460 e 65 milhões de anos. Ela é constituída por rochas sedimentares e vulcânicas e sua espessura máxima é superior a 7000 m na sua porção central. (Riccomini *et. al.*, 1992).

Segundo Soares *et. al.*, (1974), do ponto de vista regional, a estrutura da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo comporta uma divisão em três compartimentos, cada um com características de homoclinal, isto é, sequências ou pacotes de rochas estratificadas mostrando o mesmo mergulho. Os diferentes compartimentos podem ser definidos como homoclinais sub-horizontais com os mergulhos tendendo para direções convergentes. Homoclinal é o termo que mais se aproxima, embora os mergulhos apresentem uma variação sistemática da periferia para o interior da bacia, diferente para cada unidade, e variações locais quando próximo a falhamentos ou dobramentos suaves.

Os tipos básicos de estruturas que ocorrem na região são: falhas isoladas, sistemas lineares de falhas, *horst* e *graben*, domos e flexuras (periclinais) sendo que a associação entre estas diferentes formas é bastante frequente. As falhas isoladas são bastante frequentes, porém, tem pequena expressão na estrutura regional, seus rejeitos são pequenos, inferiores a 20 m, ao

longo de planos verticais. Comumente apresentam diques de diabásio associados, introduzidos após o falhamento (Soares, 1993).

Ainda segundo Soares (1974), algumas características são comuns à maioria destas falhas: apresentam os planos verticais, e tem rejeitos inferiores a 100 m; apresentam associação descontínua com intrusivas no plano de falha, são falhas longitudinais ou oblíquas, ou seja, paralelas ou formando pequeno ângulo com a direção das camadas nos diferentes homoclinais; são falhas concordantes, isto é, o bloco rebaixado e o da parte interna da bacia estão associados a variações nos mergulhos em áreas afastadas do plano de falha até 10 km.

A Bacia do Paraná é composta, basicamente, de seis seqüências deposicionais, que variam, em idade, do Ordoviciano ao Cretáceo (Milani *et. al.*,1994), separadas por discordâncias regionais. O preenchimento sedimentar é predominantemente siliciclásticos capeado por um volumoso derrame de lavas basálticas.

O pacote sedimentar-magmático da Bacia do Paraná é constituído por sete grandes seqüências, limitadas por expressiva discordância regional (Milani *et. al.*,1994). São elas: Ordo-Siluriana, Devoniana, Carbonífera-Eotriássica, Neotriássica, Jurássica-Eocretácea e Neocretácea, representadas na carta estratigráfica da Bacia do Paraná. (fig. 4).

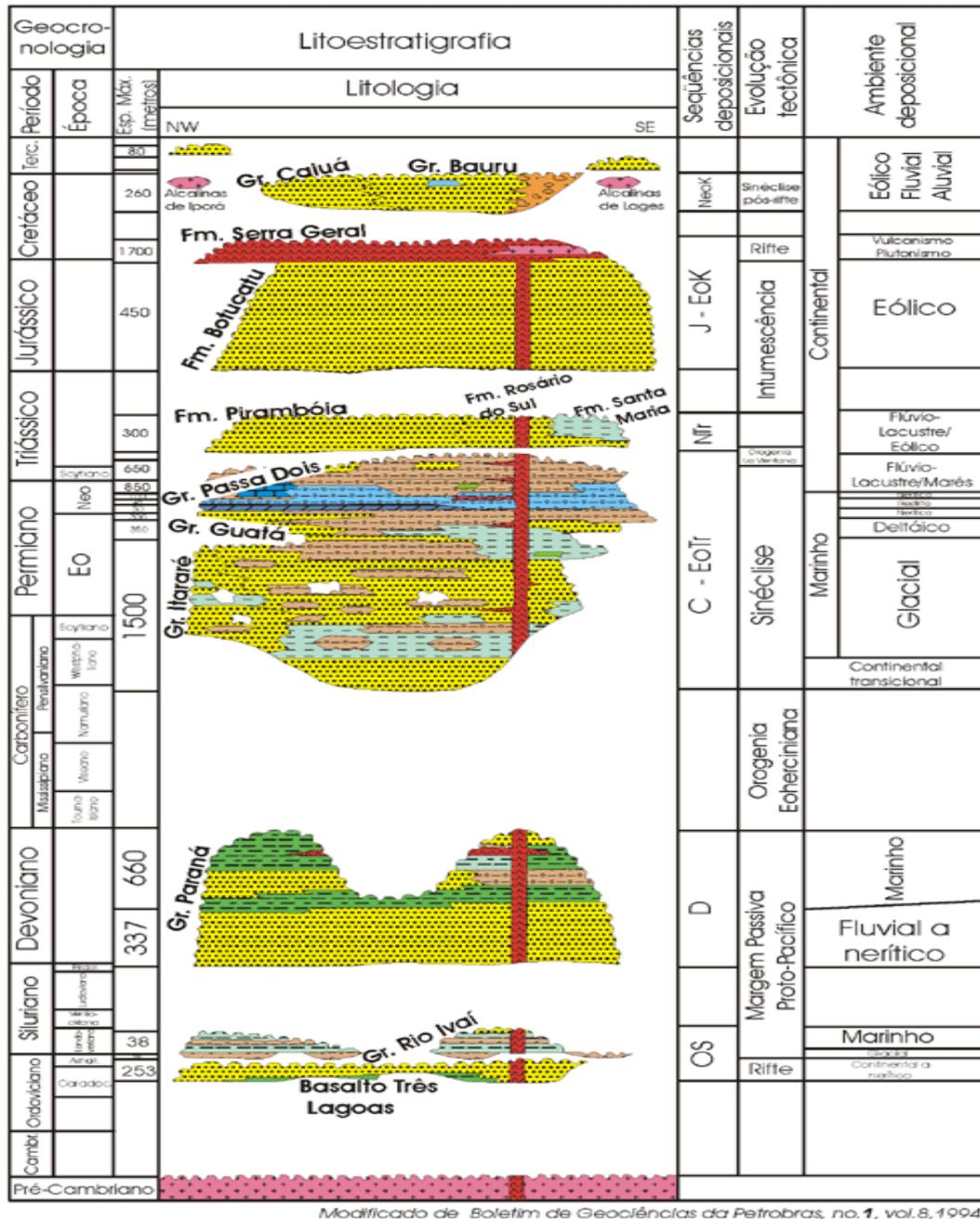


Figura 4: Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná. Modificada de Millani *et. al.*, 1994.

Durante o Cretáceo ocorreu nas margens dessa bacia um extenso magmatismo alcalino e Almeida (Almeida, 1967) associou essa atividade a um evento extensional denominado de “Reativação Wealdeniana”. Esse evento está associado à abertura do oceano Atlântico Sul, sendo a expressão continental dessa abertura. (Almeida 1983,1986). Num estágio inicial, durante o Cretáceo Inferior houve a formação das rochas alcalinas contemporâneas aos derrames basálticos continentais que deram origem a Formação Serra Geral. Numa fase posterior, durante o Cretáceo Superior formaram-se as Províncias Alcalinas.

Baseando-se em dados geofísicos da região sudeste, VanDecar *et. al.*, (1995) relacionou o magmatismo cretáceo das margens da bacia do Paraná com a Pluma Tristão da Cunha, que agiu sobre a região durante o Cretáceo Inferior. Para esses autores, as rochas alcalinas formadas na borda da bacia durante o Cretáceo Superior são a continuação do ciclo de pulsos magmáticos que ocorreu no Cretáceo Inferior.

- Cráton São Francisco

O Cráton São Francisco é a unidade tectônica mais bem exposta da Plataforma Sul-Americana e abrange os estados da Bahia e Minas Gerais. Essa feição recebeu essa designação pela primeira vez em 1966, por Barbosa (1966). Segundo esse autor, a feição se consolidou durante o Arqueano e assumiu características de plataforma estável no Pré Cambriano ou Paleozóico. Posteriormente, devido a eventos tectônicos, sofreu falhamentos, dobramentos limitados por falhas.

Em 1969, Almeida determinou que o cráton era delimitado pelas faixas tectonogênicas Brasília a oeste, Sergipana a nordeste e Paraíba a leste e a sul. Esses cinturões estariam direcionados à plataforma estável e a porção meridional do sistema Espinhaço estaria incluída no cráton. Em 1977, este mesmo autor definiu um novo limite para o cráton, que diferenciava das teorias da época por excluir parcialmente o sistema Espinhaço do domínio cratônico. Nesse trabalho, Almeida também define a Faixa Araçuaí como uma feição brasileira e inclui nela o cinturão do Espinhaço que foi excluído do cráton.

Ussami, 1993, considerou que através de dados geofísicos que os cinturões de dobra da orogenia Brasileira (Araçuaí, Alto Rio Grande, Brasília, Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana) são os limitantes do cráton, que se espalha por quase toda a Bahia e sobre uma grande parte de Minas Gerais.

A região ao sul do cráton passou por diversos eventos tectônicos que ocorreram entre o Arqueano e Proterozóico. São marcados por manifestações de intensa atividade de deformacional, retrabalhamento e acresção crustal, causando a tafrogênese da bacia seguida por magmatismo ácido e básico. (Endo & Machado, 2002). Para Teixeira (Teixeira *et. al.*, 1998), a formação do cráton teve início com o surgimento das primeiras massas siálicas (que hoje o constituem) durante o período Mesoarqueano. A massa sialica é de ampla distribuição regional e diversidade petrográfica e é constituída, predominantemente, de rochas metamórficas e em quantidade subordinada, as rochas ígneas. No Neoarqueano foi formado uma sequência vulcano-sedimentar supracrustal, o Supergrupo Rio das Velhas e durante o Paleo, Meso e

Neoproterozóico foram formadas três sequências metassedimentares (Supergrupo Minas, Espinhaço e São Francisco).

No Neoproterozóico, o cráton foi recoberto por uma extensa unidade metassedimentar denominada Grupo Bambuí, com característica que apontam que o ambiente de deposição era marinho plataformar. O reconhecimento estratigráfico dos litotipos em campo é dificultado devido a intensa perturbação que a região do cráton passou durante o ciclo Brasileiro.

Segundo Pinese (1997), ocorreram cinco grandes eventos intrusivos básicos na porção meridional do cráton São Francisco. O primeiro evento, de 2,65 Ga, relaciona-se à fase final da cratonização do Complexo Campo Belo (Teixeira *et. al.*, 1996). O segundo, com idade de 1,9 Ga, está possivelmente relacionado à fase final do Cinturão Mineiro (Teixeira, 1985). O terceiro evento, entre 1,5 a 1,7 Ga, possivelmente está associado às fases distensivas iniciais que surgiram nas extremidades meridionais do Sistema Espinhaço (Silva, 1992; Dossin *et. al.*, 1995; Silva *et. al.*, 1995). O quarto, entre 1 – 0,9 Ga gerou pulsos pré-cambrianos mais jovens relacionados à fase final distensiva do Espinhaço. O quinto e mais jovem, compreendido no Mesozóico, está relacionado com a fragmentação do Gondwana e consequente evolução do vulcanismo na Bacia do Paraná.

- Faixa Brasília

A Faixa Brasília é uma faixa colisional da era Neoproterozóica que teve sua evolução através do consumo da litosfera oceânica sob o arco magmático de Goiás (e consequente fechamento da bacia oceânica), que gerou uma colisão entre as Placas Amazônicas do São Francisco. (Pimentel *et. al.*, 1991). A segmentação tectônica da Faixa Brasília é marcada por dois ramos com orientações distintas e metamorfismo deformacional constante sendo que a porção meridional da faixa tem orientação NW e a porção setentrional para NE (fig. 5). A Faixa possui formato côncavo voltado para o leste conforme o contorno original da margem do paleocontinente São Francisco. (Valeriano *et. al.*, 2004). Ainda segundo o autor, A Faixa Brasília Meridional é definida por empilhamentos de extensas *nappes* de cavalgamento sub-horizontal formada predominantemente por rochas da margem passiva da placa São Francisco, que foram empurradas para o cráton ou em direção a placa sanfranciscana. O grau metamórfico e a intensidade de deformação ligada ao cisalhamento aumentam de forma descontínua. Em estágios mais tardios a deformação passou a ser dominada por dobramentos mais abertos, associados a falhas transcorrentes sinistrais que apresentavam direção NW-SE, que acabaram por fragmentar a Faixa Brasília Meridional. As porções da bacia que continham as fácies mais distais (talude, assoalho oceânico) se empilharam sobre as fácies plataformais mais proximais.

As *nappes* inferiores apresentam metamorfismo em fáceis xisto verde e as superiores tendem a apresentar fáceis anfibolito e granulito. Nas rochas de alto grau, gradientes de alta pressão têm sido observados, indicando que, em uma etapa precoce da orogênese, a margem continental são-franciscana mais distal entrou em subducção parcial sob a placa e/ou terrenos colidentes vindos de oeste, sendo exumada logo a seguir e empurrada sobre regiões mais próximas ao antepaís.

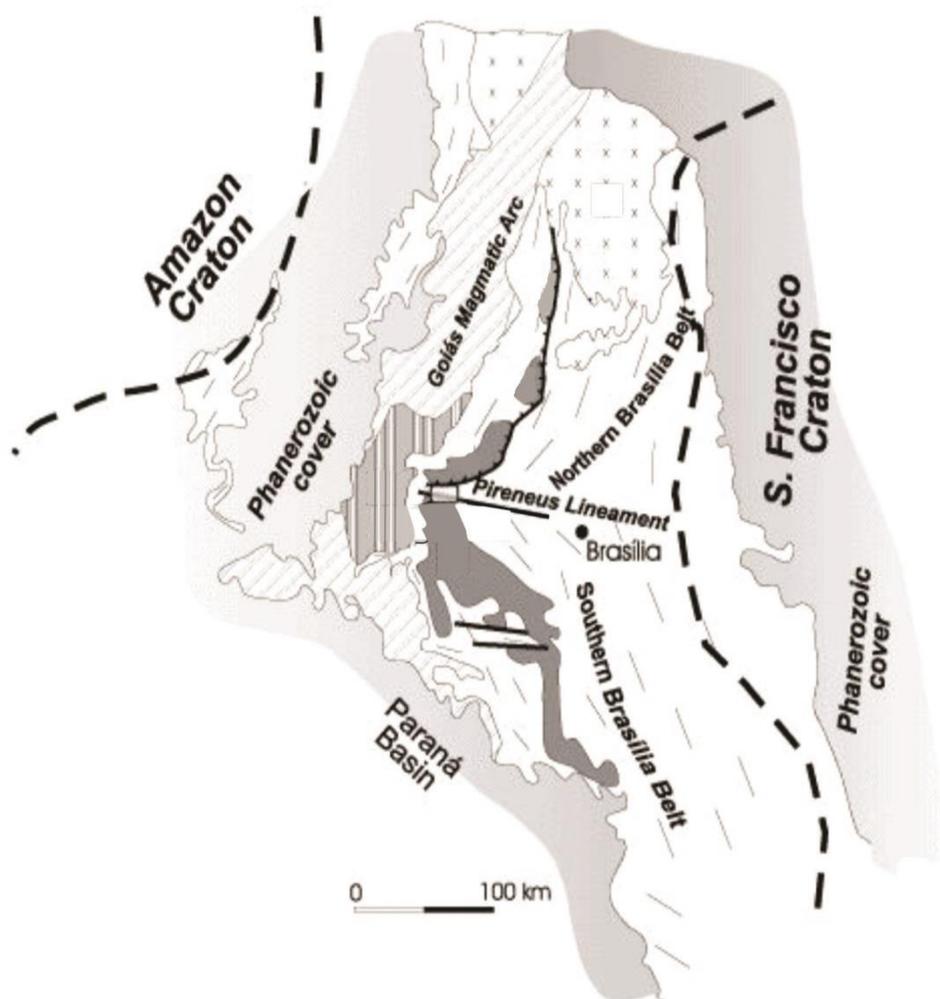
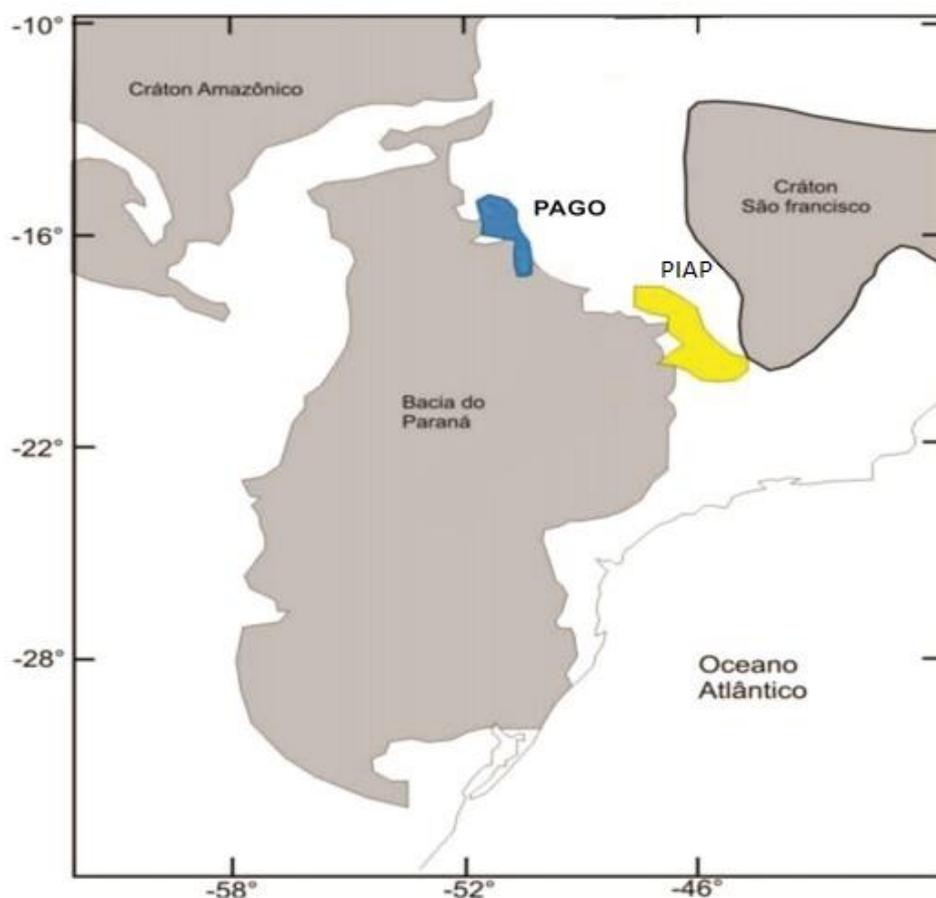


Figura 5: Bacia do Paraná e Cráton São Francisco separados pela Faixa Brasília (modificado de Pimentel *et al.*, 2003).

### 3.2. Província Ígnea do Alto Paranaíba

A Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP) se localiza no oeste de Minas Gerais (fig. 6), entre uma faixa estreita de rochas do Pré Cambriano que separam a bacia sedimentar do Paraná da São franciscana (no cráton São Francisco). Ladeira *et. al.*, (1971) dá outro nome a região, denominando a de Arco do Alto Paranaíba, porém, foi reconhecida primeiramente por Costa (1963).



**Figura 6: Localização da Província Ígnea do Alto Paranaíba e de Goiás (modificada de Pinto, 2009). A Província Ígnea do Alto Paranaíba (PIAP) está delimitada em amarelo e a Província Alcalina de Goiás em azul.**

Em 1967, Almeida (Almeida, 1967), considerou que essa Província estava inserida na Faixa Brasília, uma região dominada por dobramentos brasileiros e falhas com idades em torno de 750-400 M.a. alinhados na direção NNW-SSE. Esses dobramentos se estendem por cerca de 100km bordejando a margem ocidental do cráton São Francisco e estão entre os paralelos 12° e 21°S. Em 1980, Almeida sugeriu que as falhas foram periodicamente reativadas, uma vez que ocorrem diversas intrusões que vão desde o Pré-Cambriano até o Cretáceo.

Rochas da era proterozóica compõem este arco, sendo os Grupos, da base para o topo: Grupo Canastra representado pelos quartzitos e filitos; o Grupo Ibiá, composto por paraconglomerados e filitos calcíferos e o Grupo Araxá que possui como litotipos característicos os xistos, filitos e quartzitos (Barbosa *et. al.*, 1970, Marini *et. al.*, 1978). Uma suíte granítica sin e pós tectônica alcalina rica em peralumínio e perpotássio intrudiu a última sequência e se tornou importante para rastrear áreas fornecedoras de detritos para as bacias cretáceas marginais durante o Cretáceo.

Os litotipos citados podem ser encontrados preservados em sucessões de *nappes* que possuem vergência tectônica para Leste, em direção ao Cráton São Francisco. O evento deformacional que geraram as *nappes* englobou toda a porção oriental do Arco, onde metapelitos do Grupo Bambuí recobrem o cráton. Para os autores Pimentel & Fuck (1992), e Gibson *et. al.*, (1995 a) a colisão entre os crátons amazônico e Rio da Prata com o Cráton São Francisco durante a amalgamação do supercontinente Gondwana resultou na formação de faixas móveis que delimitam os crátons. A origem dessas faixas se relaciona com a evolução de uma margem continental ativa que ocorreu durante o Proterozóico. (Marini *et. al.*, 1981).

O fato de haver um cinturão dobrado, na margem sudoeste do cráton, com vergência tectônica para NE e a existência de sequências alóctones dos Grupos Araxá e Canastra comprovam que houve um deslocamento de estruturas em forma de *nappes*, em direção ao cráton situado a leste. (Schmidt, 1983, fig 7). De acordo com a morfologia da PIAP é possível então definir a área como sendo a parte frontal de um sistema de *nappes*. (Fuck *et. al.*, 1994).

Em 1991, Hasui & Haralyi, focaram a pesquisa na sedimentação cretácea que estava associada a evolução tectônica do oeste mineiro. Eles associaram o início da deposição de sedimentos no Cráton São Francisco, no Cretáceo Inferior, à reativação tectônica que afetou o PIAP (Almeida, 1967a). Falhamentos extensionais com direção NNE-SSW afetaram fraturas preexistentes no embasamento e desenvolveram-se na margem oriental da Província. Na porção ocidental da PIAP o embaciamento da margem NNE da Bacia do Paraná que se desenvolveu sobre sedimentos do paleozoico e porções do embasamento Pré Cambriano, foi preenchido pela Formação Botucatu e pelas lavas da Formação Serra Geral (Grupo São Bento).

A Província Ígnea do Alto Paranaíba é considerada como um alto estrutural, pois se estende desde o Paleozoico e tem limitado a bacia Paleozóica do Paraná para além de seus limites atuais. Entre o período Jurássico e Cretácico a PIAP serviu de barreira também para o avanço do deserto Botucatu e das lavas da Formação Serra Geral.

Os autores Sgarbi & Ladeira (1995a) e Sgarbi (1996a, Sgarbi 1996b) consideram que a Província foi uma importante fonte constante e abundante de sedimentos como clastos de quartzito, quartzo e granito que estão presentes em conglomerados das bacias cretácicas marginais durante o Cretáceo Inferior. A presença desses sedimentos pode indicar movimentação tectônica concomitante à deposição, demonstradas pelas falhas inversas que cortam os sedimentos basais da bacia (Sgarbi 1989).

Novas reativações concomitantes ao magmatismo alcalino afetaram a PIAP durante o Cretáceo Superior e tanto na Bacia do Paraná quanto no Cráton São Francisco formaram-se depósitos de rochas epiclásticas em formato de leques aluviais. Na porção oriental o aporte epiclástico associou-se a derrames de lavas e níveis piroclásticos, o que indica que no cráton São Francisco o vulcanismo foi simultâneo a deposição de sedimentos e a erosão.

Os kimberlitos nessa área foram apresentados por Barbosa *et. al.*, (1976) sendo descoberto na nascente do rio Paranaíba. Svisero em 1979 (Svisero *et. al.*, 1979) demonstrou que esses kimberlitos ocorriam como pequenos diques ou diatremas próximos à cidade de Coromandel (MG). Os diatremas estudados por Svisero *et. al.*, 1979, Schobbenhaus *et. al.*, 1981, possuíam tamanhos entre 50 a 400 metros, normalmente estavam intemperizados e cobertos por camadas de solo de coloração amarelo avermelhada.

Como rochas encaixantes para o Forca é passível de ser encontrado: Anfibólito, Quartzito Ferruginoso, Metacalcário, Talco xisto, Grafita xisto, Hornblenda Gnaisse, Muscovita Quartzito do Neoproterozóico. Já para o Facão, Tufos Lapilíticos e Arenitos são considerados suas rochas encaixantes. (fig. 7).

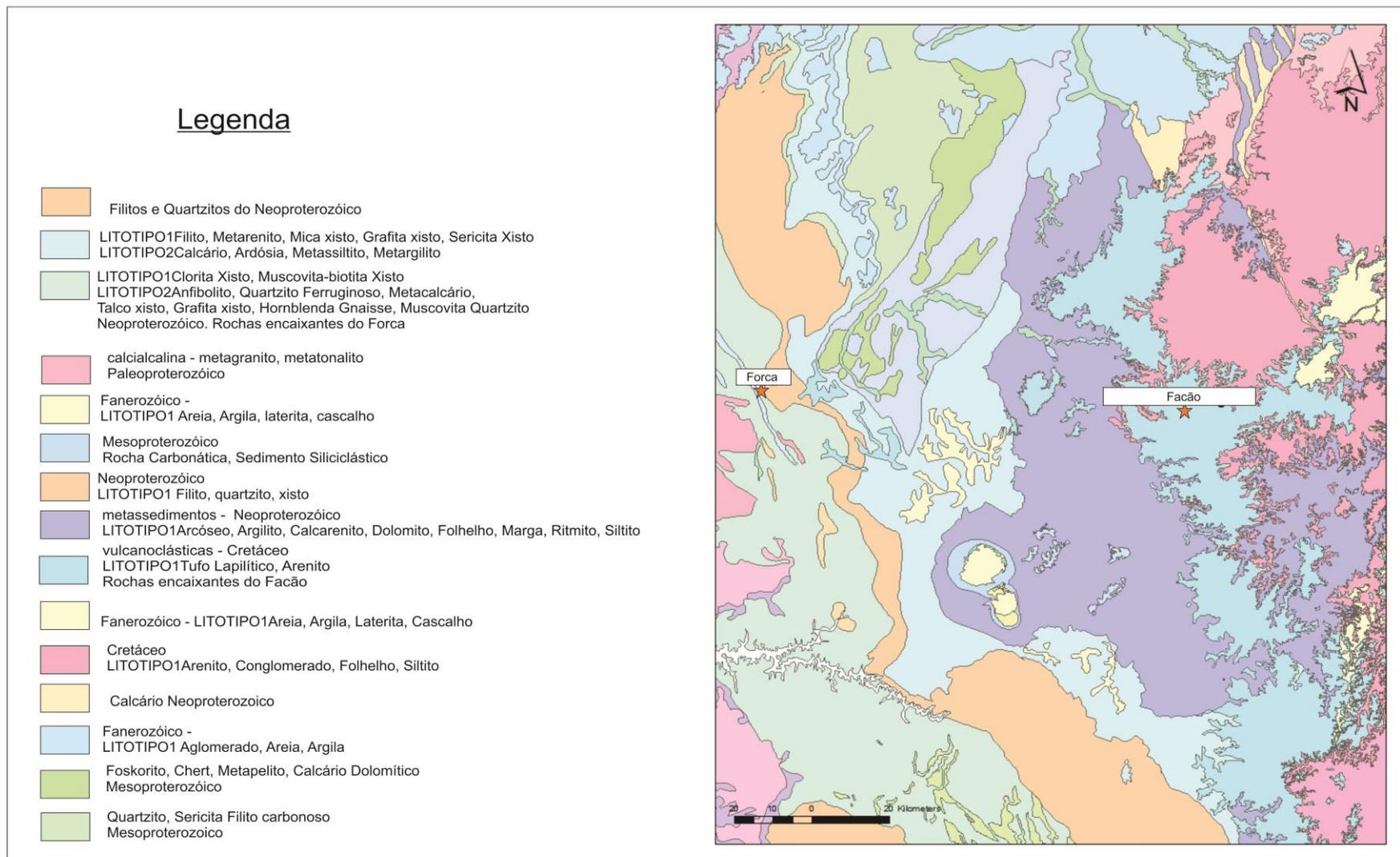


Figura 7: Mapa geológico da região da Província Ígnea do Alto Paranaíba, com as amostras Forca e Facão inseridas segundo devidas coordenada.

## 4. Resultados

### 4.1. Petrografia

Este subcapítulo se destina a caracterização petrográfica detalhada das amostras Forca e Facão.

#### 4.1.1. Amostra Forca

- Descrição Macroscópica

Rocha de coloração escura, porfirítica de matriz muito fina. Os minerais porfiríticos são de dimensões variadas, tendo entre 1 a 6 milímetros largura (fig. 8). Dentre eles é possível reconhecer a granada, que possui formato arredondado com tamanho em média de 1 a 3 mm e coloração amarronzada. É possível identificar também a macrocristais de olivina, que compõem a maior parte dos porfiroblastos. A coloração deste mineral é verde claro vítreo, com tamanhos que varia de 1 a 6 mm. Compõem cerca de 40% da rocha, enquanto que a granada representa 5%.

Pode haver alguns cromo-diopsídios, de tamanho variando entre 1 a 3 mm, como coloração verde escuro (característico do cromo) e veios de calcitas. Esses veios podem cortar algumas porções da amostra e possuem coloração branca. Representam respectivamente 1% e 5% da amostra. O restante, 50%, pode ser considerado matriz. Em alguns minerais é possível observar uma borda marrom envolvendo todo o grão



Figura 8: Amostra Forca

- Descrição microscópica

A rocha é composta por uma matriz de granulação muito fina como minerais como calcita, serpentina e minerais opacos. Os grãos porfíricos são em sua maioria olivinas intemperizadas e alguns poucos piroxênios.

As calcitas podem aparecer em veios ou disseminadas na matriz. São incolores em luz naturais e com os nicóis cruzados possuem alta birrefringência (2º a 3º ordem, iridescente) com extinção. Seu relevo é baixo e não é possível discernir alguma clivagem (fig. 9 A). Os minerais opacos se encontram disseminados na amostra, por toda a matriz e por vezes dentro de algum mineral de olivina. São euédricos e alguns anédricos (fig. 9 B). Estes opacos serão distinguidos no sub-capítulo sobre os resultados do MEV. As calcitas representam cerca de 30% das amostras enquanto que os opacos, 20%.

As serpentinas se apresentam como alteração das olivinas e principal componente da matriz. O mineral é incolor em luz natural e possui baixa birrefringência (1º ordem, cinza escuro a preto). Não apresentava nenhuma textura ou textura discernível, muito menos clivagem. Quando como alterações ou intrusões em grãos de olivinas, podiam estar fraturados. Essas faturas podiam ser preenchidas por calcita. As serpentinas compõem cerca de 20% da amostra.

As granadas compõem uma minoria nas lâminas analisadas (cerca de 1%). Têm formato alongado, são incolores em luz natural e isotrópicas com nicóis cruzados (fig. 9 C). Podem apresentar bordas kelifíticas ou estarem bastante alteradas, sendo que a maior parte dos grãos se encontram cominuídos ou fraturados (no caso dos que tem borda kelifítica). Borda kelifítica é o nome dado a um complexo intercrescimento de minerais de granulação muito fina ocorrendo como cornas em volta de granadas e outros minerais como os piroxênios. Ela se forma por consequência da quebra e reação dos minerais durante o transporte de regiões onde eles ainda estavam em condições estáveis. (Mitchell, 1986).

As enstatitas se apresentam em pequenas proporções, representando apenas 5% da lâmina. São incolores em luz natural, possuem baixa birrefringência (amarelo a cinza, 1º a 2º Ordem) e seu relevo é alto se comprado com alguns minerais opacos, mas não tão alto quanto o da olivina (fig. 9 D). Os cristais possuem formatos euédricos a anédricos, repletos de fraturas preenchidas por serpentina e carbonato. Alguns destes ortopiroxênios podem apresentar bordas kelifíticas assim como as granadas e as olivinas desta amostra.

As olivinas desta amostra se encontram frescas e razoavelmente preservadas. Não apresenta coloração em luz natural, porém em nicóis cruzados sua birrefringência é alta (3º a 4º Ordem). Seu relevo é mais alto que qualquer outro mineral na lâmina e seu formato é euédrico

com bordas levemente arredondas. O tamanho é muito variado, indo de 1 a 6 milímetros. Algumas destas olivinas estão muito fraturadas e cominuídas, e em algumas situações é quase indiscernível. As fraturas são preenchidas por serpentina e calcita e o mineral pode apresentar borda kelifítica (fig. 9 E). As olivinas compõem cerca de 20% das lâminas.

Representando cerca de 3% e 1% respectivamente, os diopsídios e as flogopitas também podem ser encontrados na amostra. Os diopsídios são euédrico de birrefringência baixa (1º Ordem) e relevo mais baixo que o da olivina, porém alto em relação aos demais. Já as flogopitas possuem formato prismático e podem ocorrer nas bordas de alguns opacos. Sua quantidade é ínfima e foi detectada no meV. Na borda de alguns diopsídios, olivinas e enstatitas pode ocorrer uma borda de reação diferente da borda kelifítica, apresentando basicamente potássio em sua estrutura.

Uma estrutura possível encontrada nessas lâminas são os glóbulos. Esses glóbulos são compostos do próprio material da matriz, calcita e serpentina de tamanhos um pouco maiores que os minerais da matriz (1 mm) bordejados pelo material fino da matriz. (fig. 9 E, circulado em vermelho). Também foi notada a presença de pseudomorfos que apresentavam borda de reação kelifítica (fig. 9 F). Não é possível, na maioria dos casos, dizer a partir de qual mineral houve a substituição, no entanto, foram achados alguns pseudomorfos de olivina.

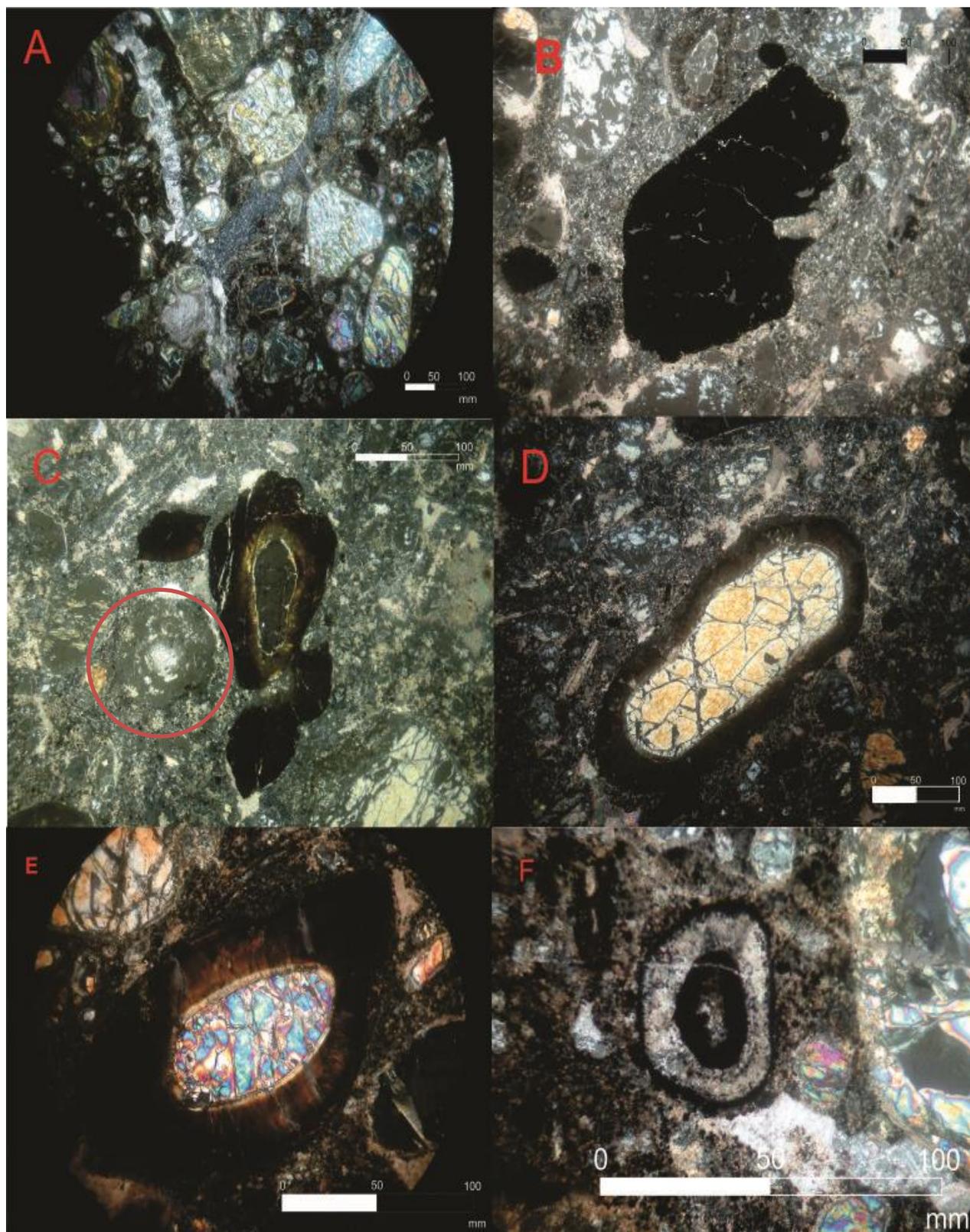


Figura 9: A) Veios de calcita se estendem por toda a lâmina, B) Minerais opacos, C) Granada com borda kelifítica, circulado em vermelho um glóbulo, D) enstatita com borda kelifítica, olivina com borda kelifítica, F) pseudomorfo com borda de minerais opacos. Note que na figura D há diversos opacos disseminados na matriz.

#### 4.1.2. Amostra Facão

- Descrição Macroscópica

A rocha possui matriz fina com alguns poucos megacristais de tamanhos variados, entre 1,5 a 3 centímetros. No entanto não é considerada como sendo porfírica, como a amostra Forca. A rocha é escura, e os megacristais tem coloração variada, de verde a preto/ marrom (fig. 10). É possível observar alguns pequenos minerais, entre 1 a 3 milímetros de comprimento, com coloração verde claro vítreo, alguns era possível observar o hábito prismático. Outros, de coloração verde escuro a cinza era anédrico, com formato arredondado e tem menor ocorrência que o mineral descrito anteriormente. Os de formato anédrico acredita-se que seja olivina enquanto que os prismáticos seja algum piroxênio como enstatita ou diopsídio.



Figura 10: Amostra Facão

- Descrição Microscópica

Amostra de matriz fina, composta de minerais opacos, serpentina e pequenas olivinas. Os minerais opacos e a serpentina se encontram disseminados na lâmina como no Forca (em torno de 7% e 13% respectivamente, no entanto as olivinas são encontradas em formato arredondado a sub arredondado, de pequenas dimensões e, em torno de 3 a 50  $\mu\text{m}$ . (fig. 11 A) e compoendo cerca de 17 % da amostra. Ao contrário do encontrado nas amostras anterior, Forca, essa rocha não possui carbonatos como calcita em sua composição

Os megacristais vistos a olho nú, na verdade são aglomerado de minerais como olivinas, diopsídios, enstatitas, sendo a maioria os piroxênios (fig. 11 B). Estão todos muito fraturados e

suas fraturas são preenchidas por um mineral verde escuro em luz natural. Ao cruzar os nicóis esse mineral de alteração se torna preto a cinza escuro. O mineral em questão se trata de um mineral do grupo das cloritas, o clinocloro. Compõem cerca de 10% da rocha. Os diopsídios e enstatitas possuem dimensões maiores que os minerais presentes no Forca, tendo de 50 a 150 mm de tamanho. Os diopsídios compõem cerca de 20% enquanto que as enstatitas cerca de 8%. Os diopsídios podem se apresentar tanto em formatos subédricos/ anédricos como em forma de ripas, disseminados na matriz.

Disseminada na matriz ou em grãos cominuídos, a flogopita está muito presente nesta amostra, compondo cerca de 25% da amostra. Apresentam pleocroísmo que varia de laranja a amarelo, birrefringência alta (2º a 3º Ordem) relevo baixo em relação às olivinas e demais minerais (Fig. 11 C). As flogopitas com aparência de grão cominuído possuem formato ripóide/ lamelar com clivagens em uma direção só. A extinção desse mineral ocorre paralelamente à clivagem. As flogopitas podem ser consideradas como oicocristais, pois há extinção completa do mineral. Nos oicocristais há intrusão dos minerais da matriz como diopsídios (ripas) e minerais opacos (fig. 11 D).

Olivinas podem ocorrer com bordas de reação de clinocloro e diopsídios (fig. 11 E e F).

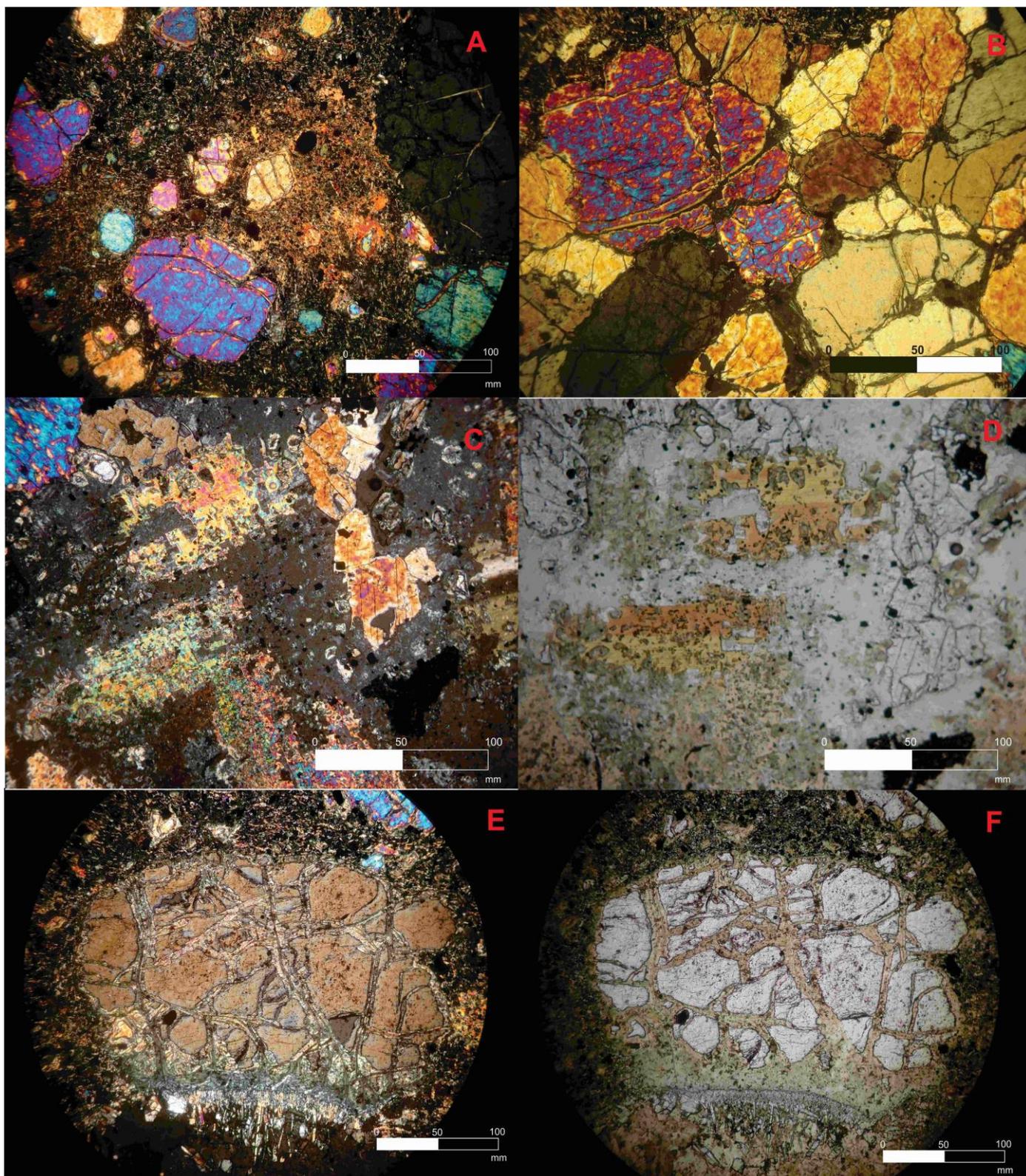


Figura 11: A) Olivinas de diversos tamanhos e formas, B) Aglomerado de grãos de enstatita, diopsídio e olivina, C) Oicocristal de flogopita em nicóis cruzados e D) em luz natural. E) Macrocristal de olivina com borda de reação de clinoclino e diopsídio em luz polarizada e F) em luz natural.

## 4.2. MEV

### 4.2.1. Forca

Com esse método foi possível identificar opacos e demais minerais que geraram dúvida durante a análise microscópica no Laboratório de Microscopia do Instituto de Geociências da Unicamp. Os opacos disseminados na matriz foram identificados como sendo, em sua maioria, Ilmenitas e perovskitas (fig.12 A). Também havia opacos de maior porte (maiores ou iguais a 3mm), como as Ilmenitas com bordas de perovskita (fig. 12 B). As ilmenitas podem conter uma pequena quantidade de cromo na sua composição.

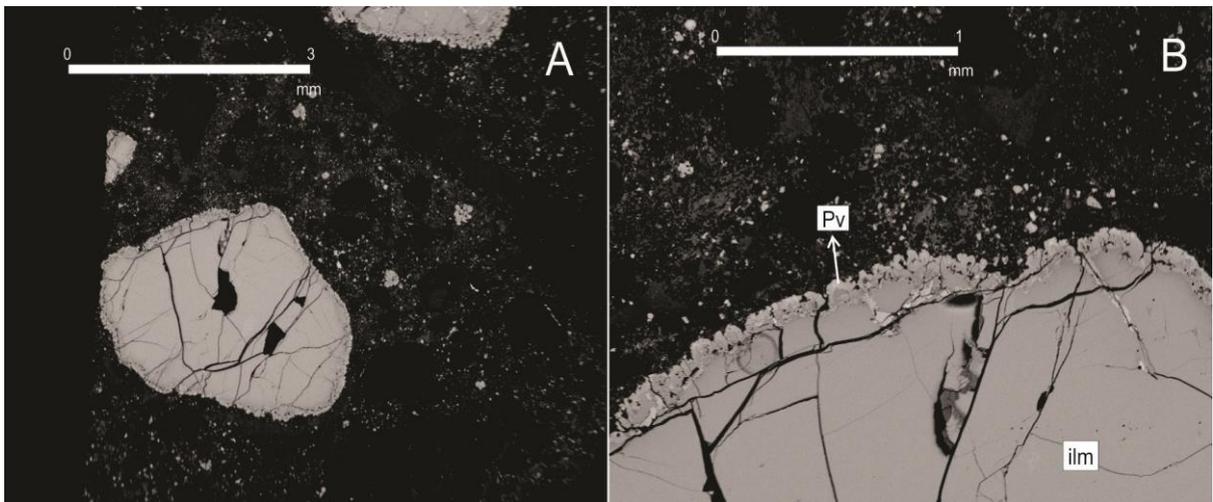


Figura 12: A) Mineral opaco (em cinza) visto com o MEV, B) Ilmenita (ilm) com borda de Perovskita (Pv).

Os piroxênios existentes nas lâminas da amostra foram classificados como clinopiroxênios (enstatitas e diopsídios), que apresentam comumente borda kelifítica. Foi apontado que esses diopsídios também continha cromo em sua composição. As bordas kelifíticas mudam sua composição à medida que se afastam do mineral. Além das bordas kelifíticas, a maioria dos minerais, independente de ser piroxênio ou olivina apresenta uma borda fina composta de carbonática (calcita) com alguns elementos como magnésio e sílica. (correlação fig. 13 com tabela 1).

Porcentagem em composição

Pontos	O	Mg	Al	Si	K	Ca	Cr	Fe	Ti	C
4	53,89	9,66	1,58	9,87	2,38	18,57	0,86	3,18	//	//
5	53,23	14,75	1,23	15,67	2,72	7,75	0,87	3,78	//	//
6	56,17	7,5	//	7,41	0,33	26,73	0,34	1,52	//	//
7	53,56	19,08	//	18,82	0,65	1,5	0,98	5,17	0,23	//
8	52,91	20,6	//	20,93	//	//	//	5,57	//	//
9	52,07	21,14	//	21,73	//	//	//	5,05	//	//
Matriz	47,43	13,06	1,6	13,38	3,67	5,4	0,83	13,92	0,72	//
Borda	47,54	0,83	//	0,57	//	35,12	//	//	//	15,74

Tabela 1: Porcentagem em composição do diopsídio e sua borda kelifítica (pontos 4 a 9) e borda carbonática (borda), além da composição da matriz.

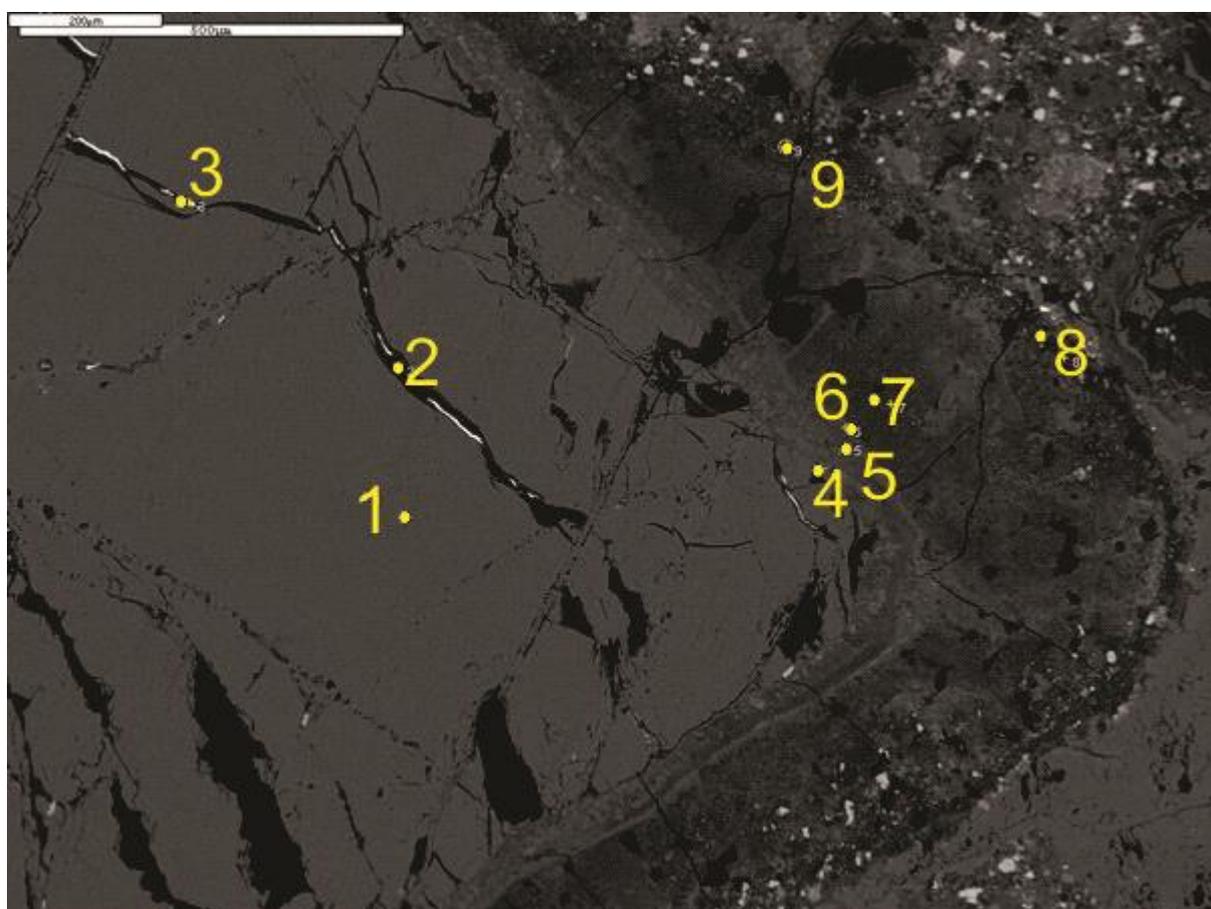


Figura 13: Diopsídio com borda kelifítica e pontos medidos no MEV demarcados, tamanho da escala 500µm.

Na matriz encontra-se disseminada o bário, elemento traço incompatível um elemento traço incompatível, em conjunto com elementos como sílica, oxigênio, magnésio, cálcio, alumínio e potássio. Pela composição citada, infere-se que o mineral possa ser a harmotome. (fig. 14, circulado em amarelo). Também foi possível identificar a presença de armalcolita, um mineral composto de magnésio, titânio, ferro e oxigênio. (fig.14 circulado em vermelho)

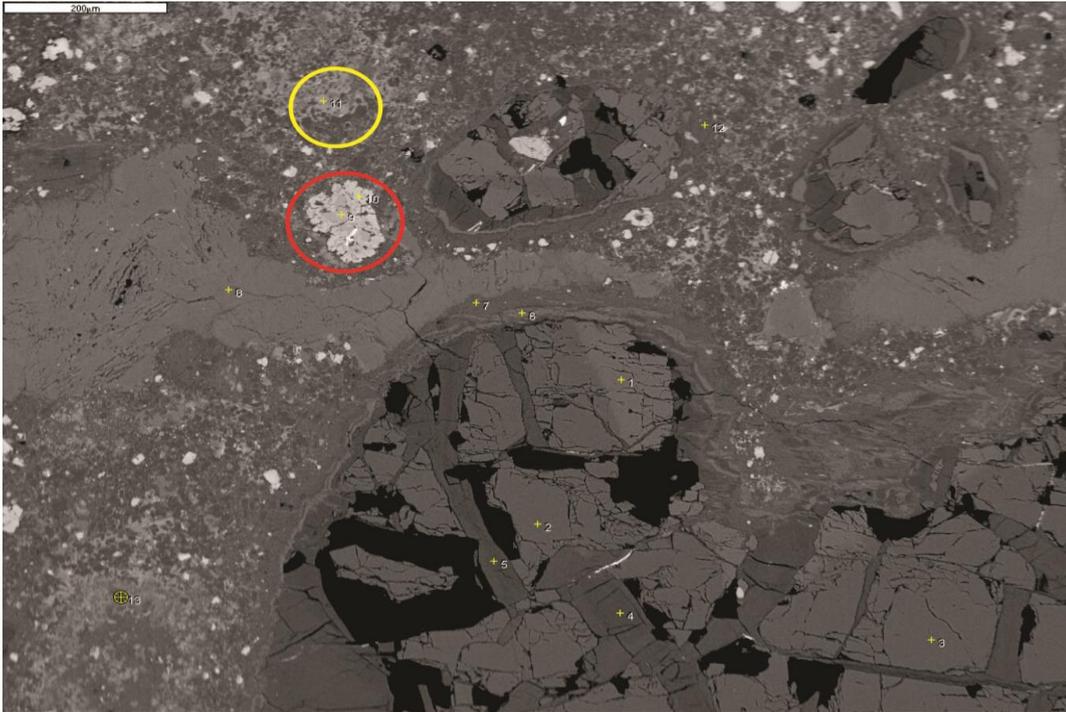


Figura 14: Porção da matriz com Harmotome (circulado em amarelo), e Armalcolita circulado em vermelho, tamanho da escala 200µm.

Nas olivinas pode haver inclusão de clinopiroxênios como na figura 15. No caso, a olivina apresenta uma borda de alteração constituída de antigorita.

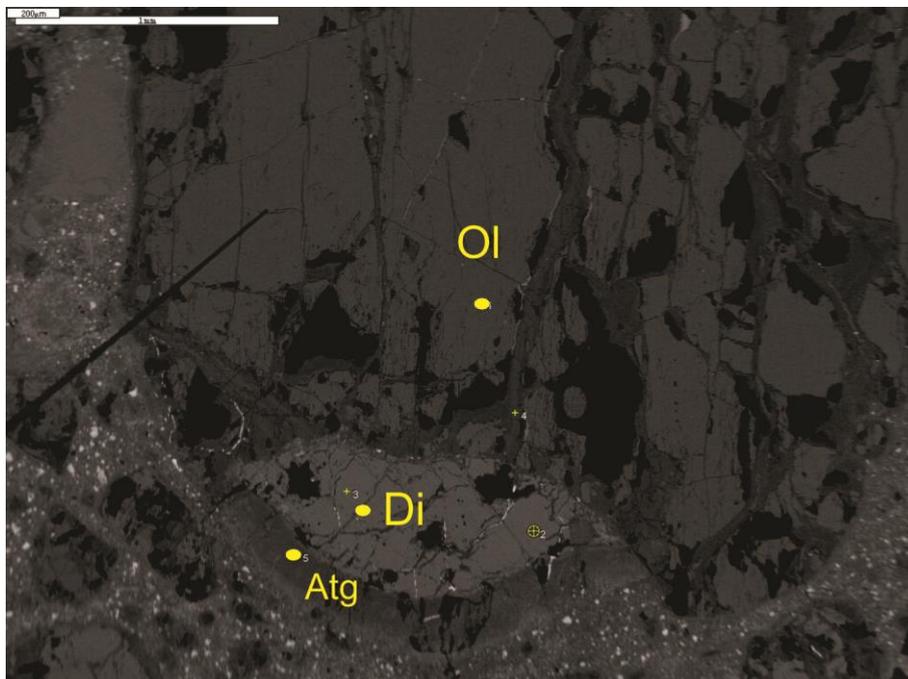


Figura 15: Olivina com inclusão de diopsídios e borda de antigorita

#### 4.2.2. Facção

Pelo Mev foi possível observar inclusões de Armalcolita nas olivinas anédricas. (fig.16). As armalcolitas podem ocorrer disseminadas na matriz ou como inclusão nas olivinas.

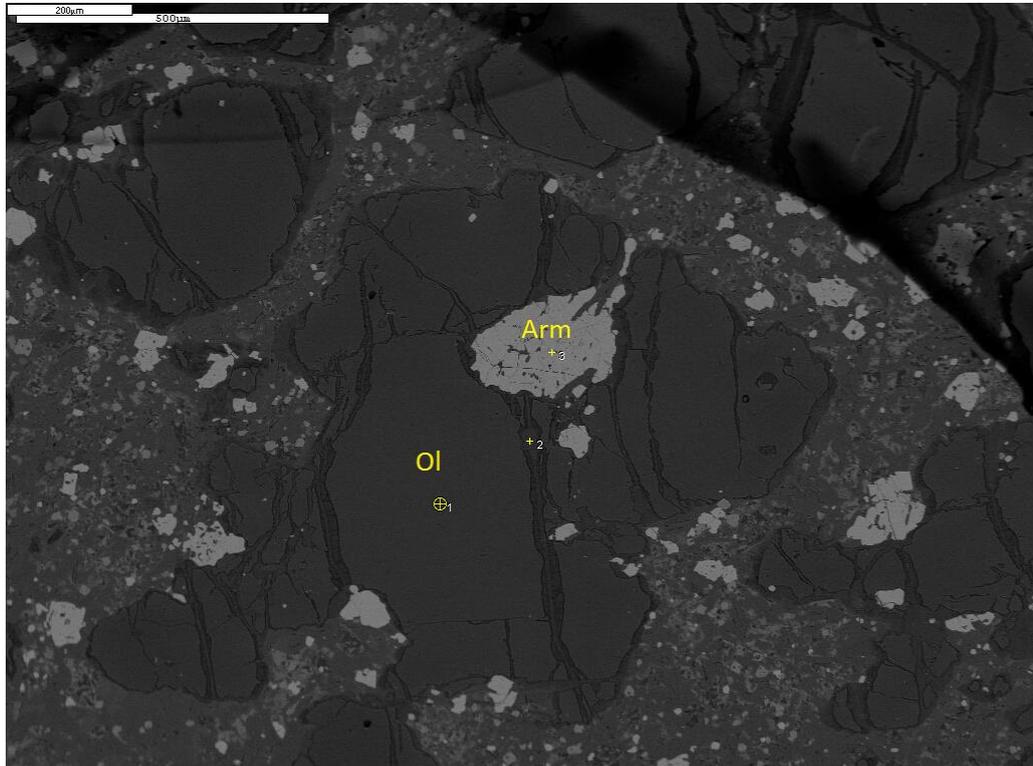


Figura 16: Olivina com inclusão de armalcolita, tamanho da escala 500µm.

Foi possível também detectar a presença de antigoritas e titanitas, formando um aglomerado na matriz (fig.17).

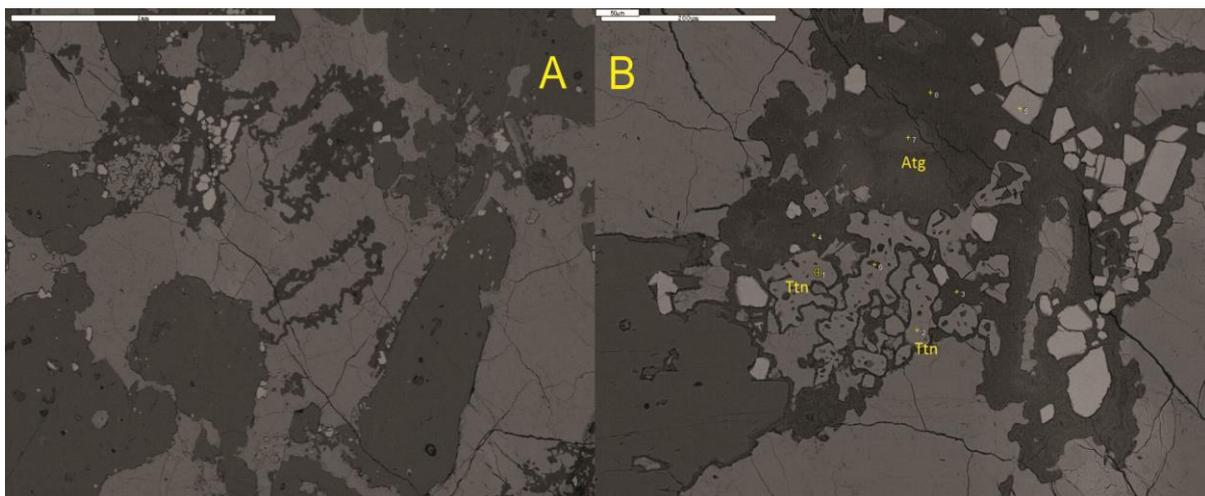


Figura 17: Antigorita e titanita, A) tamanho da escala 1mm B) tamanho da escala 200µm

Por ter menos carbonato em sua composição não foram notadas as bordas de reação carbonáticas envolta de olivinas e clinopiroxênios, muito menos as bordas kelifíticas. Como uma textura característica dessa amostra, o mineral harmotome (Fig. 18) em conjunto com antigorita forma uma massa difusa, que quando vista a olho nú dá impressão de um ser um único macrocristal. (fig. 19).

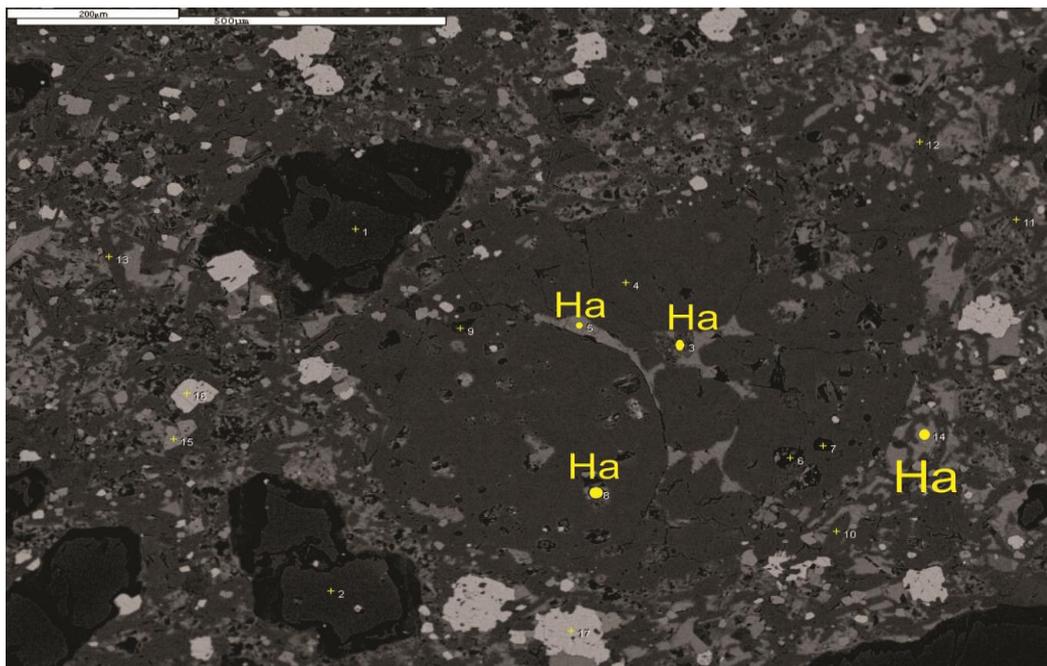


Figura 18: Harmotome (Ha) difusa na matriz, tamanho da escala 500µm.

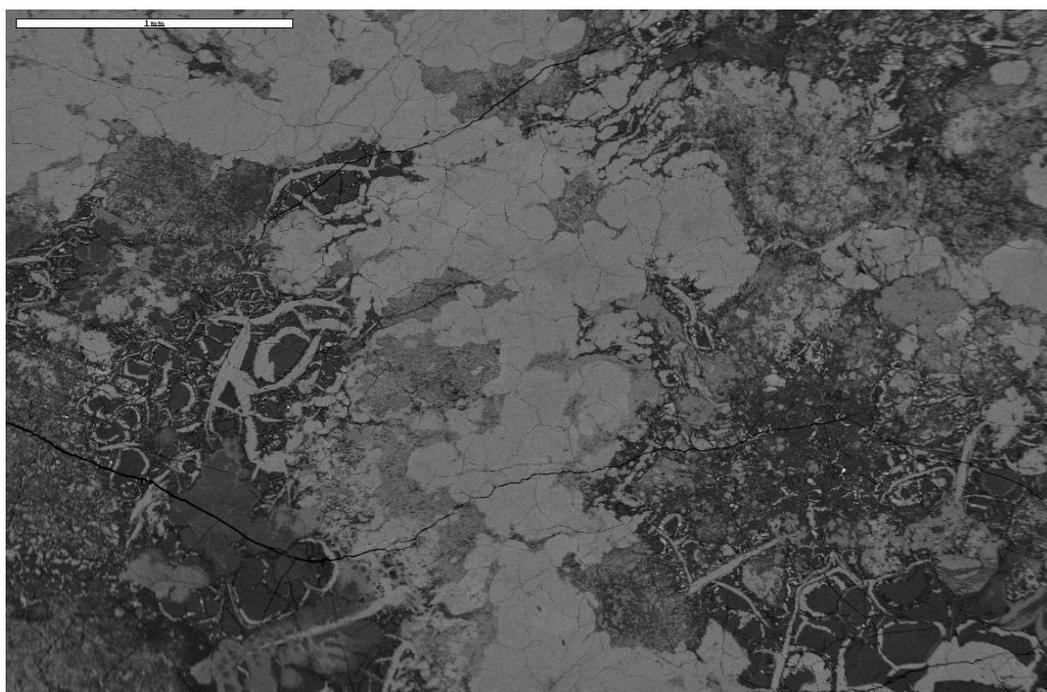


Figura 19: Massa difusa de Harmotome com Antigorita, tamanho da escala 1mm.

### 4.3. Geoquímica Total da Rocha

#### 4.3.1. FRX

Para realizar as análises foram utilizados os seguintes materiais de referência internacionais: SARM 39, OU-6 e BRP-1. As medidas realizadas nesses materiais se encontram na tabela 2. Para efeito de comparação, serão compilados na tabela 3 os dados de kimberlitos brasileiros já estudados em diferentes regiões, além dos dados das amostras dessa pesquisa.

REFERENCIA							
Amostra	SARM-39		OU-6		BRP-1		
Elemento (%)	(valor obtido)	(valor cert.± 1sd)	(valor obtido)	(valor cert.± 1sd)	(valor obtido) Mani	(valor cert.± 1sd)	
SiO <sub>2</sub>	33,63	33,44	57,27	57,51±0,095	50,42	50,39±0,27	
TiO <sub>2</sub>	1,57	1,58	0,985	0,998±0,004	3,8	3,81±0,06	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,26	4,29	20,32	20,50±0,032	12,56	12,40±0,14	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,2	9,29	8,82	9,001±0,033	15,45	15,59±0,16	
MnO	0,176	0,17	0,292	0,284±0,001	0,209	0,216±0,006	
MgO	26,12	26,24	2,45	2,398±0,010	3,98	3,94±0,05	
CaO	9,94	9,69	0,76	0,740±0,005	7,85	7,95±0,11	
Na <sub>2</sub> O	0,6	0,5	1,78	1,778±0,016	2,84	2,71±0,04	
K <sub>2</sub> O	1,03	1,04	3,15	3,051±0,012	1,53	1,52±0,02	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,417	1,46	0,136	0,118±0,002	0,634	0,63±0,02	
(µg g <sup>-1</sup> )	<b>LD</b>						
Ba	<b>7</b>	1629	1700	488	477,24±4,80	542	555±14,6
Ce	<b>8</b>	84		70	74,42±1,11	81	93,3±2,3
Cr	<b>2,5</b>	1343	645	76	70,87±1,39	13	11,8±1,2
Cu	<b>1,5</b>	57	58	42	39,62±1,05	163	160±4,8
Ga	<b>2</b>	9,7	10	22,3	24,33±0,29	21,7	24,8±1,0
La	<b>13</b>	95		28	33,00±0,51	<13	42,6±1,1
Nb	<b>0,5</b>	94		14,2	14,79±0,31	28,6	29,5±2,0
Nd	<b>8</b>	62	110	42	29,01±0,52	54	51,9±1,3
Ni	<b>1,5</b>	1007	994	42	39,83±0,71	24,1	23,4±1,8
Pb	<b>2</b>	25,3	25	26,9	28,22±0,50	4,3	5,5±0,4
Rb	<b>1</b>	53	52	123	120,20±0,90	35	35,4±1,2
Sc	<b>3</b>	15		21	22,10±0,43	32	28,5±1,2
Sr	<b>1</b>	1396	1400	129	130,89±1,16	499	492±11,8
Th	<b>2</b>	8,1	10	11	11,51±0,17	3,9	3,97±0,17
U	<b>3</b>	4,3		1,8	1,96±0,02	0,7	0,82±0,03
V	<b>3</b>	112	109	133	129,35±1,63	384	391±10
Y	<b>1</b>	15,8	17	28,5	27,35±0,47	42	42±2,2
Zn	<b>2</b>	69	70	112	111,18±1,40	141	142±3
Zr	<b>2</b>	239	239	174	174,15±1,59	317	311±10

Tabela 2: Tabela com os dados dos materiais de referência.

Artigos	Amostra Forca 01 A	Amostra Facção 01 A	Guarino <i>et al.</i> , 2012	Donatti Filho <i>et al.</i> , 2013	Donatti Filho <i>et al.</i> , 2012	Melluso <i>et al.</i> , 2008.	Melluso <i>et al.</i> , 2008.	Melluso <i>et al.</i> , 2008.
Coordenada	Forca	Facção	Kamafugito Facção	Kimberlito Braúna-pipe	Kimberlito Aroeira	Kimberlito Três Ranchos	Kimberlito Limeira	Kamafugito Canas
Localidade %	PIAP	PIAP	PIAP FAC	NE cráton S.F. B3D34-132,3	NE cráton S.F.	PIAP TR-14	PIAP LIM1-1	PIAP CAN
SiO2	31,03	40,02	38,4	33,67	50,35	31,9	27,9	42,6
TiO2	2,01	3,57	3,7	2,88	2,68	0,9	2	3,7
Al2O3	1,48	4,24	4,9	2,09	3,66	2	2,2	7,1
Fe2O3	10,42	12,93	12,3	8,77	13,11	9,7	11,6	13,6
MnO	0,182	0,165	0,2	0,12	0,244	0,2	0,2	0,2
MgO	29,56	23,99	20,4	32,03	16,81	27	27,8	14
CaO	9,4	8,44	9,7	5,04	5,34	8,3	12,5	10,1
Na2O	0,26	0,45	0,4	0,11	0,22	0,9	0,2	2,2
K2O	1,1	1,1	1,2	1,8	0,03	2,2	1,4	1,4
P2O5	1,337	0,352	0,5	0,21	0,52	2,7	2,4	1,2
LOI	11,78	3,01	5,4	11,92		11,4	10,4	5,5
SUM	99,8	100,3	97	99,6		97,1	98,8	101,6
ppm								
Sc	23	24	16		15,2	20	21	21
V	142	231	241	63	112	269	189	177
Cr	1630	1331	1178	1459	2388	1707	1456	785
Ni	1260	206	817	1655	1438	1498	1283	520
Cu	55	31	93	14,6	36,8	43	57	81
Zn	72	111	100	54	65,4	58	86	116
Rb	107	107	120	157	3,3	141	111	208
Sr	1980	1441	1264	406	151	2756	2271	1556
Y	27,6	19	23	6,4	45,4	19	35	35
Zr	362	393	373	182	298	266	544	393
Nb	227	139	121	136	298	223	173	135
Ba	2916	13324	17804		0	6556	3225	3790

Tabela 3: Dados FRX para amostras Forca, Facção e alguns kimberlitos e kamafugitos

Em 1982, Clement introduziu a geoquímica dos kimberlitos um novo conceito, que permite analisar o efeito da contaminação crustal e/ou intemperismo. A partir do cálculo do Index de Contaminação, C.I. (Contamination Index), pode-se determinar a proporção de minerais de argila e tectossilicatos relativos a olivina e flogopita. A fórmula para esse cálculo é:

$$C.I. = (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O}) / (\text{MgO} + \text{K}_2\text{O})$$

Para Clement (1982) se o valor de C.I. fosse menor que 1 a amostra poderia ser considerada como sendo livre de contaminação. Recentemente, um novo valor para C.I. tem sido abordado, sendo considerado uma amostra livre de contaminação se tiver um C.I. até 1,5. (Nowicki *et al.*, 2008). Com base nesse conceito, é possível demonstrar se as amostras da pesquisa estão livres de contaminação ou não.

- Forca

$$C.I. = (31,03 + 1,48 + 0,26) / (29,56 + 1,1) = 1,07$$

- Facão

$$C.I. = (40,02 + 4,24 + 0,45) / (23,99 + 1,1) = 1,78$$

Pelos resultados nota-se que a amostra Forca é livre de contaminação, ao contrário da amostra Facão, que pode ter certo grau de contaminação ou alteração.

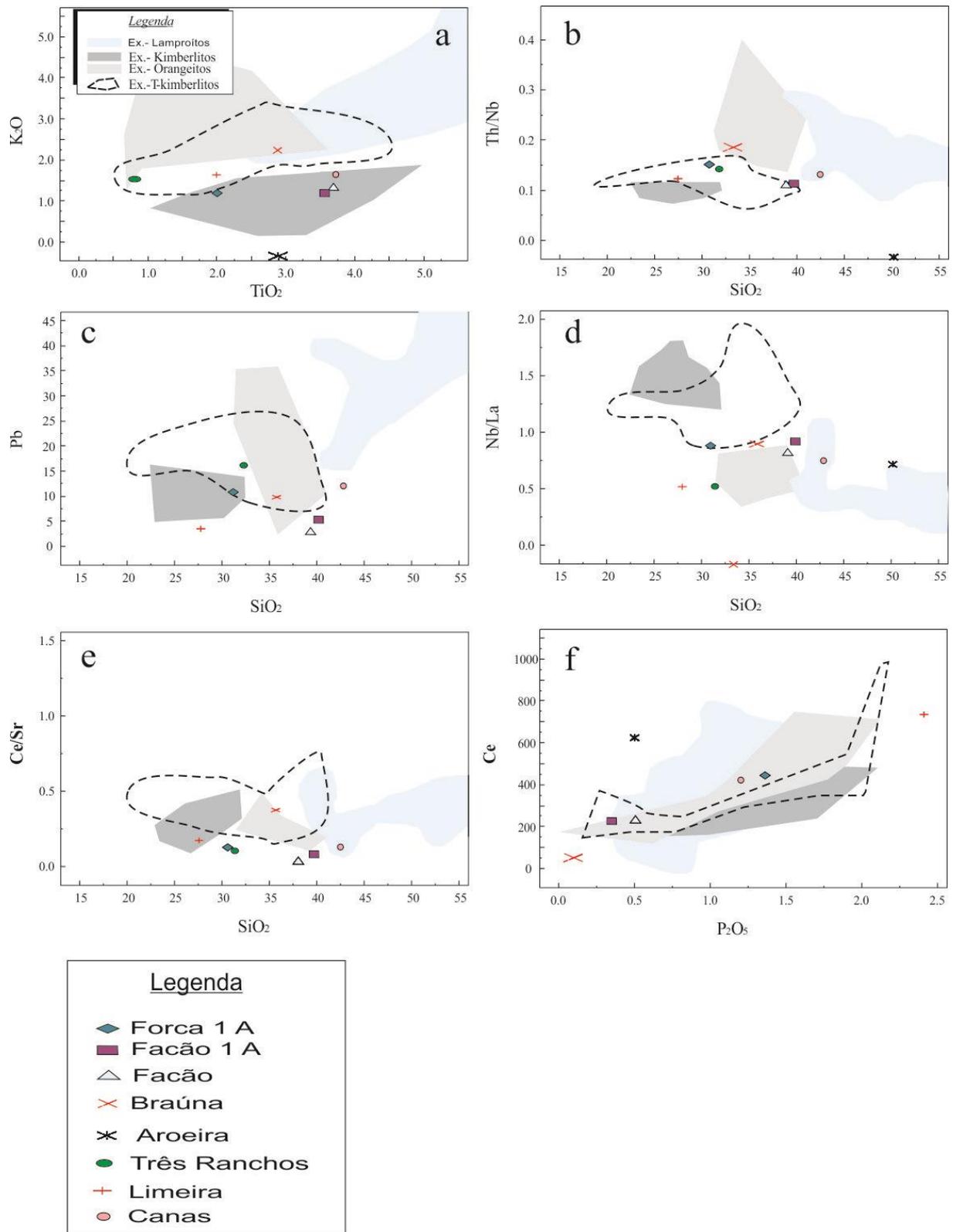
Contaminações podem ocorrer por presença de rochas crustais, resultando na adição de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{Na}_2\text{O}$  ao sistema. O intemperismo em misturas de cloritas, montmorillonitas, e serpentinas também pode levar a alteração desses elementos e a uma depleção de cátions solúveis como  $\text{Mg}^{2+}$ .

Analisando a tabela é visto que a amostra Facão possui quantidades de  $\text{SiO}_2$  maiores que o do Forca e demais kimberlitos, 40,02 wt%, porém sendo menor que a quantidade presente no kamafugito Canas (42,6 wt%). A quantidade de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  se difere das análises de Guarino *et al.*, 2008 (4,9 wt%) possuindo uma menor quantidade desse elemento, assim como em relação ao kamafugito Canas e Braúna (7,1 wt% e 2,09 wt%, respectivamente). O mesmo parece ocorrer com  $\text{Na}_2\text{O}$ , sendo maior que nos demais kimberlitos com exceção de Três Ranchos, que possui 0,9 wt% e o kamafugito Canas, que contém 2,2 wt%.

A amostra Forca possui características geoquímicas similares a dos kimberlitos (antigo Grupo I) e Grupo dos Kimberlitos Transicionais, levando em consideração elementos como  $\text{K}_2\text{O}$ , com 1,1 wt%. Observando-se o gráfico 1 a nota-se que o teor de  $\text{K}_2\text{O}$  pode influenciar no posicionamento da amostra na zona de transição entre orangeítos e kimberlitos. No gráfico 1b é possível ver a essa tendência, com o Forca entre 30 e 35 wt% de  $\text{SiO}_2$  e razões Th/Nb entre 0,1 e 0,2.

Assim como as amostras de kimberlitos retiradas da Província Ígnea do Alto Paranaíba, o Forca pode estar numa curva pertencente à kimberlitos anômalos como definidos por Donatti-Filho *et. al.*, 2012; 2013 para os kimberlitos Braúna e Aroeira no nordeste do Cráton do São Francisco.

A amostra Facão apresenta algumas diferenças com a literatura (Guarino *et. al.*, 2012), mas de acordo com o gráfico 1 a, ela se encontra sobreposta a área de tendência do grupo dos kimberlitos numa zona de transição entre kimberlitos e lamproítos (gráfico 1 b). No gráfico 1 d a amostra Facão exibe uma tendência transicional entre orangeítos e lamproítos. Essa tendência pode ser influenciada pelo teor de SiO<sub>2</sub> da amostra, que exibe valor 40,02 wt%. A mesma tendência é vista para essa amostra no gráfico 1 f, onde o teor de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> é de 0,352 wt%.



**Gráfico 1: Características geoquímicas das amostras e exemplos de kimberlitos brasileiros e rochas associadas em comparação com kimberlitos e orangeitos de Becker e Le Roex (2006), kimberlitos transicionais da África do Sul de Becker e Le Roex (2007) e lamproítos do Oeste da Austrália, de Jaques (1984) plotados em diagramas binários representando os óxidos e elementos traços representativos.**

#### 4.3.2. ICP-MS

Para as análises no ICP-MS os materiais de referência usados, BRP-1 (Basalto - UNICAMP, Instituto de Geociências) e Sarm39 (Kimberlito – MINTEK – África do Sul) têm seus dados apresentados na tabela 4. Os resultados com demais comparações se encontram na tabela 5.

	Sarm39	Sarm39	BRP-1	BRP-1		Bco	Limites de detecção
	Obtido	Referência	Obtido	Certificado	incerteza		
Ba	1539	1683,3	554	555	7	<LD	0,2
Be	1,64		1,85	1,8	0,1	<LD	0,02
Bi	0,13		0,03			<LD	0,005
Cd	0,15		0,32	0,2	0,1	<LD	0,02
Ce	169	182,9	93,9	93,3	1,2	0,03	0,03
Co	62,8	69	36,2	37,5	1,4	<LD	0,06
Cr	1269	1274,2	12,6	12,4	1	<LD	1,5
Cs	2,87	3,51	0,34	0,37	0,02	0,002	0,002
Cu	58,3	59,4	150	160	3	<LD	0,9
Dy	3,46	4,23	8,56	8,5	0,3	<LD	0,003
Er	1,23	1,52	4,36	4,2	0,1	<LD	0,001
Eu	2,93	3,14	3,64	3,42	0,08	<LD	0,001
Ga	6,61	19,1	23,3	24,8	0,6	<LD	0,03
Gd	7,77	8,58	10,8	10,4	0,3	<LD	0,006
Hf	5,21	5,02	8,45	8	0,2	<LD	0,006
Ho	0,55	0,62	1,68	1,62	0,06	<LD	0,001
La	82,1	89,2	42,9	42,6	1	<LD	0,02
Li	9,32		6,52	7,1	0,3	<LD	0,06
Lu	0,11	0,13	0,50	0,5	0,02	<LD	0,0003
Mo	0,73		1,87	1,5	0,1	<LD	0,2
Nb	90,8	109,2	29,2	29,1	0,9	0,2	0,02
Nd	73,0	82,2	52,5	51,9	0,9	<LD	0,01
Ni	838	936,8	22,3	23,4	0,9	<LD	0,4
Pb	18,8	9,98	5,17	5,5	0,3	<LD	0,08
Pr	19,6	21,5	12,4	12,3	0,2	<LD	0,005
Rb	43,0	50,8	36,2	35,4	1	<LD	0,3
Sb	0,39		0,07	0,06	0,01	<LD	0,07
Sc	13,6	13,7	29,7	28,5	0,8	<LD	0,2
Sm	10,9	12,2	11,3	11,2	0,2	<LD	0,006
Sn	1,25		2,31	2,5	0,4	<LD	0,09
Sr	1445	1451,4	496	492	6	<LD	0,1
Ta	6,95	7,3	2,06	1,96	0,08	0,02	0,003
Tb	0,86	0,99	1,61	1,52	0,05	<LD	0,001
Th	9,61	9,75	4,29	3,97	0,1	<LD	0,004
Tm	0,14	0,18	0,57	0,57	0,02	<LD	0,0003
U	2,14	2,52	0,82	0,82	0,03	<LD	0,001
V	107	115,5	389	391	7	<LD	0,5
W	1,09		0,54			<LD	0,04
Y	14,2	16,4	44,0	42	1	<LD	0,02
Yb	0,85	0,98	3,71	3,48	0,09	<LD	0,001
Zn	60,9	69,5	135	142	2	<LD	2,5
Zr	222	243,2	317	310	5	<LD	0,1

Tabela 4: Tabela com os dados em ppm dos materiais de referência.

Artigo	Forca 01 A	Facção 01 A	Guarino <i>et.al</i> , 2012	Donatti Filho <i>et.al</i> , 2013	Donatti Filho <i>et.al</i> , 2012	Melluso <i>et.al</i> , 2008.	Melluso <i>et.al</i> , 2008.	Melluso <i>et.al</i> , 2008.
Tipo de rocha	Forca	Facção	Kamafugito Facção	Kimberlito Braúna pipe	Kimberlito Aroeira	Kimberlito Três Ranchos	Kimberlito Limeira	Kamafurgitos Canas
Localidade	PIAP	PIAP	PIAP	NE do Cráton S. F	NE cráton S.F.	PIAP	PIAP	PIAP
↓Elemento  Amostra→	Forca	Facção	FAC	B3D34-132,3		TR-14	LIMI-1	CAN
V	137	227	226	63	112	227	149	252
Cr	1481	1411	1260	1459	2388	1700	1440	706
Co	77	88,3	78	90,65	137	75	80	58
Ni	1186	948	780	1655	1438	1140	989	423
Cu	56,6	84,6	90	14,6	36,8	34	53	78
Zn	67,9	106	130	54	65,4	60	97	114
Ga	5,33	8,87	11	6,6	8,5	6,7	10,5	15,5
Ge			1			1,3	1,6	1,7
As			55			27,7	5,6	16,5
Rb	110	113	108	157	3,3	145	115	209
Sr	1926	1328	1362	406	151	3170	2640	1770
Y	26,3	19,9	19	6,4	45,4	22,3	39,5	37,9
Zr	365	407	203	182	298	403	758	481
Nb	231	138	109	136	298	255	208	172
Sn	2,36	2,45	2		1.43		3,1	2,7
Sb	0,35	0,09	1,1			1,3	0,5	
Cs	2,35	1,37	1,8	2,1	0,08	2,6	1,5	42,1
Ba	2640	12072	1588		0	7090	2680	3350
La	256	146	143	182,6	395	420	345	220
Ce	480	282	284	137	629	722	739	459
Pr	52,2	31,4	31,6	33,56	63,9	54,3	63,7	38,9
Nd	176	109	90	53	200	152	209	125
Sm	23,2	14,8	14,3	13,98	22,6	22,8	37,2	22,5
Eu	6,09	4,43	3,9	3,42	5,49	5,6	9,5	6,1
Gd	15,7	10,8	8,9	7,49	17	12,1	22	14,4
Tb	1,67	1,13	1,1	0,87	1,75	1,3	2,4	1,8

<b>Dy</b>	6,8	4,78	4,7	3,68	7,67	5,2	10	8,2
<b>Ho</b>	1,05	0,79	0,8	0,53	1,41	0,8	1,4	1,3
<b>Er</b>	2,33	1,86	1,9	1,09	3,95	2	3,2	3,3
<b>Tm</b>	0,25	0,2	0,2	0,11	0,52	0,2	0,4	0,4
<b>Yb</b>	1,41	1,29	1,2	0,57	3,39	1,3	2	2,5
<b>Lu</b>	0,17	0,16	0,2	0,07	0,53	0,1	0,2	0,3
<b>Hf</b>	8,94	10,6	6,7	10,68		9	15	12,9
<b>Ta</b>	12,0	9,29	9,9	7,27		9	12,1	8,2
<b>W</b>	0,49	0,58	1				1,7	
<b>Pb</b>	10,8	6,68	5			15,2	5,2	11,6
<b>Th</b>	30,9	14,7	11,8	25,48		33,2	24,7	20,9
<b>U</b>	6,88	3,04	3,6	3,34		18,2	5,1	4,1
<b>Be</b>	3,74	2,57						
<b>Bi</b>	3,74	0,02						
<b>Cd</b>	0,26	0,28						
<b>Li</b>	8,35	6,88						
<b>Mo</b>	0,77	0,48						
<b>Sc</b>	20,1	25,0						
<b>Yb</b>	1,41	1,29						

Tabela 5: Dados relativos a kimberlitos e kamafugitos brasileiros e amostras Forca e Facão. Espaços em branco são de dados não contidos nos artigos em questão.

Para Fesq *et. al.*, 1975, em estudos de elementos traços em kimberlitos concluiu que elementos como Ti, Nb, Ta, P, e elementos Terras Raras são pouco afetados por contaminação crustal, diferentemente dos elementos maiores.

Os elementos compatíveis são aqueles que preferencialmente são incorporados em fases que estão se cristalizando a partir do magma e, portanto, são rapidamente esgotados durante a cristalização fracionada. Quanto aos elementos incompatíveis, sua abundância está relacionada diretamente com a proporção modal de olivinas e espinélios e inversamente proporcional a quantidade de xenólitos crustais (Fesq *et. al.*, 1975).

Elementos como o Ba tem alta representação na amostra Facão (12072 ppm), sendo incomum nas demais (exceção ao kamafugito de Guarino *et. al.*, 2008), enquanto que a amostra Forca apresenta níveis similares ao kimberlito Limeira (2640 e 2680 ppm respectivamente) e níveis próximos ao kamafugito Canas, com 3350 ppm.

Pode haver disparidade entre as análises de Facão 1 A e kamafugito Facão, apesar de em tese serem a mesma amostra. Isso pode ser observado, por exemplo, no teor de cromo apresentado na tabela 5, onde a amostra Facão 1 A apresenta maior abundância (1411ppm) comparado ao kamafugito Facão (1260 ppm), provavelmente relacionado a alguma fase mineral rica em Cr da amostra selecionada.

Os gráficos 2 e 3 demonstram a distribuição dos elementos traços e Terras Raras normalizados ao manto primitivo e aos condritos, para as amostras deste estudo e dos exemplos selecionados da literatura. Para ambas as amostras a abundância de elementos terras raras é alta, como no caso de La e Zr, sendo que os níveis estão entre 1000 vezes os condritos para a amostra Forca, e 500 vezes os condritos para a amostra Facão.

No diagrama 3 a amostra Forca exibe uma anomalia negativa de Sr, enquanto que a amostra facão exibe anomalias negativas de Ba e Sr, evidenciando uma características do manto progenitor dessas rochas previamente empobrecido nesses elementos.

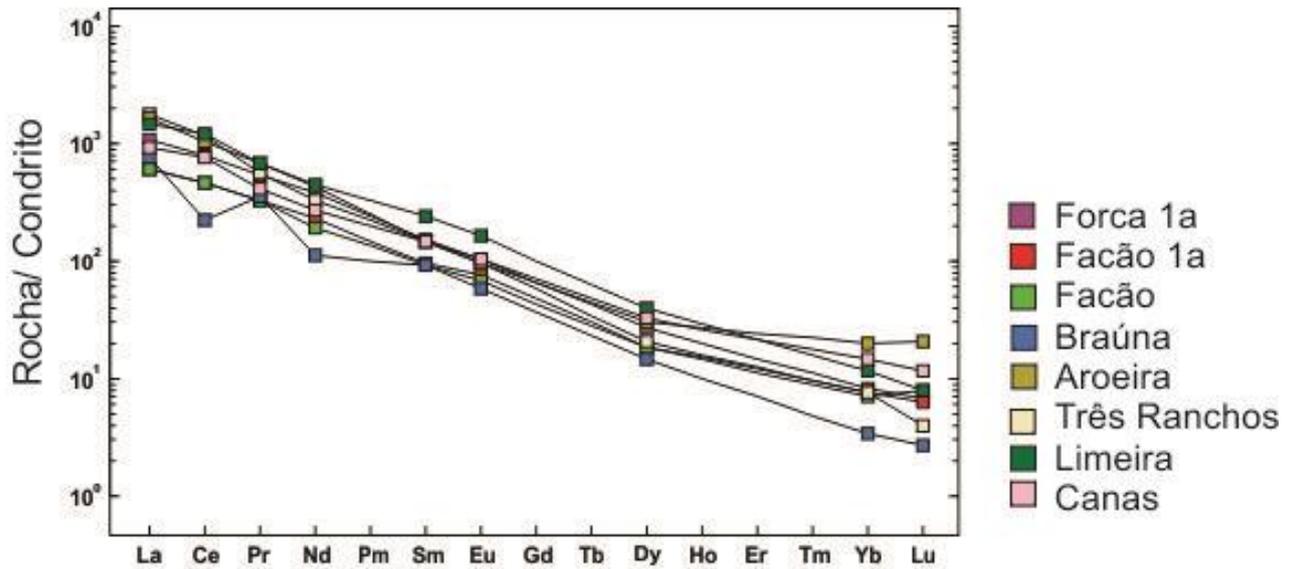


Gráfico 2: Gráfico multielementar dos kimberlitos de Guarino *et al.*, 2012, Donatti Filho *et al.*, 2012 e 2013 e amostras Forca e Facão. Abundância de elementos Terras Raras normalizadas para condrito.

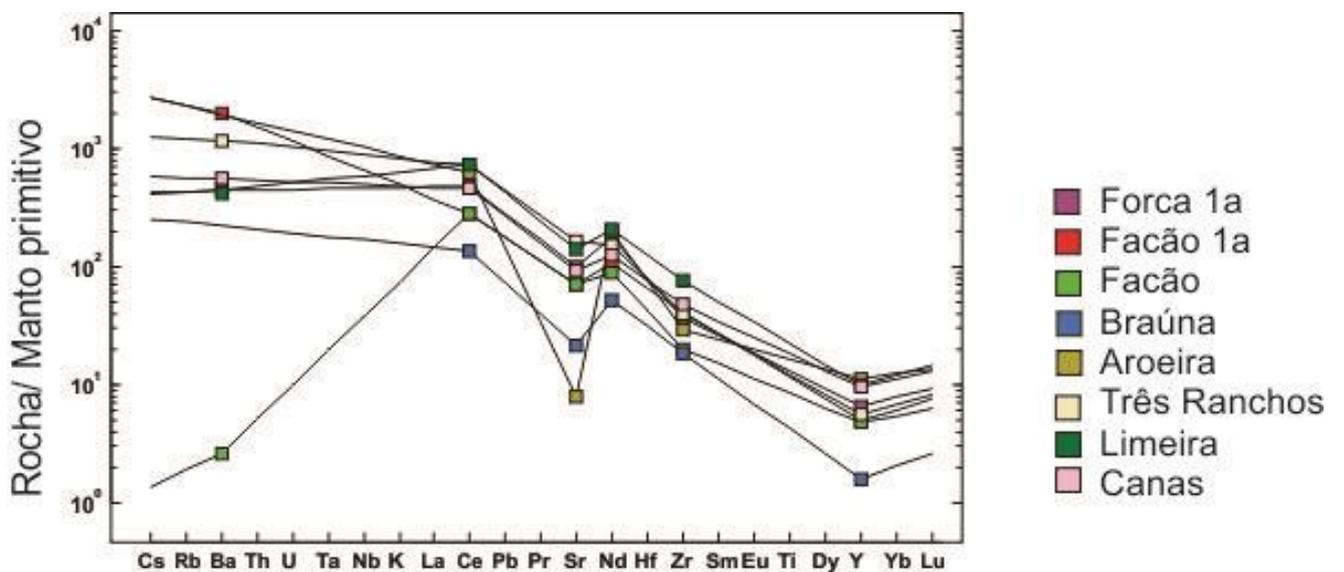


Gráfico 3: Gráfico multielementar da abundância de elementos traços dos kimberlitos e kamafugitos normalizados para o manto primitivo.

## 5. Discussões

Os estudos petrográficos indicaram que a amostra Forca é formada por minerais como calcita, serpentina, macrocristais (cristais maiores que 1mm) de olivinas e pelos clinopiroxênios como enstatita e diopsídio, além de minerais opacos como ilmenita e peroviskita. As bordas kelifíticas apresentadas por minerais como olivinas e diopsídios podem ser resultado de processos de transporte e erosão já que a alteração das bordas dos minerais pode indicar intenso intemperismo do mineral pelas altas temperaturas e trocas de elementos com o magma kimberlítico. A amostra Facão possui composição diferenciada da amostra Forca, apresentando serpentina, calcita e diopsídios em sua matriz, e os minerais raramente possuem bordas kelifíticas. Além disso, a quantidade de clinopiroxênios e minerais com Bário (Harmotome) é muito maior nessa amostra que no Forca. Embora a mineralogia pareça se diferenciar, ambas as amostras possuem uma maior afinidade com a petrologia do kimberlito determinada por Mitchell (1986), como a existência de macro, e no caso do Facão fenocristais de olivina e flogopitas, clinopiroxênios, serpentinas e carbonatos (no caso do Forca) e grande abundância em minerais opacos como ilmenitas e peroviskitas. Embora a afinidade seja maior com os kimberlitos as amostras também se encaixam em alguns parâmetros de determinação de orangeítos como a abundância de flogopita, diopsídios disseminados na matriz (ambos no caso do Facão).

Segundo a classificação de Mitchell (1986) as rochas do Forca possuem uma maior afinidade com kimberlitos hipoabissais, devido a mineralogia e texturas encontradas. É inviável classificá-las como kimberlitos de cratera devido à falta de texturas explosivas (e.g. peletal lapilli).

Os elementos maiores definidos na geoquímica permitiu a comparação das amostras com kimberlitos e kamafugitos brasileiros e lamproítos da Austrália. A elaboração de campo de tendência demonstrou, com relação ao  $\text{TiO}_2$  (gráfico 1 a), as amostras Forca e Facão se encontram no campo dos kimberlitos da África do Sul, assim como os exemplos escolhidos provenientes da Província Ígnea do Alto Paranaíba.

No entanto para parâmetros como  $\text{SiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  (Gráfico 1 b-f), a amostra Forca tende a sobrepor o campo dos kimberlitos transicionais, estando entre o campo dos kimberlitos e orangeítos (31,03 wt% e 4,337 wt%, respectivamente). A amostra Facão se encontra no campo transicional, tendendo ao campo dos lamproítos da Austrália ( $\text{SiO}_2$  com 40,02 wt% e  $\text{P}_2\text{O}_5$  com 0,352wt%), embora no gráfico 1 d a rocha se encontre na zona de transição entre orangeítos e lamproítos. Devido ao comportamento não definido e que não se equipara com fidelidade aos demais exemplos de kimberlitos da PIAP, sugere-se que a amostra Forca pode ser definida como um kimberlito com afinidade aos kimberlitos anômalos (e.g. Kimberlito Brauna, Donatti

Filho et al., 2013), enquanto que a amostra Facão possui uma afinidade geoquímica e mineralógica transicional entre orangeítos e lamproítos australianos. A grande quantidade de SiO<sub>2</sub> presente na amostra Facão (40,02 wt %) pode ser devido ao fato dessa proximidade com o campo dos lamproítos, sendo a contaminação crustal e alterações fatores secundários nesse caso. O cálculo do C.I. é muito útil porém não é crucial para a classificação de uma rocha em kimberlitos ou rochas associadas.

A geoquímica e petrologia anômala das amostras indicam um intenso metassomatismo do manto progenitor, como evidenciado pela introdução de minerais como carbonatos, óxido de bário, serpentina e flogopita nas amostras estudadas. Isso pode explicar a grande quantidade de CaO nas amostras. Os elementos incompatíveis normalmente são definidos como sendo elementos que possuem coeficiente de distribuição sólido/ líquido aproximadamente perto de zero para silicatos que formam rochas comuns. Eles são fortemente particionados na fase líquida durante a fusão parcial de fontes lherzolíticas e se concentram preferencialmente em na fase líquida durante o processo de fracionamento. No entanto, fases metassomáticas enriquecidas nesses tipos de elemento têm sido postuladas como estando presente em fontes magmáticas de composições mais extremas, como no caso dos kimberlitos.

Observando-se o gráfico 2 percebe-se que a abundância dos elementos Terras Raras é caracterizada por uma distribuição linear que demonstra enriquecimento de Terras Raras Leves, como por exemplo o enriquecimento de La.

O enriquecimento de elementos como Cs, Rb, Ba, Th, U, Ta, Nb, La, Sr, e P em relação ao manto primitivo (gráfico 3) pode estar relacionado com fusões parciais de rochas fontes similares ou derivação a partir de diferentes fontes ricas nesse elementos.

Anomalias negativas de Sr e Ba nas amostras indicam que o manto foi previamente empobrecido nesses elementos, por outro lado, os altos teores em Mg e Cr, principalmente no caso da amostra Forca (29,56 wt% e 1481ppm, respectivamente), indica um manto altamente refratário. A grande quantidade desses elementos pode indicar que houve fusão do manto astenosférico seguido de enriquecimento por fluidos (i.e. metassomatismo), o que pode ter ocorrido durante a abertura do Oceano Atlântico e o intenso vulcanismo alcalino que deu origem a maioria dos kimberlitos da PIAP.

Para confirmar a anomalia desses kimberlitos seria necessária a realização de métodos geoquímicos mais avançados, como os estudos isotópicos de Sr e Nd Bizzi *et. al.*, (1994 e 1995), define valores de Sr e Nd para alguns kimberlitos da PIAP. O resultado pode ser visto na figura 22. O fato de esta província possuir valores de  $\epsilon$ Nd levemente negativo, entre -3 e -6,

comprova a existência de kimberlitos anômalos nessa região, tornando plausível a classificação de Forca e Facão.

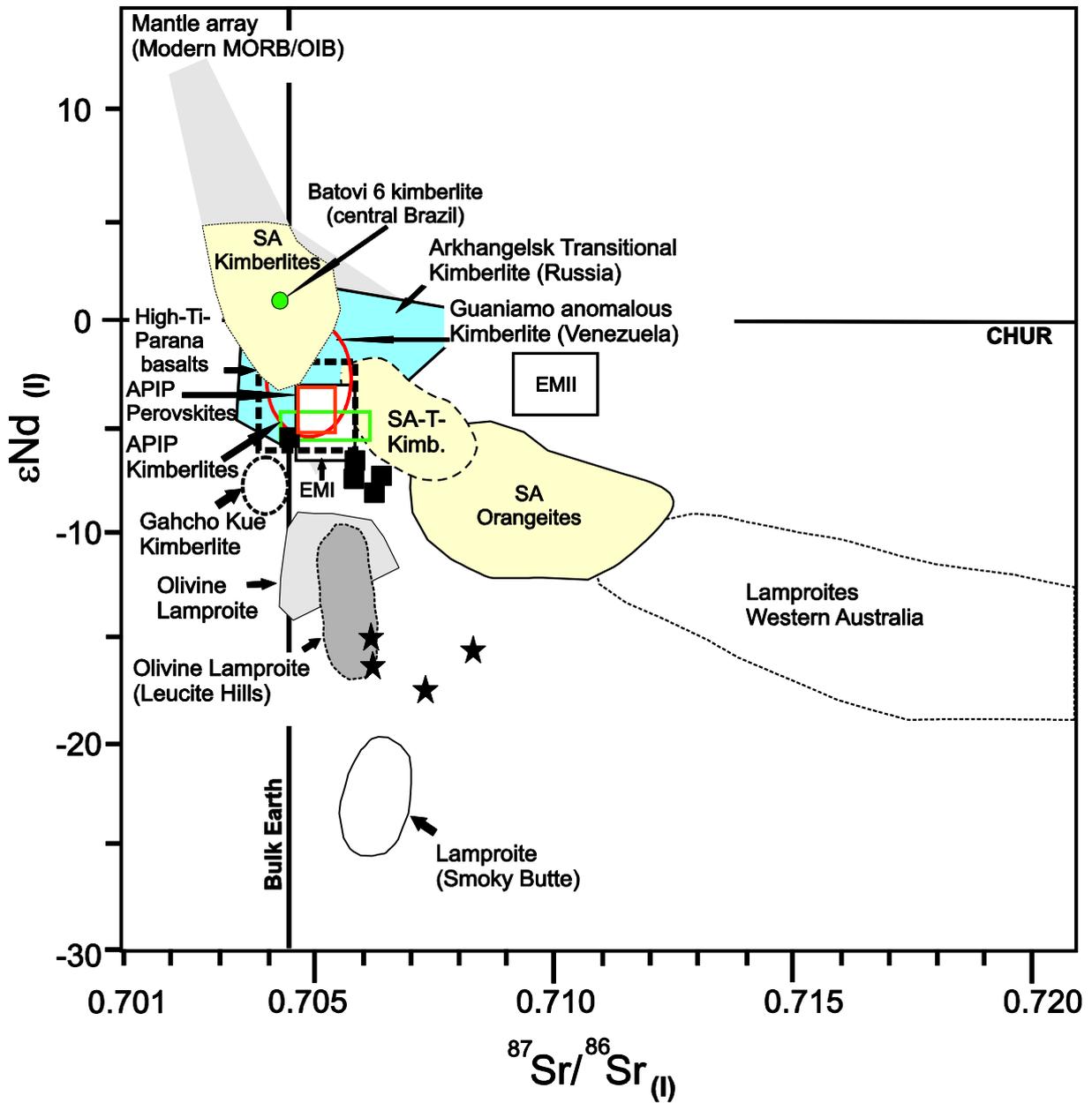


Figura 20: Diagrama isotópico  $\epsilon Nd$  versus  $^{87}Sr/^{86}Sr$ . Destaque para a Província Ígnea do Alto Paranaíba (quadrado verde-limão). Figura retirada de Donatti Filho *et. al.*, 2013.

## 6. Conclusões

Com base em estudos petrográficos e análises geoquímicas foi possível determinar a mineralogia e principal composição das rochas, tornando viável a sua classificação e determinação da possível fonte geradora das mesmas.

Ambas as amostras, embora visivelmente diferentes, podem ser classificadas como sendo rochas de afinidades kimberlíticas. Isso se deve ao fato de sua mineralogia possuir grande semelhança com a mineralogia descrita para tais tipos, como por exemplo, a presença de calcita, serpentina, minerais opacos, macro e fenocristais de olivinas e clinopiroxênios (no caso das amostras diopsídios e enstatitas), além das texturas globulares e bordas kelifíticas.

Com base na química total da rocha, a amostra Forca pode ser classificada como um kimberlito anômalo que não estão nem na zona de transição, mas também não apresentam características marcantes que possam defini- los como kimberlitos (Grupo I) nem orangeítos ou lamproítos, embora a semelhança seja maior com kimberlitos. A amostra Facão pode ser classificada como uma rocha de afinidade orangeítica ou lamproítica, estudos isotópicos são necessários para definir essa rocha especificamente.

Analisando a química dessas rochas e abundância dos principais elementos, pode-se inferir que provavelmente a região fonte do kimberlito Forca foi o manto astenosférico metassomatizado, por outro lado, para o orangeito/lamproito Facão, a região fonte seria o manto litosférico metassomatizado. O evento de fusão do manto progênitor dessas rochas deve estar associado a quebra do supercontinente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul.

## 7. Referências Bibliográficas

ALMEIDA F.F.M. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**. DNPM, 241, 36p, 1967a.

ALMEIDA, F.F.M. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, 1969, Salvador. **Anais**, p. 29-46, 1969

ALMEIDA F.F.M., O Cráton São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**. V.7, p. 349-364, 1977.

ALMEIDA F.F.M. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozoicas da Região Meridional da Plataforma Sul-Americana. **Rev. Bras. Geoc.**, n. 13:p. 139-158, 1983.

ALMEIDA F.F.M. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. **Rev. Bras. Geoc.** n.16: p.325-349, 1986..

BARBOSA, O.,BRAUN, O.P.G., DYER,R.C., CUNHA, C.A.B.R., Geologia da região do Triângulo Mineiro. **Bol.136 do DNPM**, 140 p., 1970.

BARBOSA, O.; SVISERO, D.P.; HASUI, Y. Kimberlitos da região do Alta Paranaíba, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Ouro Preto. **Boletim de Resumos**, Ouro Preto: SBG., 1976, p.323.

BECKER, M., LE ROEX, A.P. Geochemistry of South African on- and off craton, group I and group II kimberlites: petrogenesis and source region evolution. **Journal of Petrology** v.47, p. 673–703, 2006.

BECKER, M., LE ROEX, A.P., Geochemistry and petrogenesis of South African transitional kimberlites located on and off the Kaapvaal Craton. South African. **Journal of Geology**, v.110, p. 631–646, 2007.

BIZZI, L.A., SMITH, B.C., DE WIT, M.J., MACDONALD, I., ARMSTRONG, R.A., Isotope characteristics of the lithospheric mantle underlying the SW São Francisco craton margin, Brazil.

In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE PHYSICS AND CHEMISTRY OF THE UPPER MANTLE. INVITED LECTURES, 1994, São Paulo. pp. 227–256.

BIZZI, L.A., DE WITT, M.J., SMITH, C.B., MCDONALD, I., ARMSTRONG, R.A., 1995. Heterogeneous enriched mantle materials and Dupal-type magmatism along SW margin of the São Francisco craton, Brazil. **Journal of Geodynamics**, n. 20, p. 469–491, 1995.

CLEMENT, C.R. **A comparative geological study of some major kimberlite pipes in the Northern Cape and Orange Free State** South Africa, 1982, Tese de pós-graduação, não publicada, University of Cape Town, Cape Town.

CLEMENT C.R., SKINNER, E.M.V. A textural-genetic classification of kimberlites. **Transactions of Geological Society of South Africa**, v. 38, p 403-409, 1985.

COSTA, M.T.da.; Estrutura geológica dos Cerrados. Dep. Pesq. Experimentos Agropecuários. Ministério da Agricultura, Minas Gerais, Bol. 15. 1963.

DAWSON, J.B.. Basutoland kimberlites. **Bulletin Geological Society of America**, v. 73, p. 545-560, 1962.

DAWSON, J.B. Advances in kimberlite geology. **Earth Science Reviews**, v. 7, p. 187-214, 1971.

DAWSON, J.B. The kimberlite clan: Relationship with olivine and leucite lamproite, and inference for upper mantle metasomatism. In: FITTON, J.G., & UPTON, B.G. (coordenadores), **Alkaline Igneous Rocks**. Geol. Soci. London Spec., p 95-101, 1987.

DONATTI-FILHO, J.P.; OLIVEIRA E.P.; MCNAUGHTON N.J. **Provenance of zircon xenocrysts in the Neoproterozoic Brauna Kimberlite Field, São Francisco Craton, Brazil: Evidence for a thick Palaeoproterozoic lithosphere beneath the Serrinha block**. Disponível em: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981113000369>. Acessado em 10 de Setembro de 2013.

DOSSIN, T.M., DOSSIN, I.A., CHAVET, J., BONHOMME, M.G., K-Ar chronology of Mesozoic dykes swarm from Espinhaço region (SE – Brazil). **Journal of South American Earth Science, London**, v. 8, n. 1, p. 47 – 53, 1995.

ENDO, I., MACHADO, R. Reavaliação e novos dados geocronológicos (Pb/Pb e K/Ar) da região do Quadrilátero Ferrífero e adjacências. **Geologia USP – Séries Científicas**, v. 2, n° 1, p. 23-40, 2002.

FESQ, H.W., KABLE, E.J.D., GURNEY, J.J. Aspects of the geochemistry of kimberlites from the Premier Mine and other South Africa occurrences, with particular reference to rare Earth elements. **Phys. Chem.** v.9, p. 686-707, 1975.

FIELD, M. e SCOTT-SMITH, B.H. Contrasting geology and near surface emplacement of kimberlite pipes in southern Africa and Canada. In: GURNEY, J.J., GURNEY, J.L., PASCOE, M.D. AND RICHARDSON, S.H. (colaboradores), **The J.B. Dawson Volume, Proceedings of the VIIth International Kimberlite Conference, Red Roof Design**, Cape Town, South Africa, p. 214-237, 1999.

FRASER K.J.; HAWKESWORTH C.J., MITCHELL, R.H., ERLANK A.J., SCOTT SMITH B. H. Sr, Nd, and Pb isotope and minor element geochemistry of lamproites and kimberlites. **Earth Planet Sc Lett**, n. 76, p. 57-70, 1985.

FRASER, K.J. **Petrogenesis of kimberlites from South Africa and lamproites from Western Australia and North America**. Milton Keynes, Inglaterra, Tese de pós doutorado em The Open University, 1987.

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. **J.Petrol**, n. 36, p.189-229, 1995a.

GIBSON S.A., THOMPSON R.N., DICKIN A.P., LEONARDOS O.H. High-Ti and low-Ti mafic potassic magmas: Key to plume-lithosphere interactions and continental flood-basalt genesis. **Ear. Planet. Sci.Lett.**, v. 136, p. 149-165, 1995b.

GUARINO, V.; WU F.Y.; LUSTRINO M.; MELLUSO L.; PIETRO B.; GOMES C. B.; 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.** Disponível em: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S000925411200294X>. Acessado em 10 de Setembro de 2013.

HASUI, Y. & HARALYI, N.L.E.. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do Soerguimento do Alto do Paranaíba. **Geociências**, v.10, p. 57-77, 1991.

JAQUES, A.L., LEWIS, J.D., SMITH, C.B., GREGORY, G.P., FERGUSON, J., CHAPPELL, B.W., AND MCCULLOCH, M.T. The diamond bearing ultrapotassic (lamproitic) rocks of the west Kimberley region, Western Australia, in Kimberlites I: Kimberlites and related rocks, **Elsevier**, p. 225-254, 1984.

LADEIRA, E., BRAUN, O.P.G., CARDOSO, R.N. & HASUI, Y.,. O Cretáceo em Minas Gerais. In:CONGR.BRAS.GEOL.,25, 1971. **Anais**, São Paulo, p. 15-31.

LEWIS, H.C., On diamantiferous peridotite and the genesis of Diamond. **Geol. Mag.**, n. 4, p 22-24, 1887.

LYMAN, C.E.; FIORI, C.; LIFSHIN, E. **Scanning Electron Microscopy and X-Ray Microanalysis. A text for biologists, material scientists, and geologists.** Plenum Press, 820 p, 1992.

MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A.; TEIXEIRA, N.A.,. Dobramentos da borda oeste do Cr-ton S,,o Fancisco. **Anais reun. preparatória sobre o Simp.Cráton do S.Francisco e suas faixas marginais.** Publ.Esp.n. 3, p.155-224, 1978.

MELLUSO, L., LUSTRINO, M., RUBERTI, E., BROTZU, P., GOMES, C.B., MORBIDELLI, L., MORRA, V., SVISERO, D.P., D'AMELIO, F. Major- and trace-element composition of

olivine, perovskite, clinopyroxene, Cr-Fe-Ti oxides, phlogopites and host kamafugites and kimberlites, Alto Paranaíba, Brazil. **The Canadian Mineralogist**, n. 46, p. 19–40, 2008.

MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, v. 8, n. 1, p. 69-82, 1994.

MITCHELL, R.H. **Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology**. Plenum, New York. 442 p., 1986.

MITCHELL, R.H. Aspects of the petrology of kimberlite and lamproite: some definition and distinction. In: ROSS, J. (coordenador), **Kimberlite and related rocks**. Geological Society of Australia, publicação especial n. 14, p 7-45, 1989.

MITCHELL, R.H. Mineralogy of micaceous kimberlites from the New Elands and Star Mines, Orange Free State, South Africa. In: ROSS *et.al.*, 1989. V. 1, p. 83-96. 1989.

MITCHELL, R.H. Kimberlites and lamproites: primary source of Diamond. **Geosci. Can**, n. 18, p. 1-16, 1991b.

MITCHELL, R.H. What's in a name? Suggestions for revision to the terminology of kimberlites and lamprophyres from genetic viewpoint. In: QUINTA CONFERENCIA INTERNA DE KIMBERLITOS, 2, 1991, Araxá, Brasil. Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais, p. 295-297, 1991

MITCHELL, R.H. Suggestions for revisions to the terminology of kimberlites and lamprophyres from a genetic point of view. In: MEYER AND LEONARDOS. V. 1 p.15-26, 1994 a.

MITCHELL, R.H. Kimberlites, Orangeites and Related Rocks. Plenum, New York, NY, 410 p. 1995.

PEREIRA R.S. Técnicas exploratórias na prospecção de kimberlitos- estudo de caso. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n.4, p. 405-416, 2001.

RICCOMINI C, CHAMANI M.A.C., AGENA S.S., FAMBRINI G.L., AIRCHILD T.R., COIMBRA

A.M. Earthquake-induced liquefaction features in the Corumbatai Formation (Permian, Paraná Basin, Brazil) and the dynamics of Gondwana. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 64, n. 3, p. 210, 1992.

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. 3, p. 93-104, 2005.

PIMENTE, L. M.M., HEAMAN, L., FUCK, R.A., U-Pb zircon and sphene geochronology of late Proterozoic volcanic arc rock units from southwestern Goiás, central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.4, p.329-339, 1991.

PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. **Geology**, n. 20, p 375-379, 1992.

PIMENTEL, M. M.; DARDENNE, M. A.; FUCK, R. A.; VIANA, M. G.; JUNGES, S. L.; FISCHER, D. P.; SEER, H. J.; DANTAS, E. L. Nd isotopes and the provenance of detrital sediments of the Neoproterozoic Brasília Belt, central Brazil. **Journal of South American Earth Science**, v. 14, p. 571-585, 2001.

PINESE, J.P.P., **Geoquímica, geologia isotópica e aspectos petrográficos dos diques máficos pré-cambrianos da região de Lavras (MG), porção sul do cráton São Francisco**. São Paulo, 1997, 178 p., Tese de doutorado, Universidade de São Paulo.

PINTO, L.G.R., PADUA, M.B., USSAMI, N., VITORELLO, I., PADILHA, A.L., BRAITENBERG, C.,. Magnetotelluric deep soundings, gravity and geoid of south São Francisco craton: indicators of cratonic lithosphere rejuvenation and lower crust underplating. **Earth Planetary Science Letter**, v.297, n. 3-4, p. 423-434, 2009.

ROBERT, B. Kimberley: Turbulent City. **David Philip**, Cape Town, Africa. 1976.

SCHOBENHAUS, C., ALMEIDA-CAMPOS, D.de, DERZE, G.R., ASMUS, H.E.A. (Editores), 1981. Mapa Geológico do Brasil. Esc. 1:2 500 000.

SGARBI, G.N.C. Geologia da Formação Areado, Cretáceo Médio a Inferior da Bacia do São Francisco, oeste do Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro, 1989, 324p, Dissertação de Mestrado, UFRJ.

SGARBI, G.N.C. & LADEIRA, E.A. Ventifacts of Cretaceous Proterozoic unconformity Alto do Paranaíba Region, west of Minas Gerais State, Brazil. **Geociências**, v. 14, p. 119-151, 1995a.

SGARBI, G.N.C. General aspects of the São Bento Group, Paraná Basin: A bibliographic research. In: IV SIMP. SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, Rio Claro, 1996, p. 239-245, 1996a.

SGARBI, G.N.C. Spatial relationships in Cretaceous sequences at NNE border of the Paraná Basin. In: IV SIMP. SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, Rio Claro, p. 225-228, 1996b.

SILVA, A.M. Geologia e Petroquímica dos enxames de diques máficos do Quadrilátero Ferrífero e Espinhaço Meridional. Brasília, 1992, 118p. Tese de Mestrado, Universidade de Brasília.

SILVA, A.M., CHEMALE, JR., KUYUMJIAN, R.M.,. Mafic Dyke Swarms of Quadrilátero Ferrífero And Espinhaço Meridional, Minas Gerais State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 25, n. 2, p. 124-137, 1995.

SMITH, C.B. Pb, Sr and Nd isotopic evidence for sources of southern african Cretaceous kimberlites. **Nature**, n. 304, p. 51-54, 1983.

SOARES, P.C., LANDIM, P.M.B., FÚLFARO, V.J. Avaliação Preliminar da Evolução Geotectônica das Bacias Intracratônicas Brasileiras. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, PORTO ALEGRE. **Anais**, n. 4:p. 61-83, 1974.

SOARES, P. C.; CHAVES, N. L. V.; STEVANATO, R. Bacias sedimentares proterozóicas do Cinturão Ribeira e seus depósitos minerais. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA (5 : 1993 : Curitiba). **Boletim de Resumos e Programa**. Curitiba : SBG, p. 85-86, 1993.

SVISERO, D.P.; HASUI, Y., DRUMOND, D. Geologia de kimberlitos do Alto Paranaíba, Minas Gerais. **Mineração e Metalurgia**, n. 406, p. 34-38, 1979.

TEIXEIRA, W.,. A evolução crustal da parte meridional do cráton São Francisco. São Paulo, 1985, 207 p. Tese de Doutorado em geologia, Universidade de São Paulo.

TEIXEIRA, W., CANZIAN, F.S. Pb, Sr and Nd isotope constrains on the Archean evolution of gneissic-granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil. **Precambrian Research**, v. 78, n. 1-2, p. 151-164, 1996.

TEIXEIRA, W., CORDANI, U.G., NUTMAN, A.P., SATO, K., Polyphase Archean Evolution in the Campo Belo Metamorphic Complex, Southern São Francisco Craton, Brazil: SHIRIMP U-Pb Zircon Evidence. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 11, n°3, p. 279-289, 1998.

USSAMI, N. Estudos geofísicos no Cráton São Francisco: estágio atual e perspectivas. In: SIMP. CRÁTON SÃO FRANCISCO, 2 Salvador Bahia. 1993.

VALERIANO, C.M., MACHADO, N., SIMONETTI, A., VALLADARES, C., SEER, H.J., SIMÕES L. S. U-Pb geochronology of the southern Brasília Belt (SE Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West-Gondwana. **Precambrian Research**, n. 130, p. 27-55, 2004.

VANDECAR, J.C., JAMES, D.E. & ASSUMPÇÃO, M., Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces. **Nature**, n. 378, p. 25-31, 1995.

WAGNER, P.A. **The Diamond fields of South Africa**. Transvaal Leader, 1914.

WAGNER, P.A. Handbook der regionale geologie. **The Union Of South Africa n 7**, n. 7, p. 148-158 e p. 161-222, 1929.