



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Controle Tectônico de Rochas Kimberlíticas na Região
de Coromandel (MG) em Comparação com as Grandes
Províncias Mundiais**

Luiz Gustavo Dal'Bó da Costa

Trabalho de Conclusão de Curso

Orientador: Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos - UNICAMP

Co-Orientador: Prof. Dr. Darcy Pedro Svisero – USP

**Campinas – SP
Julho de 2006**



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**Controle Tectônico de Rochas Kimberlíticas na Região
de Coromandel (MG) em Comparação com as Grandes
Províncias Mundiais**

Luiz Gustavo Dal'Bó da Costa

Trabalho de conclusão de curso
apresentado em 12 de Julho de 2006
para obtenção do título de Bacharel
em Geologia pelo Instituto de
Geociências da UNICAMP.

**Banca Examinadora:
Prof. Dr. Asit Choudhuri
Prof. Dr. Roberto Perez Xavier**

**Campinas – SP
Julho de 2006**



*Este trabalho é dedicado aos meus pais
Marili e Luiz Alberto e ao meu irmão André.*

201000156

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS	
N.º CHAMADA <u>65236</u>	
V. <u>EX.</u>	
TOMBO BC/ <u>4319</u>	
TOMBO IG/ <u>33</u>	
PROC. <u>16.134-10</u>	
C ☐	D ☒
PREÇO <u>R\$ 11,00</u>	
DATA <u>08/07/10</u>	
N.º CPD	

cod. bil. 480236

1. Kimberlito- Coronadell (MG)

*Este trabalho é dedicado aos meus pais
Marili e Luiz Alberto e ao meu irmão André.*

Agradecimentos

Gostaria de agradecer a todas as pessoas que me deram apoio não somente na elaboração deste trabalho, mas sim ao longo desses inesquecíveis cinco anos (e meio) de graduação.

Agradeço aos meus pais, irmão e familiares, de quem sempre posso esperar o mais incondicional apoio em todas as minhas decisões.

À Maíra, pela compreensão, paciência e por tornar o semestre mais importante da minha graduação ainda mais especial.

Agradeço a todos os professores do Instituto de Geociências da UNICAMP que de alguma maneira me auxiliaram durante essa caminhada em especial ao Ticiano, que mesmo com inúmeras atividades arrumou mais um tempinho para me orientar nesse TCC; Fresia, pela convivência, risadas e situações “terroríficas” ao longo de um ótimo projeto de iniciação científica; Sílvia, Jacinta e Pedro, pela confiança durante as monitorias realizadas e Asit, pelas conversas, humildade e por estar sempre disposto a ajudar, seja qual for o problema.

Ao prof. Darcy Pedro Svisero, por me mostrar o caminho dos kimberlitos, pelo auxílio neste projeto e durante o trabalho de campo.

Aos colegas da geologia, em especial à turma 01: Caveira, Lixeira, Capitão, Pê, Bia, Pampers, Cadillac, Caê, Dani (hermana), Edsauro (pelas batalhas vencidas contra bancos de dados e imitações de velociraptor), Sebão (pela descontração no campo em Coromandel), Migué, Palmito (pelas músicas tocadas no violão e cantadas pela metade durante longas viagens de campo), Mocarongo, Tosca (pelas caras de nojo nos mais diversos restaurantes de beira de estrada), Tobs, Vany (pelas aventuras nos Andes) e Vitão (pelas embasadas discussões a respeito da evolução geológica do rock'n roll).

Meus mais sinceros agradecimentos.

Resumo

Rochas kimberlíticas ocorrem em todos os continentes, incluindo Antártida. Atualmente é aceito que o número de ocorrências mundiais destas rochas, consideradas fontes primárias do diamante, seja de aproximadamente 5000, das quais 500 são diamantíferas, 50 foram ou estão sendo economicamente exploradas e 15 são grandes minas ativas. O aprimoramento de estudos mineralógicos, petrográficos e geoquímicos auxiliam na compreensão do controle tectônico de rochas kimberlíticas nas principais províncias mundiais. Diversas hipóteses têm sido desenvolvidas visando à explicação da distribuição das intrusões, principalmente em relação a áreas cratônicas Arqueanas. A região de Coromandel localiza-se na província kimberlítica do Alto Paranaíba, uma das 18 províncias do território brasileiro. Atualmente mais de uma centena de corpos de idade Cretácea foram identificados na província, porém nenhum apresentou teores diamantíferos econômicos.

Abstract

Kimberlitic rocks can be found in all the continents, including Antartida. It is accepted that the total number of known kimberlites, diamond's primary host rocks, in the world is around 5000. Among these 5000 rocks, 500 are diamondiferous, 50 have been economically mined, and 15 are large active mines. The improvement of mineralogical, petrographical, and geochemical studies helps the understanding of kimberlite tectonic controls in kimberlitic provinces around the world. Many hipotesis have been created to explain the intrusions distribution, most of them related to Archean cratonic areas. The Coromadel region is located in the Alto Paranaíba kimberlitic province, one of the 18 inside Brazilian territory. Nowadays, more than one hundred Cretaceous bodies have been identified at this province, however none of them contain economic concentrations of diamonds.

Agradecimentos -----	ii
Resumo -----	iii
Abstract -----	iv
Índice -----	v
Índice de Figuras e Tabelas -----	viii
 Capítulo 1 – Introdução -----	1
1.1. APRESENTAÇÃO -----	1
1.2. ÁREA DE ESTUDO-----	1
1.3. OBJETIVOS -----	2
1.4. MATERIAIS E MÉTODOS-----	3
1.5. ASPECTOS HISTÓRICOS -----	3
1.6. CONCEITO DE ROCHA KIMBERLÍTICA-----	5
1.7. CONCEITO DE KIMBERLITO (BONA FIDE)-----	6
1.8. CONCEITO DE CLUSTERS, CAMPOS E PROVÍNCIAS KIMBERLÍTICAS-----	9
 Capítulo 2 – Geologia de Kimberlitos -----	11
2.1. MODELO DE MAGMATISMO KIMBERLÍTICO-----	11
2.1.1. Kimberlitos de Facies Cratera -----	11
2.1.1.1. Lavas -----	12
2.1.1.2. Rochas Piroclásticas-----	13
2.1.1.3. Rochas Epiclásticas -----	13
2.1.2. Kimberlitos de Facies Diatrema -----	14
2.1.3. Kimberlitos de Facies Hipoabissal-----	15
2.1.3.1. Diques-----	15
2.1.3.2. Sills-----	16
2.2. CLASSIFICAÇÃO GENÉTICO-TEXTURAL DE KIMBERLITOS-----	16
2.3. CONTROLES TECTÔNICOS-----	17
2.3.1. Falhamentos Epirogênicos-----	18
2.3.2. Extensões de Falhas Transformantes-----	19
2.3.3. Magmatismo de <i>Hot Spot</i> -----	20
2.3.4. Sinéclises e Antéclises Concêntricas e Radiais (Modelo CRAS)-----	22
2.4. PETROGRAFIA-----	23
2.4.1. Xenólitos de Derivação Mantélica e Xenocristais-----	23
2.4.2. Suíte Megacristalina ou Nódulos Discretos-----	24
2.4.3. Fases Primárias-----	24
2.5. MINERALOGIA-----	26
2.6. GEOQUÍMICA-----	27
2.6.1. Elementos Maiores-----	27
2.6.2. Elementos Traço-----	28

2.6.3. Elementos Terras Raras-----	30
Capítulo 3 – Distr. de Rochas Kimberlíticas nas Principais Províncias Mundiais-----	32
3.1. AMÉRICA DO NORTE-----	32
3.1.1. Estados Unidos -----	32
3.1.1.1. Arkansas -----	33
3.1.1.2. Região dos Grandes Lagos-----	34
3.1.1.3. Região das Montanhas Rochosas -----	34
3.1.2. Canadá-----	34
3.1.2.1. Saskatchewan -----	34
3.1.2.2. Ontário-----	35
3.1.2.3. Québec-----	35
3.1.2.4. Territórios Noroeste-----	36
3.2. ÁSIA-----	36
3.2.1. Sibéria (Província Yakutiana)-----	37
3.2.2. Índia -----	38
3.2.2.1. Madhya Pradesh Norte -----	39
3.2.2.2. Madhya Pradesh Sul -----	39
3.2.2.3. Andhra Pradesh -----	40
3.2.3. China -----	40
3.2.3.1. Shandong -----	41
3.2.3.2. Henan-----	41
3.2.3.3. Liaoning-----	42
3.2.3.4. Ghizhou-----	42
3.3. AUSTRÁLIA-----	42
3.3.1. Sul Australiano-----	43
3.3.2. Oeste Australiano-----	44
3.3.3. Norte Australiano-----	45
3.4. ÁFRICA-----	46
3.4.1. África do Sul, Lesoto e Swazilândia -----	46
3.4.2. Namíbia -----	47
3.4.3. Botswana -----	48
3.4.4. Zaire -----	48
3.4.5. Angola -----	49
3.4.6. Tanzânia -----	49
3.4.7. Serra Leoa, Libéria, Guiné, Costa do Marfim e Mali-----	49
3.5. AMÉRICA DO SUL-----	50
3.5.1. Venezuela -----	51
3.5.2. Brasil -----	52

Capítulo 4 – Discussões e Conclusões -----	53
4.1. ANÁLISE DA ÁREA-----	53
4.2. MODELOS PARA A OCORRÊNCIA DE ROCHAS KIMBERLÍTICAS NA PMAP E POSSÍVEIS COMPARAÇÕES COM OUTRAS PROVÍNCIAS MUNDIAIS-----	54
4.3. DISCUSSÕES ACERCA DA AUSÊNCIA DE KIMBERLITOS DIAMANTÍFEROS DA REGIÃO DE COROMANDEL-----	59
4.4. SUGESTÕES -----	61
Referências Bibliográficas -----	63
Anexos -----	67

Índice de Figuras e Tabelas

FIGURA 1.1	
Localização da Província do Alto Paranaíba e da cidade de Coromandel-----	2
FIGURA 1.2	
Distribuição de clusters kimberlíticos na província kimberlítica Sul Africana-----	5
FIGURA 1.3	
Campos kimberlíticos na província kimberlítica Colorado-Wyoming e de clusters e intrusões no campo de State-Line-----	9
FIGURA 2.1	
Modelo idealizado de um sistema magmático kimberlítico-----	12
FIGURA 2.2	
Seção idealizada da expressão superficial de um vulcão kimberlítico-----	14
FIGURA 2.3	
Classificação genético-textural de kimberlitos -----	17
FIGURA 2.4	
Modelo de intrusões alcalinas e falhas profundas na província Yakutiana, Rússia-----	19
FIGURA 2.5	
Distribuição de kimberlitos na porção leste Norte Americana-----	20
FIGURA 2.6	
Intrusões alcalinas relacionadas às plumas Great Meteor, Trindade e Tristão-----	21
FIGURA 2.7	
Campos kimberlíticos Sul Africanos (modelo CRAS)-----	22
FIGURA 2.8	
Diagrama de ETR normalizado aos condritos para kimberlitos-----	31
FIGURA 3.1	
Crátons e ocorrências kimberlíticas nos Estados Unidos e Canadá-----	33
FIGURA 3.2	
Crátons e ocorrências kimberlíticas na província Yakutiana (Rússia)-----	37
FIGURA 3.3	
Crátons e ocorrências kimberlíticas na Índia-----	39

FIGURA 3.4	
Crátons e ocorrências kimberlíticas na China-----	41
FIGURA 3.5	
Crátons e ocorrências kimberlíticas na Austrália-----	43
FIGURA 3.6	
Crátons e ocorrências kimberlíticas no sul e centro Africano-----	47
FIGURA 3.7	
Crátons e ocorrências kimberlíticas no oeste Africano-----	50
FIGURA 3.8	
Crátons e ocorrências kimberlíticas na América do Sul-----	51
FIGURA 4.1	
Trilha da pluma de Tristão e localização das províncias alcalinas no Brasil-----	56
FIGURA 4.2	
Orientação das províncias kimberlíticas brasileiras segundo os lineamentos Transbrasiliano e 125° AZ -----	57
FIGURA 4.3	
Modelo da junção dos crátons São Luís-Oeste Africano e São Francisco-Congo e faixas móveis relacionadas. -----	58
FIGURA 4.4	
Distribuição de diamantes na seção hipotética de um cráton Arqueano-----	61
TABELA 1	
Porcentagem média de elementos maiores de vários kimberlitos em comparação à média de rochas ultrabásicas e ultramáficas -----	28
TABELA 2	
Elementos traço em kimberlitos -----	29

Capítulo I – Introdução

1.1 - Apresentação

As rochas kimberlíticas, quando comparadas aos demais tipos, são raras e volumetricamente insignificantes. No entanto, segundo Dawson (1980), dentre os motivos que estimulam seu estudo destacam-se: primeiramente, o fato desse tipo de rocha ser a principal fonte terrestre primária de um mineral estratégico, o diamante, e seu estudo pode, eventualmente, delimitar as condições de formação desse mineral na natureza. Em segundo lugar, pode ser demonstrado que os xenólitos de composição básica a ultrabásica, sistematicamente encontrados em rochas kimberlíticas, originaram-se no manto superior. As rochas kimberlíticas trazem à superfície mais amostras oriundas do manto superior do que qualquer outro tipo de atividade magmática conhecida. A terceira razão para o estudo dessas rochas é sua composição química. Esse tipo de rocha ultrabásica contém altas concentrações de elementos litófilos e elementos traço incompatíveis, fato que atende para possíveis fontes desses no manto superior, bem como processos responsáveis por concentrá-los nesse tipo de rocha.

Ocorrências de diamantes em rochas kimberlíticas foram identificadas em todos os continentes, incluindo a Antártida. Estima-se que o número de ocorrências desse tipo de rocha ao redor do mundo seja de aproximadamente 5000 corpos, sendo que em algumas localidades diferentes ocorrências foram englobadas num único corpo. Do total, por volta de 500 são corpos diamantíferos, 50 foram ou estão sendo explorados economicamente e cerca de 15 são grandes minas (Janse, 1995).

1.2 – Área de Estudo

O Brasil possui 18 províncias kimberlíticas principais, dentre elas destaca-se a do Alto Paranaíba (Almeida e Svisero, 1991), disposta numa ampla faixa NW-SE, entre as bordas sudoeste do cráton São Francisco e nordeste da Bacia do Paraná, nos domínios da faixa Brasília.

A área de estudo do presente trabalho localiza-se inteiramente na província kimberlítica do Alto Paranaíba, mais precisamente nos arredores da cidade de Coromandel, oeste do Estado de Minas (Figura 1.1).

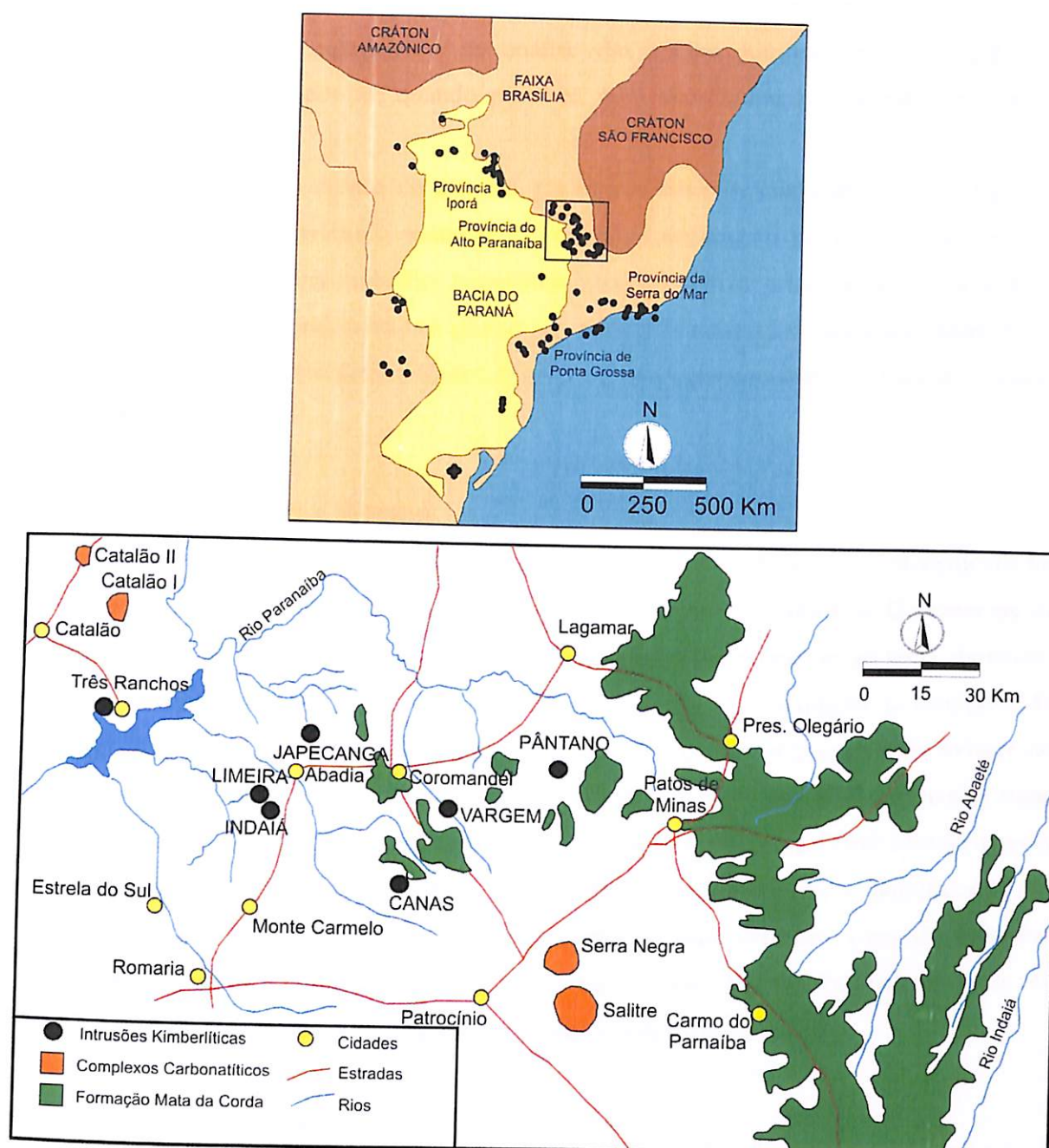


Figura 1.1 – Localização da Província do Alto Paranaíba (Imagem Superior). Pontos pretos indicam intrusões alcalinas. Localização da cidade de Coromandel (Imagem Inferior). Modificado de Meyer et al. (1991) e Gibson et alli. (1995), respectivamente.

1.3 - Objetivos

O presente trabalho, desenvolvido na disciplina Trabalho de Conclusão de Curso - GE001, tem por meta o estudo tectônico das rochas de natureza kimberlítica da região de Coromandel, Estado de Minas Gerais. Para sua realização inicialmente foram discutidos

aspectos introdutórios e conceitos, passando por geoquímica, mineralogia, petrografia, controle tectônico e culminando na análise das rochas kimberlíticas da região de Coromandel, comparando-as, quando possível, com ocorrências nas grandes províncias mundiais.

O Brasil ainda carece de estudos geológicos básicos, conseqüentemente há uma visível falta de profissionais, material de estudo e defasagem de dados sobre rochas kimberlíticas. O presente trabalho, juntamente com o objetivo principal, busca contribuir para preencher a lacuna existente quando se aborda o tema e, se possível, estimular a curiosidade e o interesse para o estudo de tais rochas de pouca expressão crustal e grande valor econômico.

1.4 – Materiais e Métodos

O desenvolvimento do presente trabalho contou com três etapas. Inicialmente foi realizada uma ampla pesquisa bibliográfica nos acervos dos Institutos de Geociências da Unicamp e USP, visando a obtenção de trabalhos importantes referentes ao tema abordado; para uma maior interação com o assunto fez-se necessária a participação na disciplina de pós-graduação “Geologia do Diamante”, ministrada pelo professor Darcy Pedro Svisero no Instituto de Geociências da USP ao longo do primeiro semestre deste ano, e a terceira etapa foi a realização de trabalho de campo na região de Coromandel, MG. O trabalho de campo, realizado no período de 24/05/2006 a 28/05/2006, teve como meta a identificação das formações geológicas da região de Coromandel e suas relações com as intrusões kimberlíticas. Coleta de amostras e observação da rocha *in situ* não foi possível, uma vez que não existe lavra ativa de diamantes em rochas kimberlíticas da área.

1.5 - Aspectos históricos

Diamantes são conhecidos há aproximadamente 2000 anos, entretanto sua fonte primária passou a ser objeto de estudo há pouco mais de um século. Por volta do ano de 1839 foi anunciada a descoberta de diamantes *in situ* na região central de Minas Gerais, Brasil (Claussen, 1841 *apud* Janse, 1984). A rocha fonte seria um arenito micáceo, pertencente, juntamente com filitos, conglomerados, quartzitos e talco xistos magnéticos, à hoje denominada formação Itacolumito. Após a divulgação de tal descoberta teve início a

procura de rochas de natureza semelhante e, surpreendentemente, diamantes foram encontrados nos Montes Urais (Rússia), nos Appalaches (Estados Unidos) e em Pilbara (Austrália).

O estudo de rochas kimberlíticas, segundo Dawson (1980) e Mitchell (1986), teve início por volta de 1866 com a descoberta do mineralogista W. Guybon Atherson de pequenos diamantes aluvionares nos bancos do rio Orange, na província do Cabo, África do Sul. No entanto, estudiosos da época classificaram a descoberta como uma farsa, visto que as rochas não se assemelhavam às tidas como possíveis fontes primárias do mineral. Após a divulgação de tal descoberta e visto que novos diamantes continuavam a ser encontrados no local, instaurou-se uma verdadeira corrida em busca dos minerais pelos aluviões entre os rios Vaal e Orange (Figura 1.2).

Em 1870 foi descoberto um grande depósito aluvionar em Klipdrift, conhecido hoje como Barkly West, contudo, em Agosto do mesmo ano, um diferente tipo de depósito foi encontrado na fazenda Jagersfontein. Chamou a atenção o fato do depósito estar localizado numa planície e não mais num rio. Nos meses seguintes, diamantes foram encontrados na mesma área, em Dutoitspan e em Bultfontein.

Em maio de 1871 foi notificada a descoberta de diamantes na propriedade do fazendeiro Johannes Nicolaas De Beers (Janse, 1984). Atenção foi voltada para essa região devido à fácil extração dos minerais que eram coletados em meio a um solo amarelado e inconsolidado que gradava para uma rocha de coloração azul-esverdeada, também diamantífera. Nesse local teve início uma nova corrida, dessa vez de extração seca, denominada “De Beer’s Rush”. Um dos depósitos da fazenda De Beers, chamado Colesberg Kopje, prosperou vertiginosamente dando origem à cidade de Kimberley, nome que posteriormente foi utilizado por Lewis (1888) *apud* Dawson (1980) para denominar a rocha portadora dos diamantes.

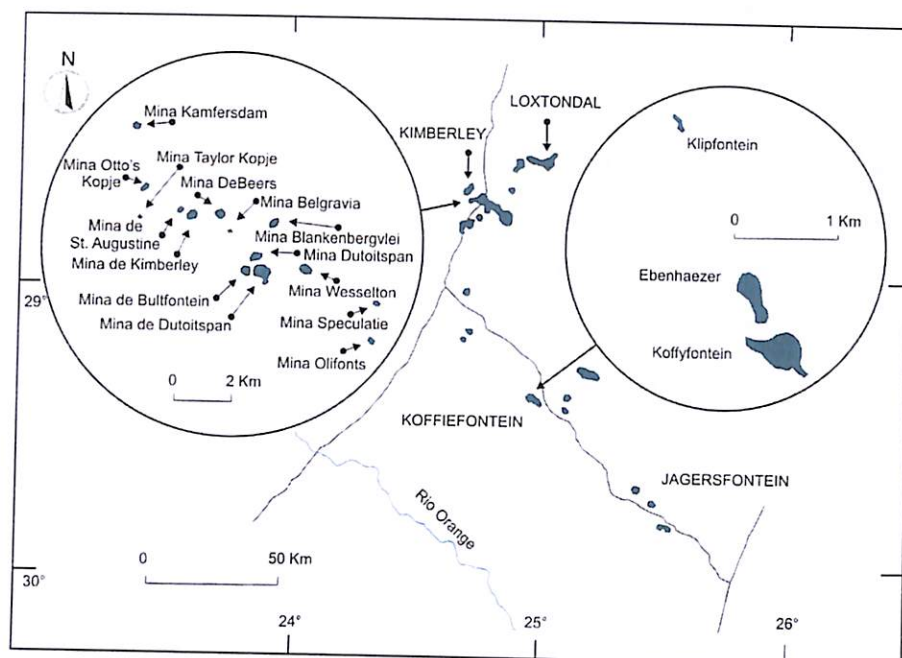


Figura 1.2 – Distribuição de clusters kimberlíticos (Kimberley, Loxtondal, Koffiefontein e Jagersfontein) na província kimberlítica Sul Africana. Modificado de Mitchell (1986)

1.6 - Conceito de Rocha Kimberlítica

O termo “Rocha Kimberlítica”, equivalente à “Clã Kimberlítico” é usado no presente trabalho para denominar rochas de natureza ultrabásica semelhantes entre si. Com o avanço dos estudos petrográficos, mineralógicos e de química mineral, nota-se que muitas rochas, antes englobadas nos termos genéricos citados acima, passam a ser diferenciadas, refinando a classificação deste grupo. Alguns exemplos, classificados por Mitchell (1986) como “pseudokimberlitos”, estão brevemente descritos abaixo.

Os mica peridotitos, originalmente descritos no estado do Kentucky, Estados Unidos, por Diller (1892) *apud* Mitchell (1986), são compostos por fenocristais serpentizados de olivina dispersos numa matriz de flogopita, serpentina, óxidos, calcita, clorita e pequenas quantidades de piroxênio, apatita, perovskita e granada andradina. A similaridade dessa assembléia mineral à de kimberlitos, juntamente com a descrição de kimberlitos lamprofíricos como uma variedade de mica peridotitos, contribuíram para que estes termos se tornassem sinônimos. Dessa maneira, qualquer rocha contendo a assembléia flogopita-espinélio-olivina-calcita e/ou piroxênio é comumente chamada de kimberlito. Mitchell (1979a) *apud* Mitchell (1986) demonstrou que tais rochas não possuem afinidade com kimberlitos em virtude de seu conteúdo de flogopitas biotíticas (6% a 9% de FeO),

piroxênios aluminoso titaníferos ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 4\% \text{ a } 8\%$; $\text{TiO}_2 = 1,5\% \text{ a } 2,8\%$), ilmenitas ($1\% \text{ a } 3\% \text{ MnO}$) empobrecidas em MgO ($< 0,2\%$) e espinélios mais aluminosos e menos magnesianos que os presentes em kimberlitos.

Rochas alnöíticas são resultado de vulcanismo melilitítico-nefelínico e representam produtos da cristalização de tais magmas sob condições plutônicas de altas concentrações de CO_2 e H_2O . Tais magmas, classificados com mantélicos, podem conter xenólitos de espinélios e granadas lherzolitos, como ocorrem nas localidades de Fen, Noruega e Ile Bizard, Canadá. A identificação desses xenólitos, bem como de xenocristais derivados dos mesmos, indica apenas a origem profunda do magma gerador e não a relação com kimberlitos. A falta de afinidade com kimberlitos pode ser ressaltada pela presença de pargasita, nefelina, melilita e granada andradítica-schorlomítica.

Olivina lamproítos, já classificados como kimberlitos, kimberlitóides, ou kimberlitos ultrapotássicos, devido à presença de diamantes, são compostos por grandes fenocristais de olivinas de morfologia complexa, dispersos numa matriz fina e vítrea contendo cristais menores de olivina, flogopita, apatita, diopsídio, perovskita e espinélio. Variedades granulométricas mais grossas são compostas por placas de flogopita titanífera, richterita potássica titanífera e wadeita. Scott Smith e Skinner (1983) foram os primeiros autores a demonstrar que as rochas portadoras de diamantes de West Kimberley, Austrália e Arkansas, Estados Unidos (Meyer, 1976), antes denominadas kimberlitos, tratavam-se de lamproítos.

1.7 - Conceito de Kimberlito (bona fide)

Mitchell (1986) formalizou uma definição revisada do conceito de kimberlito, abordando o maior número de características estudadas até então: Kimberlitos são um clã de rochas ultrabásicas, potássicas e ricas em voláteis (predominantemente CO_2). Comumente exibem textura inequigranular com macrocristais (e, em algumas instâncias, megacristais) dispersos numa matriz fina. A assembléia megacristal/macrocrystal consiste de cristais anédricos e arredondados de ilmenita magnesiana, piropo titanífero pobre em cromo, olivina, clinopiroxênio pobre em cromo, flogopita, enstatita e cromita pobre em titânio. Olivina é o membro dominante da assembléia macrocristalina. Os minerais da matriz incluem: olivina primária euédrica e/ou flogopita, juntamente com perovskita,

espinélio (membros da série ulvöespinélio magnesiano-ulvöespinélio-magnetita), diopsídio (empobrecidos em alumínio e titânio), monticellita, apatita, calcita e serpentina. Sulfetos níquelíferos e rutilo são minerais acessórios comuns. A substituição de olivina, flogopita, monticellita e apatita por serpentina deutérica e calcita é comum. Membros evoluídos do clã podem ser desprovidos ou empobrecidos em macrocristais e compostos essencialmente por calcita, serpentina e magnetita, juntamente com menores quantidades de flogopita, apatita e perovskita.

Mitchell (1986) listou uma série de critérios petrográficos e mineralógicos com base nos quais kimberlitos poderiam ser reconhecidos. Segundo o autor, nem todas as feições podem estar presentes num dado exemplar. Os macrocristais, em particular, não necessariamente ocorrem, um critério individual isolado não é fundamentalmente diagnóstico e, para a classificação da rocha, a assembléia mineral e sua variação composicional devem ser consideradas. O autor ainda frisa que os kimberlitos não podem ser identificados somente com base em critérios petrográficos.

1 – A presença de megacristais e macrocristais ricos em cromo (>1000 ppm), ilmenitas ricas em nióbio (>100 ppm) e magnésio (3-23% MgO), piropo [$Mg/(Mg+Fe) = 0,90-0,65$] titanífero (0%-1,5% TiO_2) com baixo Cr_2O_3 (0%-3%) e diopsídio cálcico a subcálcico [$Ca/(Ca+Mg) = 0,25-0,5$] com baixos TiO_2 ($<1\%$), Al_2O_3 ($<3\%$), Na_2O ($<2\%$), Cr_2O_3 ($<1\%$).

2 – A ocorrência de duas gerações de olivinas de diferentes morfologias, as quais conferem à rocha uma aparência inequigranular. Estas consistem de uma geração recente de olivinas macrocristalinas arredondadas e uma suíte anterior de microfenocristais ou olivinas euédricas a subeuédricas. Os macrocristais são tipicamente singulares e compreendem uma população misturada de xenocristais e fenocristais.

3 – Mica ocorre em duas gerações: flogopita titanífera ($<6\%$ TiO_2) macrocristalina e flogopita empobrecida em titânio ($<3\%$ de TiO_2), flogopita estanoítica, tetraferriflogopita empobrecida em titânio ($<1\%$ TiO_2). Flogopitas com alto titânio ($>6\%$ TiO_2), tetraferriflogopitas titaníferas, tetraferriflogopitas sódicas e flogopitas enriquecidas em BaO

(>3%), como são encontradas em lamproítos, alnöitos e minettes, não ocorrem em kimberlitos.

4 – Diopsídios da matriz são pobres em TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O e Cr_2O_3 (todos em proporções menores que 1%), demonstrando que soluções sólidas em direção a piroxênios tschermak cálcicos, titanopiroxênios e actimita não ocorrem.

5 – Espinélios da matriz são tipicamente pobres em alumínio e ricos em titânio e cromo, em comparação a espinélios de lamprófiros. Dois *trends* composicionais são evidentes: evolução de cromita aluminosa magnesiana titanífera para membros da série ulvöespinélio- ulvöespinélio magnesiano; e evolução de cromita magnesiana titanífera para cromita titanífera e magnetita-ulvöespinélio. *Trends* composicionais são diferentes daqueles dos espinélios em lamprófiros e rochas alnöíticas.

6 – Perovskitas são empobrecidas em terras raras, Na_2O , FeO , Nb_2O e Ta_2O_5 , em relação às perovskitas de carbonatitos; knopita, latrappita, dysanalita, leushita e loparita não são encontrados em kimberlitos.

7 – Calcitas, quando comparadas a calcitas carbonatíticas, são pobres em FeO (<0,5%) e possuem baixa percentagem de MgO . Intercrescimentos por exsolução de dolomita e calcita não são encontrados em kimberlitos.

8 – Kimberlitos calcíticos contêm minerais característicos de carbonatitos, por exemplo, pirocloro, bastnaesita, synschisita, monazita, álcali anfibólios e piroxênios.

9 – Serpentina primária, comumente rica em ferro, ocorre na matriz, ou como segregações discretas.

10 – Feldspatos e feldspatóides não ocorrem em kimberlitos.

11 - Granadas schorlomita-andradita primárias e secundárias não ocorrem em kimberlitos.

1.8 - Conceitos de Cluster, Campos e Províncias Kimberlíticas

Regiões cratonizadas da litosfera, compostas por núcleos de rochas muito antigas ($>2,4$ Ga) amalgamados a cinturões de rochas deformadas mais jovens ($>1,0$ Ga), atuam como foco para o magmatismo kimberlítico e são definidas como **províncias kimberlíticas**. Essas províncias consistem de um ou mais **campos kimberlíticos**, que são definidos como um grupo geograficamente e geneticamente próximo de kimberlitos de idades similares. Todos os kimberlitos contidos num dado campo provavelmente são derivados de uma única fonte mantélica. Variações petrográficas e texturais são resultados de diversos tipos de intrusões e diferenciação de distintos pulsos magmáticos. Dentro dos campos a distribuição das intrusões é aparentemente ao acaso. Uma feição distintiva de tais campos é a ocorrência de **clusters kimberlíticos**. Cada cluster é composto de 1 a 20 intrusões distintas e próximas umas das outras (<1 km), separados por distâncias de 2 km ou mais de outros clusters similares (Figura 1.3).

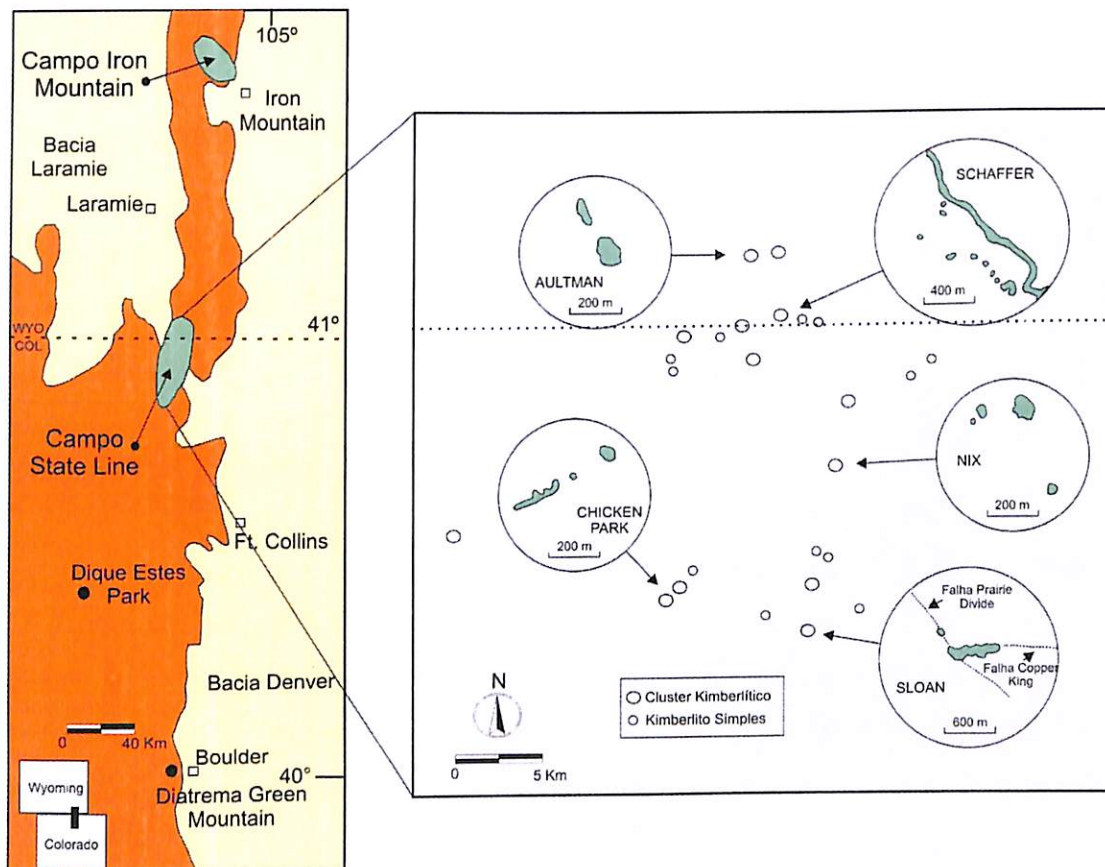


Figura 1.3— Distribuição de campos kimberlíticos na província kimberlítica Colorado-Wyoming (Esquerda) e de clusters e intrusões no campo de State-Line (Direita). Modificado de Mitchell (1986).

Três tipos de províncias kimberlíticas podem ser reconhecidos: (1) províncias que consistem de um único campo kimberlítico, por exemplo, Somerset Island, Canadá, Kundelungu, Zaire e Riley County, Estados Unidos; (2) províncias que consistem de diversos campos kimberlíticos de idade similar, por exemplo, Colorado-Wyoming, Estados Unidos, Kimberley e Orapa, África do Sul; e (3) províncias contendo diversos campos kimberlíticos de diferentes idades e características petrográficas, por exemplo, província Yakutiana da plataforma leste siberiana, província sul africana sobreposta ao Cráton Transvaal-Rhodesiano (Mitchell, 1986).

Províncias do tipo 1 e tipo 2 podem evoluir para províncias do tipo 3 se essas regiões permanecerem como locais de magmatismo kimberlítico.

Capítulo II – Geologia de Kimberlitos

2.1 - Modelo de Magmatismo Kimberlítico

Estudos iniciais de kimberlitos demonstraram sua ocorrência em intrusões verticais com formato de cone invertido, denominadas diatremas, ou como diques tabulares. No entanto, a existência de um magma kimberlítico era duvidosa, visto que todos os estudos, focados principalmente em diatremas, levavam a crer que os kimberlitos não passavam de rochas fragmentadas.

Os estudos de Hawthorne (1975) estabeleceram as bases para os modernos conceitos de magmatismo kimberlítico por meio do reconhecimento: (1) da existência de magma kimberlítico quente e móvel, (2) da possibilidade de tal magma diferenciar-se, (3) da ocorrência de kimberlitos piroclásticos e epiclásticos, (4) que kimberlitos, com o aumento da profundidade, gradam para kimberlitos hipoabissais não-brechados e (5) da existência de sills kimberlíticos. Diatremas passaram a ser vistos como uma manifestação particular de um tipo de magmatismo e não somente como um sistema pseudomagmático crioclástico.

Kimberlitos são hoje reconhecidos como derivados de magma ultrabásico rico em voláteis, cuja evolução e intrusão podem ser descritas em termos de diferenciação padrão, intrusão e processos de extrusão. Atualmente podem ser reconhecidos três grupos genéticos texturais, cada qual associado com um estilo particular de atividade magmática: facies cratera, facies diatrema e facies hipoabissal (Figura 2.1).

2.1.1 - Kimberlitos de Facies Cratera

O registro de atividade aérea efusiva foi preservado em poucas áreas, particularmente onde a erosão atuou de maneira menos intensa. A maioria dos depósitos que ocorre nessas regiões não foi adequadamente estudada ou investigada segundo a moderna vulcanologia. Uma erupção kimberlítica ainda não foi testemunhada.

Facies cratera pode ser dividida em: lavas, rochas piroclásticas e rochas epiclásticas.

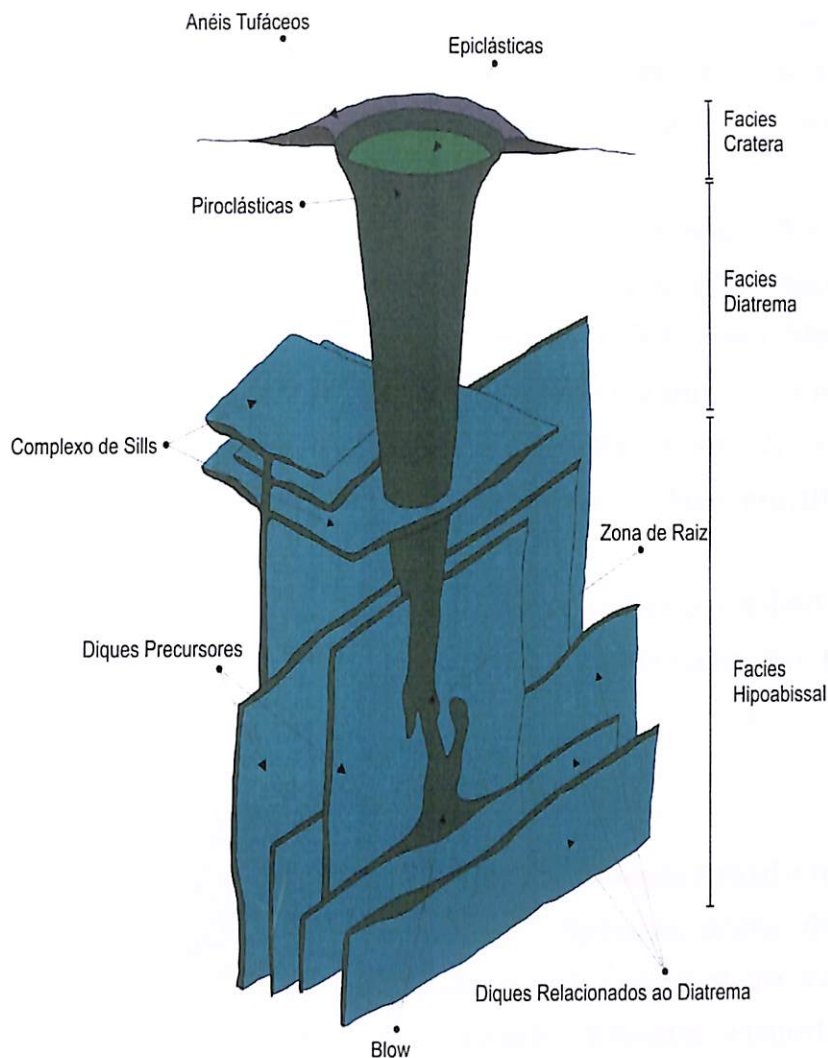


Figura 2.1 – Modelo idealizado de um sistema magmático kimberlítico, ilustrando as relações entre rochas de facies cratera, diatrema e hipoabissal (fora de escala). Modificado de Mitchell (1986)

2.1.1.1 - Lavas

Lavas kimberlíticas afíricas ou vítreas não contaminadas (*bona fide*) ainda não foram reconhecidas. A única lava que pode ser considerada como kimberlítica efusiva ocorre como um pequeno fluxo emitido de um dos cones de tufos de Igwisi Hills, Tanzânia. Essa lava vesicular consiste de cristais de olivina arredondados, cobertos por cromita e dispersos numa matriz fina composta por carbonatos, serpentina, espinélios titaníferos complexos zonados, perovskita e apatita (Fozzard, 1956 *apud* Mitchell, 1986).

2.1.1.2 - Rochas Piroclásticas

São representadas por anéis tufáceos e cones tufáceos vesiculares, altamente alterados e carbonizados. Os tufos são petrograficamente similares às lavas de Igwisi, visto que contêm muitos macrocristais de olivina dispersos numa matriz fina, composta essencialmente por serpentina e calcita.

Em outras localidades os tufos são preservados apenas dentro das crateras. São particularmente comuns na província kimberlítica de Singida (Tanzânia), local onde diferenças nos níveis erosionais permitiram Mannard (1962) *apud* Mitchell (1986) distinguir quatro tipos de piroclásticas acamadadas. Partindo das partes mais profundas para as mais superficiais da cratera são encontradas: (1) brechas basais, (2) piroclásticas de granulometria grossa e pobremente estratificadas, (3) tufos bem estratificados e (4) depósitos lacustres epiclásticos.

Os únicos exemplares conhecidos de condutos kimberlíticos rodeados por rochas remanescentes de anéis tufáceos e cones tufáceos são encontrados em Kasami, Mali (Hawthorne, 1975) e Igwisi Hills, Tanzânia.

2.1.1.3 - Rochas Epiclásticas

Kimberlitos epiclásticos são formados por retrabalhamento fluvial e redeposição de tufos kimberlíticos em lagos de crateras (maars) formados acima dos diatremas. Comumente os depósitos são classificados de acordo com a terminologia sedimentológica padrão para tamanho de partículas, por exemplo, folhelhos kimberlíticos, areias kimberlíticas, etc.

Rochas epiclásticas são preservadas em áreas pouco erodidas desde a intrusão dos diatremas, como blocos abatidos em kimberlitos de facies diatrema ou cratera. Exemplos ocorrem em Mwadui, Tanzânia; Orapa, Botswana e Kimberley, África do Sul.

Estudos de kimberlitos de facies cratera indicaram que magmas kimberlíticos raramente formam lavas, mas produzem depósitos piroclásticos. O volume de piroclásticas é pequeno e confinado a crateras e anéis tufáceos finamente acamadados, ou pequenos cones.

A Figura 2.2 ilustra o perfil de um vulcão kimberlítico (Mannard, 1962 *apud* Mitchell, 1986) com a adição de anéis tufáceos do tipo Kasami e lago de cratera (maar). A erupção de tal vulcão kimberlítico resultaria na formação primária de brechas, seguida pela deposição de piroclásticas acamadas, que cobririam as brechas, preencheriam a cratera e formariam anéis tufáceos com baixos ângulos de acamamento. Por fim a atividade cessa, os anéis tufáceos são erodidos e os detritos depositados como kimberlitos epiclásticos por sobre as piroclásticas que preenchem a cratera. Falhamentos contemporâneos ao longo das margens da cratera podem preservar os depósitos de facies cratera em profundidade de facies diatrema.

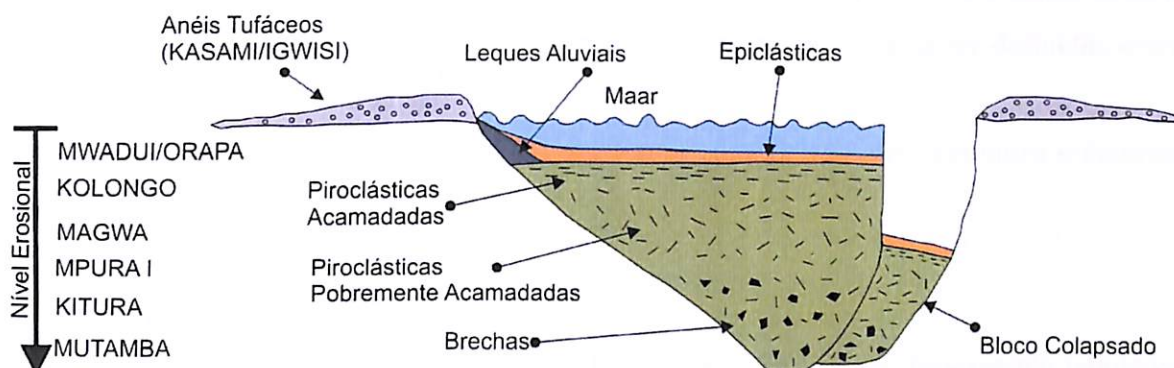


Figura 2.2 – Seção idealizada da expressão superficial de um vulcão kimberlítico, baseado em rochas de facies cratera dos kimberlitos Mwadui (Tanzânia) e Orapa (Botswana) e anéis tufáceos dos kimberlitos Kasami (Mali) e Igwisi (Tanzânia). Modificado de Mitchell (1986).

2.1.2 - Kimberlitos de Facies Diatrema

Diatremas são corpos longos (1-2 km), com formato de cone invertido, localizados abaixo dos kimberlitos de facies cratera. Eles possuem eixo vertical e margens com mergulhos acentuados (80°-85°). Sua área elíptica a circular decresce regularmente com o incremento da profundidade até terminar numa região conhecida como zona raiz (Hawthorne 1975, Clement e Skinner, 1979). Existem exceções, em certos casos as intrusões possuem formato de parafuso e muitas vezes, como ocorre na mina de Kimberley, a abertura do diatrema em superfície não se localiza exatamente sobre o ápice do cone invertido. Na mina de Wesselton o diatrema bifurca na profundidade de 2500 metros, uma ramificação termina numa intrusão cega (blind intrusion) e a outra aflora em superfície.

As rochas de facies diatrema apresentam aspecto fragmentado, contendo xenólitos de rochas encaixantes e xenólitos mantélicos (Anexo II). São regularmente classificadas

como kimberlitos tufisíticos e brechas kimberlíticas tufisíticas (Clement e Skinner, 1979). São denominados tufisítos devido à presença de fragmentos piroclásticos intrusivos.

Como o estudo dos processos de formação de diatremas ainda é analisado nas ciências vulcanológicas, rochas de facies diatremas podem ser melhor classificadas como kimberlitos vulcanoclásticos até os processos estarem completamente compreendidos.

2.1.3 - Kimberlitos de Facies Hipoabissal

Kimberlitos hipoabissais são rochas formadas pela cristalização de um magma kimberlítico rico em voláteis. Eles exibem textura ígnea e expõe os efeitos da diferenciação magmática; fragmentos piroclásticos e textura são ausentes. A rocha comumente contém quantidades suficientes de xenólitos de rochas encaixantes que podem ser definidas como brechas kimberlíticas (Anexo II).

Kimberlitos de facies hipoabissal formam a zona de raiz dos diatremas e ocorrem como diques e sills.

2.1.3.1 - Diques

Diques kimberlíticos são corpos de 1 a 3 metros de largura, tipicamente tabulares, com mergulho vertical. Muitos podem ser traçados por vários quilômetros ao longo de uma direção, como corpos contínuos ou segmentados. Comumente formam enxames de diques *en echelon* ou paralelos, como em Orroroo, sul da Austrália; Barkly West, África do Sul e Lesoto.

Os diques geralmente ocupam fraturas ou juntas verticais a sub-verticais, sendo sua intrusão controlada pelos padrões regionais de fraturas.

Alguns diques se expandem em alargamentos lenticulares denominados *blows*, feições com largura média 10 a 20 vezes maior que o dique e com mais de 100 metros de comprimento. Em muitos casos os *blows* agem como foco para intrusões subseqüentes e podem representar as feições mais profundas das intrusões em zonas de raiz, como, por exemplo, o Conduto 200 em Lesoto (Kresten e Dempster, 1973 *apud* Mitchell, 1986).

2.1.3.2 - Sills

Sills kimberlíticos são relativamente raros. Na África do Sul os maiores complexos são encontrados em Wesselton Floors, Wesselton Water Tunnels, Benfontein e Mayeng. Outras localidades incluem o sill Wessels, Zimbabwe e Pyramidefjeld, Groenlândia.

Sills variam em composição desde kimberlitos macrocristalinos, contendo piropero, ilmenita e xenólitos (Mayeng e Pyramidefjeld) até kimberlitos ricos em carbonatos altamente desenvolvidos (Benfontein, Wesselton Water Tunnels). Muitos dos sills são compostos e apresentam os efeitos de diferenciação de fluxo. Sills ricos em carbonatos exibem os melhores exemplares de sedimentação magmática e feições de diferenciação observadas em rochas kimberlíticas.

2.2 - Classificação Genético-Textural de Kimberlitos

Clement e Skinner (1979) incorporaram o conceito de facies de Dawson (1980) e o modelo de conduto kimberlítico de Hawthorne (1975) a estudos petrográficos e de textura. A classificação genética textural resultante reconhece kimberlitos de facies cratera, diatrema e hipoabissal. Esses três grupos refletem a formação das rochas sob diferentes condições magmáticas, ou vulcânicas, de acordo com um modelo de sistema magmático kimberlítico.

Kimberlitos de facies cratera são divididos em epiclásticos e piroclásticos, com subdivisões posteriores sendo feitas de acordo com a terminologia de tamanho de partículas de padrões sedimentológico ou vulcanológico.

Facies diatrema se subdivide em kimberlitos tufisíticos e brechas kimberlíticas tufisíticas. Esses dois termos se diferem apenas pela abundância de clastos.

Kimberlitos hipoabissais são divididos em kimberlitos e brechas kimberlíticas e se diferem pelo conteúdo de clastos: rochas contendo mais de 15% em volume de clastos maiores que 4 mm são denominadas brechas (Figura 2.3).

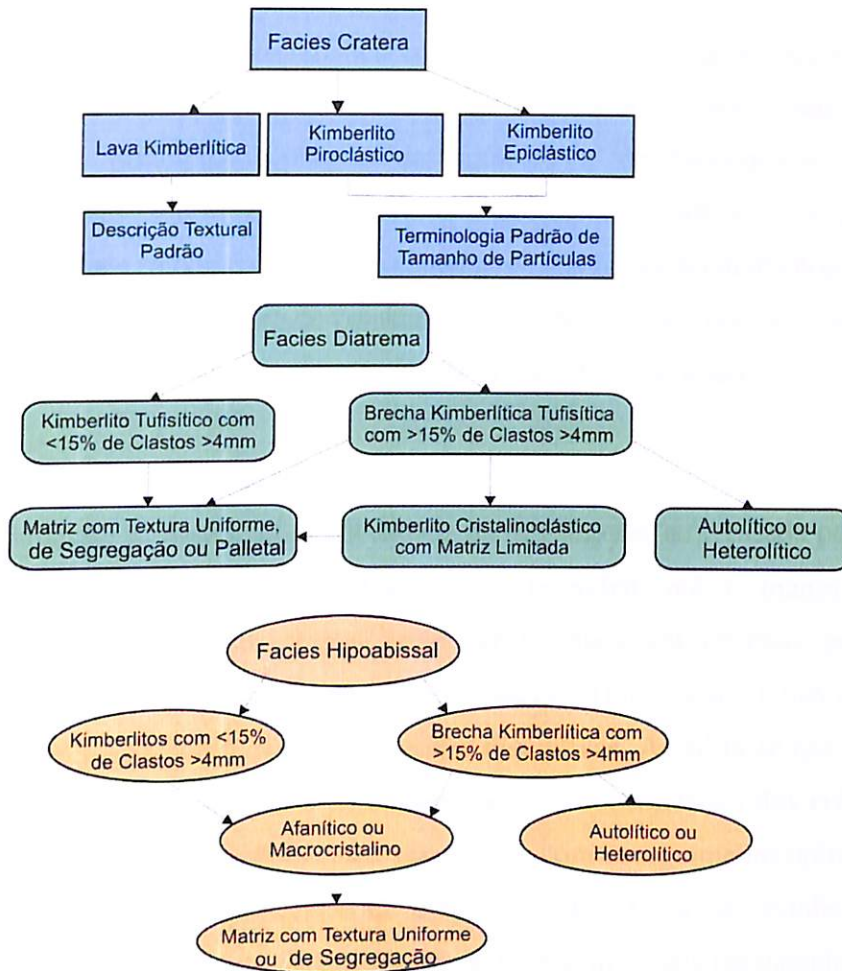


Figura 2.3 – Classificação genético-textural de kimberlitos. Modificado de Mitchell (1986)

A classificação de Clement e Skinner (1979) provou ser o esquema de maior utilidade até hoje, no que diz respeito à simplificação de estudos comparativos de kimberlitos. Uma série de refinamentos pode ser proposta, tais como: o reconhecimento de lavas como um terceiro grupo de rochas de facies cratera e a descrição de brechas como autolíticas ou heterolíticas de acordo com a natureza dos clastos.

2.3 - Controles Tectônicos

Os fatores que controlam a localização de províncias kimberlíticas em regiões cratonizadas ainda não foram totalmente definidos. Hipóteses têm sido desenvolvidas para explicar a distribuição de kimberlitos numa dada província e não são necessariamente

aplicáveis em outras. Uma característica comum às hipóteses é a de que os kimberlitos definem *trends* lineares ou arqueados relacionados com zonas de fraturas maiores.

Dentre as principais hipóteses destacam-se: a de falhamentos epirogênicos, extensões de falhas transformantes, magmatismo de *hot spot* e sinéclises/antécclises concêntricas e radiais (modelo CRAS). A validade de tais hipóteses ainda hoje é fortemente discutida por diversos autores, sendo constantemente apresentadas novas críticas, sugestões e modelos. Os aspectos principais de cada hipótese estão listados abaixo.

2.3.1 - Falhamentos Epirogênicos

Esta hipótese se baseia na possibilidade da litosfera ser atravessada por um número limitado de zonas de falhas profundas que se estendem até o manto superior. A configuração dessa arquitetura crustal pode ser revelada em terrenos profundamente erodidos pela ocorrência de significantes feições lineares (lineamentos), tais como grandes falhas, zonas de cisalhamento, fraturas ou zonas disjuntivas. Acredita-se que a localização das zonas foi estabilizada durante o desenvolvimento e consolidação dos crátons (Bardet, 1964 *apud* Mitchell, 1986). Falhamentos associados com soerguimento epirogênico estão focados em zonas de fraqueza dentro de crátons rígidos. Uma vez estabelecidas, estas regiões tornam-se zonas perenes de falhamento e fornecem canais persistentes de controle do acesso de magma derivado do manto para a crosta.

Bardet (1965) *apud* Dawson (1980) e Arsenyev (1962) *apud* Mitchell (1986) criaram um modelo de distribuição de kimberlitos para a província Yakutiana no qual a localização das rochas é usada para determinar os *trends* de falhas profundas, abaixo da cobertura sedimentar (Figura 2.4). Espera-se que a localização de zonas de falhas profundas seja melhor determinada em províncias que foram erodidas até o nível da raiz do diatrema e/ou estão localizadas em terrenos de embasamento Pré-Cambriano.

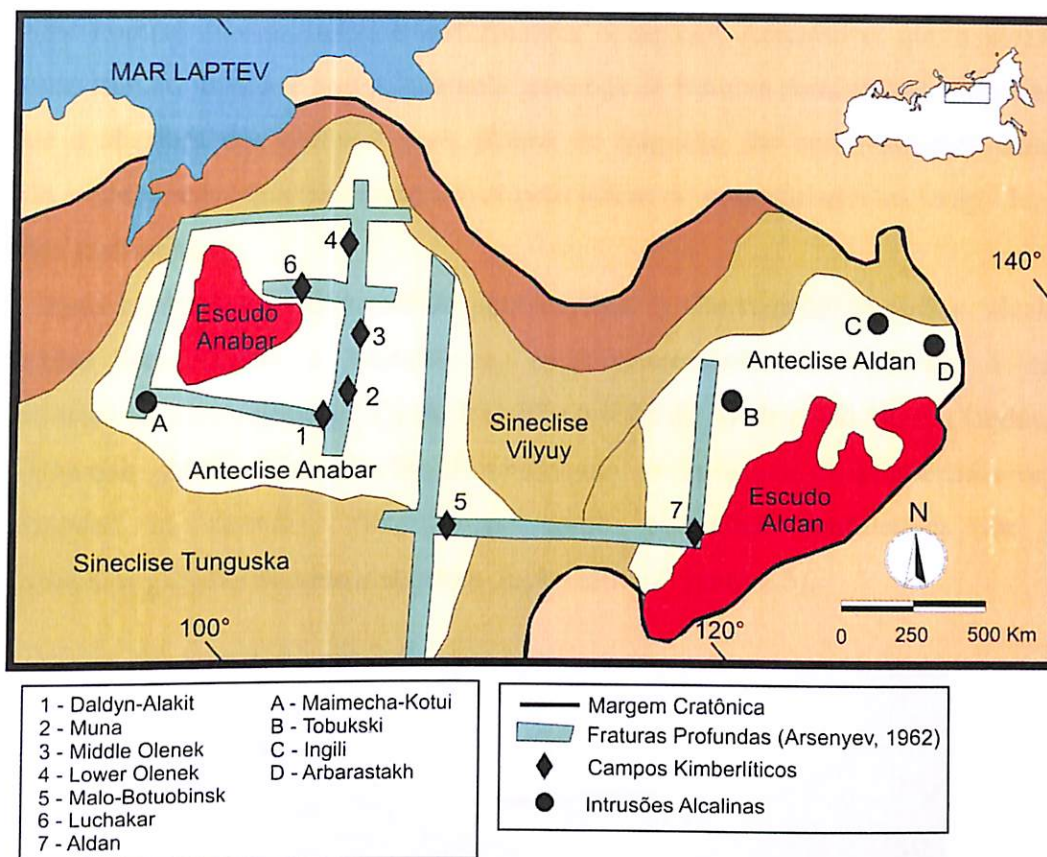


Figura 2.4 – Campos kimberlíticos e intrusões alcalinas relacionadas à falhas profundas na província Yakutiana, Rússia. Modelo proposto por Arsenyev (1962) e Bardet (1965). Modificado de Mitchell (1986).

Como muitos kimberlitos aparentam se relacionar com feições lineares (Bardet, 1964 *apud* Mitchell, 1986; Dawson, 1970), sugere-se que a identificação de fraturas profundas pode ser usada para prever a localização de kimberlitos não descobertos. Essa forma particular de análise foi empregada por Haggerty (1982) em análises de estruturas regionais crustais na província kimberlítica Liberiana, onde lineamentos identificados em imagens de satélites coincidem com *trends* definidos por kimberlitos conhecidos.

Desconsiderando os problemas associados com a alocação de campos kimberlíticos em crátons cobertos por rochas plataformais, é aparente que muitos deles relacionam-se a feições lineares de grande escala.

2.3.2 - Extensões de Falhas Transformantes

Essa hipótese propõe que kimberlitos e rochas alcalinas localizadas em margens continentais definem feições lineares distintas que podem ser correlacionadas com

extensões continentais de falhas transformantes oceânicas. Acredita-se que a localização das falhas transformantes é controlada pela presença de fraturas continentais pré-existentes. Durante a abertura dos oceanos esses planos de fraqueza são continuamente reativados gerando o mecanismo passivo responsável pelo início do magmatismo ao longo das zonas de falhas continentais.

Essa hipótese foi desenvolvida para explicar a distribuição de rochas alcalinas e kimberlitos em Angola e Namíbia e, subsequente, foi aplicada a campos kimberlíticos no oeste africano, sul da Austrália e leste da América do Norte (Taylor, 1984 *apud* Heaman, 2003). No leste Norte Americano as intrusões de kimberlitos ocorrem concordantes as fraturas, classificadas como extensões continentais de falhas transformantes geradas durante a abertura do Atlântico (Figura 2.5).

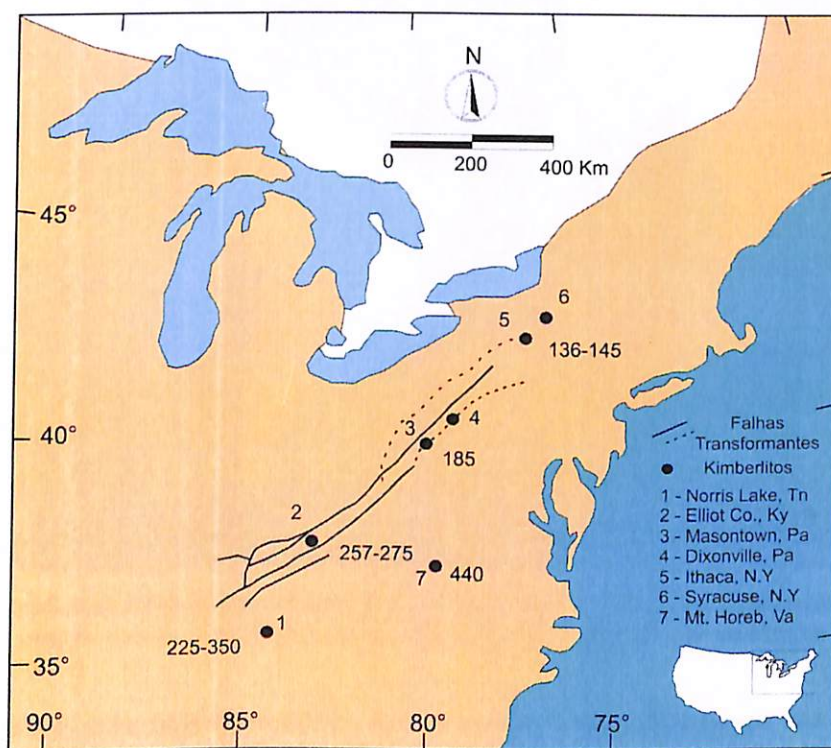


Figura 2.5 – Distribuição de kimberlitos na porção leste Norte Americana. Idades radiométricas (K-Ar) decaindo de SW para NE. Modificado de Mitchell (1986).

2.3.3 - Magmatismo de *Hot Spot*

Hot Spots ou plumas mantélicas são formadas por movimentação convectiva de material de partes profundas do manto. Fusão parcial pode ocorrer com a redução da

pressão do material ascendente, o que resulta em vulcanismo. A litosfera continental acima dos *hot spots* tende a se adelgaçar, soerguer e, por fim, passar por processo de rifteamento.

Crough et al., (1980) aplicaram essa hipótese para a distribuição de kimberlitos e mostraram, com base na reconstituição do movimento das placas, que muitos kimberlitos pós-Jurássicos foram formados pela ação de plumas mantélicas. Acredita-se que kimberlitos da América do Norte, América do Sul e África possam estar relacionados aos *hot spots* de Great Meteor, Trindade e Tristão, respectivamente (Figura 2.6).

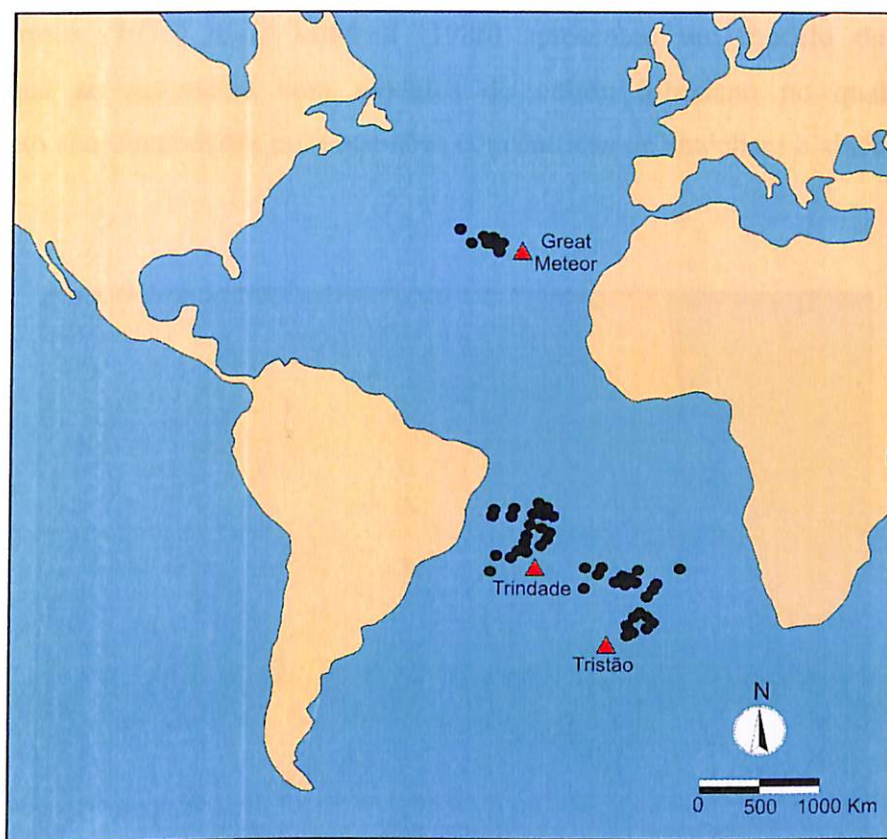


Figura 2.6 – Intrusões alcalinas relacionadas às plumas Great Meteor, Trindade e Tristão rotacionadas para seus locais de origem com base na movimentação dos continentes. Modificado de Crough et al., (1980).

Objeções a essa hipótese podem ser levantadas especificamente aos kimberlitos e mais genericamente em relação ao espectro de todo o magmatismo alcalino continental intra-placa. Com relação a kimberlitos, esta hipótese não explica os seguintes termos:

1. A distribuição de kimberlitos que não podem ser correlacionados com trilhas de *hot spots*, por exemplo, os kimberlitos do leste do Kentucky, Pensilvânia e Tennessee.

2. A hipótese não explica satisfatoriamente as repetidas ocorrências de intrusões kimberlíticas num longo período em áreas relativamente restritas. No caso da Província Sul-Africana, diversos *hot spots* deveriam ter passado embaixo da mesma região durante os últimos 1200 Ma e só intrudirem naquela região.

2.3.4 - Sinéclises e Antécclises Concêntricas e Radiais (Modelo CRAS)

Pretorius (1973) *apud* Mitchell (1986) apresentou um modelo do cráton Sul Africano que se assemelha com modelos do cráton Siberiano no qual rochas do embasamento são circundadas por sucessões concêntricas de antécclises e sinéclises (Figura 2.7).

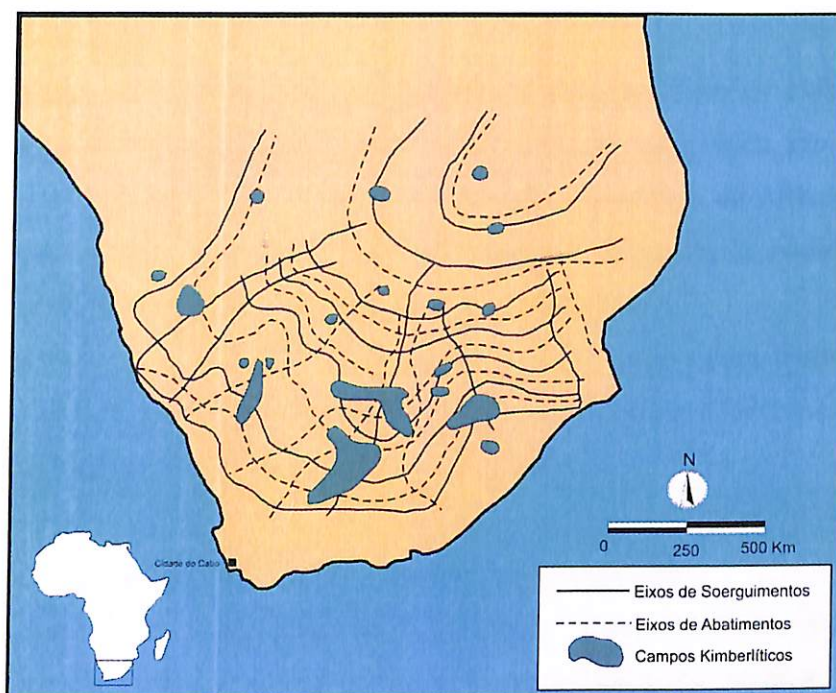


Figura 2.7 – Relações entre campos kimberlíticos Sul Africanos e estruturas do modelo CRAS. Modificado de Mitchell (1986).

Partindo do escudo em direção as margens continentais, observa-se uma série de sinéclises e antécclises. Dentro dessas estruturas existem soerguimentos e abatimentos concêntricos relacionados a sinclinais e anticlinais. Embasamento antigo, baixo grau de metamorfismo e campo magnético negativo caracterizam as antécclises, ao passo que as

sinéclises possuem metamorfismo regional realçado, embasamentos mais jovens e campos gravitacionais positivos.

Dos modelos tectônicos apresentados verifica-se que a reativação de zonas de fraqueza na litosfera aparenta ser determinante na intrusão de kimberlitos. Assim, intrusões comumente são relacionadas com lineamentos e zonas de falhas. O início do magmatismo pode ser associado à ascensão de plumas mantélicas ou mesmo a processos metassomáticos intra-litosféricos, mas nenhuma relação simples com eventos tectônicos, ocorridos nas margens das placas, pode ser evidenciada. Sabe-se somente que kimberlitos ocorrem em clusters, campos e províncias e que regiões particulares da litosfera parecem ter atuado como foco para ciclos repetidos de magmatismo kimberlítico.

2.4 - Petrografia

Kimberlitos são rochas petrograficamente complexas. Além de exibirem variação modal mineralógica resultante de processos de diferenciação magmática, são rocha híbridas compostas de cristais oriundos de três fontes distintas: xenólitos de rochas de derivação mantélica e xenocristais, suítes megacristalinas, também chamadas de nódulos discretos e fases primárias cristalizadas diretamente do magma kimberlítico.

A contribuição relativa de cada uma dessas três fontes para essas rochas varia amplamente, sendo que em alguns casos não é possível relacionar a fonte exata de um dado mineral a uma destas três fontes particulares.

2.4.1 - Xenólitos de Derivação Mantélica e Xenocristais

Muitos kimberlitos contêm blocos arredondados a sub-angulares, cuja mineralogia indica derivação do manto superior. Estudos geobarométricos apóiam tal origem e fornecem importantes informações com respeito à profundidade de formação do magma kimberlítico. Os maiores grupos de xenólitos reconhecidos por Dawson (1980) são: a suíte peridotítica-piroxenítica, eclogitos e grosspiditos (grossulária e piroxênio), peridotitos metassomatizados contendo richterita potássica e/ou flogopita e glimmerita e a suíte de rochas denominada MARID (mica, anfibólio, rutilo, ilmenita e diopsídio).

Lherzolitos e harzburgitos são os xenólitos mais frequentes da suíte peridotítica-piroxenítica, perfazendo cerca de 2% da rocha hospedeira, no entanto alguns casos são particularmente mais abundantes, como, por exemplo, Matsoku (Lesoto) e os sills da área de Pyramidefjeld (Groenlândia). Em outras localidades, por exemplo, Roberts Victor (África do Sul) e Zagadochnaya (Yakutia), eclogitos e grosspiditos predominam ou ocorrem em exclusão aos lherzolitos. Xenólitos da suíte MARID são raros e conhecidos primariamente na África do Sul (Dawson e Smith, 1977 *apud* Dawson, 1980). O grupo de xenólitos metassomatizados de Dawson (1980) representa um grupo transicional formado pela adição de minerais da suíte MARID a lherzolitos.

A fragmentação de xenólitos mantélicos durante o transporte em rochas kimberlíticas resulta na adição de xenocristais ao magma. Em alguns casos, tais xenocristais são facilmente reconhecidos com base em suas equivalências composicionais a minerais presentes em xenólitos, por exemplo, cromo-diopsídio e cromo-piropo derivados de lherzolitos ou piroxênio jadeítico e grossulárias de eclogitos.

2.4.2 - Suíte Megacristalina ou Nódulos Discretos

Essa suíte é composta majoritariamente por cristais de 1 a 20 cm de ilmenita magnésiana, piropo titanífero pobre em cromo, diopsídio (geralmente sub-cálcico), enstatita, flogopita e zircão. Intercrescimentos lamelares de granulação grossa de piroxênio e ilmenita são comuns, assim como pequenas inclusões de uma fase dentro de cristais maiores de outra. As variações composicionais e relações existentes devido à coexistência de componentes da suíte megacristalina sugerem que eles representem uma série de cristais precipitados de um único tipo de magma diferenciado.

Devido às diversas hipóteses para a origem dessa suíte, Dawson (1970) recomendou que fosse usado o termo megacristal. Esse termo não possui conotação genética e se refere meramente ao tamanho dos cristais, sendo eles fenocristais ou xenocristais. Fragmentos de megacristais são comuns e denominados macrocristais.

2.4.3 - Fases Primárias

Fenocristais e microfenocristais subédricos/euédricos, como olivina, flogopita e cromita, e minerais que se cristalizaram *in situ* para formar a matriz dos kimberlitos, por

exemplo, olivina, flogopita, espinélio titanífero, perovskita, ilmenita, diopsídio, monticellita, apatita, calcita e serpentina são considerados os componentes das fases líquidas primárias. Esses minerais não necessariamente serão encontrados juntos num dado kimberlito como consequência de processos de diferenciação e/ou variações na composição no magma.

Uma das principais características das rochas kimberlíticas é sua textura inequigranular, que ocorre devido à inclusão de xenólitos e megacristais de vários minerais dentro de uma matriz fina contendo microfenocristais. Os megacristais são geralmente arredondados e demonstram relações de reação com a matriz, por exemplo, a olivina pode estar parcialmente ou totalmente substituída por minerais do grupo da serpentina ou carbonatos, picro-ilmenita bordeada por perovskita, granadas cobertas por kelyfita (agregados finos de filossilicatos e espinélio) e flogopita alterada para hidromica. A matriz pode variar desde amarelo claro até verde escuro ou preto, dependendo dos tipos e proporções das fases presentes. Diamantes podem estar presentes como um mineral acessório raro, no entanto em sua definição original de kimberlito, Lewis (1887) *apud* Dawson (1980) incluiu os diamantes como constituintes essenciais dessas rochas. Posteriormente, como resultado da exclusão dos diamantes da assembléia mineralógica dos kimberlitos, o termo passou a abranger uma série de mica-peridotitos que se assemelhavam a kimberlitos em seu modo de ocorrência, padrões tectônicos, mineralogia, petrografia e geoquímica.

A feição de um kimberlito pode ser afetada por dois fatores: (1) seu grau de alteração, e (2) sua textura, a qual é um reflexo direto do seu modo de cristalização. Em superfície, o kimberlito pode ser oxidado e classificado como “terra amarela” (yellow ground). Esta é sucedida, em profundidade, pela “terra azul” (blue ground), composta pela mesma rocha, porém em melhor estado de preservação. Abaixo se encontra o kimberlito inalterado (hardenbank), freqüentemente possuindo altas quantidades de calcita. A distribuição desses tipos de rochas é geralmente controlada pela profundidade da superfície de alteração e sistemas de fraturas, que controlam a percolação de água, ambos fatores sendo altamente variáveis. Por exemplo, num terreno quente e úmido, como o Oeste Africano, o *yellow ground* pode ser encontrado em grandes profundidades, enquanto em

Yakutia, onde o clima não favorece o intemperismo químico, sua ocorrência não é registrada.

2.5 - Mineralogia

Rochas kimberlíticas apresentam intensa variação mineralógica somada a uma considerável variação textural.

Originalmente Lewis (1887, 1888) *apud* Dawson (1980) notou que algumas variedades de rochas kimberlíticas eram particularmente ricas em mica. Essa observação foi sustentada por Wagner (1914) *apud* Dawson (1980), que dividiu kimberlitos nas variedades basáltica (rochas ricas em olivina com menos de 5% de fenocristais de mica) e lamprofíricas (fenocristais de mica numa massa contendo mais de 50% de mica). A terminologia foi aparentemente introduzida para descrever a aparência dos macrocristais nas rochas e não possuía conotação genética. Kimberlitos lamprofíricos foram subdivididos de acordo com a presença ou ausência de clinopiroxênio.

Mitchell (1970) *apud* Mitchell (1986) propôs três variedades mineralógicas de kimberlitos, baseadas na quantidade de olivina, flogopita e calcita: kimberlitos (equivalente ao kimberlitos basáltico de Wagner); kimberlitos micáceo (equivalente ao kimberlitos lamprofírico) e kimberlito calcítico ou calcáreo. A última categoria foi introduzida em função do reconhecimento da ocorrência de calcita magmática primária em kimberlitos.

Skinner e Clement (1979) adotaram um método de classificação baseado somente na mineralogia modal da matriz das rochas. Esse método parte da premissa de que não é possível distinguir as quantidades relativas de xenocristais de olivina e fenocristais primários da população de macrocristais, e que todos os outros macrocristais não possuem relação com as rochas kimberlíticas. Microfenocristais de olivina ou olivinas euédricas são consideradas comuns a todos os tipos de kimberlitos e subdivisões não são feitas com base no conteúdo de olivinas.

Cinco variedades de kimberlitos, com base na predominância de diopsídio, monticellita, flogopita, calcita e serpentina foram propostas por Skinner e Clement (1979). Subdivisões adicionais podem ser feitas introduzindo os nomes dos minerais mais abundantes aos nomes básicos, por exemplo, kimberlito com serpentina e monticellita.

Posteriormente, por meio de estudos de posicionamento geográfico, idade, mineralogia, conteúdo de megacristais, características químicas em rocha total e conteúdo isotópico em kimberlitos na África do Sul, Mitchell (1991) individualizou duas variedades de kimberlitos: kimberlitos do grupo I, pobres em mica e kimberlitos do grupo II, micáceos. Com base nesta divisão, Mitchell (1995) denominou os componentes do grupo I de Kimberlitos e do grupo II de Orangeitos, os últimos encontrados apenas no cráton Kaapvaal, África do Sul.

2.6 - Geoquímica

Já foi afirmado anteriormente que kimberlitos são rochas complexas compostas por uma grande variedade de proporções de xenólitos mantélicos e crustais. O modo de intrusão e grau de interação com a água subterrânea variam amplamente de corpo para corpo. Todas essas variáveis, somadas a distintos graus de fusão no manto superior, serão expressas em composições de diferentes kimberlitos.

2.6.1 - Elementos Maiores

Tendo em mente que todas as variáveis devem ser consideradas, algumas afirmações podem ser feitas a respeito da composição dos kimberlitos. Primeiramente, trata-se de uma rocha ultrabásica, com grandes proporções de óxidos cálcicos e sílica e, que nas variedades micáceas, possui alto teor de potássio. No entanto, diferentemente de outras rochas alcalinas, tais como dunitos, lherzolitos e harzburgitos, os kimberlitos possuem altos teores de K_2O , Al_2O_3 , TiO_2 , FeO , CaO , CO_2 , P_2O_5 , H_2O e das razões Fe^{3+}/Fe^{2+} e K/Na ; e baixos teores de Mg/Fe (Tabela 1). No geral pode-se dizer que SiO_2 e MgO , componentes das olivinas, variam inversamente à CaO , CO_2 (componentes da calcita) e H_2O . O aumento de H_2O^+ é correlacionado ao incremento do estado de oxidação do ferro.

É viável o comentário de que as análises de elementos maiores de grande parte dos kimberlitos de facies diatrema apresentam algumas diferenças, geralmente de grande magnitude, com respeito à química primária devido: (1) contaminação por xenólitos crustais, (2) interação com água subterrânea e (3) perda de voláteis, particularmente CO_2 , juntamente com elementos móveis concentrados e transportados nas fases gasosas.

Tabela 1 – Porcentagem média de elementos maiores de vários kimberlitos em comparação à média de rochas ultrabásicas e ultramáficas (Dawson, 1980).

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	40,06	43,40	35,20	31,10	27,60	33,20
TiO ₂	0,05	0,13	2,32	2,03	1,65	1,97
Al ₂ O ₃	0,85	2,70	4,40	4,90	3,17	4,45
Fe ₂ O ₃					8,47 (b)	10,60 (b)
FeO	12,60 (a)	8,34 (a)	9,80 (a)	10,50 (a)		
MnO	0,19	0,13	0,11	0,10	0,13	0,17
MgO	42,90	41,10	27,90	23,90	24,30	22,80
CaO	1,00	3,80	7,60	10,60	14,10	9,40
Na ₂ O	0,77	0,30	0,32	0,31	0,23	0,19
K ₂ O	0,04	0,06	0,98	2,10	0,79	0,79
H ₂ O ⁺			7,40	5,90	18,70	10,70
CO ₂	0,04		3,30	7,10		
P ₂ O ₅	0,04	0,05	0,70	0,70	0,55	0,65

(a) = Ferro como FeO total; (b) = Ferro como Fe₂O₃ total

1 – Média de rocha ultrabásica, 2 – Média de rocha ultramáfica, 3 – Média de kimberlito, 4 – Média de kimberlito micáceo, 5 – Média de 623 kimberlitos siberianos, 6 – Média de 25 kimberlitos do Lesoto.

A variação na química dos kimberlitos é reflexo de diferentes razões magacristal/matriz na assembléia mineralógica. Aparentemente, grande parte do MgO, FeO, TiO₂ e SiO₂ presente na rocha está concentrado em megacristais de olivina e ilmenita, ao passo que CaO, K₂O, H₂O e menores proporções de SiO₂, TiO₂ e FeO concentram-se na matriz.

2.6.2 - Elementos Traço

Já há algum tempo é aceita a idéia de que, assim como para os elementos maiores, os elementos traço de kimberlitos podem ser divididos em dois grupos: (1) aqueles com quantidades compatíveis às encontradas em rochas ultramáficas e (2) aqueles que ocorrem em quantidades maiores do que normalmente se observa em rochas ultramáficas. Estudos posteriores confirmaram tal proposta e possibilitaram o cálculo de razões de enriquecimento de rochas de natureza kimberlítica (Dawson, 1980).

A Tabela 2 não apresenta distinção entre diferentes tipos de kimberlitos, entretanto existem correlações entre as seguintes razões de elementos: K/Rb, K/Cs, Sr/P, La/P, Th/Sm (terras raras leves), Cr/Ni, Ni/Co, Zr/Hf, Nb/Ta e Ti/Ta. É esperado que elementos como

Rb e Cs sejam encontrados em maiores quantidades em kimberlitos micáceos; Sr, elementos terras raras leves e La terão maiores teores em kimberlitos ricos em apatita; Zr, Hf, Nb e Ta serão encontrados em kimberlitos ricos em perovskita e, em menor quantidade, nos exemplares ricos em ilmenita; e altos teores de Ni, Cr e Co são esperados em variedades ricas em olivina e xenocristais de cromita e granada.

Kimberlitos têm baixas razões K/Rb (88-320), K/Cs (975-3800), Ca/Sr (72), Nb/Ta (8-21) e Zr/Hf (41-49) quando comparados com rochas ultramáficas, indicando um enriquecimento relativo do segundo elemento. No entanto, diferentemente das concentrações relativas de elementos relacionados a rochas ultramáficas, Ni/Co (15) e Cr/Ni (12) possuem razões semelhantes às encontradas nas ultramáficas.

Durante o intemperismo e percolação de água subterrânea Ba, Rb e Sr tendem a ser rapidamente lixiviados, fato que gera implicações nos estudos isotópicos de Rb/Sr e Sr, à proporção que Zr, La e Nb são relativamente imóveis.

Tabela 2 – Elementos traço em kimberlitos (Dawson, 1980).

Elemento	Conteúdo em rocha ultramáfica (ppm)	Conteúdo em kimberlito (ppm)	Mineral
Li	2	2 a 56	Flogopita
Be	0,40	0 a 3	?
B	7	0 a 170	?
F	97	68 a 7590	Apatita, Flogopita
S	~4000	200 a 8800	Sulfetos
Cl	110	30 a 9800	Apatita, Flogopita, Halita
Sc	15	7 a 30	Granada, Magnetita
V	50	21 a 250	Espinélio, Ilmenita
Cr	3090	550 a 2900	Cpx, Granada, Espinélio, Ilmenita
Co	110	35 a 130	Ilmenita, Olivina
Ni	1450	710 a 1600	Olivina
Cu	47	10 a 300	Flogopita, Olivina
Zn	56	15 a 287	Espinélio, ? Flogopita
Ga	2,50	0 a 30	? Granada, ? Flogopita
Ge	1	0,05	?
Se	0,02	0,05 a 0,28	?
Rb	1,20	0 a 350	Flogopita
Sr	22	40 a 1900	Apatita, Perovskita, Calcita, Diopsídio
Y	2,90	4 a 75	Apatita, Perovskita
Zr	16	84 a 700	Perovskita, Ilmenita, Zircão
Nb	0,30	32 a 450	Perovskita, Ilmenita
Mo	0,20	0,1 a 0,9	? Ilmenita
Ru		0,02 a 0,18	?

Rh		0,002 a 0,009	?
Cd	0,06	0,04 a 0,12	?Espinélio
Sn	0,52	1 a 30	?
Cs	0,01	0 a 8,7	Flogopita
Ba	20	137 a 1970	Flogopita, Cpx
La	0,92	26 a 200	Apatita, Perovskita, Carbonatos, Mica
Ce	1,93	45 a 522	Apatita, Perovskita, Carbonatos, Mica
Pr	0,32	6,6 a 36	Apatita, Perovskita, Carbonatos, Mica
Nd	1,44	25 a 180	Apatita, Perovskita, Carbonatos, Mica
Sm	0,40	4,2 a 29,4	Apatita, Perovskita, Carbonatos, Mica
Eu	0,16	1,1 a 6,5	Apatita, Perovskita, Carbonatos, Mica
Gd	0,74	5,2 a 13,7	Apatita, Perovskita, Carbonatos, Mica
Tb	0,12	0,43 a 2,05	Apatita, Perovskita, Carbonatos, Mica
Ho	0,16	0,5 a 0,67	Apatita, Perovskita, Carbonatos, Mica
Er	0,40	0,87 a 1,38	Apatita, Perovskita, Carbonatos, Mica
Tm	0,07	0,14 a 0,22	Apatita, Perovskita, Carbonatos, Mica
Yb	0,38	0,9 a 2,0	Apatita, Perovskita, Carbonatos, Mica
Lu	0,06	0,09 a 0,22	Apatita, Perovskita, Carbonatos, Mica
Hf	0,60	1,6 a 30	Perovskita, Ilmenita
Ta	< 0,1	1,4 a 21,3	Perovskita, Ilmenita
Os		0,002 a 0,012	?
Ir		0,002 a 0,012	?
Pt	0,06	0,07 a 0,43	?
Au	0,01	0,001 a 0,043	?
Hg	0,03	0,006 a 0,2	?
Tl	0,01	0,087 a 0,65	?
Pb	0,20	0,9 a 50	? Flogopita
Bi	0,01	0,010 a 0,083	?
Th	0,07	4 a 54	Apatita, Perovskita
U	0,02	0,6 a 18,3	Calcita

2.6.3 - Elementos Terras Raras

Estudos demonstraram que a maioria das rochas kimberlíticas é enriquecida em elementos terras raras quando comparadas a outros tipos de rochas ultrabásicas e à média dos condritos. As maiores quantias absolutas ocorrem em diques e sills micáceos, visto que kimberlitos de facies diatrema, em especial aqueles que foram submetidos a consideráveis contaminações nas paredes da intrusão, possuem baixas quantias desses elementos, como, por exemplo, nas minas de Premier e Koffiefontein (África do Sul).

As concentrações de ETR variam amplamente, chegando a apresentar diferenças num mesmo cluster. Entretanto, todos são enriquecidos em terras raras leves em comparação a terras raras pesadas, resultando em altas razões La/Yb e num grande desvio nos padrões de distribuição normalizados aos condritos (Figura 2.8).

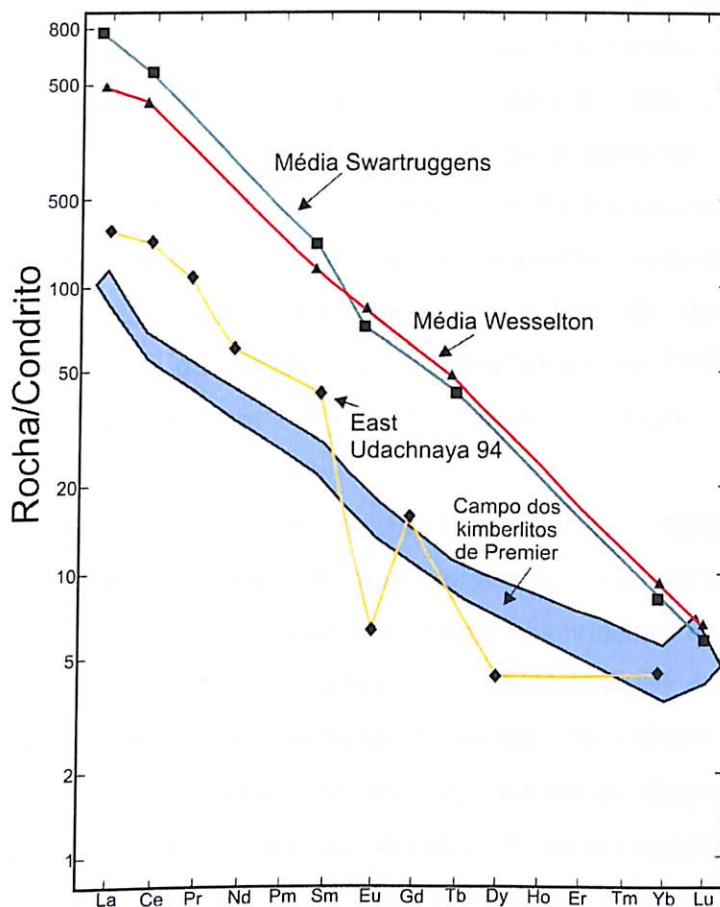


Figura 2.8 – Diagrama de ETR normalizado aos condritos para kimberlitos de Wesselton, Swartruggens, Premier (África do Sul) e East Udachnaya 94 (Rússia). Dawson (1980)

Os minerais ricos em ETR presentes em kimberlitos são: apatita, perovskita, granadas, diopsídio e flogopita.

Capítulo III - Distribuição de Rochas Kimberlíticas nas Principais Províncias Mundiais

3.1 - América do Norte

Os primeiros diamantes foram encontrados na América do Norte em 1843, como subprodutos da mineração de ouro em placers da região dos Appalaches (Sheperd, 1846 *apud* Janse, 1995) e em 1849, nos campos auríferos da Califórnia (Lyman, 1849 *apud* Janse, 1995). O primeiro kimberlito diamantífero, posteriormente classificado como lamproíto (Scott Smith e Skinner, 1984 *apud* Dunn, 2003), foi encontrado no estado do Arkansas em 1906. Diamantes só foram encontrados em kimberlitos no território canadense em 1984, na área do lago Timmins-Kirkland, região leste de Ontário. Descobertas subseqüentes de kimberlitos diamantíferos em Saskatchewan, em 1989, e em Northwest Territories, em 1991, impulsionaram a exploração de diamantes no país, que hoje é um dos principais produtores.

A extensa área de embasamento Pré-Cambriano da América do Norte é aparentemente formada por um cluster de protocontinentes como, por exemplo, Superior, Wyoming, Slave, Rae, Nain e North Greenland. Os protocontinentes foram amalgamados, pelos orógenos Kenorano (2,5 Ga) e Hudsoniano (1,6 Ga), Paleo e Mesoproterozóico, respectivamente, formando o supercontinente Laurentia. Os crátons Rae e Wyoming aparentemente foram reativados por eventos termiais, ao passo que Superior, Slave, Nain e, provavelmente North Greenland, não foram afetados. As áreas cratônicas localizadas nas partes sul e oeste do Canadá, leste das Montanhas Rochosas e parte central dos Estados Unidos encontram-se cobertas por sedimentos plataformais.

3.1.1 - Estados Unidos

Os Estados Unidos possuem dois crátons principais: o Superior, que se estende pela porção norte de Michigan, Minnesota e Dakotas e o Wyoming, no estado homônimo e Montana. Kimberlitos diamantíferos (atualmente não econômicos) foram encontrados no norte do estado de Michigan, porção sul do cráton Superior e no distrito de Colorado-Wyoming, fora da margem do cráton Wyoming. A porção central dos Estados Unidos, cujo

embasamento é composto pelos crátons Proterozóicos Yavapai, Mazatlan e Greenville, não possui grande atividade de prospecção diamantífera (Figura 3.1).

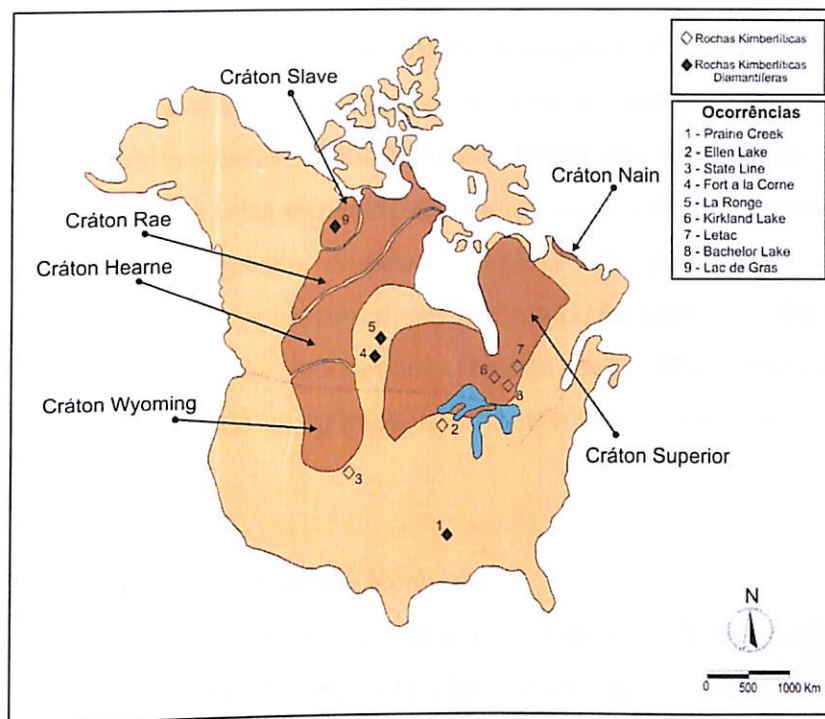


Figura 3.1 – Crátons e principais ocorrências kimberlíticas nos Estados Unidos e Canadá.

3.1.1.1 - Arkansas

Uma rocha de natureza kimberlítica foi encontrada nas proximidades de Murfreesboro em 1842 e reconhecida como kimberlito Prairie Creek em 1889. Diamantes foram encontrados na propriedade a partir de 1906, porém em 1920 a mina já era considerada economicamente inviável. Investigações geológicas posteriores classificaram a rocha como um olivina lamproíto pertencente à província kimberlítica Prairie Creek juntamente com outros sete diatremas de idades K-Ar Cretáceas (97-106 Ma) (Dunn, 2003).

Lamproítos estão dispostos ao longo de Gulf Coast, intrudindo o embasamento da região, composto por rochas graníticas-riolíticas de idade Mesoproterozóica (1,3-1,5 Ga) e cobertos por sedimentos do Cretáceo Superior (Van Schmus et al., 1986 *apud* Dunn, 2003). Diamantes foram encontrados apenas em meio a material brechado intemperizado e tufo ricos em flogopitas, localizado na porção sul do diatrema. Desde 1990 um consórcio de empresas norte americanas tenta viabilizar a exploração da região.

3.1.1.2 - Região dos Grandes Lagos

O primeiro kimberlito *in situ* foi encontrado em 1970 na Península Superior do Michigan, no caminho percorrido por uma geleira responsável pela ocorrência de diamantes grandes em morrenas na porção sul do estado de Wisconsin (Janse, 1995).

Cerca de 30 outras intrusões kimberlíticas foram descritas nas proximidades do Lago Ellen, área adjacente à faixa móvel Paleoproterozóica (~1,8 Ga) Penokean, próximo à borda sul do cráton Arqueano Superior. Apesar de não terem sido datados radiometricamente, os corpos foram classificados como Ordovicianos (< 460 Ma) por meio da análise de fósseis em xenólitos sedimentares (Griffin et al., 2004). Embora uma série de corpos kimberlíticos tenha sido encontrada, não há depósitos comerciais na região até os dias atuais.

3.1.1.3 - Região das Montanhas Rochosas

Diatremas e diques kimberlíticos foram primariamente identificados na província State Line, divisa entre os estados do Colorado e Wyoming no ano de 1964. Controles estratigráficos indicam idades Devonianas para a maioria dos corpos, disposto ao longo de faixas móveis fora da margem sul do cráton Wyoming (Griffin et al., 2004). Até os dias de hoje, mais de 100 corpos foram identificados numa área de aproximadamente 100 km em relação às bordas do cráton, apesar disso não há nenhum depósito economicamente viável.

3.1.2 - Canadá

O Canadá possui a mais extensa área de embasamento Arqueano do mundo. Grandes áreas crônicas, cujos limites ainda são discutidos, se estendem do estado Norte Americano do Wyoming até Alberta; partes de Saskatchewan alcançando a parte norte de Baffin Island, nos Territórios do Noroeste (crátons Wyoming, Rae, Hearne e Slave) e de Manitoba, passando por Ontário até Québec (cráton Superior) (Figura 3.1).

3.1.2.1 - Saskatchewan

O primeiro diamante da região oeste do Canadá foi encontrado em 1946 no rio Sturgeon Lake, próximo a Prince Albert, área onde foram encontrados os primeiros kimberlitos diamantíferos, em 1988. Outras localidades, tais como Fort a la Corne,

LaRonge e Tobin Lake, impulsionaram e deram destaque às fontes diamantíferas primárias do território canadense.

Grande parte de Saskatchewan, assim como os campos kimberlíticos Fort a la Corne e Candle Lake, ambos de idade Cretácea Inferior (~100 Ma) e localizados na faixa móvel da orogenia Trans Hudson (1,9-1,8 Ga), está coberta por sedimentos Cretáceos e circundada por um cinturão móvel Proterozóico gerado na orogenia Trans Hudson (Griffin et al., 2004).

3.1.2.2 - Ontário

Diques kimberlíticos, interceptados em furos de sondagem durante explorações de ouro e metais base em Midchaud, blocos e minerais característicos de kimberlitos encontrados no esker Munro (Baker, 1982 *apud* Janse, 1995) contribuíram para a descoberta da província kimberlítica de Kirkland Lake, leste de Ontário. Até hoje cerca de 14 diatremas e diques, divididos em dois clusters de idades Jurássicas Média a Superior (165-157 Ma), foram identificados na província. Todos se encontram cobertos por uma capa de 50 a 60 metros de gelo, inviabilizando, no presente momento, a extração economicamente viável.

Grande parte de Ontário está embasada pelo cráton Arqueano Superior, exceto pelas áreas de Hudson Bay e James Bay Lowlands, cobertas por sedimentos Paleozóicos. A maior parte do cráton apresenta-se exposta, tornando a região tectonicamente e economicamente favorável à exploração e kimberlitos. Apesar da dificuldade de acesso e clima severo, novos corpos têm sido encontrados, como o cluster de idade Jurássica Média (180-175 Ma) encontrado em 1988 no rio Attawapiskat e o kimberlito de alto-grau de Kyle Lake (Janse, 1994).

3.1.2.3 - Québec

Grande expectativa foi gerada após nove pequenos diamantes terem sido encontrados no ano de 1968 em Pain de Sucre, região localizada em Ile Bizard, oeste de Ontário. A rocha inicialmente foi classificada como kimberlito (Raeside e Helmstaed, 1982 *apud* Janse, 1995) e como alnöito (Mitchell, 1983 *apud* Janse, 1995). Outros diques e

corpos kimberlíticos foram interceptados em Bachelor Lake, Lesueur e em Desmaraisville, Letac.

A região norte de Québec tem como embasamento o cráton Superior, no entanto a cobertura de gelo, o transporte glacial em diferentes direções e sedimento lacustres amplamente dispersos pela região tornam difícil a interpretação de dados de amostragem de minerais pesados, impedindo grandes avanços na região.

3.1.2.4 - Territórios do Noroeste

A exploração de diamantes na região teve início por volta de 1980, com a pesquisa e amostragem de minerais indicadores nas drenagens do rio Mackenzie, porém apenas em 1990 foi encontrado um diatrema na região de Lac de Gras, domínio do cráton Slave. Em 1991 foi anunciado que o corpo encontrado possuía cerca de 130 metros de rocha diamantífera.

Pelo menos 75 kimberlitos foram encontrados na região, dos quais de 2 a 5 têm potencial para se tornarem grandes minas.

A província Slave é um escudo Arqueano, de composição granito/greenstone cujas rochas se apresentam aflorantes ou próximas da superfície. Na maior parte das províncias mundiais, as porções superiores dos kimberlitos foram erodidas durante a remoção de sedimentos plataformais, preservando apenas diatremas ou diques pequenos e irregulares. Na província Slave os kimberlitos apresentam-se preservados e regulares, pois a intrusão dos corpos data do Eoceno, portanto após a erosão dos sedimentos.

3.2 - Ásia

O primeiro diamante descrito foi encontrado na Ásia, mais precisamente na ilha de Borneo em 800 a.c. No século 18 as gemas já eram conhecidas na Índia, no início do século 19 na China e à partir de 1950, na Rússia. A Índia era o maior, e virtualmente o único, país produtor de diamantes até as descobertas no Brasil em 1720 que, por sua vez, cedeu o posto para a África do Sul em 1871. Diferentemente da maioria dos países, quase a totalidade da produção de diamantes asiática é proveniente de diatremas. A produção aluvionar é inexpressiva e se restringe a poucas áreas na Sibéria, Índia e Borneo.

3.2.1 - Sibéria (Província Yakutiana)

Essa região da Rússia, correspondente à porção localizada a leste dos Montes Urais, é dividida em Planície Oeste Siberiana, região predominantemente formada por sedimentos Paleozóicos dobrados e Platô Leste Siberiano, região coberta por sedimentos Paleozóicos, Mesozóicos e um platô basáltico, formando a Plataforma Siberiana, também chamada de Província Yakutiana (Figura 3.2). O embasamento Pré-Cambriano do cráton Leste Siberiano encontra-se exposto em apenas duas regiões: os escudos Anabar e Aldan, localizados a nordeste e sudeste, respectivamente. Toda a região possui estruturas sinclinais e anticlinas, formadas em resposta a movimentos dos blocos que formam o embasamento. A reativação ao longo de falhas profundas na região em diferentes épocas foi acompanhada por magmatismo kimberlítico.

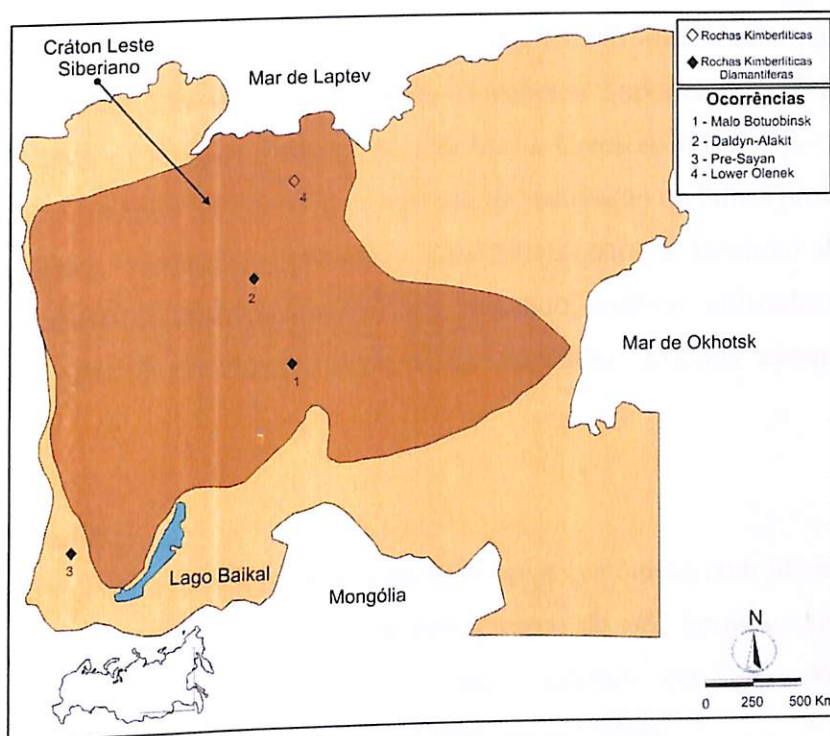


Figura 3.2 – Crátons e principais ocorrências kimberlíticas na província Yakutiana, Rússia.

Existem aproximadamente 20 campos kimberlíticos na Plataforma Siberiana, a maioria localizada na porção nordeste, contendo um total de mais de 1000 diatremas e diques. Desse total, sete diatremas produzem diamantes em escala econômica, sendo que todos localizam-se em apenas dois campos kimberlíticos: os corpos Mir, Internatsionalnaya

e 23rd Congress, no campo de Malo-Botuobinsk e Udachnaya, Aikhal, Sytykanskaya e Zarnitsa, no campo de Daldyn-Alakit. Atualmente Udachnaya é o principal corpo em exploração, visto que os demais necessitam de aprofundamento das minas. O corpo de Yubileinaya, descoberto em 1984 no campo de Daldyn-Alakit, está em exploração, possibilitada pela retirada de 70 metros de cobertura basáltica (Janse, 1995).

Pequenas quantidades de diamantes foram encontradas *in situ*, em kimberlitos ou lamproítos, na margem sudoeste da Plataforma Siberiana, província de Pre-Sayan, porém ainda há carência de informações sobre a área.

Recentes datações U/Pb em zircões demonstraram um complexo padrão de intrusão dos clusters kimberlíticos russos (Dawson, 1980). Diferentemente do padrão esperado, num mesmo campo eram encontrados clusters de idades diferentes, como, por exemplo, no campo de Malo-Botuobinsk, onde foram datados corpos de Ordoviciano (~ 450 Ma), Devoniano Inferior (~ 403 Ma) e Carbonífero Inferior (~ 346 Ma), similarmente, no campo Lower Olenek, foram datados kimberlitos do Devoniano Superior (~ 355 Ma), Triássico Superior (~ 210 Ma), Jurássico Superior (~ 150 Ma) e Cretáceo Inferior (~ 100 Ma). Esse complexo modelo de intrusões pode ser resultado da reativação de falhas profundas durante diferentes períodos, fornecendo caminhos persistentes para a ascensão do magma. A Província Yakutiana é, portanto classificada, segundo critérios utilizados por Mitchell (1986), como Tipo 3 (Província kimberlítica contendo diversos campos de idades diferentes).

3.2.2 - Índia

O território indiano possui quatro grandes áreas cratônicas com idades variando de 3,5 Ga a 2,7 Ga, bordejadas por faixas móveis e zonas de *rift*. Intrusões kimberlíticas de idade Mesoproterozóica (1,1 Ga – 1,2 Ga) ocorrem em três desses crátons: Bundelkhand/Aravalli, Dharwar e Bastar (Haggerty et al., 2004).

Diamantes são encontrados em três grandes regiões do território indiano: Panna, na porção central do país, estado de Madhya Pradesh; Kollur, no baixo curso do rio Krishna e em Wajrakurur, ambas a leste do estado de Andhra Pradesh. Recentemente diamantes aluviais têm sido retirados do rio Mahanadi, estado de Orissa (Figura 3.3).

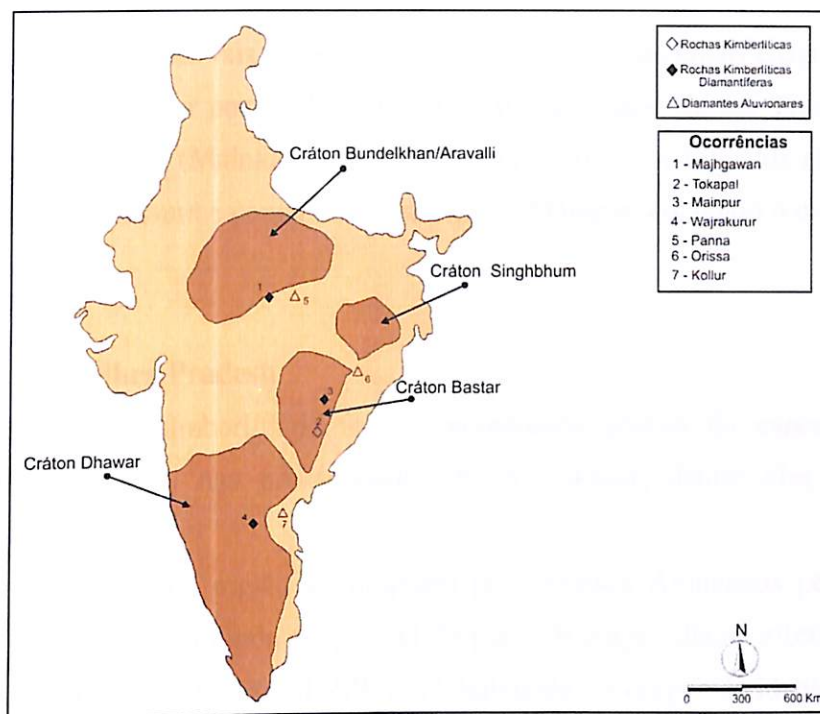


Figura 3.3 – Crátons e principais ocorrências kimberlíticas na Índia.

3.2.2.1 - Madhya Pradesh Norte

O kimberlito Mesoproterozóico (~ 1180 Ma) de Majhgawan, posteriormente classificado como um lamproíto, localiza-se nas proximidades da margem sul do cráton Bundelkhand/Aravalli. O cráton é composto por complexos de gnaisses bandados, anfíbolitos e granulitos e bordado pelos cinturões móveis de Delhi e da Índia Central, o diatrema intrude arenitos do Paleoproterozóico (Pandit et al., 2003).

O campo diamantífero de Panna, localizado a sul da margem do cráton e nas proximidades do kimberlito Majhgawan, é formado por uma espessa sucessão de arenitos e conglomerados Pré-Cambrianos e estende-se por 50 km a norte do corpo kimberlítico, sugerindo a ocorrência de novas fontes primárias na área.

3.2.2.2 - Madhya Pradesh Sul

A porção sul do estado de Madhya Pradesh possui como embasamento o cráton Bastar, composto pelas rochas mais antigas datadas até o momento no território indiano. A análise de zircões em gnaisses TTG's forneceu idades de 3,51 Ga para rochas da porção sul do cráton (Ghosh, 2004). Circundado pelos grabens Paleozóicos de Godavari e Mahanadi, à

nordeste e sudoeste, e pelas faixas móveis Mesoproterozóicas de Ghats e Satpura à sudeste e noroeste, o cráton Bastar possui dois cluster de rochas kimberlíticas: Tokapal, de idade Meso a Neoproterozóica (Mainkar et al., 2004), intrusivo em sedimentos plataformais de até 150 metros de espessura e contendo 2 diatremas e Mainpur, contendo 6 diatremas, 3 dos quais diamantíferos.

3.2.2.3 - Andhra Pradesh

Quatro corpos kimberlíticos foram encontrados abaixo da espessa (1500 m) cobertura de sedimentos nas proximidades de Wajrakurur, dentre eles o kimberlito homônimo.

O embasamento da região é composto por gnaisses Arqueanos pertencentes ao cráton Dharwar, presente em toda porção sul do país. Os corpos diamantíferos dispõem-se regionalmente ao longo de *trends* NE-SW e, globalmente, os corpos de idade Proterozóica, localizam-se ao longo de um grande arco que inclui o Brasil, a República Centro Africana e Argyle, interpretado como o caminho de uma pluma (Haggerty et al., 2004).

Não há exploração das fontes primárias no estado indiano e mesmo o kimberlito Wajrakurur é considerado economicamente inviável

3.2.3 - China

O território chinês possui três grandes crátons: Yangzi, na porção sudeste, Tarim, localizado à noroeste, ambos de idade Proterozóica e o cráton Sino-Coreano, de idade Arqueana, localizado na parte centro-leste do país. Rochas de natureza kimberlítica foram encontradas nas províncias de Guizhou, próximo ao limite sul do cráton Yangzi; Henan, Liaoning e Shandong, no cráton Sino Coreano, no entanto apenas nas duas últimas províncias citadas há ocorrência de diamantes em escala econômica. A produção de diamantes é restrita a aluviões da região de Bachu, no cráton Tarim (Figura 3.4). Duas grandes falhas NE-SW, Taihang e Tanlu, aparentemente controlam a distribuição das intrusões kimberlíticas no território (Zhang, 1989).

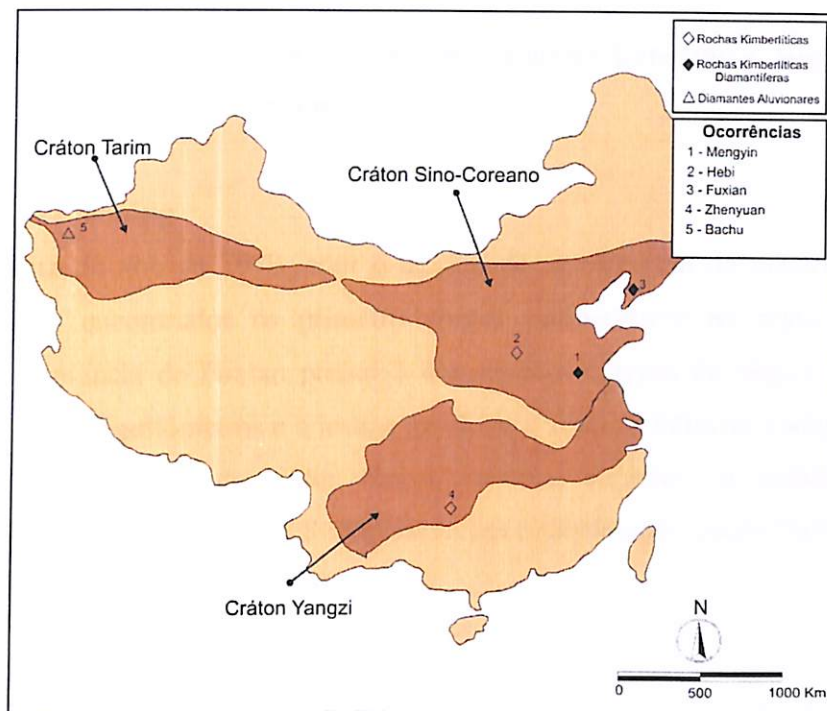


Figura 3.4 – Crátons e principais ocorrências kimberlíticas na China.

3.2.3.1 - Shandong

Na região de Shandong encontra-se a província kimberlítica de Mengyin, composta por 47 diques e 11 diatremas, dos quais o primeiro foi encontrado em 1965. As intrusões ocorrem numa estrutura anticlinal homônima à província e dispõe-se segundo *trend* NE-SW, paralelo a zona de falha Tanlu, feição que separa o embasamento Arqueano (~2,5 Ga) de composição gnáissica, das rochas Proterozóicas da porção leste da província. Datações radiométricas em flogopitas resultaram em idades do Ordoviciano superior (~ 455 Ma) para os corpos kimberlíticos.

3.2.3.2 - Henan

A província kimberlítica de Hebi está localizada na parte norte da província em destaque e possui 79 corpos, sendo que a maioria é composta por diques, identificados a partir de 1971. Os corpos kimberlíticos ocorrem num *trend* de 20 quilômetros, paralelos a zona de falhas de Taihang. Nessa região o embasamento Arqueano do cráton Sino-Coreano é coberto por formações Mesoproterozóicas a Permianas dobradas. A idade dos corpos ainda não foi estabelecida em virtude do alto grau de intemperismo, no entanto o estudo de

xenólitos de dioritos e sienitos, supostamente Mesozóicos e Cenozóicos, sugere uma idade Cenozóica inferior para os kimberlitos.

3.2.3.3 - Liaoning

Por volta do ano de 1970, com o auxílio de amostragem de minerais pesados e geofísica, foram encontrados os primeiro corpos kimberlíticos na região, sendo que atualmente a província de Fuxian possui 8 diatremas e dezenas de diques. As intrusões ocorrem cerca de 30 quilômetros e a leste e paralelas a zona de falha de Tanlu, região onde o embasamento Arqueano do cráton Sino-Coreano é coberto por arenitos, siltitos e folhelhos. Por meio de datações em flogopitas foram estabelecidas idades Devonianas (366-398 Ma) às intrusões da presente província.

3.2.3.4 - Guizhou

A província kimberlítica de Zhenyuan é composta por aproximadamente 300 corpos, a maioria diques e alguns sills, objetos de estudo desde 1965. As rochas ocorrem no cráton de idade Meso a Neoproterozóica de Yangzi, cujo embasamento é coberto por sedimentos Sinianos a Cretáceos. Os corpos kimberlíticos intrudem dolomitos Cambrianos e são controlados por padrões de falhas de sentido E-NE. Datações K-Ar determinaram idades Ordovicianas a Carboníferas (465-316 Ma) para as intrusões.

3.3 - Austrália

Diamantes foram inicialmente encontrados em 1851, próximo a Bathurst, New South Wales, como produto de minerações de ouro e, rapidamente, a exploração se difundiu desde a porção norte de Queensland até a ilha da Tasmânia. A produção australiana de diamantes até 1970, em sua maioria resultante de aluviões, era estimada em aproximadamente 250.000 quilates. Entre os anos de 1968 e 1972 foram encontradas em New South Wales as primeiras brechas kimberlíticas, posteriormente classificadas como olivina nefelinitos (Ferguson e Sheraton, 1979 *apud* Janse, 1995). Os primeiro kimberlitos verdadeiros, porém estéreis, do território Australiano foram encontrados no cráton Sul Australiano em 1972, mas o início das descobertas de kimberlitos diamantíferos na parte norte do Bloco Kimberley e de lamproítos diamantíferos na área de Ellendale, ambas áreas

no cráton Norte Australiano, culminou na descoberta de um olivina lamproíto numa faixa móvel abaixo do Platô que, à partir de 1979, se tornaria o depósito de Argyle. Essa descoberta foi de extrema importância, pois provou que depósitos diamantífero economicamente viáveis poderiam ocorrer em rochas diferentes de kimberlitos e localizadas fora de áreas cratônicas. Com o início da exploração de Argyle, inicialmente nos aluviões de Smoke Creek em 1982 e, posteriormente no diatrema, a produção de diamantes na Austrália alcançou 178,5 milhões de quilates no ano de 1990 (Janse, 1995).

Três grandes crátons podem ser distinguidos: Sul (Gawler), Oeste (Pilbara e Yilgarn) e Norte Australiano (Kimberley), todos contendo kimberlitos e lamproítos diamantífero, porém apenas Argyle possui mina em atividade (Figura 3.5).

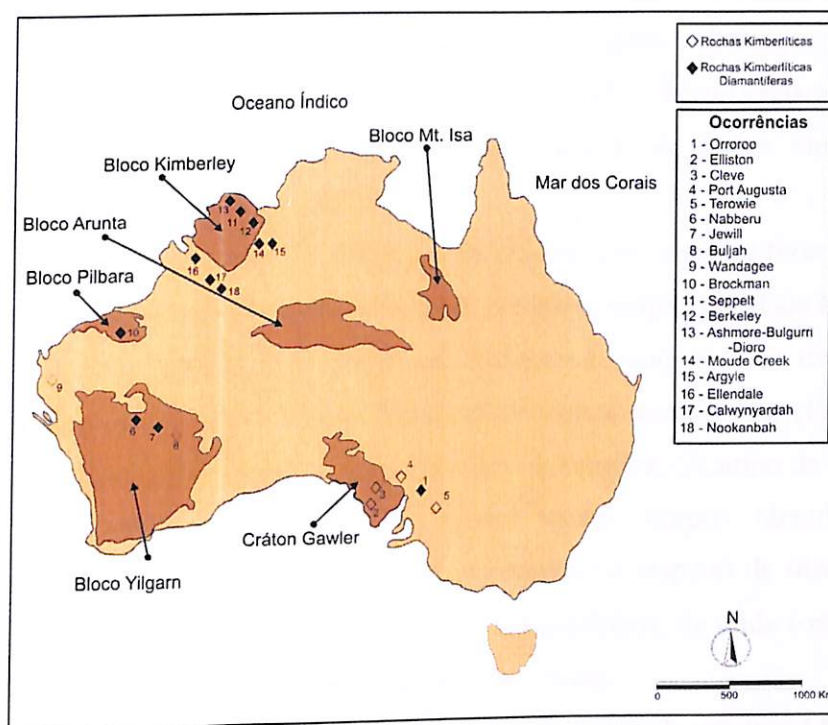


Figura 3.5 – Crátons e principais ocorrências kimberlíticas na Austrália.

3.3.1 - Sul Australiano

O cráton Sul Australiano possui rochas com idades Arqueanas a Mesoproterozóicas cobertas, nas porções oeste e leste, por sedimentos recentes da planície Nullarbor e província Curnamona, respectivamente.

Kimberlitos ocorrem em pequenos campos no cráton Gawler, sendo os principais clusters localizados em Elliston (Mount Hope) e Cleve, Península Eyre; Port Augusta, em Stuart Shelf; Orroroo e Terowie, no cinturão de dobramentos Meso a Neoproterozóico de Adelaide, na margem leste do cráton (Jaques et al., 2004). Datações indicam idades Jurássicas (170-180 Ma) para as intrusões (Wyatt et al., 1994).

As únicas intrusões diamantíferas da região sul Australiana localizam-se no campo de Orroroo, região da faixa de dobramentos de Adelaide, associadas a lamprófiros e aparentemente controladas por *trends* NE a NW, identificados por aeromagnetometria.

3.3.2 - Oeste Australiano

O cráton Oeste Australiano é subdividido em dois blocos: Pilbara, uma das áreas mais antigas do país, com 3,5 Ga, localizado à norte, e Yilgarn, cobrindo a maior parte da porção sul, um dos maiores núcleos Arqueanos preservados. Entre Pilbara e Yilgarn está situado o cinturão de Capricórnio, responsável pela junção de ambos blocos durante o Paleoproterozóico (Fishwick et al., 2005).

Na porção norte do cráton de Yilgarn e em sua margem superior foram identificados quatro campos kimberlíticos principais: Nabberu, Jewill e Buljah, de idade Pré-Cambriana e Wandagee, de idade Jurássica. O campo de Nabberu é composto por uma suíte de 12 diatremas e diques associados a rochas ultramáficas Paleoproterozóicas (1900-1700 Ma), quatro dos quais contendo diamantes em escala sub-econômica; o campo de Jewill inclui 4 diatremas sub-econômicos; o de Buljah possui quatro corpos identificados como lamprófiros ultramáficos, ainda sem qualquer informação à respeito de diamantes e o de Wandagee é composto por 16 diatremas e 6 sills lamprofíricos, de onde foram retirados 4 pequenos diamantes de corpos distintos (Jaques et al., 2004).

Os campos de Buljah e Jewill estão dispostos ao longo de um *trend* NW-SE que se alinha regionalmente com greenstone belts e zonas de cisalhamento da Província Eastern Goldfields. As intrusões de Nabberu estão dispostas na intersecção ou proximidades de *trends* regionais NW-SE do Cráton Yilgarn com *trends* E-NE e NE-SW do orógeno de Capricórnio, limite sul da área. As intrusões do campo de Wandagee estão dispostas segundo *trend* N-S ao longo de um cinturão de 50 km.

Ocorrências diamantíferas sub-econômicas ocorrem em apenas no campo kimberlítico Brockman, no bloco Pilbara. O campo é composto por diques de idade Paleoproterozóica (1900 Ma) dispostos segundo um trend NE-SW, ao longo de sistemas de falhas.

3.3.3 - Norte Australiano

O cráton Norte Australiano é compostos por uma série de blocos de idade Pré-Cambriana amalgamados, incluindo Kimberley à oeste, Mount Isa Inlier à leste e Arunta Inlier a sul. Supõe-se que o bloco Kimberley tenha sido amalgamado ao resto do cráton Norte Australiano pela orogenia Paleoproterozóica Halls Creek. Já os blocos Mount Isa e Arunta possuem fragmentos crustais Proterozóicos, sendo que o último foi afetado pela orogenia Alice Sprigs (300-400 Ma), a qual soergueu a área (Fishwick et al., 2005).

A porção norte da Província Kimberlítica de Kimberley é composta por mais de 30 diatremas e diques de idade Neoproterozóica (~800 Ma), dentre os quais destacam-se Seppelt, Berkeley e Ashmore-Bulgurri-Dioro. Os corpos dispõem-se em diversos campos alinhados segundo trend NW-SE, paralelos à linha de costa do Golfo Joseph Bonaparte. Mais da metade dos corpos é diamantífera, sendo que os principais são Seppelt 01 e 02.

A parte leste da Província de Kimberley inclui cerca de 22 kimberlitos e uma série diques lamproíticos de idade Neoproterozóica (800 Ma), dispostos segundo *trend* NE-SW, concordantes com a faixa orogênica Halls Creek. Em exceção ao kimberlito Maude Creek, o lamproíto Argyle e os diques lamproíticos Lissadell Road e Seagull, o restante dos corpos é estéril.

A província lamproítica de Fitzroy, localizada na porção oeste da Província de Kimberley é composta por cerca de 150 diatremas, diques e sills, distribuídos em três campos, Ellendale, Calwinyardah e Nookanbah, todos dispostos nas proximidades da faixa orogênica King Leopold, de orientação NW-SE. Grande parte das intrusões localiza-se no campo Ellendale, onde cerca de dois terços dos corpos são diamantíferos e dois deles (Ellendale 4 e 9) têm altos teores (Jaques et al., 2004).

3.4 - África

O continente africano é atualmente o maior produtor de diamantes do mundo, tendo como concorrentes apenas Argyle, na Austrália e Yakutia, Rússia. Durante os anos de 1988 a 1992, o continente respondeu por cerca de 48% da produção mundial, o que equivale a 100 milhões de quilates, ou US\$ 50 bilhões (Janse, 1995).

Kimberlitos foram encontrados na África do Sul em 1869 e reconhecidos como fontes primárias de diamantes em 1872. No presente, as rochas ocorrem em 16 dos 46 países africanos.

O continente africano possui 3 grandes crátons: Sul Africano, Congo e Oeste Africano, os quais estão parcialmente cobertos por bacias preenchidas por sedimentos terciários à recentes, as bacias do Kalahari, Congo e Sahara. Os crátons encontram-se circundados por cinturões móveis contendo rochas de alto grau metamórfico, tectonizadas durante a orogenia Pan-Africana. O maior desses cinturões é o de Moçambique, que se estende do Egito a África do Sul, ao longo da costa leste do continente. Kimberlitos ocorrem nos três crátons, lamproítos aparentemente foram encontrados recentemente na Argélia (Kaminsky et al., 1992 *apud* Janse, 1995).

3.4.1 - África do Sul, Lesoto e Swazilândia

A mais famosa localidade mundial para depósitos de diamantes relacionados a kimberlitos é a cidade de Kimberley, onde, em 1869, os cinco primeiros corpos diamantíferos foram identificados num diâmetro de apenas 8 quilômetros: Bultfontein, Dutoitspan, Jagersfontein, Koffiefontein e Kimberley (Big Hole). Outros 15 corpos, dentre eles Finch, Premier e Venetia, foram encontrados ao redor de Kimberley, no entanto apenas os cinco originais e Wesselton se tornaram grandes minas.

A produção da região teve início em 1869 com a extração de diamantes nos aluviões dos rios Vaal e Orange à taxa de aproximadamente 30.000 quilates por ano. Após a abertura de escavações nos aluviões, descoberta de dolomitos diamantíferos e dos depósitos costeiros de Namaqualand, a produção de diamantes em fontes secundárias alcançou 2,3 milhões de quilates em 1927.

O cráton Sul Africano compreende os núcleos Arqueanos Kaapvaal e Zimbabwe (cráton Rhodesiano) amalgamados pela faixa móvel Arqueana de Limpopo. Bordejando os

núcleos, há uma série de faixas móveis Proterozóicas, tais como: cinturão Orange River, complexo gnáissico Namaqualand e os complexos granítico-gnáissicos da Namíbia (Janse, 1994). O embasamento do núcleo Zimbabwe e o cinturão Limpopo estão expostos e formam um grande escudo, à proporção que as rochas do núcleo Kaapvaal estão cobertas por sedimentos e vulcânicas de idades Proterozóica e Fanerozóica, constituindo uma plataforma.

O cráton Sul Africano é circundado pelas faixas de dobramentos Paleoproterozóicas a Fanerozóicas de Damara a norte, Moçambique à leste e Cabo à sul, a borda oeste é formada por resquícios de cinturões graníticos de idades indeterminadas.

Todos os kimberlitos economicamente viáveis ocorrem no denominado Archon do Kalahari, formado pelo cráton Rhodesiano e pelo cinturão Limpopo, enquanto demais kimberlitos estéreis intrudem áreas de embasamento Proterozóico (Figura 3.6).

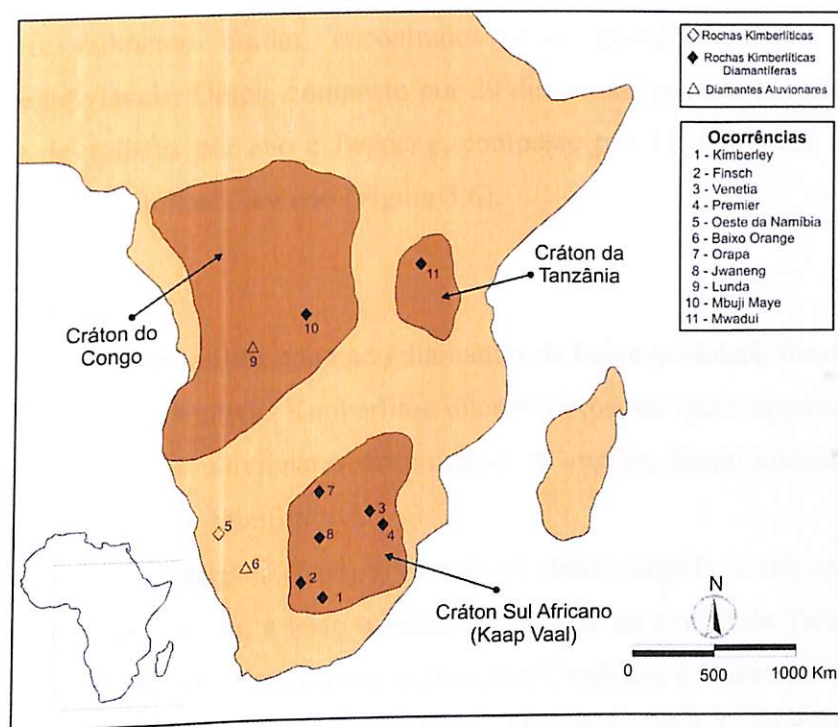


Figura 3.6 – Crátons e principais ocorrências kimberlíticas no sul e centro Africano.

3.4.2 - Namíbia

Exceto por depósitos costeiros e algumas ocorrências no baixo curso do rio Orange, não há registro da ocorrência de diamantes em kimberlitos no país. Uma série de rochas

kimberlíticas distribuídas em pelo menos seis campos foram mapeadas nas porções sudoeste, central, centro-leste e noroeste, porém nenhum delas provou ser diamantífera.

As porções central e oeste da Namíbia localizam-se numa extensão do cráton Sul Africano de idade Proterozóica, bordejadas à norte e oeste pela faixa móvel Paleoproterozóica de Damara e à sul pelo complexo gnáissico Namaqualand, contemporâneo à faixa (Figura 3.6).

3.4.3 - Botswana

Praticamente metade do território de Botswana possui como embasamento os núcleos cratônicos Arqueanos do Kaapvaal e Zimbabwe, cobertos por derrames basálticos Jurássicos e sedimentos recentes. Tais feições impedem o avanço de pesquisas detalhadas na área, visto que os dados aeromagnéticos são mascarados pelos basaltos e os minerais pesados, utilizados em amostragens, dispersos em meio às areias.

Até o momento foram encontrados dois grandes campos kimberlíticos economicamente viáveis: Orapa, composto por 29 diatremas, atualmente produzindo cerca de 6 milhões de quilates por ano e Jwaneng, composto por 11 diatremas, com produção atual de 9 milhões de quilates por ano (Figura 3.6).

3.4.4 - Zaire

Os primeiros kimberlitos contendo diamantes de baixa qualidade foram encontrados em 1912, no platô Kundelungu. Kimberlitos diamantíferos, os quais aparentemente são a fontes para os diamantes aluvionares encontrados na região, foram encontrados no ano 1946 na área de Bakwanga-Mbuji Maye.

O cráton centro Africano (Congo) estende-se desde Angola, à sul, até a República dos Camarões e Zaire à norte, à leste o limite localiza-se no centro da Tanzânia. Grande parte de sua porção central é coberta por sedimentos Cretáceos a Recentes, pertencentes à bacia do Congo. Vários cinturões contendo rochas Proterozóicas e do embasamento, como Ubendian, Ruzizian e Kibaran, englobam e unem dois grandes núcleos Arqueanos: Lunda-Kasai, na Angola e Zaire e Tanzânia, na parte sul de Uganda e no país homônimo.

Similarmente à situação do cráton Sul Africano, kimberlitos economicamente viáveis estão contidos nos núcleos Arqueanos do cráton Centro Africano (Figura 3.6).

3.4.5 - Angola

O primeiro diatrema kimberlítico, Camafuca, foi descoberto em 1952 na região nordeste de Angola. Muitos outros corpos têm sido encontrados desde então, perfazendo um número de 368 corpos, dos quais pelo menos 300 são diamantíferos e, provavelmente, 5 a 10 economicamente viáveis (Jourdan, 1990 *apud* Janse, 1995). Entretanto, devido à instabilidade econômica e clima político do país, não são feitos grandes investimentos financeiros, impossibilitando o desenvolvimento das minas.

No presente, quase a totalidade da produção vem de aluviões em Lucapa e Andrada, região nordeste de Lunda.

3.4.6 - Tanzânia

Diversos corpos foram encontrados no país entre 1922 e 1939, no entanto, em 1940, foi divulgada a descoberta de um grande kimberlito, Mwadui, que viria a se tornar o maior kimberlito economicamente viável do planeta. Trata-se de um corpo de 1500 metros de diâmetro e 300 de profundidade, do qual diamantes são extraídos tanto de sedimentos da cratera, quanto de cascalhos em superfície.

Mais de 400 corpos foram encontrados na Tanzânia, porém extração é feita apenas em Mwadui (Figura 3.6).

3.4.7 - Serra Leoa, Libéria, Guiné, Costa do Marfim e Mali

O cráton Oeste Africano é bem definido em seus limites sul e norte, os escudos Mauritaniano e Liberiano, respectivamente, porém grande parte de sua porção central é coberta por sedimentos recentes oriundos do deserto do Sahara. O escudo Liberiano pode ser subdividido nas províncias: Man, cujo embasamento data do Arqueano e abrange toda a Libéria, grande parte de Serra Leoa, sudeste de Guiné, noroeste da Costa do Marfim e sudoeste de Mali e Eburiana, sob o domínio de rochas Paleo a Mesoproterozóicas, na porção central da Costa do Marfim, Gana e parte sul e leste de Mali.

Todas as ocorrências econômicas a sub-econômicas de kimberlitos diamantíferos estão localizadas na província de Man (Haggarty, 1982), enquanto a província Eburiana comporta apenas lamproítos diamantíferos em Séguéla, centro da Costa do Marfim e depósitos aluvionares em Akwatia, Gana e Tortiya, Costa do Marfim (Figura 3.7).

Pouco se sabe a respeito do escudo Mauritaniano e não há registros de kimberlitos, lamproítos ou sequer ocorrências diamantíferas.

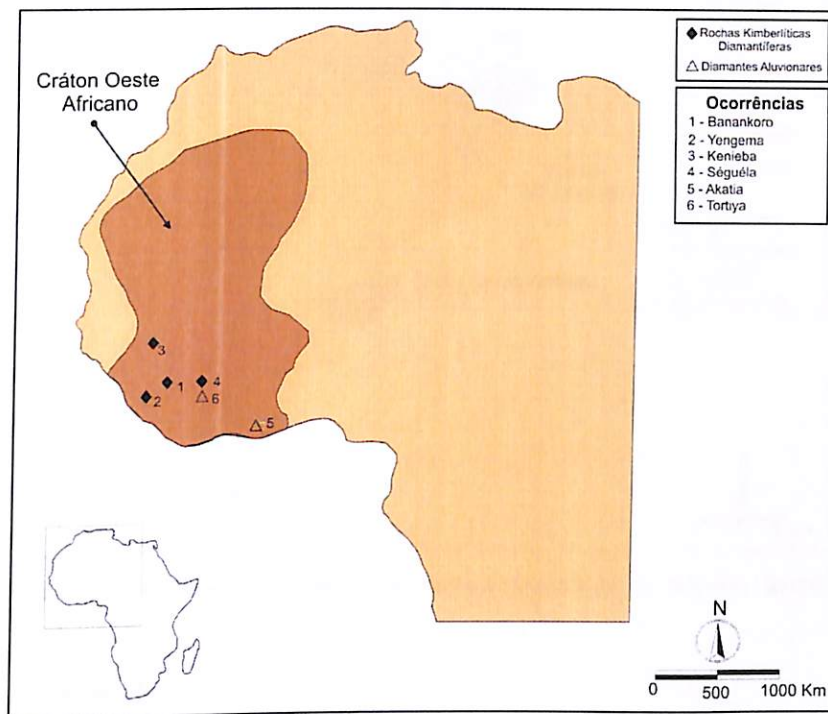


Figura 3.7 – Crátons e principais ocorrências kimberlíticas no oeste Africano.

3.5 - América do Sul

Os primeiros diamantes do continente foram encontrados em território brasileiro no ano de 1723 (Sarmiento, 1735 *apud* Janse, 1995). Em 1883 e em 1887 foram divulgadas descobertas na Venezuela e Guiana, ambas como subproduto da mineração de ouro. As fontes dos diamantes encontrados ainda são desconhecidas, no entanto rochas kimberlíticas foram identificadas no Brasil e na Venezuela.

Atualmente quase a totalidade da produção de diamantes Sul Americana é derivada de aluviões, exceto pequenas quantidades extraídas de rochas kimberlíticas no Mato Grosso, Brasil e na área do rio Guaniamo, Venezuela.

O continente Sul Americano possui quatro áreas cratônicas principais estabilizadas antes de 2,5 Ga: Amazônico, São Francisco, São Luís, e Rio de la Plata.

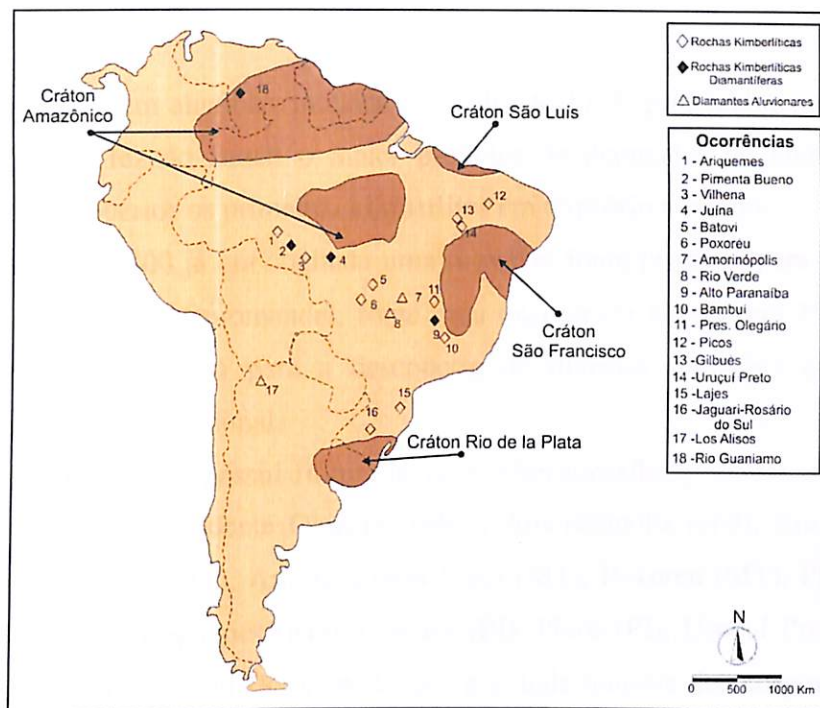


Figura 3.8 – Crátons e principais ocorrências kimberlíticas na América do Sul.

3.5.1 - Venezuela

A produção diamantífera venezuelana até 1968 era de aproximadamente 140.000 quilates por ano, extraídos de aluviões nos rios Caroni, no sudeste do país; Paragua, localizado à oeste deste e Cuyuni, perto da fronteira com a Guiana. Em 1968, depósitos aluvionares significantes foram descobertos 400 quilômetros a oeste dos depósitos do rio Caroni, na área do rio Guaniamo, região central da Venezuela, incrementando a produção do país para cerca de 1 milhão de quilates por ano, à partir de 1970 (Nixon et al., 1992 *apud* Janse, 1995). No ano de 1982 foram descobertos diques e sills Paleoproterozóicos (1730 Ma) altamente alterados, supostas fontes primárias para os diamantes da região.

A região sudeste da Venezuela, sul e leste do rio Orinoco possui como embasamento rochas Paleo a Mesoproterozóicas do escudo das Guianas, tendo como cobertura, na região de Gran Sabana, conglomerados e arenitos intercalados com espessos níveis de gabro e norito, possíveis fontes para os diamantes extraídos dos rios Caroni e Cuyuni.

3.5.2 – Brasil

A exploração em aluviões, iniciada por volta de 1728, principalmente ao longo do Rio Jequitinhonha, fez do Brasil o maior produtor de diamantes do mundo até 1870, quando foram descobertos os primeiros kimberlitos em território africano.

Por volta de 1800 já era cogitada uma provável fonte primária para as gemas, em especial às da região de Coromandel, fonte essa encontrada apenas em 1969 (Barbosa, 1991) e que abriu caminho para a descoberta de diversas intrusões kimberlíticas e lamproíticas no território nacional.

Atualmente o Brasil possui 16 províncias kimberlíticas/lamproíticas: Alto Paranaíba (MG), Bambuí (MG), Presidente Olegário (MG), Amarinópolis (GO), Rio Verde (GO), Paratininga e/ou Batovi (MT), Aripuanã e/ou Juína (MT), Poxoréu (MT), Pimenta Bueno (RO), Vilhena (RO), Ariquemes (RO), Gilbués (PI), Picos (PI), Uruçuí Preto (PI), Lajes (SC) e Jaguari-Rosário do Sul (RS), sendo que a grande maioria dos corpos possui idade Cretácea. Corpos portadores de diamantes com teores subeconômicos são encontrados apenas na Província do Alto Paranaíba, MG; Aripuanã-Juína e Pimenta Bueno, MT.

Informações sobre as demais províncias kimberlíticas brasileiras e demais áreas diamantíferas podem ser obtidas em Gonzaga e Tompkins, 1991 e Svisero, 1995.

Capítulo IV - Discussões e Conclusões

4.1 - Análise da área

A área de estudo do presente trabalho se localiza inteiramente nos domínios da Província Magmática do Alto Paranaíba (PMAP), mais precisamente nos arredores da cidade de Coromandel, localizada na porção sudoeste do Estado de Minas Gerais.

A província magmática do Alto Paranaíba, situada entre o limite sudoeste do cráton São Francisco e a borda nordeste da Bacia do Paraná, contém rochas ígneas alcalinas, complexos carbonatíticos, kamafugitos, tufos e vulcânicas associadas à Formação Mata da Corda, de idade Cretácea. Estas rochas se dispõem ao longo de uma faixa de direção NW-SE, com cerca de 2000 km, coincidentes com parte da faixa móvel Brasília, desenvolvida durante o Proterozóico (Herz, 1977; Almeida e Svisero, 1991). A PMAP se sobrepõe ao limite sudeste da zona postulada, intrudindo o cinturão móvel (faixa Brasília) nas proximidades da margem atual do cráton São Francisco. No sudeste brasileiro, a faixa Brasília mascara a margem oeste do cráton São Francisco, mas, mesmo assim, estudos gravimétricos (Pires, 1986 *apud* Gibson et alli., 1995) e de xenólitos (Leonardos et al., 1993a *apud* Gibson et alli., 1995) indicaram que a PMAP se sobrepõe dentro dos limites do cráton em subsuperfície.

O cráton São Francisco é um dos maiores escudos da plataforma Sul Americana. Datações radiométricas U/Pb em intrusões de granitóides e greenstone belts indicam que o núcleo cratônico se estabilizou há aproximadamente 2720 Ma. Durante o Paleoproterozóico (~2060 Ma), após um período de relativa estabilidade crustal, a margem sul do cráton foi afetada pela orogenia Transamazônica. Os eventos termo-tectônicos foram responsáveis por metamorfismo de facies anfíbolito e fusão parcial da crosta Arqueana. Uma seqüência de fundo oceânico, denominada Grupo Araxá, se desenvolveu ao redor da margem sudoeste do cráton durante o Mesoproterozóico. Seguindo a deposição da unidade superior desse grupo, a Formação Canastra, e anterior à deposição dos sedimentos clásticos de mar raso do Grupo Bambuí, uma grande fase de intrusões de diques ocorreu na região. Subseqüentemente, durante a orogenia Brasiliana, de idade Neoproterozóica a Devoniana Inferior (750-400 Ma), os grupos Araxá e Bambuí foram empurrados em direção a leste por sobre o cráton São Francisco. Segundo Pimentel e Fuck (1992), esse evento foi resultado da colisão entre

os núcleos cratônicos do São Francisco e Amazônico e/ou Rio de la Plata, durante o amalgamento do supercontinente Gondwana. As rochas de idade Proterozóica encontram-se hoje preservadas numa faixa NW/SE de aproximadamente 1500 Km de extensão, denominada Faixa Brasília.

O desenvolvimento da bacia intracratônica do Paraná coincide com o término da orogenia Brasileira, de idade Ordoviciano-Siluriana. A última fase desse processo de desenvolvimento relaciona-se com um volumoso derrame de lavas basálticas entre 137 e 127 Ma (Turner et al., 1994 *apud* Gibson, 1995), evento que precedeu o soerguimento da área e conseqüente formação do Arco do Alto Paranaíba. A atividade vulcânica, datada do Cretáceo Superior, cobriu uma área de aproximadamente 1 milhão de km², abrangendo toda a região do arco (Leonardos e Meyer, 1991). Esse vulcanismo foi contemporâneo à intrusão de rochas máficas e potássicas, descritas como complexos plutônicos de tendência carbonatítica e como kimberlitos e lamproítos (Svisero et al., 1984; Barbosa, 1991), datados do Cretáceo Superior (80-87 Ma).

Uma série de intrusões kimberlíticas é conhecida na região de Coromandel, destacando-se: Três Ranchos, Sucuri, Limeira, Indaiá, Japecanga, Poço Verde, Mamões e Vargem (Anexo I).

Analisando a área em grande escala, nota-se a aparente orientação de alguns corpos, particularmente os kimberlitos Três Rancho, Sucuri, Limeira, Indaiá e Japecanga, segundo a direção preferencial NW-SE. Estes corpos ocorrem em meio a rochas do Grupo Araxá, de idade Pré-Cambriana.

Diminuindo a escala de estudo pode-se obter uma série de correlações entre os corpos da área em questão, pertencentes à Província do Alto Paranaíba, e às demais províncias kimberlíticas do território brasileiro. Por vezes é possível estender essas correlações às rochas kimberlíticas presentes no continente Africano.

4.2 - Modelos para a ocorrência de rochas kimberlíticas na PMAP e possíveis comparações com outras províncias mundiais

Modelos são amplamente utilizados para explicar a ocorrência de rochas kimberlíticas em diversas partes do globo e, na grande maioria das vezes, úteis apenas na localidade do estudo, dificultando a integração de informações. Dos principais modelos

vigentes, descritos no Capítulo 2 do presente trabalho, têm maior aplicabilidade à PMAP o de magmatismo de *hot spot* e falhamentos epirogênicos. Buscando o aprimoramento dos modelos e, apoiadas em dados de datações radiométricas, são feitas correlações entre áreas cratônicas que já fizeram parte de um mesmo terreno, como no caso dos crátons São Francisco e Congo, São Luís e Oeste Africano.

Plumas mantélicas muitas vezes estão relacionadas com grandes derrames, intrusões, vulcanismo e processos de adelgaçamento, extensão e riftamento crustal. A ação de uma pluma sob uma área cratônica gera pouco soerguimento astenosférico e pequena quantidade de rocha fundida, dessa forma um fundido rico em voláteis é a única expressão superficial de sua atividade. Os fundidos são tipicamente máficos, potássicos e se cristalizam na superfície, ou em zonas próximas, na forma de rochas, tais como kimberlitos e lamproítos. Em segmentos litosféricos continentais de espessuras variáveis, a atividade da pluma gera maior quantidade de rocha fundida em relação às áreas cratônicas, dessa maneira o soerguimento astenosférico é relativamente maior e espera-se uma maior expressão superficial de rochas máficas e potássicas em regiões marginais a áreas cratônicas (Thompson e Gibson, 1991).

O período Cretáceo é associado a uma grande fase de atividade de plumas mantélicas e um dos principais focos de sua ação é o local onde futuramente ocorreria o *rift* do Atlântico Sul. O impacto da pluma de Tristão abaixo do Gondwana, durante a fase final da separação da América do Sul e África aparenta ser a causa do grande magmatismo Cretáceo, cujas expressões maiores no continente Sul Americano são: o derrame Serra Geral e a Província Magmática do Alto Paranaíba.

Herz (1977) foi o primeiro a propor a relação entre o magmatismo alcalino resultante da atividade da Pluma de Tristão e a reconstrução do movimento da placa Sul Americana durante a fragmentação do Gondwana. A expressão mais recente de atividade da pluma data de 0,7 Ma a 0,2-0,3 Ma, respectivamente sob as ilhas de Trindade e Martim Vaz. As ilhas localizam-se a 1300 km da costa brasileira e compõe a chamada cadeia Vitória-Trindade, tida como a trilha da pluma mantélica em questão (Herz, 1977; Crough et al., 1980) (Figura 4.1). Morgan (1983) *apud* Gibson (1995) fez a reconstituição do movimento da placa e concluiu que o foco da pluma estaria estacionado sob a atual PMAP há aproximadamente 90 Ma, idade compatível com as das intrusões da região. Evidências a

favor dessa hipótese estão focadas no aparente aumento da idade das intrusões partido da ilha de Trindade em direção ao continente, no entanto estudos comprovaram que as assinaturas isotópicas das rochas de Trindade (Cornen et al., 1990 *apud* Meyer, 1991) são distintas das encontradas nas intrusões continentais, fato que gera dúvida a respeito de uma possível fonte única.

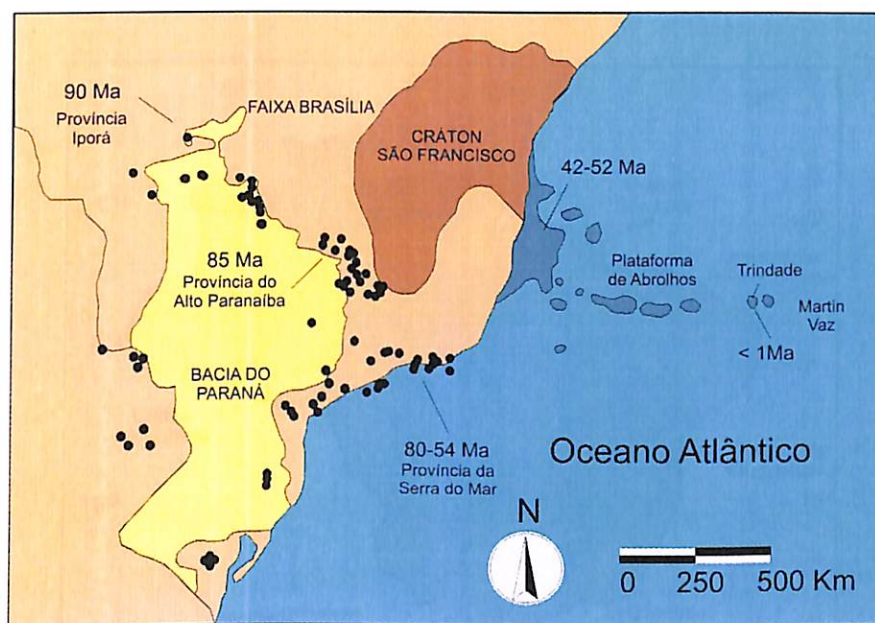


Figura 4.1 – Trilha da pluma mantélica de Tristão e localização das províncias alcalinas de Iporá, Alto Paranaíba e da Serra do Mar. Círculos pretos representam intrusões alcalinas.

Modificado de Gibson et alli. (1995).

Diversas províncias alcalinas, incluindo a PMAP, localizam-se nas proximidades de arcos litosféricos e mega-lineamentos, os quais são considerados controles tectônicos para o magmatismo (Dawson, 1980; Almeida e Svisero, 1991). Uma primeira relação entre o magmatismo Cretáceo brasileiro e a presença de mega-lineamentos foi estabelecida para o cinturão Goiás-Minas Gerais. Baseado na semelhança apresentada entre as rochas alcalinas Cretáceas do Brasil e as do graben de Lucapa, Angola, se estabeleceu que ambas são expressões finais de *rifts* intracontinentais ativos durante o início da fragmentação do Gondwana.

Ao analisar a disposição das intrusões kimberlíticas no território brasileiro, facilmente são distinguidos dois *trends* preferenciais: um de orientação NE-SW, coincidente com o lineamento Transbrasiliiano, ao qual estão associadas às rochas

kimberlíticas de Picos e Gilbués (PI) e Poxoréu (MT) e outro NW-SE, concordante com o lineamento 125° AZ, ao qual relacionam-se os corpos kimberlíticos de Ariquemes, Pimenta Bueno e Vilhena (RO), Juína e Batovi (MT), Alto Paranaíba, Bambuí e Presidente Olegário (MG) (Dardenne et al., 2001). Todos os corpos kimberlíticos localizam-se em domínios de faixas móveis e cinturões de dobramentos, regiões exteriores ou limiaries a áreas cratônicas (Figura 4.2).

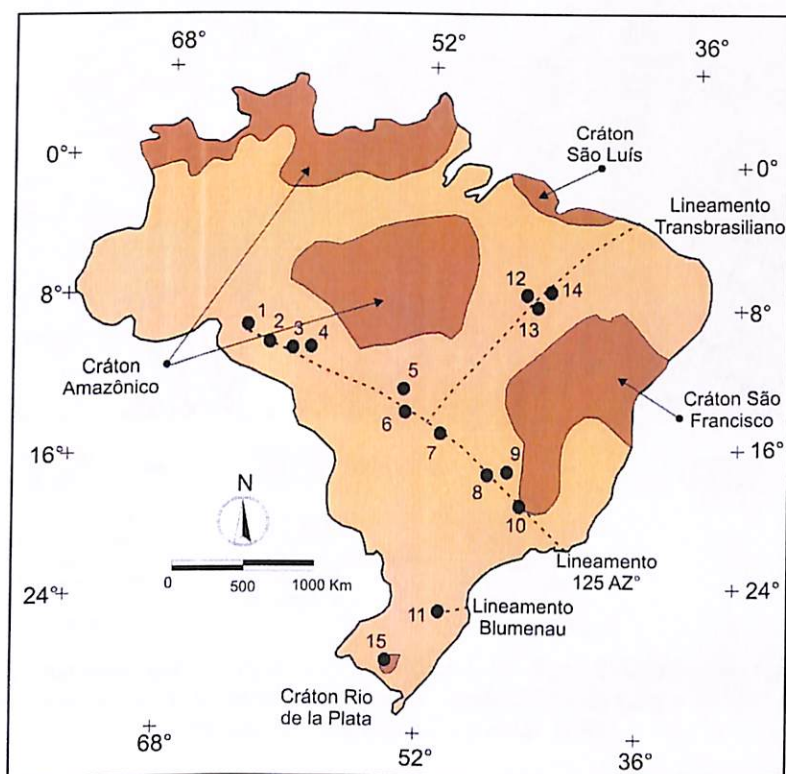


Figura 4.2 – Orientação das províncias kimberlíticas brasileiras segundo os lineamentos Transbrasiliano e 125° AZ. 1 – Ariquemes, 2 – Pimenta Bueno, 3 – Vilhena, 4 – Juína, 5 – Batovi, 6 – Poxoréu, 7 – Amorinópolis, 8 – Alto Paranaíba, 9 – Pres. Olegário, 10 – Bambuí, 11 – Lajes, 12 – Redondão, 13 – Gilbués, 14 – Picos, 15 – Jaguarí-Rosário do Sul. Modificado de Dardenne (2001).

Com a junção das áreas cratônicas no supercontinente Gondwana, nota-se também a continuidade das faixas móveis de idade Brasiliana/Pan-Africana (600-700 Ma) que as circundam. Observando o modelo com a junção do megacráton Congo-São Francisco, percebe-se a continuidade das faixas móveis Brasília/Araguaia (Brasil) e Damara/Katanga (África) e a relação de alinhamento entre o lineamento 125° AZ e os kimberlitos de Mbuji Maye, no Zaire e Mwadui, na Tanzânia. De maneira análoga, no megacráton Oeste Africano-São Luís, circundado pelas faixas móveis Gurupi/Araguaia (Brasil) e

Dahomeyides/Pharusiana (África), nota-se a continuidade do lineamento Transbrasiliano no continente africano com o nome de Kandi/Hoggar 4°50', no entanto não há relações com a ocorrência de intrusões de natureza kimberlíticas no lado africano (Figura 4.3).

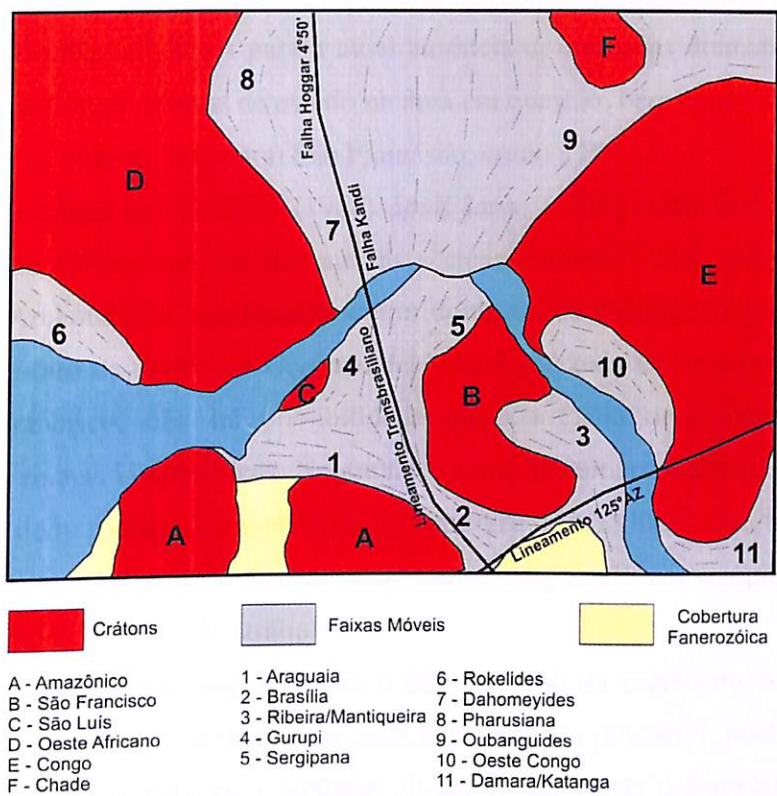


Figura 4.3 – Esquema mostrando a junção dos crátons São Luís-Oeste Africano e São Francisco-Congo e faixas móveis relacionadas. Notar a continuidade dos lineamentos Transbrasiliano e 125 ° AZ no continente Africano. Modificado de Trompette (1994).

Rochas kimberlíticas presentes na região de Coromandel teriam sido intrudidas como resultado de reativação de lineamentos pré-existent durante o período Cretáceo Inferior, ou em virtude da atividade de plumas mantélicas (Almeida e Svisero, 1991).

Datações K-Ar de intrusões de rochas básicas da PMAP (Amaral et al., 1966 *apud* Meyer et al., 1991) e no cráton do Congo (Siedner et al., 1968 *apud* Meyer et al., 1991) fornecem idades Cretáceas para ambas localidades. Essas informações, juntamente com o fato da disposição das intrusões brasileiras e africanas segundo *trends* NW-SE e NE-SW, respectivamente, se unirem num único cinturão no Gondwana, denotam uma origem contemporânea para os dois grupos de rochas.

4.3 - Discussões acerca da ausência de kimberlitos diamantíferos na região de Coromandel

Atualmente, mais de uma centena de rochas kimberlíticas de idade Cretácea são conhecidas na região de Coromandel, entretanto nenhuma apresentou teores diamantíferos econômicos. Diversas hipóteses para a atual ausência de intrusões diamantíferas têm sido desenvolvidas ao longo de anos de estudo na área em questão, bem como, em escala maior, para as regiões no entorno do cráton São Francisco, como a PMAP.

A regra criada por Clifford (1966) *apud* Janse (1991) estabelece que kimberlitos economicamente viáveis são restritos apenas a áreas cratônicas mais antigas que 2,5 Ga, denominadas Archons. Ao considerá-la como doutrina, convém-se simplesmente afirmar que, devido ao fato da região de Coromandel estar localizada em domínios exteriores ao cráton São Francisco, não há possibilidade da ocorrência de diamantes em escala econômica em rochas kimberlíticas. No entanto, como já comprovado em diversas regiões do globo, existem rochas diamantíferas de natureza kimberlítica em faixas móveis e cinturões de dobramentos ao redor de áreas cratônicas, sendo o exemplo mais citado o olivina lamproíta de Argyle (Austrália).

Meyer et al., (1991) sugerem que o magmatismo da região do Alto Paranaíba é resultado direto de tectônica extensional associada com um potencial, porém falho, *proto-rift*. A evidência maior para essa hipótese (Bizzi et al., 1991) é fornecida por cálculos geobarométrico em xenólitos ricos em espinélio, estudados nos corpos kimberlíticos Limeira I e Indaiá I, que indicam uma fonte litosférica rasa (< 100 Km) para os magmas geradores. A ausência de xenólitos de alta pressão frequentes em kimberlitos diamantíferos, como, por exemplo, granada peridotitos e o próprio diamante, além de corroborarem essa hipótese, pode ser uma explicação plausível para a ausência de corpos kimberlíticos diamantíferos na região estudada.

Tompkins e Gonzaga (1989) sugeriram um modelo no qual diversos clusters kimberlíticos localizados no Cráton São Francisco seriam a fonte primária dos diamantes. Os corpos teriam sido intemperizados e esses diamantes transportados para as margens do cráton por processos fluviais. Posteriormente os diamantes foram incorporados por geleiras das glaciações Jequitaí (Paleoproterozóica) e Santa Fé (Cambriana) e depositados na região

de Coromandel, onde grandes exemplares foram encontradas em tilitos da formação Ibiá (Barbosa et al., 1970).

A ocorrência de diamantes em camadas sedimentares Paleoproterozóicas a Quaternárias na região sul do Cráton São Francisco é conhecida e estudada desde o século 18, no entanto sua origem e localização de fontes primárias ainda é debatida. Exceção feita às minas de Romaria e Diamantina, todas as demais áreas de extração de diamantes na região são aluviões.

Com base em características de minerais pesados, Svisero (1979) sugeriu uma fonte Cretácea para os diamantes encontrados em conglomerados polimíticos da formação Tauá, na mina de Romaria, oeste de Coromandel e, conseqüentemente para toda a região. Dessa forma mantém-se plausível a provável existência de intrusões kimberlíticas diamantíferas na região. A existência de fontes primárias de idade Proterozóica é atestada pelo conglomerado diamantífero Mesoproterozóico da formação Sopa-Brumadinho, o qual alimentou a exploração de diamantes da região de Diamantina. Tais fontes teriam sido intemperizadas e os diamantes transportados por rios e posteriormente incorporados a sedimentos.

Analisando as hipóteses citadas acima, percebe-se que até o momento não foram levadas em consideração informações a respeito das raízes cratônicas profundas e possíveis relações delas com a intrusão de kimberlitos diamantíferos ou estéreis.

A partir de 1970 avanços obtidos em geofísica, particularmente em técnicas de aquisição e processamento sísmico, juntamente com o desenvolvimento e crescente sofisticação de métodos geocronológicos e petrológicos, permitiram o início de análises tridimensionais das áreas cratônicas. Desse momento em diante os crátons passaram a ser entendidos como peças litosféricas diferenciadas, caracterizadas por possuírem raízes mantélicas de 400 km de profundidade ou mais (Alkmin, 2004).

O modelo de magmatismo formulado para a província Yakutiana, uma das principais produtoras de diamantes do mundo, baseia-se no controle das intrusões kimberlíticas por sistemas de fraturas profundas reativadas em diferentes épocas desde a consolidação do cráton Leste Siberiano. As fraturas atuariam como condutos para a ascensão de magma do manto superior. Este modelo se apóia na datação de corpos kimberlíticos de idades variadas num mesmo campo, como, por exemplo, o campo de

Lower Olenek, onde foram datados corpos do Devoniano Superior (~ 355 Ma), Triássico Superior (~ 210Ma), Jurássico Superior (~ 150 Ma) e Cretáceo Inferior (~ 100 Ma).

Um possível modelo para geração de kimberlitos diamantífero em áreas cratônicas pode ser estabelecido levando-se em consideração: a extensão das raízes cratônicas (> 400 km); a ocorrência de falhas profundas em crátons, como no exemplo da província Yakutiana; a profundidade da zona de estabilidade grafita/diamante, estimada em aproximadamente 100 km (Mitchell, 1995) (Figura 4.4) e o fato de magmas kimberlíticos estarem relacionados à geração de plumas mantélicas na interface manto-núcleo (Haggarty, 1999). Assim, supõe-se um modelo no qual as raízes cratônicas estariam imersas na zona de estabilidade do diamante. O magma kimberlítico englobaria os minerais e ascenderia à superfície utilizando como conduto as falhas profundas. A ascensão rápida do magma kimberlítico impediria a desestabilização do diamante na zona da grafita, gerando assim kimberlitos diamantíferos na crosta terrestre.

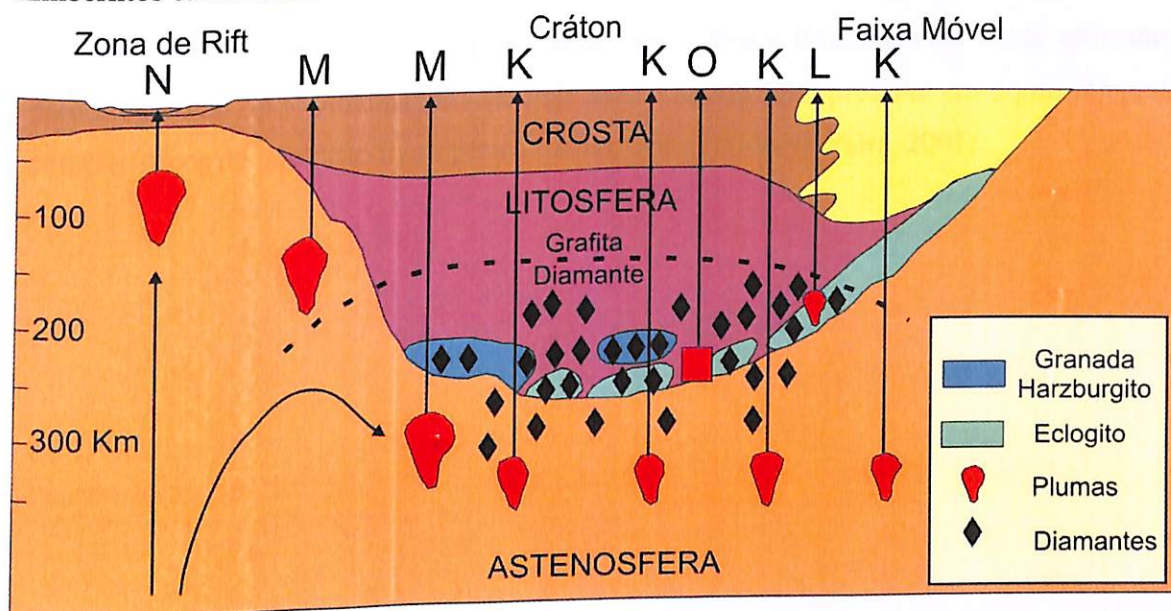


Figura 4.4 – Distribuição de diamantes na seção hipotética de um cráton Arqueano, faixa móvel marginal e rift recente; curva de estabilidade grafita/diamante e composição do manto. N = Nefelinitos, M = Melilitos, K = Kimberlitos, O = Orangeitos, L = Lamproítos. Modificado de Mitchell (1995)

4.4 - Sugestões

No sentido de aprimorar o estudo de rochas kimberlíticas visando a exploração de diamantes em território brasileiro, algumas medidas seriam providenciais.

O aprimoramento do estudo das áreas cratônicas do Brasil, consideradas os principais locais de intrusões de rochas kimberlíticas, com o intuito de delimitar seus

limites reais e prováveis zoneamentos (Archons, Prótons e Tectons), direcionaria o foco apenas para as áreas com alta probabilidade de ocorrência de intrusões diamantíferas.

O estudo de novas fontes primárias alternativas aos kimberlitos, como o bem sucedido olivina lamproíto de Argyle, ampliaria as possibilidades das ocorrências de diamantes outras litologias. Dentre as descobertas mais recentes podem ser citadas: rochas metamórficas de alto grau da Rússia e China (Sobolev e Shatsky, 1990 *apud* Costa, 1996), lentes e/ou camadas de harzburgitos cromitíferos em complexos ofiolíticos na Rússia, Canadá, Austrália, China e Marrocos (Janse, 1991).

O desenvolvimento de novas técnicas exploratórias para a prospecção das gemas, visando o melhoramento da análise pré-campo e a delimitação de áreas potenciais, auxiliariam os já tradicionais métodos, como o da amostragem de minerais pesados e da magnetometria aérea/terrestre, considerada a segunda técnica mundialmente mais usada na detecção direta de kimberlitos. Desde 1997 imageadores multiespectrais operando no intervalo de comprimento de onda do SWIR (Short Wave Infrared) vêm sendo utilizados para a detecção de anomalias geradas pela hidroxila Mg(OH) presente em argilo-minerais característicos da alteração intempérica rochas kimberlíticas (Pereira, 2001).

Referências Bibliográficas

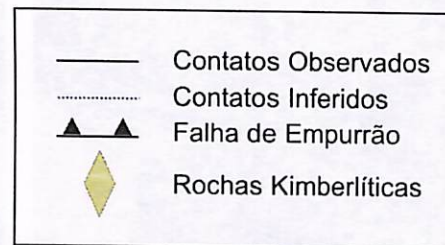
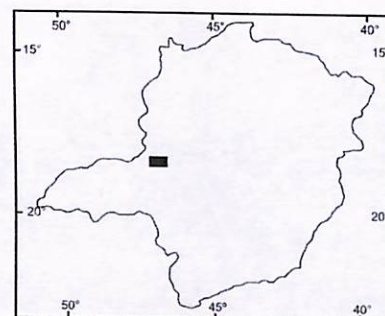
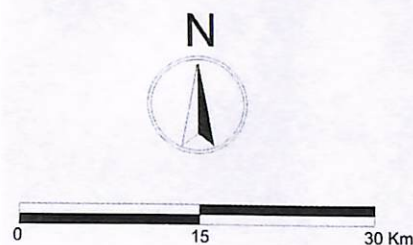
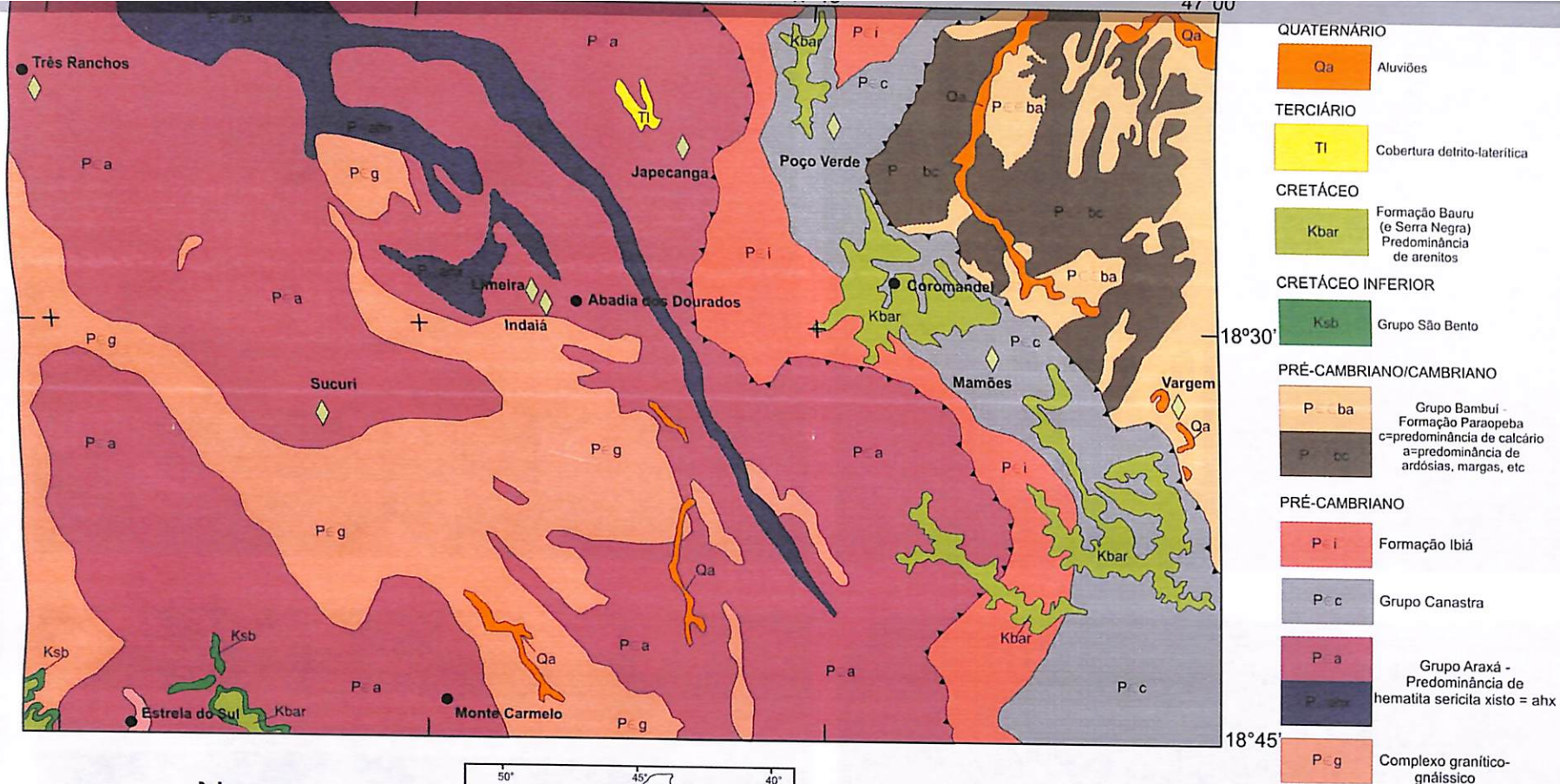
- ALKMIN, F. F. O que faz de um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: *Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Cap 1, p. 17-35. 2004.
- ALMEIDA, F. F. M. & SVISERO, D. P. Structural setting and tectonic control of kimberlite rocks of Brazil. Extended Abstracts In: Meyer, H. O. A. & Leonardos, O. Proceedings of the fifth international kimberlite conference. Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths. CPRM, vol 2, p. 3-5, 1991.
- BARBOSA, O. Diamante no Brasil – Histórico, ocorrências, prospecção e lavra. CPRM, Rio de Janeiro, 136 p., 1991.
- BIZZI, L. A., SMITH, C. B., DE WIT, M. J., ARMSTRONG, R. A., MEYER, H. O. A. Mesozoic kimberlites and related alkalic rocks in the south-western São Francisco Craton, Brazil: a case for local mantle reservoirs and their interaction. In: Meyer, H. O. A. & Leonardos, O. Proceedings of the fifth international kimberlite conference. Diamonds: Characterization, genesis and exploration. CPRM, vol 2, p. 156-171, 1991.
- CLEMENT, C. R. & SKINNER, E. M. W. A textural-genetic classification of kimberlite rocks. 2nd Kimberlite Symposium. Cambridge, p. 18-21, 1979.
- COSTA, V. S. Estudos mineralógicos e químicos do kimberlito Batovi 6 (MT) em comparação com as intrusões Três Ranchos 4 (GO) e Limeira 1 (MG). Tese de mestrado – UNICAMP, 112 p., 1996.
- CROUGH, S. T., MORGAN, W. J. & HARGRAVES, R. B. Kimberlites: Their relation to mantle hotspots. *Earth Planet. Sci. Letters*, vol 50, p. 260-274, 1980.
- DARDENNE, M. A. & SCHOBENHAUS, C. *Metalogênese do Brasil*. CPRM, Brasília, 362 p., 2001
- DAWSON, J. B. Geographic and time distribution of kimberlites and lamproites: relationships to tectonic process. In: Ross, J. Proceedings of the fourth international kimberlite conference. *Geol. Soc. of Australia Spec. Publ.*, vol 1, p. 323-342. 1989.
- DAWSON, J. B. *Kimberlites and their xenoliths*. Springer-Verlag, New York, 250p., 1980.
- DAWSON, J. B. The structural settings of African kimberlite magmatism. In: Clifford, T. N., *African magmatism and tectonics*. Oliver & Boyd, Edinburgh. p. 321-335, 1970.
- DUNN, D. P. Diamonds economics of the Prairie Creek lamproite, Murfreesboro, AR, USA. *Ore Geology Reviews*, vol 22, p. 251-292, 2003.

- FISHWICK, S., KENNETT, B. L. N., READING, A. M. Contrasts in lithospheric structure within the Australian craton – insights from surface wave tomography. *Earth and Plan. Sci. Letters*, vol 231, 163-176, 2005.
- GIBSON, S. A., THOMPSON, R. N., 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. of petrology*, vol 36, p. 189-229, 1995.
- GONZAGA, G. M. & TOMPKINS, L. A. Geologia do diamante. In: Principais depósitos minerais do Brasil. CPRM, Brasília, vol 4, p. 53-116, 1991
- GOSH, J. G. 3,56 Ga tonalite in the central part of the Bastar Craton, India: oldest indian date. *J. of Asian Earth Sci*, vol 23, p. 359-364, 2004.
- GRIFFIN, W. L., O'REILLY, S. Y., DOYLE, B. J., PEARSON, N. S., COOPERSMITH, H., KIVI, K., MALKOVETS, V., POKHILENKO, N. Litosphere mapping beneath the North American plate. *Lithos*, vol 77, p. 873-922, 2004.
- HAGGERTY, S. E. Kimberlites in western Liberia: an overview of the geological settings in a plate tectonic framework. *J. Geophys. Res.*, vol 87, p. 10811-10826, 1982.
- HAGGERTY, S. E. & BIRKETT, T. Geological setting and chemistry of kimberlite clan rocks in Dharwar Craton, India. *Litho*, vol 76, p. 535-549, 2004.
- HAWTHORNE, J. B. Model of a kimberlite pipe. *Phys. Chem. Earth.*, vol 9, p. 1-15, 1975.
- HEAMAN, L. M., KJARSGAARD, B. A., CREASER, R. A. The temporal evolution of North American kimberlites. *Lithos*, vol 76, p. 377-397, 2004.
- HEAMAN, L. M., KJARSGAARD, B. A., CREASER, R. A. The timing of kimberlite magmatism in North America: implications for global kimberlite genesis and diamond exploration. *Lithos*, vol 71, p. 153-184, 2003.
- HERZ, N. Timing and spreading in South Atlantic: information from Brazilian alkaline rocks. *Geol. Soc. of America Bulletin*, vol 88, p. 101-112, 1977.
- JANSE, A. J. A. & SHEANAN, P. A. Catalogue of world wide diamonds and kimberlites occurrences: a selective and annotative approach. *J. of Geochem. Expl.*, vol. 53, p. 73 – 111, 1995.
- JANSE, A. J. A. Is Clifford's Rule still valid? Affirmative examples from around the world. In: Meyer, H. O. A. & Leonardos, O. Proceedings of the fifth international kimberlite conference. *Diamonds: Characterization, genesis and exploration*. CPRM, vol 2, p. 215-235, 1991.
- JANSE, A. J. A. Kimberlites – Where and when. *Publs. Geol. Dep. & Univ. West. Austr.*, 8, p. 19-49, 1984.

- JAQUES, A. L. & MILLIGAN, P. R. Patterns and controls on the distribution of diamondiferous intrusions in Australia. *Lithos*, vol 77, p. 783-802, 2004.
- KAMINSKY, F. V., SABLUKOV, S. M., SABLUKOVA, L. I., CHANNER, M. D. Neoproterozoic "anomalous" kimberlites of Guaniamo, Venezuela: mica kimberlites of "isotopic transitional" type. *Lithos*, vol 76, p. 565-590, 2004.
- LEONARDOS, O. H. & MEYER, H. O. A. Geology of western Minas Gerais. In: Leonardos, O. H., Meyer, H. O. A. e Gaspar, J. C. Field Guidebook. Proceedings of the fifth international kimberlite conference. Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths. CPRM, vol 3, p. 17-24, 1991.
- MAINIKAR, D., LEHMANN, B., HAGGERTY, S. E. The crater-facies kimberlite system of Tokapal, Bastar District, Chhattisgarh, India. *Lithos*, vol 76, p. 201-217, 2004.
- MEYER, H. O. A. Kimberlites of the continental United States – A review. *J. of Geol.*, vol. 84, p. 377-403, 1976.
- MEYER, H.O. A., GARWOOD, B. L., SVISERO, D. P., SMITH C. B. Alkaline ultrabasic intrusions in western Minas Gerais, Brazil. In: Meyer, H. O. A. & Leonardos, O. Proceedings of the fifth international kimberlite conference. Diamonds: Characterization, genesis and exploration. CPRM, vol 2, p. 140-155, 1991.
- MEYER, H.O. A. & SVISERO, D. P. Kimberlites and diamonds in Brazil: windows to the upper-mantle. *Acad. Bras. de Ciências*, vol 52, p. 819-825, 1980.
- MITCHELL, R. H. Kimberlites, Orengites and Related Rocks. Plennun Press. New York, 410 pp., 1995
- MITCHELL, R. H. Kimberlites and Lamproites: primary sources of diamonds. *Geosc. Canada*, vol 18(1), p. 1-16, 1991.
- MITCHELL, R. H. Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology. Plennun press, 442p., 1986.
- PANDIT, M. K., CARTER, L. D., ASHWAL, R. D., TUCKER, TORSVIK, T. H., JAMTVEIT, B., BHUSHAN, S. K. Age, petrogenesis and significance of 1 Ga granitoids and related rocks from Sedra area, Aravalli Craton, NW India. *J. of Asian Earth Sci.*, vol 22, p. 363-381, 2003.
- PEREIRA, R. S. Técnicas exploratórias na prospecção de kimberlitos – Estudo de caso. *Rev. Bras. de Geociências*, vol 31(4), p. 405-416, 2001.
- PIMENTEL N. M. & FUCK, R. A. Neoproterozic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, vol 20, p. 375-379, 1992.

- SCOTT SMITH, B. H. & SKINNER, E. M. W. Diamondiferous lamproites. *J. of Geol.*, vol 92, p. 433-438, 1983.
- SKINNER, E. M. & CLEMENT, C. R. Mineralogical classification of Southern African kimberlites. In: Boyd, F. R. & Meyer, H. O. A.. *Kimberlites, diatremes and diamonds: Their geology, petrology and geochemistry*. Am. Geophys. Union, p. 129-139, 1979.
- SVISERO, D. P. Distribution and origin of diamonds in Brazil: an overview. *J. Geodynamics*, vol 20, p. 493-514, 1995.
- SVISERO, D. P. Piropos cromíferos da mina de diamantes de Romaria: composição química e origem. *Bol. Mineralógico*, vol 6, p. 7-14, 1979.
- SVISERO, D. P., MEYER, H. O. A., HARALYI, N. L. E., HASUI, Y. A note on the geology of some brazilian kimberlites. *J. of geology*, vol 92, p. 331-338, 1984.
- THOMPSON, R. N. & GIBSON, S. A. Subcontinental mantle plumes, hot spots and pre-existing thinspots. *J. of the Geol. Soc*, vol 148, p. 973-977, 1991.
- TOMPKINS, L. A. Tectono-structural environments of primary diamond source rocks in Brazil: a review. In: Meyer, H. O. A. & Leonardos, O. *Proceedings of the fifth international kimberlite conference. Diamonds: Characterization, genesis and exploration*. CPRM, vol 2, p. 259-267, 1991.
- TOMPKINS, L. A. & GONZAGA, G. M. Diamonds in Brazil and a proposed model for the origin and distribution of diamonds in the Coromandel region, Minas Gerais, Brazil. *Econ. Geology*, vol 84, p. 591-602, 1989.
- TROMPETTE, R. Geology of western Gondwana (2000 – 500 Ma) Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa. A.A. Balkema/Rotterdam/Brookfield. 350 p., 1994.
- WYATT, B. A., SHEE, S. R., GRIFFIN, W. L., ZWEISTRA, P., ROBINSON, H. R. The petrology of the Cleve Kimberlite, Eyre Peninsula, South Australia. In: Meyer, H. O. A. & Leonardos, O. *Proceedings of the fifth international kimberlite conference. Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths*. CPRM, vol 1, p. 62-79, 1991.
- ZHENG, P., HU, S., WAN, G. A review of the geology of some kimberlites in China. In: Ross, J. *Kimberlites and related rocks I*. Geol. Soc. of Australia, Special Publications, vol 14, p. 392-400, 1989.

ANEXOS



Anexo I – Mapa geológico da região de Cormandel, Minas Gerais.



Exo II - Furos de sondagem do kimberlitos Galeria (Coromandel, MG). Notar aspecto brechado e presença de enólitos de rochas encaixantes nas amostras de facies diatreme (23,06 m de prof.) (A e C) e aspecto maciço e coloração escura nas amostras de facies hipoabissal (67, 82 m de prof.) (B e D).