

ESTUDOS MINERALÓGICOS E QUÍMICOS DO
KIMBERLITO BATÓVI 6 (MT) EM COMPARAÇÃO
COM AS INTRUSÕES TRÊS RANCHOS 4, GO E
LIMEIRA 1, MG

V.S. Costa

Departamento de Metalogênese e Geoquímica, IG/UNICAMP, Caixa Postal 6152, Cep: 13083-970,
Campinas, SP

B.R. Figueiredo

Departamento de Metalogênese e Geoquímica, IG/UNICAMP, Caixa Postal 6152, Cep: 13083-970,
Campinas, SP

R.K. Weska

Departamento de Recursos Minerais, ICET/UFMT, Av. Fernando Correa da Costa S/N,
Cep: 78060-000, Cuiabá, MT

ABSTRACT

Mineralogical and textural phase relations in the Batovi 6 kimberlite (State of Mato Grosso, Brazil) together with geochemical and radiogenic isotope data ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512701$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70440$) indicate that this intrusion is a tuffisitic kimberlite breccia of diatrema facies, classified as a craton related Group IA kimberlite.

Garnet macrocrysts of peridotite type are abundant in Batovi 6 and their chemical compositions indicate equilibration under high temperature and pressure conditions. However, some garnet crystals separated from heavy mineral concentrate show Na_2O , Al_2O_3 , SiO_2 contents resembling Group B eclogitic garnet which occurs as inclusions in diamond from the Monastery kimberlite mine (South Africa) and from alluvial deposits of Juína, MT (Brazil).

Although there are indications that the Batovi 6 kimberlite was formed in a fertile portion of the asthenospheric mantle, the chemical compositions of ilmenite and garnet indicate conditions unsuitable for diamond preservation.

The Três Ranchos 4 and Limeira 1 intrusions show petrographic characteristics of hipabyssal facies and are classified as macrocrystalline kimberlites. Whole rock chemistry, and mineral compositions of the Três Ranchos 4 intrusion indicate its derivation from a mantle portion with favorable conditions for the formation and preservation of diamond.

Inasmuch as magnesian ilmenites in the Limeira 1 intrusion depicted relatively higher Cr_2O_3 and MnO contents, indicating low $f\text{O}_2$, whole rock with low MgO/CaO ratios and the absence of garnet suggest that this intrusion originated in a shallow lithospheric source, in which diamond is not stable.

RESUMO

As características texturais da intrusão Batovi 6 (MT), a sua composição mineralógica à base de olivina, granada, ilmenita, espinélio, flogopita e perovskita, e as suas assinaturas geoquímica e isotópica ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512701$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70440$) indicam que essa rocha é uma brecha kimberlítica tufácea de fácies diatrema, pertencente à classe dos kimberlitos do Grupo IA.

Nessa rocha, ocorrem granadas do tipo peridotítico de alta temperatura e pressão. Porém, alguns cristais de granada apresentam teores de Na_2O , Al_2O_3 e SiO_2 semelhantes aos de granada eclogítica incluída em diamantes da mina kimberlítica de Monastery (África do Sul) e de depósitos aluviais da região de Juína, MT.

Apesar das indicações de que o kimberlito Batovi 6 formou-se no manto astenosférico fértil, as composições químicas de ilmenita e granada sugerem a ocorrência de condições oxidantes desfavoráveis à preservação dos diamantes.

As intrusões Três Ranchos 4 e Limeira 1 apresentam características texturais de fácies hipobissal e são classificadas como kimberlitos macrocristalinos. Os resultados de análise química de minerais indicadores (olivina e cromita) da intrusão Três Ranchos 4, associados às estimativas anteriores de temperatura e pressão, apontam para a origem desta intrusão em uma porção do manto litosférico com condições favoráveis à formação e preservação de diamantes.

Embora as análises químicas indiquem altos teores de Cr e Mn em ilmenita da intrusão Limeira 1 (condições de $f\text{O}_2$ baixa), a ausência de granada e a baixa razão MgO/CaO , nessa rocha, sugerem que essa intrusão originou-se, possivelmente, em uma porção rasa do manto litosférico na qual o diamante não é estável.

INTRODUÇÃO

Até o início dos anos 60, mais de 80% em peso dos diamantes do mundo eram extraídos de depósitos sedimentares

do tipo *placers*. A partir de novas descobertas de depósitos primários com altos teores, o quadro inverteu-se e, atualmente, cerca de 75% da produção mundial de diamantes naturais

provêm de depósitos primários de kimberlitos e/ou lamproitos (Levinson et al., 1992).

No Brasil, que ocupa a oitava posição na produção mundial de diamantes naturais

e apresenta 11 províncias kimberlíticas conhecidas (Almeida & Svisero, 1991) até o presente, não foram identificados kimberlitos e/ou lamproitos diamantíferos com teores econômicos (Gonzaga & Tompkins, 1991).

Entretanto, corpos portadores de diamantes, com teores subeconômicos, já foram indicados na província do Alto Paranaíba por Barbosa (1991) e Gonzaga & Tompkins (1991). Os últimos autores mencionam, também, como áreas favoráveis para ocorrência de corpos mineralizados, as províncias de Paranatinga e de Juína, no Estado do Mato Grosso. Mais recentemente, descobertas de corpos mineralizados na província de Juína e na região de Pimenta Bueno (RO) têm sido mencionadas, porém, ainda não confirmadas pelas empresas que atuam nessas regiões.

Diante dessa realidade, é evidente que o aprofundamento dos estudos das províncias kimberlíticas/diamantíferas brasileiras possui, não apenas uma importância científica, como também econômica.

O presente estudo visa comparar a mineralogia e a composição química de rocha total do kimberlito Batovi 6 e/ou Córrego da Boa Esperança (Pinho et al., 1994), localizado na província de Paranatinga, MT (Fragomeni, 1976), com outros dois corpos, Limeira 1 (Meyer & Svisero, 1991; Bizzi et al., 1991; Meyer et al., 1994; Bizzi et al., 1994) e Três Ranchos 4 e/ou Fazenda Alagoinha (Danni et al., 1991; Bizzi et al., 1991; Leonardos et al., 1993; Gibson et al., 1995), estes últimos pertencentes à província do Alto Paranaíba (MG e GO). É feita, também, uma tentativa de classificar petrograficamente essas rochas, avaliar o potenci-

al metalogenético dessas províncias e sugerir guias mineralógicos e químicos para a prospecção de diamante no Brasil.

LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS ESTUDADAS

As áreas estudadas pertencem às províncias kimberlíticas/diamantíferas de Paranatinga e do Alto Paranaíba, as quais estão localizadas próximo às bordas dos Cratons do Amazonas e do São Francisco, respectivamente (Fig. 1).

A primeira província, na região centro-leste do Estado do Mato Grosso, apresenta cerca de quatro dezenas de intrusões (Fragomeni, 1976), distribuídas nos vales dos altos cursos dos rios Batovi, Jatobá e Coliseu, cabeceiras do rio Xingu.

O kimberlito Batovi 6 (BAT6) tem uma área de cerca de 2,0 ha (Pinho et al., 1994) e situa-se 32 km a norte da cidade de Paranatinga, MT (Fig. 2), a 1 km da margem direita do rio Batovi, e coordenadas 54°08'W e 14°09'S.

A província do Alto Paranaíba distribui-se nas porções sudoeste do Estado de Minas Gerais e sudeste do Estado de Goiás (Fig. 1). Os corpos TR4 e LIM1 fazem parte desta província junto com outras centenas de intrusões. O corpo Limeira 1 (LIM1) tem uma área de cerca de 3,5 ha (Meyer & Svisero, 1991) e localiza-se dentro da Fazenda Limeira, 20 km ao norte da cidade de Monte Carmelo, MG, com coordenadas geográficas 47°31'W e 18°33'S, aproximadamente.

A intrusão Três Ranchos 4 (TR4) ocupa uma área com cerca de 0,5 ha (Danni et al., 1991) e situa-se 5 km a noroeste da cidade balneária de

Três Ranchos, GO, cerca de 300m a sudeste da Fazenda Alagoinha, com coordenadas geográficas 47°49'W e 18°19'S.

MATERIAIS E MÉTODOS

Os trabalhos de campo nas áreas das intrusões LIM1 e TR4 constaram de reconhecimento geológico e coleta de amostras desses corpos e suas respectivas encaixantes.

Na área do BAT6 foi aberto um poço (1,0 m de diâmetro por 6 m de profundidade) para amostragem de rochas e de minerais resistatos do manto de intemperismo.

As amostras de solo foram concentradas em bateia e peneiradas (< 0,25 mm) para posterior separação de granada, ilmenita e espinélio, em lupa binocular, e confecção de embutidos monominerálicos.

Após a realização dos estudos petrográficos, seis lâminas delgadas, representativas das respectivas intrusões, foram analisadas qualitativamente ao microscópio eletrônico de varredura (Stereoscan 200; CBMM, Araxá, MG). Em seguida, as fases minerais de interesse foram analisadas quantitativamente em microsonda eletrônica (Cameca SX-50), nos laboratórios dos Institutos de Geociências da UnB (Brasília) e da UFRGS (Porto Alegre). As microanálises foram realizadas nas condições experimentais estabelecidas por esses laboratórios, incluindo potencial de aceleração entre 10 - 25 kV, corrente de 3 nA e tempo de contagem de 10 segundos, em média, por elemento.

Amostras representativas dos três corpos também foram analisadas quimicamente para rocha total, após a eliminação cuidadosa de xenocristais e

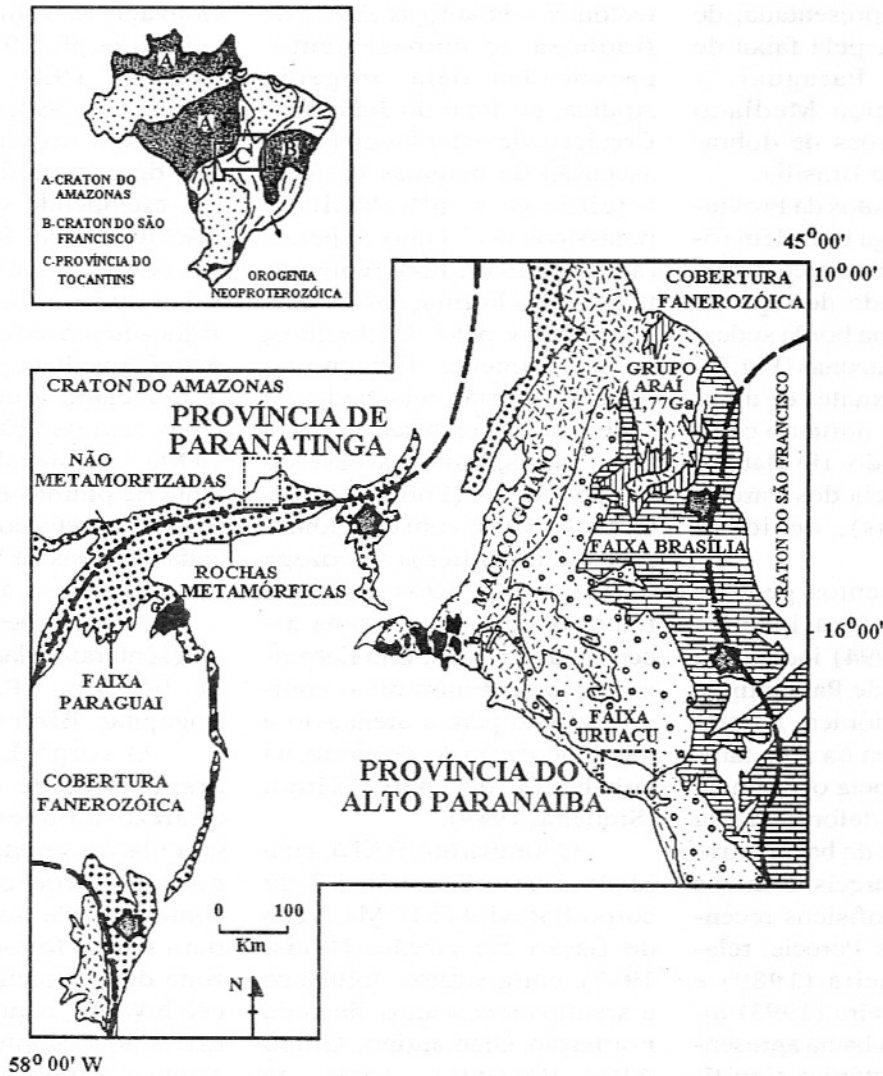


Figura 1- Mapa geotectônico da província Tocantins (Almeida, 1981) na região centro-oeste do Brasil, mostrando as principais unidades tectônicas (Faixas de dobramentos Paraguai-Araguaia, Uruaçu e Brasília e o Maciço Mediano Goiano), modificado de Pimentel & Fuck (1992). Os quadrados pontilhados representam as províncias de Paranatinga (MT) e do Alto Paranaíba (MG e GO). As linhas grossas tracejadas representam os limites das áreas cratônicas e as setas indicam as vergências tectônicas dos cinturões de rochas supracrustais.

xenólitos da crosta e do manto. As análises químicas foram realizadas nos laboratórios de geoquímica do IG/UNICAMP e GEOLAB (Belo Horizonte).

Os teores de MgO, Na₂O e Cu das amostras (BAT6, TR4 e LIM1) foram obtidos por espectrometria de absorção atômica (AAS) após dissolução das amostras em HF+HClO₄/HCl. Os demais óxidos e elementos traços foram dosados por espectrometria de fluores-

cência de raio X (FRX) em pastilhas fundidas, com metaborato + tetraborato de lítio, para os elementos maiores, e em pastilhas prensadas de amostras pulverizadas, para a leitura dos elementos traços.

No GEOLAB, os elementos maiores e traços, incluindo os elementos do grupo das terras raras, foram dosados por espectrometria de emissão com plasma induzido (ICP-AES).

Finalmente, para a intru-

são BAT6, foram feitas análises isotópicas para Sm - Nd e Rb - Sr, em rocha total, no Centro de Pesquisas Geocronológicas e Geologia Isotópica da USP.

AMBIENTE GEOLÓGICO E TECTÔNICO

A Província do Tocantins (Almeida et al., 1981), localizada na parte central do Brasil

(Fig. 1), está representada, de oeste para leste, pela faixa de dobramentos Paraguai - Araguaia, Maciço Mediano Goiano e cinturões de dobramentos Uruaçu e Brasília.

Os kimberlitos da Província de Paranatinga intrudem rochas sedimentares pouco deformadas da unidade de topo da Faixa Paraguai, na borda sudeste do Craton Amazonas (Fig. 2). As rochas encaixantes de algumas intrusões, a norte do campo kimberlítico do rio Batovi, pertencem à Bacia dos Parecis (Grupo Parecis), de idade cretácea.

Levantamentos geofísicos de perfilagem gravimétrica (Pinho et al., 1994) indicaram que a província de Paranatinga recobre área cratônica. A estabilidade tectônica da área também é sugerida pela ocorrência de rochas pouco deformadas da Faixa Paraguai e da bacia intracratônica dos Parecis. Estudos geológicos e geofísicos recentes na Bacia dos Parecis, relatados por Siqueira (1989) e Siqueira & Teixeira (1993) indicaram que essa bacia apresentou atividade tectônica significativa durante o Cretáceo e Terciário. O magmatismo básico do interior e bordas desta bacia esteve condicionado pela instalação dos arcos internos, realçados por contornos gravimétricos e depocentros do Cretáceo e Terciário. Os autores associam este condicionamento estrutural aos pulsos tectônicos da orogenia Andina (Jurássico - Cretáceo).

Um dos arcos internos desta bacia (Arco da Serra Formosa), de direção NW-SE e localizado entre os altos cursos dos rios Juruena e Xingu, parece coincidir com os campos kimberlíticos do rio Batovi e Jatobá. Uma análise mais regional sugere que as reativações

tectônicas de antigas linhas de fraqueza do embasamento, provocadas pela orogenia Andina, no final do Jurássico-Cretáceo, deve ter favorecido a ascensão de magmas básicos/ toleióticos e ultrabásicos/ potássicos do Manto Superior (astenosférico), hoje representados pelas Formações Anari e Tapirapuã e pelos kimberlitos, respectivamente. Evidências, para tanto, estão registradas na sedimentação cretácea da Bacia dos Parecis, tanto na base do Grupo Parecis (Formação Salto das Nuvens) com conglomerados diamantíferos (Gonzaga & Tompkins, 1991) e intertrapes basálticos, como na ascensão do arco da Serra Formosa que determinou novo comportamento para a drenagem e a sedimentação do Terciário, na sub-bacia do Alto Xingu (Siqueira, 1989).

O kimberlito BAT6, cuja idade é correlacionável à do corpo Batovi 9 (121 Ma, traço de fissão em zircão, Davis, 1977), corta siltitos, folhelhos e arenitos arcoseanos finos da Formação Diamantino, Grupo Alto Paraguai, topo da Antefossa do Alto Paraguai. Xenólitos destas rochas sedimentares são abundantes no diatrema BAT6.

A província ígnea do Alto Paranaíba encaixa-se em rochas neoproterozóicas da porção meridional da Faixa Brasília, unidade mais a leste da província do Tocantins (Fig. 1). Esta faixa de dobramentos e empurros recobre o limite sudoeste do Craton do São Francisco. Além de kimberlitos, a província também contém vários complexos carbonatíticos, diatremas tufáceos de afinidade kamafugítica, olivina melilitos e olivina lamproítos madupíticos (Barbosa, 1991; Bizzi et al., 1994; Danni et al., 1991;

Gonzaga & Tompkins, 1991; Gibson et al., 1995; Meyer & Svisero, 1991; Ramsay & Tompkins, 1994, entre outros).

Esta província alcalina tem direção preferencial NW-SE, estendendo-se desde a região de Bambuí até Caldas Novas (GO). A sua configuração foi condicionada por um arqueamento crustal (Arco do Alto Paranaíba), provavelmente associado a uma atividade ígnea com duração de cerca de 10 Ma, interpretada como resultante de plumas mantélicas do final do Cretáceo, hoje localizada nas ilhas de Vitória - Trindade (Gibson et al., 1995).

As intrusões LIM1 e TR4 apresentaram idades em torno de 95 Ma. (Rb - Sr em flogopitas, Bizzi et al., 1994).

O corpo LIM1 intrude granitóides de composição quartzo-monzonítica, com granulação grossa, interpretados, por Brod et al. (1991), como intrusões tardias, que teriam sido deformadas por uma zona de cisalhamento de direção NW-SE, e que são relacionadas ao Complexo granítico Monte Carmelo, com idade de 800 M.a. (Cordani & Siga Jr., 1978 *apud* Brod et al., 1991). Xenólitos desses granitóides ocorrem na rocha LIM1.

A norte da intrusão LIM1, Brod et al. (1991) descreveram a ocorrência de estaurolita-mica xistos, com intercalações de metabasitos finos (anfíbolitos), a qual denominaram Sequência Vulcano-sedimentar Abadia dos Dourados, considerada base do Grupo Araxá na região.

As rochas encaixantes do kimberlito TR4 são granitóides semelhantes às do corpo LIM1. A intrusão TR4 também contém xenólitos desses granitóides. Para Leonardos et al. (1993), o embasamento na re-

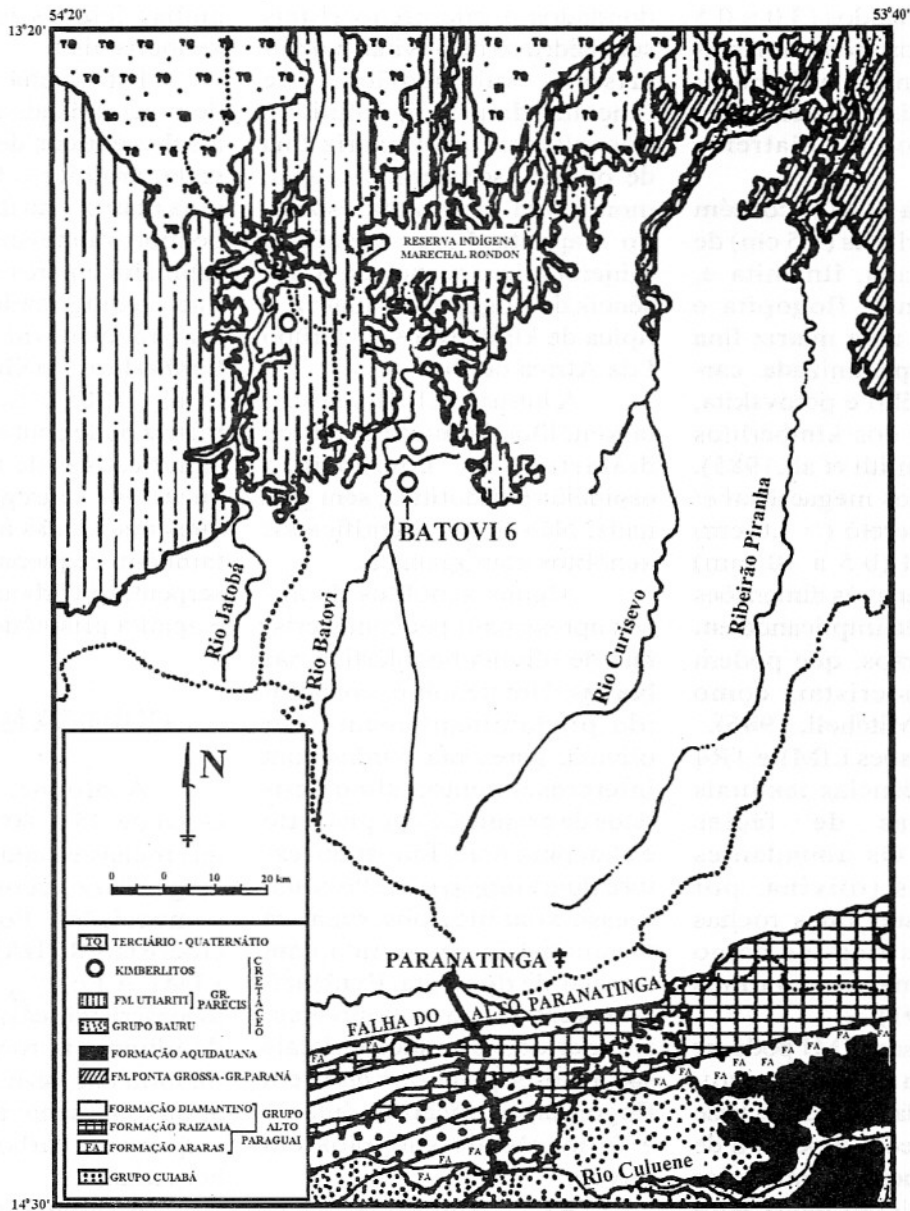


Figura 2 - Mapa geológico da região de Paranatinga, MT modificado de Pinho et al. (1994), mostrando a localização dos campos kimberlíticos dos Rios Batovi e Jatobá.

gião de Três Ranchos inclui granitóides tardios, deformados juntamente com os anfibolitos (metagabros, metabasaltos), xistos e quartzitos que constituem a unidade basal do Grupo Araxá.

PETROGRAFIA

A intrusão BAT6 exibe a fácies de diatrema preservada,

uma vez que somente a parte superior da cratera foi erodida. As amostras apresentam estrutura brechada e estão bastante alteradas.

O volume abundante (> 15%) de clastos (> 4 mm), inclusos no BAT6, e a textura do tipo *pelletal lapilli*, permitem classificar a amostra da rocha como uma brecha kimberlítica tufácea de fácies diatrema

(Mitchell, 1991). Os clastos são angulosos e os mais comuns são de arenito fino e siltito marrom chocolate, parcialmente carbonatizados e com texturas radiais. Ocorrem, subordinadamente, xenólitos mantélicos ricos em granada. São também visíveis grãos de quartzo e plagioclásio, bem como fragmentos de rochas sedimentares, muito finas, verde escuros.

Xenólitos alongados (3,0 x 0,5 cm), compostos predominantemente por granada, e abundantes megacristais de ilmenita são característicos do diatrema BAT6.

A rocha BAT6 contém macro/megacristais (1,5 cm) de olivina, granada, ilmenita e, mais raramente, flogopita e espinélio, em uma matriz fina de olivina serpentizada, carbonato, espinélio e perovskita, à semelhança dos kimberlitos do Grupo I (Smith et al., 1985).

Os termos megacristal e/ou nódulo discreto (> 1,0 cm) e macrocristal (0,5 a 10 mm) referem-se apenas às dimensões dos cristais, não implicando em gênese dos grãos, que podem ser tanto fenocristais como xenocristais (Mitchell, 1986).

As intrusões LIM1 e TR4 mostram evidências texturais características de fácies hipoabissal. Os abundantes macrocristais (olivina, por exemplo) nestas duas rochas permite classificá-las como kimberlitos macrocristalinos (Mitchell, 1991).

Na intrusão LIM1 pode ser observada uma espécie de estrutura acamadada, na qual a base das camadas, com espessura de até 5 cm, exibem acumulações de macrocristais de olivina, lembrando uma "sedimentação magmática". Além de xenólitos angulosos de composição granítica, com bordas carbonatizadas, também ocorrem xenólitos de rochas máficas e fragmentos arredondados (centimétricos) de calcita. As estruturas observadas e a presença de texturas de segregação de macrocristais e cumulos de calcita sugerem tratar-se de uma intrusão em forma de *sill*, muito semelhante à de Benfontein, na África do Sul (Mitchell, 1986).

A rocha LIM1 contém macrocristais (1 - 6 mm) arre-

dondados e microfenocristais subeuédricos de olivina, macrocristais subeuédricos de ilmenita, diopsídio, cromita e flogopita, em uma matriz fina de olivina, serpentina, calcita, monticelita, perovskita, espinélio e apatita. Essa assembléia mineralógica, associada à ausência de flogopita na matriz, é típica de kimberlitos do Grupo I da África do Sul.

A intrusão LIM1 apresenta xenólitos com até 3 cm de diâmetro de composição espinélio-peridotítica, sem granada. Não foram identificados xenólitos com granada.

Alguns xenólitos duníticos apresentam pequenos cristais de olivina neoblástica nas bordas. Um xenólito, constituído predominantemente por olivina, apresenta bordas com intercrescimentos simplectíticos de cromita, flogopita, orto e clinopiroxênio, formando textura típica *fingerprint*. Próximo a esse xenólito, observam-se macrocristais de cromita com lamelas de flogopita. Evidências dos esforços a que estiveram submetidos os macrocristais são a presença de *kink band* em flogopita, extinção ondulante e formação de subgrãos em olivina.

As amostras do kimberlito TR4, coletadas em um dique de borda da intrusão, são verde escuras e contêm fragmentos claros e angulosos de granito com bordas carbonatizadas. Xenólitos arredondados de rochas máficas, alguns contendo granada, são comuns. A presença de macrocristais de olivina tabular e/ou em bastonete, orientados no kimberlito, sugere fluxo magmático localizado. Os macrocristais de olivina podem apresentar extinção em bandas, sugerindo planos de deslizamento, e também bordas de recristalização,

ambas feições indicativas de xenocristais.

Esta rocha é constituída de macrocristais arredondados a subeuédricos de olivina, granada, cromita e flogopita, em uma matriz fina de olivina, serpentina, monticelita, flogopita, espinélio e perovskita, em textura inequigranular. Essa associação mineral é típica de kimberlitos do Grupo I (Smith et al., 1985). Localmente, a matriz pode conter quantidades significativas de flogopita, por vezes em segregações globulares associadas à serpentina, e também pequenas vênulas de serpentina, carbonato, flogopita e apatita prismática.

QUÍMICA MINERAL

A olivina, presente em cerca de 35 a 40% do volume das rochas estudadas, é do tipo magnésiano, com as seguintes composições: Fo_{87-90} nos macrocristais do BAT6, Fo_{85-90} no LIM1 e Fo_{89-92} no TR4. Os macrocristais e/ou megacristais de olivina da rocha BAT6, na maioria das vezes, estão parcial ou totalmente alterados para serpentina, carbonato, talco e hematita.

A olivina, menos alterada das rochas TR4 e LIM1, normalmente contém fraturas preenchidas por serpentina e está geralmente acompanhada de cordões com *blebs* de sulfeto de níquel e ferro (56,66% Ni, 1,93% Fe e 41,25% S, no corpo TR4).

O corpo TR4 contém olivina magnésiana (Fo_{92}) similar às olivinas inclusas em diamantes (Mitchell, 1986) e com conteúdos de níquel relativamente maiores que os das outras duas rochas deste estudo.

A granada ocorre somente nas rochas TR4 e BAT6 e está

representada por megacristais disseminados com bordas kelifíticas ou associada a piroxênio em xenólitos. Somente as granadas do BAT6 foram analisadas neste trabalho, tanto na rocha, como no concentrado mineral, e apresentaram composições nos seguintes intervalos: piropo (64,96 - 74,90%), almandino (10,55 - 18,49%), uvarovita (0,79 - 19,95%) e andradita (0,02 a 7,31%). De onze macrocristais e xenocristais analisados (Tabela 1 e Fig. 3) do BAT6, cinco revelaram assinaturas de granada de peridotitos ($Cr_2O_3 > 2,0\%$

e $0,47 - 0,97\%$ TiO_2), classe dos lherzolitos, e cinco, de eclogitos ($Cr_2O_3 < 2,0\%$) do Grupo II ($Na_2O < 0,09\%$), segundo as classificações de Ramsay & Tompkins (1994) e McCandless & Gurney (1989). Somente um cristal apresentou composição de granada harzburgítica cálcica. Análises anteriores de Danni et al. (1991) e Leonardos et al. (1993) indicam que o corpo TR4 contém granada do tipo lherzolito (Fig. 3).

Ambos os tipos de granada, de peridotitos e de eclogitos, foram identificados também entre os grãos dos concentrados

minerais do kimberlito BAT6. De uma amostra composta de 20 grãos de granada, 45% apresentaram composição química de granada de peridotitos (granada lherzolitos, G9, Dawson & Stephens, 1975 *apud* Mitchell, 1986), 45% de granada de eclogitos (Grupo II McCandless & Gurney, 1989) e 10% pertencem ao Grupo I ($Na_2O \geq 0,09\%$) de granada de eclogitos. As granadas do Grupo I de McCandless & Gurney (1989) apresentam composição similar às granadas eclogíticas, inclusas em diamante e/ou em xenólitos eclogíticos com diamante.

Tabela 1 - Composições químicas de granada do BAT6. As análises 1 e 2 são de macrocristais retirados da rocha, 3, 4 e 6 são de concentrado, e 5 é de xenólito.

%	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	40,64	41,78	42,77	43,88	42,27	43,13
TiO ₂	0,96	0,82	2,13	0,67	0,53	1,26
Al ₂ O ₃	16,78	20,64	20,14	21,77	20,59	21,95
Cr ₂ O ₃	7,78	3,02	1,05	0,88	3,43	0,27
Fe ₂ O ₃	1,06	1,27	2,39	1,89	0,82	1,59
MgO	20,26	21,41	18,56	20,39	20,33	15,53
CaO	5,69	4,69	6,74	4,45	5,04	5,48
MnO	0,34	0,31	0,3	0,26	0,29	0,27
FeO	5,89	6,7	6,93	6,58	6,79	7,38
NiO	0,0	0,0	0,0	0,0	0,01	0,02
Na ₂ O	0,06	0,1	0,11	0,06	0,05	0,09
TOTAL	99,46	100,74	101,12	100,83	100,15	100,97
N.ÁTOMOS/ BASE 12 ÓXIG.						
Si	2,97	2,96	3,03	3,07	3,01	3,03
Ti	0,05	0,04	0,11	0,04	0,03	0,07
Al	1,44	1,73	1,68	1,8	1,73	1,82
Cr	0,45	0,17	0,06	0,05	0,19	0,02
Fe ³⁺	0,06	0,07	0,13	0,1	0,04	0,08
Mg	2,2	2,26	1,96	2,13	2,16	2,05
Ca	0,45	0,36	0,51	0,33	0,38	0,41
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Fe ²⁺	0,36	0,4	0,41	0,39	0,4	0,43
Ni	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Na	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
TOTAL	8,01	8,02	7,93	7,92	7,98	7,95
PY	64,96	73,62	71,32	74,9	72,87	71,47
UV	19,85	8,26	0,79	2,59	9,78	5,04
AL	10,59	12,92	15,12	13,56	13,65	14,33
AD	3,98	4,59	6,5	6,39	3,1	7,31
SP	0,62	0,61	0,57	0,53	0,6	0,6
GR	0,0	0,0	5,69	2,03	0,0	1,25

GRANADAS DO BATÓVI 6 - MT

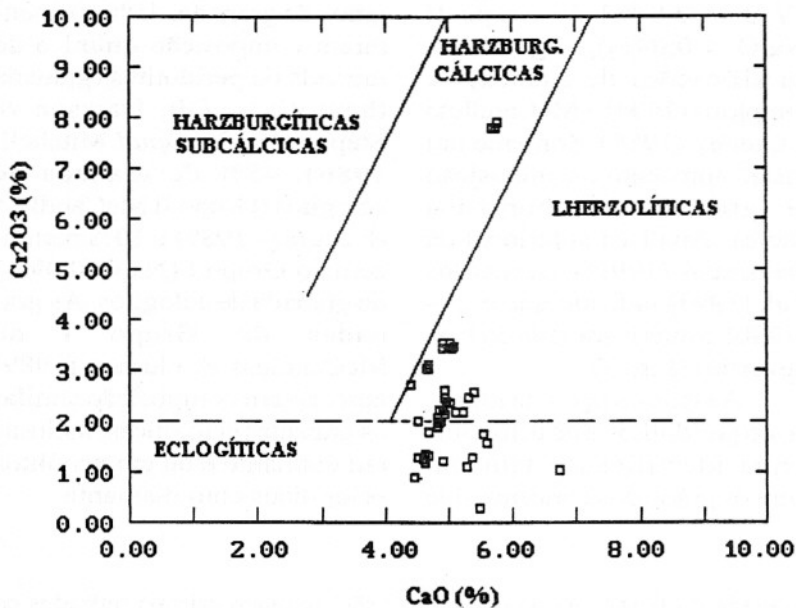


Figura 3 - Diagrama Cr_2O_3 versus CaO para granada do BAT6. A amostra TR4(1) é de Danni et al. (1991) e as amostras TR4(2) são de um xenólito analisado por Leonardos et al. (1993). Os limites dos campos dos eclogitos são de Ramsay & Tompkins (1994) e dos peridotitos são de Nixon et al. (1994).

As composições da granada eclogítica, quando lançadas no diagrama átomos de Si versus $\text{Ti} + \text{Al} + \text{Cr}$ de Wilding et al. (1991), caracterizam-na como pertencente ao Grupo IB. Deve-se recordar que granada eclogítica do Grupo IB ocorre como inclusões em diamantes recuperados em aluviões na região de Juína, MT. Por outro lado, granadas de eclogito, com teores elevados de TiO_2 (0,65 - 2,13%) e razão $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ entre 0,05 e 0,24, foram interpretadas como derivadas de metasomatismo mantélico por Griffin et al. (1994).

A granada eclogítica desse estudo, quando normalizada à base de 12 oxigênios, apresenta frações atômicas de Si (3,01 - 3,08) e Al (1,74 - 1,82) semelhantes às de granada eclogítica inclusa em diamante da mina de Monastery, África do Sul (Moore et al., 1991).

Tomando por base os experimentos de Irifune (1987 *apud* Moore et al., 1991) que mostra que a fração atômica de Si em granada aumenta significativamente, de 3,0 Si (base 12 oxigênios) a 50 kbar para 3,393 Si a 150 kbar, pode-se estimar condições de pressão entre 50 - 87 kbar e profundidade superior a 200 km durante a formação da granada eclogítica do BAT6.

Um xenólito subarredondado (2 cm) de granada lherzolito foi também analisado. A granada representa cerca de 80% desse xenólito e está fraturada. O diopsídio, restrito à borda e ao centro do xenólito, ocorre como uma massa fina esverdeada intercrescida com a granada.

Aplicando-se o geotermômetro de Krogh (1989), modificado por Ai (1994), que utiliza a variação de Mg e Fe

em granada e piroxênio, e considerando uma pressão mínima de estabilidade do diamante de 50 kbar, obteve-se uma temperatura mínima de 1428°C para formação do xenólito lherzolítico, incluso na rocha BAT6.

A ilmenita ocorre como macrocristais e na matriz das rochas LIM1 e BAT6. Neste último, a ilmenita ocorre como megacristais ou nódulo policristalino. Esse mineral não foi observado na rocha TR4. Os macrocristais de ilmenita, comumente, apresentam bordas de reação com a matriz carbonatada, resultando na formação de perovskita.

Assim como a presença de bordas kelfíticas em granada podem indicar a proximidade da rocha-fonte na prospecção de diamante, também a presença de bordas de perovskita em ilmenita pode ser usada com este mesmo propósito. Grãos angulosos de ilmenita coletados nos concentrados de bateia de amostras do corpo BAT6, também, preservam bordas de perovskita, podendo ser usados como guia prospectivo na província de Paranatinga.

Alguns macrocristais de ilmenita na rocha BAT6 ocorrem em agregados policristalinos, às vezes, com hábito sigmoidal e forte anisotropia. Esta textura granoblástica poligonal, com ângulos diedrais de 120°, deve indicar que os megacristais e nódulos de ilmenita foram deformados e recristalizados em temperaturas elevadas durante a ascensão do magma.

Além de diferenças texturais entre os macrocristais de ilmenita, observadas nas amostras BAT6 e LIM1, também ocorrem diferenças na composição química. A ilmenita apresenta frações molares de geikielita entre 37,54 e 58,51%

no BAT6, e entre 33,29 e 47,04% no LIM1. A ilmenita do BAT6 é relativamente mais rica (Tabela 2 e Fig. 4) em TiO_2 (51,95 - 56,62%), Al_2O_3 (0,17 - 1,17%), MgO (10,86 - 15,84%) e CaO (0,03 - 0,13%), e mais pobre em Cr_2O_3 (0,19 - 1,56%) e MnO (0,20 - 0,45%) que a ilmenita da rocha LIM1 (48,64 - 53,37% TiO_2 ; 0,03 - 0,60% Al_2O_3 ; 11,15 - 13,29% MgO ; 0,01 - 0,09% CaO ; 1,09 - 9,03% Cr_2O_3 e 0,35 - 0,61% MnO).

No sistema ternário $MgTiO_3 - FeTiO_3 - Fe_2O_3$ (Fig. 5), os macrocristais de ilmenita do BAT6 e LIM1 seguem o *trend* magmático de

Haggerty et al., 1979 *apud* Mitchell (1986), indicado por aumento de MgO e Cr_2O_3 e decréscimo de Fe_2O_3 , correspondente a fugacidades de oxigênio (fO_2) entre 10^{-6} e 10^{-7} atm. Esses valores indicam condições de equilíbrio entre os tampões WM (wustita-magnetita, 30 kbar - 1300° C) e EMOG (enstatita - magnesita - olivina - grafita, 29,6 kbar - 1230° C; Haggerty, 1991). Alguns macrocristais de ilmenita do LIM1, mais ricos em MnO , indicam valores menores de fO_2 (10^{-8} atm). A Figura 4 mostra a relação de Cr_2O_3 e MgO nos macrocristais de ilmenita do

BAT6 e LIM1, em comparação com os campos delimitados por ilmenita de kimberlitos da África (Smith et al., 1994). A grande maioria dos macrocristais das duas rochas apresenta composição correspondente aos kimberlitos estéreis ou de baixos teores de diamante, porém, alguns macrocristais de ilmenita rica em Cr_2O_3 da rocha LIM1 caem no campo dos kimberlitos com alto teor de diamante da África.

Os macrocristais de espinélio nas três rochas mostram composição (Tabela 3) entre cromita, cromita magnesiânica (picrocromita), cromita alu-

Tabela 2 - Composições químicas de macrocristais de ilmenita das rochas LIM1 (1,2,3,4) e BAT6 (5,6,7,8).

%	LIM1				BAT6			
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	0,0	0,0	0,01	0,1	0,07	0,01	0,04	0,04
TiO_2	52,18	52,36	52,89	48,64	53,64	53,4	55,21	55,69
Al_2O_3	0,09	0,09	0,12	0,6	0,4	0,33	0,96	1,17
Cr_2O_3	4,45	4,44	4,15	9,03	0,22	0,23	0,19	1,02
Fe_2O_3	3,2	3,12	2,76	4,24	6,27	6,94	4,66	2,9
MgO	11,53	11,99	11,66	13,29	10,86	11,0	14,27	14,69
CaO	0,01	0,04	0,02	0,08	0,03	0,12	0,03	0,04
MnO	0,35	0,46	0,36	0,61	0,2	0,22	0,27	0,33
FeO	28,19	27,41	28,46	24,13	29,07	28,53	24,71	24,87
TOTAL	100	99,91	100,43	100,72	100,76	100,78	100,34	100,75
N. ÁTOMOS / BASE 3 OXIG.								
Si	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Ti	0,92	0,92	0,92	0,84	0,93	0,93	0,94	0,94
Al	0,0	0,0	0,0	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03
Cr	0,08	0,08	0,08	0,16	0,0	0,0	0,0	0,02
Fe^{3+}	0,06	0,05	0,05	0,07	0,11	0,12	0,08	0,05
Mg	0,4	0,42	0,4	0,46	0,37	0,38	0,48	0,49
Ca	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,0	0,0	0,01	0,01
Fe^{2+}	0,55	0,53	0,55	0,46	0,56	0,5	0,47	0,47
TOTAL	2,01	2,01	2,01	2,03	2,0	2,0	2,0	2,01
ILM	53,56	51,97	53,9	44,19	56,39	55,31	46,98	46,78
GEIK	39,04	40,51	39,35	43,37	37,54	38	48,35	49,23
HEM	2,74	2,66	2,35	3,49	5,47	6,05	3,99	2,45
PIROF	0,67	0,88	0,69	1,13	0,39	0,43	0,52	0,63
ESKOL	4,0	3,98	3,71	7,82	0,2	0,21	0,17	0,91

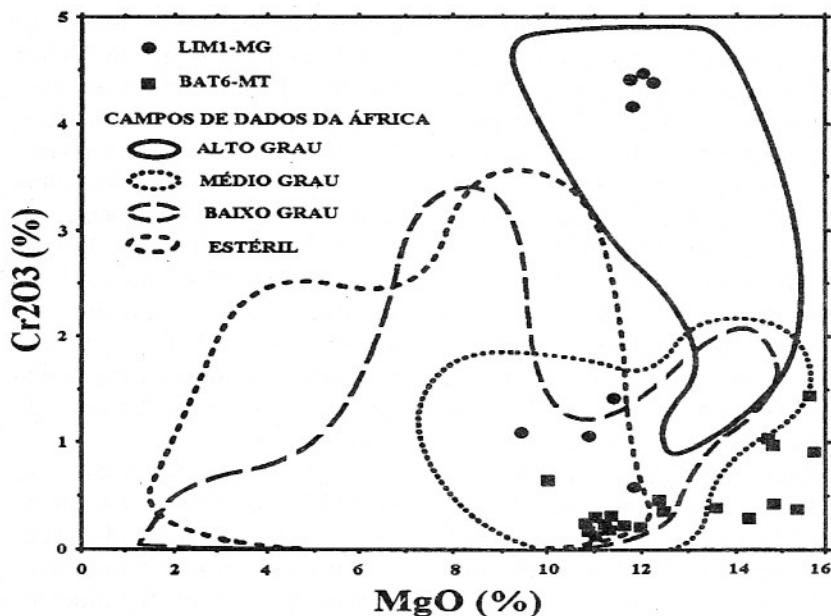


Figura 4 - Diagrama Cr_2O_3 versus MgO para ilmenita das rochas BAT6 e LIM1. Os campos são baseados no teor de diamante em kimberlitos da África (Smith et al., 1994).

mínio - magnésiana e espinélio cromífero, considerados do grupo de espinélio normal ($\text{Ti} + \text{Fe}^{3+} < 8$). Alguns macrocristais com textura do tipo *atoll*, na rocha TR4, são zonados, com núcleo de cromita alumínio-magnésiana (0,7 mm) e bordas (50 μm) de magnetita titanífera. Na rocha LIM1, ocorrem macrocristais de cromita magnésiana com lamelas paralelas de flogopita. Microcristais de espinélio ocorrem na matriz das rochas estudadas e preenchendo clivagem e nas bordas de macrocristal de flogopita. Esses microcristais de espinélio são, normalmente, mais ricos em Ti e Fe^{3+} e seguem o *trend* magmático 1 de Mitchell (1986) e/ou do ulvoespinélio magnésiano.

Os macrocristais de cromita e cromita magnésiana da rocha TR4, quando representadas no diagrama ($\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$) versus $\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al}$ (Ramsay &

Tompkins, 1994), indicam condições de equilíbrio abaixo da curva QFM (Fig. 6), isto é, con-

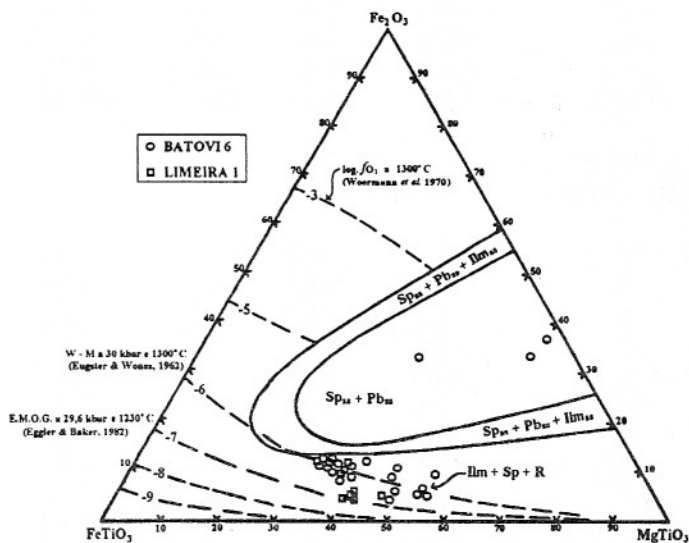


Figura 5 - Diagrama ternário MgTiO_3 - FeTiO_3 - Fe_2O_3 (modificado de Haggerty, 1991) para ilmenita das rochas BAT6 e LIM1. As linhas tracejadas indicam curvas de $f\text{O}_2$ com pressão e temperatura correspondentes. Os tampões WM (wustita-magnetita) e EMOG (enstatita - magnetita - olivina - grafita) estão também indicados. Sp= espinélio, Pb= pseudobrookita, Ilm= ilmenita e ss= solução sólida.

dições relativamente redutoras e favoráveis à preservação dos diamantes. Esta feição foi observada em uma cromita do corpo BAT6 e não em cromita magnésiana da rocha LIM1.

A flogopita ocorre como macrocristais e megacristais nas rochas BAT6 e LIM1, e como macrocristais e microcristais na matriz e ao redor de cristais de olivina na rocha TR4. O mineral possui baixo alumínio, possivelmente devido à ocupação de sítios tetraédricos por Fe^{3+} (tetraferroflogopita). Alguns macrocristais do LIM1 possuem composição similar a de xenocristais da suíte M.A.R.I.D. Alguns macrocristais nas rochas TR4 e LIM1 mostram *kink bands*. Microflocristais na matriz do TR4 ocorrem, por vezes, como segregações em mosaico de plaquetas de flogopita entrelaçadas, associadas à serpentina e calcita. Essa flogopita apresenta composição química semelhante a dos microcristais

Tabela 3 - Composições químicas dos minerais do grupo do espinélio para as rochas LIM1 (1,2), TR4 (3,4) e BAT6 (5,6). Somente a análise 6 representa um microcristal, as outras são de macrocristais.

%	LIM1		TR4		BAT6	
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	0,03	0,03	0,04	0,01	0,03	0,08
TiO ₂	2,12	0,03	0,29	0,12	0,47	15,08
Al ₂ O ₃	0,22	41,73	12,93	34,74	11,61	12,56
V ₂ O ₃	0,7	0,18	0,3	0,18	0,28	0,1
Cr ₂ O ₃	52,75	26,97	58,03	34,58	53,61	3,26
Fe ₂ O ₃	16,69	1,0	0,97	1,02	7,64	44,51
MgO	6,91	15,52	11,05	15,21	11,31	15,25
MnO	0,73	0,3	0,61	0,35	0,5	0,6
FeO	20,38	14,22	16,8	13,63	16,39	9,17
NiO	0,25	0,13	0,09	0,11	0,15	0,11
ZnO	0,21	0,44	0,12	0,26	0,13	0,04
TOTAL	100,99	100,55	101,23	100,21	102,12	100,76
N. ÁTOMOS / BASE 32 <O>						
Si	0,01	0,01	0,01	0,0	0,01	0,02
Ti	0,45	0,01	0,06	0,02	0,09	2,78
Al	0,07	11,01	3,91	9,45	3,5	3,64
V	0,16	0,03	0,06	0,03	0,06	0,02
Cr	11,69	4,77	11,76	6,31	10,85	0,63
Fe ³⁺	7,04	0,34	0,37	0,35	2,94	16,45
Mg	2,89	5,18	4,22	5,23	4,31	5,58
Mn	0,17	0,06	0,13	0,07	0,11	0,12
Fe ²⁺	4,78	2,66	3,6	2,63	3,51	1,88
Ni	0,06	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
Zn	0,04	0,07	0,02	0,04	0,02	0,01
TOTAL	23,83	23,99	23,98	23,99	23,96	22,94
Cr/Cr+Al	0,99	0,3	0,75	0,4	0,76	0,15

de flogopita do tipo II de Smith et al., 1978 *apud* Mitchell (1986).

Os macrocristais de flogopita do BAT6 e LIM1 são pobres em Cr₂O₃, TiO₂ e Al₂O₃ e apresentam elevados teores de FeO. Os microcristais da rocha LIM1 e os das segregações do TR4 são também pobres em Cr₂O₃, Al₂O₃ e TiO₂, similar aos microcristais do Tipo II de Smith et al. (1978 *apud* Mitchell, 1986). As ripas de flogopita intercrescidas com cromita do LIM1 são ricas em Cr₂O₃ (1,17%), apresentando composição semelhante a de

xenocristais de flogopita primária de lherzolito.

A perovskita ocorre em borda de ilmenita, preenchendo plano de clivagem em macrocristal de flogopita e na matriz das rochas BAT6 e LIM1. Microcristais de perovskita ocorrem também na matriz da rocha TR4. Os microcristais da matriz das três rochas são zonados, com núcleos mais ricos em Ce₂O₃, La₂O₃ e Na₂O e bordas relativamente mais ricas em TiO₂ e CaO.

Os microcristais de perovskita do BAT6 são mais ricos em TiO₂, Al₂O₃, CaO e

MgO que os do LIM1 e TR4 (Tabela 4). Esses últimos, porém, apresentam frações molares maiores de loparita [(Na,La,Ce)TiO₃]. Concentrações maiores de elementos terras raras leves (Ce₂O₃ = 4,97% e La₂O₃ = 2,18%) são encontradas nos microcristais de perovskita do TR4 (Tabela 4).

ESTUDOS LITOGEOQUÍMICOS

Como mostra a Tabela 5, os teores de elementos maiores, traços e terras raras das amos-

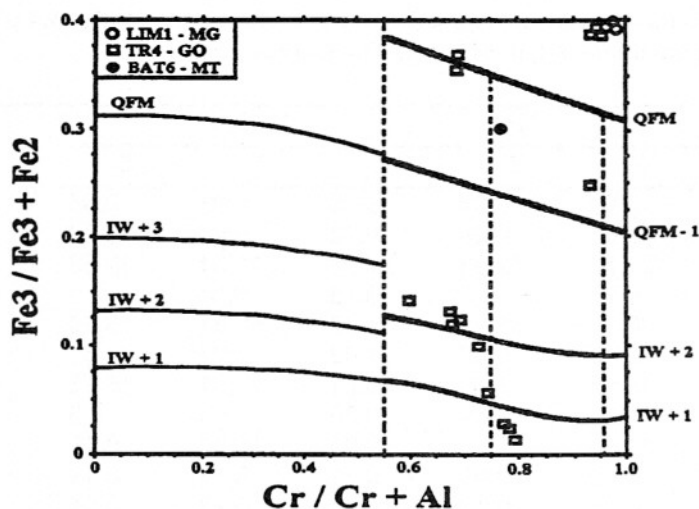


Figura 6 - Diagrama Cr/(Cr + Al) versus $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ (modificado de Ramsay & Tompkins, 1994) para cromita magnesiana das rochas BAT6, TR4 e LIM1. Os tampões de fO_2 QFM (quartzo-faiailita-magnetita) e IW (ferrowüstita) são indicados. Os números correspondem a \pm unidades logarítmicas.

tras BAT6, LIM1 e TR4 revelam conteúdo pristínico do manto superior, não evidenciando índices de contaminação por rochas da crosta.

Todas as rochas são subsaturadas em SiO_2 (29,1-33,8%), com natureza ultramáfica (29,7 - 33,8% MgO), potássica ($K_2O/Na_2O = 1,75$ no BAT6) à ultrapotássica ($K_2O/Na_2O = 5,43 - 6,77$ no LIM1; e 5,26 - 5,48 no TR4) e afinidade miasquítica ($Na_2O + K_2O/Al_2O_3 = 0,08 - 0,42$). Essas rochas são caracterizadas, também, pelo baixo conteúdo de Na_2O (< 0,20%) e de Al_2O_3 (<3,5%).

Os teores relativamente baixos de CaO, K_2O , P_2O_5 e de outros elementos traço incompatíveis (Ba, Sr, Zr, Rb) no BAT6 devem estar relacionados à serpentinização de olivina e cloritização de flogopita dessa rocha. Já o alto conteúdo de CaO no LIM1 deve-se à segregação de calcita na intrusão. Ambas as rochas, entretanto,

possuem quantidades modais maiores em óxidos na matriz, o que é indicado, também, pelas altas concentrações de FeO_1 e TiO_2 . Os valores relativamente maiores de SiO_2 , K_2O e Al_2O_3 da rocha TR4 são coerentes com as quantidades maiores de flogopita da matriz desta rocha.

Para fins de classificação petrogenética, as composições químicas dessas rochas foram representadas no diagrama de Taylor et al. (1994), o qual relaciona o índice de contaminação $[(SiO_2 + Al_2O_3 + Na_2O) / (2 K_2O + MgO)]$ de Clement, 1982 *apud* Taylor et al. (1994) com o índice de ilmenita (Fig. 7). Observa-se que as amostras do TR4 caem no limite entre os campos de kimberlitos pobres em mica e kimberlitos micáceos. As amostras do LIM1 caem no campo de kimberlitos do grupo IA e as amostras do BAT6 ficam no limite entre os campos de kimberlitos pobres em mica dos grupos IA e IB, sugestivo de enriquecimento

em óxidos de ferro e titânio (índice de ilmenita = 0,48), como indicam os vetores da Figura 7.

O mesmo resultado é obtido quando são usados os fatores (1) e (2) de Taylor et al. (1994), calculados a partir das concentrações de elementos maiores (Fig. 8). As rochas do LIM1 e BAT6 confirmam uma preferência para o campo dos kimberlitos pobres em mica do Grupo IA, porém, as rochas BAT6 e TR4 ficam próximas ao limite do campo de kimberlitos micáceos.

As três rochas apresentam razões Ni/MgO bastante similares às dos kimberlitos do Grupo IA (Taylor et al., 1994). Porém, a razão MgO/CaO, maior no BAT6 (14,08) do que no TR4 (6,26) e LIM1 (2,80), sugere uma origem diferente, talvez em maior profundidade, para o corpo BAT6. Este apresenta-se ainda relativamente mais rico em NiO, Cr_2O_3 e Cl que os corpos LIM1 e TR4.

Tabela 4 - Análises químicas de microcristais de perovskita. (n, representa o número de análises).

%	LIM1	TR4	BAT6
n	3	3	3
SiO_2	3,6	4,76	1,9
TiO_2	54,44	53,04	56,05
Ce_2O_3	2,93	4,97	1,3
La_2O_3	1,01	2,18	0,49
Al_2O_3	0,05	0,04	0,31
Na_2O	0,52	1,06	0,34
CaO	36,27	32,84	38,5
MgO	0,04	0,03	0,07
FeO	1,11	1,06	0,99
TOTAL	99,98	99,98	99,94

N. ÁTOMOS /
BASE 12 OXIG.

Si	0,33	0,44	0,17
Ti	3,72	3,65	3,82
Ce	0,09	0,16	0,04
La	0,03	0,07	0,02
Al	0,01	0,0	0,03
Na	0,09	0,19	0,06
Ca	3,53	3,22	3,74
Mg	0,0	0,0	0,01
Fe^{2+}	0,08	0,08	0,08
TOTAL	7,89	7,81	7,97

Tabela 5 - Análises químicas de rocha total para os kimberlitos estudados. I.C.- Índice de Contaminação; I. ILM. - Índice de Ilmenita, mg# = Mg/Mg + Mn + Fet (Fe³⁺ multiplicado por 2).

	LIM1-MG	TR4-GO	BAT6-MT
%			
SiO ₂	29,1	33,8	32,4
TiO ₂	2,3	1,3	3,2
Al ₂ O ₃	1,9	2,2	3,3
Cr ₂ O ₃	0,17	0,2	0,24
FeOt	10,9	9,6	12,4
MgO	29,4	32,0	31,7
MnO	0,20	0,19	0,21
CaO	10,4	5,4	2,3
NiO	0,11	0,15	0,17
Na ₂ O	0,07	0,18	0,09
K ₂ O	0,72	1,5	0,24
P ₂ O ₅	2,4	2,0	0,65
LOI	11,38	10,19	12,69
O=F	0,09	0,21	0,03
TOTAL	99,19	99,01	99,75
I.C.			
I.C.	1,01	1,03	1,11
I.ILM	0,43	0,31	0,48
mg#	0,83	0,86	0,83
p.p.m.			
Ba	2226	3917	874
Ni	1297	1532	1619
Th	8	24	< 5
Ta	< 5	< 5	< 5
Nb	146	252	160
Cs	8	11	< 5
U	< 10	< 10	< 10
Rb	77	99	20
Hf	10	< 8	< 8
Sr	1800	2466	317
Zr	475	307	135
Cu	60	47	183
Ga	6	< 6	7
Y	31	22	10
Zn	94	75	78
La	327	483,8	144,3
Ce	778,4	916,8	294,6
Nd	328,2	314,4	107,6
Sm	45,69	37,32	14,92
Eu	8,89	6,02	2,83
Gd	21,48	14,62	7,33
Dy	10,74	7,0	3,7
Ho	1,83	1,04	0,64
Er	3,37	1,94	1,21
Yb	1,34	0,7	0,62
Lu	0,16	0,08	0,07

Os padrões de abundância de elementos das rochas analisadas (Fig. 9), normalizado ao manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985), revelam enriquecimento em elementos litófilos e terras raras leves. Esses padrões mostram pronunciados picos positivos em Ba, La, Nd, Sm, Gd e Er, e picos negativos de K, Sr, Zr, Ti e Y. Na Figura 9, são também comparadas as rochas em estudo com a composição média de

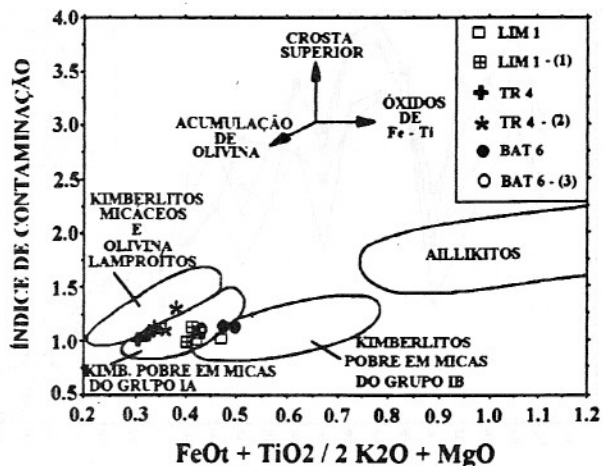


Figura 7 - Índice de contaminação versus o índice de ilmenitas de Taylor et al. (1994) mostrando os campos de kimberlitos, olivina lamproitos e aillikitos. Os vetores indicam os trends de contaminação. As análises químicas LIM1 - (1) foram extraídas de Meyer et al. (1994), Bizzi et al. (1994) e Gibson et al. (1995). As análises indicadas por TR4 - (2) são de Bizzi et al. (1994), Leonardos et al. (1993) e Gibson et al. (1995) e BAT6 (3) de Gibson et al. (no prelo).

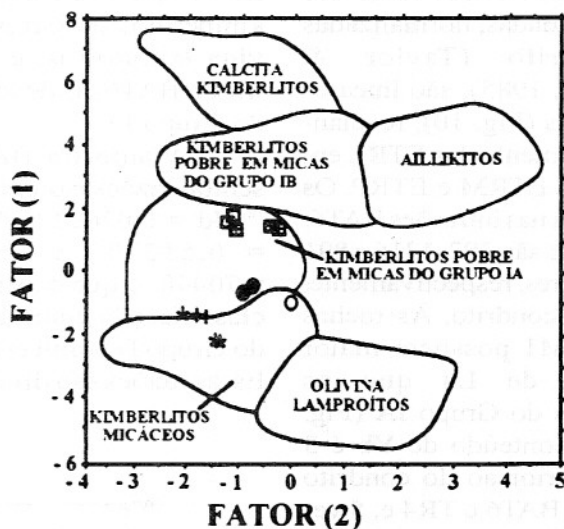


Figura 8 - Diagrama com o Fator (1) versus Fator (2) de Taylor et al. (1991) apud Taylor et al. (1994). Os símbolos estão representados na Figura 7.

kimberlitos do Grupo IA (Smith et al., 1985). As rochas TR4 e LIM1 são mais ricas que a média dos kimberlitos do Grupo IA em todos os elementos, exceto Zr, Ti e Y. A rocha BAT6 mostra padrão de abundância muito semelhante à média dos kimberlitos do Grupo

IA. Razões elevadas de Ce/Sr e Ba/Rb, observadas no BAT6, são indicativas de alterações mineralógicas (Taylor et al., 1994), como apontado acima. Razões Zr/Nb (1,1 BAT6, 1,57 TR4 e 3,7 LIM1), normalmente pouco afetadas por alterações intempéricas, são semelhantes

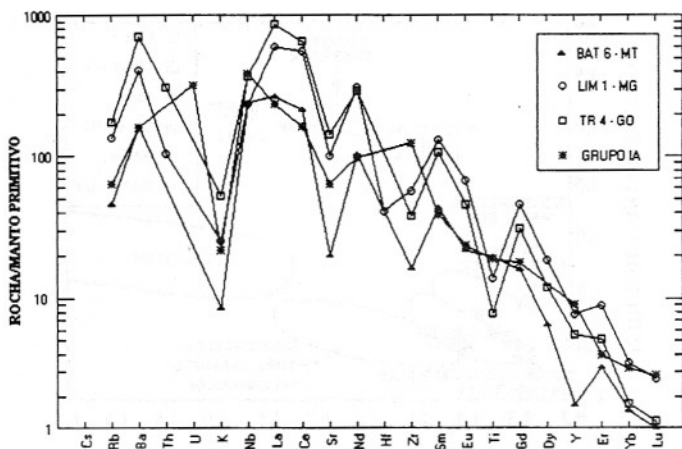


Figura 9 - Abundância de elementos das rochas BAT6, TR4 e LIM1 normalizados ao manto primitivo (Taylor & McLennan, 1985). A média dos valores do Grupo IA é de Smith et al. (1985).

às de kimberlitos do Grupo IA.

Os padrões de distribuição de elementos terras raras das rochas estudadas, normalizadas ao condrito (Taylor & McLennan, 1985), são lineares e inclinados (Fig. 10), revelando fracionamento dos ETRL em relação aos ETRM e ETRP. Os teores de La nas intrusões BAT6, TR4 e LIM1 são 392, 1316 e 891 vezes maiores, respectivamente, que os do condrito. As rochas TR4 e LIM1 possuem maior conteúdo de La que os kimberlitos do Grupo IA (Fig. 10). Já o conteúdo de Yb é 3 vezes superior ao do condrito nas rochas BAT6 e TR4 e, 5 vezes no LIM1. As amostras apresentam razões elevadas de La/Yb_N (156 no BAT6; 470 no TR4 e 165 no LIM1), sugestivo de baixo grau de fusão parcial.

As intrusões LIM1 e TR4 apresentam abundância de elementos terras raras, compatível com kimberlitos de fácies hipoabissal e kimberlitos do Grupo II (Mitchell, 1986). Já o kimberlito BAT6 apresenta padrão de ETR bastante similar ao dos kimberlitos do Grupo IA.

As razões Zr/Nb, Ba/Nb

e Ce/Sr, Nb/La (Taylor et al., 1994) dos corpos TR4 e LIM1 são semelhantes às de kimberlitos do Grupo II e olivina lamproítos, e as da intrusão BAT6, às de kimberlitos do Grupo IA.

A amostra BAT6 apresentou razões isotópicas $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.076932$, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512701$ e $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70440$, o que confirma a sua classificação como kimberlito do Grupo I (Smith et al., 1985). Essas razões são diferentes das

obtidas anteriormente nas intrusões da província do Alto Paranaíba, as quais apresentam assinaturas isotópicas de kimberlitos transicionais entre os Grupos I e II (Clark et al., 1991; Svisero & Meyer, 1991; Bizzi et al., 1991; Bizzi et al., 1994; Meyer et al., 1994).

CONCLUSÕES

Os resultados obtidos neste estudo, envolvendo dados petrográficos, de química mineral, química de rocha total e isótopos radiogênicos conduzem às seguintes conclusões:

a) A rocha BAT6 faz parte da fácies diatrema de um kimberlito, com características de brecha tufácea e composição semelhante a dos kimberlitos do Grupo IA, de área cratônica (Smith et al., 1985).

Essa rocha apresenta texturas de deformação nos macrocristais de ilmenita e granada, alto conteúdo de sílica na granada indicando condições de pressão (50 a 87 kbar) e de temperatura ($>1428^\circ C$) elevadas. Essas condições, associadas à assinatura isotópica (Rb-Sr, Sm-Nd), confirmam a sua for-

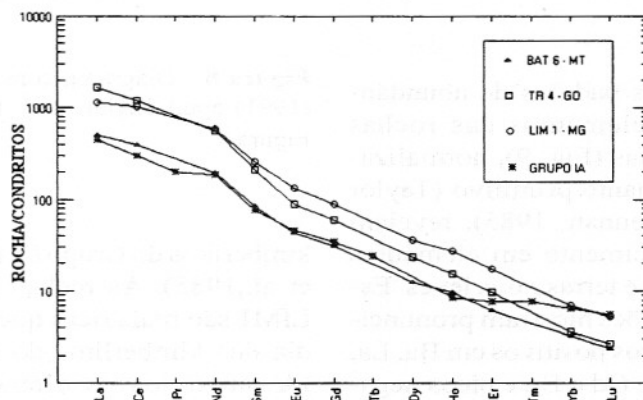


Figura 10 - Elementos terras raras das rochas BAT6, TR4 e LIM1 normalizados aos condritos (Taylor & McLennan, 1985). A média para os kimberlitos do Grupo IA é de Smith et al., (1985).

mação no manto astenosférico fértil. No entanto, os conteúdos elevados de TiO_2 , Al_2O_3 e CaO de ilmenita, e razão elevada de $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ e alto teor de TiO_2 , em granada, sugerem metassomatismo no manto, o qual pode ter sido prejudicial à preservação dos diamantes. Da mesma forma, as composições químicas das fases óxidos no BAT6 podem indicar condições relativamente oxidantes, favoráveis à grafitação total ou parcial dos diamantes, que possam ter sido, eventualmente, coletados no manto por esta intrusão.

b) As rochas LIM1 e TR4 apresentam mineralogia e química mineral semelhantes aos kimberlitos do Grupo IA. Entretanto, estudos isotópicos (Sm-Nd, Rb-Sr e Pb-Pb, Bizzi et al., 1994) anteriores revelaram tratar-se de kimberlitos transicionais entre os grupo I e II da África do Sul. Apesar de estudos de elementos maiores (razão elevada $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 5.47$) e traço ($\text{La}/\text{Yb}_N = 165$) realizados por Gibson et al. (1995) e Meyer et al. (1994) apontarem para a rocha LIM1 uma afinidade kamafugítica, essa é mais rica em olivina e

MgO que os kamafugitos do leste da África. Dados isotópicos (ϵNd) do LIM1 são também diferentes daqueles atribuídos aos kamafugitos e coincidem com o campo dos kimberlitos transicionais (Bizzi et al., 1994).

Apesar da ilmenita do LIM1 ser rica em crômio e manganês, indicativo de baixa $f\text{O}_2$ (10^{-8} atm, entre 900 e 1000°C), a ausência de granada nessa rocha, a baixa razão MgO/CaO e a sua assinatura isotópica (Rb-Sr e Sm-Nd) sugerem que esta rocha se formou em uma porção relativamente rasa no manto litosférico, possivelmente fora do campo de estabilidade do diamante.

c) Embora com assinatura isotópica (Rb-Sr e Sm-Nd) de kimberlito transicional, a intrusão TR4 mostra porções da matriz ricas em flogopita, o que, associado à composição química de espinélio (Danni et al., 1991) e de rocha total, caracterizam-no como um kimberlito rico em micas. O corpo TR4 deve ter se formado a temperaturas de 977 a 1273°C e pressões no intervalo 55,5 - 78 kbar (Leonardos et al., 1993), den-

tro, portanto, do campo de estabilidade do diamante no manto litosférico. Essa rocha também apresenta composições mineralógica e química semelhantes às dos kimberlitos formados em condições favoráveis à preservação de diamantes. Talvez, o seu baixo teor em diamantes esteja relacionado a que somente se encontre preservada a sua fácies hipoabissal (zona de raiz) enquanto outras porções, mais ricas, devem ter sido erodidas.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq, DMG/UNICAMP e ao FAEP/UNICAMP pelo suporte financeiro; ao DMP/IG/UnB, ao CEPG/IG/UFRGS e à SLA/CBMM, pelo apoio na utilização dos laboratórios de microsonda e microscopia eletrônica; ao MINFRA-GO, à RTZ e ao DGG/UFMT pela colaboração nos trabalhos de campo, e aos revisores anônimos da Geochimica Brasiliensis pelas sugestões e críticas apresentadas que melhoraram muito este trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AI, Y. (1994) A revision of the garnet-clinopyroxene Fe^{2+} -Mg exchange geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **115**:467-473.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A. (1981) Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.*, **17**(1/2):1-29.
- ALMEIDA, F.F.M. de & SVISERO, D.P. (1991) Structural setting and tectonic control of kimberlites and associated rocks of Brazil. In: *Intern. Kimb. Conf.*, 5. Ext. Abst., CPRM-Spec. Pub., **2**(91):3-5.
- BARBOSA, O. (1991) Diamantes no Brasil; histórico, ocorrência, prospecção e lavra. CPRM, Brasília, 136 p.
- BIZZI, L.A.; SMITH, C.B.; MEYER, H.O.A.; ARMSTRONG, R.A.; WIT, M.J. (1991) Mesozoic kimberlites and related alkalic rocks in south-western São Francisco Craton: a case for local mantle reservoirs and their interaction. In: *Intern. Kimb. Conf.*, 5. Ext. Abst., CPRM-Spec. Pub., **2**(91):17-19.
- BIZZI, L.A.; SMITH, C.B.; WIT, M.J.; MACDONALD, I.; ARMSTRONG, R.A. (1994) Isotope characteristics of the lithospheric mantle underlying the SW São Francisco Craton margin, Brazil. In: *Inter. Symp. Phys. Chim. Upper Mantle*. CPRM/FAPESP, p.227-255.

- BROD, J.A.; LEONARDOS, O.H.; MENESES, P.R.; ALMEIDA, R.; ARAÚJO, R.N.J.; BLANCO, S.B.; CARDOSO, F.B.F.; CARVALHO Jr, O.A.; JUNQUEIRA, F.F.; RIEHL Jr, W.; SOUZA, J.C.F.; TALLARICO, F.H.B.; THOMSEN, F.P.R.; ALBUQUERQUE, M.A.C.; BERBERT, M.L.C.; CERQUEIRA, M.R.S.; CHAGAS, M.A.; DIAS, R.R.; LIMA, C.V.; NAKAMURA, E.T.; PORTO, S.G.; ROMÃO, P.A.; SANTOS, P.C.V. (1991) Tectono-estratigrafia da Faixa Brasília na região do Alto Paranaíba. In: Simp. de Geol. do Centro Oeste, 3. SBG, Anais, p.155-168.
- CLARK, T.C.; SMITH, C.B.; BRISTOW, J.W.; SKINNER, E.M.W.; VILJOEN, K.S. (1991) Isotopic and geochemical variations in kimberlites from the south western Craton margin, Prieska area, South Africa. In: Inter. Kimb. Conf., 5. Ext. Abstr., CPRM-Spec. Pub., 2(9):46-48.
- DANNI, J.C.M.; GASPAR, J.C.; GONZAGA, G.M. (1991) The Fazenda Alagoinha intrusion, Três Ranchos, Goiás. In: Inter. Kimb. Conf., 5, Field Guide Book. CPRM - Spec. Pub., 3(91):31-35.
- DAVIS, G.L. (1977) The age and uranium contents of zircons from kimberlites and associated rocks. In: Inter. Kimb. Conf., 2, Santa Fé, USA. Ext. Abstract, p.67-69.
- FRAGOMENI, P.R.P. (1976) Controle tectônico da província kimberlítica de Paranatinga. SBG, Núcleo Centro Oeste, Bol., 5:3-10.
- GIBSON, S.A.; THOMPSON, O.H.; LEONARDOS, O.H.; DICKIN, A.P.; MITCHELL, J.G. (1995) The late Cretaceous impact of the Trindade mantle Plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *J. Petrol.*, 36(1):189-229.
- GONZAGA, G.M. & TOMPKINS, L.A. (1991) Geologia do diamante. In: DNPM-CPRM, Principais Depósitos Mineraiis do Brasil., 4(A):53-116.
- GRIFFIN, W.L.; RYAN, C.G.; O'REILLY, S.Y.; NIXON, P.H.; WIN, T.T. (1994) Trace elements in garnets from Tanzanian kimberlites: relation to diamond content and tectonic setting. In: Inter. Kimb. Conf., 5. Proc., CPRM - Spec. Publ., 2:348-356.
- HAGGERTY, S. E. (1991) Oxide mineralogy of the upper mantle. In: D.H. Lindsley (Ed.) Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance. *Rev. Mineral.*, 25:355-416.
- KROGH, E.J. (1988) The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometry - a reinterpretation of existing experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99:44-48.
- LEONARDOS, O.H.; CARVALHO, J.B.; TALLARICO, F.H.B.; GIBSON, S.A.; THOMPSON, R.N.; MEYER, H.O.A.; DICKIN, A.P. (1993) O xenólito de granada lherzolito de Três Ranchos 4: uma rocha matriz do diamante na província magmática cretácea do Alto Paranaíba, Goiás. In: Simp. Bras. Geol. do Diamante, 1, UFMT. Pub. Especial, 2(93):3-16.
- LEVINSON, A.A.; GURNEY, J.J.; KIRKLEY, M.B. (1992) Diamond sources and production: past, present, and future. *Gems & Gemology*, 28:234-254.
- MCCANDLESS, T.E. & GURNEY, J.J. (1989) Sodium in garnet and potassium in clinopyroxene: criteria for classifying mantle eclogites. In: Inter. Kimb. Conf., 4, Geol. Soc. Australia. Proc., Spec. Pub. 2(14):827-832.
- MEYER, H.O.A.; GARWOOD, B.L.; SVISERO, D.P.; SMITH, C.B. (1994) Alkaline ultrabasic intrusions in western Minas Gerais, Brazil. In: Inter. Kimb. Conf, 5, Araxá, MG, 1991, Proc., 1:140-155.
- MEYER, H.O.A. & SVISERO, D.P. (1991) Limeira and Indaiá intrusions, Minas Gerais. In: Inter. Kimb. Conf. Field Guide Book. CPRM - Spec. Pub., 3(91):49-55.
- MITCHELL, R.H. (1986) Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry, and Petrology. Plenum Press, New York, 442 p.
- MITCHELL, R.H. (1991) Kimberlites and lamproites: primary sources of diamond. *Geosc. Canada*, 18(1):1-16.
- MOORE, R.O.; GURNEY, J.J.; GRIFFIN, W.L.; SHIMIZU, N. (1991) Ultra-high pressure garnet inclusions in Monastery diamonds: trace element abundance patterns and conditions of origin. *Eur. J. Mineral.*, 3(2):213-230.
- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. (1992) Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20:375-379.
- PINHO, M.J.; COELHO, N.R.; PISANI Jr., W.T. (1994) Dados geológicos e geofísicos das intrusões kimberlíticas na província de Paranatinga, MT. Monografia de graduação-DG/UFMT, 62 p.
- RAMSAY, R.R. & TOMPKINS, L.A. (1994) The geology, heavy mineral concentrate mineralogy and diamond prospectivity of Boa Esperança and Cana Verde pipes, Córrego D'Anta, Minas Gerais, Brazil. In: Inter. Kimb. Conf., 5. CPRM - Spec. Pub., 2:329-345.

- SIQUEIRA, L.P. (1989) Bacia dos Parecis. *Bol. de Geociências Petrobrás*, **3**(1/2):3-16.
- SIQUEIRA, L.P. & TEIXEIRA, L.B. (1993) Bacia dos Parecis: nova fronteira exploratória da Petrobrás. In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 3, São Paulo, 1993, SBGf. Extended Abstracts, **1**:168-173.
- SMITH, C.B.; GURNEY, J.J.; SKINNER, E.M.W.; CLEMENT, C.R.; EBRAHIM, N. (1985) Geochemical character of southern african kimberlites. A new approach based on isotopic constraints. *Trans. Geol. Soc. South Africa*, **88**(2):267-280.
- SMITH, C.B.; LUCAS, H.; HALL, A.E.; RAMSAY, R.R. (1994) Diamond prospectivity and indicator mineral chemistry: a western australian perspective. In: *Inter. Kimb. Conf.*, 5. CPRM - Spec. Pub., **2**:312-318.
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. (1985) *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.
- TAYLOR, W.R.; TOMPKINS, L.A.; HAGGERTY, S.E. (1994) Comparative geochemistry of west african kimberlites: evidence for a micaceous kimberlite endmember of sublithospheric origin. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**(19):4017-4037.
- WILDING, M.C.; HARTE, B.; HARRIS, J.W. (1991) Evidence for a deep origin for São Luiz diamonds. In: *Inter. Kimb. Conf. O.H.*, 5. Ext. Abstract, CPRM-Spec. Pub., **2**(91):456-458.