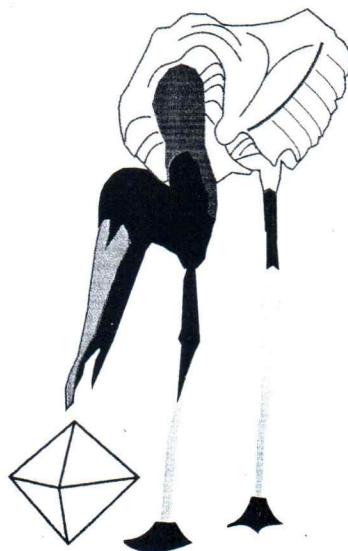


# ANAIS

1221334

# 2<sup>o</sup>



## SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DO DIAMANTE

Cuiabá, MT, Brasil  
2001

553.82  
S612  
2.a  
2001

Ed<sup>UFMT</sup>  
UFMT

## ASPECTOS GEOLÓGICOS E O MICRODIAMANTE NA INTRUSÃO TAMBURI, REGIÃO DE POXORÉU, MATO GROSSO, BRASIL

RICARDO K. WESKA<sup>1</sup> e DARCY P. SVISERO<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Recursos Minerais/Instituto de Ciências Exatas e da Terra

Universidade Federal de Mato Grosso. e-mail: weska@terra.com.br

<sup>2</sup> Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Instituto de Geociências,

Universidade de São Paulo, São Paulo, SP.

**RESUMO** Durante os trabalhos de Tese de Doutorado do primeiro autor com a localização da Intrusão Tamburi a sudeste de Poxoréu, características geológicas, tais como: o tamanho, a forma, as rochas encaixantes e informações macro e microscópicas, entre outras foram levantadas e são aqui descritas. A partir da perfuração de poços, amostragens foram realizadas com vistas a verificar a presença ou não de diamante nesta intrusão com a utilização do método da digestão ácida. As amostras também foram analisadas através de microssonda eletrônica com vistas à definição da composição química dos minerais indicadores encontrados na intrusão. Os minerais estudados foram comparados com aqueles encontrados nos conglomerados e rochas piroclásticas circunvizinhas do Grupo Bauru, assim como outras intrusões que ocorrem em Minas Gerais e em outras partes no mundo, assim como outros tipos de rochas. O microdiamante encontrado na Intrusão Tamburi constitui fato inédito na literatura geológica brasileira sobre o tema, uma vez que a fonte primária de depósitos tipo *placeres* diamantíferos brasileiros permanece desconhecida.

**ABSTRACT** This present work forms part of doctoral thesis of the first author, which situates the Tamburi Intrusion at southeast of Poxoréu. Geologic characteristics such as size, form, host rocks, microscopic and macroscopic features are dealt with. After having made short drill holes samples are investigated whether the presence or absence of diamond in this intrusion utilizing the acid digestion. Electronic microprobe study was carried out with a view to define chemical composition of mineral indicators encountered in this intrusion. These mineral indicators were compared with those encountered in the conglomerate and pyroclastic rocks of nearby Bauru Group and also a comparative study is made with intrusion of Minas Gerais and other parts of the world. The occurrence of micro diamond in the Tamburi intrusion is being observed for the first time in the Brazilian geological literature and as such this has its own importance to elucidate the main source of the Brazilian placers deposits which is still now not known.

**INTRODUÇÃO** O Estado de Mato Grosso tem sido um produtor importante de bens minerais desde os tempos coloniais. Nesse sentido, o ouro já era conhecido no final do século XVI, porém dados oficiais só são conhecidos a partir do século XVIII, entre 1721 a 1725. O diamante, por sua vez, foi descoberto primeiramente nas porções de cabeceiras do Rio Paraguai, tendo sido explorado à época do Império a partir do ano de 1746 (Baxter, 1988), pouco depois das descobertas iniciais da região de Diamantina, Minas Gerais, durante a terceira década do século XVIII (Abreu, 1973). A descoberta e a expansão da exploração do diamante na região de Poxoréu teve início a partir da segunda década do presente século, mais precisamente no ano de 1924 (Baxter, 1988), no Rio das Pombas, afluente do Rio São Lourenço. As descobertas ocorridas mais tarde nas cabeceiras do Rio Poxoréu deram origem a um povoado que evoluiu para a cidade homônima atual.

A Intrusão Tamburi localiza-se na Fazenda Antão, cabeceiras de margem direita do Rio Paraíso (córregos das Cobras e Tamburi), distante 50km a SE de Poxoréu (Figura 1) e na borda (horste) do Rifte Rio das Mortes (Weska, 1996). O corpo está encaixado em rochas areníticas da Formação Aquidauana (Carbonífero Superior a Permiano Inferior), possuindo, portanto, uma idade mais jovem do que estes sedimentos. Situa-se na borda NW da Bacia do Paraná, constituindo um quadro semelhante ao do kimberlito Redondão, que é intrusivo em sedimentos da Bacia do Parnaíba (Svisero *et al.* 1977). No Brasil, Almeida e Svisero (1991) verificaram que as principais áreas de ocorrência de intrusões de possível natureza kimberlítica situam-se justamente em faixas de dobramentos proterozóicas periféricas a áreas cratônicas. Assim sendo, as intrusões Tamburi e Redondão constituem dois corpos fora desse contexto tectônico, discordando também daquele do continente africano onde os kimberlitos situam-se nas bordas e interior de cráticos (Mitchell, 1986).

O nome Tamburi é originário de uma árvore denominada de Tamburi (*Enterolobium contortisiliquum*), comum na Mata Atlântica, que possui copa imensa, esgalhado e tronco grosso. A sua madeira macia é excelente para a fabricação de canoas de tronco inteiro (*In:* Novo Dicionário da Língua Portuguesa, Aurélio B. Holanda

Ferreira, 1986). Esta árvore ocorre abundantemente sobre o corpo, o qual se destaca em relação à vegetação circundante onde predominam os cerrados (Figura 2).

**CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DA INTRUSÃO TAMBURI** Trabalhos de mapeamento mostraram que a Intrusão Tamburi é um corpo de forma subelipsóïdica, orientado na direção NW, cujas dimensões principais são de aproximadamente 400m segundo o eixo maior e de 200m na direção perpendicular. O corpo possui uma área total de 5,9ha, constituindo, portanto, uma intrusão de porte médio a pequeno (Mitchell, 1986). Outras feições locais que merecem destaque são a presença de uma escarpa lateral ao corpo na porção S e falhas NW-SE paralelas ao eixo da intrusão (Figura 3).

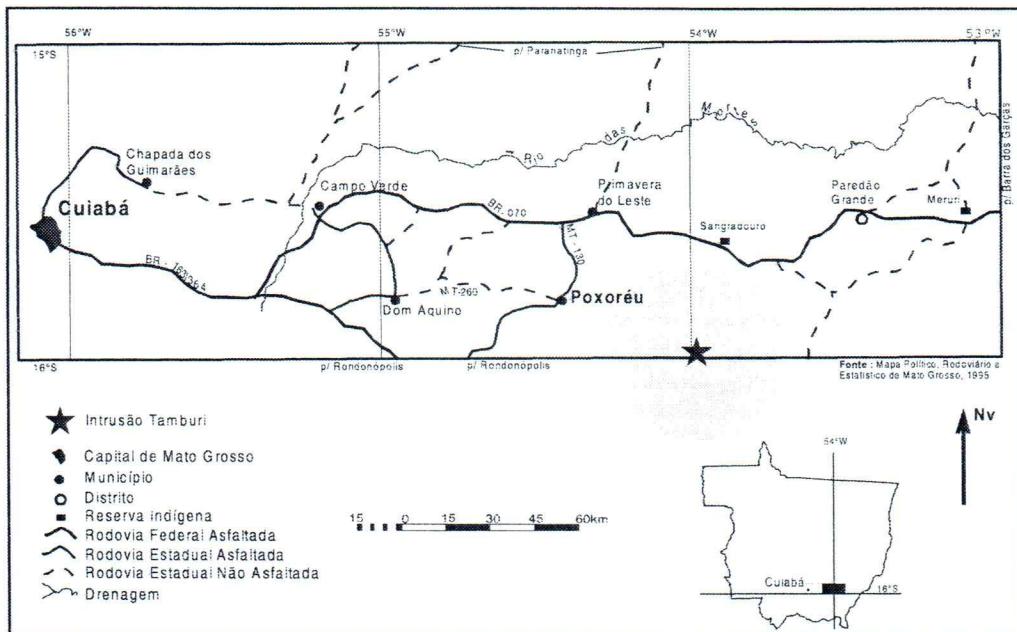


Figura 1. Mapa de localização geográfica da Intrusão Tamburi e vias de acesso.

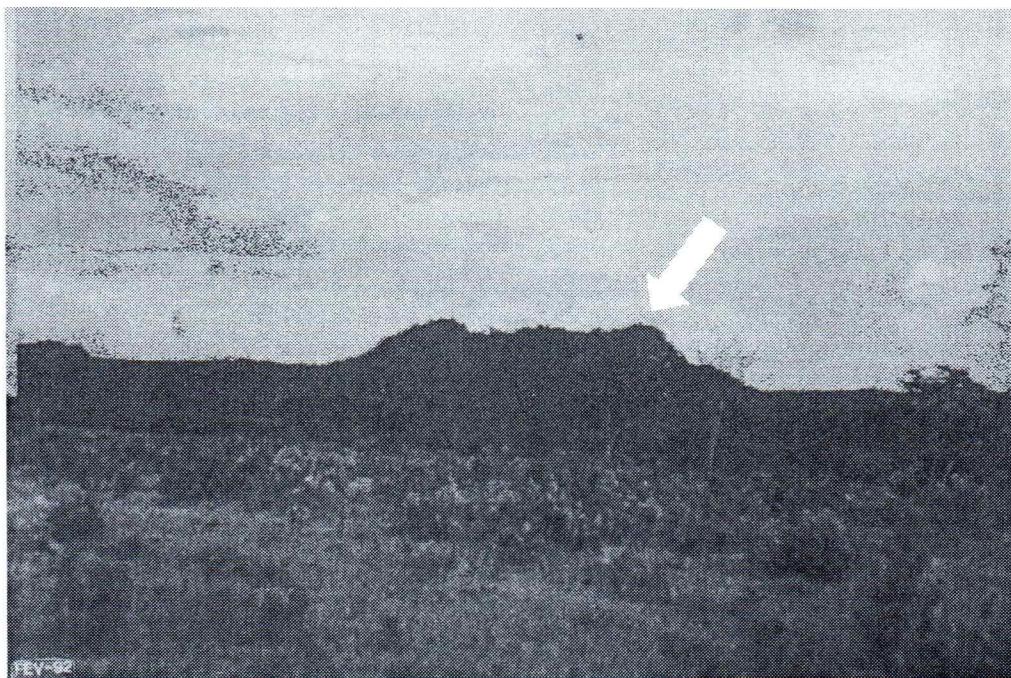


Figura 2. Vista geral da Intrusão Tamburi (seta) que se destaca na topografia em meio aos cerrados circundantes.

Como o corpo ígneo está muito alterado e em grande parte recoberto por fina (0,2m) a espessa (1,50m) cobertura quaternária, ele foi amostrado por 6 poços de 2 x 2m, seguido de telescopagem circular de 90cm de diâmetro, perfazendo uma profundidade total no poço mais profundo de 3,6m. Observações macroscópicas efetuadas revelaram a presença de uma quantidade grande de xenólitos de cores, dimensões, formas e naturezas

variadas, tendo sido reconhecidos xenólitos dispersos em todas as paredes dos poços, os quais na sua grande maioria possuem bordas angulosas. Os tipos mais comuns são: a) arenitos com granulometria média a grossa, maciços a friáveis, cor vermelha e com bordas de alteração cinza. O tamanho dos xenólitos situa-se entre 1 a 50cm, sendo originários de encaixantes da Formação Aquidauana; e b) rochas pelíticas, muito friáveis micáceas ou não, de cores bege ou cinza, com laminações plano-paralelas incipientes. Nesse caso possuem dimensões entre 0,5 a 12cm em média, pertencendo provavelmente a tipos litológicos do Grupo Cuiabá, da Formação Ponta Grossa, ou a corpos de natureza básica alterados da Formação Paredão Grande.

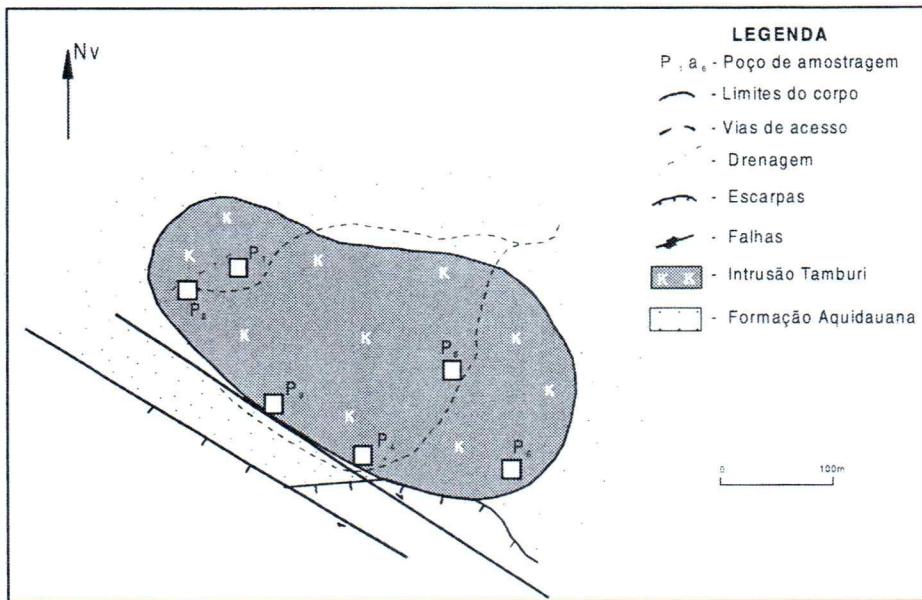


Figura 3. Mapa geológico da Intrusão Tamburi e a posição dos poços de amostragem.

O corpo apresenta macroscopicamente aspecto de rocha vulcanoclástica, textura brechóide e alteração intensa. Possui xenólitos de até 50cm, macrocristais de granada < 3cm, flogopita < 1,5cm, ilmenita < 0,8cm e olivina < 1cm; imersos em uma matriz fina, argilosa a areno-argilosa. Xenocristais de quartzo e feldspato caulinizado são relativamente comuns. O conjunto foi submetido à intensa segregação carbonática, cujas evidências são macrocristais de carbonatos.

Segundo Cox (1978), "as erupções de magmas kimberlíticos são eventos vulcanogênicos explosivos, devido à presença excessiva de vapor d'água e dióxido de carbono que, quando atingem a superfície, causam a explosão. Com isso as paredes do conduto são despedaçadas e carreadas pelas lavas".

Do ponto de vista petrográfica a rocha possui aspecto brechóide, sendo formada por uma matriz argilosa resultante do intemperismo profundo, no qual, além dos xenólitos já mencionados, ocorrem cristais de granada de cor vermelha de até 3cm. Em lâminas delgadas (Figura 4a), mostra-se na forma de cristais subidiomórficos, de relevo alto, cor vermelha, fracamente birrefringentes e com tamanhos entre 0,3 a 0,5mm. Flogopita cloritizada de até 2cm ocorre em amostras de mão, nas cores amarela a amarela ouro, inviabilizando a datação do corpo; em lâminas delgadas o tamanho situa-se entre 0,3 a 0,5mm (Figura 4b). Exibe hábito placoidal, pleocroísmo médio de verde pálido a marrom clara, zoneamentos de verde claro a escuro, extinção paralela às clivagens e caráter biaxial negativo. Pseudomorfos de olivina subedrais com tamanhos entre 0,2 a 1cm, totalmente serpentinizadas são freqüentes. O carbonato ocorre segundo cristais hipidiomórficos de dimensões entre 0,4 a 0,7mm, sendo incolores, com relevo alto, clivagem rômbica, ângulo entre os dois sistemas de clivagem de 75° e extinção simétrica aos dois sistemas de clivagem. Os carbonatos ocorrem também abundantemente como agregado microcristalino compondo a matriz; na realidade, tais carbonatos são resultantes de segregações carbonáticas primárias do magma comuns a essas intrusões (Mitchell, 1986). Os opacos são freqüentes na matriz possuindo dimensões entre 0,1 a 0,3mm e formas globulares. Entre eles, destaca-se a perovskita que apresenta dimensões da ordem de 0,05mm, hábito quadrático bem definido, cor castanha avermelhada a escura, relevo alto e birrefringência anômala fraca. Segundo Svisero *et al.* (1982), nas intrusões da região oeste de Minas Gerais os cristais de perovskita desenvolvem auréolas ou concentrações em torno de flogopita, olivina e outros macrocristais. A ilmenita ocorre na forma de monocristais de até 1cm em afloramentos, possuindo capas de alteração de leucoxênio e fraturas subconchoidais.

Duas características chamam a atenção nessa intrusão: a) o relevo positivo e o fato de ocorrer de forma isolada. A primeira característica resulta do fato da intrusão ter desenvolvido uma intensa carbonatação interna e silicificação da encaixante durante o episódio de colocação, fato que a preservou como alto topográfico frente

aos processos intempéricos (Figura 2). O fato dela ocorrer de forma isolada também é incomum, visto que em geral intrusões kimberlíticas ou de filiação kimberlítica normalmente aparecem em grupos ou mesmo enxames de algumas dezenas de intrusões, constituindo campos kimberlíticos, tal como definido por Mitchell (1986) no continente africano e em outros locais.

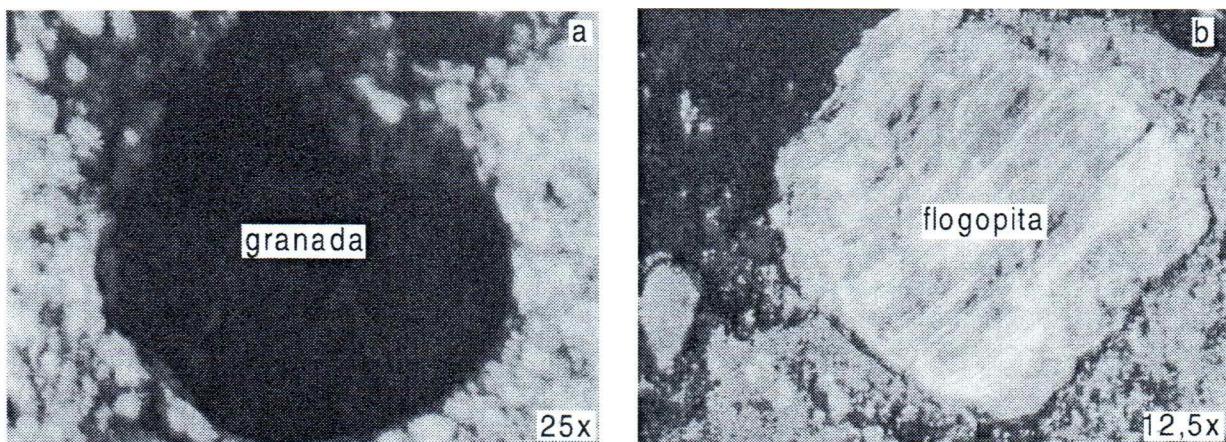


Figura 4. Características microscópicas da Intrusão Tamburi. Em (a) macrocristal de granada com zoneamentos, em (b) macrocristal de flogopita, circundada por carbonatos.

Com base nestas características o corpo Tamburi pode em princípio ser classificado litologicamente como uma rocha de aspecto brechóide que, segundo a classificação de Mitchell (1986) reúne características comuns à fácies de cratera, na qual há predomínio de xenólitos de rochas provenientes das encaixantes sobre os de origem mantélica.

Dado a intensa alteração da Intrusão Tamburi, não foi possível obtermos amostras para datações geocronológicas. Entretanto, tomando-se como base a idade de 121,1 Ma. obtida por Davis (1977) em zircão do kimberlito B-9, Paranatinga (MT), a Intrusão Tamburi poderia ser contemporânea a esse magmatismo, sendo ambas por idade correlacionadas ao vulcanismo Serra Geral da Bacia do Paraná.

**ESTUDO DOS MINERAIS INDICADORES** Os minerais indicadores de fontes primárias de diamantes possuem características químicas de rochas básicas/ultrabásicas, que associadas às condições climáticas tropicais reinantes na região são facilmente alterados. Entre os espinélios, granada e ilmenita, esse último é o mineral pesado que a partir do momento que é liberado do corpo primário consegue alcançar as maiores distâncias; as granadas alcançam distâncias intermediárias, enquanto que os espinélios são pouco transportados por não resistirem a intemperização. Tomando-se como, exemplo o Rio Paraíso que captura a Intrusão Tamburi, ilmenitas liberadas por este corpo, com dimensões de 1mm, foram encontradas em abundância até a distância de ~5km; a partir daí esses minerais tendem a reduzir sua frequência. As granadas parecem resistir transporte até ~2km do corpo, enquanto os espinélios resistem ainda menos o transporte. Em relação às micas do tipo flogopita descritas na intrusão, estas se restringem ao corpo. Comportamento similar ao da flogopita ocorre com o diopsídio cromífero, descrito em alguns corpos kimberlíticos da região de Paranatinga. Nestas condições, ao encontrar-se fragmentos de flogopita e de diopsídio isto significa dizer que estamos sobre o corpo kimberlítico. O diamante destaca-se neste contexto pelo fato de possuir propriedades físicas (dureza máxima) e químicas (insolúvel) especiais quando comparado aos seus acompanhantes.

O diamante de Poxoréu, bem como dos Municípios entre Alto Paraguai - Arenápolis, Paranatinga, Barra do Garças e Chapada dos Guimarães, distribui-se em sedimentos que variam do Cretáceo ao Quaternário. A localização de uma intrusão básica/ultrabásica isolada na área, não explica as concentrações anômalas conhecidas nos placeres quaternários da região de Poxoréu. O aprofundamento dos estudos petrográficos e geoquímicos dos derrames e dos diques da Formação Paredão Grande evidenciaram por outro lado a natureza alcalina dessas rochas, como parte do impacto da Pluma de Trindade sob o oeste brasileiro durante o Cretáceo Superior (Weska, 1996 e Gibson *et al.* 1997). Os estudos de empilhamento estratigráfico aliado aos de ambiente deposicional do Grupo Bauru (Weska, 1996) na região evidenciaram que a Formação Quilombinho é vulcanogênica, tendo em média até 90% de detritos grossos a finos derivados das rochas da Formação Paredão Grande. Segundo Janse (1991), além das fontes tradicionalmente conhecidas, o diamante ocorre também em certos lamprófiros, peridotitos, ofiolitos e até em gnaisses gerados em zonas de subducção.

Com base no anteriormente exposto, em detrimento de uma amostragem extensiva, optamos por amostragem seletiva, e ao mesmo tempo procuramos estudar os minerais pesados presentes nos corpos Tamburi e Paredão Grande, correlacionando-os com os minerais pesados encontrados na Formação Quilombinho. A

comparação com essa última unidade foi feita em razão da sua baixa contaminação (< 10%) de detritos derivados de outras áreas fontes, excetuando-se a Formação Paredão Grande. A contaminação da Formação Cachoeira do Bom Jardim é da ordem de 50% e da Formação Cambambe de 90%. Em função do exposto, estas duas últimas unidades não foram amostradas para minerais pesados.

Os resultados da amostragem de minerais pesados estão reunidos na Figura 5, incluindo informações referentes aos tipos litológicos e unidades geológicas amostradas. Foi dada atenção especial aos minerais do grupo das granadas, ilmenitas e espinélios, em virtude do interesse que esses minerais possuem na prospecção de kimberlitos e lamproítos. Além desses minerais, foi investigada também a presença de microdiamantes nas amostras.

AMOSTRA	TIPO DE ROCHA	UNIDADE/FORMAÇÃO	RESULTADOS
RW 01	Brecha	Intrusão Tamburi	espinélio + granada + ilmenita
RW 02	Piroclástica (?)	Paredão Grande	Granada
RW 03	Conglomerado	Quilombinho	Ilmenita
RW 04	Conglomerado	Quilombinho	-
RW 05	Conglomerado	Quilombinho	Espinélio
RW 06	Conglomerado	Quilombinho	ilmenita + espinélio
RW 07	Conglomerado	Quilombinho	granada
RW 08	Brecha	Intrusão Tamburi	espinélio + granada + ilmenita + microdiamante

Figura 5. Minerais pesados identificados nas oito amostras selecionadas para estudos de laboratório.

A região de Poxoréu, onde localizamos a Intrusão Tamburi, destaca-se entre os principais distritos produtores de diamante detrítico do País. Nessa área, o diamante é lavrado a partir de cascalhos quaternários da Fácies Coité (Weska, 1996), e sua origem, a exemplo de outros locais do País permanece desconhecida. Tendo em vista esse fato, foram realizados estudos de química mineral de concentrados da Intrusão Tamburi, de rochas piroclásticas alteradas da Formação Paredão Grande e de conglomerados da Formação Quilombinho, unidades litoestratigráficas, fontes dos depósitos aluviais quaternários.

**GRANADA** A granada é um dos minerais resistatos característicos de kimberlitos, e por essa razão vem sendo utilizada na prospecção dessa rocha há longa data. Exibe cor vermelha característica com tonalidades variáveis incluindo os tons de vinho, violeta, laranja e castanha esverdeada. As dimensões variam desde alguns mm até decímetros em casos excepcionais (Mitchell, 1986). Estudos compostionais desenvolvidos intensivamente nos últimos anos culminaram com a classificação estatística de Dawson & Stephens (1975), onde as granadas kimberlíticas foram divididas em doze grupos distintos referidos na literatura pela simbologia G1 a G12. Entre esses grupos, destaca-se o grupo G10 (cromiopiropes pobres em cálcio) considerado um guia de prospecção e de avaliação da presença ou não de diamante em fontes primárias.

De um total de 135 análises realizadas 62 representativas de granada foram escolhidas por apresentarem fechamento satisfatório e deste total parte é mostrada na Figura 6. Observa-se pela referida tabela que entre os elementos principais, o MgO varia de 4,26 a 21,77%; FeO de 7,33 a 33,95%; CaO de 0,0 a 10,34%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 19,51 a 53,35% e Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 0,0 a 5,44% em peso. A Figura 6 mostra análises de granada (amostras 7, 8, 9 e 10) da Formação Paredão Grande. Nesse caso, os elementos maiores apresentam as seguintes variações em peso: MgO: 19,52-21,77%; FeO: 5,62-8,46%; CaO: 4,36-6,48%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 17,48-23,54% e Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 0,74-7,05%. Análises de granada da Formação Quilombinho, cujos elementos principais exibem as seguintes variações compostionais em peso: MgO: 19,03-20,12%; FeO: 5,57-8,01%; CaO: 5,46-6,52%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 17,39-20,14% e Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 4,49-7,02%, duas amostras (11 e 12) são mostradas na Figura 6.

Esses dados mostram que entre os três tipos de litologias, a maior variação composicional ocorre em granada da Intrusão Tamburi, enquanto nas outras duas litologias, as variações são menores. Além disso, observa-se que existem similaridades entre as variações exibidas pelas granadas das Formações Paredão Grande e Quilombinho (Grupo Bauru, Weska 1996) distinguindo-as da Intrusão Tamburi. Levando em conta as variações observadas, podemos dizer de forma resumida que as granadas Tamburi são relativamente mais pobres em MgO e Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, sendo enriquecidas em FeO, CaO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Em contrapartida, as granadas das Formações Paredão Grande e Quilombinho são enriquecidas em MgO e Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e empobrecidas em FeO, CaO e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Para efeitos de interpretações, esses valores foram projetados em diagramas convencionais da literatura. Na Figura 7, as granadas estão projetadas em um diagrama ternário Ca-Mg-Fe, onde estão delineados os campos correspondentes a inclusões de diamantes, xenólitos de lherzolitos e de eclogitos, megacristais, além de dados referentes ao kimberlito Poço Verde, todos extraídos de Svisero *et al.* (1987). Observa-se nesse diagrama que as granadas das Formações Paredão Grande e Quilombinho projetam-se junto com a maior parte das amostras da Intrusão Tamburi, sendo que uma boa parte dessas caem no campo dos eclogitos. Algumas amostras da Formação Paredão Grande caem dentro do campo dos megacristais, enquanto que parte das granadas Tamburi espalha-se pelo diagrama em direção ao Fe sugerindo possível filiação com basaltos alcalinos.

AMOSTRA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	40,99	40,69	41,61	41,22	36,59	36,51	41,02	41,65	40,90	41,84	40,74	40,82
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,02	0,10	0,89	0,00	0,00	0,95	0,32	0,53	0,14	0,07	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,08	19,51	23,52	20,16	21,38	21,44	20,79	20,76	17,48	23,54	20,14	18,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,62	0,10	0,01	0,93	0,00	0,00	1,45	0,85	1,29	0,00	0,25	0,67
FeO	7,33	7,57	9,11	5,75	33,95	32,68	8,46	5,62	5,73	8,14	8,01	6,31
MnO	0,40	0,41	0,18	0,27	1,29	2,66	0,33	0,26	0,30	0,32	0,46	0,30
MgO	20,89	18,49	15,44	21,57	5,05	4,26	19,52	21,77	19,89	21,16	19,03	20,12
CaO	4,87	6,69	10,34	5,02	1,09	1,91	5,38	5,05	6,48	4,36	5,88	5,64
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,06	0,01	0,01	0,01	0,03	0,05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,27	5,44	0,03	3,60	0,00	0,02	1,90	3,56	7,05	0,74	4,49	6,15
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,08	0,02	0,10	0,03	0,05	0,15	0,06	0,10	0,04	0,05	0,09
TOTAL	99,61	99,00	100,36	99,56	99,38	99,53	100,01	99,91	99,76	100,29	99,15	99,06

Figura 6. Composição química de elementos maiores (% em peso) de granada da Intrusão Tamburi (1 a 6), Fm. Paredão Grande (7 a 10) e Fm. Quilombinho (11 e 12).

A presença ou não de granada G10 nas amostras estudadas foi testada pelo diagrama CaO x Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de Gurney (1984), mostrado na Figura 8. Observa-se que as amostras de granadas estudadas caem no campo da granada G9, a maior parte no campo das granadas de peridotitos, e as demais no campo dos eclogitos. Todas as amostras situam-se fora do campo das granadas G10, afastando qualquer possibilidade da Intrusão Tamburi conter mineralizações significativas de diamante.

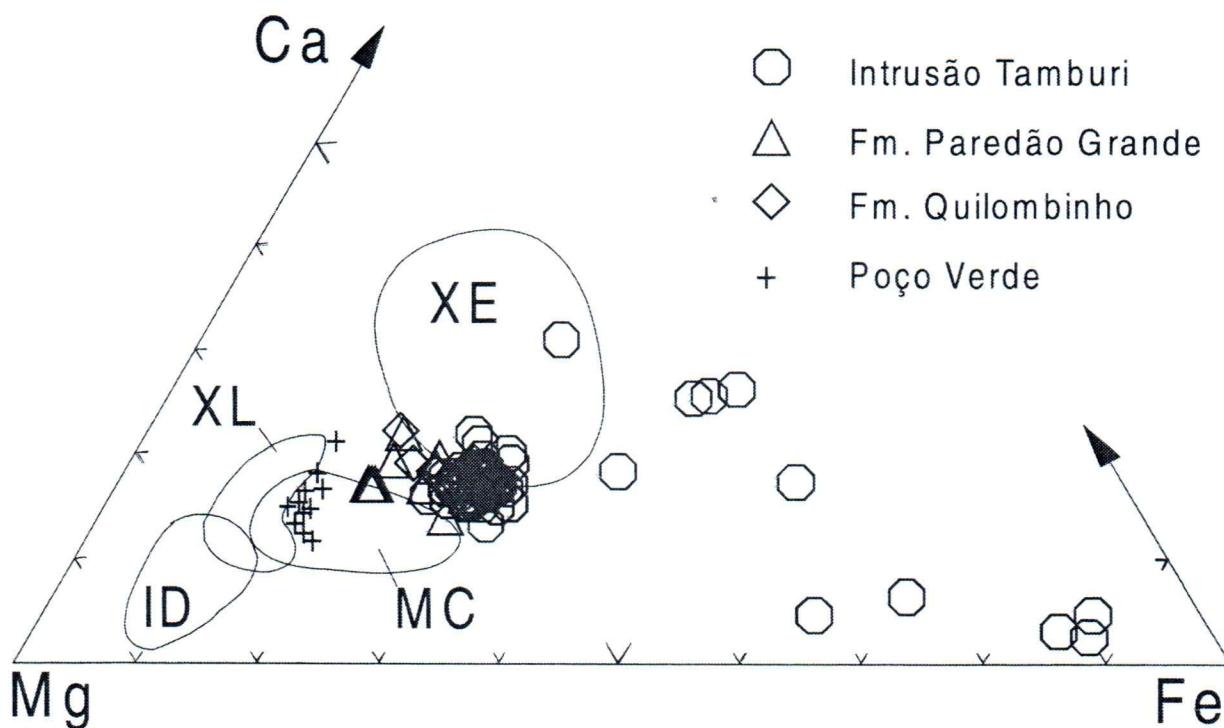


Figura 7. Diagrama Ca-Mg-Fe mostrando as granadas da Intrusão Tamburi e das formações Paredão Grande e Quilombinho (Grupo Bauru). Os campos comparativos ID (inclusões em diamante), MC (megacristais), XL (xenólito de lherzolito) e os pontos referentes ao kimberlito Poço Verde foram extraídos de Svisero *et al.* (1987).

**ILMENITA** A ilmenita magnesiana é um dos minerais mais característicos de kimberlitos, podendo alcançar proporções de até 5 % em peso em alguns corpos. Desempenha um papel chave na prospecção dessas rochas tendo em vista as facilidades de concentração e a resistência ao intemperismo físico e químico. Do ponto de vista químico, são constituídos por soluções sólidas entre as moléculas de  $\text{FeTiO}_3$  (ilmenita),  $\text{MgTiO}_3$  (geikielita) e  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (hematita). Além dos elementos principais ferro e titânio, possuem magnésio com teores de  $\text{MgO}$  de até 25% em peso, além de crômio, cujos teores de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  alcançam até 5% em peso (Bardet, 1977; Mitchell, 1986).

A Figura 9 apresenta análises químicas de ilmenitas de conglomerados da Formação Quilombinho, escolhidas a partir de um lote de 116 análises, onde o  $TiO_2$  varia de 48,27 a 54,04%;  $Fe_2O_3$  de 1,72 a 10,14%; FeO de 24,29 a 44,82%; MgO de 0,34 a 13,02% e  $Cr_2O_3$  de 0,0 a 0,84% em peso. Na mesma figura são mostradas análises referentes à Intrusão Tamburi onde o  $TiO_2$  varia de 10,35 a 53,28; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 5,47 a 69,97; FeO de 13,46 a 33,72; MgO de 0,08 a 9,46 e o  $Cr_2O_3$  de 0,04 a 2,41% em peso.

Repetindo comportamento já observado nas granadas, as ilmenitas da Intrusão Tamburi apresentam variações compostionais maiores do que as suas correspondentes da Formação Quilombinho. Com relação as ilmenitas dessa formação, observa-se a existência de dois grupos bem distintos: a) um com teores de magnésio e crômio baixos ( $MgO$  de 0,34 a 3,17 e  $Cr_2O_3$  de 0,0 a 0,04% em peso) e outro em que esses elementos apresentam-se enriquecidos ( $MgO$  de 11,27 a 13,02 e  $Cr_2O_3$  de 0,39 a 0,84% em peso).

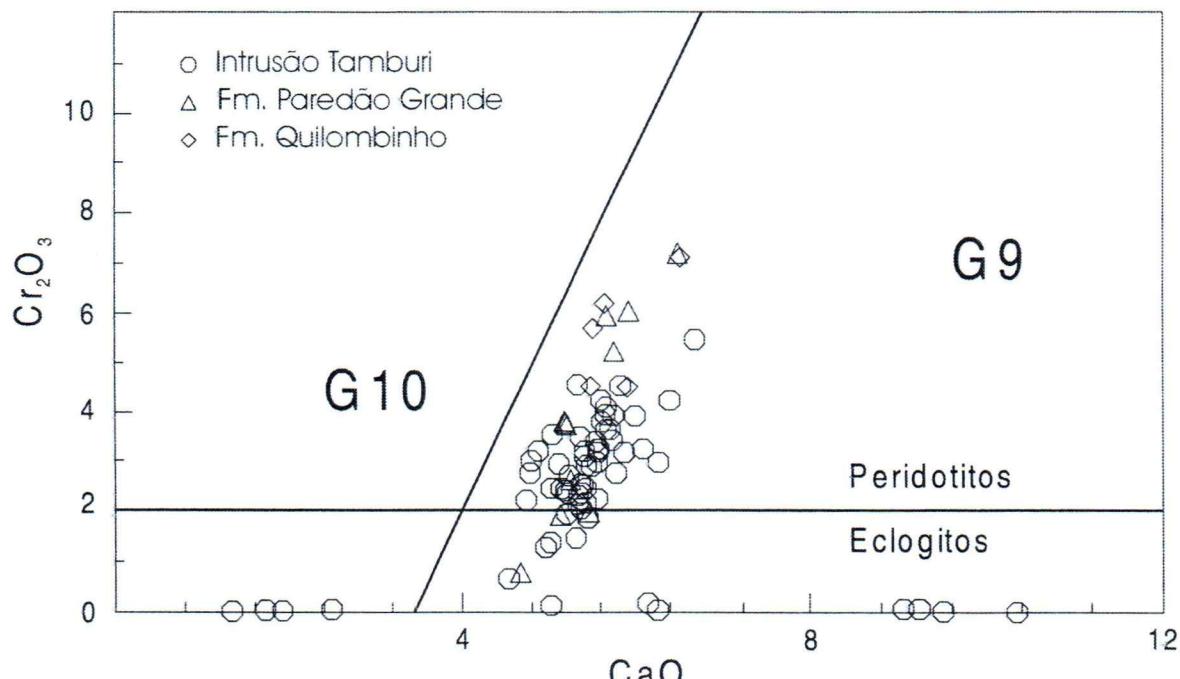


Figura 8. Diagrama  $Cr_2O_3$  x  $CaO$  de granadas da Intrusão Tamburi e das formações Paredão Grande e Quilombinho. Todas as amostras analisadas caem fora do campo das granadas G10. Diagrama base segundo Gurney (1984).

AMOSTRA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$SiO_2$	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03
$TiO_2$	48,27	54,04	52,00	51,23	51,23	51,54	51,95	51,42	50,92	52,76	53,28	52,94
$Al_2O_3$	0,10	0,63	0,06	0,04	0,04	0,10	0,13	0,21	0,19	0,15	0,15	0,14
$Fe_2O_3$	10,14	3,47	1,72	2,65	2,65	2,76	6,06	6,80	7,44	5,03	4,82	5,47
FeO	37,39	26,4	43,97	44,82	44,82	43,75	29,87	30,70	30,26	30,80	28,83	30,68
MnO	0,44	0,26	0,61	0,65	0,65	0,59	0,35	0,37	0,34	0,31	0,34	0,35
MgO	3,17	12,78	1,24	0,34	0,34	1,17	9,46	8,68	8,77	9,39	10,66	9,41
CaO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02
$Nb_2O_5$	-	-	-	-	-	-	0,47	0,50	0,49	0,43	0,47	0,42
$Cr_2O_3$	0,04	0,84	0,01	0,00	0,00	0,03	0,58	0,35	0,64	0,62	0,35	0,23
NiO	-	-	-	-	-	-	0,11	0,00	0,07	0,06	0,05	0,02
ZnO	-	-	-	-	-	-	0,00	0,00	0,10	0,00	0,02	0,00
TOTAL	99,56	98,46	99,61	99,75	99,75	99,98	99,04	99,08	99,25	99,59	99,01	99,71

Figura 9. Composição química de elementos maiores (% em peso) de ilmenita da Fm. Quilombinho (1 a 5) e da Intrusão Tamburi (6 a 12)

Na Figura 10, as ilmenitas estudadas estão projetadas no diagrama binário  $MgO$  x  $FeO$ , onde constituem duas populações distintas, conforme já notado no caso das granadas. A maior parte das amostras, tanto da Intrusão Tamburi quanto da Formação Quilombinho, apresentam correlação negativa bem destacada; além disso, algumas ilmenitas Tamburi projetadas na base do diagrama possuem teores variáveis de FeO e ausência total de MgO.

Comparações com o diagrama ternário  $FeTiO_3$  -  $MgTiO_3$  -  $Fe_2O_3$  estão mostradas na Figura 11, onde estão assinalados os campos referentes a kimberlitos, carbonatitos, basaltos alcalinos e toleíticos, extraídos de Mitchell

(1986). As ilmenitas referentes aos conglomerados da Formação Quilombinho concentram-se no campo dos carbonatitos, enquanto aquelas da Intrusão Tamburi exibem espalhamento notável em direção ao vértice  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Uma das amostras cai no campo dos kimberlitos e as demais fora dos campos assinalados.

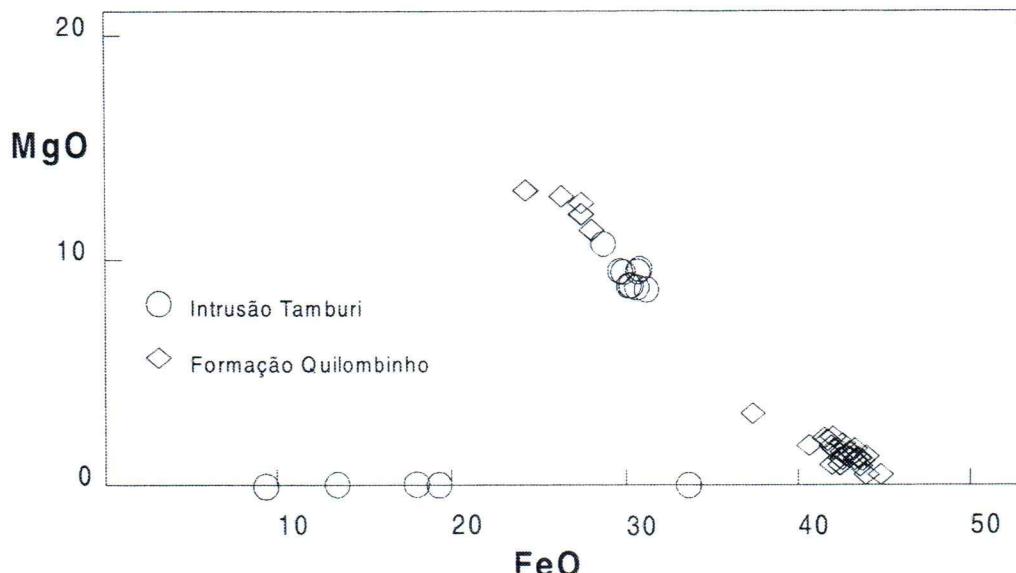


Figura 10. Diagrama binário MgO x FeO mostrando que existe uma relação linear negativa entre algumas ilmenitas da Intrusão Tamburi e da Fm. Quilombinho. Uma segunda população da Intrusão Tamburi é totalmente desprovida de magnésio e constitui um campo à parte.

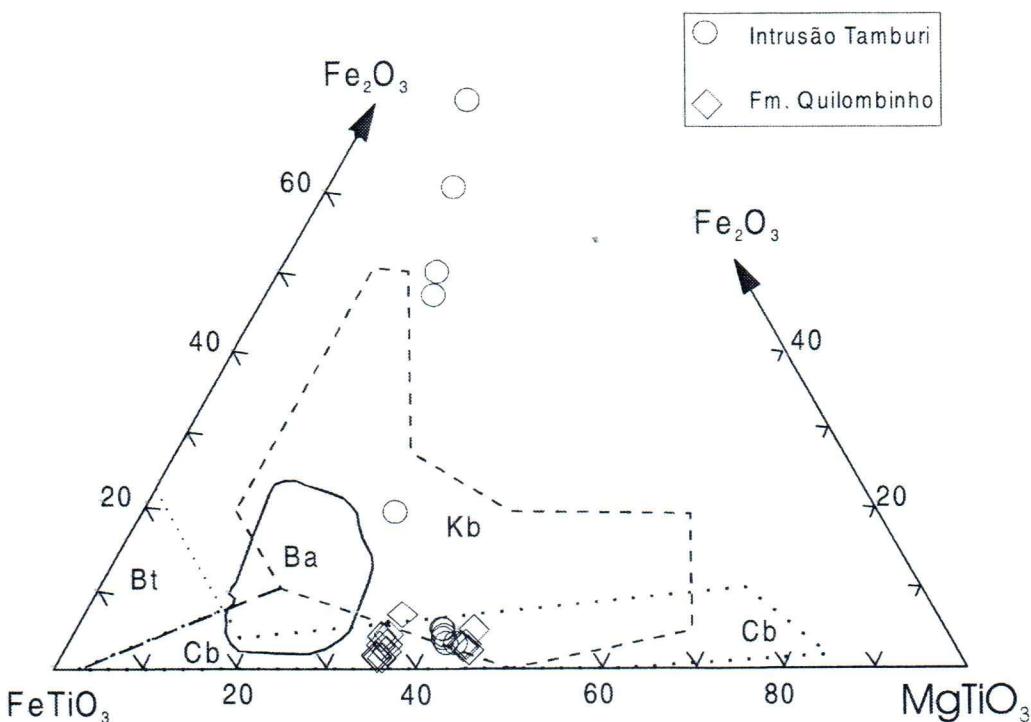


Figura 11. Diagrama  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  -  $\text{FeTiO}_3$  -  $\text{MgTiO}_3$  mostrando as ilmenitas da Intrusão Tamburi e da Fm. Quilombinho. Os campos referentes a kimberlitos (Kb), carbonatitos (Cb), basaltos alcalinos (Ba) e basaltos toleíticos foram extraídos de Mitchell (1986). Algumas ilmenitas caem no campo Kb, e as demais se espalham em direção ao vértice da hematita. As ilmenitas da Fm. Quilombinho situam-se nos campos Kb e Cb.

**ESPINÉLIOS** Importante grupo de minerais opacos de kimberlitos, lamproítos, basaltos e outras rochas básicas e ultrabásicas. Nos kimberlitos, além de constituir uma fase importante na matriz, ocorre também sob a forma de macrocristais, produtos resultantes da serpentinização das olivinas, em intercrescimentos com a ilmenita, e como produto de decomposição da ilmenita. Possuem composição química extremamente complexa descrita por um sistema de oito componentes:  $\text{MgCr}_2\text{O}_4$  (magnésiocromita),  $\text{FeCr}_2\text{O}_4$  (cromita),  $\text{MgAl}_2\text{O}_4$  (espinélio),  $\text{FeAl}_2\text{O}_4$  (hercinita),  $\text{Mg}_2\text{TiO}_4$  (magnésio ulvöespinélio),  $\text{FeTiO}_4$  (ulvöespinélio),  $\text{MgFeO}_4$  (magnésioferrita) e  $\text{Fe}_3\text{O}_4$

(magnetita). Os espinélios são relativamente estáveis ao intemperismo químico, e desta forma são utilizados também na prospecção kimberlitos e lamproítos.

No decorrer desse trabalho analisamos 173 amostras de espinélios, entre as quais selecionamos 78 para interpretações e destas, a Figura 12 resume uma pequena amostra representativa destes minerais, com análises de centro (c) e borda (b) de espinélios da Intrusão Tamburi (1 a 3) e análises referentes aos conglomerados da Formação Quilombinho (4 a 6).

Os espinélios da Intrusão Tamburi possuem composição variável sendo constituídos essencialmente de crômio, ferro, alumínio e magnésio, com valores baixos de titânio. Assim sendo, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varia de 13,86 a 69,07; FeO de 6,82 a 23,49; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 0,0 a 12,09; MgO de 6,06 a 18,34; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> de 9,61 a 52,73 e TiO<sub>2</sub> de 0,0 a 4,47 % em peso.

AMOSTRA	1C	1B	2C	2B	3C	3B	4C	4B	5C	5B	6C	6B
SiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,09	0,05	0,02	0,23	0,11	0,21	0,20	0,22	0,06
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,40	2,85	2,71	0,62	0,57	0,79	0,81	0,47	0,46	0,44	7,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,61	19,65	9,68	10,39	12,46	12,69	20,83	22,68	27,86	26,67	27,52	13,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,12	5,58	10,01	10,09	8,25	7,58	16,07	19,32	13,21	18,18	16,89	28,49
FeO	14,91	14,83	18,49	18,15	15,49	14,62	2,19	0,50	0,27	0,00	1,22	14,60
MnO	0,44	0,37	0,42	0,44	0,47	0,40	0,35	0,40	0,36	0,38	0,39	0,47
MgO	12,76	13,18	11,04	11,29	12,06	12,55	12,10	10,17	14,50	11,21	12,47	7,66
CaO	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	46,36	45,76	46,80	46,51	50,46	50,81	44,23	42,68	39,79	40,16	39,73	26,63
NiO	0,14	0,21	0,28	0,22	0,09	0,17	0,20	0,13	0,27	0,24	0,23	0,13
ZnO	0,19	0,07	0,06	0,00	0,23	0,12	0,13	0,08	0,04	0,10	0,09	0,07
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,31	0,22	0,58	0,55	0,39	0,43	0,21	0,20	0,18	0,19	0,19	1,02
TOTAL	99,27	100,27	100,24	100,44	100,58	99,96	97,34	97,08	97,16	97,79	99,39	100,23

Figura 12. Composição química de espinélios, centro e borda, (% em peso) presente na Intrusão Tamburi (1 a 3) e na Fm. Quilombinho (4 a 6).

Com relação aos espinélios encontrados nos conglomerados da Formação Quilombinho foram observadas as seguintes variações: Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 15,14-44,23; FeO, 0,0-14,60; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 11,62-28,49; MgO, 7,66-17,31; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 13,22-52,69 e TiO<sub>2</sub>, 0,07-7,86 % em peso.

Sintetizando, os espinélios da Intrusão Tamburi são em média mais ricos em crômio e magnésio, sendo empobrecidos em ferro e titânio. Nos conglomerados da Formação Quilombinho, invertem-se essas relações, uma vez que esses espinélios são enriquecidos em ferro e titânio e empobrecidos em crômio e magnésio.

No diagrama Cr/Cr+Al x Fe/Fe + Mg, os espinélios estudados estão comparados com espinélios constituintes de kimberlitos, de basaltos de cadeias dorsais oceânicas e com inclusões encontradas em diamante (Mitchell, 1986). Nota-se pela Figura 13 que os espinélios Tamburi apresentam variações significativas projetando-se fora dos campos comparativos mostrados. Os espinélios da Formação Quilombinho caem também fora desses campos, porém, exibem variações compostionais bem menores.

Na Figura 14, os espinélios estão projetados em um diagrama binário Fe/Fe+Mg x Fe<sup>3+</sup> + Ti, e nele estão delineados os campos dos kimberlitos Koidu (K) e Libéria (L). De modo semelhante ao anterior, observa-se novamente variações amplas para os espinélios Tamburi. Além disso, nota-se que os espinélios Quilombinho caem no campo das titanomagnetitas, enquanto que a maior parte das amostras do Tamburi distribuem-se no campo das cromitas.

**O MICRODIAMANTE** Conforme já informado anteriormente, todas as oito amostras estudadas (Figura 5), foram submetidas à digestão ácida, com o intuito de testar a presença de microdiamante. Microdiamantes, segundo Davinson (1993) e Coopersmith (1993), são definidos como pedras de tamanho menor que o limite de captura de plantas concentradoras de diamantes, isto é, medindo entre 1 a 0,5mm correspondendo aproximadamente a 0,004 a 0,002ct em peso.

Na concepção de Davinson (1993), não existem “pipes” estéreis em macrodiamantes com quantidades elevadas de microdiamantes, da mesma forma que há casos conhecidos de “pipes” com macrodiamantes sem a presença de microdiamantes.

O método da digestão ácida consistiu na digestão da amostra em água régia + ácido fluorídrico, de certos volumes de amostras quarteadas a partir de 250kg. Como exemplo, da amostra RW-08 que possuía peso inicial de 181,6kg, 64,7kg foram submetidos a ataque por 303,0 litros de ácido durante 14 dias. Daí resultou uma fração de 37,23g que foi separada em bromofórmio, e posteriormente examinada em lupa binocular. Entre as oito amostras tratadas por esse método, no resíduo da RW-08 (Figura 5) proveniente da Intrusão Tamburi foi

encontrado um microdiamante. Observações à lupa binocular, mostraram tratar-se de um cristal de 0,6mm, incolor, transparente, de hábito irregular, com faces curvas e arestas sinuosas.

Para comprovar a natureza verdadeira desse material, o cristal foi submetido à difração de raios X em uma câmara de Gandolfi durante 12 horas. O diagrama resultante está apresentado na Figura 15 e nele estão destacadas as três reflexões características do diamante: 2,06 Å; 1,26 Å e 1,08 Å.

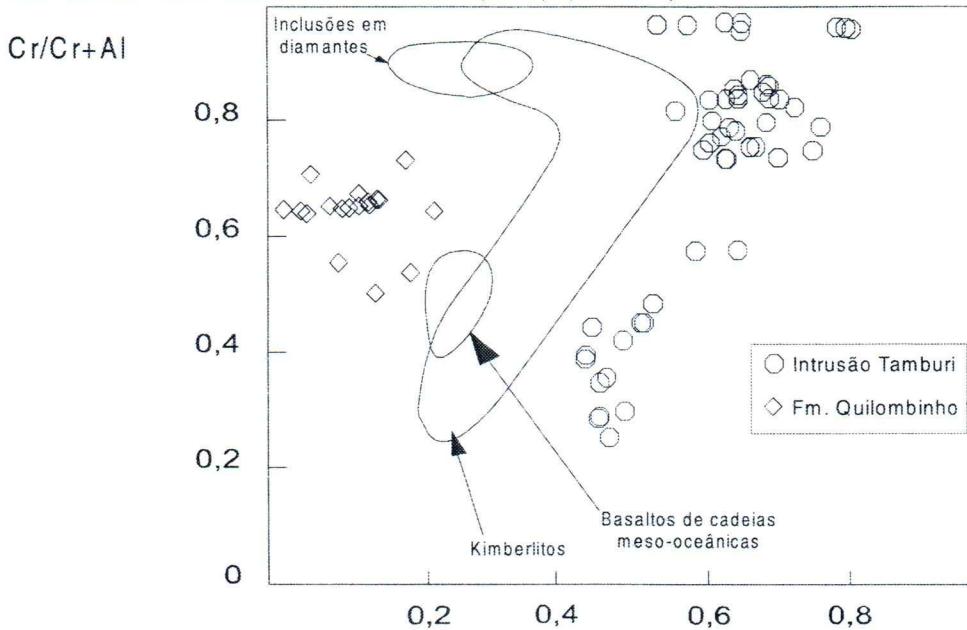


Figura 13. Diagrama Cr/Cr+Al x  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$  de espinélios com os campos de kimberlitos, basaltos meso-oceânicos e inclusões de diamantes, conforme Mitchell (1986). Os espinélios Tamburi mostram variações significativas maiores do que os da Formação Quilombinho. Ambos caem fora dos campos mostrados no desenho.

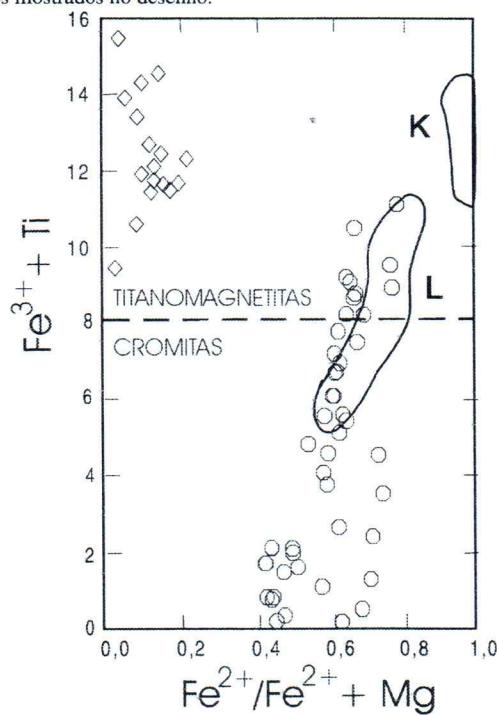


Figura 14. Diagrama  $\text{Fe}^{3+} + \text{Ti}$  x  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$  de espinélios ressaltando os campos dos kimberlitos Koidu (K) e Libéria (L), e os campos das cromitas e das titanomagnetitas, segundo Haggerty e Tompkins (1984). Os espinélios Tamburi concentram-se no campo das titanomagnetitas. As legendas aqui usadas são iguais às utilizadas para a Figura 13.

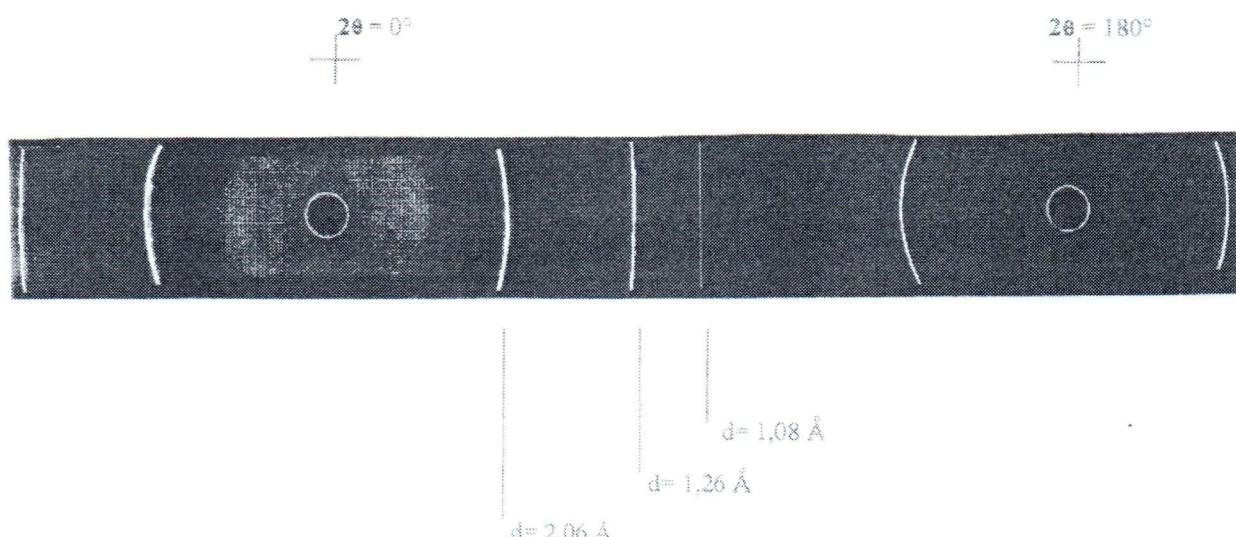


Figura 15. Difratograma de raios X de um microdiamante recuperado pela digestão ácida da rocha alterada constituinte da Intrusão Tamburi (Amostra RW – 08, Figura 5). Câmara de Gandolfi, radiação CuK $\alpha$ + 1,54 Å, 12 horas de exposição.

**CONCLUSÕES** A Intrusão Tamburi é um corpo subelíptico de 400 x 200m aproximadamente, com 5,9ha, encaixado segundo a direção SE-NW, constituído por uma rocha de natureza básica/ultrabásica alterada, de matriz arenoso-argilosa a argilosa (Figura 2 e 3). São comuns na intrusão segregações carbonáticas internas, silicificação intensa nas bordas provocada durante o encaixamento, fato que ajudou a preservar o corpo como alto topográfico. Esse corpo tem como rochas hospedeiras a Formação Aquidauana, possuindo textura brechóide em escala macro e microscópica, xenólitos de rochas básicas e tipos litológicos das encaixantes de composições areníticas a pelíticas. Os minerais separados nos concentrados incluem macro a microcristais de granada, flogopita, ilmenita e espinélios.

O estudo dos minerais indicadores foi realizado com o intuito de investigar as possíveis fontes primárias do diamante da área estudada. As amostragens realizadas revelaram a presença de granadas, ilmenitas e espinélios na Intrusão Tamburi e nos conglomerados da Formação Quilombinho, enquanto que nas rochas piroclásticas da Formação Paredão Grande foram encontradas somente granadas. Estudos químicos desses minerais mostraram sistematicamente a existência de duas populações distintas (Figuras 10, 13 e 14). No caso das granadas, algumas amostras da Formação Paredão Grande apresentam certas similaridades com megacristais de kimberlitos, enquanto que aquelas da Formação Quilombinho e a maior parte das amostras da Intrusão Tamburi guardam certas semelhanças com xenólitos de eclogitos. Contudo, a maior parte das amostras estudadas cai fora dos campos dos materiais de natureza kimberlítica indicando que tais granadas possuem pouca ou nenhuma afinidade com kimberlitos (Figura 7). Testadas no diagrama Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> x CaO de Gurney (1984), todas as granadas analisadas caem no campo das granadas G9, concentrando-se na região dos peridotitos e subordinadamente no campo dos eclogitos (Figura 8). A ausência de granadas G10 indica que a Intrusão Tamburi, as áreas fontes dos conglomerados e as rochas piroclásticas, não possuem potencial mineralizante para diamante. Com relação as ilmenitas, as amostras da Formação Quilombinho guardam similaridades com ilmenitas de carbonatitos; por outro lado, as ilmenitas da Intrusão Tamburi mostram variações amplas, sendo algumas semelhantes a ilmenitas de carbonatitos, outras semelhantes a ilmenitas de kimberlitos, havendo também amostras desprovidas de qualquer relação com fontes primárias tradicionais (Figura 11). Os espinélios confirmam parte das observações relatadas anteriormente, porém mostram comportamento complexo. Em um diagrama Cr/Cr + Al x Fe<sup>2+</sup> / Fe<sup>2+</sup> + Mg, não exibem semelhanças com materiais kimberlíticos (Figura 13). Contudo, em diagrama Fe<sup>3+</sup> + Ti x Fe<sup>2+</sup> / Fe<sup>2+</sup> + Mg, os espinélios da Intrusão Tamburi mostram variações de cromitas a titanomagnetitas sendo parte das amostras semelhantes a espinélios de kimberlitos. Espinélios da Formação Quilombinho, por outro lado, são constituídas por titanomagnetitas e isentos de semelhanças com kimberlitos (Figura 14). As características reveladas pelos minerais pesados afastam em princípio a possibilidade de haver kimberlitos próximos. A amostragem realizada também foi restrita e evidenciou heterogeneidade de áreas fontes.

A presença de um microdiamante na Intrusão Tamburi revela pelo menos que existem fontes primárias desse mineral na área. Essa intrusão poderia ter mineralizado drenagens adjacentes; entretanto, esse corpo somente, ainda que contivesse alto teor de diamante não poderia explicar os ricos depósitos diamantíferos garimpados na região de Poxoréu.

**AGRADECIMENTOS** O autor RKW é grato aos alunos do Curso de Geologia da UFMT que participaram destes trabalhos e ao Prof. Dr. Dharani Sundaram.

### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, S.F. (1973) - **Recursos minerais do Brasil**, 2 ed., São Paulo, Edgard Blücher, Ed. da Universidade de São Paulo, v. 1, 324p.
- ALMEIDA, F. F. M. de & SVISERO, D.P. (1991) - Structural setting and tectonic control of kimberlite and associated rocks of Brazil, In: **International Kimberlite Conference, 5th, Extended Abstracts**, CPRM Special Publication 2/91: 3-5.
- BAXTER, M. (1988) - **Garimpeiros de Poxoréu, Mineradores de Pequena Escala de Diamantes e seu Meio Ambiente no Brasil**, Brasília, Centro Gráfico do Senado Federal, 301p.
- BARDET, M.G. (1977) - **Géologie du Diamant, Trosieme Partie: Gisements de Diamants d'Asie, d'Amérique, d'Europe et d'Australasie**. Memoires du B.R.G.M, nº 83, 169p.
- COOPERSMITH, H.G. (1993)- Diamond Mine Discovery, In: **Diamonds: Exploration, Sampling and Evaluation**, Proceedings of a Short Course, Toronto, Ontario, Canada, Prospectors and Developers Association of Canada, p. 73-108.
- COX, K.G. (1978) - Pipes kimberlites, **Scientific American**, 238: 120-132.
- DAVIS, G. L. (1977) - The age and uranium contents of zircons from kimberlites and associated rocks, In: **F.R. BOYD Jr. & H.O.A. MEYER (eds), Proceedings of International Kimberlite Conference, 2th, Extended Abstracts**, Santa Fé, U.S.A., p. 67-69.
- DAVISON, J.G. (1993) - Laboratory exploration samples: laboratory processing, In: **Diamonds: Exploration, Sampling and Evaluation**, Proceedings of a Short Course, Toronto, Ontario, Canada, Prospectors and Developers Association of Canada, p. 315-342.
- DAWSON, J.B. & STEPHENS, W.E. (1975) - Statistical analysis of garnets from kimberlites and associated xenoliths. **Journal of Geology**, 83: 589-607.
- FERREIRA, A. B. de H. (1986) - **Novo Dicionário da Língua Portuguesa**, 2ª ed., Editora Nova Fronteira, Rio de Janeiro, 1838p..
- GIBSON, S.A.; THOMPSON, R.N.; WESKA, R.K.; DICKIN, A.P.; LEONARDOS, O.H. (1997) - Late Cretaceous rift-related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil, **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Springer-Verlag, 126: 303-314.
- GURNEY J.J. (1984) A correlation between garnets and diamonds in kimberlites. In: **J.E. Glover & P.G. Harris, editors, Kimberlite Occurrence and Origin: A basis for conceptual models in exploration**. The Geology Departament and University Extension, The University of Western Austrália, 8:143-166
- HAGGERTY, S.E. & TOMPKINS, L.A. (1984) - Subsolidus reaction in kimberlitic ilmenites: Evolution, reduction and the redox state of the mantle, **3th International Kimberlite Conference**, 1: 335-357.
- JANSE, A.J.A. (1991) - Non-kimberlitic diamonds source rocks. **Extended Abstracts 5th International Kimberlite Conference**, CPRM Special Publication, 2/91: 199-201.
- MITCHEL, R.H. (1986) - **Kimberlites: mineralogy, geochemistry, and petrology**. Plenum Press, New York, 442p..
- SVISERO, D.P.; DRUMOND, D.; HARALY, N.L.E.; MORAES, A. (1987) - Mineralogia e geologia do kimberlito Poço Verde, Município de Coromandel, Minas Gerais, **Atas do 6º Simpósio Regional de Geologia**, 1: 97-111.
- SVISERO, D.P.; HARALY, N.L.E.; FEITOSA, V.M.N. (1982) - Geologia e geofísica do Kimberlito Sucuri, Monte Carmelo, Minas Gerais. In: **Congresso Brasileiro de Geologia, 32**, Salvador, Anais.....Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia, 2: 465-474.
- SVISERO, D.P.; MEYER, H.O.A.; TSAI, H.M. (1977) - Kimberlite minerals from Vargem (Minas Gerais) and Redondão (Piauí) diatremes, Brazil; and garnet lherzolite xenolith from Redondão diatreme, **Revista Brasileira de Geociências**, 7 (1): 1-13.
- WESKA, R.K. (1996) - Geologia da região diamantífera de Poxoréu e áreas adjacentes, Mato Grosso, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, Departamento de Mineralogia e Petrologia, **Tese de Doutorado**, 219p.