UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ASPECTOS GEOLÓGICOS E MINERALÓGICOS
DA INTRUSÃO KIMBERLÍTICA K3 FAZENDA
ARAÇATUBA, MUNICÍPIO DE PARANATINGA - MT.**

Elias Maria Casimiro

Orientador: Prof. Dr. Rainer Schultz Güttler

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO
2003

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ASPECTOS GEOLÓGICOS E MINERALÓGICOS DA INTRUSÃO
KIMBERLÍTICA K3 FAZENDA ARAÇATUBA, MUNICÍPIO DE
PARANATINGA - MT**

ELIAS MARIA CASIMIRO

Orientador: Prof. Dr. Rainer Aloys Schultz-Güttler

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Rainer Aloys Schultz-Güttler

Examinadores: Prof. Dr. Francisco Rubens Alves

Prof. Dr. João Batista Moreschi

SÃO PAULO
2003

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

DEDALUS - Acervo - IGC

30900013143

**ASPECTOS GEOLÓGICOS E MINERALÓGICOS
DA INTRUSÃO KIMBERLÍTICA K3
FAZENDA ARAÇATUBA, MUNICÍPIO DE
PARANATINGA - MT.**

Elias Maria Casimiro

Orientador: Prof. Dr. Rainer Schultz Güttler

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

São Paulo
2003

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do Instituto
de Geociências da Universidade de São Paulo

Casimiro, Elias Maria

Aspectos geológicos e mineralógicos da intrusão
kimberlítica K3 Fazenda Araçatuba, Município de
Paranatinga - MT / Elias Maria Casimiro - São
Paulo, 2003.

111 p. : il.

=

Dissertação (Mestrado) : IGC/USP -
Orient. : Güttler, Rainer Schultz

1. Kimberlito K3 2. Mineralogia 3. Diamante 4.
Granada 5. Ilmenita 6. Paranatinga (MT) I. Título

Dedico este trabalho a minha esposa Elizabeth Emilia Damata
Como honra aos seus méritos de incansável companheira; a minha filha
Maria Fernanda coroa de nossa união.

O faço como forma de gratidão a eles e aos céus, pelo que significam para
mim e, por abaixo de Deus, os amar acima de tudo.

RESUMO

O kimberlito K3 é caracterizado como um kimberlito de fácies cratera com aspecto brechoíde que, em níveis mais profundos passa para um kimberlito alterado com cores verdes a marrom e vermelha. A sua textura é em grande parte um lapilli tufo com xenólitos arredondados de arenitos e siltito da Formação Diamantino, além dos xenólitos das rochas encaixantes. A mineralogia mostra xenocristais de granadas de cor laranja e granadas menores de cor vermelho à vinho, além da matriz constituídas por olivina alterada, flogopitas e ilmenitas. O kimberlito K3 possui uma forma ovulada orientado na direção NW-SE com as dimensões principais de aproximadamente 240 x 140m.

O empilhamento estratigráfico das rochas adjacentes do kimberlito K3 é constituída por arenitos arcoseano, siltitos e argilitos da formação Diamantino formando o topo do grupo Alto Paraguai. Os sedimentos da coberturas são rochas Terciário-Quartenário da formação Cachoeirinha e Aluviões Atuais.

Através das análises dos minerais pesados tal como, a granada e a ilmenita realizados por meio da microsonda eletrônica, foram identificados duas populações de granadas na intrusão kimberlítica K3 as quais são do grupo 1 e 9 (Mitchell 1975). Os 83 cristais de granadas analisadas possuem os teores variando de Cr_2O_3 (0.2-5.7%), CaO (3.4-5.21%), FeO (7.7-10%), MgO (19.8-21%), e TiO_2 (0.22-.04), mostrando que eles pertencem à suíte de granadas peridotitos da classe lherzolítico. No diagrama ternário CaO-Mg-FeO observa-se que todos amostras do K3 projetam-se no Campo G9. Em outros diagramas tais como $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}) \times \text{Cr}_2\text{O}_3/(\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ todos as amostra da intrusão kimberlítica K3 seguem o *trend* peridotítico.

As ilmenitas analisadas, são magnesianas, do tipo kimberlito, com teores de TiO_3 (50,89-53,15%), Cr_2O_3 (0.13-1.09%), Fe_2O_3 (4.86-8.32%), FeO (22.07-25.52%) e MgO (9.98-14.16). No diagrama $\text{FeTiO}_3\text{-MgTiO-Fe}_2\text{O}_3$ as analise mostram uma concentração no campo kimberlítico embora uma amostra anômala se encontra no campo basáltica. Portanto, as granadas desse corpo foram formadas numa profundidade de aproximadamente 120 km e trazidas na superfície por ascensão do magma kimberlítica. Apesar de indicações de que o magma se formou no manto astenosférico fértil, as composições químicas de ilmenitas e granada sugerem condições oxidantes desfavoráveis à preservação de diamantes.

ABSTRACT

The kimberlite K3 is characterized as a kimberlite of crater facies with an breccia aspect. At deeper levels it changes into an altered kimberlite with green to brown to red colors and its texture shows a great part of lapilli tuffs with rounded xenoliths of sandstone and siltstones of the Diamantino formation besides xenoliths of border rocks..

The mineralogy shows xenocrysts of orange colored and smaller red to wine red garnets. The matrix is constituted by altered olivine phlogopite and ilmenite. The kimberlite K3 is an oval-shaped NW-SE oriented body. It's main dimensions are about 240x140m.

The stratigraphic piling of the rocks next to the kimberlite K3 is constituted by slightly metamorphosed shales and sandstone of the Cambrian Diamantino Formation and Tertiary - Quaternary cover.

Analyses of the heavy minerals such as the garnet carried out by the use of an electron microprobe shows two populations of garnet in the kimberlite K3. They belong to the group 1 and 9 of Mitchell (1975). Analyses of 83 garnet crystals shows varying amounts of Cr_2O_3 (0.2- 5.7%), CaO (3.4-5.21%), FeO (7.7-10%), MgO (19.8-21%) and TiO_2 (0.4-0.22%). They belong to the suite of peridotitic garnets of lherzolitic class. On the ternary diagram CaO-MgO-FeO , one can observe that all garnet samples of the K3 kimberlite project on the field of G9 garnets. On other diagrams, such as $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}) \times \text{Cr}_2\text{O}_3/(\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ all samples of garnets from kimberlite pipe K3 follow the peridotitic trend.

The ilmenites analysed are magnesian ilmenites of kimberlitic type, with amounts of TiO_3 (50.89-53.15%), Cr_2O_3 (0.13-1.09%), Fe_2O_3 (4.86-8.32%), FeO (22.7-25.52%), e MgO (9.98-14.16%). On the diagram $\text{FeTiO}_3 - \text{MgTiO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$, the analysis show a concentration in the kimberlitic field. It is concluded that the garnets of this pipe were formed at a depth of approximately 120 km and brought to the surface by the uprise of the kimberlitic magma. In spite of indications that the magma was formed in the fertile astenosferic mantle, the chemical compositions of ilmenites and garnet suggest unfavorable oxidizing conditions for the preservation of diamond.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Apresentação	1
1.2 Histórico	2
1.3 Localização da área	5
1.4 Aspectos Fisiográficos da área	7
1.4.1 Vegetação	7
1.4.2 Aspectos Morfológicos Regionais	8
1.4.3 Clima	11
1.4.4 Hidrografia	12
1.5 Objetivos da Dissertação	13
1.6 Organização da Dissertação	14
2. METODOLOGIA	15
2.1 Pesquisa Bibliográfica	15
2.2 Trabalho de Campo	15
2.2.1 Amostragem	18
2.2.2 Levantamento Magnético	18
2.3 Método Magnético	20
2.3.1 Medidores de susceptibilidade	21
2.4 TRABALHOS DE LABORATÓRIO	21
2.4.1 Separação de Amostras	21
2.4.2 Microscopia Óptica	22
2.4.3 Difractogramas de Raios	22
2.4.4 Microsonda Eletrônica	23
3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	24
3.1 Faixa Paraguai	24
3.1.2 Grupo Cuiabá	27
3.1.3 Grupo Alto Paraguai	29
3.1.3a Formação Raizama	30
3.1. 2b Formação Diamantina	31
3.1.3 Granito São Vicente	32

3.2 Bacia do Paraná	32
3.3 Bacia dos Parecis	33
3.4 Formação Cachoeirinha	34
3.5 Formação Pantanal	35
3.6 Aluviões Atuais.....	35
4 GEOLOGIA LOCAL	36
4.1 Introdução.....	36
4.2 Formação Diamantina	39
4.3 Formação Cachoeirinha e Aluviões Atuais	41
4.4 Intrusão Kimberlítica K3	42
4.5 Aplicação Geofísica	51
4.6 Solo da intrusão K3	56
5. ESTUDO DOS MINERAIS PESADOS.....	59
5.1 Considerações Gerais	59
5.2 Granada	60
5.2.1 Classificação estatística e genética da granada	60
5.3. A granadas da Intrusão Kimberlítica K3	62
5.4 Ilmenita.....	73
5.5 Químismo de granada e estimação de temperatura.....	77
6 Conclusão	86
7 Agradecimento	84
8 Referência Bibliográficas	86
9 Anexos (Tabelas).....	100

TABELAS

Tabela 4.1 - Quadro demonstrando análise de peneiramento.....	57
Tabela 4.2 - Quadro demonstrando análise de peneiramento.....	58
Tabela 5.1 - Dados de análises químicas de granadas da intrusão k3.....	101
Tabela 5.2 - Dados de análises químico de ilmenitas da intrusão k3.....	108
Tabela 5.3 - Dados Temperatura de equibração da Granadas do K3.....	80

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS

Foto 2. 1 - Vista geral do equipamento de levamento magnético.....	19
Foto 4.1 - Argilitos da Formação Diamantino.....	40
Foto 4.2 - Afloramento de rochas da Formação Diamantino.....	40
Foto 4.3 - Solo que recobre a intrusão kimberlítica k3.....	41
Foto 4.5 - Poços de Pesquisas.....	46
Foto 4.6 - Dobramento em chevrom.....	46
Foto 4.7 - Vegetação do cerrado presente no K3.....	46
Fot 4.8 - Bota- foras formigueiros evidência o solo.....	50

ÍNDICE DE MICROGRAFIAS ELETRÔNICAS

Fotomigrafia 5.1 - Grãos de granadas.....	64
Fotomigrafia 5.2 - Grãos de ilmenitas.....	74

ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1.1 - Localização e principais vias de acesso.....	6
Figura 1.2 - Mapa Geomorfológico Regional.....	9
Figura 2.1 - Levantamento do percurso com o auxílio <i>GPS</i>	17
Figura 3.1 - Mapa Geológico Regional.....	25
Figura 3.2 - Mapa Geológico da Faixa Paraguai.....	28
Figura 4.1 - Mapa do Campo kimberlítica K3	37
Figura 4.2 - Geologia da intrusão K3	43
Figura 4.3 - Perfil A-A'.....	44
Figura 4.4 - Perfil B-B'.....	48
Figura 4.5 - Mapa Isovalores magnético regional do campo magnético.....	52
Figura 4.6 - Mapa magnético local da Intrusão K3.....	46
Figura 4.6 - Histograma de dispersão de granulometria de solo.....	57
Figura 4.7 - Histograma de frequência acumulada.....	58
Figura 5.5 - Diagrama CaO-Mg-FeO	66
Figura 5.6 - Diagrama Ca-Mg-Fe.....	67
Figura 5.7 - Diagrama $MgO / (MgO + FeO) + Cr_2O_3 / Cr_2O_3 + Cr_2O_3 + Al_2O_3$	68
Figura 5.8 - Diagrama $CaO / MgO \times Al_2O_3 / Cr_2O_3$	69
Figura 5.9 - Diagrama $CaO \times Cr_2O_3$	70
Figura 5.10 - Diagrama $CaO \times Cr_2O_3$	71
Figura 5.11 Diagrama $Cr_2O_3 - TiO_2$	72
Figura 5.12 - Diagrama $FeTiO_3 - MgTiO_3 - Fe_2O_3$	75
Figura 5.13 - Diagrama FeO-MgO	76
Figura 5.14 - Temperatura de equilíbrio de Granadas.....	78
Figura 5.15 - Histograma dos conteúdos MnO de Granadas.....	79
Figura 5.16 - Dados Temperatura de equilíbrio de Granadas do K3.....	80
Figura 6.1 - Segmento P.A. do Lineamento 125° AZ.....	83

1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação

O estudo das rochas de natureza kimberlítica ocupa uma posição de destaque na atualidade. Além de ser a principal fonte industrial de diamante natural, o kimberlito é também o mais importante amostrador de rochas do manto. De um modo geral, as rochas de natureza kimberlítica originam-se de profundidades superiores a 150 km. Durante a intrusão na litosfera transportam uma suíte de xenocristais e de xenólitos de peridotitos e eclogitos cujas características físicas (temperatura e pressão) e composicionais constituem a base dos modelos petrológicos do manto (Nixon 1987).

O conhecimento dos kimberlitos e das rochas a eles relacionadas (principalmente lamproítos e lamprófiros) progrediu de forma rápida a partir da Primeira Conferência Internacional de Kimberlito realizada em Cape Town, África do Sul, em 1973. Desde então, foram realizadas outras seis reuniões congêneres, tendo a última ocorrido novamente em Cape Town em 1998. Dessas reuniões resultou um volume extraordinário de dados geológicos a respeito das rochas kimberlítica do diamante, bem como dos processos dinâmicos que atuam no manto. Seria praticamente impossível relacionar todos os trabalhos surgidos a partir da 1.ª Conferência. Entretanto, merecem destaque os "Proceedings" que resultaram daqueles conclaves, bem como alguns livros específicos desta temática, entre os quais podemos destacar os de Nixon (1973), Dawson (1980), Mitchell (1986), Nixon (1987), Mitchell & Bergmann (1991), Mitchell (1995), entre outros.

Uma conclusão importante desses estudos é que o diamante se cristaliza no manto, sendo apanhado e transportado tanto por kimberlito como por lamproítos para os níveis superiores da litosfera. Além disso, ficou claro também que essas rochas possuem composição mineralógica e química complexa, havendo muita similaridade composicional, não só entre essas rochas, mas também com outras variedades litológicas a elas relacionadas. Tendo em vista este fato, Dawson (1987) e Haggerty (1999) sugeriram englobar essas variedades litológicas em um clã único de rochas ao qual denominaram de "Clã das Rochas Kimberlítica" (kimberlite clan rock). Essa sugestão é extremamente adequada no caso de haver superposição entre as características composicionais, e também, dificuldades em caracterizar adequadamente a variedade em questão. Considerando que no caso brasileiro existe um problema adicional resultante do intemperismo

químico, que dificulta ainda mais a caracterização da natureza litológica da rocha, a sugestão dos autores referidos foi adotada e será utilizada no decorrer deste trabalho.

1.2. Histórico

O diamante foi descoberto no Estado de Mato Grosso em 1746, nas cabeceiras do Rio Paraguai, apenas duas décadas depois da histórica descoberta de Vila Tejuco, localizada na região central do Estado de Minas Gerais (Baxter 1988). Os trabalhos de garimpagem expandiram-se rapidamente, fato que conduziu a novas descobertas em outras bacias hidrográficas do Estado, com destaque para os Rios Juína e Aripuanã na região noroeste; afluentes do Rio Paraguai na região centro-oeste (Arenópolis e Diamantino); Teles Pires e Xingu na porção norte, e Garças e Araguaia na região leste (Abreu 1973). No Estado de Mato Grosso, a exemplo do que se observa em outras regiões brasileiras, o diamante é explorado a partir de jazidas detríticas, em geral depósitos aluvionares situados junto às drenagens atuais, no leito ativo dos rios bem como em terraços antigos e recentes. A origem desse diamante continua desafiando os geólogos brasileiros. Mesmo depois de três décadas de prospecção sistemática realizada por várias empresas de mineração na maior parte dos estados brasileiros, ainda não se conhece nenhum corpo contendo diamante com teores adequados para lavra industrial. Merece destaque especial à lavra mecanizada de cascalhos diamantíferos da Fazenda Camargo, Município de Nortelândia, que vem operando regularmente desde 1982 (Carvalho *et al.* 1991).

Apesar da garimpagem ser antiga no Estado de Mato Grosso, o conhecimento das fontes primárias do diamante é pouco desenvolvido. A rigor, os trabalhos de prospecção de kimberlito tiveram início no começo dos anos setenta, sendo que as primeiras informações sobre essas rochas foram apresentadas por Fragomeni (1976). Nesse trabalho, o referido autor menciona a existência de quatro dezenas de intrusões kimberlítica na região de Paranatinga constituindo a Província Kimberlítica de Paranatinga (PKP). Davis (1977) datou dois kimberlitos dessa província por traços de fissão em zircão, obtendo idades de 120 Ma. Svisero & Meyer (1986) apresentaram dados químicos e mineralógicos de granada, ilmenita e espinélio de um corpo situado nas cabeceiras do Rio Batovi que foi classificado por esses autores como um kimberlito do Grupo 1.

Merece destaque especial uma série de trabalhos divulgados na última década a respeito da geologia do diamante no Estado de Mato Grosso. Souza *et al.* (1991) apresentaram uma

caracterização dos depósitos aluvionares da região de Poxoréu, associados à Bacia do Rio Coité. Segundo os referidos autores, esses aluviões possuem teores da ordem de $0,04 \text{ ct/m}^3$ e reservas medidas da ordem de 662.000 ct em diamante ($1 \text{ ct} = 0,2 \text{ g}$). Quanto à qualidade, 73% são do tipo indústria e 27% correspondem a cristais gemológicos.

Carvalho *et al.* (1991) apresentaram uma síntese das características geológicas e dos métodos de lavra utilizados no tratamento dos depósitos aluvionares da Fazenda Camargo, no Município de Nortelândia, associados às cabeceiras do Rio Paraguai. Nesse caso, as reservas são da ordem de $2 \times 10^6 \text{ m}^3$ de cascalhos, com um teor médio de $0,0454 \text{ ct/m}^3$ em diamante, sendo portanto, semelhante aos depósitos de Poxoréu.

Haralyi (1991) relatou a presença de 20 intrusões kimberlítica localizadas nas cabeceiras do Rio Juína-Mirin, a oeste da cidade de Juína. Segundo esse autor, a garimpagem reuniu por volta de 30.000 garimpeiros no final dos anos oitenta, período em que a produção alcançou o montante de 3 milhões de quilates. O trabalho inclui uma relação de grandes diamantes (pedras acima de 50 ct), alguns com várias centenas de quilates. Atualmente, o número de garimpeiros é da ordem de 2.000 homens que produzem entre 100 a 120 mil quilates por mês.

Na 5ª Conferência de Kimberlito realizada em Araxá em 1991, foi apresentado um trabalho sobre as inclusões presentes no diamante do Rio São Luiz, localizado na porção norte do Estado Mato Grosso, que teria enorme repercussões nas questões relacionadas à origem do diamante. Nessa ocasião, Wilding *et al.* (1991) identificaram duas suítes distintas de inclusões reunindo algumas fases minerais até então desconhecidas em diamantes naturais. A primeira é formada pela onfacita, piropo-almandina e majorita correspondendo a profundidades entre 180 e 400 km. A segunda suíte é formada por uma série de minerais raros incluindo a solução sólida periclásio-wustita (MgO-FeO), Ni metálico, a liga Ni-Fe, wollastonita (CaSiO_3) stishovita (SiO_2 de alta pressão), diopsídio ($(\text{Ca,Mg})\text{Si}_2\text{O}_6$) e moissanita (SiC), todos isentos de impurezas químicas. As características composicionais dessa segunda suíte indicam que esses minerais são oriundos de profundidades abaixo de 670 km, ou seja, do manto inferior.

Weska (1996b) elaborou uma extensa síntese sobre a geologia regional da região de Poxoréu limitada pelos municípios de Dom Aquino (oeste) e General Carneiro (leste), cobrindo uma área de aproximadamente 12.000 km^2 . O trabalho apresenta uma nova coluna estratigráfica regional; idade $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ de basalto de composição alcalina mostrando que essas rochas são do Cretáceo Superior, e, portanto, distintas dos derrames da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná; dados sobre a composição química dos minerais associados aos diamantes detríticos da região; o mapa geológico de uma diatrema com características petrográficas semelhantes a kimberlito contendo microdiamante, bem como um modelo tectônico regional baseado no

desenvolvimento e evolução de um "rifte" situado ao longo do Rio das Mortes no extremo NE da Bacia do Paraná.

Com relação às rochas kimberlítica, Costa (1996) apresentou dados de química mineral do Kimberlito Batovi 6, efetuando comparações com a intrusão Limeira que aflora na região de Coromandel, Minas Gerais. Filemon, *et al.* (1997) descreveram algumas características geológicas e petrográficas da intrusão Piranha 1. apresentaram idades U/Pb em zircão de kimberlitos da região de Juína. Teixeira *et al.* (1998) discutiram a morfologia de estruturas do tipo "maar" da região de Juína. Gaspar *et al.* (1998) apresentaram os primeiros dados sobre a catodoluminescência de diamantes brasileiros utilizando amostras da região de Juína. Greenwood *et al.* (1998 e 1999) discutiram a petrogênese de kimberlitos cretáceos da região de Paranatinga.

Entre as contribuições mais recentes, Zolinger (2000) apresentou uma minuciosa caracterização morfológica, granulométrica e gemológica dos diamantes dos municípios de Paranatinga, Poxoréu, Chapada dos Guimarães, Diamantino e Alto Paraguai. Kaminsky *et al.* (2001) apresentaram um novo trabalho sobre o diamante do Rio São Luiz e suas inclusões minerais, no qual são confirmados e aprofundados os dados reportados anteriormente por Wilding *et al.* (1991). Além das fases descritas anteriormente, Kaminsky *et al.* (2001) identificaram ilmenita isenta de Mg confirmando dados anteriores de Meyer & Svisero (1991), espinélio, perovskita, olivina, titanita e um composto de Si e Mg ainda não caracterizado. Segundo Kaminsky *et al.* (2001), a região de Juína se destaca entre outras províncias diamantíferas devido à predominância acentuada de diamantes procedentes da zona de transição e do manto inferior. Finalmente Weska & Svisero (2001) apresentaram uma síntese do conhecimento acumulado nos últimos anos sobre as rochas kimberlítica (no sentido de Haggerty 1999) da porção sul do Cráton Amazônico, na qual destacaram os Campos Kimberlítico de Paranatinga e Juína. No 3º Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante e 1º Simpósio Sul-americano de Geologia de Diamante realizado em Brasília, Weska & Svisero (2001) apresentaram uma síntese de informações de cinco intrusões kimberlítica da região de Paranatinga, K3, Batovi 6, Alabama e Piranhas 1 e 2. Além disso, apoiados no trabalho de Mitchel (1986), propuseram a utilização de "campos" kimberlítico ao contrário de 'províncias' kimberlítica para grupos de intrusões encontradas em território brasileiro. No caso estamos tratando do Campo Kimberlítico de Paranatinga (CKP).

Durante o 2.º Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante realizado em Cuiabá em 1997, na excursão pós-Simpósio foram visitadas três intrusões situadas na área de Paranatinga. Uma dessas intrusões, situada na Fazenda Araçatuba, também conhecida pelo termo de campo

K3, foi amostrada pelo orientador do presente trabalho. Estudos mineralógicos preliminares desse corpo efetuados após a lavagem do solo de alteração em laboratório, mostraram que a referida intrusão continha granada, ilmenita e diopsídio, os indicadores tradicionais de kimberlito. Diante desse fato, o orientador sugeriu a realização de estudos detalhados desta intrusão os quais terminaram por constituir a tema desta Dissertação.

1.3. Localização da Área

A intrusão K3 está situada, aproximadamente, 65 km a norte-noroeste da cidade de Paranatinga, que por sua vez situa-se na porção centro-leste do Estado de Mato Grosso (Figura 1.1). O corpo aflora na Fazenda Araçatuba e pode ser alcançado com relativa facilidade por meio de estradas locais. Há varias opções de acesso à cidade de Paranatinga. Partindo-se de Cuiabá, por exemplo, toma-se a rodovia BR-364 até a Escola Agrícola de São Vicente. A partir deste local, segue-se pela rodovia BR-070 pavimentada até a cidade de Primavera do Leste. Continuando o percurso, segue-se pela MT-130 em direção ao norte do Estado que possui um pequeno trecho asfaltado até a margem do Rio das Mortes. A partir deste ponto segue-se por leito de terra até Paranatinga. Para quem vem do sul-sudeste, a melhor alternativa é dirigir-se até Rondonópolis e a partir deste local, seguir pela MT-130 conforme foi explicado anteriormente. Além dos acessos asfaltados, há uma malha de estradas estaduais não asfaltadas, como por exemplo, a MT-260, além de estradas vicinais locais que facilitam a locomoção na área adjacente à intrusão K3. De um modo geral, as estradas possuem boas condições de tráfego durante a estação seca do ano que vai de abril a agosto, sendo esta, portanto a época mais favorável para trabalhos de campo. Durante a estação chuvosa, que se estende de setembro a março, as condições locais tornam-se desfavoráveis à locomoção no local.

1.4. Aspectos Fisiográficos da Área

Observações sobre a vegetação, o solo, e o relevo são importantes na prospecção de fontes primárias do diamante, podendo auxiliar na definição da forma e das dimensões da intrusão kimberlítica. Devido às diferenças de composição química entre o corpo kimberlítico e as rochas encaixantes, a ação do intemperismo químico leva ao desenvolvimento de solos contrastantes entre a intrusão e as encaixantes. No caso de individualizar intrusão kimberlítica em regiões de rochas graníticas, por exemplo, observa-se geralmente em campo o aparecimento de contrastes entre o solo e a vegetação, favorecendo a localização e o mapeamento da intrusão kimberlítica. Nesse caso específico a encaixante granítica origina solo claro e arenoso, contrastando com o solo castanho avermelhado e argiloso das rochas kimberlítica. Por outro lado, a vegetação tende a ser exuberante quando sobre kimberlitos.

1.4.1. Vegetação

Conforme discutido por Weska (1996a), a vegetação da área estudada pode ser dividida em dois domínios principais: a nativa e a artificial. O primeiro tipo de vegetação subdivide-se em matas do tipo cerrado, mata tropical e mata galeria (matas ciliares); o segundo caracteriza-se pela atividade agropecuária intensa e por pastagens associadas.

Os cerrados constituem-se de árvores de pequeno porte, de caules e galhos retorcidos, espaçados, com folhas ásperas e associadas a gramíneas. A vegetação arbustiva representativa dos cerrados na região estudada compreende: lixeira (*Curatela americana*), pau-terra (*Qualea sp*), pequizeiro (*Caryocar brasiliensis*), mangabeira (*Hancornia speciosa*), coroa-de-frade (*Mourira elíptica*), cajueiro (*Anacardium sp.*), indaiá (*Cocos petracea*), ariticum (*anona coriácea*), faveiro (*Pterom pubescens*) e sobro (*Roupala gardneri*).

As matas tropicais compõem-se de árvores mais altas e mais largas, pouco retorcidas e de madeira rígida. Na região ora relatada, as matas tropicais transacionam com a vegetação do tipo cerrado até o domínio total da mata tropical na Bacia Amazônica, a aproximadamente 200 km a norte. A vegetação arbustiva característica de matas tropicais abrange: aroeira branca (*Lithrea molleodes*), aroeira vermelha (*Schinus terebenthifolius*), angico (*Piptadenia sp*), pau-óleo (*Copaifera langsdorffii*), jequitibá (*Cariniana sp*), ipê roxo e amarelo (*Tabebuia sp*), cedro (*Cedrela fissilis*), sucupira (*Bowdichia virgiliodes*) jatobá (*Hymenaea sp*) e bacuri (*Platonia insignis*).

As matas ciliares acompanham os traçados das drenagens (córregos, ribeirões e rios) sendo constituídas pelas espécies: aroeira vermelha (*Schinus terbinthifolius*), peroba (*Aspidiosperma sp*), sucupira (*Bowdichia virgiliodes*), buriti (*Mauritea flexuosa*), babaçu (*Orbynia martiana*), angelim (*Andira legalis*) e jacareúba (*Calophyllum brasiliense*)

As vegetações gramínea e rasteira comumente descritas de forma genérica compreendem gravatá (*Eryngium floribundum*), Jaraguá (*Hyparrhenia rufa*), barba de bode (*Aristida pallens*) e cansanção (*Urera baccifera*).

1.4.2. Aspectos Morfológicos Regionais

Segundo Luz *et al.* (1978), cinco feições caracterizam o relevo da região constituindo as seguintes unidades geomorfológicas: Baixada do Alto Paraguai, Baixada Cuiabana, Pantanal Matogrossense, Depressão Periférica de Paranatinga e a Província Serrana (Figura 1.2).

A Província do Alto Paraguai, definida por Almeida (1964), é caracterizada por regiões com cotas em torno de 200 metros e relevo de planície. É formada por um extenso e amplo sinclínório assimétrico constituído pelas rochas do Grupo Alto Paraguai encobertas por sedimentos areno-argilosos da Formação Pantanal, as quais apresentam desenvolvimento de processos de lateritização nas partes mais elevadas, estando situado à oeste da Província Serrana. Estende-se desde a borda do Pantanal Matogrossense até as fraldas das serras de Tapirapuã e Parecis, sendo representada na porção ocidental da área.

A Baixada Cuiabana, também definida por Almeida (1964), tem essa denominação por caracterizar a superfície intensamente aplainada, formada sobre as rochas do Grupo Cuiabá. Ocorre nas porções centro-sul e leste da região, tratando-se de uma planície levemente ondulada, com cotas médias em torno de 250 metros, constituindo uma das regiões mais arrasadas e extensas, sendo formada pelas rochas mais resistentes do Grupo Cuiabá. Os amplos interflúvios que geralmente não se elevam a mais de 40-50 metros do nível dos vales emprestam o aspecto ondulado à região.

Figura 1.2 - Mapa geomorfológico da Província Serrana (Reproduzido de Luz *et al.* 1978)

Os rios ocupam vales estreitos e bem encaixados, resultantes dos prolongados processos erosivos que atuaram na região, estando condicionados pelas direções estruturais, geralmente nordeste e leste-oeste que cortam as rochas do Grupo Cuiabá.

No extremo sul da área, estende-se outra importante unidade geomórfológica, o Pantanal Matogrossense, cuja porção aí representada constitui a sua borda nordeste, fazendo limite com a Baixada Cuiabana, Província Serrana e Província do Alto Paraguai.

Ribeiro Filho *et al.* (1975) denominaram de Depressão Periférica de Paranatinga a feição geomorfológica que ocorre na região de Paranatinga, correspondendo ao primeiro degrau do denominado Planalto Daniel, de Hennies (1966), denominado atualmente de Planalto do Parecis. Esta denominação foi baseada na premissa de que na realidade, aquela feição não constitui um planalto e sim uma peneplanície em formação, devido a processos erosivos mais jovens, numa cota de 400-540 metros que ocorre no extremo leste da região. O fato é que esta feição constitui uma segunda superfície de aplainamento, desenvolvida sobre as rochas pouco dobradas da Formação Diamantina, em estágio atual de dissecação sendo, portanto, melhor denominada de Depressão Interplanáltica de Paranatinga.

A região da Província Serrana, denominação dada por Almeida (1964) abrange toda a área numa extensão de aproximadamente 350 km de comprimento com largura média de 30 km, iniciando-se a leste na região da depressão periférica de Paranatinga, sendo limitada a sudoeste pelo Pantanal Matogrossense e separando a Baixada Cuiabana da Baixada do Alto Paraguai. Esta unidade geomorfológica constitui um exemplo de modelo de relevo de cadeias dobrada tipo apalachiano em franco estágio de dissecação, pois, representa um conjunto de serras paralelas de origem tectônica, com direção N30°E-S30°W, inflectindo para leste em sua porção setentrional. É constituída pela seqüência sedimentar do Grupo Alto Paraguai dobrada em extensas e alongadas braquianticlinais e braquissinclinais, formando um extenso cinturão.

Merecem destaque as Serras do Tombador, Furnas e Araras, na parte central, com cotas em torno de 400 a 800 metros. No extremo sul-sudeste estão as Serras do Quilombo, Jacobina, Retiro, Facão, Cachoeirinha e Boi Morto, com cotas variando de 400 a 600 metros. No extremo leste, a serra Azul, Santa Rita e Morro Selado são as mais representativas, com cotas oscilando em torno de 700 metros.

Estas Serras constituem as formas de relevo mais expressivas da região e são formadas por escapamentos que flanqueiam os arenitos da Formação Raizama, em variados estágios de dissecação que, na maioria das vezes deixam descoberto na porção central um relevo mamelonar contendo formas cársticas incipientes. Essas formas desenvolvem-se em rochas calcárias da Formação Araras onde a dissecação foi mais profunda, atingindo as formações basais do Grupo

Alto Paraguai ou mesmo que lhe são sotopostas. Tais ocorrências de formas cársticas ficam reduzidas a faixas freqüentemente truncadas pelos falhamentos presentes na região.

Na borda sul e sudoeste da área encontram-se os escapamentos mais expressivos da região entalhados nos espessos bancos de arenitos da Formação Raizama, produto de erosão diferencial das rochas desta formação e da Formação Araras e/ou de falhamentos inversos, havendo inversão de relevo entre as rochas do Grupo Alto Paraguai (mais jovens) e Grupo Cuiabá. Em algumas regiões (Fazendas Coqueiro, Sangradouro, Serra Azul e a nordeste da Fazenda Quebó) é característica a inversão de relevo configurando as chamadas sinclinais suspensas, entre as quais tem-se como exemplo, a sinclinal de Nobres. Nas partes topograficamente mais baixas situadas nas calhas das sinclinais, ocorrem geralmente rochas menos resistentes da Formação Diamantino.

A rede de drenagem de um modo geral é do tipo treliça, sendo observada comumente nos núcleos das sinclinais; localmente, são encontradas drenagens do tipo dendrítico retangular entre outros tipos.

1.4.3. Clima

O clima da área em estudo enquadra-se nas categorias Aw e Cw de Köppen (*in Barros et al.* 1982), com predominância do primeiro. O tipo Cw constitui o clima tropical de altitude, com duas estações bem definidas de acordo com a pluviosidade: uma seca, abrangendo os meses de abril a outubro e outra úmida, compreendendo os meses de novembro a março. A média de temperatura do mês mais frio é pouco inferior a 18^o C.

As regiões que possuem este tipo de clima localizam-se principalmente nas serras que constituem a Província Serrana, com cotas sempre superiores a 400 metros.

Nas regiões mais baixas (cotas inferiores a 400 m) predomina o clima Aw típico das savanas tropicais apresentando os mesmos períodos para as estações seca e úmida, possuindo, contudo, temperatura média dos meses mais frios superiores a 18^o C.

Nos meses de junho a agosto há uma migração de massas frias provenientes do sul, através do pantanal, fazendo com que a temperatura da região alcance medidas diárias inferiores a 10^o C. A passagem entre as estações frias à seca para quente e úmida é quase brusca, sendo a precipitação média anual em torno de 1000-1500 mm, ocorrendo em dezembro/janeiro os maiores índices de precipitação pluviométrica.

1.4.4. Hidrografia

A região em estudo localiza-se quase que exclusivamente na bacia hidrográfica do rio Paraguai pertencente à bacia Platina, sendo que apenas seu extremo leste encontra-se drenada pelo rio São Manoel, tributário da bacia Amazônica.

O rio Paraguai tem seu curso dividido em quatro seções: inferior, médio, superior e alto Paraguai. Seus afluentes mais importantes na área são os rios Cuiabá, Jauquara, Cachoeirinha e Sangradouro, todos pela margem esquerda.

O rio Paraguai tem suas nascentes nas bordas da Chapada dos Parecis e corre para sudoeste, na planície denominada Baixada do Alto Paraguai. Seu curso apresenta-se muito constante não estando, no entanto, condicionado por falhamento, mas sim pelas altitudes das camadas de siltitos onde se encaixa (Ribeiro *et al.* 1975). A quase totalidade de seus afluentes corre para sul-sudoeste, sendo que todos são tributários da denominada seção Alto Paraguai, exceto os rios Sangradouro e Cuiabá, respectivamente das seções superior e médio.

O rio Cuiabá, o mais importante afluente do rio Paraguai na área em estudo, atravessa sua porção centro-leste, tendo suas cabeceiras na região leste-nordeste da Província Serrana. Drena na maior parte do seu curso a Baixada Cuiabana, sendo seu curso controlado pelas direções estruturais regionais dos grandes falhamentos.

Os rios Jauquara, Cachoeirinha e Sangradouro têm suas nascentes na Província Serrana, cortando-a na direção noroeste. São rios subseqüentes e superimpostos; seus cursos superiores possuem direção nordeste, ao longo dos vales, passando posteriormente para a direção noroeste, em busca do rio Paraguai. Esta última direção, a mais característica, predomina em todo o curso médio e inferior. Em seus percursos estes rios cortam transversalmente anticlinais e sinclinais e têm seus cursos controlados por fraturamentos.

As principais drenagens o CKP são os rios Culuene, Curisevo, Batovi e Paranatinga, sendo que os rios Culuene e Curisevo correm para o rio Xingu e os rios Batovi e Paranatinga para o Rio Teles Pires. Nesse conjunto hidrográfico todas essas drenagens pertencem à Bacia Amazônica.

O rio Culuene, o maior coletor de água da região, drena para a Bacia do Rio Xingu e sua confluência ocorre na parte mais meridional da Bacia Amazônica. Seus afluentes, contudo, originam-se tanto na região deprimida como nas escarpas do planalto que compõem a Chapada dos Guimarães (Leite *et al.* 1988).

O rio Curisevo e seus afluentes, entre eles o Ribeirão Piranha, juntamente como o Rio Pacuneiro, nascem na Baixada de Paranatinga e comportam-se de forma semelhante ao Rio Culuene, isto é, rompem as escarpas do Planalto dos Parecis. O rio Batovi nasce na baixada (ou depressão) de Paranatinga e corre em direção ao Rio Xingu.

1.5. Objetivos desta Dissertação.

Várias razões motivaram a escolha da intrusão K3 com tema desta Dissertação de Mestrado. Em primeiro lugar, sendo eu um estudante egresso do Curso de Geologia da Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT), achei adequado trabalhar com uma temática dentro do Estado de Mato Grosso, para que pudesse dessa forma, contribuir para o conhecimento geológico desse Estado. Por outro lado, a intrusão K3, embora conhecida desde os trabalhos pioneiros realizados por empresas de mineração na região nos anos setenta, nunca foi estudada do ponto de vista geológico e mineralógico, constituindo dessa forma um alvo adequado para um trabalho de Mestrado. Por outro lado, o local é de acesso relativamente fácil, permitindo a realização de trabalhos de campo na maior parte dos meses do ano. Por fim, mas não por último, o estudo dos kimberlitos é um tema de grande interesse na atualidade possuindo implicações econômicas e acadêmicas.

De um modo geral, os objetivos principais desta Dissertação de Mestrado estão condensados nos itens destacados a seguir.

- a) Mapear e caracterizar do ponto de vista geológico a intrusão kimberlítica K3, localizada na Fazenda Araçatuba, Município de Paranatinga, Mato Grosso.
- b) Complementar os trabalhos geológicos com levantamentos geofísicos (magnetometria), com o intuito de definir a forma e as dimensões, bem como as características geofísicas do referido corpo.
- c) Amostrar o solo de alteração que cobre a intrusão por meio de poços de pesquisa com telescopagem.
- d) Separar e identificar as fases minerais por meio de microscopia óptica e difratometria.
- e) Analisar os eventuais minerais indicadores de kimberlito (granada, ilmenita, diopsídio, espinélio) por meio da microsonda eletrônica.

- f) Correlacionar os dados de química mineral obtidos com rochas kimberlítica de outras localidades.
- g) Avaliar o eventual potencial diamantífero do corpo a partir das características químicas dos minerais analisados.

1.6. Organização da Dissertação

Este item tem a finalidade de facilitar a leitura e ao mesmo tempo, sistematizar os capítulos constituintes do trabalho. No Capítulo 1 (Introdução), apresentamos as razões que justificaram a escolha do tema, a localização geográfica e alguns aspectos fisiográficos da área. Os procedimentos de campo e de laboratório usados no decorrer do trabalho estão descritos no Capítulo 2 (Métodos de estudos). No Capítulo 3 (Geologia regional), apresentamos uma pequena síntese do conhecimento geológico regional adjacente à área da intrusão K3. Segue-se o Capítulo 4 (Geologia da intrusão K3) no qual são apresentadas as principais características geológicas e geofísicas da intrusão estudada. No Capítulo 5, (Química mineral) são apresentados os dados mineralógicos e químicos dos minerais indicadores recuperados nos concentrados obtidos a partir da lavagem do solo de alteração do corpo. No Capítulo 6 (Discussão e conclusões) são discutidos os principais resultados obtidos nesta Dissertação. Finalmente o Capítulo 7 contém os Agradecimentos, e o Capítulo 8 as Referências Bibliográficas consultadas no decorrer do trabalho.

2. METODOLOGIA

A obtenção dos dados que compõem esta Dissertação de Mestrado exigiu a realização de diversas atividades de campo e de laboratório. Levando em conta a diversidade do trabalho realizado julgamos conveniente apresentar de forma condensada esse capítulo metodológico no qual são descritos as diversas etapas de trabalho realizadas e os procedimentos adotados para a obtenção das informações dos dados analíticos. De forma resumida, esses trabalhos abrangeram pesquisa bibliográfica, mapeamento geológico e a amostragem da intrusão estudada, técnicas geofísicas auxiliares utilizadas no mapeamento, e por fim, obtenção de dados mineralógicos em laboratório, utilizando as técnicas convencionais da Mineralogia.

2.1. Pesquisa Bibliográfica

A pesquisa bibliográfica sobre o tema foi executada por meios convencionais, além da utilização dos arquivos de dados GeoRef do IG/USP que forneceram referências na área de Geociências publicadas em diferentes línguas. Reunindo diversos textos geológicos concernentes as mineralizações diamantíferas da região, cuja origem ainda não está esclarecida, foi possível elaborar uma revisão da literatura disponível para a área de estudo.

2.2. Trabalhos de Campo

Os trabalhos de campo desta dissertação constituem parte de um contexto maior, e contaram com a colaboração do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT) através do Projeto "Reestruturação do laboratório de Geofísica e Meio Ambiente". Entre os dias 21 a 25 de janeiro de 2001, foram realizados o mapeamento geológico e a investigação geofísica por meio de magnetometria na intrusão kimberlítica K3, situada nas dependências da fazenda Araçatuba, Município de Paranatinga, MT. Além disso, foram coletadas amostras por meio de 2 (dois) poços de 2x3 metros discutido no Capítulo Mapeamento Geológico.

O levantamento geológico da intrusão kimberlítica K3 foi planejado e realizado com o uso da carta topográfica correspondente à folha Paranatinga SD 21-Z-B-III, escala 1:100.000, da Diretoria de Serviço Geográfico do Ministério do Exército; do Mapa geológico do Projeto RadamBrasil, Folha SD-21 Cuiabá, escala 1:1.000.000; e de fotografias áreas da USAF em preto e branco do ano 1965-1966, escala 1:60.000. Todos os mapas utilizados pertencem ao laboratório do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) de Cuiabá, que complementaram os trabalhos de interpretação fotogeológica e a produção dos mapas finais. O posicionamento espacial da intrusão kimberlítica K3 amostrada foi definido a partir da determinação das suas coordenadas geográficas, realizado com auxílio dos mapas e fotografias aéreas através de um Sistema de Posicionamento Global (GPS-*Global position system*). Foi utilizado um receptor GPS que consiste em um microprocessador que através de uma antena apropriada capta sinais de satélites disponíveis na região naquele momento e calcula a melhor configuração geográfica do ponto amostrado. Foram utilizados dois aparelhos GPS: O Geoexplorer 2 (*Rover*) e o Geoexplorer 3 (*Base*) modelo *Universal Transverse Mercator 21 South SAD 1969 (Brasil)* que, durante os trabalhos efetuados captava sinais até de 12 satélites simultaneamente e, além disso, calculava o posicionamento através de um programa de computador próprio (*Pathfinder office TRIMBLE*). A Figura 2.1 mostra a posição precisa da intrusão K3, obtida com o uso simultâneo dos dois aparelhos mencionados acima, definida pelas coordenadas 54°15'25" W e 13°55'10" S.

Figura 2.1. - Levantamento do percurso entre Paranatinga e a Intrusão K3 na Fazenda Araçatuba, realizado com o auxílio de dois aparelhos GPS de alta precisão. As coordenadas da intrusão são $54^{\circ}15'25''\text{W}$ e $13^{\circ}55'10''\text{S}$.

2.2.1 Amostragem

A intrusão kimberlítica K3 foi amostrada por meios de 2 (quatro) poços com dimensões de 2x3m por até 2m de profundidade média. Durante a amostragem foram coletados, aproximadamente, 100 kg de solo de alteração. A amostra obtida foi tratada posteriormente em laboratório pelos procedimentos sedimentológicos tradicionais. Após a remoção das frações argila e silte, foram obtidas frações residuais finais, as quais foram tratados com bromofórmio para a separação da fração pesada usada nos estudos subseqüentes. A fração leve constituída essencialmente de quartzo, calcedônia, mica e fragmentos de rochas alteradas foi abandonada. Esses trabalhos foram realizados no Laboratório de Sedimentologia do IG/ USP.

2.2.2. Levantamento Magnético

O trabalho de campo foi realizado com dois magnetômetro GEM GSM-19, sendo um fixo (base) e outro móvel (*rover*) (Fotografia 2.1), durante o levantamento de 11 (onze) perfis com medidas espaçadas de 5 em 5 metros. Após a correção diurna, foi extraído o valor do campo magnético regional utilizando ajuste de regressões polinomiais do programa *Surfer6.0* da Golden Software. Foram realizados também medidas de susceptibilidade magnética em um testemunho de sondagem da RTZ Mineração Ltda, utilizando-se um susceptilímetro SCINTREX MODELO CTU-2. O testemunho estudado foi obtido em alvo definido pelos coordenados UTM 8453022N e 801703W e está arquivado na litoteca do Departamento de Recursos Minerais de Universidade Federal de Mato Grosso.

Todos os equipamentos usados no levantamento magnético pertencem ao Núcleo de Geofísica e Estudos Ambientais (NGEA) do Departamento de Geologia da UFMT.

Fotografia 2.1 Vista geral do equipamento utilizado no levantamento Magnético terrestre da intrusão kimberlítica K3

2.3.Método Magnético

O comportamento magnético dos materiais terrestres parece ter sido observado primeiro pelos chineses alguns séculos A.C. A noção de que a própria Terra comporta-se como um ímã foi apresentada por William Gilbert em 1600. O uso da medida magnética na prospecção baseia-se no fato de que, concentrações de minerais magnéticos nas rochas da crosta produzem distorções locais nos elementos do campo magnético da Terra. Estes elementos são a intensidade, a declinação e a inclinação magnética.

O método Magnético foi um dos primeiros métodos geofísicos a ser empregado em prospecção. As primeiras medidas sistemáticas datam do ano de 1640 e foram realizadas na Suécia, com o objetivo de detectar depósitos de minério de ferro. Essas medidas consistiam na observação da variação e da declinação magnéticas com bússolas náuticas. Mais tarde, em 1870, o método de observação magnética foi aperfeiçoado com a construção de instrumentos capazes de medir variações das componentes horizontal e vertical do campo magnético bem com da sua inclinação. Atualmente, medidas muito precisas da intensidade do campo e das suas componentes são realizadas com instrumentos conhecidos como magnetômetro (Luiz & Silva 1995).

A maioria das medidas magnéticas são realizadas com o instrumento na superfície do terreno ou em aeronaves (aviões ou helicópteros). As medidas podem, entretanto, ser realizadas em áreas cobertas por água, com o auxílio de embarcações, ou ainda em poços perfurados.

Os minerais magnéticos responsáveis pelas distorções do campo magnético terrestre, observados nos trabalhos de prospecção, são a magnetita, a pirrotita e a ilmenita. Esses minerais podem fornecer informações sobre a distribuição de minerais não magnéticos que são economicamente importantes, tais como calcopirita, galena, asbesto e calcocita. Além de permitir a localização de minerais economicamente importantes, as medidas magnéticas podem ainda ser usadas na identificação de contatos geológicos e de estruturas geológicas (falhas, dobras).

No decorrer deste trabalho, o método magnético foi aplicado na intrusão kimberlítica K3 com a finalidade de complementar o levantamento geológico realizado. Como já foi mencionado anteriormente, a intrusão K3 apresenta-se coberta por um solo de alteração espesso que mascara os contatos com as rochas encaixantes, e nessas condições, o levantamento magnético foi um das alternativas usadas para definir o contato e as dimensões do corpo .

2.3.1 Medidores de susceptibilidade magnética

Além da determinação do campo e de suas componentes durante o levantamento geofísico, é recomendado realizarem-se medidas de susceptibilidade magnética. Esse tipo de medida é de grande auxílio na interpretação dos dados magnéticos uma vez que a magnetização das rochas possui sempre uma componente induzida que depende da susceptibilidade magnética e, é paralela ao campo magnético atual podendo ainda apresentar uma componente remanescente, que está relacionada à sua história geológica. (Luis & Silva 1995)

As medidas de susceptibilidade magnética podem ser realizadas no campo sobre o afloramento, ou no laboratório, em amostras de afloramentos e testemunhos de sondagem.

2.4. Trabalhos de Laboratório

Em laboratório procedeu-se à descrição detalhada das amostras da intrusão K3 bem como a separação das diferentes fases dos minerais constituintes do solo de alteração da rocha. Os trabalhos de laboratório incluíram diversos tipos de procedimentos, uma vez que, em se tratando de rocha alterada, foi necessário separar primeiro as assembléias mineralógicas constituintes das frações leve e pesada do solo intemperizado do corpo. Em virtude da variedade da diversidade dos problemas envolvidos na obtenção desses dados discutiremos separadamente cada um dos métodos utilizados.

2.4.1 Separação de Amostra

Durante os trabalhos de campo foram coletados 100 kg do solo de alteração da intrusão K3, os quais foram submetidos a quarteamento e a diversos estudos de laboratório. Tratando-se de rocha intemperizada, não foi possível confeccionar lâminas delgadas para estudos petrográficos tendo em vista o avançado estado de alteração do material, também observado no testemunho do furo PAP - 07. Assim sendo, o volume coletado foi lavado seguindo os procedimentos rotineiros usados em sedimentologia (Suguio 1973), produzindo primeiro um

concentrado inicial após a eliminação das frações argila e silte. Este primeiro concentrado foi tratado com bromofórmio ($d = 2,89$) originando dessa forma duas frações distintas:

- a) uma fração leve constituída essencialmente por minerais do grupo da sílica (quartzo, calcedônia), sillexito e fragmentos de rocha alteradas;
- b) uma fração pesada formada por um grande número de ilmenita, granada em cristais de cores vermelha e amarela, laterito, rochas alteradas e alguns raros grãos diminutos de diopsídio só observados com aumento acima de 20 vezes.

2.4.2. Microscopia Óptica

A microscopia óptica constitui uma técnica fundamental de investigação mineralógica tendo sido utilizada na separação das fases minerais e, como técnica auxiliar de identificação das espécies presentes nas frações leve e pesada. Foi utilizada também na preparação das seções polidas e na obtenção de fotomicrografias dos minerais estudados. Pormenores sobre os fundamentos e o potencial dessa técnica foram discutidos por Camargo (1965) e incorporados em várias dissertações e teses desenvolvidas posteriormente no âmbito do Programa de Mineralogia e Petrologia.

A separação das diversas fases minerais presentes nos concentrados foi realizada sob lupa binocular utilizando-se os seguintes aparelhos: a) lupa Zeiss binocular com zoom e aumento de 40 vezes; b) lupa binocular Zeiss, modelo STEMI 8 dotado de zoom e aumento de até 64 vezes; c) lupa binocular Olympus, modelo SZH 10 com aumento de até 140 vezes.

Foi utilizado também o fotomicroscópio Zeiss Axioplam com capacidade de aumento de até 930, luz transmitida e refletida e filtros diversos. Esses e outros aparelhos fazem parte do acervo do Laboratório de Microscopia do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IG/USP.

2.4.3 Difração de raios X

Conforme ressaltado por Azaroff & Buerger (1958), a difração de raios X é o mais importante método físico de identificação das espécies cristalinas. No decorrer desta dissertação,

a referida técnica foi utilizada para identificação precisa dos grupos minerais componentes dos concentrados, auxiliando dessa forma a escolha dos grãos a serem montados nas seções polidas para serem analisados na microsonda eletrônica. Também nesse caso, os fundamentos teóricos, o potencial e as variantes do método (pó e monocrystal) foram exaustivamente discutidos por Camargo (1965).

No decorrer desse trabalho, os minerais encontrados nos concentrados foram identificados no difratômetro Modelo Siemens D5000 existente no Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IG/USP.

2.4.4. Microsonda eletrônica

Trata-se de um dos mais importantes métodos de análise química, possuindo inúmeras aplicações no campo da geologia. O princípio deste método é relativamente simples: quando uma amostra (seção polida) é bombardeada por um feixe de elétrons devidamente colimados, a amostra emite raios X característicos que são analisados em espectrômetros acoplados ao microscópio eletrônico. A análise é obtida pela comparação entre o resultado obtido na amostra com aquele obtido com um padrão bem conhecido quando ambos são analisados sob as mesmas condições operacionais. Gomes & Girardi (1984) apresentaram uma síntese completa dos princípios bem como um conjunto de exemplos das aplicações da microsonda eletrônica em geologia.

Entre as inúmeras vantagens desta técnica destacam-se: a) possibilidade de se obter dados quantitativos de amostras de dimensões reduzidas (alguns microns); b) visualização da amostra no decorrer da análise, c) reutilização da amostra uma vez que o método não é destrutivo, d) geração rápida de um grande número de análises considerando que os aparelhos atuais estão totalmente automatizados.

Durante esse trabalho, foram analisados grãos de granada, ilmenita e diopsídio identificados nos concentrados da intrusão K3. As análises foram realizadas na microsonda eletrônica Superprobe Marca Jeol modelo JXA 80.600 existente no Departamento de Mineralogia e Geotectônica da IG/USP.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A geologia da área estudada nesta dissertação faz parte da Faixa de Dobramentos Paraguai, a qual é circundada pelos sedimentos da Bacia do Paraná a sudeste e Grupo Parecis a noroeste (Figura 3.1). A Faixa de Dobramentos Paraguai, por sua vez, é constituída pelo Grupo Cuiabá e Alto Paraguai (Formações Raizama e Diamantino). Intrusões kimberlíticas ocorrem a norte da faixa de dobramentos, incluindo o K3 e tendo como rochas encaixantes a Formação Diamantino. A sul da referida faixa aparecem sedimentos da Bacia do Paraná e o Grupo Bauru. Ao norte da Faixa Paraguai ocorrem rochas do Grupo Parecis representadas pelas Formações Salto das Nuvens e Utiriti. Como unidades terciárias e quaternárias ocorrem as Formações Cachoeirinha, Pantanal e as Aluviões Atuais.

A estratigrafia regional apresentada é o resultado da compilação de vários trabalhos realizados na região por diferentes autores no decorrer dos últimos anos. Será dada ênfase às unidades geológicas metassedimentares do Grupo Alto Paraguai, as quais são as rochas hospedeiras de parte dos kimberlitos do Campo Kimberlítico de Paranatinga.

3.1. Faixa Paraguai

As primeiras observações e a constatação da existência de estruturas dobradas nas regiões da Província Serrana e Baixada Cuiabana são devidas a Evans (1894). Este autor foi o primeiro a reconhecer essa Faixa de Dobramentos marginal ao Cráton Amazônico, propondo a designação Geossinclíneo Paraguai para agrupar as três zonas estruturais que a compõe: zona da Baixada do Alto Paraguai, Província Serrana e Baixada Cuiabana (Figuras 3.2 e 3.3).

Hasui *et al.* (1981) tendo como base os padrões geocronológicos discordantes, as diferenças estruturais e de composição litológica apresentadas pelos segmentos Paraguai e Araguaia, sugerem a individualização de duas faixas móveis marginais ao Cráton Amazônico: a leste, a Faixa de Dobramentos Araguaia e a sudeste, nos Estados de Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e a oeste, a Faixa de Dobramentos Paraguai. Almeida (1984) fez uma síntese completa sobre essa unidade geotectônica apesar de abordar apenas o segmento Paraguai. Esse autor identificou três zonas estruturais adjacentes: as *Brasilides Metamórficas*, as *Brasilides não-Metamórficas* e as Coberturas Brasileiras que retratam uma polaridade metamórfica e estrutural em direção ao Cráton Amazônico.

0 20 40km

LEGENDA

- Capital do estado
 Sede de Paranatinga
 Intrusão K3

Figura 3.1 - Mapa geológico regional simplificado da área balizada pelos municípios de Poxoréu, Paranatinga, Diamantino e Alto Paraguai. Baseado em Radambrasil (1982), Mapa geológico, Folha SD-21, escala 1:1 000 000 e Weska (1996), Mapa geológico, escala 1:1 600 000.

COLUNA ESTRATIGRÁFICA		
Era	Período	
Cenozóico	Quaternário	Formação Pantanal e Aluviões Atuais
	Terciário	Formação Cachoeirinha
Mesozóico	Cretáceo	Grupo Bauru Formações Cambambe, Cachoeira do Bom Jardim, Quilombinho e Paredão Grande.
		Grupo Parecis Formação Utiariti
	Jurássico Cretáceo	Grupo São Bento Formação Serra Geral Formação Botucatu
	Jurássico	Grupo Parecis Formação Tapirapuã
Paleozóico	Permiano	Grupo Guatá Formação Palermo
	Carbonífero Permiano	Formação Aquidauana Grupo Itararé
	Siluriano Devoniano	Grupo Paraná Formação Ponta Grossa Formação Furnas
Neoproterozóico		Granito São Vicente
		Grupo Alto Paraguai Formação Diamantino Formação Raizama Grupo Cuiabá

As denominações zona interna e externa, correspondendo respectivamente às brasilídes metamórficas e não metamórficas e coberturas cratônicas ou de plataforma, foram utilizadas por Alvarenga (1990). Este mesmo autor subdividiu as unidades litoestratigráficas da Faixa Paraguai em conjuntos sedimentares. A unidade inferior, de origem detritica, inclui o grupo Cuiabá com as formações Bauxi, Puga e o Grupo Jacadigo. Essa faixa é caracterizada por diamictitos às vezes associados a turbiditos.

A unidade média, essencialmente carbonática, compreende o Grupo Corumbá e a Formação Araras; a unidade superior, também detritica é representada pelo Grupo Alto Paraguai que será enfatizado neste trabalho por englobar a região de Paranatinga.

Fechando a evolução geológica da Faixa Paraguai, ocorreram deformações tectônicas brasilianas, mais intensas nas suas porções orientais, seguidas de magmatismo granítico pós-tectônico, com idade ao redor de 500 Ma. (Boggiani 1997). Grande parte da faixa se acha encoberta pelos depósitos pós- ordovicianos das bacias da Paraná, Pantanal e da Iha do Bananal (Alvarenga 1990).

Del'Rey Silva (1990), considerando os dados estruturais obtidos em uma análise estrutural detalhada, realizada em algumas áreas da região de Cuiabá sugere, para a Faixa Paraguai, uma evolução tectônica controlada por cinturões de cavalgamento do tipo película delgada, explicando dessa forma a vergência centrípeta que caracteriza essa faixa móvel.

Alvarenga (1990) e Alvarenga & Trompette (1993), estudando o Cinturão Paraguai nas regiões de Cuiabá, Mirassol D'Oeste e Província Serrana, reafirmaram o zoneamento estrutural definido por Almeida (1984) utilizando as designações Zona Interna, Zona Externa e Coberturas Sedimentares de Plataforma.

A Faixa Paraguai possui extensão de 150 km, com exposição em Goiás (sudeste), Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, formando um grande arco com concavidade voltada para o Cráton Amazônico (Boggiani 1997), estando coberta em grande parte por sedimentos das Bacias do Paraná, Parecis e Pantanal. Outras feições estruturais da Faixa Paraguai-Araguaia, além da notável concavidade em direção ao Cráton Amazônico é sua direção N-NE no Estado de Mato Grosso, que se torna E-W na região de Paranatinga. Destaca-se ainda a deformação polifásica com nítida polaridade tectônica e metamórfica, vergência centrípeta, falhas inversas predominando na direção N-NE e falhas indiscriminadas com direção predominante N-S. Possui magmatismo limitado e restrito à zona interna, tendo evoluído no Proterozóico Superior/Cambriano (Ciclo Brasileiro de 800 a 560 Ma).

3.1.2. Grupo Cuiabá

O Grupo Cuiabá ocorre nos Estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul existindo em algumas ocorrências isoladas em Goiás (Almeida 1984). Seus principais afloramentos ocorrem na província geomorfológica da Baixada Cuiabana (Almeida 1964), na base da Faixa Paraguai e da coluna estratigráfica do flanco noroeste da Bacia do Paraná.

É caracterizado por rochas metamórficas de baixo grau (fácies xisto verde) que foram intensamente dobradas pelos eventos tectônicos do Ciclo Brasileiro. Suas litologias são micaxistos, filitos, quartzitos, metadiamicritos, metapelitos, metarenitos, metarcóseos, metaconglomerados e, subordinadamente calcários e mármore. Vários autores estudaram e caracterizaram as rochas do Grupo Cuiabá e constataram o predomínio dos filitos e dos conglomerados. Almeida (1954) separou os conglomerados que ocorrem em Jangada em uma nova unidade denominada Grupo Jangada. Vieira (1965) dividiu em três subunidades estratigráficas. Hennies (1966) usou a denominação "Grupo" em substituição a "Serie Cuiabá" empregada antes por Almeida (1954). Seguindo a seqüência da base para o topo, dividiu esse grupo em cinco subunidades litológicas: metaconglomerados e quartzitos, filitos e filitos ardorianos, quartzitos, metagrauvascas, metarcóseos e metassiltitos com seixos pingados.

As rochas metamórficas do Grupo Cuiabá foram inicialmente consideradas contemporâneas aos sedimentos de coberturas da plataforma cratônica de Almeida (1964). Posteriormente, Schobbenhaus *et al.* (1984) consideraram a existência de uma discordância entre o Grupo Cuiabá e as unidades de cobertura de plataforma. Alvarenga (1988, 1992), Alvarenga & Trompette (1992) e Alvarenga & Saes (1992), consideram em parte a interpretação inicial mostrando que os metassedimentos (metadiamicritos, filitos, quartzitos e conglomerados) do Grupo Cuiabá são equivalentes às seqüências menos espessas de diamicritos e arenitos que recobrem o cráton (Formação Puga e Bauxi), os quais foram depositados sob influência da última glaciação neoproterozóica, constituindo a seqüência inferior deste Grupo.

O ambiente deposicional sugerido por Almeida (1954, 1964), Vieira (1965) e Alvarenga (1988, 1990), com base na litologia, é de bacia marinha relativamente profunda desenvolvida junto à borda cratônica, influenciada por glaciação e com aporte de sedimentação continental. Não tendo observado material vulcânico, Almeida (1964 1965) sugeriu que a deposição desse grupo ocorreu em ambiente mioeossinclinal de grande atividade. Olivatti (1976) sugeriu uma bacia com características eogeossiclinais com base na descoberta de uma seqüência vulcano-sedimentar na região de Bom Jardim em Goiás e, em intercalações de metabasaltos na região de Bonito (MS).

Figura 3.2 - Mapa Geológico da Faixa Paraguai, modificado de Alvarenga (2000).

O Grupo Cuiabá foi afetado por um metamorfismo de baixo grau. Os dobramentos inicialmente abertos da zona externa (Grupo Alto Paraguai) passam a dobras fechadas, a leste da zona interna (Grupo Cuiabá). O contato entre as zonas estruturais externas e internas dobradas é feito por zonas de falhas inversas de altos ângulos. O contato superior deste grupo com as formações mais jovens da Faixa Paraguai geralmente se faz por grandes falhas (Almeida 1984).

Hasui & Almeida (1970) atribuíram idade de 540 Ma a um xisto coletado na Estação Ferroviária de Duque Estrada e, 639 Ma a uma ardósia da Fazenda Bodoquena, ambas em Mato Grosso do Sul. Almeida e Mantovani (1975) obtiveram idade de 504 Ma. para granito São Vicente, Mato Grosso.

Guimarães e Almeida (1972), Figueiredo *et al.* (1974), Ribeiro Filho *et al.* (1975), Costa *et al.* (1975), Corrêa *et al.* (1976) e Luz *et al.* (1978), mapearam grande parte do Grupo Cuiabá, mantendo-o indiviso. Nogueira *et al.* (1978) reconheceram o predomínio de micaxistos e filitos agrupando as litologias mapeadas em duas grandes subunidades, sendo uma inferior detrítica e outra superior carbonática.

Luz *et al.* (1980) subdividiram este grupo em oito subunidades litoestratigráficas constituídas por filitos sericíticos, filitos conglomeráticos, metaparaconglomerados e mármore calcíticos e dolomíticos.

3.1.4 Grupo Alto Paraguai

O Grupo Alto Paraguai situa-se a norte na sequência superior da Faixa Paraguai, ocorrendo principalmente na feição morfológica da Província Serrana (Almeida 1964). A denominação de Grupo Alto Paraguai e a primeira coluna estratigráfica desse grupo são devidos ao autor referido, o qual propôs da base para o topo às formações Raizama, Sepotuba e Diamantino.

O Grupo ora apresentado é composto pelas formações Raizama (base) e Diamantino (topo), pois Alvarenga (1988) excluiu as Formações Puga, Bauxi e Araras. As Formações Puga e Bauxi foram incluídas no topo do Grupo Cuiabá, onde segundo Alvarenga (1988) há somente variação lateral de fácies, e não discordância angular entre o Grupo Cuiabá e a Formação Bauxi (Grupo Alto Paraguai). A Formação Sepotuba, desde os trabalhos de Barros *et al.* (1982) é considerada uma fácies da Formação Diamantino. Posteriormente, Almeida (1984) abandonou a designação Sepotuba, englobando os pelitos desta formação na porção basal da Formação

Diamantino de natureza pelíticas, que é uma espessa sucessão de depósitos detríticos com os quais se encerram os processos sedimentares do ciclo Brasileiro Almeida & Hasui (1984). Sua litologia inclui uma espessa sequência de rochas detríticas compreendendo arenitos feldspáticos da Formação Raizama, argilitos, siltitos e arcósios da Formação Diamantino, cujas exposições atingem a zona de cobertura cratônica e a zona externa da faixa.

Almeida (1964), Vieira (1965), Figueiredo & Olivatti (1974) concordam que os depósitos sedimentares do Grupo Alto Paraguai representam uma sequência regressiva, iniciada com a deposição da Formação Raizama em ambiente marinho costeira de águas rasas, sujeitas a correntes e com áreas de energia onde se acumulavam os pelitos. A Formação Diamantino, sob continua subsidência da bacia deposicional, evoluiu de transicional para continental finalizando o ciclo sedimentar.

No limite entre o Cambriano inferior e médio, a Bacia Paraguai foi atingida por processos compressivos jovens da Orogênese Brasileira, que a deformaram em zonas de diferentes intensidades. Segundo Alvarenga (1988), esse conjunto litológico ao contrário do Grupo Cuiabá, aparentemente foi dobrado por uma fase do ciclo orogênico Brasileiro.

3.1.4.a. Formação Raizama

A Formação Raizama ocorre na Província Serrana próximo às cidades de Nobres, Paranatinga e na Serra do Padre Inácio, próximo a Cáceres em Mato Grosso. Seus conteúdos litológicos predominantes são arenitos quartzosos de granulação fina a grossa, com intercalações de lentes de pelitos e de microconglomerados. Nestas unidades são encontradas também estratificações planas e cruzadas e mais raramente marcas de ondas assimétricas (Weska *et al.* 1996b). Caracterizaram-se por um depósito marinho costeiro de águas rasas sujeitas a correntes, com ambientes locais de baixa energia onde se acumulam pelitos finamente estratificados. Este ambiente parece ter predominado durante a deposição da parte inferior da Formação Diamantino (Almeida & Hassui 1984). Segundo Almeida (1964), a Formação Serra do Tombador possui espessura de 1600 m.

Os contatos entre a Formação Araras na porção basal do Grupo Alto Paraguai e no topo com Formação Diamantino, são do tipo concordantes e gradacionais (Barros *et al.* 1982), havendo ao que tudo indica interdigitação entre ambos (Almeida & Hassui 1984).

3.1.4.b. Formação Diamantino

Geograficamente é a mais extensa do grupo, aflorando desde as proximidades de Cáceres, através da Província Serrana, até a Serra do Roncador no vale do Rio Araguaia (Olivatti 1982).

Esta unidade representa o topo do Grupo Alto Paraguai, sendo constituída por rochas sedimentares pouco deformadas. Segundo Barros *et al.* (1982), essas rochas são formadas por siltitos, argilitos, folhelhos e arenitos finos em vários ciclos sucessivos, evidenciando ritmos regressivos em seu ambiente de sedimentação. Nas porções arenosas e maciças é muito comum a ocorrência de blocos com superfícies semi-esféricas, que segundo este mesmo autor, representam estruturas típicas de sobrecargas que pelo efeito do intemperismo, desenvolvem esfoliação esferoidal.

Segundo Hennies (1966) esta unidade é constituída por uma intercalação de folhelhos, siltitos e arcósios, podendo atingir mais de 300 m de espessura. Na sua parte superior ocorrem solos lateríticos de idade quaternária (Barros *et al.* 1982). A estratificação planoparalela é a predominante na sedimentação fina, enquanto os arcóseos geralmente maciços podem apresentar estratificações do mesmo tipo ou ainda cruzada. São comuns as marcas onduladas de corrente ou onda em uma ou mais direções. Estruturas do tipo *clay ball* são também observáveis nos arcóseos, além de brechas intraformacionais com blocos ou não arredondados de litologia lamítica (Almeida & Hassui 1984).

Na parte inferior desta formação houve predomínio de ambiente marinho até o recuo do mar que causou o aparecimento de um ambiente de transição, que por fim tornou-se totalmente continental (Almeida & Hassui 1984). O contato inferior da Formação Diamantino com arenitos da Formação Raizama é concordante e transicional. O superior com os sedimentos da Formação Cachoeirinha e com Aluviões atuais é discordante erosivo.

Segundo Barros *et al.* (1982), datações realizadas em folhelhos da Formação Diamantino revelaram idade de 5476 Ma. mostrando que o Grupo Alto Paraguai é do Pré-Cambriano Superior. Cordani *et al.* (1985) datou amostras de rocha total desta formação obtendo uma isócrona de 660660 Ma.

3.1.3. Granito São Vicente

O Granito São Vicente é um corpo intrusivo (Pós-tectônico) localizado na Serra de São Vicente a leste de Cuiabá, na porção oriental da Faixa Paraguai, sendo intrudido no Grupo Cuiabá. Possui em suas bordas faixas de hornfels resultantes do metamorfismo de contato (Almeida & Hassui 1984). Apresenta dimensões batolíticas, achando-se em parte encoberto pela Formação Furnas. Trata-se de um corpo maciço de cor rosa e por vezes com textura porfirítica, sendo cortado por diques de aplito e diabásio (Luz *et al.* 1980).

O contato inferior desse maciço com os metassedimentos do Grupo Cuiabá é termometamórfico; já o superior ocorre por discordância litológica erosiva com os sedimentos das Formações Furnas, Cachoeirinha e Pantanal (Barros *et al.* 1982). Através dos dados analíticos Rb/Sr obtidos por Almeida e Mantovani (1975) e recalculados por Barros *et al.* (1982), a idade obtida para esse maciço granítico situa-se no limite entre o Cambriano e o Ordoviciano.

3.2. Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná localiza-se na Plataforma Sul-Americana, na região centro-leste da América do Sul, cobrindo uma área de aproximadamente 1000.000km². É constituída por rochas sedimentares associadas à lavas basálticas da Formação Serra Geral. Na América Latina estende-se pelo Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai. No Brasil cobre parte dos estados de Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Minas Gerais, Goiás, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul (Schobbenhaus *et al.* 1984). Sua evolução ocorreu durante o Paleozóico e o Mesozóico abrigando uma coluna litoestratigráfica temporalmente posicionada entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo, documentando 400 milhões de anos da história geológica fanerozóica desta região do planeta (Milani & Ramos 1998). As rochas basálticas desta unidade foram depositadas entre o Jurássico e o Cretáceo, representando a maior manifestação de vulcanismo conhecida no globo, cobrindo aproximadamente 1200km² (Piccirillo & Melfi, 1988).

No desenvolvimento da sua borda noroeste onde possui como substrato regional rochas pertencentes ao Grupo Cuiabá, são registrados parte dos eventos da sua sequência deposicional. Das mais antigas para as mais jovens temos as unidades litoestratigráficas paleozóicas do Grupo Paraná, com as Formações Furnas e Ponta Grossa (Barros *et al.* 1982), recobertas discordantemente pelas litologias da Formação Aquidauana (Buerlen 1956) e, pela Formação

Palermo (White 1908). Como unidades mesozóicas e de topo da bacia, temos na região o grupo São Bento (Muhlmann 1974), com as Formações Botucatu e Serra Geral.

A bacia implantou-se diretamente sobre áreas formadas ou reativadas durante o Proterozóico Superior (Ciclo Orogênico Brasileiro) que foi recoberta por sedimentação do Paleozóico ao Mesozóico. No estado de Mato Grosso compreende uma sequência sedimentar clástica continental e marinha do Devoniano (Formações Furnas e Ponta Grossa) seguida por uma sequência marinha e continental do Paleozóico Superior, de ambiente glacial no início e flúvio-lacustre no seu término (Formação Aquidauana), além de uma terceira sequência sedimentar continental que recobre as anteriores, de ambiente árido (Formação Botucatu), à qual encontram-se associados derrames de lavas basálticas toleíticas de idade Juro-cretácica (Cordani *et al.* 1984). Weska (1996) e Gibson *et al.* (1997) através de datação Ar^{40}/Ar^{39} a laser comprovaram que na verdade tais basaltos são de idade de 85 Ma. e, portanto, distintos do Serra Geral (125 Ma.).

Segundo Cordani *et al.* (1984), esta bacia está circundada por terrenos altamente estruturados, quase sempre faixas metassedimentares do Proterozóico Superior, a saber, o Geossinclínio Paraguai e os sistemas Ribeira e Dom Feliciano, do Ciclo Brasileiro, respectivamente a noroeste e a sudeste, e os metassedimentos do Grupo Araxá e rochas relacionadas ao Ciclo Uruguiano a nordeste.

3.3. Bacia dos Parecis

Ao norte da Faixa Paraguai ocorre a Bacia dos Parecis (Fanerozóico) que se encontra preenchida de sedimentos, em sua maior parte paleozóicos e, secundariamente mesozóicos e cenozóicos (Siqueira 1989). Inicialmente, desenvolveu-se um rifte intracratônico, passando para bacia do tipo sinéclise ainda no Paleozóico. As sequências tidas como paleozóicas são marinhas e lacustrinas; as mesozóicas, por sua vez, são continentais, fluviais e eólicas.

Siqueira (1989) e Siqueira & Teixeira (1993), compartilharam esta unidade em três sub-bacias, nomeadas de oeste para leste, Rondônia, Juruena e Alto Xingu. Segundo estes mesmos autores, as unidades geológicas pertencentes a esta bacia são, da base para o topo, as formações Cacoal (Siluriano), Furnas e Ponta Grossa (Devoniano), Pimenta Bueno (Carbonífero Superior a Permiano) Botucatu (Triássico), Anari e Tapirapuã (Jurássico), Salto das Nuvens e Parecis (Juro-Cretáceo).

Na região norte de Alto Paraguai, Diamantino e Paranatinga, ocorrem sedimentos da Formação do Grupo Parecis (Formação Salto das Nuvens e Utiariti) que são constituídos por níveis conglomeráticos intercalados com arenitos finos e médios de cor branca e vermelha, em matriz aparentemente arcoseana. Nos níveis conglomeráticos predominam seixos de quartzo, quartzito, sílexito, arenitos de granulação grossa e textura sacaróide e, subordinadamente, seixos de basalto. O arredondamento dos seixos é bom e a esfericidade é baixa (Siqueira 1989).

O Grupo Bauru que Weska *et al.* (1996) individualizaram é constituído de quatro unidades litoestratigráficas, as Formações Paredão Grande, Quilombinho, Cachoeira do Bom Jardim e Cambambe. Constituem um embaciamento vulcano-clasto-químico que ocorre nas regiões de Chapada dos Guimarães, Dom Aquino e Poxoréu, entre outras localidades situadas a Sul da faixa de dobramentos, como parte da evolução do Rifte Rio das Mortes (Weska, 1996 e Gibson *et al.*, 1997).

As relações de contato do Grupo Parecis em Diamantino com metassedimentos do Grupo Alto Paraguai são por discordância litológica, angular, erosiva e temporal, o mesmo ocorrendo no contato com os Aluviões Atuais (Carvalho *et al.* 1991).

3.4. Formação Cachoeirinha

Oliveira & Mulhman (1965) fizeram a primeira descrição desta formação, na época denominada unidade "C". O termo Formação Cachoeirinha foi proposto posteriormente por Gonçalves & Schneider (1970).

Segundo Drago *et al.* (1981), esta unidade é constituída de materiais areno-argilosos inconsolidados, exibindo cores vermelho-alaranjadas ou às vezes rósea clara. A granulometria varia de fina à média com os grãos de quartzo em geral angulosos a subangulosos, ocorrendo raramente lentes de cascalhos em matriz arenosa como produto de depósitos residuais de canais. Na parte mais inferior são encontrados comumente níveis de concreções ferruginosas ou bolsões de cangas lateríticas (Weska 1996). Esta unidade é constituída da base para o topo por lentes de cascalho, areias cascalhosas, areias argilosas, areias médias argilas e crostas lateríticas. A Formação Cachoeirinha recobre quase todas as unidades da borda ocidental da Bacia do Paraná, sendo o contato erosivo com as rochas do Grupo Cuiabá e Alto Paraguai, Granito São Vicente, formações Furnas, Ponta Grossa, Aquidauana Palermo e Botucatu (Barros *et al.* 1982) e, o equivalente do Grupo Bauru na região (Weska 1987, Weska *et al.* 1982).

3.5. Formação Pantanal

A Formação Pantanal estudada por Oliveira & Leonardos (1943), é constituída por sedimentos aluvionares inconsolidados e parcialmente laterizados. Weska *et al.* (1984) subdividiram informalmente os pacotes situados em terraços laterais das drenagens da Bacia do Alto Paraguai na região entre Diamantino e Arenápolis (MT) nos níveis T₁, T₂, e T₃.

O Grupo Pantanal recobre discordantemente rochas do Grupo Cuiabá e o Granito São Vicente, localizados na Baixada Cuiabana e, também rochas da Bacia do Paraná (Barros *et al.* 1982) e o equivalente do Grupo Bauru (Weska 1987). Almeida (1965) descreveu a presença de mamíferos fósseis pleistocênicos na zona norte do Pantanal, fato que indica uma idade pleistocênica para essa formação.

3.6. Aluviões Atuais

Os aluviões atuais são encontrados junto aos canais atuais e às planícies de inundação das principais bacias de drenagens que escoam em direção à Bacia do Prata ao sul, e Bacia Amazônica ao norte, de que são exemplo os Rios Cuiabá e Paraguai, e Rios das Mortes, Xingu e Teles Pires, respectivamente (Weska 1996).

Os depósitos atuais encontram-se ainda em fase de deposição nas planícies aluvionares dos grandes rios e seus tributários. Compõem-se de areias, siltes, argilas e cascalhos, dando origem a depósitos de canal, depósitos de barra em pontal e de transbordamento (Barros *et al.* 1982).

As características encontradas nos depósitos quaternários, segundo Weska (1987) e Weska *et al.* (1991), correspondem às acumulações coluviais e aluviais de ambiente fluvial, havendo estreita relação dos depósitos com a rede de drenagem local. Ainda segundo os referidos autores, na porção basal da Fácies Água Fria (Chapada dos Guimarães) ocorrem pacotes ricos em cascalhos portadores de diamante.

Coberturas inconsolidadas e/ou laterizadas que ocupam o topo da coluna geológica regional são contemporâneas ao desenvolvimento da Bacia Intercratônica do Pantanal a partir do Terciário até os dias atuais, recobrando indistintamente as rochas anteriormente descritas (Weska 1996).

4. GEOLOGIA LOCAL.

4.1 Introdução

No Estado de Mato Grosso são conhecidas várias dezenas de intrusões kimberlíticas distribuídas na porção sul do Cráton Amazônico. As primeiras informações sobre kimberlito da região de Paranatinga como já se referiu no capítulo 1 foram apresentadas por Fragomeni (1976). Hoje são conhecidos aproximadamente 40 corpos (Greenwood *et al.* 1999), enquanto que na região de Juína existem informações geológicas sobre 23 intrusões (Teixeira *et al.* 1998). As intrusões encontram-se posicionadas na Depressão Interplanáltica de Paranatinga atravessando a seqüência sedimentar pouco deformada da Formação Diamantino. Estes kimberlitos estão localmente controlados por falhas de gravidade de direção geral N10°-30°W resultantes dos esforços distensionais do Geossinclíneo Paraguai-Araguaia (Fragomeni 1976) que condicionaram grábens e *horts* permitindo que se conservassem restos da Formação Ponta Grossa em fossas estruturais da Formação Diamantino. Assim, tanto em escala local como em escala regional, a colocação dos kimberlitos de Paranatinga foram condicionadas por uma tectônica de fratura. Porém, aparentemente, os kimberlitos não são contemporâneos com sistema de *riftes* da Bacia dos Parecis, pois este ambiente tectônico já havia se instalado desde o Paleozóico (Fragomeni 1976). Possivelmente, a reativação cretácea destas antigas linhas de fraquezas devem ter facilitado a subida de magmas ultrabásicos/ potássicos do manto astenosférico (Costa 1996).

Fragomeni (1976), observou que os paralelos ao eixo de um arco ocorrem fraturas e falhamentos de gravidade, provocadas pela tensão desenvolvida durante o arqueamento, podendo-se inferir que os *riftes* intracratônicos iniciais de deposição da Bacia dos Parecis são reflexo de colisões e arqueamentos ocorridos no final do Brasileiro. Estas direções de estruturas ocorrem tanto no embasamento como nas Formações Diamantino (ENE), Cacoal (NE e W-E), Furnas (ENE e NE) e Ponta Grossa (NS e NNW-SSE).

O contexto geotectônico da região de Paranatinga, a partir do Ciclo Brasileiro é caracterizado pelo transporte tectônico das rochas do Grupo Alto Paraguai (Almeida 1964) sobre o SE do Cráton Amazônico, fato evidenciado por falhas de empurrão, bem como, por dobras em *chevron* com vigência do plano axial e aumento da amplitude das dobras em direção à área cratônica localizada a N-NW. O dobramento em *chevron* está impresso em

Figura 4.1 Mapa do Campo Kimberlítico de Paranatinga, Juína e Poxoreu (Greenwood 1999) modificado.

rochas da Formação Raizama, podendo ser observado nos afloramentos da Faixa Paraguai em cortes da estrada MT-130, situados a sul de Paranatinga, quando esta atravessa o conjunto de Serras da Província Serrana (Almeida 1964). *Hosts* e grábens situados a norte da Bacia dos Parecis e ao Sul do Rio das Mortes, tem como resultado o impacto da Pluma de Trindade no centro-oeste brasileiro durante o Cretáceo (Gibson *et al.* 1977).

As intrusões de Paranatinga estariam alinhadas ao longo do Azimute 125° constituindo uma mega sutura na crosta sul-americana com mais de 3000 km de extensão, passando pela borda norte da bacia Intracratônica do Paraná, indo desde o estado do Rio de Janeiro até Rondônia, sendo consequência da separação continental entre a África e a América do Sul. Por outro lado, se de fato esta megaestrutura existisse, deveria haver em contrapartida brechas de falhas e milonitos em uma faixa de algumas centenas de quilômetros, fato que não tem sido observado em trabalhos de campo ao longo deste hipotético lineamento (Figura 4.1).

O empilhamento estratigráfico das rochas adjacente do Kimberlito K3 é constituído por arenitos arcoseanos, siltitos e argilitos da Formação Diamantino, topo do Grupo Alto Paraguai de idade pré-cambriana superior. Os corpos kimberlíticos de Paranatinga foram intrudidos durante o Cretáceo Inferior. Assim sendo, essas seriam as intrusões mais antigas conhecidas no estado de Mato Grosso, uma vez que as intrusões do Campo Kimberlítico de Juína, com idades entre 92 a 95 m.a. são do Cretáceo Superior. No Campo Kimberlítica de Paranatinga foi observado que as intrusões estão encaixados em rochas da Formação Diamantino, conforme evidenciado em contatos observados no campo e também pela presença de xenólitos abundantes de rochas desta unidade, Alguns destes corpos, como por exemplo, Alabama (Weska & Svisero 2001), possuem também xenólitos cristais de composições basálticos. Tais rochas em princípio não afloram na região.

Nos furos descritos por Greenwood *et al.* (1999), partes dos kimberlitos intercalam - se com a base das coberturas cretáceas. A Formação Cambambe em Paranatinga ocorre com interdigitações cíclicas de pacotes de clastos grossos (conglomerados e arenito conglomératico) arenito, silito e argilito. Os pacotes estão muito silicificados e são hospedeiros de árvores petrificadas similares aqueles descritos por Barros *et al.* (1982), identificadas como pertencentes ao Cretáceo Superior. Considerando - se a idade de 85M.a. Rifle Rio das Mortes, juntamente com idades de 65m.a. dos fósseis de árvores petrificadas

(Campos e Castro, 1978) e fosséis réptil e o embaciamentos do rifte através das unidades clasto-químicas nas bacias Bauru e Parecis datado em 20m.a. Pacotes detrítico-lateríticos de leques aluviais terciários e equivalentes a Formação Cachoeirinha recobrem as rochas mais antigas incluindo a Formação Diamantino, alguns *Pipes* como exemplo e a Piranha 1, os derrames da Formação Paredão Grande, assim como a unidade Cambambe. Esta unidade terciária guarda registros da peneplanização relativa à superfície Sul-Americana e que esculptou o topo da superfície em planaltos como o dos Parecis. Coberturas inconsolidadas de cascalho, areia e argila caracterizam os pacotes quaternários que concentram os principais depósitos diamantíferos aluvionares da região. A seguir serão descritas as rochas encaixantes e as unidades que cobrem a intrusão kimberlitos K3.

4.2. Formação Diamantina

Esta unidade representa o topo do Grupo Alto Paraguai, sendo constituída por rochas sedimentares pouco deformadas. São constituídas por siltitos, argilitos e arenitos finos de coloração cinza (Foto 4 2 e 4 3). Os arenitos finos ocorrem em vários ciclos sucessivos, evidenciando ritmos regressivos em seu ambiente de sedimentação. Nas porções arenosas e maciças é muito comuns a ocorrência de blocos com superfícies semi-esféricas que representam estruturas típicas de sobrecarga, que com o efeito do intemperismo, desenvolvem esfoliação esferoidal. Estruturas do tipo *dayball* são também observadas na área, nos arcóseos como pequenas aparas tabulares de folhelho, além de brechas intraformacionais pouco arredondadas de litologia lamítica. Esta unidade representa a rocha encaixante da intrusão kimberlítica K3, que por sua vez, está encoberta por material inconsolidadas de cascalho, areia, argila e latérta (Ganga) que caracterizam sedimentos terciários quaternários da Formação Cachoeirinha e de aluviões atuais respectivamente.

Foto 4.1. – Argilito da Formação Diamantino aflorando dentro da área de estudo, intrusão kimberlítica K3, Paranatinga – MT.

Foto 4.2. – Afloramento de rochas da Formação Diamantino visto em corte de estrada próximo a intrusão kimberlítica K3, Paranatinga – MT.

4.3 Formação Cachoeirinha e Aluviões Atuais

Estas unidades são constituídas de materiais areno-argilosos inconsolidados, exibindo cores vermelha, alaranjada ou às vezes rosa clara (Foto 4.3.). A granulometria varia de fina a média com os grãos de quartzo em geral angulosos a subangulosos, ocorrendo raramente lentes de cascalhos em matriz arenosa como produtos de depósitos residuais de canais. Na parte inferior são encontrados comumente níveis de concreções ferruginosas ou bolsões de cangas lateríticas. As unidades fazem contato erosivo com as rochas da Formação Diamantino.

Foto 4.3. – Solo que recobre a intrusão kimberlítica K3, Paranatinga – MT.

4.4 INTRUSÃO KIMBERLÍTICA K3

Como já referido no capítulo 1 que a intrusão K3 está situada, aproximadamente a 65km, a norte-noroeste da cidade de Paranatinga, que por sua vez situa-se na porção centro-leste do Estado de Mato Grosso (Figura 4.1). O corpo aflora na Fazenda Araçatuba e pode ser alcançado com relativa facilidade por meio de estradas locais. A intrusão kimberlítica K3 está situada em uma depressão preenchida com solos de coloração avermelhada proveniente da alteração das rochas encaixantes da Formação Diamantina (Foto 4.1.e 4.2.). Nesse caso não existe contraste expressivo entre os solos da intrusão K3 e as rochas da Formação Diamantina uma vez que as duas rochas apresentam as mesmas cores. A vegetação local é típica dos cerrados concentrando-se, sobretudo nos vales de erosão, locais desenvolvidos sobre camadas de solo que cobre o kimberlitos. A depressão local é circundada por colinas constituídas por argilitos, rochas de Formação Diamantino, e no topo pelas rochas terciárias-quaternárias da Formação Cachoeirinha. A sul e a leste, o corpo é circundado apenas por camadas de material laterítico que se inclinam suavemente em direção ao principal vale de erosão local.

Foto 4.4. – Vista geral tomada da intrusão kimberlítica K3 olhando para o norte. Ao fundo, em ambos lados, aparecem os chapadões da Formação Diamantina.

Figura 4.2.- Geologia da intrusão kimberlítica K3 e as rochas encaixantes, município de Paranatinga - MT.

Figura 4.3. - Perfil geológico A - A' realizado sobre o corpo kimberlítico K3, Paranatinga - MT.

Mapeamento geológico feito na intrusão kimberlítica K3 mostra que o corpo tem uma forma piriforme orientado na direção NW-SE, cujas dimensões principais são aproximadamente 240m segundo o eixo maior e de 140 m na direção perpendicular (Figura 4.2). O kimberlito K3 foi preservado devido ao fato de parte do corpo estar encoberto por depósitos de cangas lateríticas, de idade terciária, equivalentes a Formação Cachoeirinha (Gonçalves & Schneider, 1968). A intrusão kimberlítica possui de área uma dimensão 240x140m, constituindo, portanto, uma intrusão de porte médio a pequeno (Mitchell 1986). Outras feições locais que merecem destaque são a presença de uma escarpe lateral ao corpo na porção Sul e uma falha servindo de córrego Jatobá que drenam na direção NW-SE paralelas ao eixo do corpo. Comparações entre o kimberlito k3 e outras intrusões no campo kimberlítico de Paranatinga; as intrusões Piranha I e II possuem formas elipsóidicas, com dimensões 470 x 260m, enquanto, a intrusão Alabama possui dimensões 240 x 90m e forma elipsóidicas, e a intrusão Batovi VI possuem forma elipsóidica com as dimensões de 280 x 80m. Nota-se que os corpos possuem dimensões semelhantes a outros corpos do campo kimberlítico de Paranatinga (Weska & Svisero 2001).

A intrusão kimberlítica K3 é uma rocha ígnea muito alterada e em grande parte recoberto por rochas lateríticas de idades terciárias. O kimberlito K3 foi amostrada por 2 poços (2x3m) (Foto 6) seguido de telescopagem circular, perfazendo uma profundidade total de 4m no poço mais profundo. Observações macroscópicas efetuadas revelaram a presença de uma quantidade grande de xenólitos com cores, dimensões, formas e de natureza variadas, tendo sido reconhecidos xenólitos dispersos em todas as paredes do poço, os quais na sua grande maioria possuem bordas angulosas. O tipo mais comum é o arenito, siltito e grãos de quartzo, com granulometria fina a media maciço, provenientes da Formação Diamantino.

Do ponto de vista petrográfico 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 granadas de cor vermelha e vinho de até 1cm. O corpo apresenta macroscopicamente aspecto de rochas vulcanoclástica, textura brechóide e alteração intensa. Possui xenólitos de até 1cm, macrocristais de granadas < 3mm, flogopitas < 1,5cm ilmenitas 0,8cm e olivinas <1cm, imersos em uma matriz afanítica argilosa a areno-argilosa. A matriz é constituída de minerais identificados em lupas binoculares como olivinas, flogopitas, ilmenitas e granadas. Com base nestas características, o kimberlito k3

pode, em princípio, ser classificada 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 as de origem mantélica.

Foto 4.5. – Poço de pesquisa (2x3m) realizado sobre a intrusão kimberlítica K3.

Os poços PAP 07 e PAP 05 evidenciam a litologia do corpo. Mostram que o conteúdo de sua litologia é uma rocha bastante alterada de cor vermelha a marrom, com camadas cíclicas de clastos de cor branca. O conjunto superficial caracteriza-se por *lapilli* tufo resultante de expulsões. Macroscopicamente são observados cristais de granadas arredondadas de cores vermelha vinho e, ilmenitas ambos com dimensões médias de 3cm. O diopsídio, e a flogopitas estão presentes, entretanto, são menos comuns e com tamanho médio de 2cm.

Os clastos mais comumente encontrados são arenitos finos e siltitos de cor marrom parcialmente carbonitizadas e xenólitos mantélicos ricos em granadas. Os xenólitos angulosos de siltitos mostram-se algumas vezes totalmente carbonitizadas apresentando textura radial. Entretanto, são visíveis grãos de quartzo e plagioclásio, bem como,

fragmentos angulosos de rochas sedimentares muito finas formando um material homogêneo de coloração verde escuro.

Tendo em vista a resolução obtida na delimitação e na caracterização deste corpo foram programados trabalhos de detalhe empregando-se a metodologia geofísica da magnetometria integrada com dados de geologia.

Onze perfis magnéticos foram feitos no corpo, dos quais dois perfis foram feitos simultaneamente com o mapeamento geológico.

O Perfil A – A' (Figura 4.2) mostra que o corpo está coberto pelas rochas da formação terciária-quartenária (Formação Cachoeirinha), bloco de latérita ou canga arredondada ou subarredondados com diâmetro de 0,5 a 1 metros. Ao sentido NW atravessando o córrego Jatobá que faz contato com o corpo, observa-se areia inconsolidadas de cor cinza com granulometria fina e grãos de minerais escuros brilhosos (ilmenitas). Seguindo a cobertura pedogenética, observa-se que no topo do corpo apresenta materiais areno-argilosos de cor vermelho com grãos de quartzo em geral angulosos e subangulosos e, a granulometria varia de fina a média. Níveis de concreções ferruginosas ou bolsões de cangas lateríticas estão presentes sobre as rochas arenosas e argilas da Formação Diamantino. Próximo ao córrego Jatobá é observada uma área alagadiça com solo orgânico de textura arenosa e de coloração escura (vereda).

O perfil B – B' (Figura 4.3) mostra rochas argilosas da Formação Diamantino no início do perfil (NE), estas rochas apresentam coloração vermelha à arroxeada com estratificações planas-paralelas. Em alguns pontos observa-se a presença de níveis de concreções laterítico encobrindo esta formação. Atravessando um pequeno riacho observa-se um aumento no volume dos grãos de ilmenitas. O Bota-Fora de formigueiros mostram um solo areno argiloso de cor vermelha com grãos de ilmenitas foto 4. O corpo está encoberto pelos depósitos de sedimentos inconsolidadas de cascalho, areia, argila e latérita (Ganga) são depósitos terciários quartenário ou equivalentes da Formação Cachoeirinha.

O levantamento magnético mostra que esta área é a de maior perturbação magnética.

Figura 4.4. - Perfil geológico B - B' realizado sobre o corpo kimberlítico K3, Paranatinga - MT.

Foto 4.7.. mostra dobramento em chevron que está impresso em rochas da Formação Raizama , em um corte da estrada MT-130 situado a Sul do município de Paranatinga.

Foto 4.8 mostra o detalhes da vegetação do cerrado presente no na intrusão kimberlítica K3.

Foto 4.6. – Bota-fora dos formigueiros no solo, evidenciando a presença da intrusão kimberlítica pela presença dos minerais pesados do corpo.

4.5. Aplicação Geofísica

A magnetometria aérea e terrestre pode ser considerada como a segunda técnica mundialmente mais usada na detecção direta de kimberlitos. A eficiência da técnica depende da intensidade magnética do corpo em relação a rochas encaixantes. A detecção de um kimberlito e lamproito é, portanto facilitada quando as rochas encaixantes são poucas condutivas, favorecendo o contraste entre a intrusão e a rocha encaixante. Em consequência a técnica deve ser usada com cautela em áreas magneticamente muito agitadas ou quando os kimberlitos conhecidos na região são poucos magnéticos. O método foi responsável pela identificação direta de centenas de kimberlitos e rochas relacionadas, intrusivas em quartzito, xistos, calcários e siltitos. Contrastes particularmente notáveis (anomalias dipolares) são observados quando as encaixantes são quartzitos, arenitos e calcários. Com o objetivo de estabelecer prioridades das anomalias ou facilitar a navegação no campo, os dados são integrados com imagens de satélite e fotografia aérea.

Outro aspecto importante do uso da geofísica na prospecção de kimberlito tem sido a sua capacidade de delinear blocos cristais / manto por meio de dados sísmos gravimétricos e magnéticos que, associados à geocronologia e geoquímica dos minerais kimberlítico podem definir ambiente da litosfera favoráveis à preservação de diamantes.

Neste trabalho, o levantamento magnético foi feito com um magnetômetro de precessão de prótons, com precisão de 1nT, que incluía correção diurna. Os perfis que serviram de base para a elaboração do mapa, foram feitos ao longo de linhas orientadas segundo o norte magnético, com medidas de 10 em 10 metros de espaçamento. Nas zonas perturbadas ou com gradientes elevados os perfis foram feitos em 5 em 5 metros de espaçamento. O levantamento magnético foi centralizado na área da intrusão k3, sendo realizados 11 perfis magnéticos, sendo que a variação magnética máxima observada nas anomalias foi de cerca de 70nT. Todas as anomalias magnéticas foram verificadas em campo com a utilização de um susceptílimetro. A média da susceptibilidade das anomalias variam de 1 a 4nT; a rocha encaixante que os argilitos da Formação Diamantino possuíam uma susceptibilidade média variando de 0,1 a 0,4nT. Para representar melhor as informações

Figura 4.5 - Mapa de Isovalores do campo magnético residual da área da intrusão kimberlítica K3, Paranatinga MT, mostrando o possível contato entre o kimberlito K3 e as rochas encaixantes.

$$z(x,y) = -209.954 + 0.436714y + -0.000226083y^2 + -0.136379x + 0.000144692xy + -2.43668e-005x^2$$

◆◆◆ Pontos de coleta de dados magneticos

Figura 4.4 - Mapa de Isovalores do campo magnético regional da área da intrusão kimberlítica K3, Paranatinga MT, e equação utilizada na aplicação do filtro de regressão polinomial de 2.º Ordem

magnetométricas do kimberlito K3, de modo geral 5nT nas regiões de menor gradiente a 35nT nas regiões de maior gradiente.

Após aquela etapa de campo foi efetuada uma etapa de escritório que constitui, dentro outros fatores correção dos dados obtidos com relação à variação diurna do campo magnético terrestre (correção diurna). Não foi necessário se efetuar a correção de topografia devido à altitude não influenciar muito sobre os resultados. Os dados obtidos foram transferidos para o programa EXCEL. Posteriormente estes dados serviram de base para os cálculos da Correção Diurna (CD) e elaboração de gráficos de Anomalias Magnéticas (AM). A principal fórmula utilizada para se realizar a correção diurna está abaixo relacionada.

$$\text{Eq (1) } CM = C_{\text{Obtido}} - CD$$

Onde:

CM = campo magnético corrigido

C_{Obtido} = campo magnético medido no aparelho

CD = correção diurna

Depois da correção diurna foi realizada a separação do campo magnético regional do campo magnético residual. Esta correção foi realizada no programa *Surfer 6.0* da *Golden Software Inc.* Na separação, utilizamos regressão polinomial de 2º ordem (quadrática) que apresentou resultados mais satisfatórios. O mapa magnético regional da área estudada, bem como, as equações polinomiais utilizadas no processamento estão demonstradas na Figura 4.4.

Extraíndo-se o campo magnético regional dos dados restaram somente valores magnéticos residuais, os quais nos fornecem a magnetização das rochas locais (Figura 4.5). Apesar da elevada quantidade de cristais de ilmenitas dispersos no solo, o mapa de isovalores magnéticos apresenta amplitudes inferiores a esperadas em levantamentos magnéticos realizados sobre kimberlito K3, no entanto, é importante ressaltar que anomalias magnéticas próximas a Linha do Equador tendem a possuir amplitudes pequenas.

Na Figura 4.5 observa-se uma concentração de pequenas anomalias dipolares na região central, sendo correlacionadas a presença do kimberlitos, este fato foi confirmado com um controle geológico de campo. Nota-se que as anomalias são de pequena amplitude (70 nT), assumindo-se um modelo de fácies cratera para o corpo. Outro fator que colabora com

este modelo é o levantamento de susceptibilidade magnética realizado nas amostras do poço de investigação PAP 05, onde as rochas kimberlíticas apresentam magnetizações maiores do que as rochas encaixantes.

4.6 Solo da intrusão K3.

O solo de alteração do corpo kimberlítico K3 foi amostrado e submetido à análise granulométrica de sedimento no laboratório de sedimentologia do IGc-USP. O objetivo é estudar os minerais pesados e argilo-minerais. Os ensaios laboratoriais consistiram de desagregação, quarteamento e pesagem das amostras (50 gramas); logo depois peneiramento da fração areia em baterias de peneiras de 0,062 a 9cm por 10 minutos, intercalando a vibração mecânica com a agitação manual. Pesagem das frações retidas, reservando-os em recipientes devidamente identificados;

Pipetagem; secagem do material em estufa a 60°C. O material retido da pipagem após a secagem é o material argiloso ou siltito que foi submetido ao difratograma de raios-X do solo do K3, com a finalidade para identificar as argilas minerais. Logo depois, peneiramento com separação da fração areia em baterias de peneiras. As peneiras média e grosso conforma as tabelas (4.1 a 4.9) de granulometria e histograma foram novamente lavadas com água destilada secada na estufa e separação os minerais pesados para determinar a quantidade modal da população de granadas presentes em cada fração.

Nestas frações, a presença de mineral primário estirado com formatos alongados compostos predominantemente por granadas, abundantes megacristais de ilmenitas, concentrações localizadas de macrocristais arredondados de pseudomorfos (serpentina, carbonato e óxidos) de olivina são visíveis. com ajuda de microscópio óptico foram distinguidos os megacristais de olivina, granada, ilmenitas, e mais raramente flogopitas e espinélio, serpentina, calcita e Espinélio ocorrem tanto como megacristais de (0,5cm), macrocristais 0,5 a 0,1(mm) de formas subédricas a anédricas, e microfenocristais (0,05mm) formando a matriz dessas rochas. Neste trabalho foram separados e analisados na microsonda eletrônica somente as granadas e as ilmenitas, o estudo químico destes minerais, são abordados em detalhe no capítulo seguinte.

Tabela 4.1 - Quadro demonstrando análise de peneiramento da amostra de solo do poço 01 executado na intrusão kimberlítica K3, Paranatinga – MT.

Granulometria (mm)	Porcentagem	Porcentagem Acumulada	Classificação
2,0 - 1,41	0,0433	0,0433	Areia muito grossa
1,41 - 1,0	0,26	0,3033	Areia muito grossa
1,0 - 0,707	0,1084	0,4117	Areia grossa
0,707 - 0,50	1,3002	1,7119	Areia grossa
0,50 - 0,354	10,7054	12,4173	Areia média
0,354 - 0,250	15,0612	27,4785	Areia média
0,250 - 0,177	19,1353	46,6138	Areia fina
0,177 - 0,125	16,8382	63,452	Areia fina
0,125 - 0,088	14,3678	77,8198	Areia muito fina
0,088 - 0,062	4,0524	81,8722	Areia muito fina
0,062 - 0,031	1,3111	83,1833	Silte grosso
0,031 - 0,016	2,8605	86,0438	Silte médio
0,016 - 0,008	1,647	87,6908	Silte fino
0,008 - 0,004	1,7987	89,4895	Silte muito fino
< 0,004	10,5103	99,9998	Argila

Figura 4.7. – Histograma de dispersão de granulometria da amostra de solo do poço 01 executado na intrusão kimberlítica K3, Paranatinga – MT.

Figura 4.8.– Histograma de frequência acumulada de análise granulométrica da amostra de solo do poço 01 executado na intrusão kimberlítica K3, Paranatinga – MT.

Tabela 4.2 - Quadro demonstrando análise de peneiramento da amostra de solo do poço 02 executado na intrusão kimberlítica K3, Paranatinga – MT.

Granulometria (mm)	Porcentagem	Porcentagem Acumulada	Classificação
2,0 - 1,41	0,099	0,099	Areia muito grossa
1,41 - 1,0	1,1087	1,2077	Areia muito grossa
1,0 - 0,707	0,594	1,8017	Areia grossa
0,707 - 0,50	2,6927	4,4944	Areia grossa
0,50 - 0,354	8,474	12,9684	Areia média
0,354 - 0,250	13,3248	26,2932	Areia média
0,250 - 0,177	14,8493	41,1425	Areia fina
0,177 - 0,125	10,0579	51,2004	Areia fina
0,125 - 0,088	10,3549	61,5553	Areia muito fina
0,088 - 0,062	7,1079	68,6632	Areia muito fina
0,062 - 0,031	4,0935	72,7567	Silte grosso
0,031 - 0,016	3,4945	76,2512	Silte médio
0,016 - 0,008	2,9699	79,2211	Silte fino
0,008 - 0,004	3,3064	82,5275	Silte muito fino
< 0,004	17,4727	100,0002	Argila

5. ESTUDO DOS MINERAIS PESADOS

5.1 Considerações Gerais.

As rochas ígneas são comumente classificadas de acordo com a quantidade modal dos minerais principais combinada a feições petrográficas características. Entretanto, dada à similaridade petrográficas das rochas alcalinas, e em especial dos kimberlitos e lamproitos, faz-se necessário levar em conta também as variações composicionais de seus minerais principais e acessórios. A avaliação na composição química dos minerais primários presentes nas rochas, que refletem a composição química do magma, permite a identificação genética de magmas distintos que eram anteriormente descritos (quantidade modais) petrograficamente como rochas de mesmo nome. Por exemplo, um conflito entre classificação modal e classificações genéticas, baseadas no conteúdo químico de minerais, ocorreu no que se refere aos lamproitos australianos. Originalmente, esses lamproitos foram classificados petrograficamente como kimberlitos devido à quantidade modal de olivina, mica e da presença de diamantes (Mitchell, 1994).

Dessa forma, províncias individuais, com diversidades petrográficas modais, são muitas vezes compostas por um mesmo tipo de magma em fácies diferentes. Portanto, uma classificação genética baseada na assembléia mineralógica e na composição química dos minerais dessa assembléia, permite o reconhecimento de suítes de rochas consangüíneas derivadas de um tipo de magma particular.

A mineralogia dos kimberlitos é resultado da cristalização de um magma parental híbrido sob condições de temperatura e pressão na crosta inferior e no manto superior (Mitchell, 1986). Desta forma, a assembléia mineralógica dos kimberlitos é constituída por uma mistura de minerais derivados de três origens: desagregados de xenólitos do manto superior e transportado pelo magma kimberlítica; minerais primários do magma como fenocristais e microfenocristais formadores da matriz; e megacristais e nódulos discretos que tem sua origem incerta, podendo tanto ser considerados como xenocristais (Nixon & Boyd, 1975) ou como fenocristais de alta pressão. No presente trabalho com as finalidades destas caracterizações mencionadas acima, foram investigadas preferencialmente granadas. Devido à alteração profunda da rocha kimberlítica não puderam ser recuperados olivina nem piroxênios. Os resultados da composição química dos minerais estudados serão apresentados mais

adiante . Em seguida será discutida a importância da granada nos esquemas de classificação e no seu uso como marcador de condições de formação.

5.2. Granada.

A granada, um mineral comum em rochas básico, formado tanto em níveis crustais quanto em níveis profundos do manto é um dos minerais resistentes característicos de kimberlito, e por isso vem sendo utilizado na prospecção dessa rocha. O reconhecimento de granada do tipo piropo forma em geral a base de levantamento regional dessa rocha. Neste caso, a granada rica em crômio ou piropos crômíferas podem indicar condições favoráveis à mineralização do kimberlito com diamante ou indicando a presença de material derivado do manto superior. A granada é também particularmente satisfatória na prospecção kimberlítica por causa da sua resistência a alteração, assim elas podem se concentrar no solo, tanto em aluviões, como em coluviões. A granada típica exibe coloração com tonalidades variáveis incluindo os tons vinho, cor-de rosa, amarela, violeta, e laranja esverdeado. As dimensões variam desde alguns mm até decímetros em casos excepcionais (Mitchell 1986). Em alguns kimberlitos existe uma correlação entre a cor e o tamanho da granada. A granada vermelha normalmente apresenta-se um tamanho menor que 1cm, enquanto a granada castanha vermelha compreende a população de megacristais (Dawson & Stevens 1975) (Figura 5.1).

5.2.1 Classificação estatística e genética da granada.

A classificação estatística da composição de granada encontradas em kimberlitos tem como objetivos a determinação das distintas fontes paragenéticas de granadas. Na África do Sul, trabalhos petrográficos de xenólitos em kimberlitos mostraram series de composições de granadas com paragéneses conhecidos. Esses dados são analisados e comparados pela técnica estatística de multivariabilidade, permitindo assim separações múltiplas ou agrupamento de análises para estabelecer padrões típicos de granada, (Le Maitre 1982).

Dawson & Stevens (1975) apresentaram uma classificação estatística empírica de composições de granadas, com grande aceitação no meio geológico devido a sua facilidade de aplicação e capacidade aparente para classificar satisfatoriamente as

granadas derivado do manto, usando uma variação do conteúdo de MgO, FeO, CaO, TiO₂, e Cr₂O₃ de 352 granadas. Com este material determinou-se 12 grupos de

granada distintas. Os grupos 1 e 2 são megacristais de granadas com cores vermelhas e castanhas. Os grupos 3 a 9 são granadas eclogíticas, e os grupos 10 à 12 são granadas de xenólitos de lherzolitos contendo diamante.

O kimberlito Inugpasugk e o kimberlito Elwin Bay (Smith *et al.* 1984 e Mitchell 1979b), contém megacristais do grupo 1, 2 e granadas lherzolíticas do grupo 9. O kimberlito New Elands, em contraste, contém xenocristais de granada derivado por fragmentação de rochas eclogíticas (grupo 3) e lherzolíticas (grupo 9) ambos baixo em Ca, e granadas ricas em Crômio (grupo 10) similar das granadas encontradas como inclusão em diamante. O suite Orapa (Shee, 1978) contém uma mistura de megacristais de granadas eclogíticas e de lherzolíticas com ausência de granadas do grupo 10.

As granadas em kimberlitos são membros de soluções sólidas entre piropo (Mg₃Al₂Si₃O₁₂), almandina (Fe₃Al₂Si₃O₁₂), grossulária (Ca₃Al₂Si₃O₁₂), uvarovita (Ca₃Cr₂Si₃O₁₂) e knorringita (Mg₃Cr₂Si₃O₁₂). O conteúdo de Titânio é tipicamente baixo (0-2%). As variações composicionais podem ser adequadamente representando por um sistema ternário de cátions Mg-Fe-Cr ou Mg-Ca-Cr, ou por um sistema binário [TiO₂-Cr₂O₃] (Yevdokimov & Bagdasarov 1982).

No uso de granada como indicador das paragêneses do diamante peridotítico, três subgrupos de rochas são reconhecidos como fontes potenciais de diamantes: granada harzburgitos, cromita harzburgitos e granada lherzolito. Pelo fato de que 85% das inclusões de granadas em diamantes são do tipo granada subcálcica, típica de harzburgitos, o potencial diamantífero do kimberlito amostrado depende da maior ou menor quantidade deste mineral na rocha. O diagrama Cr₂O₃ - CaO (Fig.5.8.) utilizado para granadas peridotíticas incluídas em diamante provenientes de várias localidades do mundo, mostra que 85% caem no campo mais pobre em CaO (G10) quando comparadas com as granadas do grupo (G9). Na prática, granada lherzolíticas de alta pressão podem situar-se no campo das subcálcicas, ou o inverso para pressões mais baixas. Contudo, empiricamente, nota-se que a maioria das granadas peridotíticas de kimberlitos diamantíferos situa-se sempre no campo das variedades subcálcicas (Perreira 2001).

Nas paragêneses eclogíticas, os estudos de minerais de xenólitos mostram que uma determinada variedade de eclogito contém granada e clinopiroxênio anômalos em Na e K respectivamente. Diamantes estão sempre associados a esse grupo de granadas eclogíticas, e o parâmetro químico diagnóstico do potencial de mineralização em diamante está relacionado ao teor de Na na granada. (Perreira 2001)

Apesar de não ser infalível, o uso da geoquímica dos minerais indicadores é relevante na avaliação de mineralizações em diamantes de kimberlitos conhecidos. A técnica tem sido aplicada com sucesso em Botswana, Venezuela (Guaniamo), África do Sul, Guiné e recentemente na importante descoberta de diamante Lac Gras - Northwest Territories, Canadá. (Perreira 2001). No Brasil, mesmo kimberlitos levemente diamantíferos sempre são ricos em granadas subcálcicas e espinélios. Em geral, alvos que apresentam granada subcálcica, cromita com alto teor de Cr e populações de granadas eclogíticas com alto teor de Na e ilmenitas magnesianas devem ser considerados com alta prioridade.

5.3. As Granadas da Intrusão Kimberlítica K3

Nas amostras coletadas na intrusão K3, as granadas representam cerca 1% em volume das amostras (Costa *et al* 1996). Elas ocorrem como megacristais subarredondados a angulosos, com a coloração vermelho-castanho, vermelho róseo e alaranjado (Figura 5.1),. como nódulos angulosos a estirados associados com macrocristais de piroxênio e como macrocristais euédricos em textura do tipo *pelletal lapilli*. Normalmente esses cristais são encapados por um material fino vermelho amarelado de kelefita. Os macrocristais de granada exibem fraturas conchoidais e alguns apresentam também uma fina abertura na borda onde se encaixam perfeitamente os macrocristais prismáticos de piroxênio de cor verde (cromodiopsídio)

Segundo a relação empírica de cor e tamanho (Dawson e Stevens 1975). foram encontradas duas populações de granadas nos concentrados do kimberlito K3: Granadas com cor laranja do grupo 1, e a granada crômio - piropo do grupo 9 respectivamente.

As granadas da intrusão K3 analisadas na microsonda eletrônica indicam proveniência peridotíticas (lherzolitos e harzburgitos). A Tabela 5.1 mostra que todas as granadas analisadas nos concentrados apresentam composições químicas que

variam entre as soluções sólidas piropo (73.56 - 77.75%), almandina (9.93 - 13.75%), uvarovita (4.95 - 12.22%), grossulária (1.06 - 7.22%), e espessartita (0.68 - 0.78%).

Foto 5.1. Grão de granada da intrusão kimberlítica K3, Campo kimberlítica de Paranatinga
Estado de Mato Grosso. Aumento de 64 vezes

Os 83 cristais de granadas analisadas dos concentrados apresentam como indicadores paragenéticos os seguintes teores de óxidos: Cr_2O_3 (0.2 - 5.7%), CaO (3.4 - 5.21%), FeO (7.7-10 %), MgO (19.8.-21%), TiO_2 (0.22-1.04%) e, pelas características mostradas, comumente pertencem à suíte peridotítica da classe dos lherzolitos. Em uma contagem estatística dos 83 grãos analisados no concentrado do kimberlito K3, vinte nove (29) grãos com Cr_2O_3 maior do que 2% pertencem à classe dos lherzolitos e os restantes são granadas do tipo harzburgítico com teores de Cr_2O_3 maior do que 2 % e TiO_2 variando de 0. 23- 0.73% e, além do mais enriquecido em MgO .

As composições químicas das granadas foram projetadas no diagrama ternário $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO}$ (Fig.5.5) com os campos delineados correspondente a granadas das inclusões em diamante, à granadas de xenólitos de rochas lherzolíticas e de eclogíticas. Nota-se que as amostras das granadas da intrusão kimberlítica K3 se projetam no campo de rochas peridotíticas (G9) com, aparentemente, pouca possibilidade de mineralizações em diamante.

O kimberlito Guaniama na Venezuela (Kaminsky *et al.* 2001) mostra granadas com teores de Cr_2O_3 de 0.2- 0.7, CaO de 10.7-13.3, de FeO 16.05-17.2, de MgO 9.8-10.7 e TiO_2 de 0.52-0.61. Observa-se que a granada deste corpo possui alto teor de FeO e CaO e baixos teores de Cr_2O_3 em relação à composição de granadas da intrusão K3 e dos demais corpos dos Campos kimberlíticos de Paranatinga e Minas Gerais. O kimberlito Guaniama é diamantífero segundo Kaminsky *et al* (2001) e as granadas mostram características composicionais de granadas dos grupos G3 e/ou G6.

Figura 5.5 : Diagrama CaO-MgO-FeO com a indicação dos grupos de granadas G1 a G12 segundo .Os símbolos representam as composições das granadas das diversas intrusões.(Dawson e Stevens 1975).

As granadas da intrusão K3 projetam-se todos no campo G9 enquanto as granadas da intrusão kimberlítica Guamiano na Venezuela (Kaminsky 2001), projetam-se no campo G3 e G6. As granadas da intrusão kimberlítica K3 são semelhantes aos do Tamburui, (Weska *et al.* 1996a), do Batovi6 (Svisero & Mayer 1976), e dos kimberlitos de Santa Clara e Vargem (Svisero *et al.* 1997). Todas as granadas desses corpos projetam-se no campo G9 da suíte peridotítica com poucas possibilidades de mineralizações em diamantes (Dawson & Stevens 1975).

Todas estas considerações e tentativas de classificação das granadas do kimberlito K3 parecem indicar que a possibilidade desta rocha ser diamantífera é muito pequena, mas será que esta subdivisão química das granadas de Dawson e Stephens (1975) é infalível ?

Na literatura existem muitas ocorrências de kimberlitos diamantíferos e/ou xenólitos mantelicos com diamantes cujas granadas nem sempre obedecem na sua composição à classificação de Dawson e Stephens (1975). Um exemplo muito interessante é a análise cristaloquímica de silicatos (granadas e clinopiroxênio)

inclusos em diamantitos, ou rochas quase mono mineralicas de diamante descritos por Dobosi e Kurat (2002) em detalhe, mas mencionado já em 1982 por Gurney e Boyd (1982) e Kinkley *et al.*(1991) como agregados policristalinos de diamantes (framesites e carbonados). As composições das granadas de cor vinho e laranja inclusos neste " diamandites " ou diamantitos mostram valores de Cr_2O_3 variando de 0.16 à 6.4 %, de TiO_2 variando de 0.14 à 0.64% , de FeO de 7 à 10.6 %, de CaO de 3.6 à 5.7 % e de MnO de 0.28 à 0.36% em peso. Assim, eles não são granadas típicas G10, mas correspondem na sua composição granadas peridotíticas de grupo G9.

Figura 5.6 Diagrama de proporções iônicas de Ca-Mg- Fe de granadas kimberlíticas de algumas ocorrências brasileiras num diagramas desenvolvido por Meyer *et al* (1987) Os símbolos representam as composições dos diversos kimberlitos indicados.

Todas as granadas participam tanto de característica peridotítica (P) como eclogíticas (E). todas com diamante. As granadas da intrusão K3 situam-se parcialmente entre os dois campos. Comparando a representação das composições destas granadas de alguns kimberlitos brasileiros com as composições de granadas inclusas em diamantitos, rochas compostas predominantemente por diamantes, vindo da África do Sul e descrito por Dobosi e Kurat (2002), abrem-se possibilidades de os kimberlitos Brasileiros serem mineralizado em diamante.

Figura 5.7. Diagrama $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}) \times \text{Cr}_2\text{O}_3/(\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3)$, destacando os campos peridotítico e eclogítico das granadas de natureza kimberlítica, conforme Meyer (1987). Os símbolos representam as composições das granadas de kimberlitos brasileiros indicados.

As granadas das intrusões K3, Batovi 6 e Tamburiu de Mato Grosso e das intrusões Vargem e Santa Clara em Coromandel, Minas Gerais Svisero *et al.* (1997), projetam-se no campo das granadas peridotíticas, exceto as granadas do campo Guaniamo na Venezuela as quais se projetam no campo das granadas eclogíticas.

Figura 5.8. Diagrama $\text{CaO/MgO} \times \text{Al}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ (Esperança *et al.* 1995) indicando mudança composicional de granadas nos trends harzburgíticos e lherzolíticos. Os símbolos representam as composições das granadas dos diversos corpos kimberlíticos indicadas.

As amostras das granadas da intrusão K3 comparam-se na sua composição com a maior parte das granadas da intrusão Batovi 6 (Costa *et al.* 1994), Tamburiu (Weska *et al.* 1996a) e Vargem (Svisero *et al.* 1997), e acompanham o trende de natureza lherzolítica.

Figura 5.9. Diagrama CaO x Cr₂O₃ de Gurney *et. al.* (1985). indicando os campos das granadas G9 e G10. Os símbolos indicam as composições das granadas dos diversos corpos indicados.

Observa-se às que granadas da intrusão K3 e dos outros kimberlitos indicados projetam -se no campo correspondentes às granadas G9. Porém nota-se que as granadas de campo de kimberlitos diamantíferos Guaiamo na Venezuela (Kaminsky 2001) projetam -se fora das composições das granadas dos kimberlitos indicados, contrariando Gurney *et al.* (1985). os quais postulavam que somente granadas G10 indicam kimberlitos diamantíferos.

Figura 5.10 Diagrama CaO-Cr₂O₃ com indicações dos campos da composição de granadas segundo Griffin *et al* (1999). Os símbolos representam as composições de granadas dos diversos kimberlitos indicadas.

A figura 5.10. mostra a relação entre CaO e Cr₂O₃ segundo Sobolev (1977) e depois modificado por Griffin *et al* (1999) delimitando o campo de granadas harzburgíticas de baixo teor de CaO, harzburgítica de alto teor de CaO, de lherzolitos e granada de baixo teor de cromo. As amostras do kimberlito K3 na sua maioria caem no campo lherzolítico, porém algumas poucas amostras caem no campo das granadas de rochas harzburgítica de alto teor de CaO. Neste caso, já que a composição de muitas amostras de granadas do K3 tem a mesma composição como as granadas dos diamantitos da África do Sul descritos pelo Dobosi e Kurat (2002) pode-se inferir a possibilidade do corpo kimberlítica K3 conter diamante

Figura 5.10 Diagrama mostrando a relação entre Cr_2O_3 e TiO_2 nas granadas kimberlítica. Os símbolos representam as composições de granadas dos kimberlitos indicados.

Observa-se na Figura 5.10 que as composições das granadas do kimberlito K3 englobam todas composições das granadas dos outros kimberlitos mostrados no gráfico contrariando dados apresentado por Greenwood *et al.*(2001). Isto se deve provavelmente ao numero limitado de análises de granadas investigadas por Greenwood *et al.*(2001)

A presença de granadas G10 vem sendo utilizada por pesquisadores e técnicos de empresas de mineração como um dos elementos mais decisivos na análise da presença de diamante em kimberlitos. A presença de macrocristais de cromita com alta percentagem de Cr_2O_3 , picroilmenita, granada G-10 e Granada eclogíticas com teores maiores de Na_2O são as principais indicações de um corpo kimberlítica mineralizado, ou seja, indicam que o kimberlito amostrou xenólitos e macrocristais dentro da região do campo de estabilidade dos diamantes. A falta de diamante em kimberlito com minerais indicadores, picroilmenita e granada G10, pode às vezes ser explicado pela maior fugacidade de oxigênio no magma oxidando os diamantes, ou pela absorção ou dissolução dos diamantes no magma kimberlítica

5.4. Ilmenitas

A ilmenita magnesianas é também um dos minerais característicos de kimberlito podendo alcançar proporções de até 5% em peso em algum corpo. Ela desempenha um papel chave na prospecção de diamante nessas rochas devido às facilidades de concentração e a resistência ao intemperismo físico e químico. Do ponto de vista química, as ilmenitas são constituídos por soluções sólidas entre as moléculas de FeTiO_3 (ilmenitas), MgTiO_3 (geikieita) e Fe_2O_3 (hematita). Além dos elementos principais, ferro e titânio, as ilmenitas kimberlíticas possuem magnésio com teores até 25% em peso, além do crômio, (Bardet, 1977, Mitchell 1986). As ilmenitas ocorrem como macrocristais subéúdricos isolados, xenocristais e como cristais euédricos na matriz. Os mega/macrocrístais de ilmenitas apresentam-se normalmente fraturados e com suas bordas revestidas por perovskitas. Da mesma forma como as bordas kelifíticas de granadas indicam a proximidade das rochas fonte na prospecção de kimberlito, as bordas de perovskitas em ilmenitas podem ser usadas para inferir a presença destas rochas. A quantidade de ilmenitas presente em kimberlito varia consideravelmente (Fransesson 1970). Alguns kimberlitos, por exemplo Peuyuk, Finsch, e Koffiefontein, (Mitchell 1991) aparecem destituídos completamente de ilmenita.

Em uma determinada província kimberlítica, alguns corpos podem ser relativamente ricos em ilmenita, enquanto outros contêm apenas ilmenitas como minerais traços, como é caso do kimberlito Tunraq e do kimberlito Elkin Bay segundo Mitchell (1979b). As ilmenitas kimberlíticas típicas apresentam concentrações de Cr_2O_3 variando entre 0,3 a 2,0 % com teores de MgO de 2,0 a 14 %, (Haggerty, 1975; Haggerty, 1976, Dawson, 1980). Ilmenitas angulosas, coletadas nos concentrados sobre o corpo Batovi 6, preservam suas bordas com perovskitas. Desta forma, podem ser usadas como guia regional para a proximidade dos corpos kimberlíticos na província de Paranatinga (Costa *et al.* 1996).

As texturas de deformação exibidas pelos nódulos policristalinos de ilmenita incluem formas alongadas, fraca extinção e textura granoblástica poligonal, com ângulos diedrais de aproximadamente 120° . Nesses agregados policristalinos, além de textura granoblástica, ocorrem porções separadas por fraturas onde a granulométrica é menor e a anisotropia mais forte que nas bandas de granulométrica

mais grossa. Os contornos dos grãos menores são bem mais encurvados. Na borda de um macrocristal de ilmenita foram identificadas finas lamelas de exsolução de espinélios orientadas paralelamente. Os macrocristais de ilmenita na matriz também são circundados por borda de perovskitas, espinélios e possivelmente rutilo.

Neste estudo, a Tabela 5.2. apresenta análises químicas de ilmenitas da intrusão K3 analisados na microsonda eletrônico. Nota-se que teor de TiO_2 varia de 50.89 a 53.15%, o teor de Cr_2O_3 de 0.13 à 1.09%, o teor de Fe_2O_3 de 4.86 à 8.32%, o teor FeO de 22.07 à 27.52%, e o teor MgO varia de 9.98 à 14.16% em peso. Observa-se que as ilmenitas analisadas são enriquecidas em MgO e mostram baixos teores de Crômio.

O uso da cromita é similar à granada nas indicações do potencial diamantíferos dos diatremas derivados de harzburgitos. Cromita associada a diamante mostra alto teor de Cr ($> 60\%$ % em peso Cr_2O_3) e moderado a alto teor de Mg (~ 12 a 16% em peso MgO). Um teor muito baixo de TiO_2 de 0 a 0.6 % em peso também é uma característica. O conteúdo de Cr na cromita constitui o indicador crítico do potencial diamantífero da fonte.

Foto 5.2. – Grãos de ilmenita da intrusão kimberlítica K3, Paranatinga – MT.
Aumento de 64 vezes.

Figura 5.12. Diagrama $\text{FeTiO}_3\text{-MgTiO}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (Mitchell 1986) indicando as composições características de ilmenitas de basalto (Ba),de basaltos toleíticos (Bt), carbonatitos(Cb), e de Kimberlito (Kb).Os símbolos indicam as composições da ilmenitas dos kimberlitos indicados

Como mostra a figura 5.12. todas as amostras de ilmenitas do kimberlito K3 caem no campo kimberlítica (Kb). No caso das amostras de ilmenitas do kimberlito Tamburiu, algumas caem no campo kimberlítico e as demais se espalham em direção ao vértice da hematita.

Figura 5.13. Diagrama de $\text{MgO}-\text{Cr}_2\text{O}_3$ de ilmenita (Haggerty 1975, Parfenoff 1982)

indicando as composições de ilmenitas de rochas kimberlíticas com e sem diamantes. A linha traçada curvada (Haggerty 1975) divide o campo das ilmenitas de kimberlitos diamantíferos daqueles sem diamantes. a linha vertical indica a mesma divisão segundo Parfenoff (1982). Os símbolos indicam as composições das ilmenitas dos kimberlitos indicados

Em respeito a cristaloquímica da ilmenita o MgO é compatível na sua estrutura indicando um ambiente ultramáfico, o Cr_2O_3 porem é incompatível indicando depleção geoquímica na fonte.

A presença de Cr_2O_3 também pode ter uma relação com a pressão (Wyatt, 1978,. Haggerty 1975). Altas percentagens de MgO estão negativamente relacionadas com o Fe_3O_4 , como pode ser observado nas relações do diagrama de fases entre hematita-ilmenita-geikielita (Woermann *et al.* 1969, Haggerty & Tompkins, 1983). As ilmenitas com alto teor de MgO e reduzido teor de Fe_2O_3 estão diretamente

relacionadas com um ambiente menos oxidante, o que favorece a preservação de diamantes (Haggerty & Tompkins, 1983).

Finalmente neste diagrama (Figura 5.13) estão delineados os campos correspondentes aos graus de mineralização de diamante e estéril. Neste caso, as ilmenitas da intrusão K3 distribuem-se pelos campos correspondentes aos graus diamantíferos e algumas amostras projetam-se no campo estéril em diamantes.

Analisando os diagramas pode-se concluir que todos os macrocristais de ilmenita desse estudo quando posicionados no sistema ternário MgTiO_3 - FeTiO_3 - Fe_2O_3 seguem o *trend* magmático de Haggerty *et al.* (1979), indicado por aumento de MgO e Cr_2O_3 e diminuição de Fe_2O_3 . Isto indica valores de fugacidade de oxigênio ($f\text{O}_2$) no magma kimberlítico entre 10^{-6} e 10^{-7} atm . Esses valores relativamente baixos indicam condições de equilíbrio entre os tampões WM (Magnetita - Wustita, 30kbar - 1300°C)

5.5.Quimismo de granadas e seu uso na estimação de condições de temperatura da formação.

Devido ao estado da alteração intemperica do kimberlito K3 não era possível recuperar outros minerais indicadores tais como diopsídio, ortopiroxênio e/ou espinélio para determinar com precisão, utilizando os geotermômetros usuais, as condições de pressão e temperatura ou de graus geotérmicos da formação do kimberlito e/ou da equilibração de xenólitos nele contidos. Uma pesquisa na literatura, porém, indica um método, a qual permitira uma estimativa de condições de temperatura para granadas em coexistência com olivina. O trabalho de Grutter *et al* (1999) ressaltou o uso de distribuição de MnO em granada e olivina como possível geotermômetro, Já que aparentemente o conteúdo de MnO em olivina mantélicas é bem constante ($0.1 \pm 0.03\%$ em peso), o conteúdo de MnO em granada pode ser então usado para uma estimação razoável da temperatura de equilibração.

Usando um banco de dados químicos de olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e granada coexistentes em xenólitos peridotíticos, as temperaturas de troca iônica Fe-Mg para as respectivas pares foram calculadas e usadas como temperaturas de calibração para definir a distribuição de MnO entre granada e olivina. Foi notada uma

diminuição do conteúdo de magnês com o aumento da temperatura. Uma análise de regressão permitiu a dedução da seguinte formula

$$\text{Eq (2) } T_{\text{Mn}}(\text{K}) = 1000/[0.268 + 0.374 \cdot \text{LN}(\text{MnO}_{\text{gt}} / \text{MnO}_{\text{ol}})]$$

onde MnO_{gt} e MnO_{ol} representam a quantidade de MnO em porcentagem na granada coexistindo com a olivina e a temperatura é dada em graus Kelvin. Analisando a dispersão dos conteúdos de manganês nas granadas utilizadas no banco dos dados pode -se concluir que o erro neste método é de 90⁰C para mais ou menos, comparado com a temperatura calculada do geotermômetro de Mg-Fe nas paragêneses em questão. E certo que este método não é muito preciso, mas considerando a base de dados e o uso de somente um oxido, (MnO), num mesmo mineral, o resultado permite deduzir fatos importantes em respeito a condições de temperatura de equilibração de granadas no manto superior, como está mostrado a seguir.

Figura 5.14. Temperatura de equilibração de granadas do K3 inferido pelo geotermômetro de MnO em granada.(Grutter *et al.*1999). O símbolo indica o conteúdo de MnO nas granadas do kimberlito K3.

A figura 5.14. mostra os conteúdos de MnO nas granadas do kimberlito K3. Numa primeira aproximação, eles apresentam um intervalo de 0.25 a 0.42% de MnO e isso corresponde a uma temperatura de equilíbrio entre 900^o C a 1450^o C semelhante a granadas de rochas peridotíticas de alta temperatura e pressão.

Analisando a quantidade dos valores de MnO nas granadas nota-se que os valores concentram-se em intervalos composicionais restritos. Isto será mostrado no histograma a seguir.

Figura 5.15. Histograma dos conteúdos de MnO nas 83 granadas analisadas do kimberlito K3. Nota-se uma concentração de valores a 0.31, 0.33 e 0.39 % MnO.

A figura 5.15. mostra o histograma da frequência de MnO nas granadas analisadas do kimberlito K3. Note-se uma grande quantidade de análises com picos de valores entre 0.33 e 0.39% MnO e uma agrupamento a mais ou menos 0.31%

MnO. Essa distribuição pode indicar que o magma kimberlítico aparentemente coletou granada de diversos regimes de temperatura ou de diversas litologias com conteúdos de MnO na olivina diferente do conteúdo assumido de 0.1% na calibração do geotermômetro.

Esta concentração dos valores também afeta as conclusões tiradas acima sobre as temperaturas da equilibração das granadas. Usando os valores dos picos composicionais de MnO das granadas calcula-se os seguintes valores mostrados na tabela 5.3 prováveis como temperaturas mais prováveis para a equilibração das granadas.

K3		Tamb.		Batovi6	
MnO	T ⁰ C	MnO	T ⁰ C	MnO	T ⁰ C
0.31	1205	0.39	1039	0.3	1233
0.33	1180	0.45	953	-	
0.31	1039	0.49	907	-	

Figura 5.16. Temperaturas de equilibração de granadas dos kimberlitos K3, Tamburiu e Batovi6 segundo a distribuição de MnO mostrado na figura 5.14

As temperaturas estimadas a partir do conteúdo de MnO para os picos do histograma da Figura 5.15. Variam de 1205⁰ a 907⁰ C e indicam temperaturas bem razoáveis para a equilibração das granadas investigadas.

A figura 5.15. Temperaturas de equilibração de granadas de kimberlito K3, Batovi, Tamburiu. (Temperaturas calculadas com eqx 1) Os símbolos indicam o conteúdo de MnO nas granadas dos kimberlitos K3. sem consideração de distribuição não igual.

A figura 5.15. mostra uma comparação de valores de temperaturas baseados no conteúdo de MnO de varias ocorrências de kimberlitos de Campo Kimberlítica de Paranatinga (K3, Batovi, Tamburiu).

Nota-se que as temperaturas das granadas do kimberlito K3 e Batovi são bem semelhantes, enquanto as granadas do Tamburiu mostram temperaturas menores. Isso pode indicar profundidades diversas da formação destes kimberlitos em caso que todos são coeval. Por outro lado, em caso da não contemporaridade do grupo, as granadas de Tamburiu indicam condições diferentes de reequilibração.

6. CONCLUSÃO.

Diversas intrusões de natureza kimberlítica ocorrem na região de Paranatinga, localizada na porção Centro - Norte do Estado de Matogrosso numa área de 40x 100km a qual constitui o Campo kimberlítica de Paranatinga.

Este trabalho apresenta uma síntese de estudos e de aspectos geológicos e mineralógicos da intrusão kimberlítica K3.

A intrusão kimberlítica K3 tinha sido preservada devido à parte do corpo estar oculto por rochas lateríticos.

Mapeamento geológico realizado na área do estudo revela que as rochas encaixantes da intrusão kimberlítica K3 são formadas por argilitos, arenitos e siltitos da Formação Diamantina, e rochas do topo do grupo Alto Paraguai de idade pré-cambriana superior e a cobertura é formada por rochas terciário-quaternário, da Formação Cachoeirinha e aluviões atuais.

O estudo de minerais pesados foi realizado com o intuito de investigar as possíveis condições de formação de kimberlito e as possibilidades de mineralizações em diamante.

No presente trabalho duas populações de granadas foram reconhecidas, as granadas do grupo 1 e 9. Todas granadas analisadas são kimberlíticas da suíte peridotítico com alto teor de CaO e Cr₂O₃ e baixos teores de MnO. Eles pertencem ao grupo G9 e seguem num *trend* lherzolítico.

As granadas da intrusão K3 são formadas a temperaturas entre 900^o C e 1450^o C com picos à 1039^o, 1180^o, 1205^o C semelhante a granadas de alta temperatura e pressão. Desta forma, usando as composições químicas das ilmenitas como indicadores adicionais, pode-se inferir condições relativamente oxidantes favoráveis a grafitização total ou parcial de possíveis diamantes, que podem ter sido eventualmente amostrados no manto por este corpo. Julgando da composição química, as granadas desse corpo foram formadas numa profundidade acerca de 120 km e trazido na superfície por ascensão do magma kimberlito. Apesar das indicações de que o kimberlito K3 se formou no manto astenosférico fértil, as composições químicas de ilmenita e granada sugerem a ocorrência de condições oxidantes desfavoráveis à preservação dos diamantes.

A região desse estudo situa-se no truncamento do lineamento Transbrasiliano com o lineamento 125 (Figura. 6.1) que foram ciclicamente reativada durante o Cretáceo superior no desenvolvimento do *Rifte* do Rio das Mortes e da Bacia Intercratônica do Pantanal. Elementos estruturais marcantes são falhamentos direção NE e NW, que possuem complexa relação de truncamentos, ora os falhamentos NW são cortados pelos NE, vice-versa com base no encaixamento dos diques, aqueles de direção NE caracterizando fases distintas NW-SE enquanto que os diques em

"chevron" de Paredão Grande, com encaixamento segundo a direção NW denunciam transcorrência desenvolvimento desse *Rifte*".

Os três segmentos do lineamento 125 situados do Escudo do Guaporé ou SF, CK, e DL apresentam como último evento termotectônico, o Brasileiro. Nestes segmentos não ocorrem mineralizações significativas de diamantes nos kimberlitos, o que está de acordo com idéias gerais sobre kimberlito mineralizado, onde é mostrado que todas as mineralizações significativas em kimberlito, como também nos lamproitos, estão nos corpos localizadas em áreas do mundo, na qual o último evento termotectônico ocorreu a mais de 1500 m.a. Já os kimberlitos do segmento PA (Paraguazense - 1500m.a. a 1600 m.a.) do campo kimberlítico de Paranatinga e do Campo kimberlítico de Aripuanã (Juína) que são compatíveis com todos os exemplos mundiais conhecidos.

Figura 6.1.. Segmento PA do lineamento 125 AZ mostrando as províncias kimberlítica de Paranatinga e Aripuanã (kimberlito de Juína) no Estado de Mato Grosso Schobbenhaus *et al.* (1984) Modificado. Posicionamento estrutural das intrusões kimberlítica K3 (K3), Batovi (Bat) e Tamburiu (Tamb.)

7. AGRADECIMENTOS.

Desejo expressar os mais sinceros agradecimentos às diversas pessoas e instituições que me auxiliaram durante a realização deste trabalho.

Assim sendo, agradeço o Prof. Dr. Rainer Schultz Güttler pela orientação, dedicação, apoio, e compressão dispensada durante a execução deste trabalho e principalmente por ter me acolhido no momento do término do prazo da conclusão do Mestrado. Sou grato ao Prof. Dr. Darcy Pedro Svisero que me orientou durante os primeiros anos, mas por razões de força maior não pode continuar orientando.

Meus agradecimentos ao Núcleo de Geofísica e Estudo Ambiental (NGEA) do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Mato Grosso (UFMT), através do Prof. Dr. Shoso Shiraiwa que me acompanhou e auxiliou os trabalhos de geofísica no campo e pelo empréstimo dos equipamentos de geofísica e automóvel para suporte em campo na região de Paranatinga, A geóloga Maria Emília Mesquita Terneiro do Departamento de Produção Mineral do Estado de Mato Grosso (DNPM) pela colaboração de Mapas que foram usados neste trabalho. A companhia de Mineração Juina Mining Ltda através do Geólogo Germano Gomes Passos Jr. pelo apoio financeiro e empréstimo de automóvel para suporte em campo na região de Paranatinga.

Ao meu amigo Msc. Weliton Rodrigues Borges pelo apoio nos trabalhos de campo na região de estudo e pelo grande contribuição na obtenção de dados de geofísica em campo e na interpretação dos mesmos no instituto de Geofísica e astronomia da Universidade de São Paulo (IAG). Também sou grato ao Prof. Dr. Ricardo Weska da Universidade de Mato Grosso pelas discussões da geologia regional durante os trabalhos de campo

A Pós-Graduando Lucelene Martins (Vaudemar) que comigo conviveu na nossa sala de trabalho do Instituto de Geociência da Universidade de São Paulo, pelas discussões proveitosas e soluções oferecidas, tanto em geologia como em outros assuntos. Aos colegas de Pós-Graduação, Paulo César Corrêa da Costa e Iede T. Zolinger, pela colaboração nas correções destes textos e convívio durante o trabalho. As funcionárias da Biblioteca Sra. Maristela Prestes Severino e Sra. Brenda Mascarenhas, Érica do Nascimento que atenderam com profissionalismo todas as consultas efetuadas; o Sr Marcos Mansueto que me auxiliou nos trabalhos da

microsonda eletrônico para obtenção dos dados químicos. As funcionárias da Secção de Pós - Graduação: Sr Ana Paula Cabanal e Magali Fernandes Rizzo e o Sr Tadeu Gaggiono que da mesma forma atenderam sempre com cortesia e trataram com responsabilidade os assuntos referentes a Pós - Graduação.

Enfim, a todos os profissionais e amigos que de uma forma ou de outra colaboraram neste trabalho e que por descuido não tenham sido mencionados apresento os meus mais sinceras agradecimentos.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, S.F. (1973) *Recursos minerais do Brasil*. 2ed. São Paulo, Edgard Blucher. v.1.
- ALMEIDA, F. F. M. (1954) Geologia do Centro-leste Matogrossense. *Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia. Departamento Nacional de Produção Mineral, Rio de Janeiro*, n.150, p.1-97.
- ALMEIDA, F. F. M. (1964) Geologia do Centro-leste Matogrossense. *Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia. Departamento Nacional de Produção Mineral. Rio de Janeiro*, n.215, p.1-133.
- ALMEIDA, F. F. M. (1965) Geologia da Serra de Bodoquena (Mato Grosso). *Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia. Departamento Nacional de Produção Mineral. Rio de Janeiro*, n.219, p.1-96.
- ALMEIDA, F.F. ; HASUI, Y. (1984) O embasamento da Plataforma Sul-americana. In: _____. *O pré-cambriano no Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher. p. 1-5.
- ALMEIDA, F.F. DE ; MANTOVANI, M.S.M. (1975) Geologia e geocronologia do granito de São Vicente, Mato Grosso. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.47, n.3/4, p.451-458.
- ALMEIDA, F. F. DE ; SVISERO, D.P. (1994) Estrutural setting and tectonic control of kimberlite and associated rocks of Brazil. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 5., Araxá, 1991. *Extended Abstracts*. Rio de Janeiro, CPRM. p.3-5. (CPRM Special Publication; 2).
- ALVARENGA, C.J.S. (1986) Evolução das deformações polifásicas brasileiras na Faixa Paraguai, região de Cuiabá, MT. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., Goiânia, 1986. *Anais*. Goiânia, SBG. v.3, p. 1170-1175.
- ALVARENGA, C.J.S. (1988) Turbiditos e a glaciação do final do Proterozóico Superior no Cinturão Paraguai, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, v.18, n.3, p. 323-327.
- ALVARENGA, C.J.S. (1990) *Phenomenes sedimentaires, structuraux et circulation de fluides developpes a la transition chaine-craton. Exemple de la Chaine Paraguai d'age Proterozoique Superieur, Mato Grosso, brésil*. Marseille, France. 177p. Thèse (Doctorat) - Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille, France.
- ALVARENGA, C.J.S. ; MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S.; ABREU F.A.M. (2000) *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, S.L. p. 183-193.

- ALVARENGA, C.J.S.; SAES, G.S. (1992) Estratigrafia e sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da região sudeste do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, v.22, n.4, p. 493-499.
- ALVARENGA, C.J.S. ; TROMPETTE, R. (1992) A Faixa Paraguai e a sua compartimentação estratigráfica e tectônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camboriú, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*. Camboriu, SBG. v 1, p. 239-240.
- ALVARENGA, C.J.S. ; TROMPETTE, R. (1992) Glacial influenced sedimentation in the uppermost proterozoic and lower Cambrian of the Paraguai belt (Mato Grosso, Brazil). *Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology*, v.92, p. 85-105.
- ALVARENGA, C.J.S. ; TROMPETTE, R. (1993) Evolução tectônica brasileira da faixa Paraguai; a estruturação da região de Cuiabá. *Revista Brasileira de Geociências*, v.23, n.1, p.18-30.
- AZÁROFF, L.V. ; BUERGER, M.J. (1958) *The powder method in x-ray crystallography*. New York, McGraw Hill. 342p.
- BARDET, M.G. (1973). *Geologie du diamant. Memoires. Bureau de Recherches Geologiques et Minieres. Paris*, n.83, p.232.
- BARROS, A. M. ; SILVA, R. H. ; CARDOSO, O. R. F. A. ; FREIRE, F. A. ; SOUZA, JR., J. J. ; RIVETTI, M. ; LUZ, O. S. ; PALMEIRA, R.C.B. ; TASSINARI, C.C.G. (1982) *Geologia*. In: Projeto RADAMBRASIL. Folha SD.21 Cuiabá.. Rio de Janeiro, Ministério das Minas e Energia. p. 25-192. (Levantamento de Recursos Naturais, 26).
- BAXTER, M. (1988) *Garimpos de Poxoréo: mineradores de pequena escala de diamantes e seu meio ambiente no Brasil*. Brasília, S.L. 301p.
- BEURLIN, K.A. (1956) A geologia Pós-alonquiana do sul do Estado de Mato Grosso. *Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia. Departamento Nacional de Produção Mineral. Rio de Janeiro*, n. 163, p. 1-137.
- BOGGIANI, P.C. (1997) *Análise estratigráfica da Bacia Corumbá (neoproterozóico) – Mato grosso do Sul*. São Paulo, 181p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- BOYD, F.R. ; GURNEY, J.J. (1982) Diamonds and the African lithosphere. *Science*, v.232, p.472-477.

- BRASIL.MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA (1974) *Folha Cuiabá, SD-21: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra.* In: Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, MME. p.1-540 (Levantamento de Recursos Naturais, v.26)
- BRENKER, F.E. ; BREY, G.P. (1997) Reconstruction of the exhumation path of the Alpe Arami garnet-peridotite body from depths exceeding 160 km. *Journal of Metamorphic Geology*, v.15, n.4, p. 581-592.
- CAMARGO, W.G.R. (1965) *Minerais uraníferos de Perus, SP.* São Paulo, 16p. Tese (Cátedra) - Departamento de Mineralogia e Petrologia, Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, Universidade de São Paulo.
- CAMPOS, D. A ; CASTRO, H.E.F. (1978) Localidades fossilíferas da folha SD.20 Guaporé.. In: Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro. (Relatório Interno, 203G)
- CARVALHO, M.S. DE ; AKABANE, T. ; TESSLER, M. A. S. FILHO, L.T.S. (1991). Depósito de diamante da Fazenda Camargo, Nortelândia, Mato Grosso. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.R.S. *Principais depósitos minerais do Brasil.* Brasília, CPRM/ DNPM. v.4, p.161-176.
- CHAVES, M.L.S.C. (1997) *Geologia e mineralogia do diamante da Serra do Espinhaço em Minas Gerais.* São Paulo, 285p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- CHAVES, M.L.S.C. ; DUPONT, H. ; KARFUNKEL, J. ; SVISERO, D.P. (1993) Depósitos diamantíferos de Minas Gerais, uma revisão. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DO DIAMANTE, 1., Cuiabá, 1993. Cuiabá, Editora UFMT-Gráfica Universitária. p. 79-100.
- CHIEREGATI, L.A. (1989) *Aspectos mineralógicos, genéticos e econômicos das ocorrências diamantíferas da região nordeste do Paraná e sul de São Paulo.* São Paulo, 180p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- CHIEREGATI, L.A. ; SVISERO, D.P. (1990) Estudos de minerais pesados da região diamantífera do Rio Tibagi (PR) e as possibilidades de existência de fontes primárias de diamantes na região. *Acta Geológica Leopoldense. Porto Alegre*, v.13, n.30, p. 171-186.

- CORDANI, U.G.; NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAS FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. (1984) Estudo preliminar de integração do pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência Técnica Petróleo*, n. 15, p. 12-20.
- CORRÊA, J.A. ; COUTO, E.A. do (1972) *Projeto aluviões diamantíferos de Mato Grosso: relatório final*. Goiânia, Departamento Nacional da Produção Mineral/ Companhia de Recursos Minerais. 2v.
- CORRÊA, J.A.; CORREIA FILHO, F.C.L.; SCISLEWSKI, G. NETO, C. CAVALLON, L.A.; CERQUEIRA, N.L.S.; NOGUEIRA, V.L. (1976) Geologia das regiões do Centro e Oeste de Mato Grosso. In: Projeto BODOQUENA: relatório final. Goiânia, DNPM/CPRM. 111p.
- COSTA, V.S. (1996) *Estudo mineralógico e químico do kimberlito Batovi 6 (MT) em comparações com as intrusões Três Ranchos 4 (GO) e Limeira (MG)*. Campinas, 112p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas.
- COX, K.G. (1978) Pipes kimberlites. *Scientific American*, v.238, p.120-132.
- DAVIS, G.L. (1977) The age and uranium contents of zircons from kimberlites and associated rocks. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 2., Santa Fé, New Mexico, 1977. *Extended Abstracts*. Santa Fé, Bishop's Lodge. p. 67-69.
- DAVIS, W.J. ; KJARSGAARD, B.A. (1997) A Rb-Sr isochron age for a kimberlite from the recently discovered Lac de gras field, Slave province, Northwest Canada. *Journal of Geology*, v.105, p. 503-509.
- DAWSON, J.B. (1980) *kimberlites and their xenolites*. New York, Springer. 252p.
- DAWSON, J.B. (1987) The Kimberlite clan: relationship with olivine and leucite lamproites, and inferences for upper mantle metasomatism. In: FITTON, J.G. ; UPTON, B.G.J.(eds.). *Alkaline igneous rocks*. p.95-101. Oxford, Blackwell Scientific. (Geological Society Special Publication, n.30).
- DAWSON, J.B ; STEPHENS, W.E. (1975) Statistical analysis of garnets from kimberlites and associated xenoliths. *Journal of Geology*, v.83, p. 589-607.
- DOBOSI, G. ; KURAT, G. (2002) trace element abundances in garnets and clinopyroxenes from diamondites: a signature of carbonatitic fluids. *Mineralogy and Petrology*, v.76, p.21-38.
- DRAGO, V.A. ; PINTO, A.C. DE ; MONTALVÃO, R.M.G. ; DOS

- SANTOS, R.O.B. ; SIMÕES, M.A. ; OLIVEIRA, I.C. ; BEZERRA, P.E.L. ; PRADO, P. ; FERNANDES, C.A.C. ; TASSINARI, C.C.G. (1981) Folha Goiás, SD. 22. In: Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, Ministério de Minas e Energia. p.1-636. (Levantamento de Recursos Naturais, 25).
- EVANS, J. W. (1894) The geology of Mato Grosso. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, v.50, p.85-104.
- FIGUEIREDO, A.J. DE A. ; OLIVATTI, O. (1974) Projeto Alto Guaporé. Goiânia, DNPM/CPRM. p.1-173 (Relatório Final Integrado, n.11).
- FILEMON, K.E. ; JESUS, I.P.S. ; WESKA, R.K. (1997) Intrusão kimberlítica Piranhas-Paranatinga-MT. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 6., Cuiabá-MT, 1997. *Anais*. Cuiabá, Núcleos Centro Oeste e Brasília. p. 109-110.
- FLEISCHER, R. (1993) Um modelo "rift" para os depósitos sedimentares de diamantes do Brasil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DO DIAMANTE, 1., Cuiabá, 1993. *Anais*. Cuiabá, UFMT. p.165-197.
- FRAGOMENI, P.R.P. (1976) Controle tectônico da província kimberlítica de Paranatinga. *Boletim Informativo. Sociedade Brasileira de Geologia Goiânia, Núcleo Centro-Oeste*. v.5, p. 3-10.
- FRANTSESSON, Y.V. (1970) *The petrology of the kimberlites*. Canberra, Australian National University. 194p. (Publication Australian National University, Department of Geology, 150).
- GANDINI, A.L. (1994) *Mineralogia, inclusões fluidas e aspectos genéticos do topázio imperial da região de Ouro Preto, Minas Gerais*. São Paulo, 212 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- GASPAR, J.C. ; TEIXEIRA, N. A.; STEELE, I. M. (1998) Cathodoluminescence of Juína diamonds. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 7., Cape Town, 1998. *Extended Abstracts*. Cape Town, Red Roof Design. p. 242-244.
- GIBSON, S.A.; THOMPSON, R.N.; LEONARDOS, O.H.; DICKIN, A.P.; MITCHEL, J.G. (1995) The late cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large- volume mafic potassic magmatism SE Brazil. *Journal of Petrology*, v.36 n.1, p. 189-229.

- 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*, v.126, p. 303-314.
- GOMES, C.B. (1984) *Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia*. São Paulo, Edgard Blücher. 218p.
- GONÇALVES, A.; SCHNEIDER, R.L. (1970) *Geologia do centro-leste de Mato Grosso*. Ponta Grossa, Petrobrás. 43p. (Relatório Técnico Interno, n.394).
- GONZAGA, G.M. ; TOMPKINS, L.A. (1991) Geologia do diamante In: SCHOBENHAUS, c. ; QUEIROZ, E.T. ; COELHO, C.E.S. *Principais depósitos minerais do Brasil*. Brasília, Departamento Nacional da Produção Mineral. (Relatório do Arquivo Técnico do DGM, n. 1872).
- GREENWOOD, J.C. ; GIBSON, S.A. ; THOMPSON, R.N. ; WESKA, R.K. ; DICKIN, A.P. (1999). Cretaceous kimberlites from the Paranatinga-Batovi region, Central Brazil: geochemical evidence for subcratonic lithospheric mantle heterogeneity. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 7., University Cape Town, 1998. *Proceedings*. Cape Town, Red Roof Design. v.1, p.291-297.
- GREENWOOD, J.C. (2001) *The secular geochemical evolution of the Trindade mantle plume*. England, 298p. PhD. Thesis. University of Cambridge.
- GRIFFIN, W.L. ; DOYLE, B.J. ; RYAN, C.G.; PEARSON, N.J. ; O' REILLY, S.Y. ; DAVIES, R. ; KIVI, R. ; VAN ACHTERBERG, E. ; NATAPOV, L.M. (1999) Layered mantle lithosphere in the Lac de Gras Area, Slave craton: composition, structure and origin. *Journal of Petrology*, v.40, p.705-727
- GRÜTTER, H.S. ; APTER, D.B. ; KONG, J. (1999) Crust-mantle coupling: evidence from mantle-derived xenocrystic garnets. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 7., University Cape Town, 1998. *Proceedings*. Cape Town, Red Roof Design. v.1, p.307-313.
- GUIRRO, A.C. (1991) *Análise de fácies dos sedimentos da Formação Aquidauana (Neocarbonífero) no sudeste de Mato Grosso e nos poços da borda norte da Bacia do Paraná, Ouro Preto, MG*. Ouro Preto, 187p. Dissertação (Mestrado) - Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto.

- GURNEY, J.J. (1989) Diamond. In: KIMBERLITES AND RELATED ROCKS / INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 4., Perth, 1986. *Proceedings*. Carlton, Blackwell Scientific. p.935-965. (Geological Society America, Special Publication, 14).
- GURNEY, J.J. ; HARRIS, J.W. ; RICKARD, R.S. ; MOORE, R.O. (1985) Inclusions in premier mine diamonds. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, v.88, n.2, p.301-310.
- HAGGERTY, S.E. (1975) The chemistry and genesis of opaque minerals in kimberlites. *Physics and Chemistry of the Earth*, v.9, p.295-307.
- HAGGERTY, S.E. (1999) A diamond trilogy: superplumes, supercontinents, and supernovae. *Science*, v.285, n.5429, p.851-860.
- HAGGERTY, S.E. ; TOMPKINS, L.A. (1984) Subsolidus reaction in kimberlite ilmenites: solution, reduction and the redox state of the mantle. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 3., Clermont-Ferrand, France, 1982. *Proceedings*. Amsterdam, Elsevier. v.1, p.335-357.
- HARALYI, N.L. E. ; SVISERO, D.P. (1984) Metodologia geofísica integrada aplicada à prospeção de kimberlitos da região oeste de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 14, p.12-22.
- HARALYI, N.L. E.; SVISERO, D.P. (1985) Caracterização do diamante da Mina de Romaria, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3., Belo Horizonte, 1985. *Anais*. Belo Horizonte, SBG. p. 140 – 153.
- HARALYI, N.L.E. (1991) Os diamantes de Juína Mato Grosso. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3., Belo Horizonte, 1985. *Anais*. Belo Horizonte, SBG. p 155-160.
- HASSUI, Y. ; ALMEIDA, F.F.M. DE (1970) Geocronologia do Centro-Oeste Brasileiro. *Boletim. Sociedade Brasileira de Geologia*, v.19, n. 1, p. 5-26.
- HASUI, Y. ; TASSINARI, C.C.G. ; SIGA Jr. O, TEIXEIRA , W. ; ALMEIDA F.F.M. ; KAWASHITA, K. (1981) Idade Rb/Sr e K/Ar do centro norte do Brasil e seu significado geológico e tectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA31., Camboriu, 1981. Camboriu, SBG. v.5, p. 2655-2676.

- HEAMAN, L. ; TEIXEIRA, N.A.; GOBBOL ; GASPAR, JC. (1999) U-Pb mantle zircon ages for kimberlites from the Juina Paranatinga Provinces, Brasil. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 7., University Cape Town, 1998. *Extended Abstracts*. Cape Town, Red Roof Design. p.322-324.
- HENNIES, W. T. (1966) *Geologia do centro-norte Mato-Grossense*. São Paulo, 65p. Tese (Doutorado) – Escola Politecnica da Universidade de São Paulo.
- JANSE, A.J.A. (1991) Non-kimberlitic diamond source rocks. INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 5., Araxá, 1991. *Extended Abstracts*. Rio de Janeiro, CPRM. v.2 p.199-201.
- KAMINSKY, F V. (1994) Carbonado and yakutite: properties and possible genesis. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 5., Araxá, 1991. *Proceedings*. Rio de Janeiro, CPRM. v.2, p.136-143. (CPRM Special Publication, 1).
- KAMINSKY, F.V. ; ZAKHARCHENKO, O. D. ; DAVIES, R. ; GRIFFIN, W.L. ; KLACHATRYAN-BLINOVA, G.K. ; SHIRYAEV, A. A. (2001) Superdeep diamonds from the Juína area Mato Grosso, Brasil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.140, p. 734-753.
- KING, L.C. (1956) A geomorfologia do Brasil oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, v.18, n.12, p. 147-265.
- LE MAITRE, R.W. (1982). *Numerical petrology: statistical interpretation of geochemical data*. Amsterdam, Elsevier. 291p.
- LEITE, C.R. (1969) *Mineralogia e cristalografia do diamante do triângulo mineiro*. São Paulo, 102p. Tese (Doutorado) - Faculdade de Filosofia Ciência e Letras, Universidade de São Paulo.
- LUIZ, J.G. ; SILVA, L.M.C. (1995) *Geofísica de prospecção*. Belém, UFPA. 113p.
- MACEDO, F. C. ; FREITAS, C.I. ; SILVEIRA, E.V.G. ; ARIOLDI, E. (1995) *Contribuição à geologia regional e o kimberlito Alabama, Paranatinga -MatoGrosso , Cuiabá*. Mato Grosso, 45p. Monografia (Graduação em Geologia) – Instituto de Ciências Exatas e da Terra. Departamento de Recursos Minerais da Universidade Federal de Mato Grosso.
- McCANDLESS, T.E. (1999) Kimberlites: mantle expressions of deep-seated subduction. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 7., University Cape Town, 1998. *Proceedings*. Cape Town, Red Roof Design. v.2, p.545-549.

- MEYER, H. O. A. (1985) Genesis of diamond: a mantle saga. *American Mineralogist*, v.70, p.3454-355.
- MEYER, H.O.A.(1987) Inclusions in diamond. In: NIXON, P.H. (ed.) *Mantle xenoliths*. Chichester, John Wiley . p.501-522.
- MEYER, H.O.A. ; HAGGERTY, S.E. ; SVISERO, D.P. (1986) Oxide and silicate minerals in the kimberlites of Minas Gerais, Brazil. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 4., Perth, 1986. *Abstracts*. Carlton, Blackwell Scientific Publications. p.11-15.
- MEYER, H.O.A. ; SVISERO, D.P. (1991) Limeira and Indaia intrusions, Minas Gerais. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, Brasília, 1991. *Field Guide Book*. Brasilia, CPRM. p.49-55.
- MILANI, E. J. (1994) Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v.8, n.1, p. 69-82.
- MILANI, E. J. ; RAMOS A.V. (1998) Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidências da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, n. 4, p. 473-484.
- MITCHELL, R. H. (1986) *Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology*. New York, Plenum Press. 442p.
- MOREIRA, M. I. (1998) Deformações glaciogênicas na Formação Vila Maria (siluriano, Bacia do Paraná). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., Belo Horizonte, 1998. *Resumos*. Belo Horizonte, SBG-Núcleo Minas Gerais. p. 98.
- MÜHLMANN, H. (1974) *Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná*. Ponta Grossa, Petrobrás. 186p. (Relatório Técnico Interno, n.444)
- NIXON, P.H. ; BOYD, F.R. (1973) Petrogenesis of the granular and sheared ultrabasic nodule suite in kimberlite. In: NIXON, P.H.(ed.) *Lesotho kimberlites*. Cape Town, Lesotho National Development. p.48-56.
- NIXON, P.H. ; ROGERS, N.W. ; GIBSON , L.L.G. (1981) Depleted and fertile mantle xenoliths from southern African kimberlites. *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, v.9, p. 285-307
- OLIVATTI, O. (1981) Problemas estratigráficos do Pré-Cambriano na região sudoeste do Estado de Mato Grosso—tentativa de correlação com a geologia do oriente boliviano. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1., Goiânia, 1981. *Atas*. Goiânia, SBG. p. 196-211.
- OLIVATTI, O. ; RIBEIRO FILHO, W. (1976) Revisão da geologia do centro-norte de Mato Grosso. In: Projeto CENTRO-OESTE DE

- MATO GROSSO, Alto Guaporé e Serra azul. Goiânia, DNPM/CPRM. 51p.
- OLIVEIRA, A.I. DE ; LEONARDOS, O.H. (1943) *Geologia do Brasil*. 2.ed. Rio de Janeiro, Serviço de Informação Agrícola. 813p.
- OLIVEIRA, M .A. M. ; MULHMANN, H. (1965) *Geologia de semi-detelhe da região de Mutum, Jaciara, São Vicente e Chapada dos Guimarães*. Ponta Grossa, Petrobrás. 62p. (Relatório Técnico Interno, n.300).
- PARFENOFF, A. (1982) Um mineral traceur pour la prospection alluvionaire: ilménite relations entre ilménites magnésiennes, basaltes alcalins, kimberlites, et diamant. *Documents du B.R.G.M*, n.37, p.1-215.
- PELTONEN, P. ; KINNUNEN, K. A. ; HUHMA, H. (2002) Petrology of two diamondiferous eclogite xenoliths from the Lahtojoki kimberlite pipe, earster Finland. *Lithos*, v.63, p.151-164.
- PEREIRA, R.S. (2001) Técnicas exploratórias na prospecção de kimberlitos: estudo de caso. *Revista Brasileira de Geociências*, v.31, n.4, p.405-416.
- PETRI, S. ; FÚLFARO, V.J. (1988) *Geologia do Brasil*. São Paulo, T.A. Queiroz. 631p.
- PICCIRILO, E. M. ; MELFI, A.J. (1988) *The mesozoic flood volcanism of the Paraná basin: petrogenetic and geophysical aspects*. São Paulo, IAG/USP. 600p.
- PIINHO, M. J. ; COÊLHO, N.R. ; PISANI JR., W.T. (1994) *Dados geológicos e geofísicos das intrusões kimberlíticas na Província de Paranatinga, MT Cuiabá*. Mato Grosso, 65p. Monografia (Graduação) – Instituto de Ciências Exatas e da Terra. Departamento de Recursos Minerais da Universidade Federal de Mato Grosso.
- RIBEIRO, J. M. C.; MACIEL, M.A.C. (1991) *Contribuição ao estudo do Grupo Bauru, Unidades Terciárias-Quaternárias e o diamante na região de Poxoréu, MT, Área 2, Cuiabá*. P. Monografia (Graduação em Geologia) – Departamento de Recursos Minerais, Instituto de Ciências Exatas e da Terra da Universidade Federal de Mato Grosso. Rio de Janeiro, Serviço de Informação Agrícola. 813p. (Série Didática, 2).
- RIBEIRO FILHO, W. ; LUZ, J. DA S. ; ABREU FILHO, W. (1975) *Projeto Serra Azul*. DNPM/CPRM. 104p. (Relatório Final 1).
- ROSA, D. B. ; WESKA, R.K.; LIMA, P.R.M. (1993) Sobre certas formas de sílicas fibrosas associadas as mineralizações diamantíferas

- RIBEIRO FILHO, W. ; LUZ, J. DA S. ; ABREU FILHO, W. (1975) *Projeto Serra Azul*. DNPM/CPRM . 104p. (Relatório Final 1).
- ROSA, D. B. ; WESKA, R.K.; LIMA, P.R.M. (1993) Sobre certas formas de sílicas fibrosas associadas as mineralizações diamantíferas na região de Água fria, município de Chapada dos Guimarães, MT. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DO DIAMANTE, 1., Cuiabá, MT, 1993. *Anais*. Cuiabá, UFMT. p.152-163.
- SAES, G.S. ; SUNDARAN, D. ; OLIVEIRA, N.M. (1992) O registro glacial permo-carbonífero em Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. *Anais*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, v.1, p. 535-536.
- SCHOBENHAUS, C. ; CAMPOS, A. D. ; DERZE, G.R. ; ASMUS, H. E. (1984) *Geologia do Brasil*: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais na escala 1:2 500 000. Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral. 501p.
- SHEE, S.R. ; GURNEY, J.J. (1979) The mineralogy of xenoliths from Orapa, Botswana. In: THE MANTLE SAMPLE INCLUSIONS IN KIMBERLITES AND OTHER VOLCANICS / INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 2., Santa Fe, United States, 1977. *Proceedings*. Washington, American Geophysical Union.
- SILVA, L.J.H.D. (1990) Ouro no Grupo Cuiabá, Mato Grosso controles estruturais e implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. *Anais*. Natal, SBG. v.6, p.2520-2526.
- SIQUEIRA, L.P. DE (1989) Bacia dos Parecis. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 3, n. 1/2, p. 3-16.
- SIQUEIRA, L.P. DE ; TEIXEIRA, L.P. (1993) Bacia dos Parecis: nova fronteira exploratória da Petrobrás. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 3., Rio de Janeiro, 1993. *Resumos Expandidos*. Rio de Janeiro, SBGf. v. 1, p. 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 constrains. *Transactions. Geological Society of South African*, v. 88, n.2, p. 267-280.

- SOBOLEV, N.V. (1977) *Deep seated inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the upper mantle*. Washington, American Geophysical Union. 279p.
- SOUZA, N.B. (1991) Depósitos diamantíferos de Poxoréu, Mato Grosso. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.E.S. *Principais depósitos minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/ CPRM. v.4, p.149-154.
- SUGUIO, K. (1973) *Introdução a sedimentologia*. São Paulo, Edgard Blucher. 317p.
- SVISERO, D.P. (1971) *Mineralogia do diamante da região de Alto Araguaia, MT*. São Paulo, 137p. Tese (Doutorado) – Instituto de Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo.
- SVISERO, D.P. (1979) Piropos cromíferos da mina de diamantes de Romaria: composição química e origem. *Boletim Mineralógico*, v.6, p. 7-14.
- SVISERO, D.P. (1992) Origem do diamante no Brasil: uma análise a luz dos conhecimentos atuais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 37., São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo, SBG. v.2, p. 117-119.
- SVISERO, D.P. (1994) Distribution and origin of diamonds in Brazil: an overview. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE PHYSICS AND CHEMISTRY OF THE UPPER MANTLE, São Paulo, 1994. *Invited Lectures*. São Paulo, CPRM/FAPESP. p. 257-287.
- SVISERO, D.P. ; MEYER, H.O.A. (1981) Ilmenitas kimberlíticas da mina de diamante de Romaria, MG. *Revista Brasileira de Geociências*, v.11, p.217-221.
- SVISERO, D.P. ; MEYER, H.O.A. (1986) New occurrence of kimberlite in Brazil. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 4., Perth, 1986. *Proceedings*. Carlton, Blackwell Scientific. p.145-150. (Geological Society Austrália Special Publication, 14).
- TEIXEIRA, N.A. ; GASPAR, J.C. ; OLIVEIRA, A. L. ; BITENCOURT, R.M.; YEDA, B. (1999) Morphology of Juína mars. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 7., University Cape Town, 1998. *Extended Abstracts*. Cape Town, Red Roof Design.
- TOMPKINS, L.A. (1994) Tectono-strutural environments of primary diamond source rocks in Brasil: a review. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 5., Araxá, 1991. *Proceedings*. Rio de Janeiro, CPRM. v. 2, p. 259 –267. (CPRM Special Publication, 1)

- TOMPKINS, L. A. ; GONZAGA, G. M. (1989) Diamonds in Brazil and a proposed model for the origin and distribution of diamonds in Coromandel Região, Minas Gerais, Brazil. *Economic Geology*, v. 84, p.591 – 602.
- TOMPKINS, L.A. ; GONZAGA, G.M. (1991) Geologia do diamante. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.E.S. *Principais depósitos minerais do Brasil*. Brasília, DNPM/CPRM. v.4-A, p. 53-116.
- VIEIRA, A.J. (1965) *A geologia do Centro Oeste de Matogrosso, Ponta Grosso*. Petrobrás, DEBSP. 79 p. (Relatório Interno, n.303).
- WESKA, R.K. (1987) “*Placers*” diamantíferos da região de Água Fria, Chapada dos Guimarães, MT. Brasília, 170p. Dissertação (Mestrado) – Departamento de Geociências em Geologia Econômica e Prospecção, Universidade de Brasília.
- WESKA, R. K. (1996a) *Geologia da região diamantífera de Poxoréu e áreas adjacentes, Mato Grosso*. São Paulo, 129p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- WESKA, R. K. (1996b) A prospecção aluvionar de diamantes a partir do entendimento de armadilhas “traps”. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador, 1996. *Anais*. Salvador, SBG. v.6, p.
- WESKA, R. K. ; BITTENCOURT, R.D. ; PISANI, J.R.T. ; ARRAIS, J.C. DE P. ; MACIEL, M.A.C. ; RIBEIRO, J.M. ; KATO, S.L. R. ; ARAUJO, S. A. DE ; ROSESTOLATO, F. A. (1993) A estratigrafia, a evolução tectônica e o diamante do Grupo Bauru da região de Poxoréu, MT, Brasil. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DO DIAMANTE, 1., Cuiabá, 1993. *Anais*. Mato Grosso, UFMT. p. 208 228.
- WESKA, R. K. ; DANNI, J.C.M. ; DARDENNE, M.A. ; PERIN, A.L. (1988) Contribuição à estratigrafia do Grupo Bauru da Chapada dos Guimarães, MT. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. *Anais*. Belém, SBG- Núcleo Centro-Oeste. v.2, p.905-916.
- WESKA, R.K. ; PERIN, A.L. ; FERREIRA, I. A. (1984) Placers diamantíferos da bacia do Alto Paraguai-MT, caracterização geológica como critérios e guias de prospecção, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia. v.8, p. 3877-87.

- WESKA, R.K. ; PERIN, A.L. ; ROSA, D.B. (1991) "Placers" diamantíferos na Chapada dos Guimarães – Mato Grosso – Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 3., Cuiabá-MT, 1991. *Anais*. Cuiabá, SBG-Núcleo Centro-Oeste. p. 200-206.
- WESKA, R.K. ; SVISERO, D.P. (1997) Microdiamante na intrusão Tamburi, região de Poxoréu, Mato Grosso. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DO DIAMANTE, 2., Cuiabá, 1997. *Programas, Resumos, Palestras e Roteiro de Excursão*. Cuiabá, UFMT. p.37-38.
- WESKA, R.K. ; SVISERO, D.P. (2001) Aspectos geológicos de algumas intrusões kimberlíticas da região de Paranatinga, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, v.31, n.4, p.555-562.
- WESKA, R.K. ; SVISERO, D.P. ; LEONARDOS, O.H. (1996) Contribuição ao conhecimento do Grupo Bauru no Estado de Mato Grosso, Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 4., Rio Claro, 1996. *Boletim*. Rio Claro, UNESP. p. 289-295.
- WESKA, R.K. ; SVISERO, D.P. ; LEONARDOS, O.H. (1997) Geologia da região diamantífera de Poxoréu e áreas adjacentes, Mato Grosso. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DO DIAMANTE, 2., Cuiabá, 1997. *Programas, Resumos, Palestras e Roteiro de Excursão*. Cuiabá, UFMT. p. 35-36.
- WHITE, I.C. (1908) *Relatório final da comissão das minas de carvão de pedra do Brasil*. Rio de Janeiro, Imprensa Nacional. 607p.
- WILDING, M.C. ; HARTE, B. ; HARRIS, J.W. (1991) Evidência for a deep origin for São Luiz Diamonds. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 5., Araxá, 1991. *Proceedings*. Rio de Janeiro, CPRM. v.2, p. 456-458. (CPRM Special Publication; 1).
- WOERMANN, E. ; BREZNY, B. ; MUAN, B. (1969) Phase equilibrium in the system MgO-iron oxide-TiO in air. *American Journal of Science*, v.267A, p.463-479.
- WYATT, B.A. (1977) The melting and crystallization behaviour of a natural clinopyroxene-ilmenite intergrowth. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.61, n.1, p.1-19.
- ZOLINGER I.T. (2000) *Aspectos mineralógicos e econômicos de diamantes das regiões de Chapadas dos Guimarães, Poxoreu Diamantino e Alto Paraguai, Mato Grosso*. São Paulo, 194p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

ANEXOS (TABELAS)

Tabela 5.1. -Dados de análises químicas de granadas da intrusão k3 obtido por meio de microssondo eletrônico

Amostras	k3A 1	k3A 1	k3A1	k3A1	k3A1	k3A 1	k3A1	k3A1	k3A 1	k3A 1	k3A 1	k3A 1
Analises	1	1	10	11	12	13	14	15	2	2	3	4
Localização	borda	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	borda	centro	centro	centro
SiO ₂	41,05	41,52	41,8	41,67	41,69	41,54	41,43	41,82	41,43	41,74	41,4	41,28
Al ₂ O ₃	21,66	21,56	21,89	21,91	22,01	22,04	21,6	21,76	21,97	22,06	21,41	22,09
TiO ₂	0,23	0,4	0,33	0,331	0,21	0,3	0,31	0,32	0,26	0,24	0,73	0,35
FeO	8,28	8,39	8,38	8,55	8,45	8,86	8,16	8,53	8,62	8,51	9,21	8,46
MnO	0,36	0,32	0,3	0,31	0,38	0,28	0,37	0,32	0,35	0,3	0,37	0,33
MgO	21,15	20,83	20,99	21,19	20,66	20,84	20,96	20,95	20,93	20,93	20,37	21,2
CaO	4,37	4,46	4,36	4,41	4,62	4,15	4,36	4,35	4,302	4,27	4,64	4,34
Na ₂ O	0,07	0,04	0,07	0,03	0	0,1	0,04	0,01	0,07	0,06	0,08	0,06
Cr ₂ O ₃	1,89	1,92	1,7	1,73	1,68	1,55	2,11	1,77	1,68	1,69	1,53	1,82
Total	99,09	99,48	99,87	100,18	99,75	99,7	99,39	99,88	99,64	99,85	99,77	99,96
Cr ₂ O ₃ /(Al ₂ O ₃ +Cr ₂ O ₃)	8,06	8,18	7,22	7,34	7,12	6,6	8,93	7,55	7,1	7,12	6,67	7,63
MgO/(FeO+MgO)	71,86	71,29	71,47	71,24	70,97	70,1	71,98	71,06	70,82	71,08	68,86	71,47
Si	5,89	5,93	5,94	5,9	5,94	5,91	5,92	5,95	5,9	5,93	5,92	5,85
Al	0,1	0,06	0,05	0,09	0,05	0,08	0,08	0,04	0,09	0,06	0,08	0,14
Al ⁺⁶	3,55	3,56	3,6	3,56	3,63	3,61	3,55	3,59	3,58	3,62	3,52	3,54
Ti	0,02	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,07	0,03
Cr	0,21	0,21	0,19	0,19	0,19	0,17	0,23	0,2	0,18	0,19	0,17	0,2
Fe ²	0,94	1	0,99	1,01	1	1,05	0,97	1,01	1,02	1,01	1,09	1
Mg	4,52	4,43	4,44	4,47	4,39	4,42	4,46	4,44	4,44	4,43	4,34	4,48
Mn	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04
Ca	0,67	0,68	0,66	0,67	0,7	0,63	0,66	0,66	0,65	0,65	0,71	0,66
Na	0,02	0,01	0,02	0,01	0	0,02	0,01	0	0,02	0,01	0,02	0,017
Mg/(Fe+Mg)	82,72	81,61	81,7	81,55	81,33	80,77	82,02	81,44	81,24	81,41	79,82	81,65
Cr/(Cr+Al)	5,55	5,64	4,95	5,04	4,89	4,52	6,17	5,2	4,88	4,89	4,58	5,24
Almandina	9,93	10,63	11,06	10,34	11,8	12,38	10,95	10,87	11,58	12,11	10,13	11,37
Grossulária	6	6,19	6,52	6,54	7,22	6,38	5,31	6,3	6,4	6,28	7,96	6,03
Piropo	77,75	76,85	76,82	77,41	75,27	76,11	76,77	76,95	76,39	76,07	76,53	76,64
Spessartita	0,75	0,68	0,62	0,64	0,8	0,59	0,78	0,67	0,73	0,63	0,79	0,69
Uvarovita	5,55	5,63	4,95	5,04	4,89	4,52	6,17	5,19	4,87	4,89	4,57	5,24

Continuação da Tabela 5.1.

Amostras	k3A1	k3A 1	k3A1	k3A 1	k3A 1	k3A 2	k3A 2	k3A 2	k3A 2	k3A2	k3A2	k3A 2
	5	6	7	8	9	1	1	10	11	12	13	14
Localização	centro	centro	centro	centro	centro	borda	centro	centro	centro	centro	centro	centro
SiO ₂	41,72	41,43	41,93	41,43	41,63	42,33	42,31	42,2	42,02	42,37	41,89	42,31
Al ₂ O ₃	22,09	21,71	22,02	20,22	22,05	21,98	22,06	22,22	21,97	21,28	20,51	21,93
TiO ₂	1,04	0,19	0,23	0,22	0,16	0,26	0,32	0,21	0,27	0,29	0,09	0,19
FeO	8,86	8,36	8,42	6,9	8,22	8,34	8,39	8,86	9,05	7,75	7,64	7,97
MnO	0,26	0,38	0,4	0,32	0,32	0,37	0,31	0,28	0,34	0,36	0,4	0,33
MgO	21,76	20,72	20,79	21,26	20,69	20,69	20,65	20,89	20,45	20,88	20,33	20,99
CaO	3,43	4,58	4,42	5,04	4,49	4,38	4,42	4,25	4,45	4,61	5,21	4,53
Na ₂ O	0,05	0,02	0,07	0,03	0,05	0,05	0,02	0,07	0,07	0,01	0,04	0,06
Cr ₂ O ₃	0,28	2,13	1,6	4,42	1,8	1,92	2,04	1,47	1,87	2,74	4,16	2,16
Total	99,53	99,58	99,92	99,87	99,45	100,35	100,55	100,5	100,54	100,33	100,31	100,5
Cr ₂ O ₃ /(Al ₂ O ₃ +Cr ₂ O ₃)	1,29	8,95	6,78	17,95	7,58	8,04	8,48	6,22	7,87	11,4	16,89	8,99
MgO/(FeO+MgO)	71,06	71,25	71,17	75,48	71,57	71,25	71,11	70,21	69,31	72,92	72,69	72,48
Si	5,92	5,91	5,95	5,9	5,94	6	5,99	5,96	5,95	6,01	5,97	5,98
Al	0,07	0,08	0,04	0,09	0,05	0	0	0,03	0,04	0	0,02	0,02
Al ⁺⁶	3,62	3,56	3,64	3,3	3,65	3,67	3,66	3,66	3,62	3,55	3,42	3,63
Ti	0,11	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02
Cr	0,03	0,24	0,18	0,49	0,2	0,21	0,22	0,16	0,21	0,3	0,47	0,24
Fe ²	1,05	1	1	0,83	0,97	0,98	0,99	1,04	1,07	0,92	0,91	0,94
Mg	4,6	4,41	4,4	4,52	4,4	4,37	4,35	4,4	4,32	4,41	4,32	4,42
Mn	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04
Ca	0,52	0,7	0,67	0,77	0,68	0,66	0,67	0,64	0,67	0,7	0,79	0,68
Na	0,01	0	0,02	0,01	0,01	0,01	0	0,02	0,02	0	0,01	0,01
Mg/(Fe+Mg)	81,43	81,51	81,49	84,44	81,9	81,57	81,45	80,82	80,11	82,63	82,57	82,47
Cr/(Cr+Al)	0,86	6,19	4,66	12,79	5,21	5,53	5,86	4,25	5,41	7,95	12	6,22
Almandina	7,79	11,7	11,65	8,84	12,61	12,87	13,6	12,42	13,44	11	12,03	11,86
Grossulária	8,45	5,83	6,96	0,4	6,5	5,86	5,59	6,85	6,21	4,15	1,56	5,54
Piropo	82,3	75,49	75,9	77,29	75	74,95	74,31	75,86	74,21	76,13	73,56	75,69
Spessartita	0,57	0,79	0,83	0,66	0,66	0,76	0,63	0,59	0,71	0,75	0,84	0,68
Uvarovita	0,86	6,18	4,65	12,79	5,21	5,54	5,85	4,25	5,41	7,94	11,99	6,2

Continuação da tabela 5.1.

Amostras	k3A 2	k3A 2	k3A 2	k3A 2	k3A 2	k3A 2	k3A 2	k3A 2	k3A 2	k3A 2	k3A 2	k3A 2
	15	16	17	18	19	2	20	21	22	23	3	4
Localização	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro
SiO ₂	41,56	42,16	42,23	41,88	42,24	42,12	41,97	41,9	41,89	42,16	41,8	41,96
Al ₂ O ₃	20,46	22,02	21,8	21,8	22,05	22	20,39	20,36	22,14	22,04	21,44	21,93
TiO ₂	0,27	0,25	0,67	0,32	0,2	0,18	0,27	0,22	0,18	0,42	0,22	0,3
FeO	7,85	8,33	8,51	8,19	8,19	8,18	7,98	7,64	8,2	8,12	8,03	8,37
MnO	0,37	0,36	0,19	0,38	0,4	0,3	0,35	0,33	0,36	0,29	0,42	0,3
MgO	20,34	20,55	21,17	20,89	20,59	20,55	20,28	20,4	20,65	20,98	20,52	21
CaO	5,04	4,64	4,46	4,39	4,68	4,64	5,06	5,14	4,31	4,38	4,68	4,37
Na ₂ O	0,02	0,05	0,09	0,06	0,06	0,05	0,03	0	0,04	0,03	0,01	0,04
Cr ₂ O ₃	3,95	1,9	1,25	1,98	1,9	2,26	3,83	4,28	1,8	1,91	2,58	1,79
Total	99,91	100,31	100,42	99,92	100,34	100,32	100,2	100,31	99,61	100,37	99,74	100,11
Cr ₂ O ₃ /(Al ₂ O ₃ +Cr ₂ O ₃)	16,2	7,95	5,43	8,36	7,97	9,34	15,81	17,38	7,52	8	10,74	7,57
MgO/(FeO+MgO)	72,15	71,15	71,33	71,84	71,52	71,53	71,75	72,75	71,56	72,09	71,87	71,5
Si	5,95	5,98	5,96	5,95	5,98	5,97	6	5,98	5,97	5,96	5,97	5,95
Al	0,04	0,01	0,03	0,04	0,01	0,02	0	0,01	0,02	0,03	0,02	0,04
Al ⁺⁶	3,4	3,66	3,59	3,6	3,66	3,65	3,43	3,4	3,69	3,64	3,58	3,61
Ti	0,03	0,02	0,07	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03
Cr	0,44	0,21	0,14	0,22	0,21	0,25	0,43	0,48	0,2	0,21	0,29	0,2
Fe ²	0,94	0,98	1	0,97	0,97	0,97	0,95	0,91	0,97	0,96	0,96	0,99
Mg	4,34	4,34	4,46	4,42	4,35	4,34	4,32	4,34	4,39	4,42	4,37	4,44
Mn	0,04	0,04	0,02	0,04	0,048	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,03
Ca	0,77	0,7	0,67	0,66	0,711	0,7	0,77	0,78	0,65	0,66	0,71	0,66
Na	0	0,01	0,02	0,01	0,017	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0	0,01
Mg/(Fe+Mg)	82,19	81,51	81,61	81,94	81,74	81,74	81,88	82,6	81,82	82,15	81,99	81,76
Cr/(Cr+Al)	11,48	5,47	3,71	5,76	5,5	6,46	11,18	12,37	5,18	5,51	7,47	5,2
Almandina	11,8	12,78	8,8	11,56	12,63	13,75	11,41	11,85	13,49	12,18	12,21	11,37
Grossulária	1,73	6,6	8,24	5,74	6,66	5,5	2,17	1,06	6,01	5,88	4,77	6,25
Piropo	74,2	74,37	78,83	76,12	74,39	73,66	74,47	74,03	74,56	75,81	74,66	76,52
Spessartita	0,78	0,75	0,41	0,79	0,82	0,61	0,74	0,68	0,74	0,6	0,88	0,64
Uvarovita	11,47	5,47	3,7	5,76	5,48	6,46	11,18	12,36	5,17	5,51	7,46	5,2

Continuação da tabela 5.1.

Amostras	k3A 2 5	k3A2 6	k3A 2 7	k3A 2 8	k3A 2 9	kA 3 1	amostra 3 10	amostra 3 11	amostra 3 12	amostra 3 13	amostra 3 14	amostra 3 15
Localização	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro
SiO ₂	42,07	42,12	42,52	42,5	42,23	42,47	41,75	42,02	41,72	41,78	41,35	41,51
Al ₂ O ₃	21,79	20,21	22,27	21,54	22,02	23,45	22,39	22,93	21,42	22,12	21,95	20,02
TiO ₂	0,24	0,16	0,29	0,21	0,36	0,4	0,29	0,21	0,16	0,4	0,32	0,27
FeO	8,06	7,87	8,27	8,14	6,9	7,7	8,51	8,66	7,6	7,95	8,27	6,82
MnO	0,31	0,39	0,33	0,31	0,3	0,33	0,29	0,37	0,37	0,29	0,29	0,37
MgO	20,83	19,94	20,8	20,77	20,88	21,14	20,04	20,01	19,81	20,08	20,44	19,99
CaO	4,44	5,3	4,37	4,71	4,38	4,19	4,22	4,25	4,85	4,24	4,38	5,2
Na ₂ O	0,04	0,04	0,05	0,06	0,08	0,04	0,03	0,05	0,04	0,06	0,06	0,03
Cr ₂ O ₃	2,16	4,19	1,85	2,67	2,14	0,62	1,26	1,28	3,12	1,72	1,81	4,59
Total	99,98	100,26	100,78	100,96	99,33	100,38	98,81	99,83	99,13	98,68	98,91	98,84
Cr ₂ O ₃ /(Al ₂ O ₃ +Cr ₂ O ₃)	9,04	17,19	7,7	11,03	8,89	2,58	5,34	5,29	12,75	7,22	7,63	18,67
MgO/(FeO+MgO)	72,09	71,69	71,54	71,83	75,17	73,28	70,18	69,8	72,28	71,64	71,18	74,55
Si	5,98	6,02	5,99	5,99	6,02	5,97	6,01	5,98	6	6,02	5,94	6,01
Al	0,01	0	0	0	0	0,02	0	0,01	0	0	0,05	0
Al ⁺⁶	3,62	3,4	3,69	3,57	3,69	3,86	3,79	3,83	3,63	3,75	3,65	3,41
Ti	0,02	0,01	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,02	0,01	0,04	0,03	0,03
Cr	0,24	0,47	0,2	0,29	0,24	0,06	0,14	0,14	0,35	0,19	0,2	0,52
Fe ²	0,96	0,94	0,97	0,96	0,83	0,903	1,02	1,03	0,92	0,95	0,99	0,83
Mg	4,41	4,25	4,37	4,37	4,43	4,43	4,3	4,25	4,25	4,31	4,38	4,31
Mn	0,03	0,04	0,04	0,03	0,037	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04
Ca	0,67	0,81	0,66	0,71	0,67	0,63	0,65	0,65	0,74	0,65	0,67	0,8
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg/(Fe+Mg)	82,14	81,85	81,79	81,96	84,25	83,09	80,83	80,49	82,19	81,85	81,52	83,78
Cr/(Cr+Al)	6,25	12,21	5,3	7,68	6,14	1,74	3,65	3,61	8,92	4,96	5,25	13,35
Almandina	12,2	12,221	13,49	12,06	12,99	14,02	15,68	17,24	15,43	15,6	13,51	12,6
Grossulária	5,32	1,73	5,96	4,55	5,19	8,89	7,36	7,24	3,59	6,08	6,23	0,31
Piropo	75,56	73	74,56	75,04	75,04	74,67	72,7	71,12	71,25	72,74	74,4	72,97
Spessartita	0,65	0,81	0,67	0,65	0,62	0,66	0,6	0,76	0,76	0,59	0,6	0,76
Uvarovita	6,25	12,22	5,29	7,67	6,14	1,74	3,64	3,62	8,94	4,96	5,24	13,33

Continuação da tabela 5.1.

amostra 3	Amostras	amostra 3	amostra 3	amostra 3	amostra 3	amostra 3	amostra 3	amostra 3	amostra 3	amostra 3	amostra 3	amostra 3
16		17	18	19	2	20	21	22	23	24	25	26
centro	Localização	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro
40,77	SiO ₂	41,18	41,87	41,98	42,29	41,29	42,41	41,4	41,78	41,83	41,7	42,01
19,72	Al ₂ O ₃	19,83	22,13	22,22	23,55	20,57	22,83	20,41	22,12	22,06	21,73	21,82
0,23	TiO ₂	0,27	0,27	0,31	0,15	0,38	0,18	0,22	0,39	0,32	0,23	0,26
7,11	FeO	7,17	8,37	8,45	7,21	7,6	6,89	8,23	8,27	8,11	7,73	7,75
0,33	MnO	0,32	0,33	0,37	0,28	0,3	0,27	0,35	0,3	0,29	0,33	0,41
20	MgO	19,98	19,86	20	21,45	20,32	20,98	19,48	20,2	20,22	19,81	19,96
5,15	CaO	5,23	4,19	4,21	4,17	4,9	4,2	4,97	4,26	4,23	4,71	4,71
0,05	Na ₂ O	0,2	0,07	0,05	0,04	0,05	0,02	0,02	0,06	0,07	0,03	0,04
4,7	Cr ₂ O ₃	4,79	1,74	1,71	0,24	3,72	1,2	3,89	1,54	1,45	2,15	2,3
98,1	Total	99	98,88	99,32	99,42	99,17	99,03	99,01	98,96	98,62	98,46	99,3
19,26	Cr ₂ O ₃ /(Al ₂ O ₃ +Cr ₂ O ₃)	19,48	7,31	7,17	1,01	15,34	5,03	16,01	6,53	6,2	9,01	9,56
73,78	MgO/FeO+MgO)	73,57	70,35	70,3	74,83	72,76	75,28	70,29	70,96	71,36	71,94	72,03
5,95	Si	5,95	6,03	6,02	5,97	5,95	6,04	6	6	6,02	6,03	6,03
0,04	Al	0,04	0	0	0,02	0,04	0	0	0	0	0	0
3,34	Al ⁺⁶	3,33	3,75	3,75	3,89	3,44	3,83	3,49	3,74	3,74	3,7	3,69
0,02	Ti	0,03	0,03	0,03	0,01	0,04	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02	0,02
0,54	Cr	0,54	0,19	0,19	0,02	0,42	0,13	0,44	0,17	0,16	0,24	0,26
0,86	Fe ²	0,86	1	1,01	0,86	0,91	0,82	0,99	0,99	0,97	0,93	0,93
4,35	Mg	4,31	4,26	4,27	4,52	4,36	4,45	4,21	4,32	4,34	4,27	4,27
0,04	Mn	0,04	0,04	0,04	0,034	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,05
0,8	Ca	0,81	0,64	0,64	0,633	0,75	0,64	0,77	0,65	0,65	0,73	0,72
0,01	Na	0,05	0,02	0,01	0,012	0,01	0	0	0,01	0,02	0,01	0,01
83,4	Mg/(Fe+Mg)	83,24	80,99	80,85	84,02	82,68	84,37	80,95	81,33	81,6	82,02	82,1
13,8	Cr/(Cr+Al)	13,95	5,03	4,92	0,68	10,83	3,43	11,33	4,47	4,25	6,23	6,63
0	Almandina	0	16,53	16,14	12,47	12,21	13,85	14,82	14,65	14,26	14,89	14,94
13,68	Grossulária	14,27	5,88	5,99	9,99	2,05	7,33	1,74	6,68	6,9	6,11	5,6
85,5	Piropo	84,94	71,85	72,18	76,27	74,27	74,83	71,34	73,56	73,98	72,08	71,99
0,81	Spessartita	0,78	0,69	0,76	0,57	0,63	0,54	0,74	0,62	0,6	0,68	0,84
0	Uvarovita	0	5,02	4,92	0,67	10,83	3,42	11,33	4,47	4,24	6,22	6,62

Continuação da tabela 5.1.

amostra 3	Amostras	amostra 3	amostra 3	amostra 3	amostra 3	amostra 3	amostra 3	amostra 3	amostra 3	amostra 3	amostra 3
27		28	29	3	30	31	32	33	34	35	36
centro	Localização	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro	centro
42,01	SiO ₂	41,66	41,94	42,15	42,94	42,09	41,84	41,94	41,61	41,76	41,88
21,82	Al ₂ O ₃	21,08	21,57	23,215	21,57	22,17	22,52	22,21	22,48	21,6	21,97
0,26	TiO ₂	0,21	0,26	0,3	0,26	0,33	0,36	0,25	0,66	0,17	0,17
7,75	FeO	7,87	8,36	8,78	8,36	8,46	8,53	8,49	10,27	7,85	8,08
0,41	MnO	0,35	0,33	0,29	0,33	0,37	0,33	0,33	0,31	0,33	0,39
19,96	MgO	19,82	20,48	20,39	20,48	20,99	20,79	20,65	20,06	20,52	20,43
4,71	CaO	5	4,74	3,81	4,74	4,26	4,13	4,46	4,1	4,95	4,64
0,04	Na ₂ O	0,02	0,05	0,05	0,05	0,05	0,08	0,05	0,1	0,04	0,02
2,3	Cr ₂ O ₃	3,23	2,77	0,22	2,77	1,62	1,12	1,62	0,31	2,51	1,89
99,3	Total	99,28	100,55	99,24	101,55	100,37	99,74	100,05	99,93	99,77	99,53
9,56	Cr ₂ O ₃ /(Al ₂ O ₃ +Cr ₂ O ₃)	13,31	11,41	0,94	11,41	6,84	4,76	6,81	1,37	10,44	7,95
72,03	MgO/FeO+MgO	71,56	71,01	69,9	71,01	71,26	70,91	70,87	66,15	72,31	71,65
6,03	Si	6	5,95	6,01	6,03	5,95	5,94	5,95	5,93	5,95	5,98
0	Al	0	0,04	0	0	0,04	0,05	0,04	0,06	0,04	0,01
3,69	Al ⁺⁶	3,57	3,55	3,9	3,57	3,64	3,71	3,67	3,71	3,57	3,68
0,02	Ti	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,07	0,01	0,01
0,26	Cr	0,36	0,31	0,02	0,3	0,18	0,12	0,18	0,03	0,28	0,21
0,93	Fe ²	0,94	0,99	1,04	0,98	1	1,014	1	1,21	0,95	0,96
4,27	Mg	4,25	4,33	4,34	4,29	4,42	4,4	4,37	4,26	4,36	4,35
0,05	Mn	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04
0,725	Ca	0,77	0,72	0,58	0,71	0,64	0,63	0,67	0,62	0,75	0,71
0,012	Na	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,024	0,01	0,02	0,01	0
82,1	Mg/(Fe+Mg)	81,79	81,41	80,58	81,33	81,56	81,29	81,25	77,84	82,09	81,84
6,63	Cr/(Cr+Al)	9,33	7,94	0,64	7,96	4,7	3,26	4,67	0,92	7,26	5,47
14,94	Almandina	14,37	13,37	15,89	13,37	12,04	13,23	12,96	13,84	12,15	12,95
5,6	Grossulária	3,69	4,3	9,25	4,3	6,41	7,52	6,93	10,02	5,62	6,63
71,99	Piropo	71,85	73,69	73,6	73,69	76,07	75,3	74,72	74,54	74,27	74,11
0,84	Spessartita	0,73	0,68	0,61	0,68	0,77	0,68	0,69	0,66	0,69	0,81
6,62	Uvarovita	9,33	7,95	0,63	7,95	4,69	3,24	4,67	0,92	7,25	5,47

Continuação da tabela 5.1.

amostra 3 37	amostra 3 38	Amostras	amostra 3 4	amostra 3 5	amostra 3 6	amostra 3 7	amostra 3 8	amostra 3 9
centro	centro	Localização	centro	centro	centro	centro	centro	centro
41,86	41,88	SiO ₂	41,87	41,96	42,15	41,76	41,78	41,96
21,37	22,66	Al ₂ O ₃	23,07	23,07	23,38	21,96	22,14	22,5
0,32	0,23	TiO ₂	0,27	0,25	0,26	0,37	0,27	0,24
7,52	9,16	FeO	8,48	8,52	8,84	8,52	8,25	8,03
0,29	0,36	MnO	0,35	0,33	0,33	0,32	0,34	0,36
21,15	20,73	MgO	20,23	20,17	20,41	20,31	20,09	20,41
4,59	4,25	CaO	4,12	4,13	3,98	4,19	4,22	4,19
0,04	0,05	Na ₂ O	0,05	0,04	0,03	0,04	0,06	0,05
2,91	1,17	Cr ₂ O ₃	0,29	0,24	0,2	1,34	1,49	1,31
100,09	100,53	Total	98,77	98,75	99,63	98,86	98,67	99,1
11,98	4,92	Cr ₂ O ₃ /(Al ₂ O ₃ +Cr ₂ O ₃)	1,26	1,04	0,86	5,77	6,34	5,52
73,75	69,34	MgO/(FeO+MgO)	70,47	70,31	69,76	70,45	70,88	71,75
5,94	5,92	Si	6	6,02	5,99	6	6,02	6
0,05	0,07	Al	0	0	0	0	0	0
3,51	3,69	Al ⁺⁶	3,89	3,89	3,91	3,72	3,75	3,79
0,03	0,02	Ti	0,03	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02
0,32	0,13	Cr	0,03	0,02	0,02	0,15	0,17	0,14
0,89	1,075	Fe ²	1,01	1,022	1,05	1,02	0,99	0,96
4,47	4,37	Mg	4,32	4,31	4,32	4,35	4,31	4,35
0,03	0,04	Mn	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04
0,69	0,64	Ca	0,63	0,63	0,6	0,64	0,65	0,64
0,01	0,01	Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
83,31	80,26	Mg/(Fe+Mg)	80,95	80,8	80,47	80,92	81,25	81,88
8,36	3,35	Cr/(Cr+Al)	0,84	0,69	0,58	3,95	4,33	3,78
11,01	13,72	Almandina	15,19	15,3	15,91	13,31	15,04	14,78
3,56	7,63	Grossulária	9,9	10,08	9,68	7,17	6,72	7,09
76,44	74,53	Piropo	73,32	73,21	73,14	74,89	73,18	73,59
0,6	0,74	Spessartita	0,72	0,69	0,67	0,67	0,7	0,75
8,36	3,35	Uvarovita	0,84	0,69	0,57	3,94	4,34	3,76

Tabela 5.2. Composições química de ilmenita obtidas através de microsonda eletrônica.

Amostras Localização	Batovi1	Batovi2	Batovi3	k3G1	k3G11	k3G12	k3G13	k3G14	k3G15	k3G16	k3G17	k3G18	k3G19
SiO ₂	0,03	0,02	0,03	0	0	0,019	0,01	0	0	0,01	0,019	0,01	0,01
TiO ₂	54,13	54,19	54,19	53,18	52,56	41,99	51,54	51,79	51,79	51,1	51,99	51,23	53,24
Al ₂ O ₃	0,53	0,52	0,65	0,42	0,3	0,05	0,31	0,44	0,44	0,21	0,51	0,36	0,79
Cr ₂ O ₃	0,36	0,53	0,82	0,47	0,39	1,79	0,53	0,82	0,82	0,33	0,449	0,64	0,48
FeOI	32,74	31,33	26,5	32,03	32,43	44,27	32,13	32,19	32,19	33,25	29,834	31,56	27,52
FeO	26,58	25,36	19,76	25,87	25,94	26,01	24,79	24,86	24,86	25,43	22,56	24,07	22,06
Fe ₂ O ₃	6,84	6,63	7,48	6,84	7,21	20,28	8,15	8,14	8,14	8,69	8,07	8,32	6,06
MnO	0,25	0,3	0,43	0,3	0,22	0,27	0,25	0,26	0,26	0,23	0,186	0,23	0,91
MgO	12,2	12,94	15,99	12,14	11,81	6,35	11,88	11,95	11,95	11,36	13,408	12,19	13,9
CaO	0,04	0,08	0,15	0,02	0,04	0	0,02	0,01	0,014	0,01	0,059	0,02	0
Nb ₂ O ₅	0	0	0	0,15	0,19	0,51	0,17	0,14	0,14	0,25	0,185	0,16	0,18
Total	100,96	100,57	99,5	99,43	98,68	97,31	97,67	98,44	98,44	97,65	97,44	97,26	97,66
Si	0,001	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	0	0
Ti	1,861	1,86	1,83	1,85	1,85	1,57	1,83	1,82	1,82	1,82	1,832	1,82	1,86
Al	0,029	0,02	0,03	0,02	0,01	0	0,01	0,02	0,02	0,01	0,028	0,02	0,04
Cr	0,013	0,01	0,02	0,01	0,01	0,07	0,02	0,03	0,03	0,01	0,017	0,02	0,01
Fe ²	1,016	0,96	0,74	1	1,01	1,08	0,98	0,97	0,97	1,01	0,884	0,95	0,85
Fe ³	0,235	0,22	0,25	0,23	0,25	0,76	0,29	0,28	0,28	0,31	0,284	0,29	0,21
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0,007	0	0,03
Mg	0,831	0,88	1,07	0,84	0,82	0,47	0,83	0,83	0,83	0,8	0,93	0,86	0,96
Ca	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nb	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0,01	0	0	0
Cations	3,996	3,99	4	3,99	3,99	3,98	3,99	3,99	3,99	3,99	3,98	3,99	3,99
MnTiO ₃	0,5	0,51	1	0,5	0,5	0,51	0,5	0,51	0,51	0,5	0,5	0,5	2,01
MgTiO ₃	41,71	44,44	54	42,21	41,5	24,1	42	42,42	42,42	40,5	47,24	43,22	48,24
FeTiO ₃	51,26	48,99	37,5	50,75	51	55,9	49,5	49,49	49,49	50,5	44,72	48,24	43,22

k3G2	K3G2	k3G3	k3G3	k3G4	k3G4	k3G3	k3G4	k3G5	k3G5	k3G6	k3G6	k3G6	k3G7
0,01	0	0,04	0,02	0	0,05	0	0,04	0,04	0,04	0,01	0,05	0,08	0,05
50,85	51,98	51,97	53,36	53,03	53,53	51,79	52,61	52,96	52,15	52,79	52,67	53,48	50,88
0,13	0,26	0,26	0,44	0,23	0,49	0,217	0,3	0,21	0,54	0,67	0,66	0,27	0,19
0,59	0,35	0,4	0,57	0,34	0,53	0,291	0,48	0,25	1,08	1,05	0,95	0,37	0,77
34,8	33,42	32,95	30,49	33,06	30,78	33,294	32,22	33,51	31,33	28,37	28,3	33,43	35,61
27,3	26,73	26,08	25,51	27,09	25,36	25,94	25,94	26,87	24,5	22,06	21,99	27,52	27,66
8,32	7,43	7,63	5,54	6,63	6,02	8,16	6,98	7,37	7,59	7,01	7	6,57	8,83
0,39	0,26	0,22	0,26	0,24	0,24	0,222	0,23	0,33	0,17	0,22	0,22	0,34	0,31
10,02	11,02	11,5	12,41	11,41	12,69	11,407	11,84	11,46	12,49	14,16	14,1	11,33	9,98
0,01	0,02	0,06	0,01	0,01	0	0,01	0,03	0,017	0	0,03	0,03	0,02	0,022
0,24	0,27	0,15	0,16	0,14	0,08	0,227	0,142	0,14	0,08	0,06	0,16	0,14	0,277
97,89	98,34	98,34	98,33	99,14	99,03	98,26	98,6	99,68	98,68	98,09	97,86	100,16	99
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1,83	1,85	1,84	1,87	1,86	1,86	1,84	1,85	1,85	1,82	1,83	1,83	1,86	1,81
0	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,012	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01
0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,011	0,01	0	0,04	0,03	0,03	0,01	0,02
1,09	1,05	1,02	0,99	1,06	0,98	1,025	1,01	1,04	0,95	0,85	0,85	1,06	1,09
0,3	0,26	0,27	0,19	0,23	0,21	0,29	0,24	0,25	0,26	0,24	0,24	0,22	0,31
0,01	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0,009	0	0,01	0	0	0	0,01	0,01
0,71	0,77	0,8	0,86	0,79	0,87	0,803	0,82	0,79	0,86	0,97	0,97	0,78	0,7
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0,01	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01
3,99	3,99	3,99	3,99	3,99	3,99	3,99	3,99	3,99	3,99	3,99	3,99	3,99	3,99
1,01	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,51	0,51	0,51	0,51	0,5
36,18	39,2	40,5	43,72	40	44,22	40	41,71	40	43,94	49,49	49,49	39,39	35,68
55,28	53,27	51,5	50,25	53	49,25	51,5	51,26	52,5	47,98	42,93	42,93	54,04	55,28

k3G8	k3G8	k3G9	Sample Location	SC1	SC10	SC2	SC3	SC4	SC5	SC6	SC7	SC8	SC9
0	0,37	0,03	SiO2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
52,66	53,57	53,14	TiO2	50,59	47,62	51,09	48,47	49,06	51,39	50,78	49,51	53,43	48,38
0,27	0,51	0,4	Al2O3	0,2	0,37	0,08	0,11	0,14	0,27	0,09	0,13	0,49	0,15
0,46	0,51	0,87	Cr2O3	1,46	1,89	1,49	2,13	1,79	2,96	1,57	1,27	1,36	1,36
31,92	30,56	30,61	FeOI	38,57	41,69	35,8	38,82	37,39	32,92	34,64	38,41	31,36	38,69
26,66	25,43	26,23	FeO	25,72	29,6	26,44	26,58	27,09	25,29	22,99	25,58	25,79	25,15
5,84	5,7	4,86	Fe2O3	14,26	13,42	10,39	13,59	11,43	8,47	12,93	14,24	6,18	15,03
0,22	0,25	0,18	MnO	0,27	0,18	0,32	0,34	0,32	0,26	0,33	0,28	0,26	0,26
11,44	12,87	11,98	MgO	10,92	7,31	10,71	9,35	9,35	11,58	12,53	10,48	12,35	10,18
0,01	0	0,07	CaO	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
0,13	0,08	0,23	Nb2O5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
97,72	99,32	98,04	Total	103,44	100,4	100,53	100,58	99,19	100,24	101,23	101,5	99,87	100,53
0	0,01	0	Si	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1,87	1,85	1,88	Ti	1,72	1,71	1,78	1,71	1,75	1,79	1,74	1,72	1,85	1,7
0,01	0,02	0,02	Al	0,01	0,02	0	0	0	0,01	0	0	0,02	0
0,01	0,01	0,03	Cr	0,05	0,07	0,05	0,07	0,06	0,1	0,05	0,04	0,05	0,05
1,05	0,98	1,03	Fe2	0,97	1,18	1,03	1,04	1,07	0,98	0,87	0,99	0,99	0,98
0,2	0,19	0,17	Fe3	0,48	0,48	0,36	0,48	0,4	0,295	0,44	0,49	0,21	0,52
0	0,01	0	Mn	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
0,8	0,88	0,84	Mg	0,73	0,52	0,74	0,65	0,66	0,8	0,85	0,72	0,84	0,71
0	0	0	Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0,01	Nb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3,99	3,99	3,99	Cations	3,99	3,99	3,99	3,99	3,99	3,99	4	4	3,99	3,99
0,5	0,51	0,51	MnTiO3	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51
40,7	45,18	42,42	MgTiO3	37,37	26,4	37,76	33,67	33,85	41,03	43,37	36,55	42,93	36,22
53,27	48,73	52,02	FeTiO3	49,49	60,41	52,55	53,57	55,38	50,26	44,9	50,25	50,51	50

Sample Location	Tamburi10	Tamburi2	Tamburi3	Tamburi4	Tamburi5	Tamburi6	Tamburi7	Tamburi8	Tamburi9	Tamburi1
SiO2	0,04	0,03	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,05	0,04	0,03
TiO2	37,55	51,42	50,92	52,76	53,28	52,94	20,38	10,35	50,6	51,95
Al2O3	0,15	0,21	0,19	0,15	0,15	0,14	0,15	0,2	0,18	0,13
Cr2O3	0,04	0,35	0,64	0,62	0,35	0,23	0,06	0,07	2,41	0,58
FeOI	58,45	36,83	36,96	35,33	33,17	36,61	72,62	81,24	35,06	35,33
FeO	33,63	30,32	29,6	30,25	28,45	30,39	17,96	9,34	28,52	29,31
Fe2O3	27,55	7,23	8,17	5,64	5,24	6,9	60,67	79,81	7,26	6,68
MnO	0,04	0,37	0,34	0,31	0,34	0,34	0,21	0,03	0,32	0,35
MgO	0,08	8,68	8,77	9,39	10,66	9,41	0,08	0,05	9,33	9,46
CaO	0	0	0,02	0	0,01	0,021	0	0	0,03	0,02
Nb2O5	0,03	0,5	0,49	0,43	0,47	0,42	0,06	0	0,38	0,47
Total	99,11	99,11	99,15	99,57	98,97	100,82	99,59	99,9	99,07	98,98
Si	0	0,001	0	0	0	0	0,001	0	0	0
Ti	1,45	1,849	1,82	1,87	1,88	1,86	0,8	0,4	1,81	1,85
Al	0	0,012	0,01	0	0	0	0,009	0,01	0,01	0
Cr	0	0,013	0,02	0,02	0,01	0	0,002	0	0,09	0,02
Fe2	1,45	1,212	1,18	1,19	1,12	1,18	0,784	0,41	1,13	1,16
Fe3	1,06	0,26	0,29	0,2	0,18	0,24	2,382	3,15	0,26	0,23
Mn	0	0,015	0,01	0,01	0,01	0,01	0,009	0	0,01	0,01
Mg	0	0,618	0,62	0,66	0,74	0,65	0,006	0	0,66	0,67
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nb	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0	0,01	0,01
Cations	3,99	3,99	3,98	3,99	3,99	3,99	3,99	3,99	3,99	3,98
MnTiO3	0	1	0,51	0,51	0,51	0,51	0,5	0	0,51	0,51
MgTiO3	0,5	31	31,31	33,5	37,88	33,33	0,5	0	33,85	34,01
FeTiO3	72,86	61	60,1	60,91	57,07	60,1	39,5	20,1	58,46	59,39