EUGÉNIO AFONSO CORREIA

DIAMANTES E KIMBERLITOS DO SUL E LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA (BRASIL)

PORTO — 1990

EUGENIO AFONSO CORREIA

DIAMANTES E KIMBERLITOS DO SUL E LESTE DA BACIA DO PARNAIBA (BRASIL)

Porto 1990

PREFÁCIO

A Bacia Sedimentar do Parnaíba está situada no Nordeste brasileiro. A sua parte meridional é uma das numerosas áreas produtoras de diamante do Brasil.

Durante cerca de três anos, o autor realizou, nesta região, trabalhos de prospecção de kimberlitos e de diamantes. Foram os elementos reunidos neste período de trabalho que serviram de base a este estudo. Com ele pretende-se contribuir para o esclarecimento do problema do diamante nesta parte do país.

Ao escolher este tema para tese de doutoramento, o autor não desconhecia as dificuldades que se lhe iriam deparar no que se refere à investigação para além das intenções económicas imediatas, principal interesse da empresa para a qual trabalhou. Apesar disso, procurou ir sempre mais além do que as suas obrigações lhe impunham, tentando completar estas com trabalhos de investigação pura.

Neste estudo far-se-á uma breve notícia sobre o diamante no Brasil, associação e condicionamento dos campos kimberlíticos e complexos alcalinos e carbonatíticos e dos próprios campos diamantíferos, aos grandes lineamentos do Brasil, seguindo-se depois o tema principal deste trabalho: "Kimberlitos e Diamantes do Sul e Leste da Bacia do Parnaíba". Far-se-á, sobre o assunto, uma rápida análise da evolução geológica da Bacia Sedimentar do Parnaíba, do seu enquadramento geotectónico e estrutural, magmatismo básico-ultrabásico e seu relacionamento com as vindas kimberlíticas da região. A distribuição regional do diamante, o estudo dos kimberlitos e seu perfeito condicionamento às grandes estruturas (lineamentos, falhas e fracturas de âmbito regional) e o estudo tão exaustivo quanto possível dos concentrados, em especial dos minerais indicadores de kimberlitos, constituirão a parte mais importante deste trabalho. A origem do

diamante e a presença de kimberlitos eventualmente mineralizados serão também discutidos aqui, a partir não só dos resultados práticos obtidos da amostragem de alguns dos corpos conhecidos, da amostragem de aluviões da drenagem actual e sub-actual e de conglomerados paleozoicos, cretácicos e terciários e, especialmente, pelas características químicas dos minerais satélites do diamante e ambiente geotectónico em que os kimberlitos se formaram.

Pelo apoio não só à decisão de redigir este estudo, como pela discussão do seu conteudo ou apoio laboratorial, quero deixar aqui expresso os meus agradecimentos aos Professores Miguel Montenegro de Andrade e Manuel João Lemos de Sousa, da Universidade do Porto, ao Engenheiro Luis Anibal de Sá Fernandes, aos Drs. Alcides Rodrigues Pereira, José Manuel Santos Oliveira e Farinha Ramos, todos da Direcção Geral de Geologia e Minas, à Dra. Maria Luiza Lacerda Bastos, da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, à Professora Maria Augusta Gamboa da Universidade Federal Fluminense e, bem assim, ao pessoal do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto pelo seu contributo na apresentação deste trabalho e, ao Pedro Nogueira pela sua contribuição na informatização do texto.

INDICE

1. Introdução 1

1.1. O Diamante no Brasil 1

1.2. O Diamante na Bacia do Parnaíba 6

1.3. Amostragem, Laboratório e Terminologia 7

2. A Bacia Sedimentar do Parnaíba 8

2.1. Localização e Aspectos Morfológicos 8

2.2. Estratigrafia e Evolução 12

Depositos Cenozoicos 16

2.3. Estrutura e Enquadramento Geotectónico 17

2.4. Magmatismo Básico-Ultrabásico da Bacia 25

2.4.1. Basaltos 25

2.4.2. Rochas Ultrabásicas 27

2.4.3. Kimberlitos 29

2.5. Magnetometria e Gravimetria do Sul e Sudeste da Bacia 29

2.5.1. Magnetometria Aérea 31

2.5.2. Gravimetria Regional 32

3. Depositos Diamantíferos do Sul da Bacia do Parnaiba .. 34

3.1. Colectores e Ocorrências de Diamante 36

3.1.1. Conglomerado Cretácico 36

3.1.2. Conglomerados/Cascalhos Terciários 40

3.1.3. Depósitos Quaternários 40

3.2. Reservas e Teores 47

3.3. Extracção e Tratamento do Cascalho 48

4. Kimberlitos 51
4.1. Provincia Kimberlítica do Alto Parnaíba 51
4.1.1. Kimberlito Largo 52
4.1.1.1. Localização e Morfologia 52
4.1.1.2. Petrografia e Mineralogia 54
4.1.1.3. Química Mineral 58
Granada 58
Ilmenite 61
Piroxena 62
Cromite 65
4.1.1.4. Magnetometria Terrestre 66
4.1.2. Kimberlito Riachão 70
4.1.2.1. Localização e Morfologia 70
4.1.2.2. Petrografia e Mineralogia 70
4.1.2.3. Química Mineral 73
Granada 73
Ilmenite 77
Cromite 77
Piroxena 80
4.1.2.4. Magnetometria Terrestre 84
4.1.3. Kimberlito Cabeceiras 86
4.1.3.1. Localização e Morfologia 86
4.1.3.2. Petrografia e Mineralogia 88
4.1.3.3. Química Mineral 89
Granada 89
Ilmenite 90
Piroxena 95
Cromite 95
4.1.3.4. Magnetometria Terrestre 96
4.1.4. Kimberlito Redondão 96
4.1.4.1. Localização e Morfologia 96
4.1.4.2. Petrografia e Mineralogia 99
4.1.4.3. Química Mineral 103
Granada 103
Ilmenite 106

Cromite 106
Piroxena 109
4.2. Província Kimberlítica de Picos. Breve Referência 110
4.2.1. Localização e Acessos.....110
4.2.2. Geologia e Morfologia 113
4.2.3. Litologia e Mineralogia 114

5. Discussão e Conclusões 116
5.1. Ambiente Geotectónico e Mineralização 116
5.2. Idade dos Kimberlitos 119
5.3. Definição de Kimberlito. Rochas Kimberlíticas da Bacia 120
5.4. Quimica Mineral 122
Granada 122
Ilmenite 130
Cromite 134
Piroxena 138
5.5. O Potencial Diamantífero dos Kimberlitos do Alto Parnaíba 140
5.6. Origem do Diamante de Gilbués, Sul da Bacia do Parnaíba 148
Referências Bibliográficas 152
Estampas 165

I. Introdução

1.1 O Diamante no Brasil

O diamante no Brasil foi descoberto, oficialmente, em 1725 em Tijuco, hoje Diamantina, no centro norte de Minas Gerais, por Bernardo Fonseca Lobo. Acredita-se, no entanto, que o primeiro diamante tenha sido achado em 1714, por Francisco Machado da Silva, quando "garimpava" ouro, perto de Tijuco. A partir daí, outras áreas diamantíferas foram descobertas no sul de Minas Gerais e, os diamantes, levados para a Europa, onde eram comercializados como sendo provenientes da India.

O Brasil entra, assim, decisivamente, no mercado mundial do diamante, tomando o lugar da India como principal produtor mas, com essa entrada, o preço do diamante cai catastroficamente na Europa, onde se dizia que as pedras brasileiras eram falsas. Portugal, que nessa altura monopolizava o comércio do diamante, chegou a enviar as pedras brasileiras para a India e Veneza, donde eram reimportadas, depois de polidas, para serem lançadas no mercado como se fossem oriundas da India!

Em 1836, o fazendeiro Manuel das Dores Machado descobre diamantes no rio Tibagi, no Paraná, a ocorrência mais ao sul conhecida, até hoje, em território brasileiro; pela mesma altura (1841) é assinalada a presença de diamantes na Chapada Diamantina no rio Mucugé, na Baía, graças ao Sargento-Mor Francisco da Rocha Machado. O Carbonado "Sérgio", com 3.126 quilates, provem desta área.

Ainda no mesmo século são também descobertos diamantes no Oeste de Minas Gerais, em Goiás, no Mato Grosso e, já neste século, em Roraima, na fronteira com a Venezuela e a Guiana; no Mato Grosso do Sul, no Piauí, no Maranhão, no Amapá, no Pará, no Amazonas e na Rondónia.

Apesar de já ter sido o maior produtor mundial (no século XVIII e na maior parte do século XIX) e da enorme dispersão das ocorrências de diamante, praticamente por quase todo o território brasileiro, só em meados da década de sessenta é que surge a primeira tentativa séria de prospecção de kimberlitos e, com ela, são assinaladas as primeiras descobertas de rochas kimberlíticas. Nos últimos tempos fizeram-se tentativas de prospecção de diamante em aluviões, quase sempre por

grupos sem o indispensável "know-how". Tais tentativas terminaram, quase invariavelmente, pela instalação de uma planta de tratamento precariamente dimensionada e com índices de recuperação baixíssimos, para iniciar lavra experimental em áreas onde a prospecção pouco mais fez que definir reservas de cascalho. Com excepção da exploração das aluviões do curso superior do rio Jequitinhonha, nas proximidades de Diamantina, todas as restantes tentativas de exploração apenas têm levado, sistematicamente, ao abandono dos trabalhos e à convicção, em alguns sectores, de que a prospecção de diamantes no Brasil está votada ao insucesso, tanto no que se refere às aluviões, como às fontes primárias. Contudo a actividade de garimpagem em numerosas áreas de aluviões diamantíferas, mantida ininterruptamente durante anos e, em alguns casos, durante dezenas de anos, por vezes com centenas de bombas de sucção não favorece aquela ideia. E quanto à esterilidade das rochas kimberlíticas do Brasil é hipótese também fora de questão até porque, nesta altura, há kimberlitos e aluviões directamente deles derivados em activa exploração por grande número de garimpeiros. Na realidade, nalguns casos, dada a sofisticação técnica envolvida na extracção e no tratamento do material diamantífero, as operações podem ser consideradas como verdadeiras minas.

A produção de diamantes no Brasil deve já ter atingido os 40 milhões de quilates acumulados. Richardson (1922) estimava que, só em Minas Gerais, se teriam extraído 20 milhões de quilates e, Reis (1959), indica uma produção de 13.248.000 de quilates para a Baía.

A maior parte da produção foge ao controlo oficial por ser feita pelo garimpeiro e, assim, os números que as estatísticas oficiais indicam não são fidedignos devendo ser substancialmente inferiores à realidade.

São numerosas as regiões produtoras de diamante, facto que está na base de algumas diferenças de qualidade da produção. Na Baía, por exemplo, a maior percentagem é de carbonado, o qual teve grande procura nos anos trinta. Nessa altura foram encontrados, com frequência, carbonados de 20, 50 e 100 quilates. Em Minas Gerais, no Mato Grosso, em Goiás, no Piauí e em Roraima, o diamante na sua maior parte, é do tipo gema. Em Juina, na região divisória da Rondónia com o Mato Grosso, tanto os diamantes dos kimberlitos, como os das aluviões são, na sua

maioria, ligeiramente acastanhados, ou cinzentos, fracturados e de fraco valor comercial.

Alguns dos maiores e mais célebres diamantes do mundo foram encontrados no sudoeste de Minas Gerais. O primeiro grande diamante, com 215,00 quilates, "Regente de Portugal" foi achado em 1732 no rio Santo António das Minas Vermelhas, afluente do Paranaíba. Esta descoberta foi seguida pelo achado de, pelo menos, outros 70 grandes diamantes com mais de 100 quilates.

Na Fig.1, estão indicadas as principais áreas produtoras de diamante, os principais alinhamentos que controlam a ocorrência do magmatismo kimberlítico e alcalino, bem como as faixas móveis do Proterozóico Superior e os cratões e as bacias sedimentares paleomesozóicas. Curiosamente, a maior parte das ocorrências de diamante estão localizadas fora das áreas cratónicas, o mesmo acontecendo com os kimberlitos conhecidos.

A difícil penetração na região amazónica fez com que essa imensa área tenha permanecido praticamente desconhecida até os nossos dias no que se refere a diamantes, não obstante o condicionamento geotectónico da área ser, à luz do conhecimento actual, muito mais favorável à ocorrência de diamante e de kimberlitos mineralizados do que o resto do país.

Os alinhamentos indicados na Fig.1 começaram a ser definidos a partir de 1977, quando tivemos o primeiro contacto local com o problema do diamante no Brasil. Verificamos, já então, que existia correlação espectacular entre as ocorrências de rochas alcalinas e carbonatíticas, com os principais alinhamentos definidos a partir, principalmente, da distribuição do diamante de aluvião. Tais alinhamentos são também realçados por grandes falhamentos, estruturas topográficas maiores e alinhamentos magnéticos. Entretanto, em Março de 1977, identificamos três kimberlitos e, meses depois, outros sete corpos kimberlíticos num daqueles alinhamentos. Neste mesmo ano foi encontrado mais um kimberlito, desta vez em Rondónia, a mais de 1500 km dos anteriores, na mesma faixa estrutural (Rio de Janeiro-Humaitá).

Todos os alinhamentos, a maior parte dos quais sem nome formalizado, são notórios no Mapa Geológico do Brasil à escala 1:2.500.00 (Schobbenhaus et al., 1981). Eles representam, sem qualquer

dúvida, zonas de fraqueza estrutural, evidenciadas por grandes falhamentos regionais, estruturas circulares e outras formas topográficas maiores, bem como por alinhamentos magnéticos, diques doleríticos e frequentes ocorrências de rochas vulcânicas alcalinas, carbonatitos e kimberlitos e de diamantes.

Além dos alinhamentos representados naquela figura existem outros, devendo ser considerados quando se trabalha em áreas mais restritas, a uma escala maior. Na área a que este estudo diz respeito serão indicados outros alinhamentos, aos quais estão subordinadas as ocorrências kimberlíticas da região.

Embora existam diversas referências assinalando a descoberta de kimberlitos no Brasil já no início do século (Draper 1911, 1923; Riman 1917, Barbosa 1951), na realidade, o primeiro kimberlito descoberto foi o de Redondão, em 1965, no sul da Bacia do Parnaíba, descoberta feita casualmente, pela Petrobras, quando se efectuavam estudos com vista à avaliação do potencial da bacia no que concerne a petróleo.

A origem primária do diamante no Brasil tem-se revelado particularmente complexa, começando pelo ambiente geotectónico, desfavorável, onde se localiza a maior parte dos diamantes e kimberlitos e acabando na certeza de ter havido, pelo menos, três épocas de magmatismo kimberlítico. A hipótese de as fontes primárias no Brasil, a exemplo do que acontece na Austrália, não serem apenas de natureza kimberlítica merece ser considerada até porque, pelo menos depois do início da fragmentação e da migração continental, tanto a América do Sul, como a Austrália, contrariamente à África, tiveram situações idênticas de activa movimentação continental e actividade ígnea alcalina até há cerca de 20 m.a. As fontes primárias de idade precâmbrica podem ser da mesma natureza das da África mas, a partir do início da fragmentação do continente de Gondwana, as coisas poderão ter evoluído de maneira diferente. A própria fragmentação é, em si mesma, uma razão para que os kimberlitos cretácicos do Brasil tenham tido uma evolução genética de algum modo diferente. A esterilidade da grande maioria dos kimberlitos brasileiros pode estar ligada a fenómenos de destruição por voláteis ou pelo aparecimento de um gradiente térmico desfavorável relacionados com a fragmentação e migração continental.

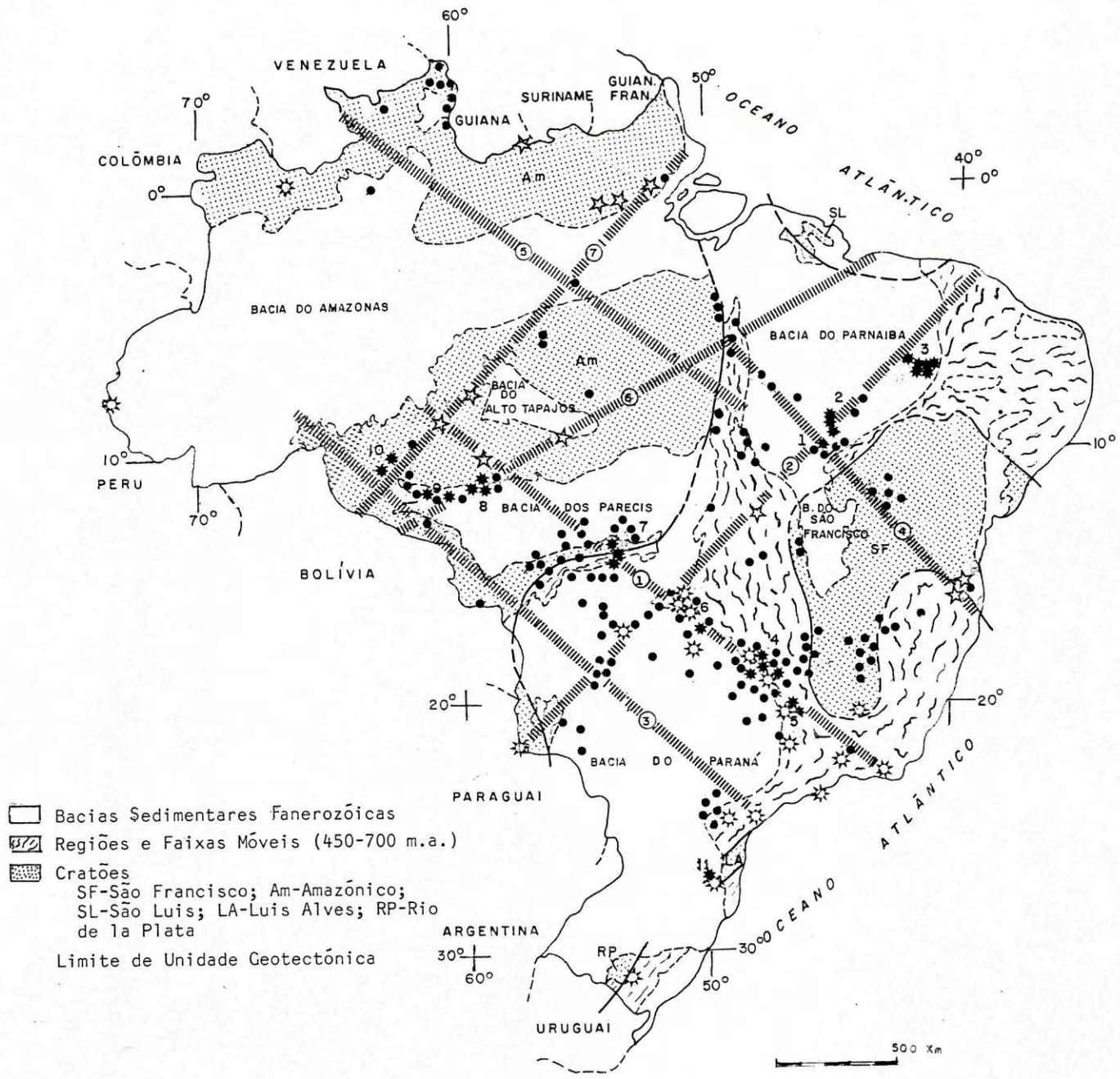


Fig. 1 - CAMPOS DIAMANTIFEROS E KIMBERLÍTICOS DO BRASIL

1.2. O Diamante da Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba, mais propriamente a região de Gilbués, surgiu como região diamantífera há pouco mais de 40 anos, tendo sido activamente garimpada no início da descoberta do diamante, em 1946. Posteriormente, a exploração artesanal decaiu, mantendo-se, no entanto, activa até hoje. Em compensação, a região chegou a ser tratada, por importantes grupos mineiros, recentemente, como alvo promissor para diamantes, quer de aluvião, quer de fontes primárias.

Não obstante ser a mais recente região diamantífera do Brasil, foi nela que, em 1965, se descobriu o primeiro kimberlito do país, o kimberlito Redondão. Apesar dessa importante descoberta, a Bacia do Parnaíba só timidamente despertou algum interesse, tendo sido executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, em 1968, um projecto visando o estudo da área quanto a diamantes. Este trabalho também não conseguiu chamar a atenção imediata para a área, o que viria finalmente a acontecer, logo a seguir, após o levantamento aeromagnético da parte sul da bacia, efectuado pelo DNPM. A partir daí, grupos como a Sopemi (De Beers), Andrade Gutierrez e a BPM (British Petroleum-Selection Trust) desenvolveram trabalhos na área visando a descoberta de fontes primárias ou de aluviões diamantíferas.

O diamante de Gilbués foi encontrado e explorado artesanalmente em três níveis estratigráficos distintos: nas aluviões recentes e sub-recentes, em cascalhos de coberturas terciárias e em conglomerados cretácicos. Foram garimpados depósitos eluviais formados na dependência directa de cascalhos terciários e conglomerados cretácicos, particularmente ricos, em S.Dimas e Monte Alegre, a alguns quilómetros a nordeste de Gilbués.

A origem do diamante de Gilbués não está ligada aos kimberlitos conhecidos na região. Neste trabalho discute-se a possibilidade de o diamante da área de Gilbués estar ligado a kimberlitos cretácicos ainda não localizados ou a um evento de magmatismo kimberlítico mais antigo, cujos diamantes, por remobilizações sucessivas, teriam atingido as aluviões quaternárias.

No que se refere a kimberlitos, a região de Gilbués apresenta-se estruturalmente muito favorável à sua ocorrência. Com efeito, esta região situa-se no bordo da bacia e no cruzamento de dois importantes alinhamentos, os alinhamentos Transbrasiliano e Belmonte-Xambioá, de direcções NE e NW, respectivamente (Fig.1); existem nela ocorrências básicas e ultrabásicas cujo fecho do respectivo magmatismo poderá ter sido representado por vindas kimberlíticas; na mesma região podem ver-se diversas estruturas anelares acompanhando aqueles e outros alinhamentos regionais (Fig.2); foram delineadas, na área, numerosas anomalias magnéticas e, por último, é nesta área que se concentram as ocorrências mais importantes de diamantes da bacia. A presença de kimberlitos parece, assim, não surpreender.

Até iniciarmos os trabalhos de prospecção na área apenas se sabia da existência do kimberlito Redondão. Três outras ocorrências foram assinaladas, pouco depois, a cerca de 80 km a nordeste do Redondão. Mais para nordeste e a cerca de 500 km, foram também localizadas mais sete ocorrências kimberlíticas (Fig.2) porém em área onde não existe a menor referência à presença de diamante. Esta nova província kimberlítica está também relacionada com a faixa de distensão NE, que é aqui atravessada por uma outra de direcção NW, vinda da possível tripla junção Petrolândia, do graben do Tucano.

Como se verá, este estudo conclui que, dos kimberlitos conhecidos, apenas um deles poderá ser portador de diamante e que os diamantes da região estudada não têm qualquer relação com esses kimberlitos.

1.3. Amostragem, Laboratório e Terminologia

As amostras de concentrados de minerais pesados de kimberlitos foram obtidas de rocha kimberlítica alterada e friável, tendo sempre o cuidado de evitar contaminação. Os volumes eram variáveis, de 50 a 500 litros ou mais, de acordo com as quantidades pretendidas e do próprio teor de minerais pesados que a rocha continha. O material, depois de desagregado, foi separado granulometricamente em fracções de +2mm, -2+1mm; -1+0,5mm e -0,5mm. A fracção -0,5mm foi concentrada por bateia e, as outras, usando um pequeno jig manual. Para as análises químicas dos minerais pesados usaram-se grãos monominerálicos, bem

conservados da fracção -1+0,5mm. Todo o concentrado foi submetido a análise por lupa binocular após separação por bromofórmio.

A determinação do ferro férrico nas ilmenites e nas cromites, impossível à microssonda, foi feita usando o método de Finger (1972), o qual exige que sejam conhecidos os pesos de todos os catiões, que o ferro seja o único elemento com duas valências, que o oxigénio seja o único anião presente e que não haja desvios significativos de estequiometria.

Na separação das granadas pela sua cor foi usada uma colecção de granadas com várias tonalidades, do amarelo ao púrpura.

Usaram-se os termos macrocristal para evitar fenocristal ou xenocristal quando há dúvidas no que se refere à origem do mineral e quando as suas dimensões não ultrapassam 1 cm; nódulo para designar xenólito poliminerálico; megacristal, em lugar de nódulo monominerálico (1) quando as suas dimensões são superiores a 1 cm e, também, por motivos genéticos se usa, neste trabalho, a designação de macrocristica(2) em lugar de macrocristalina para a textura.

2. A Bacia Sedimentar do Parnaíba

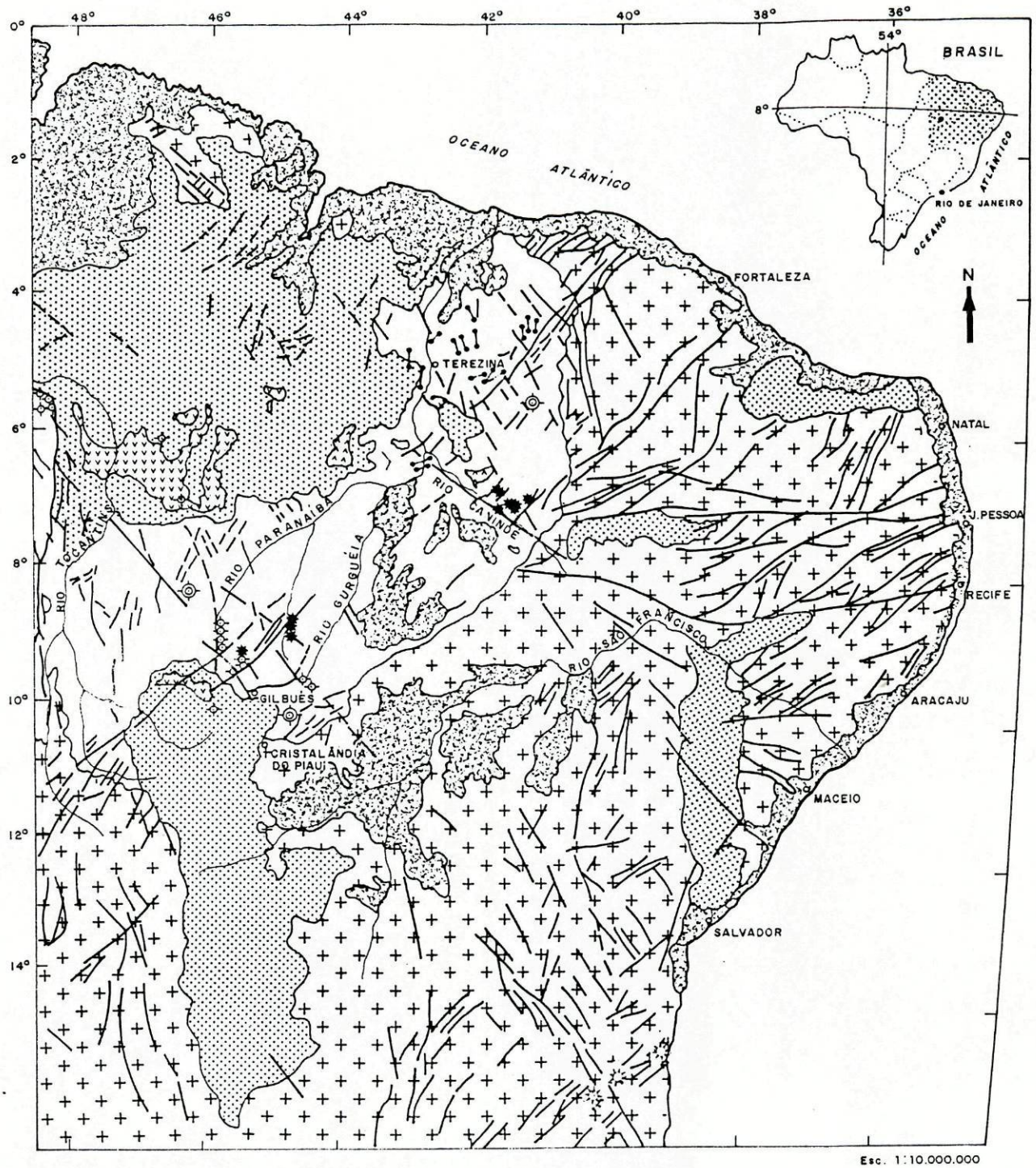
2.1. Localização e Aspectos Morfológicos

A Bacia do Parnaíba, também conhecida por Bacia do Meio Norte e por Bacia do Maranhão-Piauí, tem cerca de 800 000 km2 de superfície, cobrindo a maior parte dos Estados do Piauí e do Maranhão e parte dos da Baía, Ceará, Goiás e Pará. Embora coberta por sedimentos epicontinentais e derrames basálticos mesozóicos, em grande extensão na sua parte norte e noroeste é constituída, essencialmente, por formações paleozóicas (Fig.2).

---

(1) Em inglês "discret nodule"

(2) Tomamos a liberdade de propor o uso deste termo como tradução de "macrocristic".



Cenozóico
Mezozóico
Paleozóico
Pré-câmbrico
Basalto (Cretácico)
Basalto (Jurássico)
Kimberlito
Dique de dolerito
Intrusão alcalina
Estrutura circular
Falha

Fig . 2 - GEOLOGIA DO NORDESTE DO BRASIL

A leste e a oeste a bacia é limitada por terrenos do soco antigo, o mesmo sucedendo no sul onde, no entanto, o limite se encontra parcialmente encoberto pelos sedimentos cretácicos da Bacia de São Francisco enquanto que, no norte, sedimentos cenozóicos não permitem estabelecer devidamente os limites da bacia paleozóica (Fig.3).

A morfologia da região foi comandada pelas epirogéneses do Cretácico Inferior, relacionada com as reactivações Wealdeneana e do Terciário Superior, esta ainda activa, seguidas pelos ciclos de erosão--peneplanação, Sul-Americano e Velhas, em cuja evolução estiveram presentes, naturalmente, factores climáticos, litológicos e estruturais de âmbito regional. Outra superfície, porém de representação bem menos expressiva e apenas notada no litoral, é a Superfície Paraguassu, formada a partir do Pleistocénico, responsável pelo aparecimento das planícies costeiras e do baixo curso dos rios mais importantes (Tocantins, Gurupi e Parnaíba), devido a variações do nível do mar.

A Bacia do Parnaíba é acompanhada, a leste e a sudeste, pelas Depressões Periféricas de Crateús e do Médio São Francisco e, a oeste, pela Depressão Ortogonal do Médio Tocantins, esta última provocada pela reactivação do sistema de fracturas N-S, precâmbricas, enquanto que as duas primeiras devem a sua existência a processos iniciados no Quaternário e relacionados com o Ciclo Velhas.

No bordo leste, a inversão de relevo provocada pela reactivação Wealdeneana, no Cretácico Inferior, deu lugar ao aparecimento de uma extensa costeira formando as serras Ibiapaba e Grande separadas,transversalmente, pelo rio Poti.

Na parte central e sul da bacia, aparecem as feições morfológicas mais típicas constituídas por um relevo tabular com chapadões mais ou menos extensos, limitados por escarpas ou por superfícies de declives muito acentuados, localmente com patamares sucessivos e, geralmente, com pedimentação nas regiões semi-áridas. Estes chapadões, cujos representantes mais destacados são a Chapada das Mangabeiras no sul da bacia e as Serras Vermelha, Bom Jesus do Gurgueia, do Uruçuí, das Alpercatas, do Penitente, do Itapicuru e das Guaribas, são restos da Peneplanície Sul-Americana, extensa e monótona superfície plana edificada desde o Cretácio Superior ao Terciário Superior pelo ciclo

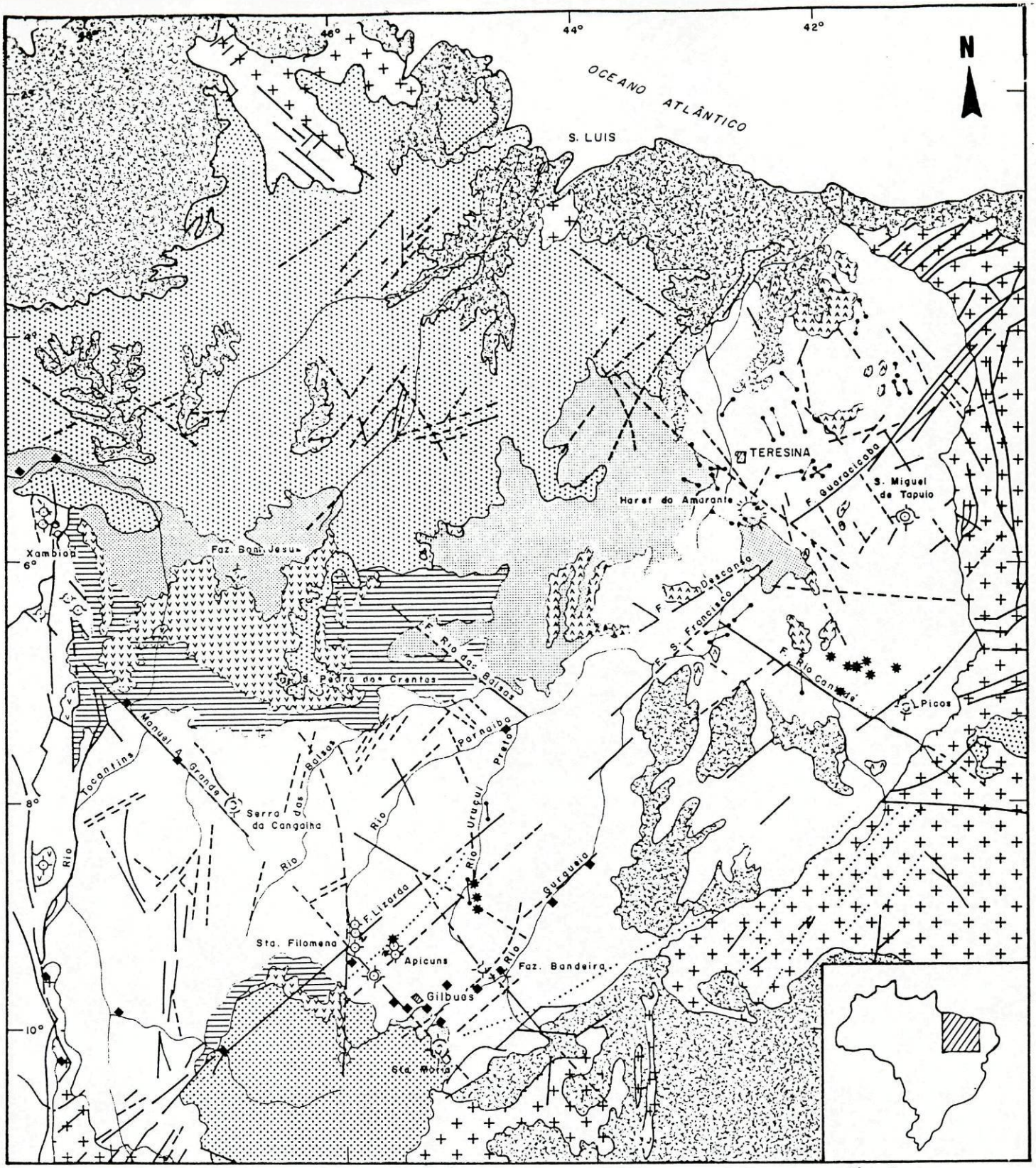


Fig. 3 - ESBOÇO GEOLÓGICO DA BACIA DO PARNAÍBA

Sul-Americano. Esta peneplanície vai diminuindo gradualmente de altitude, no sentido da costa dando, primeiramente, lugar a uma outra superfície idêntica a ela, a Peneplanície Velhas e, a seguir, à Superfície Paraguassu (planícies aluvionares litorais). Destas duas, a primeira ficou a dever-se ao Ciclo Velhas apenas se distinguindo da Peneplanície Sul-Americana por espessa cobertura laterítica. A medida que a altitude dos chapadões diminui, o relevo torna-se mais movimentado. Com a aproximação da costa, os interflúvios tendem a desaparecer dando lugar a superfícies de inundação na parte inferior dos rios e ao longo da costa, já no domínio da Superfície Paraguassu, na qual se desenvolvem também campos de dunas.

No seu conjunto, a drenagem evidencia nítido controlo estrutural imposto quer pela direcção e inclinação das camadas, quer pelos sistemas de fracturas regionais. Os grandes rios apresentam em todo o seu percurso, vales abertos, fraco declive e vertentes afastadas e abruptas devido à natureza, friável, das rochas sedimentares e à posição horizontal das respectivas camadas.

2.2. Estratigrafia e evolução

A bacia do Parnaíba originada por subsidência de enorme área intercratónica é constituída, essencialmente, por sedimentos paleozóicos e, em menor grau, por derrames basálticos e sedimentos mesozóicos.

Na Fig.4 está representada a coluna estratigráfica da região.

A evolução da bacia sedimentar processou-se durante três megaciclos de deposição (Mesner & Wooldridge 1964) provocados por movimentação tectónica de natureza epirogénica, iniciada no Ordovícico/Silúrico (Mendes & Petri 1971) a qual, actuando diferencialmente, compartimentou a bacia segundo as linhas de fracturas do substrato.

O primeiro destes ciclos, que se iniciou logo após a estabilização da Plataforma Brasileira (Almeida 1967) inaugura a época das grandes transgressões marinhas, de carácter epicontinental. Este período, que se estende desde o Silúrico-Devónico até ao Carbónico Inferior, proporcionou a formação de sequências de arenitos, siltitos e argilitos

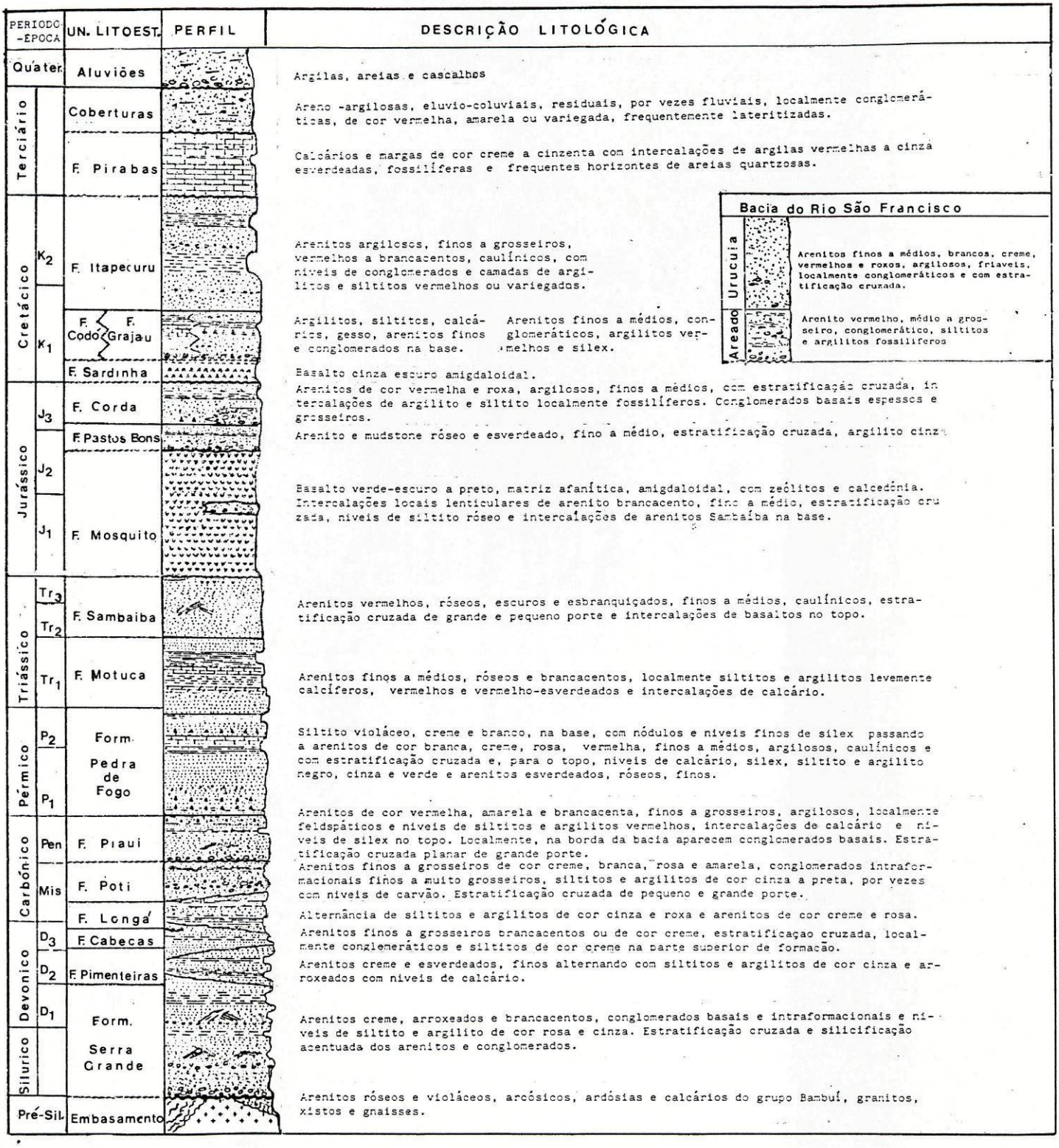


Fig. 4 - COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARNAIBA

que se repetem em função das modificações ambientais de sedimentação, com deposição, da base para o topo, das Formações Serra Grande, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti.

Assentando em discordância sobre o soco cristalino, aparecem arenitos e conglomerados da Formação Serra Grande que, com o avanço da transgressão, passam gradualmente aos sedimentos pelíticos da Formação Pimenteiras, depositados já em ambiente mais calmo, em mar epicontinental. Os arenitos da Formação Cabeças, com os quais prossegue a sedimentação na bacia, evidenciam ambiente regressivo que, aliás, já era denunciado pelos sedimentos do topo da formação anterior. A tendência regressiva apresenta algumas oscilações, em especial durante a deposição dos pelitos da Formação Longá, do Neodevónico ao Carbónico, após o que retoma, definitivamente, aquela característica de regressão marinha com os arenitos e conglomerados intraformacionais da Formação Poti, com a qual se encerra o primeiro megaciclo de sedimentação da Bacia do Parnaíba.

Após um longo período de grande estabilidade tectónica em que se desenvolveu acentuada peneplanização, inicia-se o segundo grande ciclo de sedimentação que vai do Carbónico Superior ao Permo-Triássico. A sedimentação iniciou-se com os arenitos e conglomerados continentais da Formação Piauí os quais apresentam intercalações pelíticas depositadas durante os intervalos das incursões marinhas que se repetiram durante todo o ciclo. Aos arenitos e conglomerados supracitados, seguem-se as formações, ainda continentais, Pedra de Fogo e Motuca, de carácter ainda arenítico mas com as mesmas intercalações de siltitos e de argilitos e, ainda, de calcários e silex marinhos. Estas formações constituem a última sequência sedimentar em que ainda se faz sentir alguma contribuição marinha, dando lugar, já no Mesozóico, aos sedimentos continentais eólicos e fluviais da Formação Sambaiba com os quais termina o ciclo.

No final deste ciclo ocorre intenso diastrofismo com o qual se relaciona também o primeiro e o mais importante episódio de vulcanismo basáltico da Bacia do Parnaíba (Fig.5), vulcanismo que, como é sabido, se estende até ao Jurássico médio (Formação Mosquito). Tais eventos marcam, em nosso entender, o início do terceiro megaciclo. Após a fase paroxismal do referido vulcanismo iniciou-se intenso processo erosivo

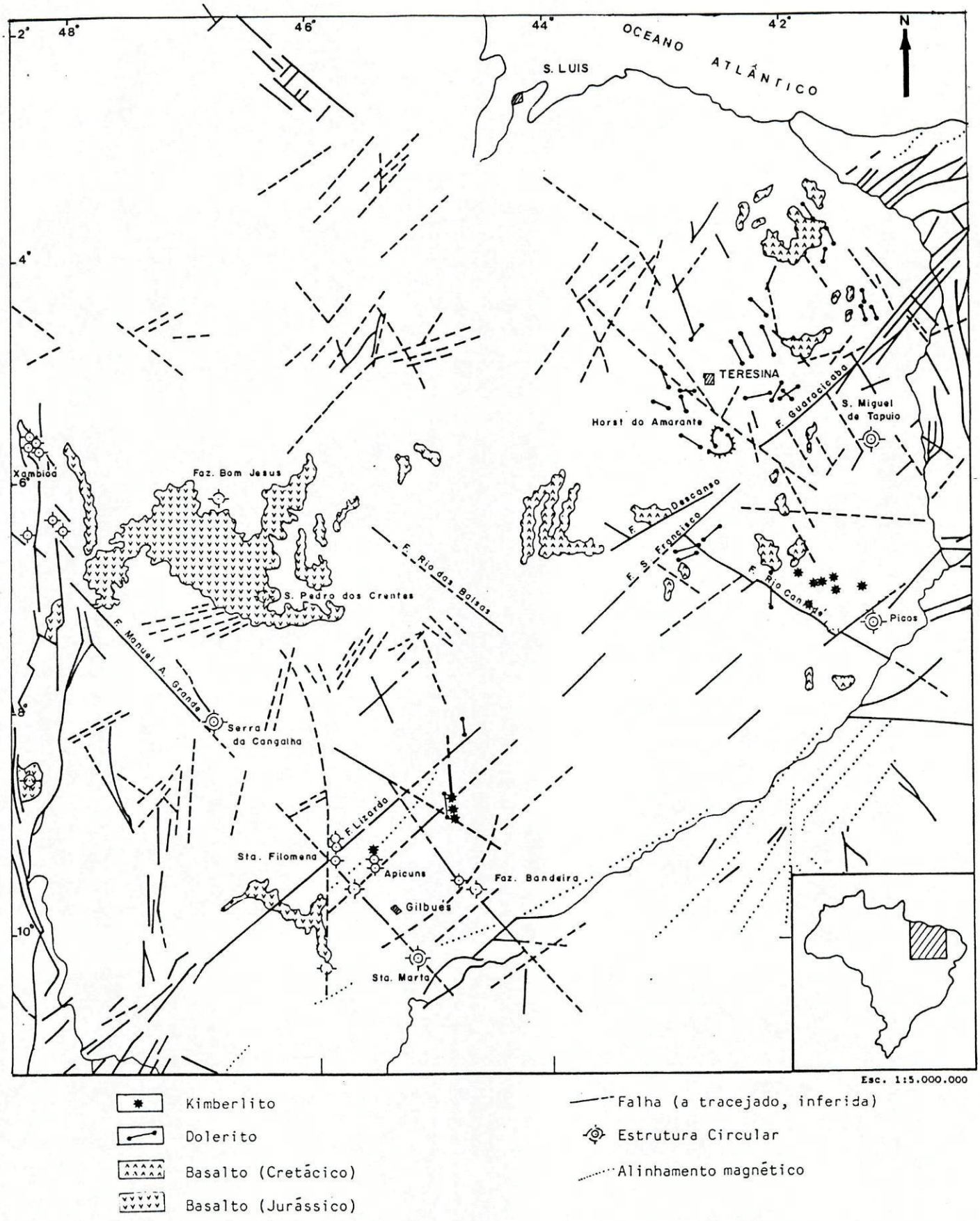


Fig. 5 -ESTRUTURA E OCORRÊNCIAS DE BASALTO E KIMBERLITO DA BACIA DO PARNAÍBA

em toda a bacia durante o qual são depositados, nas imediações dos basaltos, os sedimentos grosseiros e os argilitos da Formação Pastos Bons, bem como os da Formação Corda, uma e outra com características de condições de deposição em clima semi-árido. Esta sedimentação foi interrompida por forte reactivação tectónica responsável por novo episódio de vulcanismo básico nas regiões centro-leste, leste e nordeste da bacia (Formação Sardinha). Após este episódio teve lugar nova activação tectónica que favoreceu a invasão do mar na parte norte da bacia, onde os sedimentos marinhos da Formação Grajaú alternam com os sedimentos fluvio-deltaicos da Formação Codó. Foi nesta altura que, no sul da Bacia do Parnaíba teve lugar a individualização da Bacia Sedimentar de São Francisco e, com ela, a formação dos seus primeiros depósitos, representados pelos conglomerados e arenitos da Formação Areado, de características fluvio-lacustres.

O fecho do terceiro megaciclo está representado pelos sedimentos fluviais da Formação Itapecuru, no norte da bacia e pelos sedimentos fluvio-eólicos da Formação Urucuia, da Bacia do São Francisco.

Depositos Cenozóicos

Após terminar, no Cretácico Superior, a sedimentação da Bacia do Parnaíba ocorre, no Terciário, subsidência na faixa costeira, com formação de depósitos calcários e argilitos (Formação Pirabas) enquanto que, sobre a bacia e relacionadas aos diversos ciclos geomórficos do Terciário e Quaternário, formam-se extensas e espessas coberturas detríticas e lateríticas e grandes depósitos de aluviões ao longo dos principais rios da região.

As coberturas terciárias, localmente diamantíferas no sul da bacia, são de natureza arenosa, argilo-arenosa, às vezes conglomeráticas ou lateríticas. Cobrem os remanescentes do pediplano neogénio edificado indistintamente sobre todas as unidades estratigráficas da bacia. São constituídas por sedimentos eluviais, coluviais, residuais e também fluvio-eólicos, friáveis ou mais ou menos cimentados por argila, limonite ou por cimento silico-ferruginoso de cor avermelhada ou amarelada, chegando a atingir 30 m de espessura. Cascalheiras residuais que aparecem sobre algumas encostas são

originárias da destruição das coberturas terciárias.

Os depósitos aluvionares formaram-se a partir do Pleistocénico ao longo dos vales abertos pela rede de drenagem e são constituídos por areias, argilas e por lentes basais e intercalares de cascalho mais ou menos desenvolvidas. Formam as planícies aluviais e os terraços dos principais rios da região. São, também, localmente diamantíferos.

2.3. Estrutura e Enquadramento Geotectónico

A Bacia do Parnaíba, tanto na sua sedimentação, como na compartimentação como, ainda, na configuração grosseiramente rectilínea dos seus bordos, reflecte a importante actuação de grandes falhas e fracturamentos regionais que, afectando o substrato, foram periodicamente reactivadas durante e após a sedimentação. Este mesmo ambiente estrutural, de estilo marcadamente tafrogénico, condicionou e controlou também, primeiro o amplo magmatismo basáltico do Jurássico e do Cretácico e, logo a seguir, as vindas kimberlíticas da região, cujo controle estrutural é de tal forma espectacular que se constitui numa das principais ferramentas para a localização das intrusões kimberlíticas (Fig.3).

A escala regional, a bacia representa enorme homoclinal levemente inclinado para NW. Em análise mais pormenorizada, esta ampla estrutura apresenta-se compartimentada em homoclinais sub-horizontais com inclinações suaves para NW e para o centro da bacia. A direcção dos estratos obedece aos rumos NE-SW, NW-SE e N-S e, subsidiariamente, E-W, que constituem as direcções principais de um sistema regmático de fracturação que actuou sobre o fundo da bacia e cujo padrão é possível definir a partir dos elementos estruturais e morfológicos de superfície.

O sistema de fracturação NE-SW parece ter sido reactivado como transcorrente durante o Eopaleozóico, tendo porém, como os outros, um desenvolvimento essencialmente tensional, a cuja reactivação, no Triássico-Jurássico e no Eocretáceo se associam os extensos derrames basálticos e os enxames de diques de dolerito, especialmente frequentes na parte nordeste da bacia (Fig.3).

Passando pela região de Gilbués, cortando toda a bacia e

prosseguindo para lá dos limites desta, aparecem numerosas e extensas falhas NE-SW, com dezenas e centenas de quilómetros de andamento, como as falhas Guaracicaba e Lizarda, nos extremos nordeste e sudoeste, respectivamente e, entre elas, definido uma extensa faixa com aquela direcção, as falhas São Francisco e Descanço e as que controlam, localmente, os cursos dos rios Parnaíba, Gurgueia e Uruçui Preto, faixa essa que faz parte do Alinhamento Transbrasiliano (Figs.1 e 3). A geossutura que lhe deu origem esteve episodicamente activa até ao fim do Mesozóico. A falha Lizarda corta os basaltos e os sedimentos cretácicos do Sul da bacia. Os kimberlitos da Província Kimberlítica Alto Parnaíba e numerosas estruturas circulares, algumas de natureza ultrabásica, estão dentro desta faixa de distensão (Fig.5).

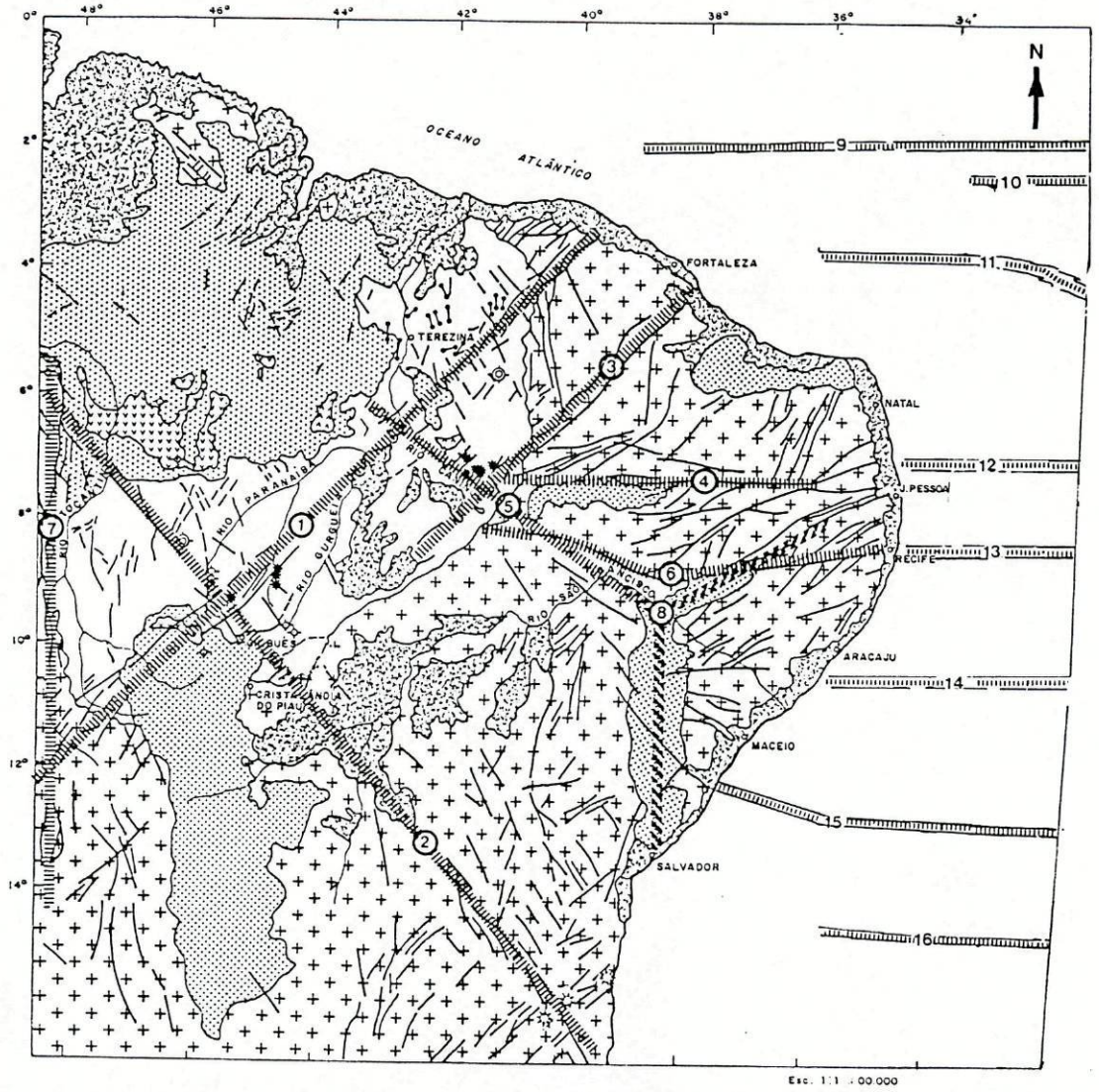
As maiores faixas de distensão parecem associadas aos sistemas NW-SE e N-S, em especial ao primeiro, a avaliar pelo número de diques de dolerito que o acompanham, nomeadamente na parte nordeste da bacia.

A falha do rio Canindé (Fig.5) é a estrutura mais importante do "trend" NW-SE desta área. É muito possível que ela se continue para SE e passe pelo ponto de convergência dos dois "grabens" da Bacia do Tucano-Jatobá (Fig.6). Tal suposição baseia-se no facto de o Rio São Francisco inflectir subitamente de rumo ao encontrar-se com a direcção da falha como pode observar-se na Fig.6. A Província Kimberlítica de Picos está-lhe intimamente associada.

A mesma direcção que, a cerca de 100 km a norte condicionou os cursos dos rios Poti e Itapecuru, está patente a noroeste, em várias falhas que se estendem por cerca de 150 km de comprimento nos terrenos cristalofilinos do Cratão São Luís (Fig.5 e 6).

Para sudoeste, passando pela região de Gilbués, é evidente a existência de uma outra faixa estrutural, com rumo NW-SE incorporando as falhas Manuel Alves Grande, Uruçui Vermelho e Curimatá e o graben paleozóico Curimatá-Gilbués. Esta faixa faz parte do Alinhamento Belmonte-Xambioá, ao longo do qual se encontram numerosas estruturas circulares, sobretudo nas áreas de cruzamento com os alinhamentos Transbrasiliano e Araguaia-Tocantis, tal como o kimberlito Redondão e as ultrabásicas de Apicuns e Santa Filomena (Fig.3 e 6).

Na parte oeste e sudoeste da bacia pode-se definir outra faixa de distensão, com numerosas falhas e fracturas N-S, afectando tanto os



Alinhamentos:
1. Transbrasiliano; 2. Belmonte-Xambioá; 3. Senador Pompeu; 4. Paraíba; 5. Canindé; 6. Pernambuco; 7. Araguaia-Tocantins;

Zona de Fracturas Oceânicas:
9. Romanche; 10. Chain; 11. Fernado de Noronha; 12. Paraíba; 13. Pernambuco; 14. Maceió; 15. Sergipe; 16. Salvador

Tripla Junção:
8. Petroândia

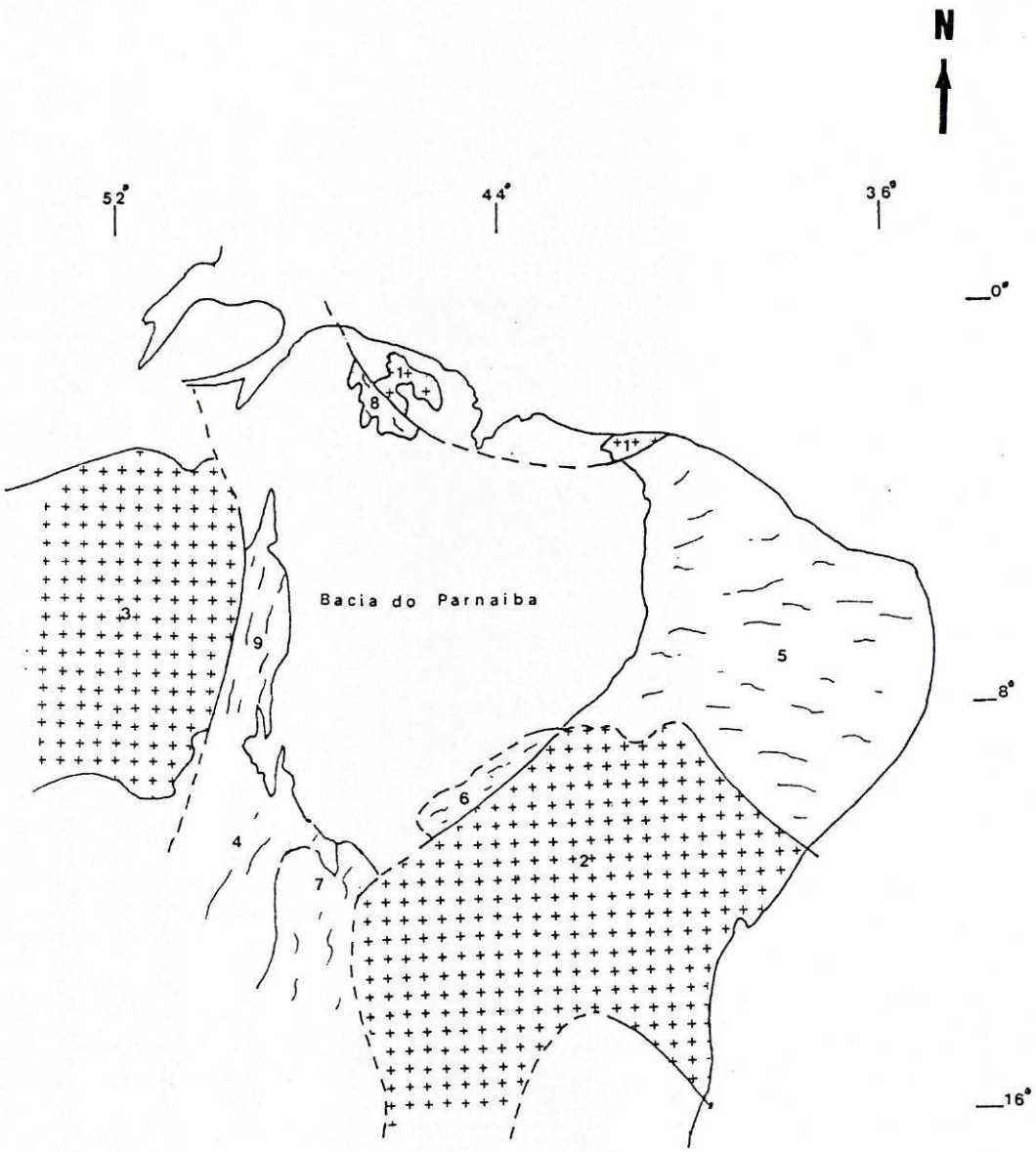
Fig. 6 - ALINHAMENTOS DO NORDESTE DO BRASIL E FRACTURAS OCEÂNICAS

sedimentos da bacia como as rochas proterozóicas, responsáveis por diversos horsts e grabens e pela direcção N-S do curso do rio Tocantins. É o Alinhamento Araguaia-Tocantins (Fig.6).

Além dos elementos tectono-estruturais lineares dominantes na bacia, ocorrem numerosas estruturas circulares, de preferência ao longo dos referidos alinhamentos, em especial, nas áreas onde eles se cruzam. Estas estruturas são devidas, em alguns casos, à intrusão de corpos básicos, ultrabásicos e kimberlíticos (Santa Filomena, São Pedro dos Crentes, Apicuns, Redondão, Cabeceiras, Largo, etc.) e, noutros casos, a sua origem estaria, na sua maior parte, ligada à presença dos mesmos corpos intrusivos se bem que não aflorantes. As mais conhecidas destas estruturas são as Santa Marta, Serra da Cangalha, São Miguel de Tapuio, Picos e Amarante. Esta última é um "horst" circular com cerca de 20 km de diâmetro, rodeado por um dique de dolerito, enquanto que a de São Miguel de Tapuio seria uma estrutura de impacto, um "astroblema" (Torquato 1981).

No que concerne ao enquadramento geotectónico (Fig.7) a Bacia do Parnaíba, localizada na parte norte do Escudo Atlântico da Plataforma Sul-Americana, fica entre os cratões São Luís, a norte, São Francisco, a sudeste e Amazónico a oeste, estando separada destes pelas faixas de dobramentos do ciclo Brasiliano: Gurupi, Rio Preto e Araguaia-Tocantins, respectivamente (Schobbenhaus et al. 1984). O Maciço de Goiás, a sudoeste, a Faixa de Dobramentos de Brasília a sul e a Região de Dobramentos do Nordeste completam as unidades que limitam a bacia. Estas duas últimas e, em menor grau, o Maciço de Goiás, foram rejuvenescidas pelo Brasiliano (700-450 m.a.). Depósitos cretácicos e cenozóicos encobrem parcialmente as faixas de dobramentos e os bordos dos cratões sendo, por isso mesmo, bastante especulativo o traçado dos limites destas últimas unidades geotectónicas com os dados disponíveis actualmente. A questão da definição dos limites dos cratões é importante visto que é nos bordos das áreas cratónicas que ocorrem, preferencialmente, os kimberlitos diamantíferos.

A avaliar por analogias estruturais e geocronológicas, considera-se que o Cratão São Luís, ao norte, constituiu, em tempos pré-deriva, um único bloco com o Cratão Oeste Africano, onde são conhecidos diversos campos kimberlíticos (Fig.8).



Cratões (2.000 m.a.):
1. São Luis; 2. S. Francisco; 3. Amazónico

Faixas de Dobramentos (1.300-1.000 m.a.):
4. Maciço de Goiás

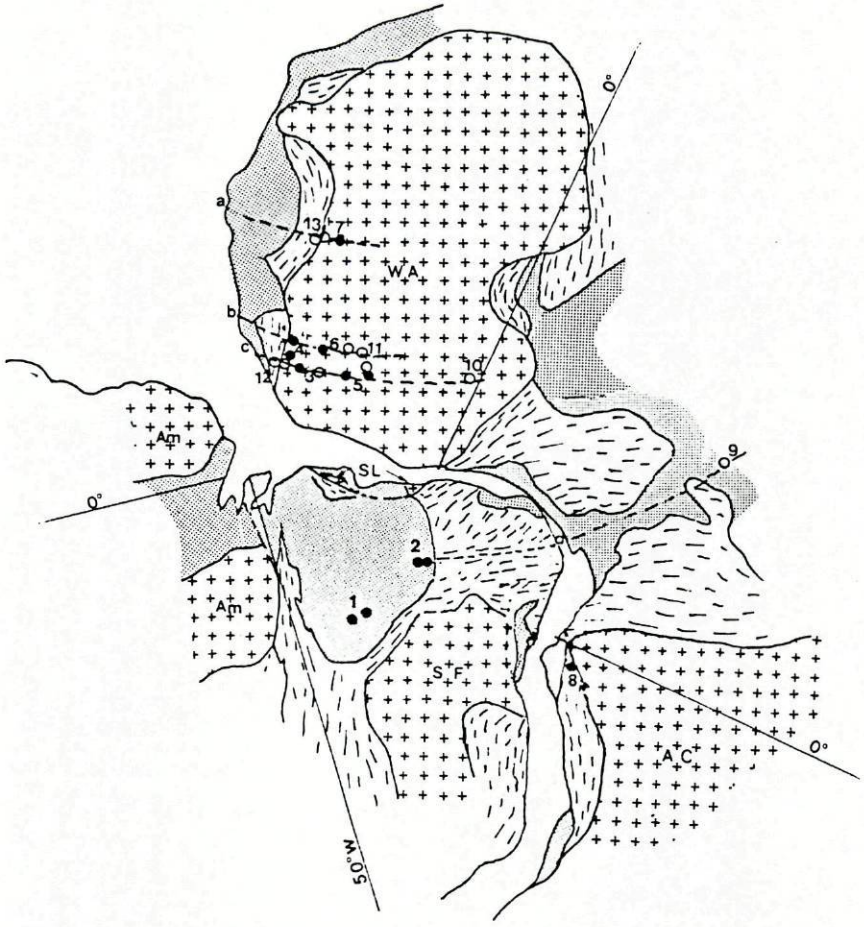
Faixas de Dobramentos (700-450 m.a.):
5. do Nordeste; 6. do Rio Preto; 7. de Brasília; 8. Gurupi; 9. Araguaia-Tocantins

Fig. 7 - UNIDADES GEOTECTÔNICAS DA ÁREA DA BACIA DO PARNAÍBA

A leste da bacia, na Região de Dobramentos Nordeste, também conhecida por Província de Borborena, intensamente mobilizada pelo ciclo tectono-magmático Brasiliano, são particularmente característicos os extensos e numerosos falhamentos e geossuturas com, em alguns casos, várias centenas de quilómetros de andamento. Estes acidentes têm carácter essencialmente transcorrente com reactivações até ao Mesozóico (Neves 1975 & Agrawl 1981). Alguns dos mais importantes destes falhamentos ou alinhamentos situam-se no prolongamento de zonas de fracturas oceânicas (Fig.6). O rejuvenescimento pelo ciclo Brasiliano estende-se ao substrato da bacia, pelo menos na sua parte leste, como parece evidente não só pela continuação de alguns daqueles alinhamentos para o interior da bacia, como pelo brusco desaparecimento das estruturas no contacto com os sedimentos. O rejuvenescimento em questão é factor negativo no que se refere à possibilidade de haver kimberlitos diamantíferos nas áreas atingidas pelo ciclo Brasiliano.

Na Faixa de Dobramentos Rio Preto, entre a bacia e o Cratão São Francisco, trabalhos recentes de gravimetria revelaram a existência de um alto estrutural linear paralelo ao bordo da Bacia do Parnaíba o qual se estende por mais de 300 km, desde São Raimundo Nonato até aos sedimentos cretácicos da Bacia São Francisco. O Cratão São Francisco resultou da junção de diversos blocos ou protocratões do Arcaico (Almeida 1977), cujos limites não foram totalmente destruídos pela Orogénese Transmazónica nem pelos ciclos posteriores, sendo delineáveis, pela gravimetria regional, pela existência de grandes alinhamentos e por falhamentos regionais rejuvenescidos. Uma dessas grandes estruturas reactivadas, de direcção NW-SE, prolonga-se para SE até ao rio Pardo, no litoral, atravessa para NW a Faixa de Dobramentos Rio Preto, todo o Sul da Bacia do Parnaíba e a Faixa de Dobramentos Araguaia-Tocantins. É o Alinhamento Belmonte-Xambioá.

A oeste, a Faixa Orogénica Araguaia-Tocantins, de direcção N-S e que se estende por cerca de 1200 km com 100 km de largura, apresenta extensos falhamentos e fracturas N-S ligados à geossutura Araguaia-Tocantins, cuja reactivação episódica terá atingido o fim do Mesozóico e imposto a configuração linear ao bordo da bacia. Na reconstituição pré-deriva, (Fig.8), esta faixa aparece no continente africano com o nome de Rokelides Belt, de idade Pan-Africana (≈550 m.a.) ladeando, a



Bacias sedimentares fanerozóicas

Áreas dobradas de idade Pan-africana/Brasiliana

Grupo de kimberlitos:
1. Alto Parnaíba; 2. Picos; 3. Libéria; 4. Serra Leoa; 5. Costa do Marfim; 6. Guiné; 7. Mali; 8. Gabão

Kimberlitos possiveis:
9. Nigéria; 10. Gana; 11. Costa do Marfim; 12. Serra Leoa; 13. Guiné

Cratões:
WA. Oeste Africano; SF. São Francisco; AK. Angola-Cassai: Am. Amazónico; SL. São Luis

Fracturas e alinhamentos

a, b. Pontos de inicio de Zona de Fractura Oceânica

Fig. 8 - POSIÇÃO PRÉ-DERIVA DO NORDESTE DO BRASIL E OESTE DA ÁFRICA

oeste o Cratão Oeste Africano que, como atrás se disse, terá constituído um único bloco com o Cratão São Luís.

Além dos alinhamentos já apontados (Transbrasiliano e Belmonte-Xambioá) a que estão associados os kimberlitos da Província Kimberlítica do Alto Parnaíba e do Alinhamento Araguaia-Tocantins outros há que devem ser referidos (Fig.6) nesta parte do Brasil: os alinhamentos Senador Pompeu, de direcção NE-SW; Canindé, com direcção N60ºW; Parnaíba e Pernambuco com direcção E-W.

No cruzamento dos alinhamentos Senador Pompeu, Canindé e Parnaíba situam-se os kimberlitos de Picos.

Relativamente aos alinhamentos Parnaíba e Pernambuco assinale-se que eles se continuam nas zonas de fracturas oceânicas com o mesmo nome (Fig.6).

Na reconstituição da posição pré-deriva dos continentes sul-americano e africano (Fig.8) é possível analisar as relações existentes entre as diversas unidades geotectónicas de um e outro lado do Atlântico.

O Cratão São Luís, do lado brasileiro, com idade de ≈2.000 m.a. (Hurley et al. 1967; Almeida 1968, 1969 ; Almeida & Black 1969), fez parte do Cratão Oeste Africano em cuja parte sul e sudoeste aparecem idades do Arcaico nas províncias Leoniana (Morel 1979) e Liberiana (Hurley et al. 1971) até 2.000 m.a., na província Eburneana (Hurley et al. 1971).

Dispostas ao longo do cratão aparecem, a oeste, as faixas dobradas Rokelides, Muritanides e Mauritânia e, a leste, as faixas orogénicas Togo-Daomé, Gurma e Farusiana, todas elas de idade Pan-Africana (650-550 m.a.) a qual corresponde, do lado do Brasil, à idade Brasiliana (700-450 m.a.) das faixas móveis que marginam a Bacia do Parnaíba.

Além da faixa dobrada Araguaia-Tocantins que, como se disse, se prolonga pelo continente africano na faixa dobrada Rokelides, também a Região de Dobramentos Nordeste é correlacionável com os cinturões móveis Togo-Daomé e Camarões, este último localizado mais ao sul, no bordo do Cratão Angola-Cassai.

Na Fig.8 assinalam-se também as ocorrências kimberlíticas e o prolongamento, no continente africano, de algumas importantes zonas de fracturas oceânicas relacionadas com a migração dos continentes. Estas

fracturas controlariam, segundo Williams & Williams (1977), a ocorrência de kimberlitos no continente africano. Do lado brasileiro, e como já se disse, assinala-se o Alinhamento Paraíba em cujo seguimento se situam os kimberlitos de Picos. É curioso apontar que esse alinhamento, em tempos pré-deriva, parece ter-se prolongado para dentro do continente africano até aos kimberlitos da Nigéria. Este alinhamento do Oeste de Africa (Haggerty 1982) terá provocado o aparecimento da Zona de Fracturas Oceânicas Chain, assinalada hoje muito ao norte, na costa brasileira.

2.4. Magmatismo Básico-Ultrabásico da Bacia

2.4.1. Basaltos

Durante o Mesozóico produziram-se, na Bacia do Parnaíba, extensos derrames de basalto que iniciaram um ciclo magmático em cuja evolução está incluído o magmatismo kimberlítico da região o qual terá constituído o fecho do ciclo.

Estes basaltos fissurais são de natureza toleítica. Em alguns locais, especialmente na parte leste da bacia, os basaltos revelam diferenciações magmáticas certamente associadas com corpos básicos de maiores dimensões. O aparecimento de kimberlitos representa uma evolução levada ao extremo no ciclo magmático, com empobrecimento acentuado do manto superior em Fe, Al e Ca mobilizados pelo vulcanismo basáltico. Este vulcanismo está relacionado com a reactivação de antigas estruturas, anteriores ao início da sedimentação paleozóica, tais como grandes falhamentos que cortam indistintamente as rochas do soco cristalino e as camadas sedimentares da bacia.

O vulcanismo basáltico da Bacia do Parnaíba processou-se em duas fases distintas, a primeira no Jurássico e representada por derrames de basalto e, a segunda, no Eocretácico e constituída, essencialmente, por soleiras e diques de doleritos.

A primeira fase de vulcanismo originou os basaltos da Formação Mosquito que afloram em extensas áreas no centro-oeste e no sul da bacia. O aparecimento de intercalações sedimentares na sequência vulcânica indica que o vulcanismo sofreu interrupções mais ou menos

longas, durante as quais foram depositados aqueles sedimentos. Estes basaltos, cuja espessura máxima verificada atinge 175 m, possuem, em geral, cor cinzento-escura a acastanhada, raramente esverdeada e estrutura afanítica. Por vezes, mostram-se amigdaloidais com amígdalas de calcedónia, zeólites e material criptocristalino esverdeado. Ao microscópio mostram textura sub-ofítica a intersertal, com hastes de plagioclase cálcica (labradorite ou andesina) e grãos de augite, pigeonite, opacos, carbonatos e também, por vezes, material vítreo.

Datações radiométricas pelo método K/Ar, em amostras de basaltos da Formação Mosquito, indicaram idades de 148 até 214 m.a.

A segunda e última fase de vulcanismo basáltico teve lugar no Eocretácico, na parte centro-leste e nordeste da bacia com a formação de soleiras e diques de dolerito da Formação Sardinha, estes últimos muito frequentes no nordeste da bacia.

Esta última fase do magmatismo basáltico é correlacionável com o período de amplo magmatismo básico que se estendeu por todo o continente de Gondwana durante a reactivação Wealdeneana e deu lugar ao aparecimento de numerosos diques de dolerito espalhados por todo o Oeste e Sul da África e pela América do Sul, bem como aos basaltos do Karroo da África do Sul e aos da Bacia do Paraná, no Sul do Brasil.

As rochas básicas da Formação Sardinha chegam a atingir 148 metros de espessura nas soleiras, enquanto que, nos diques, as possanças mais comuns são da ordem dos 5 aos 15 m havendo, no entanto, casos em que são atingidos os 250 m. Alguns destes diques têm dezenas de quilómetros de comprimento dispondo-se, preferencialmente, segundo NW-SE e NE-SW, principais direcções estruturais da região. Perto de Teresina ocorre um dique anelar de dolerito com cerca de 20 km de diâmetro, com digitação para NW.

Estas rochas exibem cor escura cinzenta ou esverdeada, grão médio a fino raramente grosseiro e frequente disjunção esferoidal. Ao microscópio reconhece tratar-se de doleritos, de microgabros e, localmente, de mugearitos, constituídos por augite, plagioclases cálcicas (labradorite e/ou bitounite), apatite, opacos e, mais raramente, feldspato alcalino, biotite e carbonatos.

As datações radiométricas das rochas da Formação Sardinha revelaram idades de 110 a 134 m.a., compatíveis com a sua posição

estratigráfica. Com efeito, estas rochas cortam os arenitos da Formação Corda, do Jurássico Superior e são mais antigas que as da Formação Codó-Grajaú.

2.4.2. Rochas Ultrabásicas

A ocorrência de rochas ultrabásicas, na Bacia do Parnaíba, está relacionada com a presença de numerosas estruturas circulares, nomeadamente ao longo do Alinhamento Belmonte-Xambioá. As estruturas de Apicuns (Fig.3) podem, sem dúvida, considerar-se de natureza ultrabásica uma vez que numa delas, foi identificada a presença, a partir dos 11 m de profundidade, de um material muito alterado de cor amarelo-esverdeada com opacos e um mineral fibroso, provavelmente serpentina. Nos respectivos concentrados foram identificadas ilmenites magnesianas e cromíferas idênticas às ilmenites kimberlíticas. Contudo, a ausência de granadas impede que as estruturas possam ser consideradas de natureza kimberlítica.

Uma outra chaminé (Fig.9) identificada na sequência de controlo de anomalias aeromagnéticas, localiza-se a cerca de 100 km a leste de Gilbués, na Serra Vermelha e tem cerca de 250 m de diâmetro, de acordo com levantamento magnético efectuado sobre ela. Todavia sondagens feitas sobre este corpo intrusivo, não conseguiram atingi-lo nem a geoquímica de solos evidenciou qualquer anomalia de Cr ou Ni, o mesmo acontecendo com o estudo dos concentrados recolhidos no local cujas ilmenites são praticamente desprovidas de crómio e fracamente magnesianas. Estes resultados negativos podem muito bem ser devidos ao facto de o corpo magnético em causa se encontrar a grande profundidade podendo ser mesmo de natureza ultrabásica.

Nos terrenos cristalinos pré-cãmbricos foram identificadas, perto de Parnaguá a cerca de 120 km a SE de Gilbués, outras duas pequenas chaminés ultrabásicas, reconhecidas por magnetometria, por geoquímica de solos (Cr e Ni) e, ainda, por sondagens (Fig.10). As rochas amostradas encontravam-se extremamente alteradas com cor amarelo-esverdeada. As ilmenites destas rochas são idênticas às da anomalia da Serra Vermelha.

Tanto a chaminé da Serra Vermelha como as de Parnaguá estão

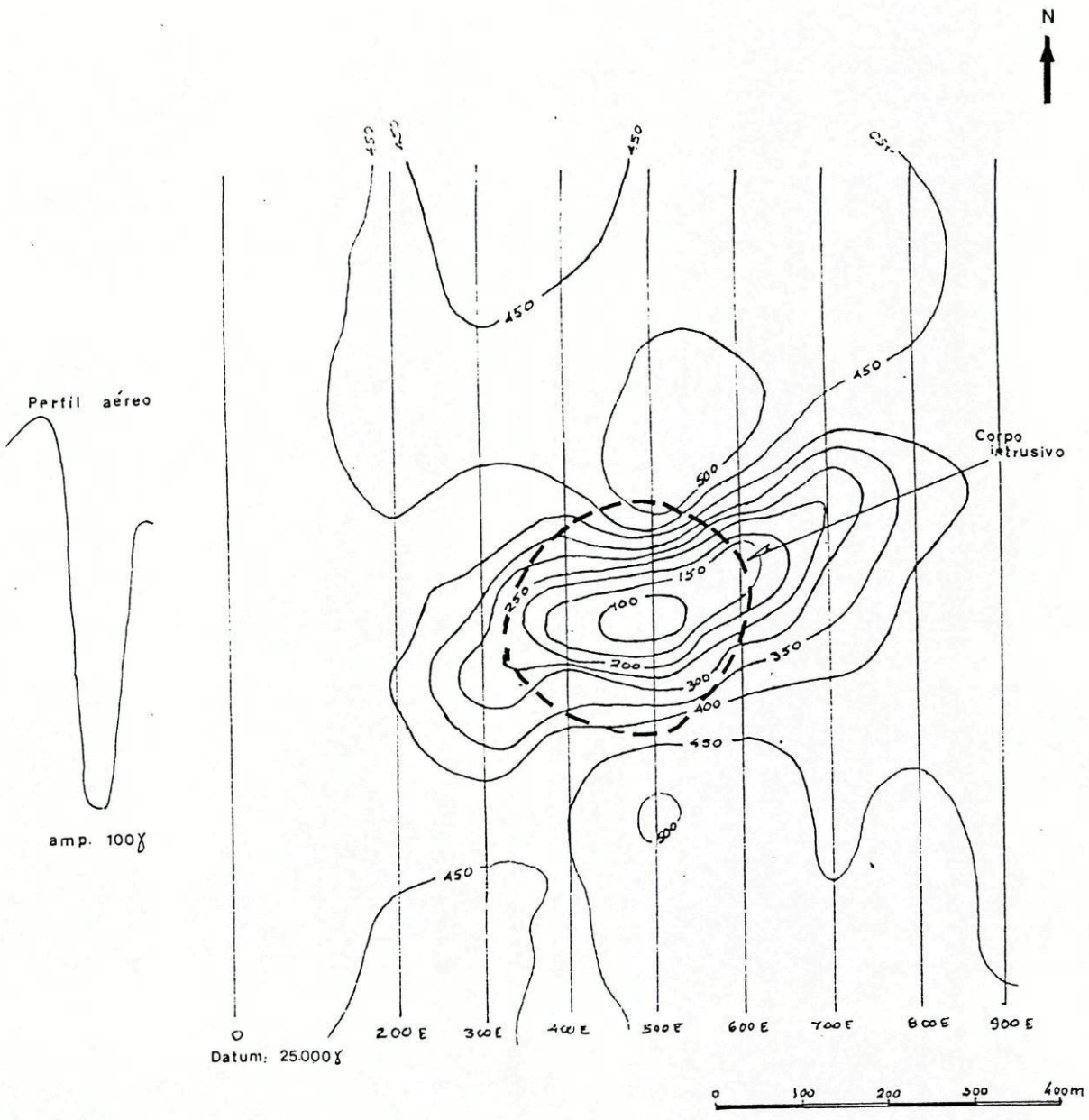


Fig. 9 - MAGNETOMETRIA DO CORPO INTRUSIVO DA SERRA VERMELHA

relacionadas com uma faixa de altos gravimétricos paralela ao bordo sudeste da bacia.

2.4.3. Kimberlitos

Estas rochas intrusivas foram identificadas no sul e na parte leste da Bacia do Parnaíba. Na primeira região os quatro diatremas aí localizados permitiram definir a chamada Província Kimberlítica do Alto Parnaíba e, na segunda, diversos corpos identificados, levaram ao estabelecimento da Província Kimberlítica de Picos (Fig.3).

Tanto na primeira província como na de Picos há evidências da presença de outras intrusões kimberlíticas ainda por localizar.

2.5. Magnetometria e Gravimetria do Sul e Sudeste da Bacia

Os primeiros estudos de magnetometria e de gravimetria sobre terrenos da Bacia do Parnaíba foram realizados pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) em 1978 (Levantamento Aeromagnético do Sul da Bacia do Parnaíba) e em 1979 (Levantamento Gravimétrico do Estado da Bahia).

Em 1982, numa área de cerca de 2.500 km2, com centro geográfico em Gilbués, no sul da bacia, que é também onde se localizam as principais ocorrências de diamante da região foi feito, por nós, um outro levantamento aeromagnético, de maior detalhe, visando a localização de anomalias relacionadas com intrusões kimberlíticas.Os dois primeiros levantamentos geofísicos, em especial o primeiro, foram reinterpretados para kimberlitos na área considerada mais favorável à existência de fontes primárias do diamante, não só pela situação estrutural privilegiada (cruzamento de dois dos mais importantes alinhamentos do Brasil e estruturas circulares) pela ocorrência de ultrabásicas e de kimberlitos como, por ser aqui que se localiza a maioria das ocorrências de diamante de aluvião.

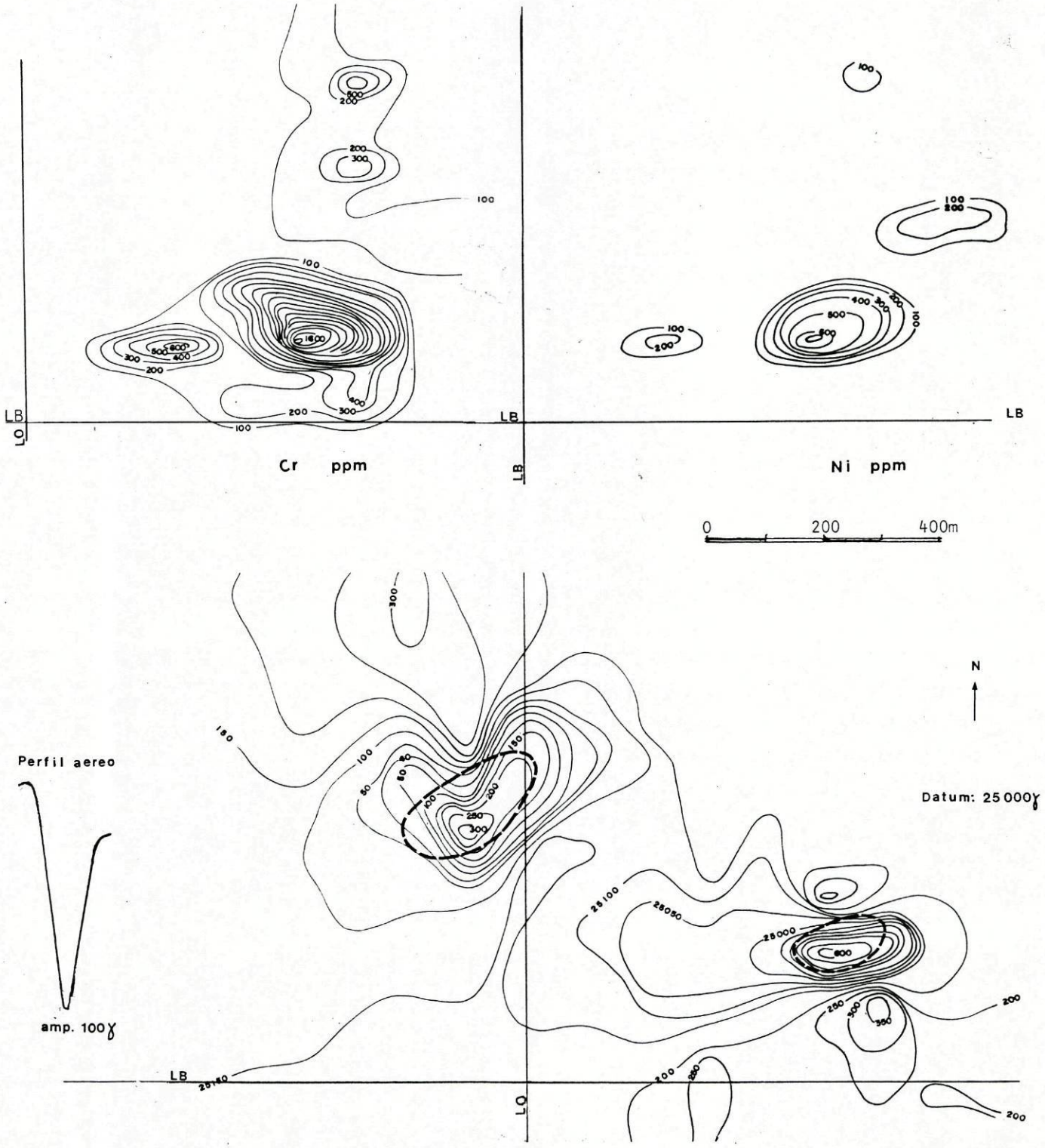


Fig. 10 - CORPOS ULTRABÃSICOS DA REGIÃO DE CORRENTE. MAGNETOMETRIA E GEOQUÌMICA DE SOLOS

2.5.1. Magnetometria aérea

O levantamento aeromagnético realizado em 1978 foi feito com altura de voo de 150 m, linhas de voo N-S com 2.000 m de espaçamento e com leituras a cada 110 m. A área reinterpretada neste trabalho cobre cerca de 7.500 km2 no Sul da bacia, entre os paralelos 8º 30' e 10º 00' de latitude sul e os meridianos 48º 30' e 46º 00' de longitude oeste.

Da análise dos mapas de isógamas da área em estudo (Fig.11) foi possível identificar mais de duas dezenas de anomalias magnéticas idênticas às produzidas por intrusões kimberlíticas, separar 5 zonas com características de relevo magnético distinto e definir diversos alinhamentos magnéticos cujas direcções N-S, E-W, NE-SW e NW-SE coincidem razoavelmente bem com os falhamentos regionais desta área da bacia, em especial os de direcção NE-SW e NW-SE, mais frequentes e mais actuantes na fisiografia da região.

A área estudada é caracterizada, em termos gerais, por exibir relevo magnético suave de fraca amplitude, a que se sobrepõem feições lineares ou anelares como resposta a falhas ou intrusões localizadas. Das cinco zonas magnéticas acima referidas, a zona V, localizada no canto SW da área, apresenta relevo magnético muito perturbado, provocado pelos basaltos, enquanto que a zona IV, situada na parte SE, apresenta um "background" ligeiramente superior ao campo regional. As três zonas magnéticas restantes cobrem a maior parte da área interpretada e encontram-se dispostas paralelamente, sendo a central, zona II, caracterizada por apresentar anomalias elípticas adjacentes, sem orientação preferencial embora, no seu conjunto, as anomalias estejam orientadas NE-SW. As zonas I e III, situadas respectivamente a NW e a SE da zona II, têm "backgrounds" mais elevados que esta e são separadas por gradientes nitidamente crescentes para NW e SE, respectivamente.

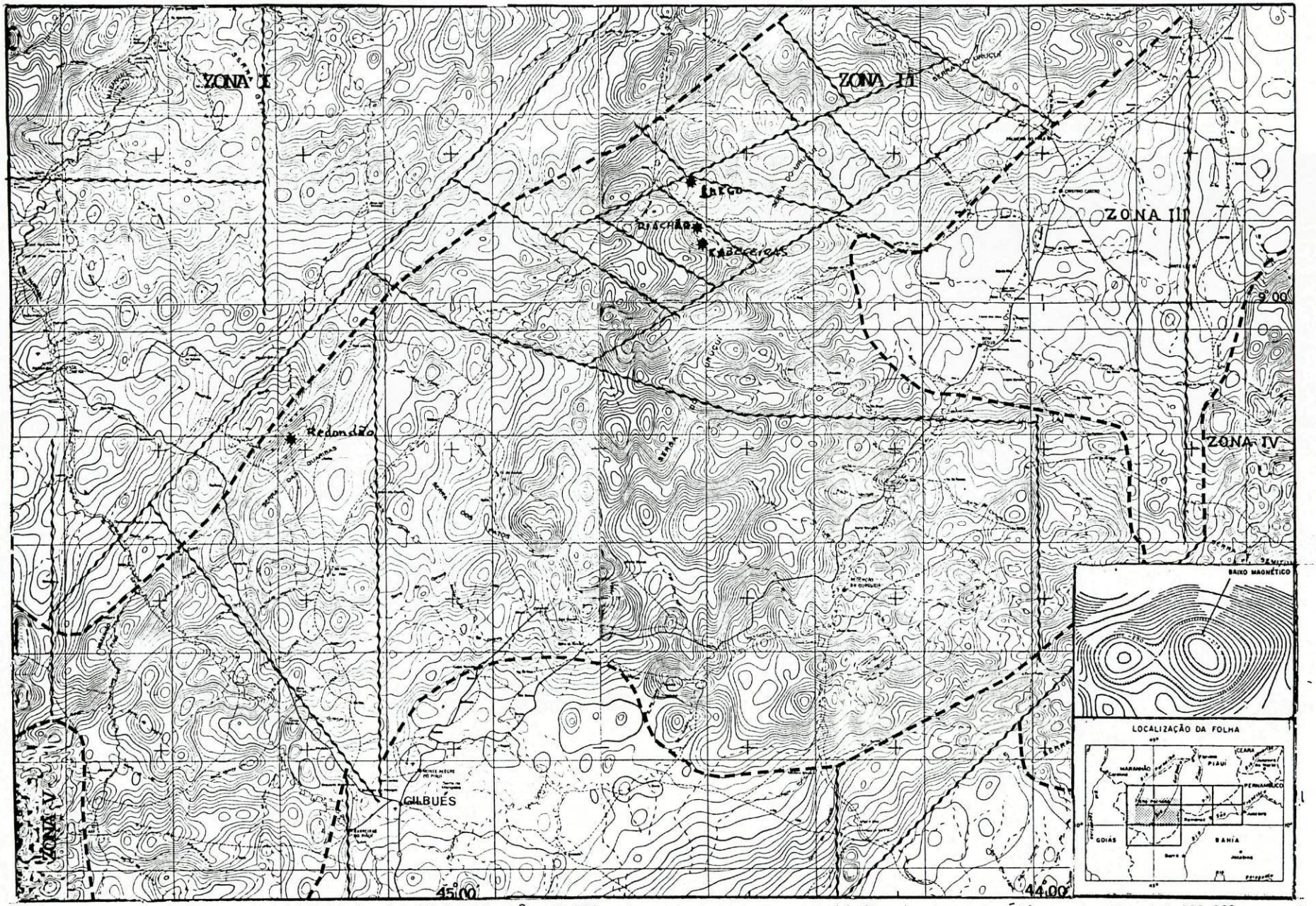
O zonamento magnético da região, com excepção da zona V, (cuja origem está nos basaltos), está relacionado com a natureza migmatito-gnáissica do fundo da bacia, visto que os sedimentos não são magnéticos. Explicação idêntica pode ser dada para os alinhamentos magnéticos que são devidos a falhas ou a estruturas reactivadas do substrato proterozóico da bacia. As estruturas circulares, mais

localizadas, poderão estar relacionadas com a presença tanto de corpos intrusivos no cristalino do fundo da bacia como intrusivos nos sedimentos, alguns dos quais podem mesmo ser de natureza kimberlítica. Contudo, nenhum dos quatro kimberlitos conhecidos na área, todos eles situados na zona II, é responsável por qualquer anomalia magnética com expressão nos mapas de isógamas. Nos perfis magnéticos aéreos, no entanto, duas das quatro ocorrências kimberlíticas atrás referidas podem ser perfeitamente individualizadas, apesar das fracas variações do campo magnético verificadas sobre elas (5 gamas no kimberlito Largo e 15 gamas no kimberlito Cabeceiras). O kimberlito Redondão, por se situar sobre uma anomalia muito forte do fundo da bacia, não é identificável naqueles perfis magnéticos, enquanto que o kimberlito Riachão não aparece em qualquer dos perfis mais próximos dele, provavelmente por se situar a maior distância das linhas de voo.

No levantamento magnético realizado em 1982, verificou-se uma grande uniformidade do campo magnético onde, no entanto, foi possível identificar 10 pequenas anomalias, da ordem dos 5 aos 10 gamas, que poderiam estar relacionadas com corpos kimberlíticos. Três delas, porém, eram provocadas por pequenas intrusões básicas, duas outras apresentaram também anomalias de Cr e de Ni nos solos da ordem dos 130 e 50 ppm, respectivamente, as quais foram associadas a intrusões básico-ultrabásicas. A brusca interrupção dos trabalhos de prospecção impediu que a natureza, não só destas duas últimas anomalias, como das restantes, fosse esclarecida. Bem como, aliás, diversas outras do levantamento regional efectuado anteriormente.

2.5.2. Gravimetria regional

Na parte sudoeste da Bacia do Parnaíba, parcialmente abrangida pelo Levantamento Gravimétrico do Estado da Baía, foi identificada a existência de uma faixa de altos gravimétricos desde Parnaguá até São Raimundo Nonato (Fig.12) caracterizada por valores absolutos Bouger bastante elevados, chegando a atingir 5 mgals. Estes altos gravimétricos podem ser explicados por um adelgaçamento acentuado da espessura da crosta siálica a qual, sendo de 40 km na área cratónica, desce para 32 km na passagem para a bacia. Pode também dever-se à



Intervalo das linhas de vôo: 2.000 metros
Altura de vôo: 150 metros
Intervalo de contorno: 5 gamas

---Limite de zona magnética
—Alinhamento magnético
✱ Ocorrência kimberlítica

Esc. 1:1.000.000

Fig. 11 - MAPA DE ISÓGAMAS DO CAMPO MAGNÉTICO DA ÁREA DE GILBUÉS

presença de corpos básico-ultrabásicos intrusivos ao longo de fracturas ou falhas profundas, de direcção NE e SW, sugeridas pela gravimetria, fracturas que assinalam os limites do Cratão São Francisco.

Na Fig.12 pode ainda notar-se uma diferença importante entre o comportamento gravimétrico da área de Campo Alegre de Lurdes e a que lhe fica a norte, diferença essa que consiste num forte gradiente que se inicia a 20 km ao norte daquela cidade, marcando o início de importantes fenómenos relacionados, possivelmente, com falhas profundas da crosta.

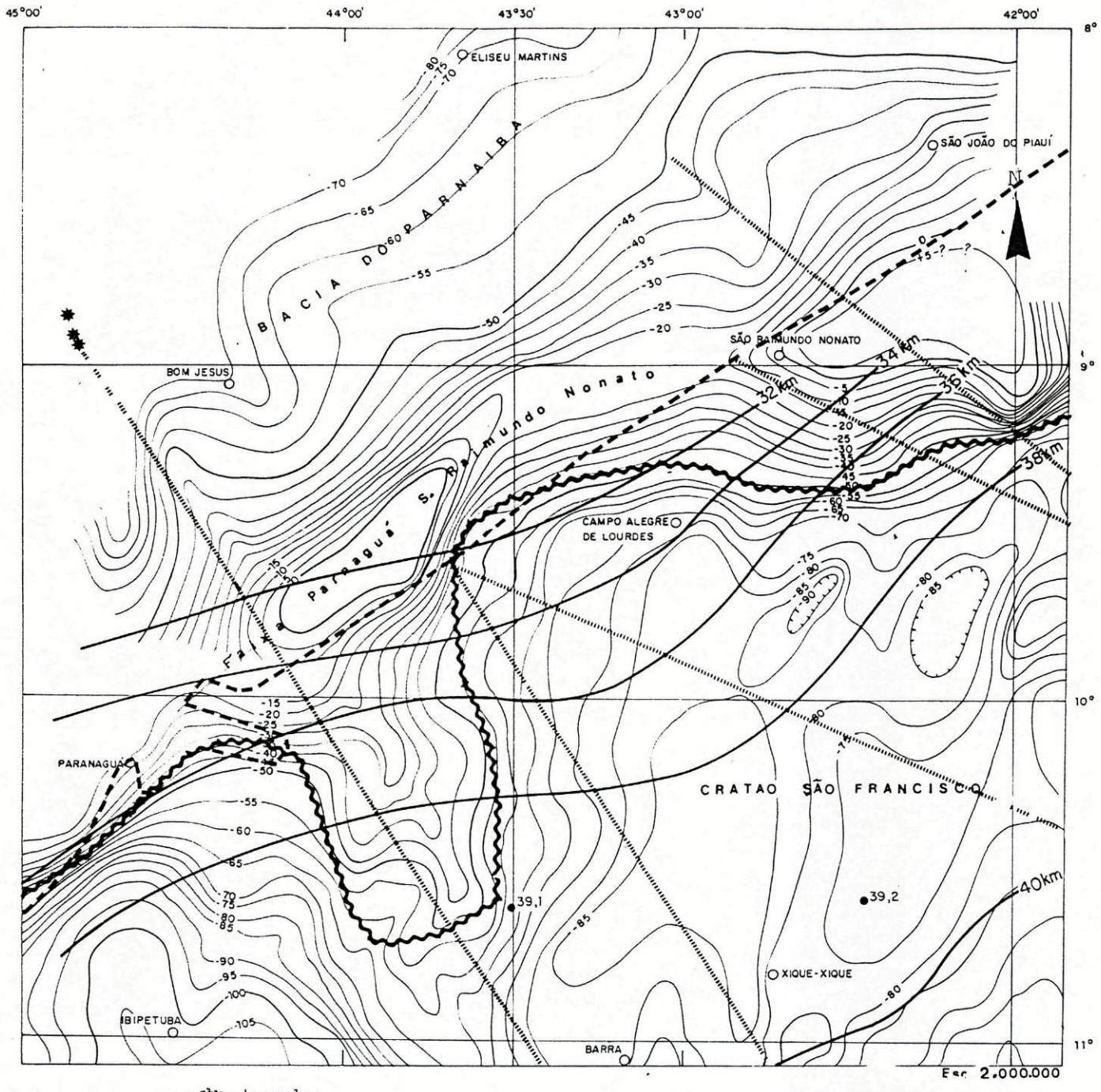
A faixa Parnaguá-São Raimundo Nonato é atravessada por um alinhamento gravimétrico em cujo prolongamento se situam, exactamente, os kimberlitos Largo, Riachão e Cabeceiras da Província Kimberlítica do Alto Parnaíba.

3. Depósitos Diamantíferos do Sul da Bacia do Parnaíba

A ocorrência de diamantes na Bacia do Parnaíba, no sul do Estado do Piaui é conhecida, como se disse, desde 1946. A partir de então, o diamante tem sido explorado mais ou menos ininterruptamente, por processos rudimentares, em especial no interflúvio dos rios Parnaíba/Gurgueia na região de Gilbués.

A presença do diamante na Bacia do Parnaíba não se limita à pequena área de Gilbués e às ocorrências mais ou menos esparsas conhecidas ao longo dos rios Parnaíba e Gurgueia, desde Gilbués até cerca de 250 km a NNE desta cidade. Para oeste, no rio Tocantins e em vários dos seus afluentes da margem direita, o diamante ocorre com certa frequência, acreditando-se que existam depósitos com interesse económico.

No que se refere a diamante de aluvião, abordar-se-á neste trabalho apenas o problema relacionado com as ocorrências da bacia hidrográfica dos rios Parnaíba e Gurgueia problema esse que se refere à origem do diamante e à sua relação com as fontes primárias conhecidas na região e com a estratigrafia e a morfologia dos depósitos diamantíferos. Apesar de se conhecer a presença de diamantes nas aluviões daqueles dois rios desde Gilbués até quase à sua confluência,



Isogalas

Profundidade, em kms, da descontinuidade de Mohorovicic

Limite gravimétrico

Alinhamento gravimétrico

Limite geológico da Bacia do Parnaíba

Ocorrências kimberlíticas

Fig. 12 - MAPA DE BOUGER E DE PROFUNDIDADE DE MOHO DO NW DA BAÍA E DO SE DO PIAUÍ

a exploração tem-se limitado, praticamente, à área de Gilbués, numa faixa com cerca de 60 km de comprimento por 20 km de largura com direcção sensivelmente EW, no interflúvio Parnaíba/Gurgueia. Mais de três dezenas de "garimpos" ou frentes de exploração têm sido trabalhadas, alguns dos quais ainda hoje, desde a descoberta do diamante na região.

3.1. Colectores e Ocorrências de Diamante

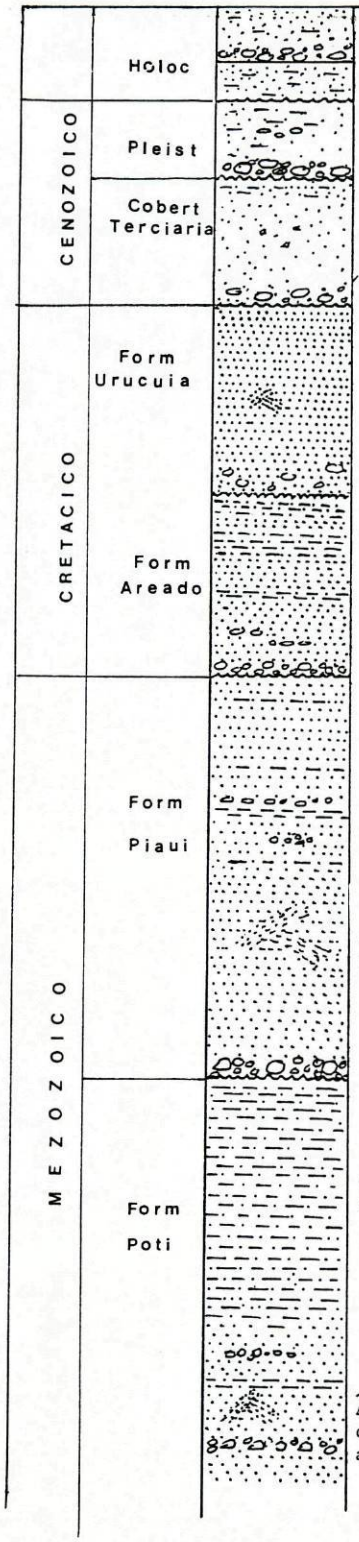
Na área de Gilbués, o diamante foi identificado e explorado em sedimentos de três níveis estratigráficos distintos: em conglomerados de idade cretácica; em cascalhos terciários e em aluviões recentes e sub-recentes (Figs.13 e 14). Fora desta área, todas as ocorrências conhecidas estão em aluviões quaternários ligados à rede hidrográfica actual (Figs.3 e 15).

3.1.1. Conglomerado cretácico

Identificado e explorado a oeste e próximo da cidade de Monte Alegre, constitui depósitos irregulares e descontínuos em paleocanais ou paleodepressões, sobre uma área de cerca de 4 km2, no local conhecido por Pé do Morro. São os conglomerados basais da fácies "Pé do Morro" da Formação Areado, a única reconhecidamente diamantífera.

A fácies "Pé do Morro" é caracterizada por arenitos médios a grosseiros mais ou menos consolidados, de cor vermelha a castanha, mal classificados, com intercalações lenticulares de conglomerados oligomíticos, passando lateral e verticalmente a arenitos conglomeráticos polimictos, de cimento argiloso e de cor castanho-avermelhada. Localmente nota-se, nestes conglomerados, a presença de ventifactos e menor percentagem de areia.

Além da fácies "Pé do Morro", na Formação Areado, foram ainda definidas, as fácies "Castanheiro" e "Gilbués". A primeira, que aparece a nordeste de Gilbués é constituída, na base, por siltitos, argilitos e arenitos, de cor avermelhada, passando a rosada e, mais para o topo, a castanho-clara, ou cinzento-escura, quando fossilíferos. A fácies Gilbués, cuja característica principal é a estratificação



Aluviões arenosas, siltosas e argilosas com cascalho basal, por vezes diamantífero

Sedimentos eluvio-coluviais arenosos, siltosos e argilosos.

Sedimentos aluviais areno-argilosos de cor variegada, com intercalações de cascalho.

Cascalho grosseiro, mal classificado, localmente diamantífero.

Material areno-siltoso mais ou menos lateritizado e lixiviado.

Sedimentos mais ou menos friaveis, amarelo-avermelhados, areno-argilosos com material grosseiro disperso (quartzo, arenito e silex), com pontuações caulínicas.

Depósitos arenosos grosseiros mais ou menos argilosos, vermelhos, passando a conglomerados, com seixos de arenito, quartzo e silex, por vezes diamantíferos.

Arenitos finos amarelo-avermelhados, mais ou menos friáveis, por vezes com estratificação cruzada.

Arenito arcósico, grosseiro a conglomerático, friável, cinzento-claro, com estratificação cruzada torrencial.

Siltito róseo-avermelhado compacto, com intercalações lenticulares de arenitos finos calcíferos, vermelhos e cinzento-esverdeados e de argilitos castanhos com estérias.

Arenitos finos de cor variegada com níveis de siltito arenoso amarelo e de arenitos arcósicos médios a grosseiros de cor rósea.

Arenitos médios a grosseiros com intercalações lenticulares de conglomerado oligomítico, e conglomerados basais polimictos areno-argilosos, localmente diamantíferos.

Arenito de cor róseo-clara, róseo-avermelhada, fino, micáceo, caulínico, com intercalações de arenito siltoso cinzento-claro, fino, caulínico, de leitos de conglomerado, de siltito e de argilito vermelhos.

Arenitos finos, róseo-avermelhados, com imponente estratificação cruzada truncada por estratos horizontais.

Conglomerado polimícto grosseiro de matriz arenosa, com seixos e blocos de quartzo, de arenito silicificado, de granito, de gnaisse e de vulcanitos ácidos.

Siltitos de cor vermelho-alaranjada a castanho-clara, compactos e com fracturas preenchidas por calcários negros com restos orgânicos incarbonizados.

Arenitos cinzentos, vermelhos e violáceos, mais ou menos friáveis, finos a grosseiros, com estratificação cruzada torrencial e intercalações de conglomerados e de siltitos arenosos de cor vermelha.

Fig. 13 - COLUNA ESTRATIGRÁFICA DA ÁREA DE GILBUÉS

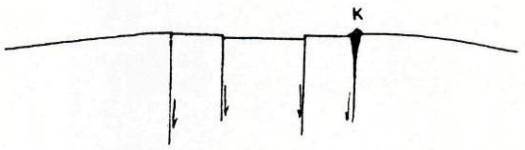
cruzada, ocorre no topo de pequenos morros na parte norte da cidade que lhe deu o nome. Na base, podem ver-se arenitos finos de cor vermelha claro, friáveis, mais ou menos arcósicos, com intercalações de níveis de arenitos calcários e, na parte superior, siltitos ferruginosos, compactos, de cor arroxeada com pontuações brancas de caulino.

A presença de ventifactos, de fragmentos angulosos de siltitos, a má classificação do material grosseiro, a cor vermelha e a própria morfologia, em leque, dos depósitos da fácies "Pé do Morro" indica que, no início da sedimentação da Formação Areado, existia um clima desértico, sujeito a fortes chuvas, com transporte curto, torrencial e rápida deposição em paleodepressões e áreas de inundação. Estes movimentos torrenciais foram-se atenuando gradualmente durante a deposição dos sedimentos menos grosseiros da parte superior da fácies "Pé do Morro" e da dos sedimentos das outras fácies, cuja deposição se terá feito, provavelmente, em meio lacustre (fácies "Castanheiro") e fluvio-deltaica (fácies "Gilbués").

Os horizontes basais conglomeráticos mineralizados apresentam espessuras de 0,15 a 1,60 m, sob uma cobertura estéril cuja espessura atinge os 17 m.

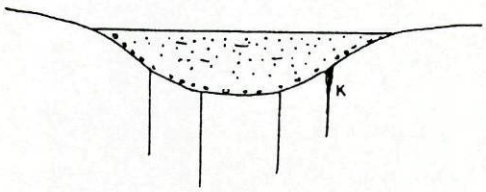
Estes conglomerados, de cimento argilo-ferruginoso, granulometricamente mal classificados, são constituídos por seixos angulosos a subangulosos de quartzo (alguns dos quais exibem desgaste eólico com três ou mais faces convexas e base plana), por blocos e seixos angulosos a subangulosos de arenitos caulínicos friáveis, por arenitos silicificados e por nódulos de sílex com diâmetros atingindo 35 cm e, menos frequentemente, por blocos angulosos de siltitos vermelho-acastanhados friáveis.

Os concentrados obtidos destes conglomerados são muito pobres de minerais pesados, os quais constam de ilmenite, zircão, óxidos de ferro, estaurolite e, mais raramente, leucoxena e granada.



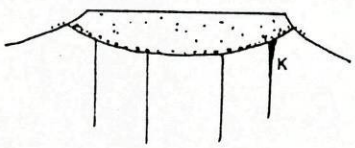
Jurássico - Cretácico

Arqueamento. Intrusão de kimberlitos.
Formação da Bacia de São Francisco



Cretácico

Enchimento da Bacia de São Francisco
Conglomerados diamantíferos



Cretácico - Quaternário

Inversão do relevo.
Depositos diamantiferos cenozoicos

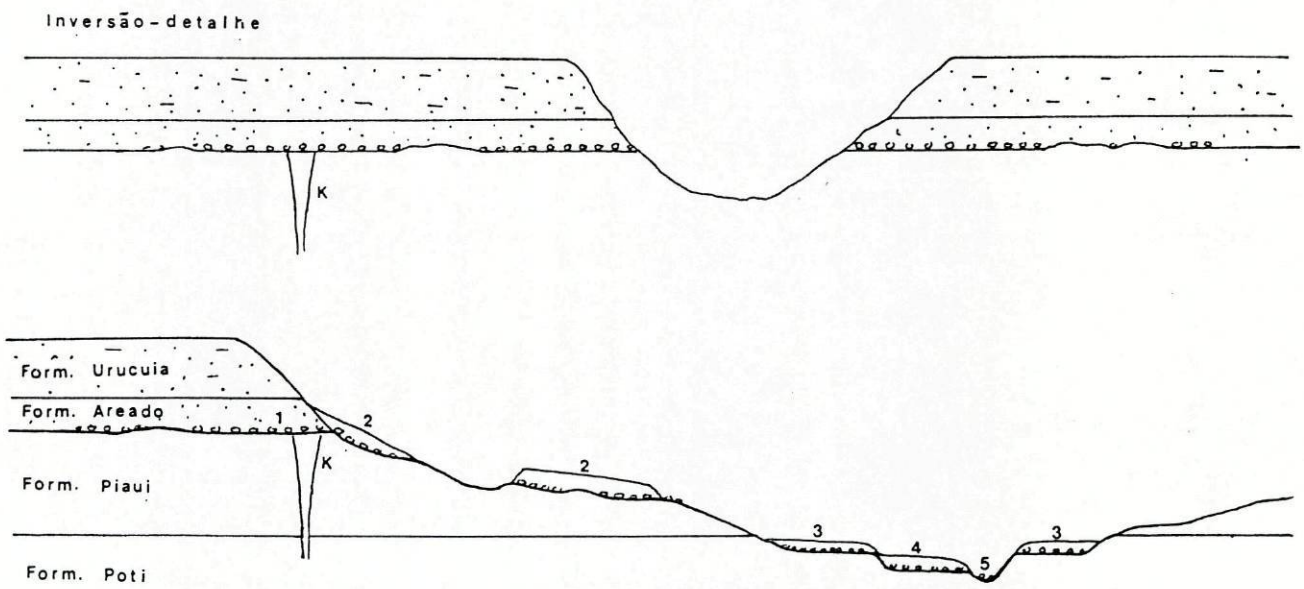


Fig. 14 - Evolução esquemática dos depósitos diamantíferos do sul da Bacia do Parnaíba
1. Conglomerados cretácicos; 2. Cascalhos das coberturas terciárias; 3. Cascalhos plistocénicos; 4. Cascalhos da planície aluvial; 5. Cascalhos do leito activo; K. Kimberlito cretácico.

3.1.2. Conglomerados/cascalhos terciários

Na base das coberturas terciárias, que cobrem remanescentes de superfícies de erosão terciárias, foram identificados cascalhos diamantíferos nas proximidades de Gilbués (Boqueirão, Cachoeira e nascentes do riacho Marmelada/Bom Jardim).

Estas coberturas, remanescentes de pedimentos, aparecem em manchas descontínuas sobre os arenitos das formação Piauí e Poti, preenchendo sulcos ou depressões abertas nas rochas subjacentes, constituindo pequenas manchas irregulares e alongadas, localmente designadas por "monchões". São constituídas por arenitos finos a médios, argilosos, mal classificados, com diagénese fraca, com seixos dispersos de arenitos silicificados ou caulínicos alterados, de quartzo e de silex. Por vezes estes arenitos são argilosos e grosseiros podendo, neste caso, conter diamantes.

A deposição destes sedimentos deve ter ocorrido em meio continental com alternância de clima semi-árido e de clima húmido.

Os depósitos de diamantes relacionados com estas coberturas são pequenos (Estampa 1 Figs. 1 e 2), irregularmente distribuídos e de baixo teor. A espessura do cascalho é, quase sempre, muito fraca, à volta de 25 cm, raramente atingindo 50 cm.

Tal como acontece com os conglomerados diamantíferos cretácicos "Pé do Morro", também estes cascalhos são extremamente pobres de minerais pesados aparecendo, como naqueles, a ilmenite, o zircão e os óxidos de ferro como principais componentes dos concentrados, seguidos da turmalina, estaurolite, magnetite e, mais raramente, por leucoxena e granada. Qualitativamente estes concentrados são iguais aos dos conglomerados cretácicos, tudo levando a crer que estes sejam a fonte, não só dos concentrados como dos diamantes que aparecem, em alguns locais, na base das coberturas terciárias na região de Gilbués.

3.1.3. Depósitos quaternários

Relacionados com a drenagem e paleodrenagem, estes depósitos são os mais importantes colectores do diamante da região, não só pela extensão como pelo volume das aluviões ao longo dos principais rios e

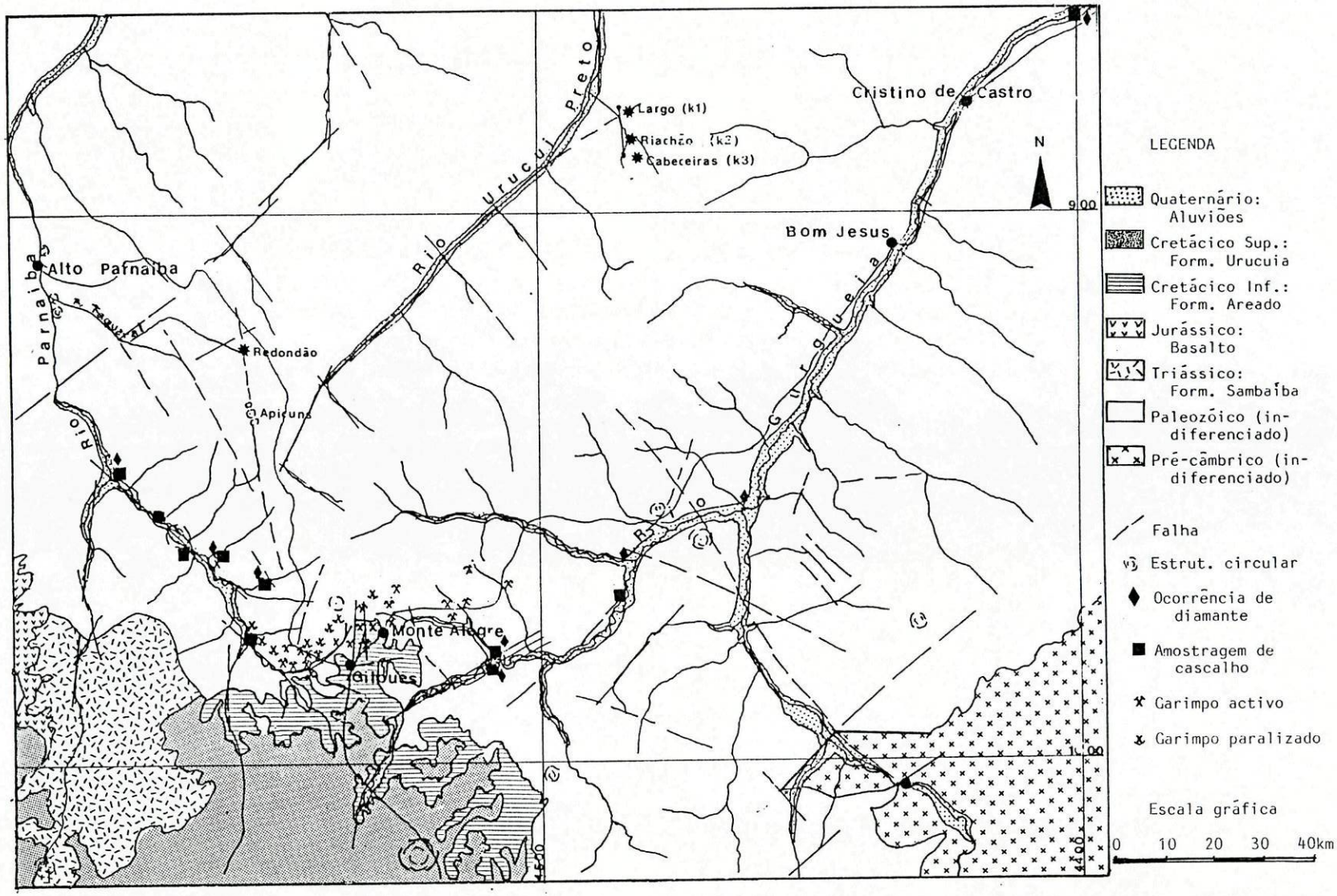


Fig. 15 - KIMBERLITOS, GARIMPOS E GEOLOGIA DO SUL DA BACIA DO PARNAÍBA

seus maiores afluentes, como é o caso do rio Gurgueia, um rio velho, com numerosos meandros abandonados e uma planície aluvial que chega a ultrapassar 2 km de largura.

A exploração do diamante destes depósitos tem sido feita sobre as seguintes formações: cascalhos dos cones aluviais ou eluviais; cascalhos das planícies aluviais recentes e plistocénicas; cascalhos de paleocanais e cascalhos dos leitos actuais das linhas de drenagem.

Os depósitos dos paleocanais, dos terraços plistocénicos e das linhas de água menores têm sido os mais explorados. A razão desta preferência está em problemas técnicos dificilmente superáveis pelo tipo artesanal de extracção de cascalho, mesmo quando se usam bombas de sucção. Tais problemas têm impedido que a garimpagem consiga explorar os depósitos de cascalho dos rios principais como o Gurgueia e o Parnaíba e, mesmo, os maiores depósitos dos seus afluentes Piripiri e Marmelada e Uruçui Vermelho. Nos depósitos dos leitos actuais a espessa camada de areia fina, muito móvel para a extracção não mecanizada e a falta de água na maior parte do ano para as bombas de sucção, são os principais obstáculos a vencer pelos métodos tradicionais de exploração feita por garimpagem. Outros obstáculos que também dificultam a exploração, referem-se à irregularidade de distribuição dos cascalhos basais e à presença de grandes blocos de arenito, de silex e de quartzo.

Apesar de ser conhecida a ocorrência do diamante em aluviões ao longo dos rios Gurgueia e Parnaíba desde a região de Gilbués até 250 km para norte, a exploração tem-se limitado às aluviões próximas desta cidade, nos rios Marmelada e Uruçui Vermelho, da bacia do rio Parnaíba e do Piripiri e Poço Comprido, da bacia do Gurgueia (Fig.15). A incidência da exploração parece estar intimamente relacionada com a ocorrência dos afloramentos da Formação Areado, em cuja base, os conglomerados, irregularmente distribuídos, são localmente diamantíferos. Os afloramentos destes conglomerados estão restritos à área de Gilbués, centro geográfico das explorações de diamante no sul da Bacia do Parnaíba e, sem dúvida, a área fonte dos diamantes conhecidos ao longo dos dois principais rios da região.

Na evolução da drenagem regional e do processo de aluvionamento, o rápido recuo das vertentes dá lugar ao aparecimento de vales largos,

geralmente com vertentes bastante inclinadas. O material depositado nestes vales sofreu pouco transporte e retrabalhamento. A maior parte da planície aluvial é, na realidade, mais um produto de um processo de pedimentação do que de erosão fluvial típica, daí resultando que apenas uma pequena parte da planície apresenta, realmente, aluviões no verdadeiro sentido do termo.

Dos resultados obtidos de numerosas sondagens e de algumas dezenas de amostragens de cascalho nas áreas mais promissoras à existência de depósitos diamantíferos, verificou-se que:

1. Na base das aluviões nem sempre ocorre horizonte de cascalho, aparecendo, quando muito, alguns seixos de quartzo e de arenitos rolados e subrolados e, bem assim, alguns fragmentos angulosos de siltitos;

2. Os cascalhos da base são geralmente mal classificados, pouco espessos e constituídos por clastos de arenitos e de quartzo, subrolados e rolados, por nódulos subangulosos de silex, com blocos de arenito, ultrapassando, por vezes, 0,5 m de diâmetro.

3. Os cascalhos dos terraços mais antigos não diferem dos cascalhos das planícies mais recentes, excepto no que se refere à cobertura, que é, quase sempre, mais argilosa e de coloração variegada.

4. A granulometria dos cascalhos apresenta, duma maneira geral, sensível diminuição para norte (juzante da drenagem), ao mesmo tempo que se verifica um maior grau de rolamento e classificação de material clástico.

5. A granulometria dos diamantes decresce acentuadamente no mesmo sentido, com nítido indício de melhor classificação.

É muito frequente, em especial nas áreas onde ocorrem as formações Poti e Piauí, aparecerem blocos rolados e subrolados de quartzo e de arenito, alguns com mais de 0,5 m de diâmetro, (Estampa 2, Figs.1 e 2) dispersos sobre a superfície e, já na planície aluvial, cobertos por sedimentos argilo-arenosos. É o caso dos cascalhos amostrados no vale de rio Gurgueia, junto à foz do seu afluente Piripiri, onde o depósito se desenvolve acentuadamente por quebra de gradiente. Neste local os diamantes eventualmente transportados, não só pelo rio Gurgueia como, e especialmente, pelo seu afluente Piripiri, teriam sido depositados e

reconcentrados. Note-se que este último rio drena, desde as suas nascentes até ao seu curso médio, diversas áreas reconhecidamente diamantíferas, com numerosos e bem sucedidos garimpos, em paleovales, aluviões recentes, coberturas terciárias e em conglomerados cretácicos.

Os cascalhos de duas amostras de grande volume, colhidas em ambos os lados do leito menor do rio Gurgueia (Fig.15), completamente assoreado por espessa camada arenosa, apresentavam-se rolados a subrolados, mal classificados, grosseiros a muito grosseiros, com alguns blocos quase atingindo 1 m de diâmetro (Estampa 3, Fig.1).

A granulometria e o acentuado grau de rolamento destes cascalhos são os mesmos dos níveis conglomeráticos das duas formações paleozóicas Piauí e Poti acima citadas e, o retrabalhamento pelos rios Gurgueia ou Piripiri, foi insignificante. Trata-se, assim, de material praticamente residual ou muito pouco transportado, formado a partir do desmantelamento dos níveis de conglomerados das referidas formações Poti e Piauí que afloram nas proximidades. O enriquecimento destes cascalhos em diamantes, por concentração fluvial é, obviamente, muito fraco, facto aliás comprovado pelos baixíssimos teores obtidos nestas duas amostras (menos de 0,3 quilates/100 m3) e pela pequena quantidade de concentrado que esses cascalhos contêm.

Cascalhos idênticos a estes são, no entanto, activamente garimpados no rio Piripiri e em alguns dos seus afluentes, alguns quilómetros a montante do local onde as ditas amostras foram colhidas, e desde próximo da nascente do rio Poço Comprido. Uma maior concentração do diamante nos cascalhos desta área está ligada a uma maior proximidade da fonte ou fontes distribuidoras do diamante (conglomerado cretácico e cascalhos das coberturas terciárias).

Foram estudadas amostras de cascalhos tipicamente fluviais, (portanto com melhores condições naturais de concentração de minerais pesados), de granulometria muito menos grosseira e mais uniforme, com seixos rolados de quartzo, menos frequentemente de arenito, cerca de 30 km a norte de Cristino de Castro(Fig.15), no vale do Gurgueia, (Estampa 3, Fig.2). Os resultados, contudo, foram extremamente fracos no que se refere ao diamante. Além de um teor muito baixo (menos de 0,2 quilates/100 m3) destes cascalhos, verificou-se uma queda muito acentuada da granulometria dos diamantes recuperados

(0,03 quilates/pedra) relativamente à dos diamantes das amostras da foz do rio Piripiri, cujo peso médio foi de 0,17 quilates/pedra. Esta granulometria sugere um transporte fluvial longo, provavelmente desde a região de Gilbués/Monte Alegre.

Nos concentrados, não só das amostras referidas como de diversas outras, inclusivé de cascalhos de "garimpos", os minerais indicadores kimberlíticos estavam virtualmente ausentes: a ilmenite aparece com pouca frequência , excepto na fracção -1mm e, a granada é, ainda, mais rara. A análise por microssonda de 12 dessas ilmenites e de 8 granadas, de cor vermelha, revelou que nenhum destes minerais pesados era de filiação kimberlítica: as ilmenites eram pouco magnesianas (0,23 a 1,83% de MgO) e o Cr_2O_3 ou estava ausente ou era apenas detectável (máximo de 0,04%); quanto às granadas eram almandinas metamórficas (FeO entre 29 e 31%).Contudo J.Davidson (com.pess.) verificou a presença de um pequeno grão de granada de cor lilaz muito semelhante às granadas do grupo 10 dos kimberlitos diamantíferos, em material recolhido de garimpo da área de Gilbués.

Os constituintes mais comuns dos concentrados dos cascalhos do rio Gurgueia e seus afluentes, são os óxidos de ferro, estaurolite, turmalina, cianite, rútilo e zircão.

O rio Uruçuí Vermelho, da bacia hidrográfica do rio Parnaíba, cujo potencial aluvionar pode atingir alguns milhões de metros cúbicos de cascalho, em depósitos descontínuos, drena uma faixa diamantífera que, desde a foz do seu afluente Marmelada se estende por mais de 40 km para nordeste, até Gilbués e Monte Alegre. Desde há mais de 40 anos a exploração de diamante vem-se mantendo activa e, em alguns locais, pelo volume de trabalho feito, ela deve ter sido particularmente rendável, em especial nas aluviões de alguns dos pequenos afluentes da margem direita do riacho Marmelada a juzante do Boqueirão (Garimpo Reservado, por exemplo). A montante deste povoado, as explorações incidem, em grande parte, em cascalhos de coberturas terciárias e em conglomerados da Formação Areado, do Cretácico. As aluviões do rio Marmelada e, possivelmente, também as do rio Uruçui Vermelho (pelo menos na parte imediatamente a seguir à confluência do Marmelada) podem estar mineralizadas e ser possível a definição de pequenos blocos viáveis para exploração mecanizada, em especial no curso superior deste último

rio.

As aluviões do leito do rio Marmelada, nas proximidades do Boqueirão foram já, por diversas vezes, objecto de tentativas de exploração por dragas de sucção de 6" mas, a espessa camada de areia e, especialmente, a falta de água para operação das dragas (Estampa 4, Fig.1) tem frustado, sistematicamente, todas as tentativas de exploração. As aluviões deste rio estão, por este motivo, praticamente intactas.

Como antes se disse, a exploração de diamante aluvial da bacia hidrográfica do rio Parnaíba tem-se limitado às aluviões dos rios Marmelada e Uruçui Vermelho, em especial às mais próximas de Gilbués, aqui considerada a área fornecedora do diamante da região.

A descoberta de diamantes a mais de 250 km ao norte de Gilbués nas aluviões do rio Parnaíba, situada a cerca de 35 km a montante da cidade de Uruçuí, é uma ocorrência sem interesse económico, idêntica à que foi assinalada no rio Gurgueia, perto de Cristino de Castro(Fig.3). O diamante é, também, de granulometria muito fina e o seu teor extremamente baixo. Acredita-se que aqui, como no rio Gurgueia, o diamante tenha a sua origem na área de Gilbués.

Assim, para o estudo económico das aluviões da bacia hidrográfica do rio Parnaíba, os resultados que se obtivessem com algumas amostragens feitas ao longo do rio Uruçui Vermelho seriam decisivos para avaliação do potencial económico. Os locais de amostragem deveriam ser os que oferecessem as melhores condições de depósito e de concentração de minerais pesados.

De seis amostragens feitas numa extensão de 40 km no rio Uruçui Vermelho num total de 362 m3 de cascalho, desde a foz do Marmelada até ao Parnaíba, apenas em três delas foram obtidos diamantes. Por dificuldades técnicas apenas uma amostra foi feita na planície aluvial e, embora com diamantes, não atingiu a base da camada de cascalho. As restantes foram feitas em cascalhos de terraço.

Contrariamente ao que ocorre na bacia do rio Gurgueia, os cascalhos, quando presentes, são bem rolados e, duma forma geral menos grosseiros (Estampa 4, Fig.2). No que se refere a concentrados, eles são também mais abundantes embora, qualitativamente, sejam idênticos e, como no Gurgueia, nem as ilmenites nem as granadas identificadas são

kimberlíticas, de acordo com os dados de análise de 8 grãos de ilmenite e de 7 de granada. A ilmenite revelou-se muito pobre em Mg (menos de 1,12% de MgO) e apenas com vestígios de Cr_2O_3 (menos de 0,04%); quanto às granadas, são almandinas metamórficas.

Embora não definitivamente conclusivos sobre o potencial diamantífero das aluviões do rio Uruçui Vermelho, os dados obtidos das amostras feitas, não são promissores. Os teores encontrados foram sempre muito baixos, indo de 0.9 quilates/100 m3 na amostra mais próxima da foz do riacho Marmelada, até 0,2 quilates/100 m3, na amostra colhida 40 km a juzante, na confluência com o rio Parnaíba. Por seu lado, a granulometria dos diamantes recuperados, cai drasticamente de 0,19 quilates/pedra, na primeira amostra, para 0,02 quilates/pedra, na última. Tal como na bacia do rio Gurgueia, os teores e a granulometria caem acentuadamente a partir da área de Gilbués, facto que confirma que ela é a área fonte dos diamantes dos rios Uruçui Vermelho e Parnaíba.

O controlo da produção de alguns garimpos da margem direita do riacho Marmelada, permitiu encontrar teores de 0,10 até 0,70 quilates/m3 (10 a 70 quilates/100 m3) facto que torna o estudo das aluviões deste rio bastante interessante.

3.2 Reservas e Teores

Da análise dos dados acabados de apontar, o potencial económico das aluviões de Gilbués, inclusivé dos conglomerados cretácicos "Pé do Morro" e dos cascalhos das coberturas terciárias, parece bastante modesto.

A área de ocorrência dos conglomerados "Pé do Morro", (a única fácies dos conglomerados da Formação Areado que é comprovadamente diamantífera) é relativamente pequena (4 km2). Os corpos conglomeráticos não são contínuos e, na sua quase totalidade, já foram explorados. As reservas de conglomerado seriam, assim, praticamente sem interesse.

As coberturas terciárias são, também, relativamente pouco extensas e nem sempre mineralizadas. Praticamente são reservas exauridas, pelo que não constituem objectivo de interesse.

Nas aluviões quaternárias, as reservas de cascalho atingem, sem dúvida, volumes da ordem dos muitos milhões de metros cúbicos mas, só uma parte muito diminuta poderá estar mineralizada em níveis economicamente exploráveis. Os depósitos aluviais com boas hipóteses de atingir este nível de mineralização estão restritos ao rio Piripiri e afluentes, numa extensão de cerca de 40 km, ao riacho do Poço Comprido, num troço de 20 km e, ao riacho Marmelada, numa extensão de pouco mais de 20 km, desde a sua confluência com o Uruçui Vermelho até próximo de Gilbués. Este último rio pode também apresentar algum interesse no troço imediatamente a seguir ao Marmelada dado que, nas proximidades deste ponto, existiram garimpos em altos terraços.

Como se disse antes, os teores em cascalhos do rio Gurgueia foram muito baixos tendo-se encontrado diamantes em apenas duas das quatro amostras colhidas (teores de 0,3 e 0,02 quilates/100 m3). A granulometria do diamante decresce acentuadamente de 0,17 quilates/pedra para 0,02 quilates/pedra, na amostra colhida perto de Cristino de Castro .

Os teores das amostras colhidas ao longo do rio Uruçui Vermelho, foram igualmente muito baixos (0,9 a 0,2 quilates/100 m3) enquanto a granulometria decresce acentuadamente com o afastamento da área de Gilbués (de 0,19 quilates/pedra perto da foz do Marmelada, para 0,02 quilates/pedra, cerca de 40 km a juzante, na confluência com o rio Parnaíba).

Nas aluviões dos cursos de água principais é onde se concentram reservas de cascalho suficientes para, mesmo com baixos teores, poderem ser exploradas a exemplo do que acontece no rio Jequitinhonha, (no Norte de Minas Gerais) onde, cascalhos com teores de 1 a 2 quilates/100 m3 têm vindo a ser explorados, com sucesso económico, desde há mais de duas décadas. Neste tipo de exploração - grandes volumes/baixos teores - o Brasil ocupa, mundialmente, posição de vanguarda.

3.3 Extracção e tratamento do cascalho

A extracção do cascalho e a recuperação do diamante na região foram sempre feitos por processos muito primitivos. Mesmo a utilização de dragas de sucção não têm tido sucesso.

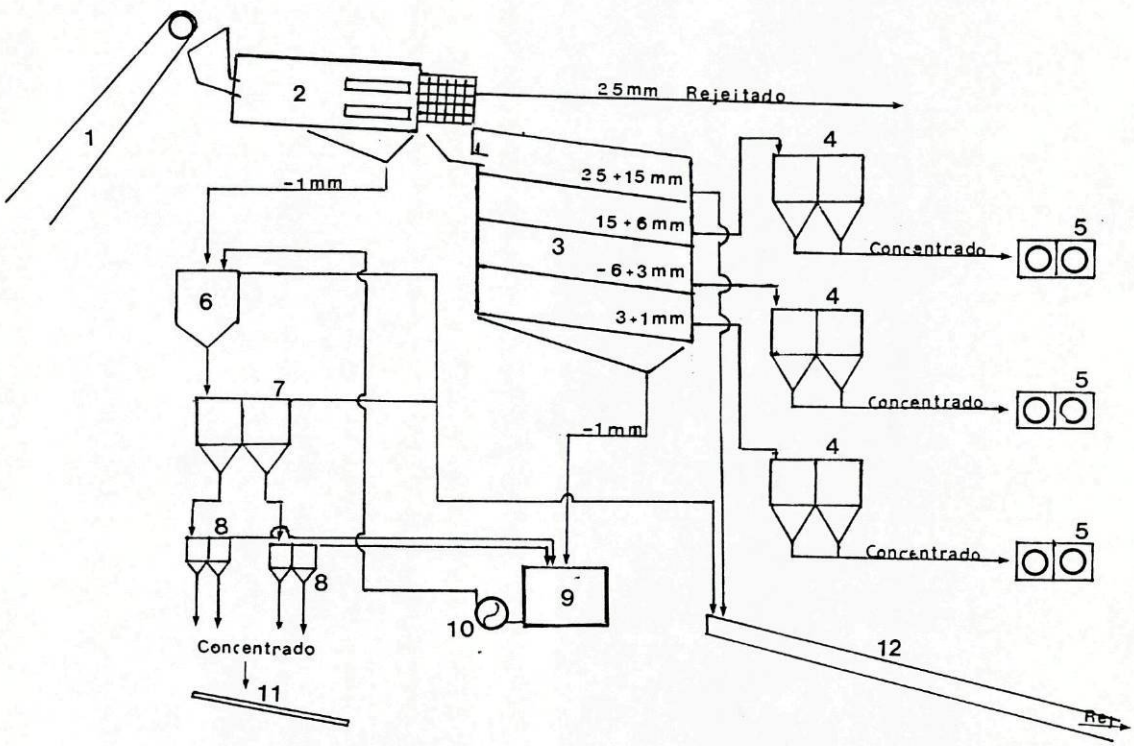
O processo mais comum para extracção do cascalho é por meio de poços estreitos com 60 a 70 cm de diâmetro (Estampa 5, Fig.1) abertos até atingir o cascalho, o qual é retirado por intermédio de simples sarilhos. Os blocos mais grosseiros, muito frequentes nos cascalhos holocénicos e pleistocénicos, são deixados no fundo dos poços. Estes são abertos muito perto uns dos outros, chegando a interligar-se, no fundo, com a extracção da camada de cascalho. O processo é perigoso e tem causado alguns acidentes fatais devido ao desabamento das paredes dos poços ou das "galerias".

Quando a camada de estéril é pequena, da ordem dos 3 a 4 m e fácil de desmontar, o cascalho é retirado após remoção da cobertura estéril.

Uma vez extraído o cascalho, este é separado granulometricamente e concentrado, na mesma operação, por intermédio de peneiras circulares,manobradas manualmente dentro de água. O operador da peneira é sempre um trabalhador com experiência bastante para obter uma boa concentração dos minerais pesados de modo a que, quando vira a peneira (também chamada bateia), os diamantes fiquem imediatamente visíveis. Os concentrados são examinados no local e abandonados.

No uso de dragas de sucção o cascalho passa por uma bica ("sluice") com travessas de ferro ou de madeira e só ao fim do dia é que se recolhe o cascalho retido ao longo da bica. Este, já pré-concentrado, é submetido a concentração final pelo mesmo processo usado acima. Acredita-se que, com o uso da bica se verifiquem perdas consideráveis o que parece não preocupar muito se o que é recuperado paga os custos. Se não paga, o garimpeiro de draga muda de local ou abandona os trabalhos. Uma maior sofisticação no tratamento do cascalho elevaria os custos a um nível que, provavelmente, não seria coberto com a melhoria na recuperação.

No tratamento do cascalho das amostras colhidas nos rios Urucuí Vermelho e Parnaíba, foi utilizada, nos nossos trabalhos, uma pequena lavaria que, posteriormente, foi ampliada para recuperação de ouro de aluvião com o tratamento da fracção -1mm (Estampa 5 Fig.2). Geralmente, quando se trabalha exclusivamente com diamante, esta fracção costuma ser rejeitada. A Fig.16 representa o fluxograma dessa lavaria. Os concentrados, após reconcentração no "jig" Plietz, são escolhidos manualmente.



1. Correia transportadora
2. Lavador/classificador
3. Crivo classificador
4. "Jig" pan-americano
5. "Jig" plietz
6. Tanque de decantação
7. "Jig" primário
8. "Jig" secundário
9. Tanque de retorno
10. Bomba de retorno
11. Mesa de concentração (ouro)
12. "Sluice" (bica)

Fig. 16 - FLUXOGRAMA DE LAVARIA PARA ALUVIÕES (ouro e diamante)

4. Kimberlitos

4.1. Província Kimberlítica do Alto Parnaíba

Esta província kimberlítica, com quatro ocorrências conhecidas, os kimberlitos Redondão, Largo, Riachão e Cabeceiras, situa-se no centro-sul da Bacia Sedimentar do Parnaíba, nas nascentes do rio Uruçui Preto (Fig.15), na área de cruzamento de duas importantes e extensas faixas de fraqueza estrutural definidas pelos alinhamentos Transbrasiliano e Belmonte-Xambioá, com direcções NE-SW e NW-SE respectivamente (Fig.1). A área é atravessada, também, pelo prolongamento de um alinhamento gravimétrico vindo do Cratão São Francisco, com rumo N33ºW, sobre o qual se localizam, exactamente, três dos quatro kimberlitos conhecidos nesta província (Fig.12).

Os kimberlitos Largo, Riachão e Cabeceiras ocorrem no riacho Largo, afluente do rio Uruçui Preto na sua margem direita, e estão intimamente associados a um feixe de falhas e fracturas de direcção N5ºW as quais, perto do kimberlito Largo, inflectem gradualmente para norte. Algumas delas são ocupadas por diques estreitos de dolerito que se estendem por mais de duas dezenas de quilómetros (Fig.17). A escala da intrusão, pequenas falhas e fracturas obliquas aquele feixe, condicionam as ocorrências kimberlíticas.

O kimberlito Redondão ocorre nas nascentes do rio Taquaral, afluente do rio Parnaíba, no centro de uma grande anomalia magnética profunda de direcção NE-SW (Fig.11) e no cruzamento dos alinhamentos Transbrasiliano e Belmonte-Xambioá. Localmente, o referido kimberlito aparece condicionado por duas falhas que se cruzam na chaminé kimberlítica, com direcções N25ºE e N57ºW.

Não há registo de ocorrência de diamantes que possam considerar-se directamente associados a qualquer dos kimberlitos conhecidos nesta província kimberlítica. As aluviões das drenagens que os atravessam não têm diamantes e as ocorrências conhecidas localizam-se ou a montante ou muito longe destes quatro kimberlitos (Fig.3). O tratamento de algumas dezenas de metros cúbicos de rocha kimberlítica em cada uma das quatro ocorrências não evidenciou mineralização diamantífera.

No levantamento aeromagnético regional da parte sul da Bacia do Parnaíba, já referido, não foi possível definir, nos mapas de isógamas, anomalias que pudessem ser atribuídas a qualquer dos corpos kimberlíticos conhecidos (Fig.11). No entanto, nos perfis magnéticos aéreos, identificam-se pequenas anomalias sobre dois daqueles kimberlitos, com amplitudes de 5 gamas (Largo) e 15 gamas (Cabeceiras). Em levantamentos magnéticos, com magnetómetro Proton de campo vertical, realizados sobre os três kimberlitos do rio Uruçúi Preto, foram assinaladas amplitudes máximas do campo magnético total de 552 gamas no kimberlito Largo e de 160 gamas no Riachão. No kimberlito Cabeceiras foi feito apenas um perfil magnético aproximadamente NE-SW, que indicou variação magnética de 68 gamas.

4.1.1 Kimberlito Largo

4.1.1.1 Localizacao e morfologia

O kimberlito Largo localiza-se a cerca de 65 km da cidade de Bom Jesus, na margem esquerda do rio Gurgueia, e a cerca de 1 km a norte do povoado que lhe deu o nome. Corresponde-lhe uma pequena depressão circular com cerca de 500 m de diâmetro, parcialmente limitada por falhas com direcções N-S, NE-SW e NW-SE (Fig.18). Uma pequena linha de água temporária tem vindo a erodir a rocha kimberlítica e a dar lugar ao aparecimento, por erosão diferencial, daquela depressão.

Intrusivo nos arenitos da Formação Piauí, do Carbónico, o kimberlito Largo ocorre no vale do rio Uruçuí Preto, a cerca de 375 m de altitude, e 225 m abaixo da superfície dos grandes chapadões que acompanham lateralmente o vale daquele rio. O corpo kimberlítico foi rebaixado, pelo menos, de 225 m, acreditando-se que a erosão total, desde a sua intrusão até à cota actual, não atinja os 400 m de profundidade, visto terem sido identificadas apenas formações tufáceas, ricas de material arenoso e argiloso proveniente das rochas encaixantes. A estrutura é perfeitamente assinalável na fotografia aérea graças ao forte contraste entre as cores e a vegetação correspondentes ao kimberlito e aos terrenos encaixantes e, ainda, pelo relevo negativo e pela feição circular da chaminé.

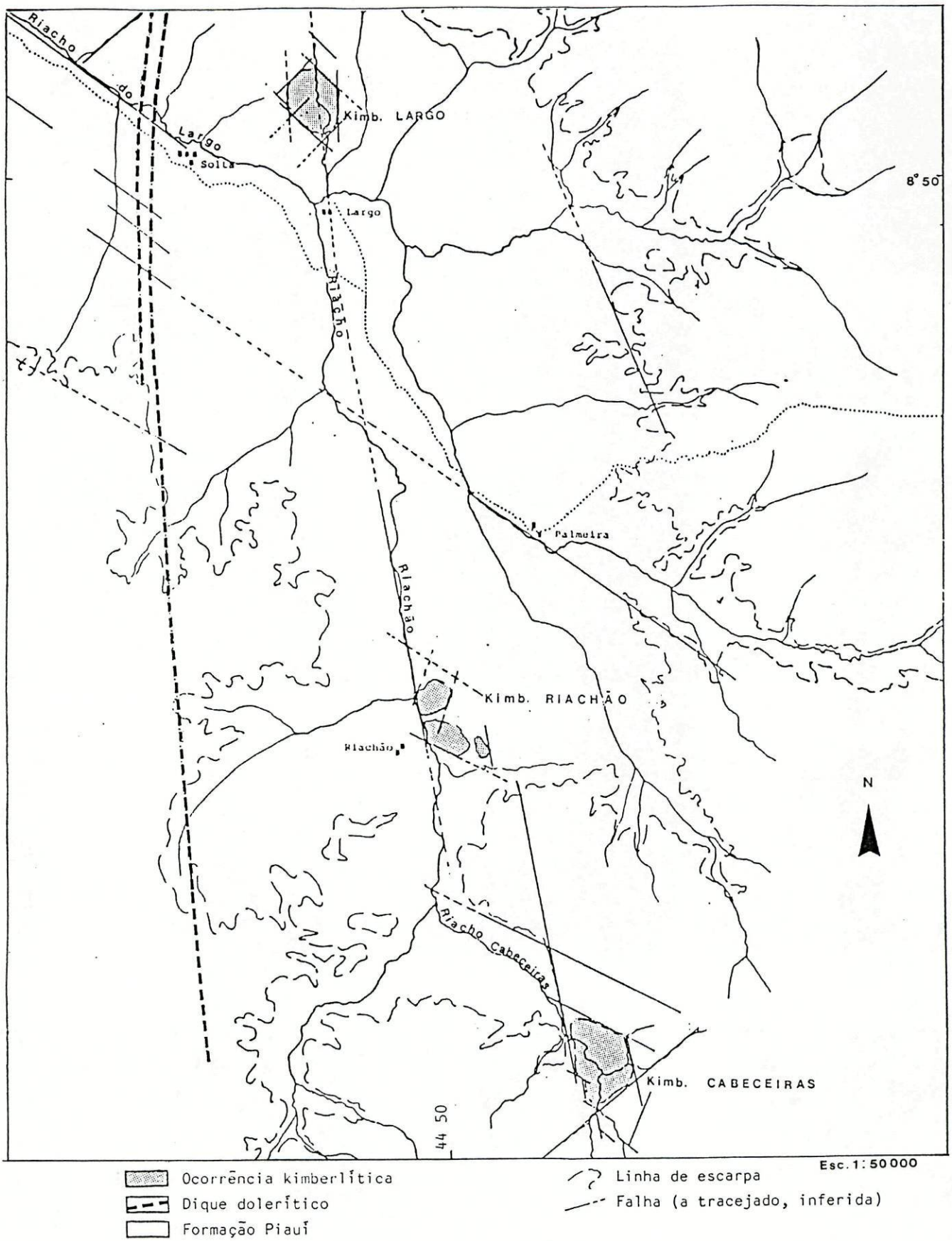


Fig. 17 - GEOLOGIA DA AREA DOS KIMBERLITOS DO URUÇUÍ PRETO

A ocorrência kimberlítica fica sobre o alinhamento Transbrasiliano, na área atravessada pelo prolongamento de um alinhamento gravimétrico do Cratão São Francisco, com direcção N33ºW (Figs.6 e 12).

4.1.1.2. Petrografia e Mineralogia

O kimberlito Largo é constituído por tufos e, localmente, tufos-brechas de cores verde-clara a verde-acinzentada, às vezes de cor vermelho-acastanhada, em especial nas áreas de contacto. Na parte nordeste da intrusão trabalhos de escavação puseram a descoberto uma brecha avermelhada de contacto, constituída principalmente por fragmentos angulosos a subangulosos dos arenitos encaixantes(Estampa 6, Fig.1).

São quase inexistentes os efeitos de contacto que, praticamente, se limitam àquelas zonas de brecha. Estas encontram-se localmente silicificadas devido à circulação de águas subterrâneas. Estas zonas silicificadas são responsáveis por pequenas elevações no bordo da chaminé kimberlítica.

O avançado estado de meteorização química da rocha kimberlítica a que apenas resistiram a ilmenite, a granada, a cromite, a flogopite e as piroxenas não é contudo, suficiente para mascarar a estrutura tufácea, perfeitamente observável em diversos afloramentos, em especial nas partes norte e nordeste da estrutura. Estes tufos apresentam aspecto ruiniforme e vacuolar, resultante da meteorização em clima árido (Estampa 6, Fig.2).

As inclusões mais frequentes nos tufos são os fragmentos de arenitos e de argilitos, de cor vermelho-acastanhada, os xenólitos alterados de rocha básica e ultrabásica, e os autólitos de kimberlito de cor acastanhada ou esverdeada (Estampa 6, Fig.3). A presença destes autólitos evidencia mais que uma fase de pulsação magmática. Além das inclusões supracitadas ocorrem nos tufos macrocristais de ilmenite, de granada, de piroxena, de flogopite e de cromite. Também aparecem, com relativa frequência, inclusões de arenitos silicificados, de dimensões que raramente ultrapassam os 5 cm de diâmetro e mais ou menos esféricos. Esta esfericidade pode estar relacionada com a natureza

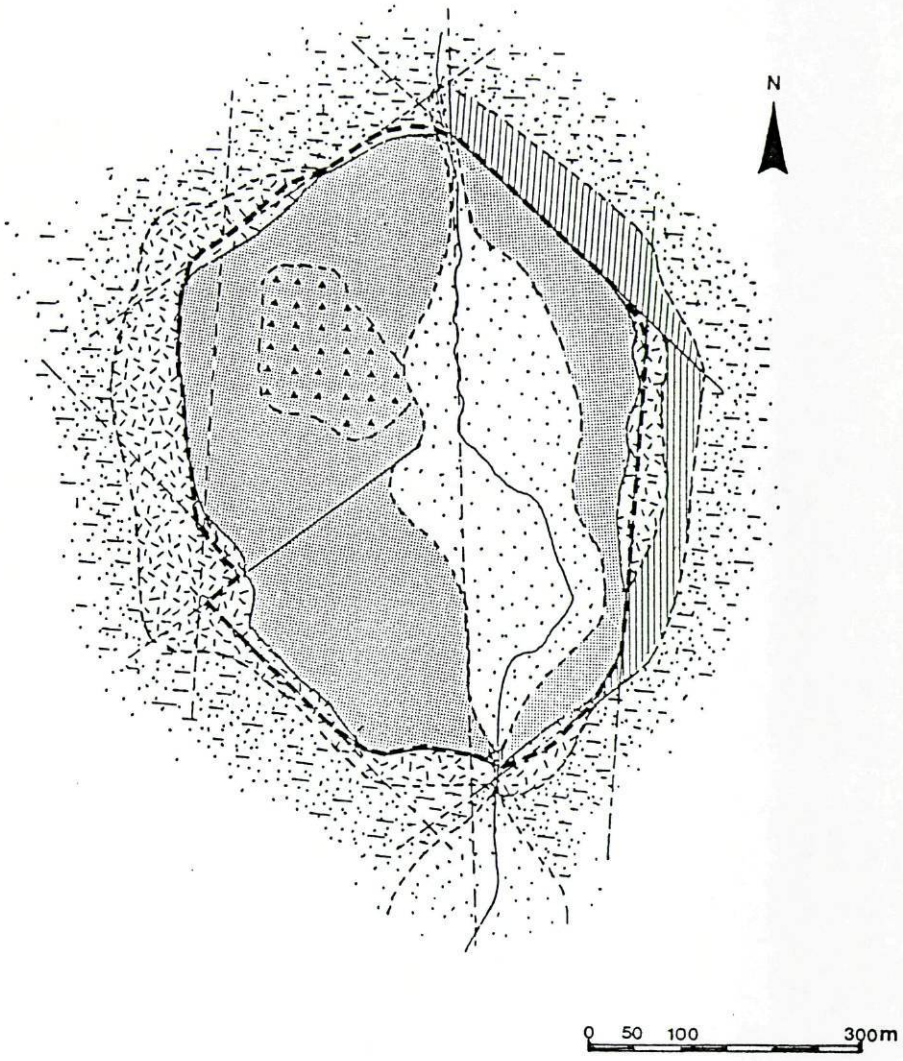


Fig. 18 - KIMBERLITO LARGO

turbulenta e bastante fluida da intrusão das chaminés kimberlíticas (Dawson 1962).

Nos concentrados de minerais pesados do kimberlito Largo, a granada é o constituinte mais abundante (Estampa 7, Fig.1), ocorrendo em grãos anédricos, angulosos, fracturados e, menos frequentemente, arredondados, de dimensões raramente ultrapassando 5 mm de diâmetro, de cor vermelha dominante a violácea, por vezes alaranjada. Alguns raros xenocristais exibem pequenas inclusões superficiais de ilmenite. Alguns deles, também pouco frequentes, mostram restos de estruturas kelifíticas que, na maior parte dos casos já foi destacada, deixando uma superfície finamente esculpida.

Nos concentrados desta ocorrência kimberlítica foi feita a separação, pela cor, das diversas granadas presentes num lote de 310 grãos. Nesta classificação cromática, as granadas foram separadas em lotes de cor amarela, laranja, vermelha, lilás e púrpura. Em cada lote distinguiram-se, ainda, os tons forte, médio e fraco. Os resultados obtidos foram implantados num histograma (Fig.19). As granadas de paragénese eclogítica têm cor amarela ou laranja ao passo que as peridotíticas são de cor vermelha, lilás ou púrpura.

Esta separação revelou a predominância das granadas peridoticas, sobre as de natureza eclogítica e uma distribuição bimodal, com picos nas cores vermelha e púrpura, provavelmente resultado de múltiplas fases de pulsação magmática durante o processo de formação do diatrema. A existência de granadas de cores púrpura e lilás permite admitir que o magma kimberlítico tenha englobado materiais do campo de estabilidade do diamante. Os resultados das análises químicas a que foram submetidos 20 grãos de todos os tipos de granada, permitiu supor que uma delas poderá ter tido origem próxima do CED (1).

A ilmenite do kimberlito Largo ocorre como xenocristais e fenocristais. Outros tipos de ocorrência estarão certamente representados mas, a sua identificação, além de não ter sido considerada essencial para os objectivos deste estudo, também não teria sido possível ao autor descer a tal definição, pelo facto de não ter

---

(1) Sigla indicativa de Campo de Estabilidade do Diamante

podido dispor de laboratório especializado para tal.

Os xenocristais aparecem como grãos anédricos, com diâmetros até 0,5 cm, angulosos devido à sua intensa fracturação e, mais raramente, em grãos arredondados ou ovais. A maior parte exibe ainda restos da superfície original finamente picotada devido a reacção com o líquido magmático kimberlítico e desaparecimento da cobertura de perovskite, raramente visível ainda em alguns grãos.

A ilmenite primária foi identificada na fracção -0,5 mm, onde aparece em pequenos fenocristais subédricos. Esta ilmenite distingue-se da anterior por ter forma cristalográfica e por os seus grãos não apresentarem figuras de corrosão.

As piroxenas são relativamente pouco frequentes nos concentrados do kimberlito Largo, onde ocorrem em grãos anédricos alongados e fracturados. Na sua maior parte mostram-se mais ou menos fibrosos. Raramente ultrapassam os 5 mm de comprimento. A sua cor é verde-esmeralda a verde-acinzentada. Quimicamente, apenas foram identificadas clinopiroxenas (diopside cromífera).

Nos concentrados do kimberlito Largo a cromite é pouco frequente tendo sido identificada apenas na fracção abaixo de 1 mm. Ocorre em pequenos macrocristais anédricos, raramente subédricos, translúcidos a opacos e de cor acastanhada a preta. A superfície dos grãos apresenta indícios de corrosão magmática.

A flogopite é, também, um constituinte pouco frequente nos concentrados deste kimberlito, no qual aparece como macrocristais e em pequenos megacristais tabulares de cor verde-amarelada. As vezes atinge os 2 cm de comprimento. Foi encontrado um megacristal com 5 cm de diâmetro por 2 de espessura, de cor verde-clara, rugoso, com minúsculas inclusões de piroxena de cor verde-escura, possivelmente, diópside cromífera.

A flogopite é referida na literatura especializada como inclusão muito rara no diamante.

A par de inclusões crustais foi reconhecida a presença de xenólitos do manto. Estes têm forma oval ou achatada, de cor verde-clara a escura e encontram-se totalmente alterados em serpentina e minerais argilosos. Incluem, de vez em quando, piropo róseo a vermelho e raros óxidos opacos, possivelmente de espinela. Em algumas das

granadas, foi possível observar inclusões ou intercrescimentos de piroxena verde-escura. A cor da granada e a aparentemente elevada percentagem de serpentina depois de olivina permite supor tratar-se de xenólitos peridotíticos, possivelmente lherzolitos, dada a grande preponderância de granadas do Grupo 9 (Stephens & Dawson 1977) nesta ocorrência kimberlítica.

O estudo de xenólitos recolhidos nos kimberlitos da Bacia do Parnaíba, ficará para tema de outro trabalho.

4.1.1.3. Química Mineral

Dos concentrados do kimberlito Largo foram submetidos a análise química, por microssonda, 48 grãos monominerálicos de granada, ilmenite, cromite e piroxena.

Granada

Da análise química de 16 grãos de granada (Quadro 1), verifica-se que todas elas são do tipo piropo e que, nesta ocorrência kimberlítica, é quase total a predominância das granadas de paragénese peridotítica, visto que, apenas uma delas (grão 16), é uma granada eclogítica.

Nos óxidos principais e em relação às duas populações presentes no kimberlito Largo, apenas o Cr e o Fe se apresentam com características distintivas. Assim é que, enquanto nas granadas peridotíticas os teores de Cr_2O_3 e de FeO oscilam entre valores que vão de 3,08 a 6,81% e de 6,39 a 8,30%, respectivamente, nas de natureza eclogítica, aliás limitadas a um único grão no grupo estudado, verifica-se um enriquecimento acentuado de FeO, que atinge 11,07% e uma perda acentuada de Cr_2O_3, que cai para 0,35%. Os restantes óxidos apresentam teores com pequenas oscilações que vão de 18,58 a 21,10% para o MgO, de 19,74 a 22,89% para o Al_2O_3 e de 4,68 a 6,68% para o CaO.

Na Fig.20, as composições químicas das granadas estão representadas em diagrama ternário Ca-Mg-Fe, em função das percentagens das moléculas Grossulária (Ca), Piropo (Mg) e Almandina (Fe) na solução sólida. Em termos de grossulária e de almandina, os piropos peridotíticos exibem teores que variam de 11,94 até 17,40% de molécula

Quadro 1 - Granadas do kimberlito Largo

	Amostra ECB 79*										Amostra EAC 78**					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	v	vp	p	p	p	vp	v	v	v	v	v	vp	vp	vp	vp	l
SiO_2	42,05	42,78	41,96	42,08	41,99	41,86	41,84	41,69	41,70	42,02	41,30	40,56	41,54	41,98	41,85	41,80
TiO_2	nd	nd	0,11	0,04	nd	0,09	0,01	0,08	0,19	0,22	0,14	0,41	0,13	0,16	0,26	0,28
Al_2O_3	20,28	22,44	21,40	21,58	20,40	21,30	21,26	21,22	19,74	21,36	21,49	20,05	20,97	20,83	20,74	22,89
Cr_2O_3	5,52	3,08	3,70	3,98	5,13	4,03	4,02	4,25	6,31	4,75	3,14	6,13	4,45	4,78	4,59	0,35
FeO	7,46	7,12	8,30	8,06	6,90	7,92	7,84	8,27	6,58	6,87	7,49	6,39	6,70	6,81	6,50	11,07
MnO	0,37	0,43	0,47	0,53	0,34	0,46	0,42	0,46	0,41	0,39	0,45	0,45	0,35	0,36	0,37	0,44
MgO	18,62	20,83	19,28	19,23	19,93	19,09	19,79	18,90	20,16	20,22	20,48	19,80	20,66	20,36	21,10	18,58
CaO	6,68	4,68	6,22	6,31	6.54	6,56	5,30	6,02	5,15	5,72	5,00	5,74	5,37	5,47	5,57	5,05
Na_2O	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,02	0,01	nd	0,07	0,09	nd
Total	100,98	101,36	101,44	101,81	101,23	101,31	100,48	100,89	100,24	100,56	99,51	99,54	100,20	100,79	100,95	100,44
	Catiões para 12 Oxigénios															
Si	3,004	2,998	2,979	2,975	2,983	2,976	2,986	2,978	2,988	2,864	2,965	2,934	2,964	2,981	2,964	2,992
Ti	---	---	0,006	0,002	---	0,005	0,001	0,004	0,010	0,012	0,008	0,022	0,008	0,007	0,009	0,014
Al	1,708	1,854	1,791	1,799	1,708	1,785	1,789	1,787	1,667	1,776	1,820	1,711	1,765	1,744	1,733	1,932
Cr	0,312	0,171	0,208	0,222	0,288	0,226	0,227	0,240	0,357	0,265	0,179	0,351	0,251	0,269	0,257	0,020
Fe	0,446	0,417	0,493	0,476	0,410	0,471	0,468	0,494	0,394	0,405	0,450	0,387	0,400	0,405	0,386	0,663
Mn	0,023	0,026	0,028	0,031	0,020	0,028	0,025	0,028	0,025	0,023	0,027	0,027	0,021	0,021	0,022	0,026
Mg	1,983	2,175	2,040	2,026	2,110	2,023	2,105	2,012	2,153	2,126	2,193	2,136	2,199	2,157	2,231	1,984
Ca	0,512	0,352	0,473	0,478	0,498	0,500	0,405	0,461	0,395	0,432	0,385	0,445	0,411	0,417	0,423	0,388
Na	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0,003	0,002	---	0,009	0,013	---
Total	7,988	7,993	8,018	8,009	8,017	8,014	8,006	8,004	7,989	8,003	8,030	8,015	8,019	8,010	8,030	8,019
% molecular																
Ca	17,40	11,94	15,74	16,04	16,50	16,69	13,61	15,53	13,44	14,59	12,71	14,99	13,65	14,00	13,91	12,78
Mg	67,44	73,89	67,86	67,98	69,92	67,57	70,68	67,82	73,16	71,73	72,42	71,97	73,06	72,41	73,39	65,37
Fe	15,16	14,17	16,39	15,99	13,58	15,73	15,71	16,65	13,40	13,68	14,86	13,04	13,29	13,60	12,70	21,85

nd - não detectado
Cores: v-vermelho; vp-vermelho púrpura; p-púrpura; l-laranja
*Análises feitas na Universidade de Cape Town
**Análises feitas na Universidade de Massachusetts, Amherst, USA

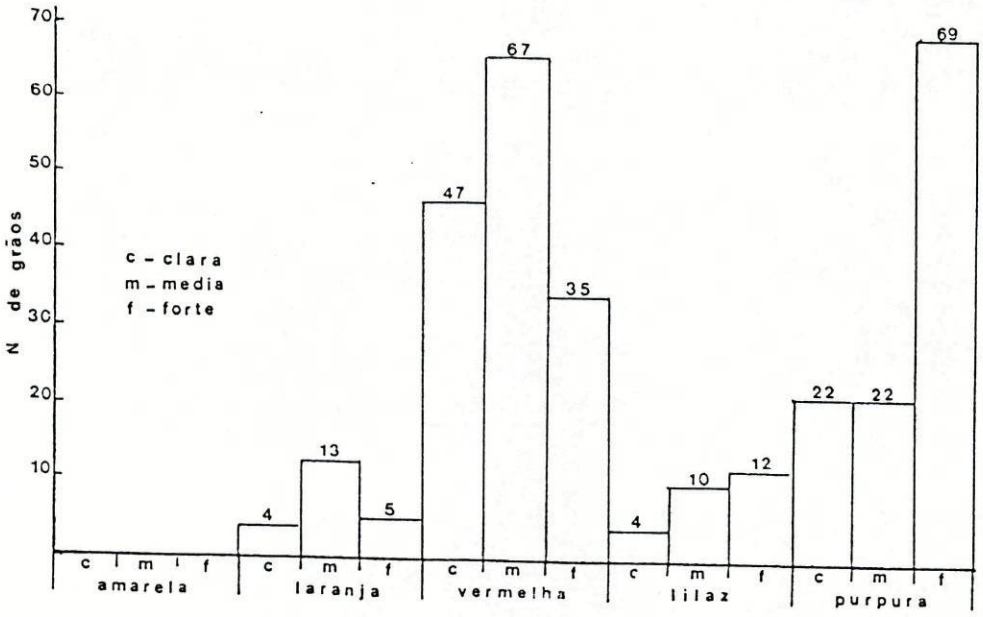


Fig.19 - HISTOGRAMA DA COR DAS GRANADAS DO KIMBERLITO LARGO

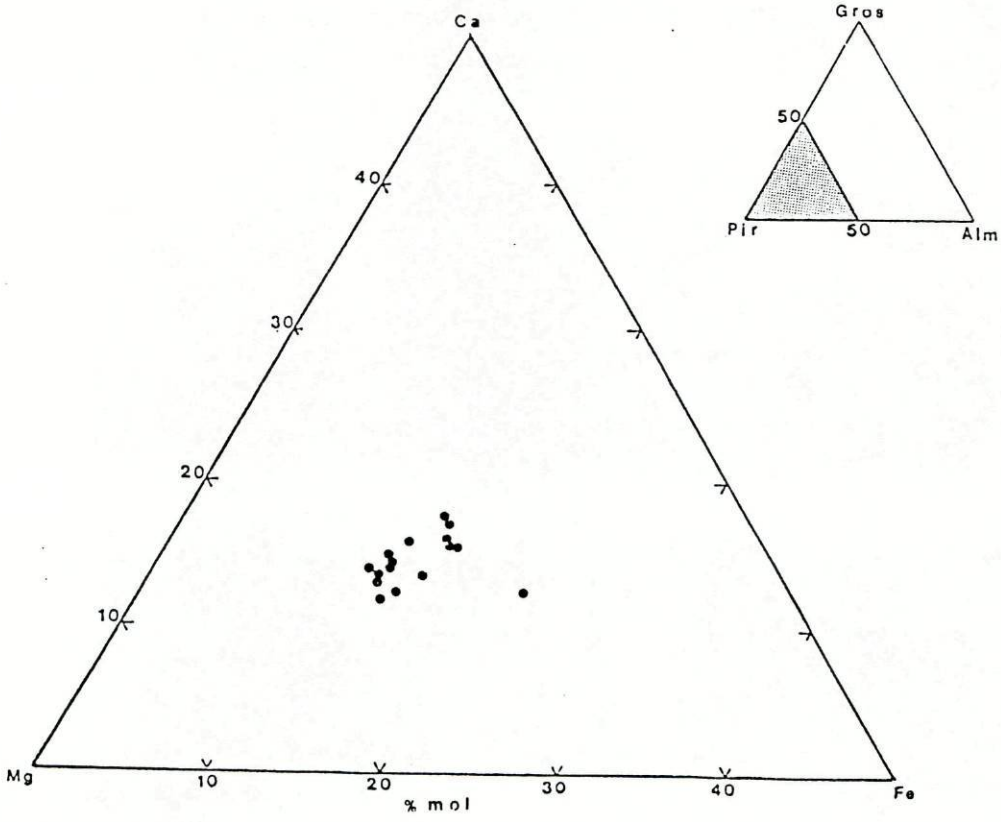


Fig. 20 - GRANADAS DO KIMBERLITO LARGO

grossulária e de 12,70 até 16,65% de almandina, enquanto que, na granada eclogítica, há 21,85% de molécula almandina e 12,78% de grossulária. No diagrama Ca-Mg-Fe, esta última granada, um piropo-almandina, na classificação de Dawson & Stephens (1976), aparece bem destacada do grupo dos piropos cromíferos.

No diagrama Cr2O3 versus CaO (Fig.21), as granadas estão representadas em função dos pesos percentuais destes dois óxidos. A linha a tracejado, horizontal (2% de Cr2O3), separa as granadas peridotíticas das granadas eclogíticas (Gurney 1984), enquanto que a linha oblíqua, a cheio, paralela ao "trend" das granadas dos lherzolitos (Sobolev et al. 1973), separa o campo das granadas sub-cálcicas do Grupo 10 (G10) das do Grupo 9 (G9) da classificação de Dawson & Stephens (Gurney 1984). Todas as granadas, com excepção do grão 9 projectam-se no campo das G9, bastante fora do campo das G10 (Fig.21). O grão 9, com 6,31% de Cr2O3 e teor de CaO ainda relativamente alto, situa-se no limite de separação das G9 das G10, estas últimas, típicas do campo de estabilidade do diamante.

No que se refere à solubilidade da knorringite ($Mg_3Cr_2Si_3O_{12}$) no piropo ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$) traduzida pela razão $Cr/(Cr+Al)\times100$ chega a atingir 18,82%, (grão 9), o que é indício de pressões mínimas de cristalização entre os 40 e os 50 kb (Irifune et al. 1982). Não considerando a granada piropo-almandina, cuja componente knorringítica é sempre muito baixa ($Cr_2O_3 \leq 2\%$), a knorringite varia de 8,44 a 18,82% na solução sólida, com predomínio dos valores entre 11 e 13%, denunciando assim, origem em zona de manto rica de crómio.

A razão Ca/(Ca+Mg), com valor ligeiramente inferior a 0,14, no grão 2, indica a possibilidade de a granada ter cristalizado em equilíbrio, com a clinopiroxena e a ortopiroxena, (O'Hara & Yoder 1967) apesar desta última não ter sido identificada nos concentrados.

Ilmenite

Foram analisados, quimicamente, 8 xenocristais de ilmenite provenientes do kimberlito Largo (Quadro 2), os quais apresentaram valores médios a altos de Cr_2O_3 (0.64 a 2,41%), altos de MgO (7,39 a 11,93%), variações amplas do Fe_2O_3 (6,81 a 19,90%) e FeO praticamente

constante (25,60 a 28,12%). O TiO2 varia de 44,27 a 52,28%, apresentando nítida tendência de correlação negativa com o Cr2O3. Os teores de Cr2O3 e MgO caracterizam estas ilmenites como tipicamente kimberlíticas (Haggerty 1976; Mitchell 1977).

As ilmenites do diatrema Largo apresentam composições variando entre 6,09 e 18,11% de molécula hematítica e entre 27,76 até 42,40% de molécula geikielítica. A sua distribuição no diagrama da Fig.22 mostra a existência de um "trend" geikielíte-hematite, com valores médios de 54% de molécula ilmenite (Fig.22).

A existência de ilmenites com grande variação do teor de molécula hematítica (6,81 a 19,90%) e, consequentemente, com graus de oxidação também muito diferentes, faz supor que as ilmenites do kimberlito Largo se terão formado em condições redox bastante diferentes, com predomínio de ambiente relativamente redutor (média de 8% de Fe2O3).

Piroxena

Segundo a classificação de Stephens & Dawson (1977) das 7 piroxenas analisadas (Quadro 3), 6 são diópsides cromíferas e, uma, diópside titano-cromífera.

Os resultados das análises mostram uma grande uniformidade na composição química das clinopiroxenas em que apenas o Cr2O3 e o TiO2 apresentam variações mais sensíveis e relativamente maiores que as dos outros óxidos, com variações de Cr2O3 entre 1,07 e 2,14% e de TiO2 entre 0,12 a 0,41%. Os restantes óxidos exibem variações muito pequenas de CaO entre 19,05 a 21,10% de MgO entre 15,21 e 16,33% de FeO entre 2,45 e 3,37% e de Al2O3 entre 2,19 e 3,59%. Os valores das razões Mg/(Mg+Fe) (0,89 a 0,92) e Ca/(Ca+Mg) (0,45 a 0,48) são elevados e revelam fraca correlacão entre si.

A uniformidade química das cromo-diópsides está patente no diagrama Wollastonite-Enstatite-Ferrossilite (Fig.23). A composição média destas cromo-diópsides corresponde a Wo45En50Fs5. Estas piroxenas terão cristalizado a temperaturas da ordem dos 1.100ºC, de acordo com o "solvus" de Lindsley & Dixon (1976) (Fig.23). O uso deste termómetro pressupõe a coexistência da granada e da cromo-diópside com a ortopiroxena a qual, como se disse, embora não tenha sido assinalada no

Quadro 2 - Ilmenites do kimberlito Largo

	Amostra EAC 79*					Amostra EAC 78**		
	1	2	3	4	5	6	7	8
TiO_2	46,17	51,21	52,42	44,27	52,28	48,09	52,30	51,87
ZrO_2	...	...	...	...	...	0,27	0,22	0,16
Al_2O_3	0,39	0,11	0,15	0,54	0,10	0,45	0,17	0,15
Cr_2O_3	0,62	0,72	1,08	2,41	0,96	1,57	0,81	1,07
Fe_2O_3	17,91	10,34	9,07	19,90	7,50	12,17	6,81	7,69
FeO	28,12	27,04	25,60	26,20	26,45	27,97	27,66	27,91
MnO	0,23	0,29	0,27	0,18	0,30	0,31	0,36	0,39
MgO	7,39	10,50	11,93	7,54	11,98	8,67	10,98	10,63
Nb_2O_5	...	...	...	...	...	0,32	0,41	0,50
Total	100,38	100,02	100,52	101,04	99,27	99,82	99,72	100,37
	Catiões para 3 oxigénios							
Ti	0,828	0,929	0,910	0,792	0,914	0,861	0,921	0,911
Zr	...	...	...	...	...	0,003	0,003	0,002
Al	0,011	0,003	0,004	0,015	0,003	0,013	0,003	0,004
Cr	0,012	0,013	0,020	0,045	0,016	0,030	0,015	0,020
Fe^{3+}	0,321	0,182	0,157	0,356	0,130	0,218	0,120	0,135
Fe^{2+}	0,561	0,529	0,494	0,521	0,514	0,557	0,542	0,545
Mn	0,005	0,006	0,005	0,004	0,006	0,006	0,007	0,008
Mg	0,263	0,366	0,410	0,267	0,426	0,308	0,383	0,370
Nb	...	...	...	...	...	0,003	0,004	0,005
Total	2,001	2,028	2,000	2,000	2,009	1,999	2,000	2,000
% molecular								
Ilm	56,21	53,65	49,75	53,00	51,20	57,19	55,03	55,47
Hem	16,08	9,23	7,91	18,11	6,57	11,19	6,09	6,87
Geik	27,76	37,12	42,40	28,89	42,33	31,62	38,88	37,66

Ilm-ilmenite; Hem-hematite; Geik-geikielite
*Análises feitas na Universidade de Cape Town
**Análises feitas na Universidade de Massachusetts, Amherst, USA

restrito número de piroxenas analisadas, é provável que exista na intrusão kimberlítica do Largo, uma vez que foi encontrado, nas granadas, um valor para Ca/(Ca+Mg), muito próximo de 0,13 o qual foi sugerido por O'Hara & Yoder (1967) como correspondente às condições de cristalização, em equilíbrio, da granada, da clinopiroxena e da ortopiroxena.

Os macrocristais de cromo-diópside do kimberlito Largo são idênticos aos dos nódulos lherzolíticos de kimberlitos da África do Sul (MacGregor 1975) e, em especial, do Lezoto (Nixon & Boyd, 1973).

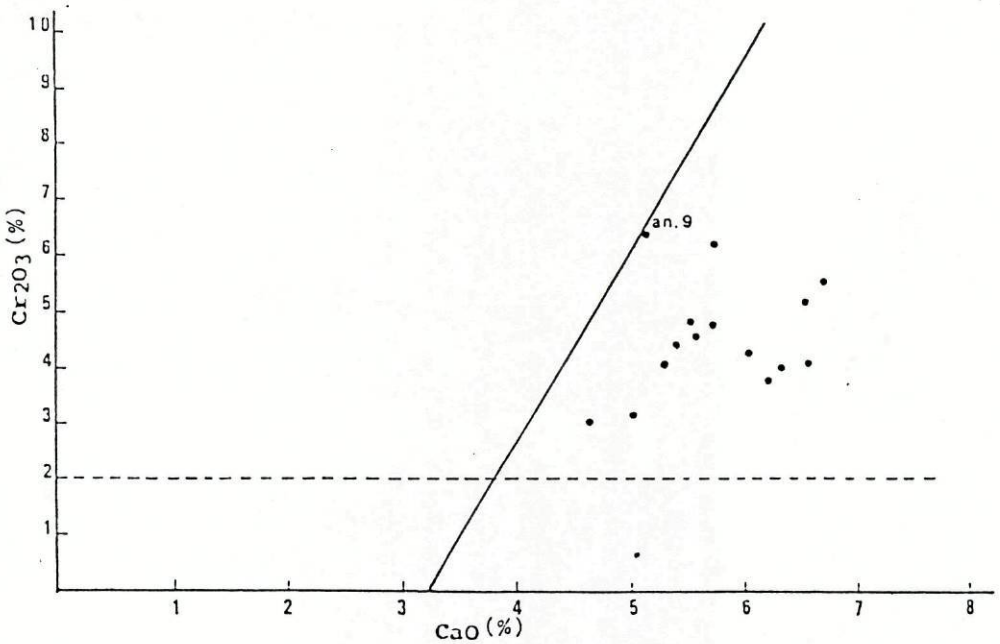


Fig. 21 - GRANADAS DO KIMBERLITO LARGO

A linha horizontal, a tracejado, separa as granadas de paragénese peridotítica das de origem eclogítica e, a linha oblíqua, separa os domínios das granadas peridotíticas sub-cálcas (G10) do das do Grupo 9 (Gurney, 1984)

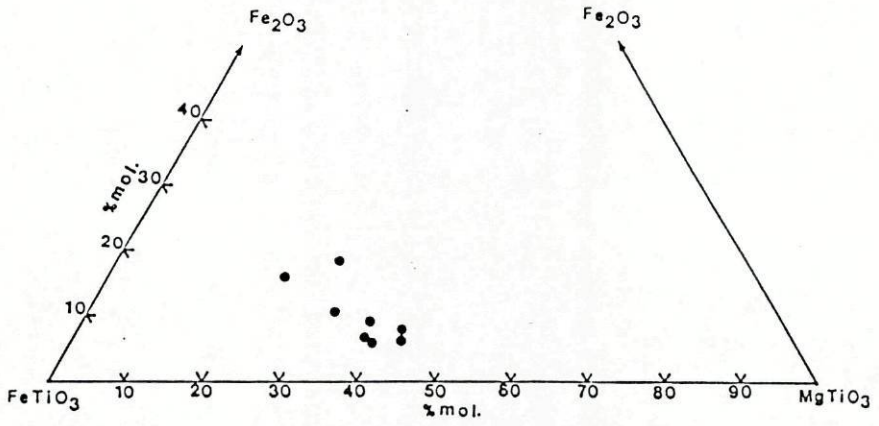


Fig. 22 - ILMENITES DO KIMBERLITO LARGO

Quadro 3 - Piroxenas do kimberlito Largo

	Amostra EAC 79						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	54,32	54,02	54,85	54,45	54,58	54,54	54,61
TiO_2	0,21	0,12	0,26	0,27	0,20	0,28	0,41
Al_2O_3	3,05	2,19	3,59	2,92	2,55	2,80	2,71
Cr_2O_3	1,18	1,47	1,15	1,10	1,64	1,07	2,14
FeO	3,18	2,45	3,37	3,28	2,84	3,26	2,72
MnO	0,04	0,03	0,05	0,01	0,07	0,02	0,06
MgO	15,66	16.07	15,21	15,78	16,19	15,53	16,33
CaO	19,57	21,10	18,53	19,56	19,65	19,28	19,06
Na_2O	2,19	1,53	2,53	1,98	1,73	2,04	1,92
Total	99,60	98,98	99,44	99,35	99,45	98,82	99,96
	Catiões para 6 oxigénios						
Si	1,974	1,977	1,988	1,981	1,982	1,992	1,973
Ti	0,005	0,003	0,007	0,007	0,006	0,008	0,011
Al	0,130	0,094	0,153	0,125	0,109	0,121	0,115
Cr	0,039	0,042	0,033	0,032	0,047	0,031	0,061
Fe	0,096	0,075	0,102	0,100	0,086	0,100	0,082
Mn	0,001	0,001	0,002	0,000	0,002	0,001	0,002
Mg	0,848	0,876	0,822	0,855	0,876	0,846	0,879
Na	0,154	0,108	0,178	0,140	0,122	0,145	0,135
Total	4,009	4,003	4,000	4,002	3,995	3,999	3,996
	% molecular						
Ca	44,65	46,51	43,66	44,39	44,27	44,40	43,42
Mg	49,69	49,27	50,11	49,80	50,73	49,74	51,74
Fe	5,66	4,22	6,23	5,81	4,99	5,86	4,84

Análises feitas no Laboratório da Direcção Geral de Minas, Porto

Cromite

A análise química de 15 grãos de cromite (Quadro 4) permite verificar que se trata de cromites alumino-magnesianas, com teores de MgO bastante uniformes (9.89-14,81%) e que são grandes as amplitudes de variação do Cr203 (38,10 a 51,85%) e da razão Cr/(Cr+Al) (0,50 a 0,84). Se se tiver em conta o teor bastante variável do TiO2, podemos estabelecer, para estas cromites, dois grupos com as seguintes características: o mais numeroso é constituído por picrocromites aluminosas (TiO2 ≤ 0,19%) e, o outro, por picrocromites titano-aluminosas (0,99 a 3,93% de TiO2). Quanto aos restantes óxidos, no

conjunto das cromites, os seus teores são os seguintes: 11,86 a 25,00% (Al2O3); 9,89 a 14,81% (MgO); 12,18 a 19,51% (FeO) e 2,46 a 7,43% (Fe2O3).

Todas as cromites são, segundo Haggerty (1975), de natureza kimberlítica (altos teores de MgO, FeO e TiO2), e idênticas às encontradas nos nódulos peridotíticos (Smith & Dawson 1975).

O diagrama da Fig.24 (Cr2O3 versus MgO) no qual estão representadas as cromites do kimberlito Largo indica que, durante a sua cristalização, o magma se manteve relativamente estável no que se refere à sua componente magnesiana apesar de aquela cristalização se ter verificado a profundidades diferentes (Cr2O3 bastante variável).

4.1.1.4. Magnetometria Terrestre

Sobre a área de ocorrência do diatrema Largo foi feito um levantamento magnético com magnetómetro Proton de campo vertical, em malha de 50 x 25m, linhas N-S (leituras de 25 em 25 m), cobrindo uma superfície de cerca de 110 ha.

Apesar de nos perfis do levantamento aeromagnético regional a variação do campo magnético total não ultrapassar, como foi dito, os 5 gamas, a amplitude de variação no levantamento terrestre atinge os 552 gamas (com 25.378 gamas na parte sul e de 25.930 gamas na parte norte da ocorrência kimberlítica).

O mapa magnético de isoanomalias (Fig.25), embora sem qualquer linha de contorno magnético que acompanhe os limites do diatrema, mostra um relevo magnético que permite delimitar com razoável aproximação o corpo kimberlítico, pois o relevo magnético é bem distinto do das rochas encaixantes. No mesmo mapa, os picos magnéticos aparecem alinhados,aproximadamente, segundo N-S, importante direcção estrutural regional representada, na área, por falhas e diques doleríticos, além de controlar a ocorrência dos três kimberlitos conhecidos nesta área(Fig.17).

Quadro 4 - Cromites do kimberlito Largo

	Amostra ECB 79*														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
TiO_2	nd	nd	1,43	1,07	nd	nd	2,96	3,21	3,72	3,09	3,93	3,10	0,99	0,18	0,19
Al_2O_3	12,62	21,56	18,51	13,36	19,03	20,96	12,66	18,12	13,83	11,86	12,57	12,81	19,68	23,94	25,00
Cr_2O_3	48,80	44,39	47,55	51,68	48,54	43,75	50,50	41,55	47,81	51,85	49,27	50,88	44,70	40,85	38,10
Fe_2O_3	6,68	6,12	2,46	3,95	3,70	5,92	3,90	11,43	3,90	1,91	3,76	2,70	4,98	5,73	7,43
FeO	18,65	13,67	14,88	19,51	14,75	14,50	16,80	12,18	17,67	18,03	17,58	19,47	15,82	16,44	15,26
MnO	0,47	0,29	0,32	0,32	0,30	0,28	0,32	0,32	0,31	0,33	0,32	0,34	0,30	0,27	0,26
MgO	13,83	13,98	13,45	9,89	12,92	13,11	12,95	14,81	12,84	11,77	12,86	11,26	12,82	12,55	13,32
Total	101,07	100,01	98,61	99,78	99,24	98,52	100,18	101,62	100,08	98,84	100,29	100,56	99,29	99,96	99,56
Catiões para 32 oxigénios															
Ti	---	---	0,273	0,205	---	---	---	0,636	0,720	0,614	0,754	0,604	0,181	0,029	0.029
Al	2,040	6,247	5,511	4,121	5,649	6,207	3,828	3,753	4,169	3,654	3,787	3,905	5,823	6,937	7,201
Cr	10,560	8,625	9,479	10,695	9,624	8,678	10,279	8,700	9,640	10,740	9,976	10,365	8,870	7,941	7,363
Fe^{3+}	1,376	1,142	0,466	0,778	0,734	1,116	0,754	2,290	0,752	0,378	0,728	0,526	0,946	1,064	1,374
Fe^{2+}	4,274	2,811	3,138	4,271	3,097	3,042	3,610	2,704	3,769	3,952	3,767	4,200	3,323	3,378	3,123
Mn	0,109	0,059	0,076	0,079	0,060	0,060	0,077	0,080	0,061	0,079	0,077	0,077	0,060	0,060	0,060
Mg	5,642	5,125	5,057	3,853	4,842	4,896	4,877	3,837	4,889	4,583	4,911	4,323	4,797	4,590	4,850
Total	24,001	24,000	24,000	24,002	24,006	23,999	24,000	24,000	24,000	24,001	24,000	24,000	24,000	23,999	24,000
$100x\frac{Cr}{Cr+Al}$	83,80	57,99	63,24	72,19	63,01	58,30	72,86	69,86	69,81	74,61	72,48	72,63	60,37	53,37	50,56
$100x\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+}+Mg}$	44,45	35,42	38,29	52,57	39,01	38,32	42,54	30,60	43,53	46,30	43,41	49,28	40,92	42,39	39,17

nd - não detectado

*Análises feitas na Universidade de Cape Town

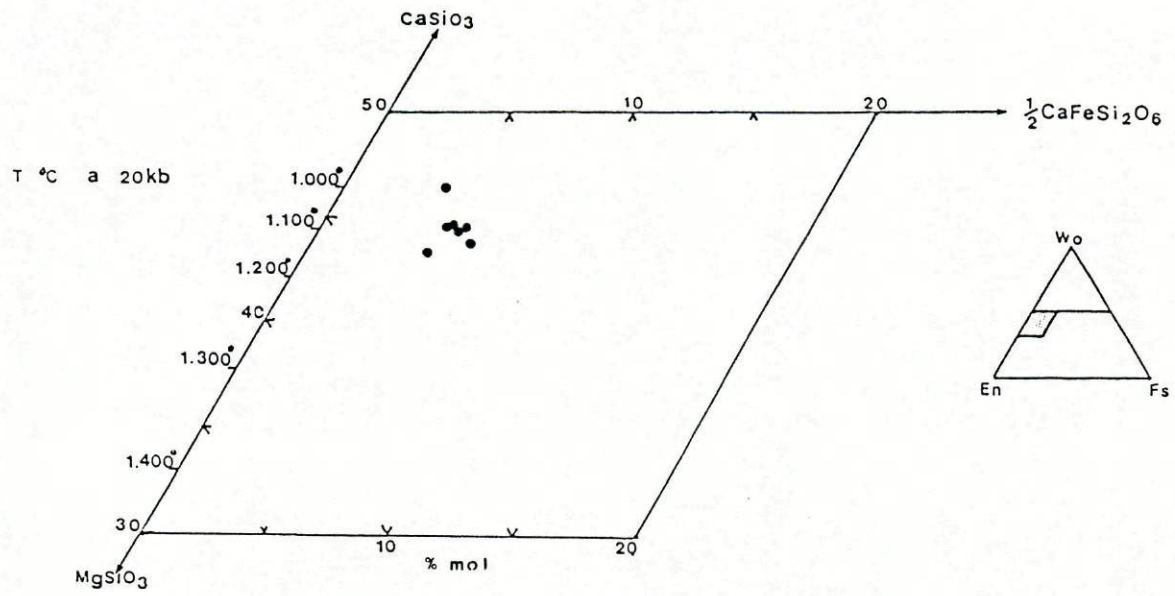


Fig. 23 - PIROXENAS DO KIMBERLITO LARGO
As temperaturas são as do "solvus" de Lindsley & Dixon (1976)

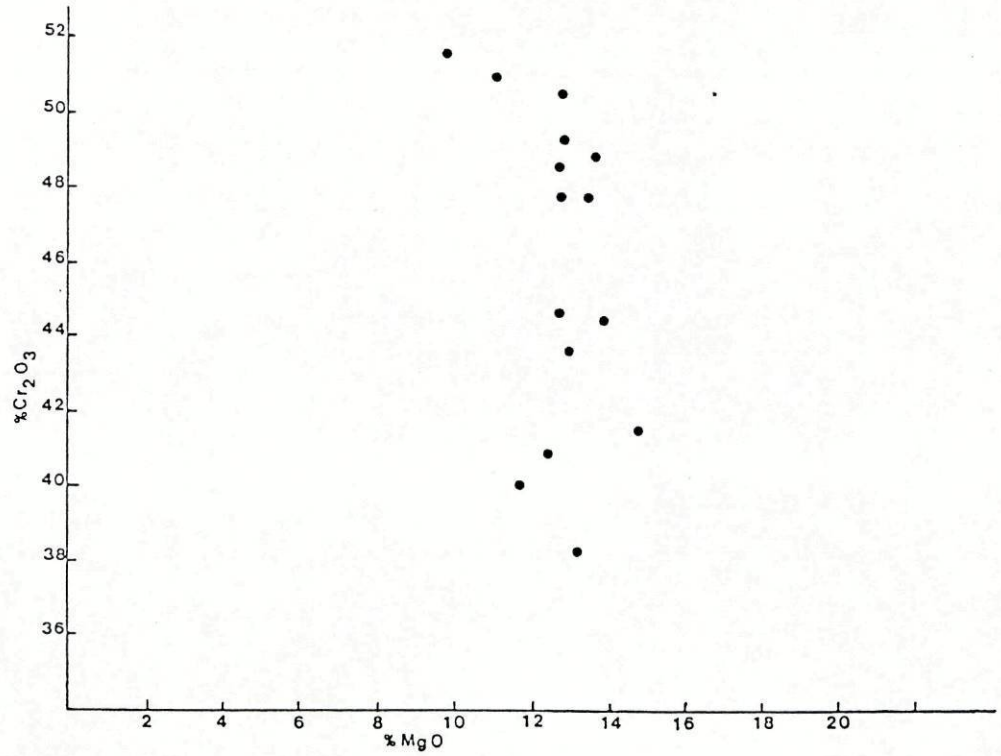


Fig. 24 - CROMITES DO KIMBERLITO LARGO

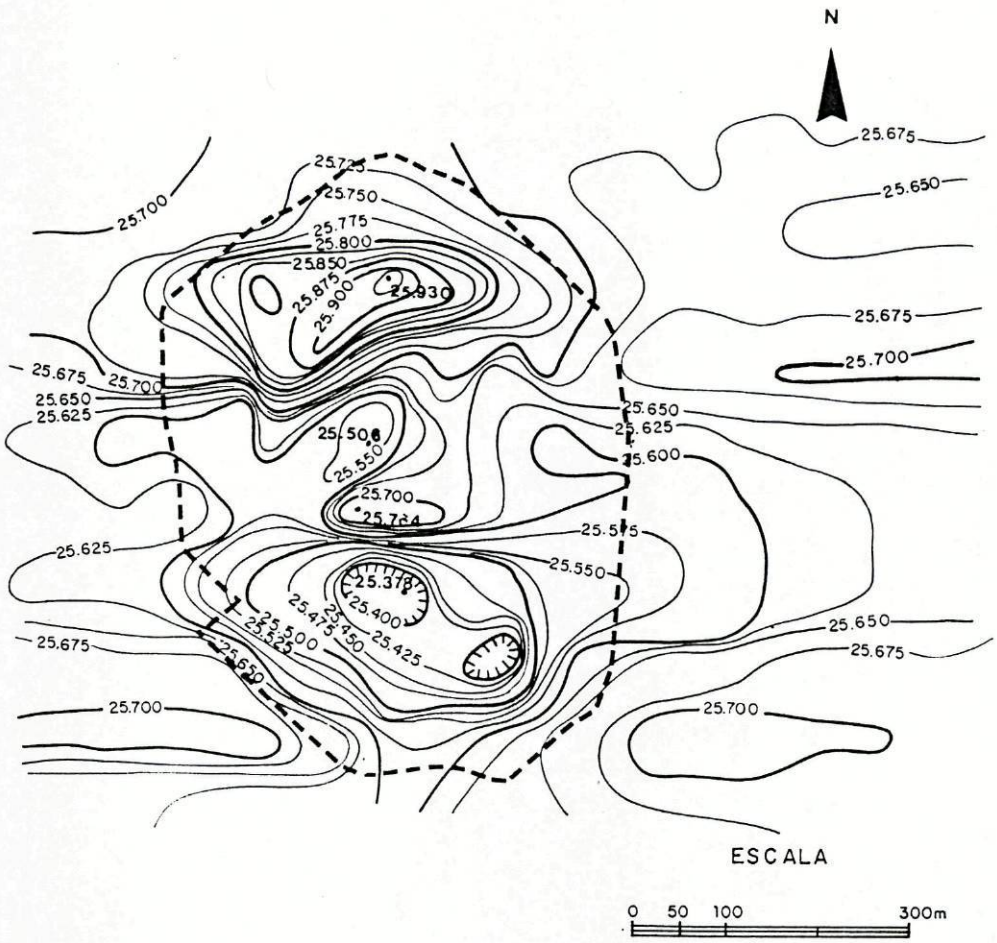


Fig. 25 - KIMBERLITO LARGO. MAGNETOMETRIA TERRESTRE

4.1.2. Kimberlito Riachão

4.1.2.1. Localização e Morfologia

Esta ocorrência kimberlítica localiza-se na margem direita do riacho Riachão, a cerca de 6 km ao sul do diatrema Largo (Fig.17).

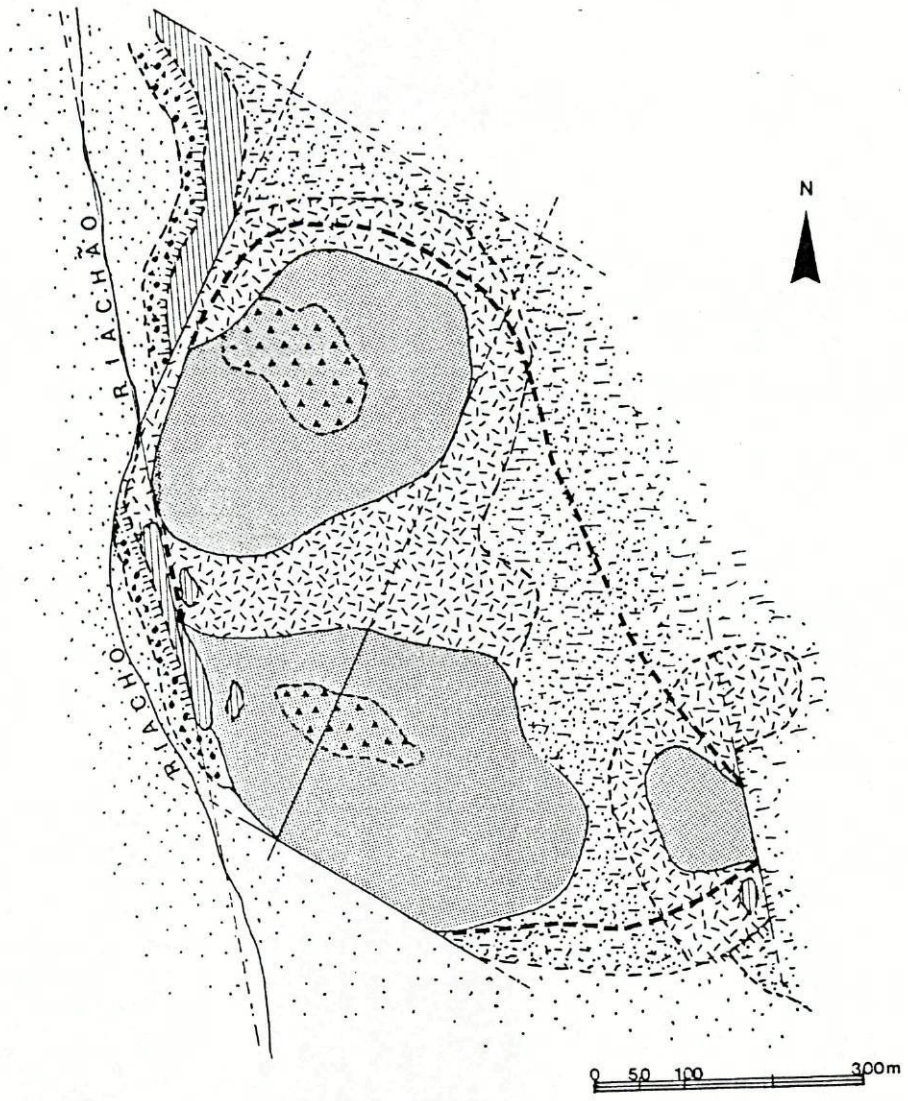
Estrutural e morfologicamente, trata-se de uma chaminé de forma oval alongada segundo N-S e medindo, aproximadamente, 800 x 400m. Esta ocorrência encontra-se, em parte, encoberta por rególito no qual podem ver-se, localmente, blocos decimétricos a métricos de arenitos mais ou menos silicificados.

Intrusivo nos arenitos mesozóicos da Formação Piauí, o kimberlito Riachão é perfeitamente assinalável na fotografia aérea convencional pelo contraste quer da cor, quer da vegetação sobre o kimberlito e sobre os terrenos encaixantes quer, ainda, por se identificarem, sobre o corpo kimberlítico, três estruturas circulares, muito nítidas, como resultado da acção erosiva de três pequenas linhas de drenagem da margem direita do riacho Riachão. Estas três estruturas circulares, constituídas por rocha kimberlítica estão separadas por rególito, (Fig.26).

Localmente, o kimberlito Riachão é controlado por falhas com rumos N10ºW, integrando um feixe com várias dezenas de quilómetros de extensão e, por outras falhas, de menor expressão, com rumos NW e N25ºE. Como o kimberlito Largo, esta ocorrência fica no cruzamento do Alinhamento Transbrasiliano (NE-SW) com o alinhamento gravimétrico do Cratão São Francisco com rumo N33ºW, já atrás referidos.

4.1.2.2. Petrografia e Mineralogia

A ocorrência kimberlítica Riachão é constituída por tufos mais ou menos brechóides, dispostos horizontal ou sub-horizontalmente, por vezes com inclinações de 50º, por efeito de colapso(Estampa 7, Fig.2). Estes tufos têm, dominantemente, cor verde-clara devida à total alteração da olivina em serpentina e, por vezes, à presença da celadonite. Quando o cimento é mais argiloso e ferruginoso toma a cor avermelhada. Estes tufos representam o produto das últimas fases de



Depósito coluvial
Aluvião
Solo areno-argiloso
Solo areno-argiloso com blocos de arenito silicificado
Arenito (Carbónico) localmente silicificado
Tufo kimberlítico
Tufo-brecha kimberlítico
Limite provavel do corpo kimberlítico
Falha (a tracejado, inferida)

Fig. 26 - KIMBERLITO RIACHÃO

formação da chaminé kimberlítica.

A ilmenite, a granada, a piroxena, a cromite e a flogopite são os únicos minerais que escaparam da intensa alteração que atingiu indiscriminadamente a matriz, os macrocristais de olivina e a quase totalidade dos xenólitos, quer os de origem crustal, quer os do manto.

São frequentes nos tufos as inclusões de arenitos e de argilitos de cor vermelha (dominante) ou cinzenta, provenientes dos terrenos encaixantes, os quais também forneceram boa parte do material que cimenta os tufos, a par de outras de níveis crustais mais profundos e do manto (Estampa 8, Fig.1). Os xenólitos provenientes do manto são menores e mais arredondados que os de proveniência crustal e estão representados por pequenas massas de cor verde-clara a verde quase preta, sempre muito alteradas. Apesar de muito alterados foram identificados dois xenólitos de lherzolito granatífero granular de 2 e 3 cm de diâmetro, além de vários outros nódulos de rocha kimberlítica.

Dos minerais pesados que constituem os concentrados kimberlíticos do diatrema Riachão (granada, ilmenite, piroxena, flogopite, magnetite e cromite) a granada é largamente dominante, atingindo 60% do total do concentrado de pesados, seguida da ilmenite com 20 a 25%. Cada um dos restantes constituintes não ultrapassam os 3%.

A granada, aparece em grãos anédricos fracturados, angulosos, mais raramente arredondados com vestígios de kelefitização. Possui cores geralmente vermelha e púrpura com alguns grãos de cores lilás, laranja e, mais raramente, amarela. As superfícies originais ou sem kelifite, apresentam-se finamente esculpidas. Num grão de piropo notou-se uma inclusão de cromite anédrica. De acordo com a classificação das granadas, baseada na cor, (a partir de um lote de 289 grãos da fracção -2.0 a +0,5mm), quase todas são de paragénese peridotítica. A sua distribuição bi-modal, com picos nas cores vermelha e púrpura (Fig.27), revela a existência de múltiplas fases na evolução do kimberlito Riachão.

A ilmenite é, também, um constituinte muito frequente nos concentrados deste corpo kimberlítico, onde ocorre em macrocristais anédricos angulosos, com fracturas frescas e brilho vítreo. Menos frequentemente, aparece em grãos arredondados ou ovais. Este indicador kimberlítico ocorre em grãos monocristalinos, os mais frequentes, ou em

agregados de pequenos cristais. Nas superfícies não fracturadas é muito comum a presença de cobertura branca a amarelada de leucoxena, que aparece também, por vezes, nas fracturas. Quer nos grãos com leucoxena quer naqueles em que esta cobertura foi removida, ou não se terá formado, a superfície é sempre irregular, ora com picotado muito fino ora bastante rugosa. Alguns grãos apresentam-se fracamente magnéticos. Foi observado um grão com bandas paralelas de cor preta alternadas com bandas de cor cinzento-clara mais finas, e formadas por segregação da titanomagnetite.

A piroxena é relativamente pouco frequente, ocorrendo em grãos angulosos, por vezes alongados e fibrosos, de cor verde-esmeralda ou verde-clara. Alguns macrocristais exibem superfícies esculpidas.

A flogopite é, igualmente, pouco frequente, aparecendo em grãos tabulares ou ovóides, anédricos, de cor amarelo-esverdeada e dimensões que raramente ultrapassam 1 cm.

A cromite aparece em xenocristais angulosos anédricos, por vezes isométricos, de cor castanho-escura, com arestas arredondadas e faces com indícios de corrosão magmática.

Nos concentrados foi também reconhecida a magnetite em pequenos grãos subédricos, às vezes alterada em hematite.

4.1.2.3. Química Mineral

Dos concentrados do kimberlito Riachão foram submetidos à análise química, por microssonda electrónica, 45 grãos dos quais 16 de granadas, 17 de cromite, 7 de ilmenite e 5 de piroxena.

Granada

No Quadro 5 figuram os resultados da análise química de 16 grãos de granada deste kimberlito e nas Figs. 28 e 29 a sua representação nos diagramas Cr_2O_3-CaO e Ca-Mg-Fe. Todas estas granadas são do tipo piropo e de paragéneses quase exclusivamente peridotítica, confirmando-se assim, as conclusões a que antes se chegou por classificação cromática das granadas.

Os óxidos principais apresentam variações modestas no MgO e no

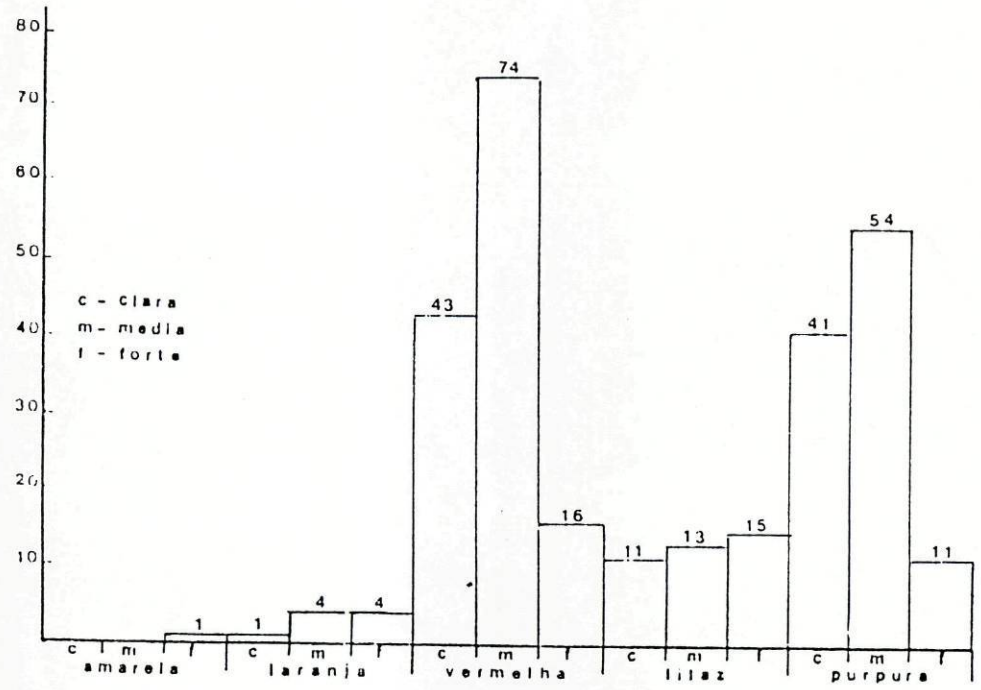


Fig. 27 - HISTOGRAMA DA COR DAS GRANADAS DO KIMBERLITO RIACHÃO

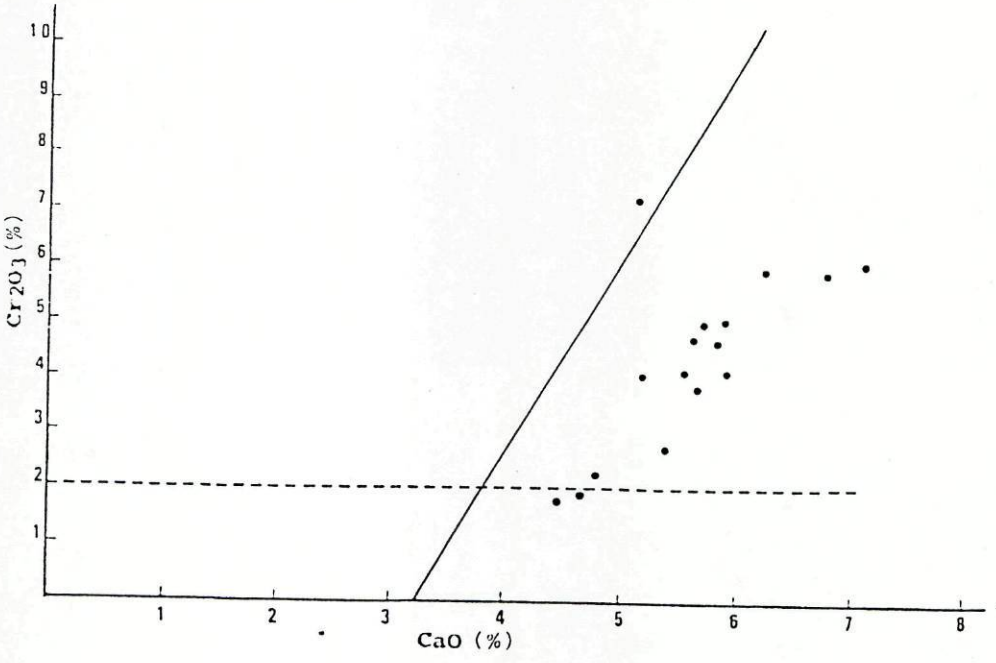


Fig. 28 - GRANADAS DO KIMBERLITO RIACHÃO

Quadro 5 - Granadas do kimberlito Riáchão

	Amostra EAC 80*										Amostra EAC 80**					
	v	vp	v	v	v	vp	vp	v	vp	vp	vp	vp	vp	vl	vl	l
SiO_2	41,80	40,78	41,23	41,29	41,11	41,33	41,33	41,33	41,07	40,94	41,46	42,36	41,89	41,10	41,54	40,88
TiO_2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,28	0,12	0,07	0,18	0,21	0,17
Al_2O_3	20,45	19,24	20,63	20,87	21,73	20,82	19,97	20,19	19,38	18,97	19,13	21,63	20,18	22,59	22,81	22,87
Cr_2O_3	4,60	5,87	4,09	3,84	2,77	4,10	5,03	4,97	5,95	6,03	7,18	4,03	4,70	1,73	2,24	1,92
FeO	7,18	7,33	7,98	7,94	8,58	8,31	6,80	6,68	6,91	7,55	6,02	7,15	6,52	9,20	7,79	8,91
MnO	0,26	0,31	0,28	0,29	0,37	0,36	0,27	0,26	0,26	0,33	0,28	0,43	0,34	0,50	0,36	0,40
MgO	20,02	18,67	19,30	19,29	19,12	18,75	19,75	20,00	19,27	18,10	21,17	19,93	21,52	18,81	20,04	18,90
CaO	5,86	6,81	5,55	5,69	5,38	5,94	5,91	5,66	6,29	7,15	5,15	5,19	5,64	4,47	4,79	4,65
Na_2O	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,02	nd	0,03	nd	0,02	0,02
Total	100,17	99,01	99,06	99,19	99,06	99,61	99,06	99,09	99,13	99,07	100,69	100,84	100,89	98,58	99,80	98,72
Catiões para 12 oxigénios																
Si	2,994	2,983	2,991	2,989	2,977	2,990	2,995	2,989	2,988	2,999	2,960	2,997	2,973	2,981	2,962	2,960
Ti	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	0,015	0,006	0,004	0,010	0,012	0,009
Al	1,726	1,659	1,764	1,781	1,855	1,775	1,706	1,721	1,662	1,638	1,611	1,805	1,689	1,932	1,918	1,953
Cr	0,260	0,339	0,235	0,220	0,158	0,234	0,288	0,284	0,342	0,349	0,405	0,226	0,264	0,099	0,127	0,110
Fe	0,430	0,448	0,484	0,481	0,520	0,503	0,412	0,404	0,420	0,462	0,360	0,424	0,387	0,558	0,465	0,540
Mn	0,016	0,019	0,017	0,018	0,023	0,022	0,017	0,016	0,016	0,020	0,017	0,026	0,020	0,031	0,022	0,025
Mg	2,137	2,035	2,087	2,081	2,064	2,021	2,133	2,156	2,090	1,976	2,255	2,104	2,278	2,035	2,132	2,041
Ca	0,450	0,534	0,431	0,441	0,417	0,460	0,459	0,439	0,491	0,561	0,394	0,394	0,430	0,348	0,366	0,361
Na	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	0,002	-----	0,004	-----	0,002	0,003
Total	8,013	8,017	8,009	8,011	8,014	8,005	8,010	8,009	8,009	8,005	8,019	7,982	8,049	7,994	8,006	8,002
% molecular																
Ca	14,91	17,69	14,37	14,70	13,91	15,43	15,28	14,63	16,34	18,71	13,09	13,48	13,89	11,83	12,35	12,27
Mg	70,84	67,45	69,50	69,30	68,77	67,73	71,06	71,90	69,64	65,87	74,94	72,01	73,60	69,19	71,95	69,37
Fe	14,26	14,86	16,13	16,01	17,32	16,84	13,72	13,48	14,01	15,42	11,96	14,51	12,50	18,83	15,69	18,35

nd - não detectado
Cores: v-vermelho; vp-vermelho púrpura; l-laranja vl-vermelho laranja
*Análises feitas na Universidade de Cape Town
**Análises feitas na Universidade de Massachussetts, Amherst, USA

Al2O3 cujos teores vão de 18,10 a 21,52% e de 18,97 a 22,87% respectivamente; moderadas no CaO e no FeO cujos teores variam de 4,47 a 7,15% no primeiro e de 6,02 a 9,20% no FeO e fortes no Cr2O3, com teores de 1,73 a 7,15%. O TiO2 apenas foi determinado em 5 das 16 granadas, cujos teores estão compreendidos entre 0,07 e 0,28%. Estes resultados permitem concluir que as granadas de paragénese peridotítica (Cr2O3 ≥ 2%) são largamente predominantes sobre as de natureza eclogítica, cuja percentagem apenas atinge 12,5%. Segundo a classificação de Dawson & Stephens (1975, 1976), todas as granadas são piropos cromíferos (G9).

A representação destes piropos cromíferos no diagrama Cr2O3 versus CaO, revela que eles se distribuem ao longo do trend das granadas dos lherzolitos (G9), com excepção do grão nº11, que se projecta no campo das granadas G10, embora ainda muito próximo do limite G10-G9 (Fig.28). A distribuição das granadas G9 neste diagrama, mostra ainda que o conjunto tem tendência a formar dois grupos com certa individualidade: o primeiro possui menos de 5% de CaO e entre 1,73 e 2,77% de Cr2O3 e, no outro, o CaO varia de 5,15 a 7,15% e o Cr2O3 entre 3,84 e 7,18%.

O teor da knorringite nos piropos do kimberlito Riachão oscila entre 5,33 (grão 14) e 20,09% (grão 11). De acordo com Irifune et al. (1982), este último grão ter-se-à formado sob pressões entre 40 e 55 kb, portanto compatíveis com as do ambiente de cristalização do diamante. De acordo com aquele autor, valores da razão Cr/(Cr+Al) compreendidos entre 0,20 e 0,40% na solução sólida piropo-knorringite representam, aproximadamente, a composição da base do manto superior. Dos restantes piropos cromíferos apenas três outros, com 17% de knorringite podem ter-se originado no CED, ou muito próximo dele, uma vez que as pressões a que terão cristalizado são da ordem dos 37 aos 48 kb. Os teores de Na2O nos dois piropos eclogíticos são bastante inferiores aos considerados compatíveis com os das granadas formadas às pressões prevalescentes no CED.

Na Fig.29, em que as composições químicas das granadas estão representadas pelas percentagens moleculares do piropo, da grossulária e da almandina, verifica-se que elas se distribuem por uma área bastante larga, o que indica origem em ambientes relativamente diferentes o que, aliás, é denunciado também pela grande variação do

teor da knorringite (entre 5,33 e 20,09%) e, mesmo, pelo estudo da cor.

Ilmenite

A análise de 7 xenocristais de ilmenite, cujos resultados figuram no Quadro 6, permite reconhecer variações de 3,28 a 10,10% de molécula hematítica (3,71 a 11,12% de Fe203) e de 28,11 a 51,82% de molécula geikielítica (7,91 a 14,31% de MgO). Tais variações permitem a separação em duas populações de ilmenites (Fig.30), que correspondem às composições médias: I146 Hem5,5 Geik 48,5 e I158,5 Hem6,5 Geik35. Nestas ilmenites observam-se teores baixos e quase constantes da hematite, ao contrário do que acontece com a geikielite cuja variação é bastante acentuada.

Os óxidos principais da ilmenite apresentam valores médios a altos de Cr203 (0,53 a 5,42%), altos de MgO (7,91 e 14,31%) e baixos a médios tanto para o Fe203 (3,71 a 11,12%) como para o FeO (21,06 a 30,48%). O Cr203 apresenta correlação positiva relativamente ao MgO e ao Al203, este último com variações de 0,14 a 0,61% e, negativa, relativamente ao FeO, ao Fe203 e ao MnO, este com percentagens de 0,17 a 0,38%. Estes valores permitem confirmar a existência das duas populações já referidas, uma das quais caracterizada por ser particularmente rica em Cr203 (2,48 a 5,42%) e, a outra, por teores de Cr203 tipicamente bem mais baixos (0,53 a 0,77%). No primeiro grupo merece especial destaque o grão nº3 pelo seu elevado teor de Cr203 (5,42%).

Merece realce também o relativamente baixo estado de oxidação destas ilmenites (3,29 a 10,10% de hematite), indicativo de ambiente favorável à preservação do diamante. Esta característica, aliada ao facto de as ilmenites do kimberlito Riachão serem ricas de Mg, significa que elas se formaram em ambiente redutor e que não sofreram, posteriormente, oxidação acentuada.

Cromite

No Quadro 7 indicam-se os resultados da análise química de 17 macrocristais de cromite, provenientes de concentrados do mesmo kimberlito e, na Fig.31, a sua representação no diagrama Cr203-MgO. As

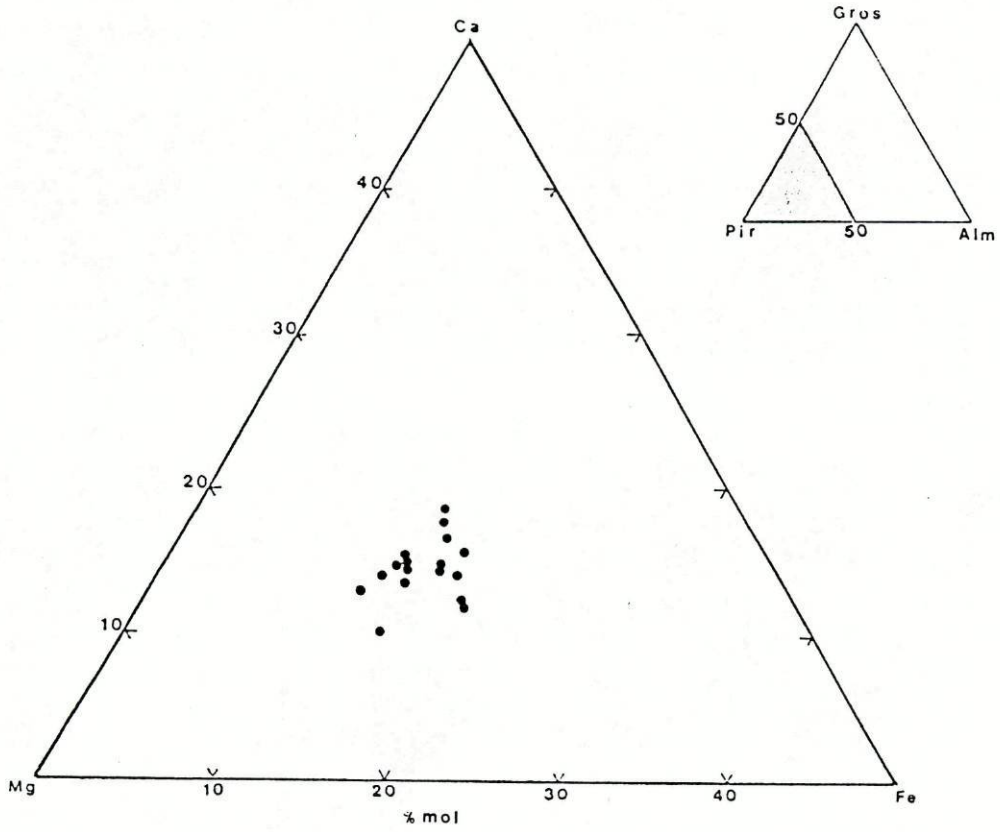


Fig. 29 - GRANADAS DO KIMBERLITO RIACHÃO

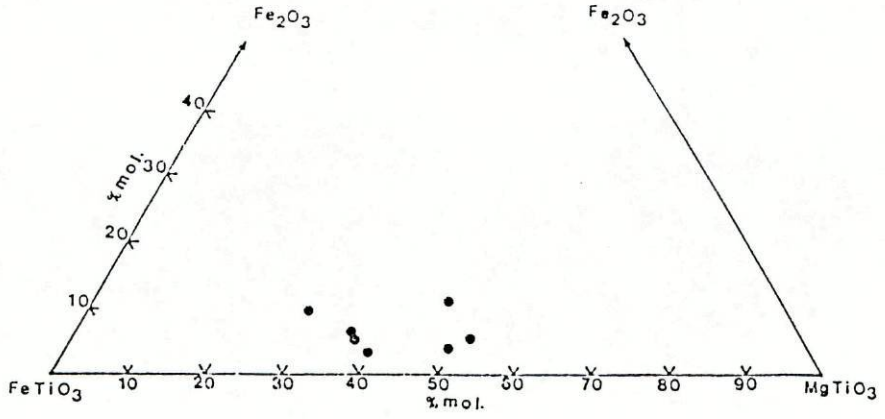


Fig. 30 - ILMENITES DO KIMBERLITO RIACHÃO

composições químicas destas cromites são bastante variáveis, o que denuncia que as mesmas se formaram em peridotitos de composições químicas muito diferentes e, consequentemente, originadas em diferentes profundidades.

Os teores dos óxidos principais apresentam amplas oscilações a saber: 34,17 a 54,44% para o Cr_2O_3; 7,93 a 19,06% para o MgO; 2,54 a 25,55% para o Fe_2O_3; 7,69 a 23,81% para o FeO; 2,27 a 39,29% para o Al_2O_3 e de 0,00 a 4,66% para o TiO_2. Com excepção do grão 4, todas as cromites são alumino-magnesianas. Os valores da razão Mg/(Mg+Fe) variam de 0,44 a 0,72 e os da razão Cr/(Cr+Al) de 0,33 a 0,81. Cerca de metade destas cromites são, também, titaníferas (1,55 a 4,66% de TiO_2).

A presença de um pequemo grão de cromite inclusa num macrocristal de granada leva à conclusão de que, pelo menos, algumas das cromites do kimberlito Riachão são xenocristais formados sob altas pressões, provavelmente antes da fluidização do kimberlito. De acordo com Mitchell & Clarke (1976) as mais ricas de Ti, pertenceriam a um estágio mais evoluído, talvez já posterior à fluidização.

No diagrama Cr_2O_3-MgO a distribuição das cromites indica também que elas se terão formado em condições de certa instabilidade magmática (MgO entre 7,93 e 19,06%).

A forte variação de Cr/(Cr+Al) (0,33 a 0,81) sugere que as cromites do kimberlito Riachão tenham tido origem a profundidades diferentes, provavelmente em lherzolitos e em harzburgitos.

Apesar de se admitir altas pressões de formação para algumas cromites os teores de Cr_2O_3 não são ainda representativos do CED.

Piroxena

A análise química de 5 macrocristais de piroxena do kimberlito Riachão (Quadro 8), levou a identificá-los como clinopiroxenas de natureza diopsídica (grãos 1 a 4) e augítica (grão 5). Na classificação de Stephens & Dawson (1977), duas são diópsides cromíferas (Grupo 5), duas diópsides ureíticas (Grupo 6) e uma diópside jadeítica (Grupo 8). Na Fig.32, podem ver-se os pontos figurativos destas clinopiroxenas.

Os óxidos principais apresentam teores praticamente constantes para o MgO (14,33 a 15,78%) muito variados de CaO (12,95 a 20,43%), de

Quadro 6 - Ilmenites do kimberlito Riachão

	Amostra EAC 80*			Amostra EAC 80**			
	1	2	3	4	5	6	7
TiO_2	53,09	53,95	52,57	51,57	52,82	49,28	54,17
ZrO_2	nd	nd	nd	0,16	0,19	0,27	0,15
Al_2O_3	0,29	0,39	0,61	0,14	0,15	0,39	0,21
Cr_2O_3	2,55	2,43	5,42	0,77	0,89	0,53	0,58
Fe_2O_3	7,03	5,64	5,78	7,58	6,44	11,12	3,71
FeO	24,41	23,71	21,06	28,74	29,05	30,48	29,10
MnO	0,24	0,23	0,17	0,30	0,38	0,28	0,34
MgO	12,98	13,78	14,31	10,08	10,42	7,91	11,03
Nb_2O_5	nd	nd	nd	0,50	0,39	0,37	0,30
Total	100,59	100,13	100,12	99,84	100,73	100,63	99,59
	Catiões para 3 oxigénios						
Ti	0,912	0,924	0,899	0,914	0,925	0,881	0,953
Zr	-----	-----	-----	0,002	0,002	0,003	0,002
Al	0,008	0,011	0,016	0,004	0,004	0,011	0,006
Cr	0,046	0,044	0,097	0,014	0,016	0,010	0,011
Fe^{3+}	0,121	0,097	0,100	0,134	0,113	0,199	0,065
Fe^{2+}	0,467	0,452	0,401	0,566	0,566	0,606	0,569
Mn	0,005	0,004	0,003	0,006	0,008	0,006	0,007
Mg	0,442	0,468	0,485	0,354	0,362	0,280	0,385
Nb	-----	-----	-----	0,005	0,004	0,004	0,003
Total	2,001	2,001	2,001	1,999	2,000	2,000	2,001
% molecular							
Ilm	48,19	46,69	42,84	57,35	57,49	61,49	57,68
Hem	6,19	4,96	5,34	6,79	5,74	10,10	3,29
Geik	45,61	48,35	51,82	35,87	36,77	28,41	39,03

nd - não detectado
Ilm-ilmenite; Hem-hematite; Geik-geikielite
*Análises feitas na Universidade de Cape Town
**Análises feitas na Universidade de Massachussetts, Amherst, USA

FeO (1,77 a 7,20%), de Al2O3 (1,37 a 5,62%), de Cr2O3 (0,13 a 2,65%), de TiO2 (0,15 a 0,60%) e de Na2O (1,87 a 2,93%). Os valores das razões Ca/(Ca+Mg) (0,37 a 0,51) e Mg/(Mg+Fe) (0,80 a 0,94) são bastante variáveis e elevados.

Apesar do pequeno número de piroxenas analisadas, as suas composições químicas indicam a presença de duas populações distintas (Fig.32). A mais numerosa e mais representativa do kimberlito Riachão é cálcica (com média de 46,5% de wollastonite); a outra, representada apenas pelo grão 5, de natureza augítica e sub-cálcica, possui 32% de

Quadro 7 - Cromites do kimberlito Riachão

	Amostra EAC 80																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
TiO_2	3,39	nd	0,24	4,66	nd	2,43	0,15	...	1,72	3,27	2,88	0,48	1,55	nd	3,56	2,68	0,91
Al_2O_3	9,72	14,09	18,35	2,27	39,29	23,34	11,76	33,36	12,53	11,84	8,24	21,60	15,29	19,13	13,42	11,85	13,23
Cr_2O_3	52,71	54,44	45,79	49,35	28,69	36,77	37,16	34,17	52,10	51,84	52,80	42,41	49,34	47,90	47,39	51,25	52,81
Fe_2O_3	3,58	3,89	7,29	11,38	4,35	8,99	25,55	10,14	3,74	2,76	2,54	4,94	4,16	4,92	7,84	3,00	3,42
FeO	16,89	14,60	13,26	23,81	9,02	12,32	10,78	7,69	16,89	18,20	21,92	13,65	14,93	14,25	14,49	17,84	15,89
MnO	0,31	0,30	0,26	0,41	0,19	0,21	0,31	0,19	0,31	0,26	0,36	0,31	0,30	0,28	0,26	0,26	0,29
MgO	12,50	12,63	13,86	7,93	19,06	16,64	14,92	13,78	11,86	12,06	10,10	16,12	13,29	13,35	11,79	11,61	11,92
Total	99,10	99,95	99,05	99,81	100,60	100,70	100,63	99,33	99,15	100,23	98,84	99,51	98,86	99,83	98,75	98,49	98,47
	Catiões para 32 oxigénios																
Ti	0,663	-----	0,045	0,974	-----	0,431	0,031	-----	0,334	0,637	0,474	0,091	0,307	-----	0,065	0,537	0,173
Al	3,014	4,244	5,437	0,756	10,251	6,574	3,541	5,788	3,851	3,602	2,133	6,424	4,607	5,625	4,245	3,666	4,078
Cr	10,951	11,008	9,093	10,900	5,026	6,947	7,494	7,965	10,724	10,587	9,150	8,455	9,966	9,450	10,071	10,649	10,902
Fe^{3+}	0,708	0,750	1,380	2,394	0,724	1,616	4,904	2,248	0,734	0,538	0,515	0,938	0,800	0,924	1,586	0,612	0,672
Fe^{2+}	3,710	3,124	2,789	5,567	1,669	2,461	2,299	1,894	0,681	3,933	4,931	2,880	3,192	2,976	3,256	3,923	3,469
Mn	0,063	0,062	0,060	0,101	0,040	0,043	0,061	0,053	0,063	0,062	0,065	0,061	0,061	0,060	0,065	0,063	0,063
Mg	4,892	4,812	5,196	3,309	6,289	5,928	5,671	6,053	4,603	4,642	4,057	5,152	5,067	4,965	4,713	4,550	4,643
Total	24,001	24,000	24,000	24,001	23,999	24,000	24,000	24,000	24,000	24,001	24,000	24,001	24,000	24,000	24,001	24,000	24,000
$100 \times \frac{Cr}{Cr+Al}$	78,42	72,17	62,58	93,51	32,90	51,38	67,91	57,91	73,58	74,61	81,10	53,89	67,66	62,69	70,35	74,39	72,78
$100 \times \frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+}+Mg}$	43,13	39,36	34,93	62,72	20,97	29,34	28,85	23,83	44,44	45,87	54,86	35,86	38,65	37,48	40,86	46,30	42,76

*Análises feitas na Universidade de Cape Town
nd - não detectado

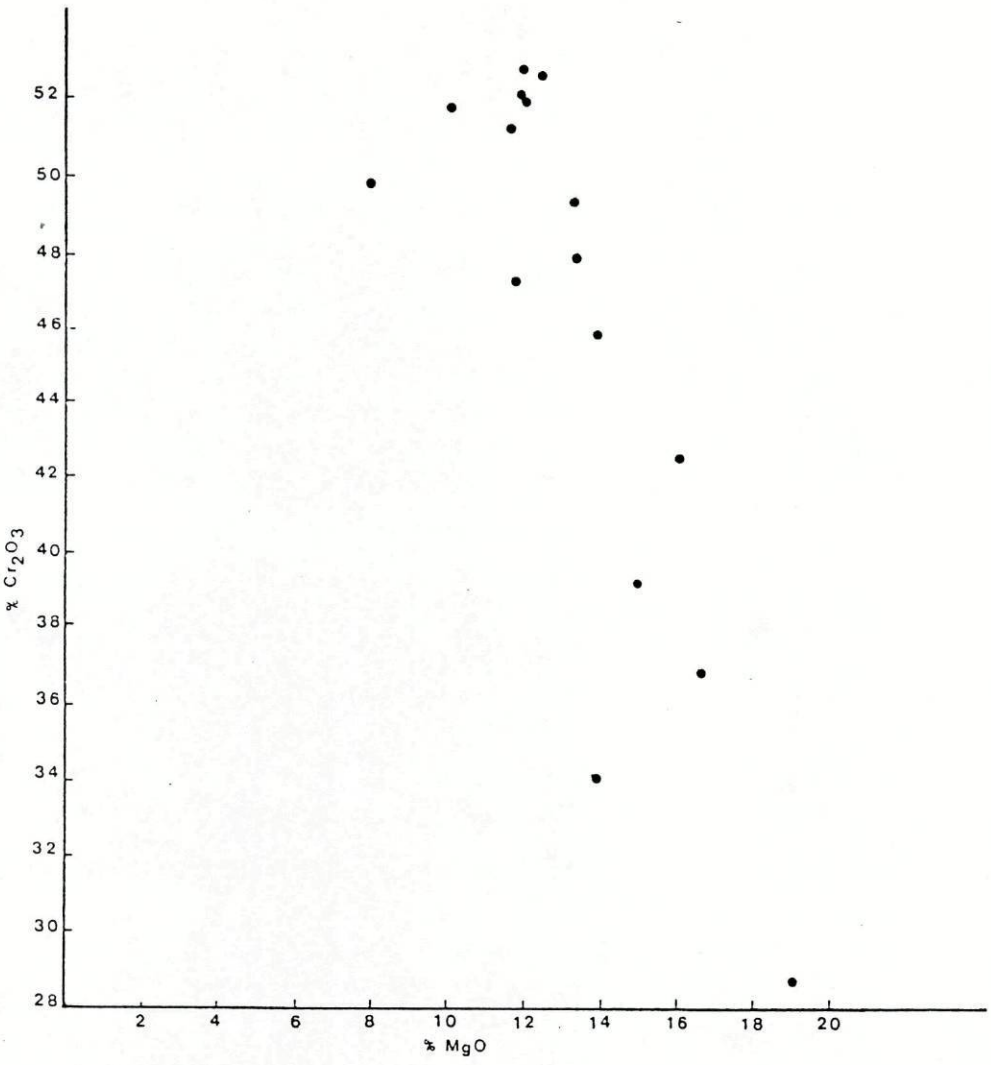


Fig. 31 - CROMITES DO KIMBERLITO RIACHÃO

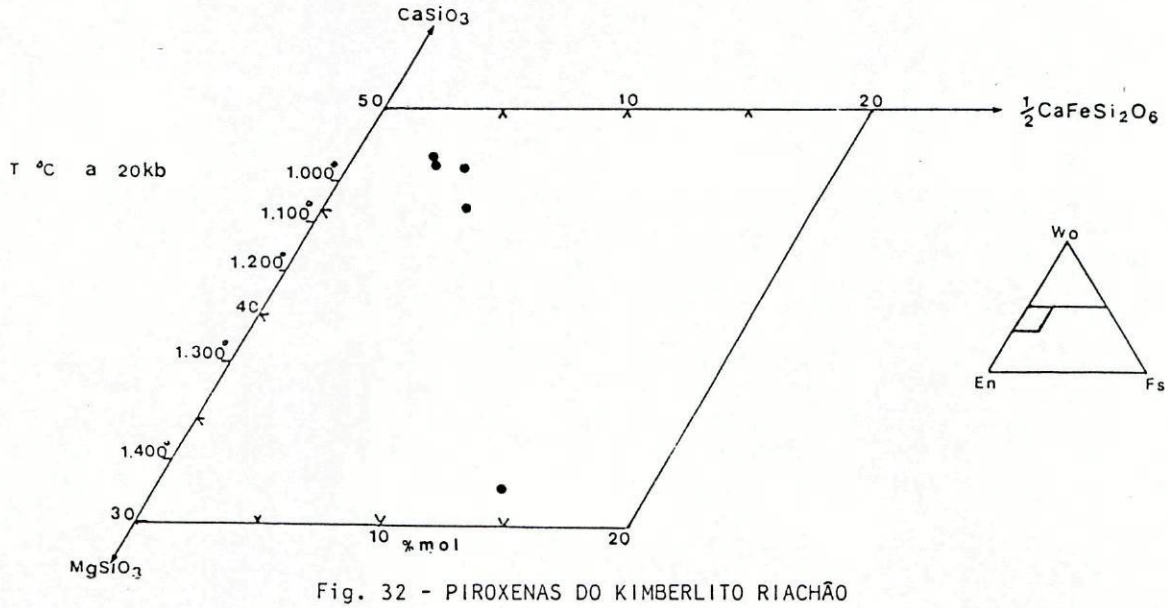


Fig. 32 - PIROXENAS DO KIMBERLITO RIACHÃO

Quadro 8 - Piroxenas do kimb. Riachão

	EAC 80				
	1	2	3	4	5
SiO_2	55,74	53,99	53,65	54,33	53,37
TiO_2	0,15	0,22	0,33	0,18	0,60
Al_2O_3	4,31	1,37	4,17	3,40	5,62
Cr_2O_3	1,18	2,65	1,61	1,49	0,13
FeO	1,77	3,93	2,59	1,97	7,20
MnO	0,09	0,09	0,07	0,06	0,16
MgO	14,80	15,23	14,33	15,49	15,78
CaO	19,83	19,67	19,42	20,43	12,95
Na_2O	1,87	2,93	2,32	1,72	2,93
Total	99,74	100,08	98,49	99,07	98,74
	Catiões para 6 oxigénios				
Si	1,997	1,977	1,966	1,974	1,950
Ti	0,004	0,006	0,009	0,005	0,016
Al	0,182	0,059	0,180	0,146	0,242
Cr	0,034	0,077	0,047	0,043	0,004
Fe	0,053	0,120	0,080	0,060	0,220
Mn	0,003	0,003	0,002	0,002	0,005
Mg	0,791	0,831	0,783	0,840	0,860
Ca	0,762	0,772	0,763	0,796	0,507
Na	0,130	0,208	0,165	0,122	0,208
Total	3,956	4,053	3,995	3,988	4,012
% molecular					
Ca	47,45	44,81	46,93	46,93	31,95
Mg	49,25	48,23	48,15	49,53	54,19
Fe	3,30	6,96	4,92	3,54	13,86

Análises feitas na Universidade de Cape Town

wollastonite e é bastante mais rica em ferrossilite (13,9 contra, em média, 4,3%) do que as diopsídicas. Estas duas populações distinguem-se ainda pelos teores de Cr2O3, TiO2 e Al2O3. A piroxena sub-cálcica é mais aluminosa (5,62 contra, em média, 3,31% de Al2O3), mais titanífera (0,60 contra, em média, 0,22% de TiO2) e, principalmente, menos cromífera (0,13 de Cr2O3 contra, em média 1,73%) do que as clinopiroxenas cálcicas.

Embora a ortopiroxena não tenha sido encontrada, os valores da razão Ca/(Ca+Mg) próximos de 0,13, sugerem a possibilidade de ter

em piroxs,

havido cristalização em equilíbrio da clinopiroxena, da ortopiroxena e da granada. Recorrendo ao "solvus" de Lindsley & Dixon (1976) a 20 kb (Fig.31), as temperaturas de cristalização estariam à volta dos 950-1.050ºC para as diópsides cromíferas e de 1.420ºC para a diópside jadeítica.

As clinopiroxenas do kimberlito Riachão são idênticas às do kimberlito Cacimbas (Correia 1988) e às encontradas nos nódulos de lherzolitos de kimberlitos da África do Sul.

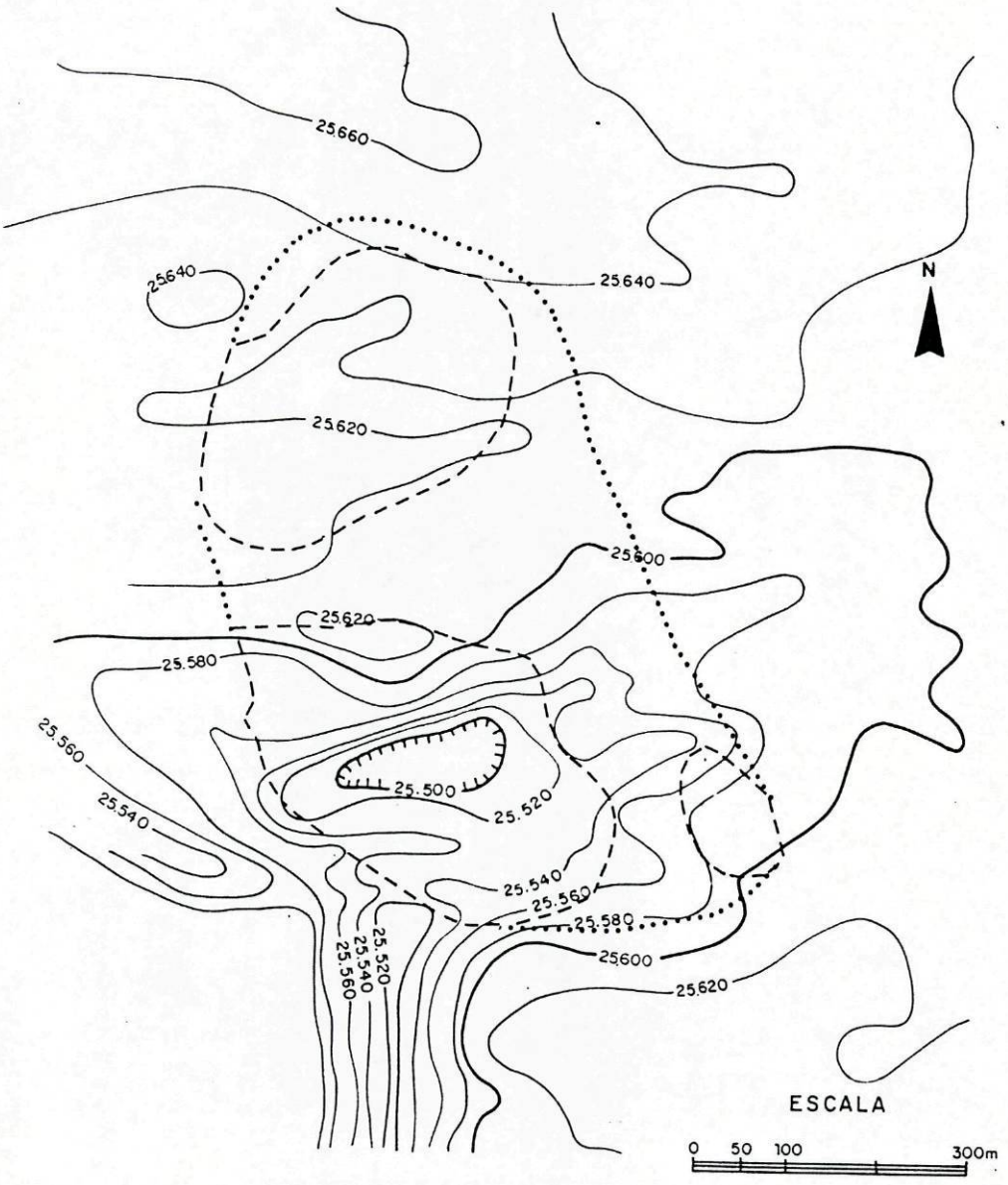
4.1.2.4. Magnetometria Terrestre

Foi feito um levantamento magnético terrestre sobre a área de ocorrência kimberlítica Riachão com magnetómetro Proton de campo vertical, cobrindo cerca de 135 ha, em linhas N-S com 50 m de intervalo e leituras de 25 em 25 m sobre as linhas (Fig.33).

Este kimberlito parece que não foi assinalado no levantamento aeromagnético regional, embora, nas suas proximidades, tenha sido identificada uma anomalia com 22 gamas de intensidade magnética cujo perfil é típico das intrusões kimberlíticas.

A intensidade do campo magnético regional é da ordem dos 25.700 gamas. O corpo kimberlítico assinala-se por uma anomalia negativa ligeiramente superior a 160 gamas, na parte sul da chaminé onde o relevo magnético é mais acentuado. A ajuizar pelos resultados da magnetometria terrestre, a chaminé do kimberlito localiza-se na parte sul da ocorrência.

Uma fractura de direcção N-S que parece terminar de encontro ao corpo kimberlítico, pode ter funcionado como conduto do magma kimberlítico, pelo menos na parte superior da crusta. Na realidade, a disposição dos três kimberlitos desta área, alinhados segundo N10ºW, direcção que coincide, aproximadamente, com a de um feixe de diques de dolerito a oeste (Fig.17), sugere que estes kimberlitos têm um controlo estrutural evidente. A fractura assinalada no levantamento magnético no kimberlito Riachão terá funcionado, provavelmente, como conduta do magma kimberlítico o qual, próximo da superfície teria irrompido dando lugar ao aparecimento dos três diatremas Largo, Riachão e Cabeceiras, num mecanismo idêntico ao que deu lugar aos grandes



Isogamas

Corpo kimberlítico aflorado

Limite provavel do corpo kimberlítico

Fig. 33 - KIMBERLITO RIACHAO. MAGNETOMETRIA TERRESTRE

diques da Serra Leoa onde, de vez em quando, o dique toma a forma de chaminé. Na área do Uruçuí Preto, é provável que, ao longo deste feixe de fracturas, existam, além das chaminés, diques kimberlíticos.

4.1.3. Kimberlito Cabeceiras

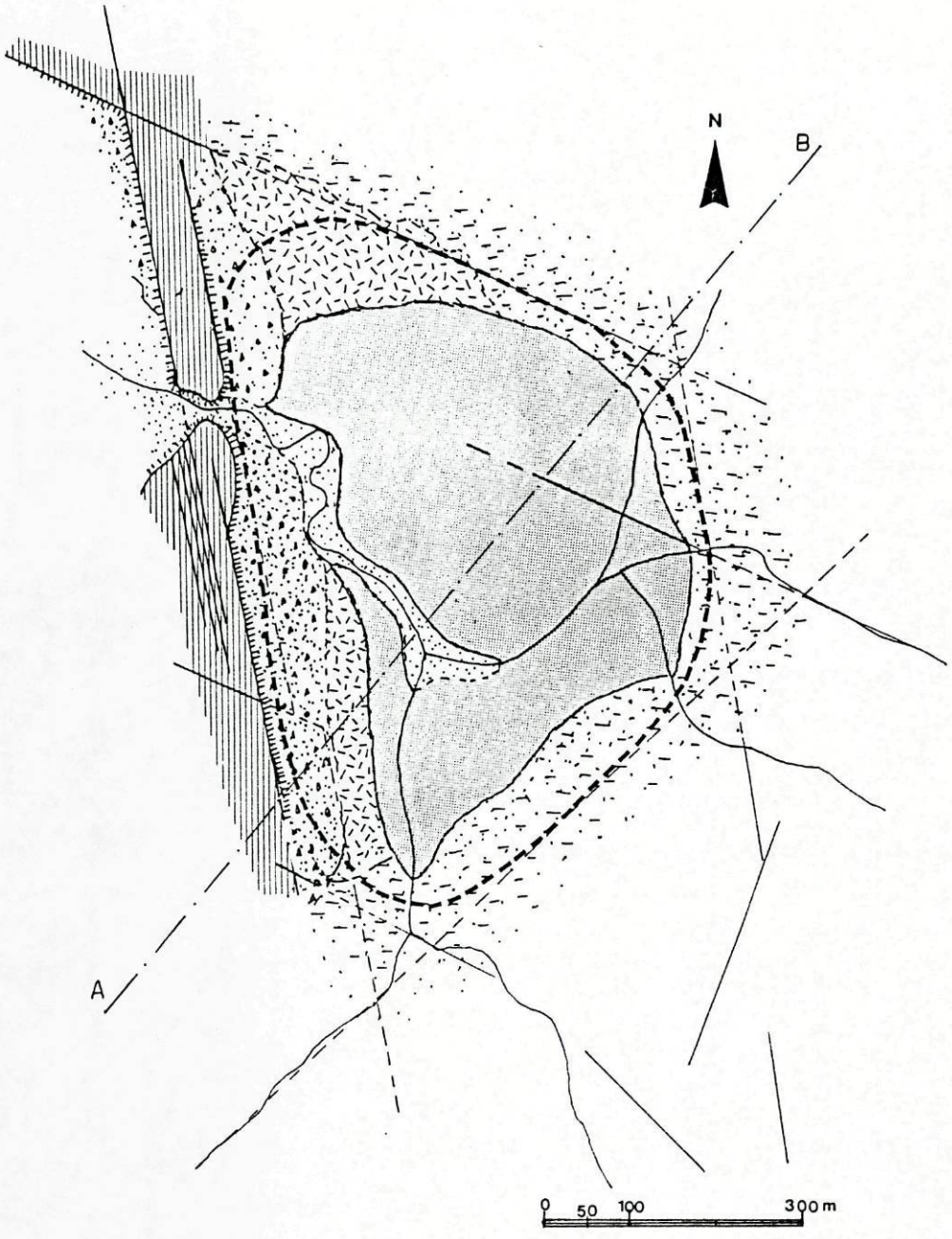
4.1.3.1. Localizacao e Morfologia

O kimberlito Cabeceiras localiza-se na linha de água do mesmo nome, próximo da sua nascente, a cerca de 3,5 km a SSE do kimberlito Riachão. Fica numa depressão de forma oval, resultante da erosão diferencial por aquela linha de drenagem, cuja saída se faz por estreita passagem aberta nas camadas de arenito (Estampa 8, fig.2 e Estampa 9, Fig.1). Este, mais ou menos silicificado por efeito de falhamento, forma um alto paredão vertical que limita, a oeste, a estrutura kimberlítica (Estampa 9, Fig.1).

O corpo kimberlítico é, como os restantes da área, uma intrusão do tipo chaminé, fortemente controlada estruturalmente por falhas de direcções aproximadas, N-S, NW-SE e NE-SW. A sua superfície é de cerca de 37 ha (Fig.34).

Intrusivo nos arenitos da Formação Piauí, do Carbónico, o kimberlito é facilmente detectável na fotografia aérea ou mesmo na imagem de radar, não só por se encontrar dentro de uma típica estrutura circular muito bem definida, de relevo negativo, como pelo forte contraste de tonalidade e de vegetação entre o corpo kimberlítico e as rochas areníticas encaixantes.

Relativamente aos kimberlitos Largo e Riachão, esta ocorrência apresenta-se sensivelmente melhor preservada da erosão devido à resistência do paredão de arenito que a limita a oeste. A sua altitude é de cerca de 430 m, estando, aproximadamente, 170 m abaixo da Peneplanície Sul-Americana, ao contrário das ocorrências Largo e Riachão cujos desníveis relativamente àquele peneplano são de, 225 e 210 m respectivamente.



Depósito coluvial com blocos de arenito silicificado
Aluvião
Solo areno-argiloso
Solo areno-argiloso com blocos de arenito silicificado
Arenito (Carbónico), localmente silicificado
Corpo kimberlítico

Limite provavel do corpo kimberlítico
Falha (a tracejado, inferida)
Perfil magnético

Fig.34 - Kimberlito Cabeceiras

4.1.3.2. Petrografia e Mineralogia

A rocha kimberlítica encontra-se, na sua maior parte, encoberta por depósitos detríticos eluvionares com abundantes blocos de arenito e de siltito mais ou menos silicificados, em especial junto da falha que limita o diatrema a oeste. Os afloramentos do kimberlito são escassos e, geralmente, a rocha apenas pode ser observada em pequenos sulcos cavados pela erosão. A rocha kimberlítica encontra-se extremente alterada em serpentina e materiais argilosos (Estampa 9, Fig.2). Possui cor verde-clara, com inclusões centimétricas de arenito e de siltito das rochas encaixantes e xenólitos de cor esverdeada ou acastanhada, provavelmente do manto superior, também completamente alterados. Contrariamente aos kimberlitos Largo e Riachão, cujo aspecto tufáceo é perfeitamente visível, neste, a extrema alteração mascara mesmo a estrutura da rocha kimberlítica, salvo no que se refere ao seu aspecto brechóide que é posto em evidência pelos materiais estranhos inclusos. Algumas pequenas escavações mostraram que, como os outros, o kimberlito Cabeceiras é também de natureza tufácea. Os únicos materiais que resistiram à extrema meteorização foram a ilmenite, a granada, a cromite, a piroxena e a flogopite. Além destes minerais foi possível identificar pseudomorfoses de serpentina proveniente da olivina cujos macrocristais são possivelmente da primeira geração. Foram também encontradas magnetite e hematite nos concentrados de minerais pesados.

A ilmenite é, de longe e ao contrário do que acontece nos kimberlitos Largo e Riachão, o mais abundante constituinte dos concentrados nos quais aparece com mais de 70% do total. Ocorre em grãos mono e policristalinos ovais ou achatados e, mais frequentemente, em clastos angulosos. A superfície original apresenta-se sempre arredondada por acção química do magma, exibindo fino picotado e, por vezes, com depressões circulares ou alongadas resultantes, provavelmente, de intercrescimento com outras fases minerais alteradas e removidas. A leucoxena é rara. Alguns macrocristais de ilmenites são levemente magnéticos.

Ao contrário do que ocorre nos kimberlitos Largo e Riachão a granada é pouco frequente, não ultrapassando 8% do total dos concentrados. Aparece como xenocristais anédricos, angulosos ou

subarredondados de cores vermelha, lilás, púrpura, laranja e amarela. As superfícies não fracturadas apresentam-se finamente esculpidas. Alguns grãos têm restos de kelifite superficial.

A separação das granadas desta ocorrência, com base na cor (Fig.35), mostra distribuição normal mal definida, com pico no vermelho e uma maior percentagem das granadas eclogíticas neste kimberlito do que em qualquer das duas ocorrências kimberlíticas anteriormente referidas.

A cromite é também pouco frequente nos concentrados deste kimberlito, onde ocorre em grãos anédricos angulosos de cor castanho escura e com sinais de corrosão.

A piroxena é, igualmente, pouco frequente aparecendo em macrocristais de cor verde, angulosos, alongados e fibrosos com a superfície finamente picotada.

A flogopite é também relativamente rara ocorrendo em grãos alongados e achatados, de bordos arredondados, não ultrapassando 0,5 cm de comprimento.

4.1.3.3. Química Mineral

Foram submetidos a análise por microssonda 48 grãos monominerálicos de ilmenite, granada, piroxena e cromite.

Granada

Analisados 15 grãos de granada (Quadro 9), verifica-se que, com excepção do Cr_2O_3 e, em menor grau, do CaO que apresentam variações acentuadas dos teores, todos os restantes óxidos, com teores variando moderadamente, indicam composições químicas de grande uniformidade. Estas granadas são ricas de MgO (18,60 a 20,32%) e pobres de TiO_2 (0,00 a 0,25%) apresentando teores baixos a moderados de CaO (4,60 a 6,35%), moderados a altos de Cr_2O_3 (1,89 a 5,44%) e médios de FeO (7,16 a 9,00%). A razão Mg/(Mg+Fe), praticamente constante (0,80 a 0,83), indica sensível enriquecimento de Mg e origem num manto superior que já sofrera perda acentuada da sua parcela basáltica.

De acordo com Dawson & Stephens (1975) as granadas do kimberlito

Cabeceiras são piropos cromíferos (Grupo 9) comumente encontradas nos kimberlitos como xenocristais e nos nódulos de lherzolitos granatíferos.

A representação das granadas no diagrama Ca-Mg-Fe mostra grande uniformidade química com pequenas oscilações nas percentagens moleculares (cerca de 4%) dos constituintes extremos da solução sólida. A sua composição média corresponde a Pir70Gros14Alm16 (Fig.36).

No diagrama Cr2O3/CaO (Fig.37) as granadas dispõem-se no domínio das granadas dos lherzolitos (G9). Duas delas, com Cr2O3 ≤ 2% são, de acordo com Gurney (1984), de natureza eclogítica. A composição química das granadas analisadas não confirma a relativa abundância das granadas eclogíticas diagnosticadas com base na cor.

A razão Cr/(Cr+Al)x100, (solubilidade da knorringite no piropo) varia entre valores baixos a moderados (5,29 até 15,25%). Com base nos valores desta razão é possível definir três grupos relativamente bem individualisados a que correspondem 15, 11 e 5% de knorringite com, respectivamente, 4, 9 e 2 grãos. As pressões de formação das granadas mais cromíferas estaria entre 30 e 43 kb ou, por outras palavras, as profundidades em que se formaram estariam entre 97 e 130 km.

Ilmenite

As análises químicas de 15 macrocristais de ilmenite mostraram forte variação nos seguintes óxidos: Cr2O3 (entre 0,36 e 2,51%); MgO (entre 6,76 e 14,20%); Al2O3 (entre 0,08 e 0,45%); FeO (entre 22,06 e 28,59%) e teores de Fe2O3, relativamente moderados (de 6,57 a 12,90%) com excepção do grão 7 (27,39%), fortemente oxidado (Quadro 10).

As ilmenites desta ocorrência kimberlítica, com excepção do grão 7, apresentam composições variando, aproximadamente, entre 6 e 12% de molécula hematítica e 32 a 49% de molécula geikielítica.

No diagrama Hem-Ilm-Geik (Fig.38) verifica-se que, a par de uma acentuada variação dos teores da molécula geikielítica, correspondem valores praticamente constantes de hematite. O grão 7 destaca-se deste comportamento pelo particularmente alto teor de hematite.

O estado de oxidação das ilmenites é relativamente baixo na grande maioria delas (Fe2O3 ≤ 9% em 12 dos 15 grãos analisados), indicando que

Quadro 9 - Granadas do kimberlito Cabeceiras

	Amostra ECB 81*									Amostra EAC 45**					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	v	p	v	p	p	vp	v	p	p	vp	v	vp	p	p	p
SiO_2	41,54	41,86	41,44	41,46	41,57	41,64	41,33	41,32	41,79	41,80	42,29	41,14	41,58	40,00	40,84
TiO_2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,08	0,10	0,25	0,11	0,09	0,07
Al_2O_3	20,82	20,83	20,47	20,82	19,77	20,58	19,80	19,77	20,80	22,82	22,48	21,38	21,06	22,17	20,33
Cr_2O_3	3,56	4,20	3,88	4,14	5,12	3,66	5,26	5,31	3,64	1,89	1,95	2,93	3,52	3,97	5,44
FeO	7,74	8,12	7,55	8,16	7,17	7,85	7,16	7,18	8,52	9,00	8,22	7,94	7,65	8,23	7,49
MnO	0,27	0,37	0,27	0,31	0,27	0,28	0,25	0,27	0,37	0,43	0,46	0,39	0,40	0,56	0,43
MgO	19,51	19,13	19,53	19,63	19,35	19,15	19,28	19,19	18,60	19,69	20,32	20,26	20,25	19,05	19,35
CaO	5,47	5,95	5,71	5,93	5,97	5,77	6,09	6,35	5,61	4,74	4,81	4,60	4,85	5,49	5,82
NaO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,04	nd	0,03	0,04
Total	98,91	100,46	98,85	100,45	99,22	98,93	99,17	99,39	99,33	100,45	100,63	98,93	99,42	99,59	99,81
	Catiões para 12 oxigénios														
Si	3,008	2,999	3,005	2,973	3,012	3,019	2,999	2,996	3,024	2,973	2,993	2,972	2,989	2,896	2,953
Ti	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0,004	0,005	0,013	0,006	0,005	0,004
Al	1,777	1,759	1,750	1,760	1,689	1,759	1,694	1,689	1,774	1,915	1,876	1,821	1,786	1,893	1,734
Cr	0,200	0,238	0,222	0,235	0,293	0,210	0,303	0,304	0,209	0,107	0,109	0,168	0,200	0,227	0,311
Fe	0,469	0,487	0,458	0,489	0,435	0,476	0,434	0,435	0,516	0,536	0,487	0,480	0,460	0,498	0,453
Mn	0,016	0,023	0,016	0,018	0,017	0,017	0,015	0,017	0,023	0,026	0,028	0,024	0,025	0,034	0,026
Mg	2,106	2,042	2,111	2,098	2,089	2,069	2,089	2,073	2,006	2,089	2,145	2,183	2,171	2,057	2,087
Ca	0,424	0,457	0,444	0,455	0,464	0,448	0,474	0,493	0,435	0,362	0,365	0,356	0,374	0,426	0,451
Na	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0,006	---	0,005	0,005
Total	8,000	8,005	8,006	8,028	7,999	7,998	8,003	8,007	7,987	8,012	8,008	8,023	8,011	8,041	8,024
% molecular															
Ca	14,15	15,30	14,73	14,97	15,51	14,97	15,82	16,43	14,71	12,12	12,13	11,79	12,45	14,29	15,08
Mg	70,21	68,41	70,07	68,94	69,94	69,12	69,66	69,07	67,85	69,94	71,57	72,31	72,25	69,00	69,78
Fe	15,63	16,29	15,20	16,08	14,54	15,90	14,52	14,50	17,44	17,94	16,25	15,90	15,31	16,71	15,15

nd - não detectado
Cores: v-vermelho; vp-vermelho púrpura; p-púrpura
*Análises feitas na Univerisdade de Cape Town
**Análises feitas na Universidade de Masschussetts, USA

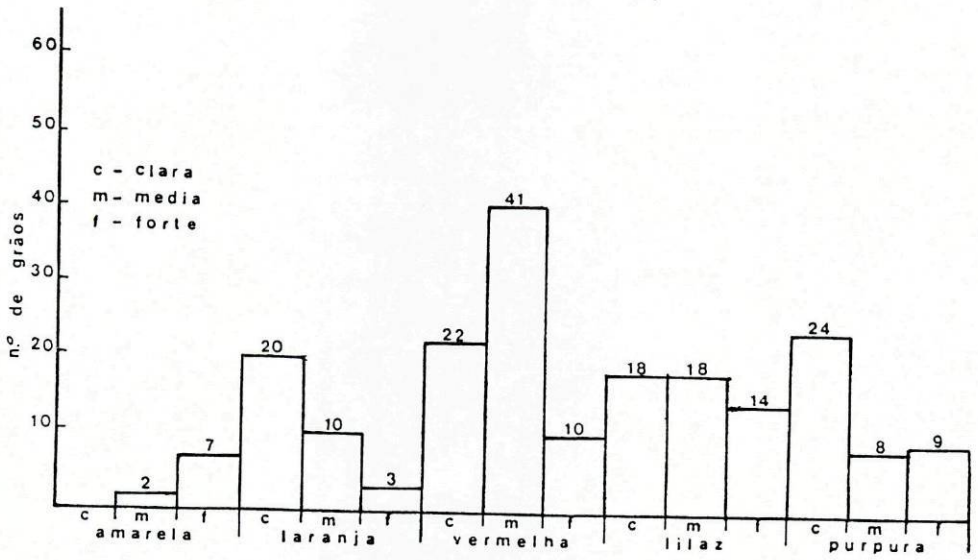


Fig. 35 - HISTOGRAMA DA COR DAS GRANADAS DO KIMBERLITO CABECEIRAS

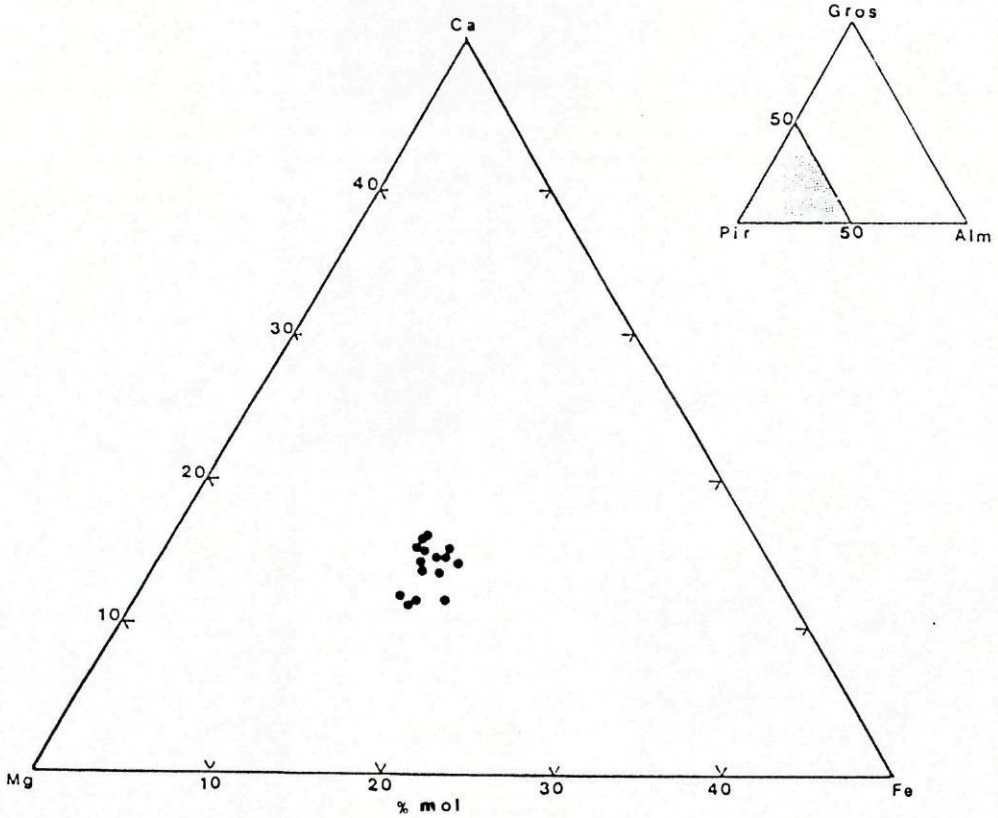


Fig. 36 - GRANADAS DO KIMBERLITO CABECEIRAS

Quadro 10 - Ilmenites do kimberlito Cabeceiras

	Amostra ECB 81*										Amostra EAC 45**				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
TiO_2	51,72	52,30	53,38	54,57	53,47	53,42	41,33	52,70	50,17	52,95	51,80	52,48	48,15	51,27	51,80
ZrO_2	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,18	0,17	0,42	0,15	0,18
Al_2O_3	0,25	0,13	0,08	0,17	0,22	0,12	0,13	0,13	0,45	0,24	0,21	0,22	0,23	0,16	0,21
Cr_2O_3	2,51	0,71	0,77	0,63	1,03	0,62	0,60	0,68	0,46	1,85	0,82	0,97	0,36	0,68	0,82
Fe_2O_3	9,05	9,32	8,54	7,22	8,10	8,04	27,39	8,80	12,42	8,86	7,95	6,57	12,90	7,78	9,39
FeO	22,12	25,00	25,03	23,57	22,64	23,84	24,92	24,64	27,09	22,06	26,58	25,92	27,75	28,59	26,08
MnO	0,24	0,26	0,26	0,25	0,25	0,24	0,16	0,26	0,21	0,26	0,31	0,30	0,30	0,30	0,34
MgO	13,54	12,20	12,75	14,17	14,13	13,44	6,76	12,63	10,09	14,20	11,34	12,01	8,97	9.98	11,34
Nb_2O_5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,41	0,32	0,47	0,50	0,41
Total	99,43	99,92	100,81	100,58	99,93	99,71	101,92	99,84	100,89	100,42	99,60	98,96	99,55	99,45	100,54
	Catiões para 3 oxigénios														
Ti	0,895	0,911	0,912	0,931	0,917	0,923	0,745	0,916	0,879	0,904	0,911	0,923	0,865	0,912	0,904
Zr	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0,002	0,002	0,005	0,002	0,002
Al	0,007	0,004	0,002	0,005	0,006	0,003	0,003	0,003	0,013	0,006	0,006	0,006	0,006	0,005	0,006
Cr	0,046	0,013	0,009	0,011	0,019	0,011	0,001	0,013	0,009	0,033	0,015	0,018	0,007	0,013	0,015
Fe^{3+}	0,157	0,162	0,147	0,123	0,141	0,139	0,494	0,153	0,218	0,152	0,140	0,116	0,232	0,139	0,164
Fe^{2+}	0,426	0,484	0,480	0,447	0,432	0,458	0,500	0,476	0,528	0,419	0,520	0,507	0,555	0,566	0,506
Mn	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,003	0,005	0,004	0,005	0,006	0,006	0,006	0,007	0,006
Mg	0,465	0,421	0,435	0,479	0,480	0,460	0,242	0,435	0,350	0,481	0,396	0,419	0,319	0,352	0,392
Nb	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0,004	0,003	0,005	0,005	0,004
Total	2,001	2,000	1,996	2,001	2,000	1,999	1,998	2,001	2,001	2,000	2,000	2,000	2,000	2,001	1,999
% molecular															
Ilm	43,94	49,09	48,29	45,24	43,97	46,38	50,56	48,20	53,50	44,73	52,74	51,52	56,06	57,32	51,63
Hem	8,10	8,21	7,95	6,28	7,18	7,04	24,97	7,75	11,43	7,46	7,10	5,89	11,72	7.04	8,37
Geik	47,96	42,70	43,76	48,48	48,85	46,58	24,47	44,05	35,47	47,81	40,16	42,58	32,22	35,65	40,40

nd - não detectado
Ilm-ilmenite; Hem-hematite; Geik-geikielite
*Análises feitas na Universidade de Cape Town
**Análises feitas na Universidade de Massachussetts, USA

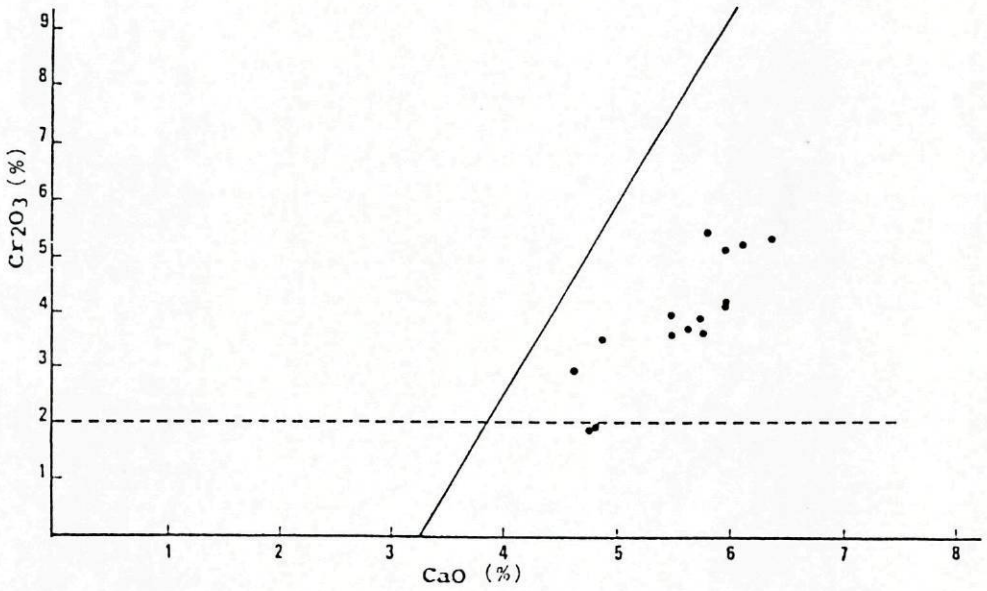


Fig. 37 - GRANADAS DO KIMBERLITO CABECEIRAS

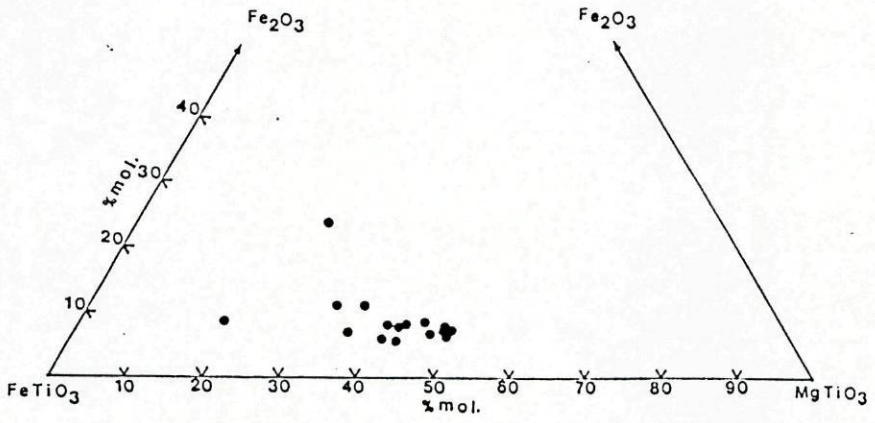


Fig. 38 - ILMENITES DO KIMBERLITO CABECEIRAS

elas se formaram em ambiente pouco oxidante. Se não fosse a presença de três macrocristais bastante mais ricos em Fe_2O_3, as ilmenites deste kimberlito indicariam razoáveis condições de preservação do diamante.

Piroxena.

Os resultados da análise de três grãos de piroxenas do kimberlito Cabeceiras permitem classificá-las como clinopiroxenas cálcicas (Ca/(Ca Mg) ≥ 0,45) e magnesianas (Mg/(Mg+Fe) ≥ 0,91).

As composições químicas são bastante uniformes (Quadro 11) com teores altos de CaO (19,46 a 20,26%), de Cr_2O_3 (1,80 a 1,97%) e de Na_2O (2,26 a 2,55%); médios de MgO (15,21 a 16,35%) e de Al_2O_3 (2,40 a 2,84%) e baixos de FeO (2,56 a 2,69%) e de TiO_2 (0,05 a 0,26%). Estas composições correspondem às diópsides cromíferos (Grupo **5**) da classificação de Stephens & Dawson (1977).

Estas diopsides são quimicamente idênticas às dos lherzolitos granulares dos kimberlitos do Lesoto (Nixon & Boyd 1978) e às dos lherzolitos granatíferos da África do Sul (MacGregor 1975).

Foi identificado, neste kimberlito, piropo cuja razão Ca/(Ca+Mg) de 0,14 indica a possibilidade de a granada, a clinopiroxena e a ortopiroxena terem cristalizado em condições de equilíbrio. Usando o geotermómetro de Lindsley & Dixon (1976), as piroxenas do kimberlito Cabeceiras ter-se-ão formado a temperaturas de 1000 a 1100ºC (Fig.39).

Cromite

Foram analisados 10 macrocristais de cromite provenientes dos concentrados de minerais pesados do kimberlito Cabeceiras, cujos resultados (Quadro 11) permitiram definir a presença de dois tipos de cromites: um alumino-magnesiano caracterizado por teores de TiO_2 inferiores a 0,87% e, outro, um pouco mais representativo, de cromites titano-alumino-magnesianas, caracterizado por sensível enriquecimento de TiO_2 (2,18 a 5,16%).

Os teores dos principais óxidos apresentaram as seguintes variações: Cr_2O_3 de 43,97 a 55,16%; Al_2O_3 de 4,77 a 21,09%; MgO de 11,02 a 16,59%; FeO de 9,23 a 21,41% e Fe_2O_3 de 3,51 a 11,68%. Os

valores das razões Cr/(Cr+Al) e Mg/(Mg+Fe) variam de 0,58 a 0,87% e de 0,39 a 0,64%, respectivamente. A ampla variação da razão Cr/(Cr+Al) indica que as cromites do kimberlito Cabeceiras são oriundas de peridotitos com diferentes composições. Os valores elevados de TiO2 e baixos de Al2O3 sugerem a existência de uma tendência evolutiva a partir das cromites alumino-magnesianas para cromites titano-alumino-magnesianas e o termo mais evoluído seria o grão 2 a que corresponde valor mais elevado de TiO2 (5,16%) e o mais baixo de Al2O3 o qual desce a 4,77%. No diagrama Cr2O3/MgO (Fig.40) a projecção das cromites deste kimberlito evidencia também que não só elas terão origem em peridotitos petrograficamente diferentes como a sua formação teve lugar em ambiente bastante instável.

4.1.3.4. Magnetometria Terrestre

Neste kimberlito (Fig.34) foi feito apenas um perfil com magnetómetro Proton de campo vertical, sobre uma linha com 1.300 m de comprimento e direcção aproximada NE-SW. A amplitude de variação do campo magnético verificada não ultrapassou 68 gamas (Fig.41), apesar de no levantamento aeromagnético o kimberlito Cabeceiras ter sido assinalado por uma anomalia de 15 gamas.

4.1.4. Kimberlito Redondão

4.1.4.1. Localizacao e Morfologia

O kimberlito Redondão, localiza-se a 80 km a NNW de Gilbués, a 50 km do Alto Parnaíba e a 5 km da estrada que liga estas duas cidades. Ocupa a base de uma depressão grosseiramente circular (Estampa 9, Fig.1), com cerca de 1 km de diâmetro e 80 m de desnível máximo relativamente ao topo dos bordos da depressão (Figs.15 e 42).

A estrutura é quase totalmente limitada por falhas que, aliás, também aparecem no interior da depressão.

O kimberlito Redondão deve o seu nome à morfologia imposta por erosão diferencial. Apresenta bordos escarpados, devido não só a uma incipiente silicificação provocada por falhamentos como pela

Quadro 11 - Piroxenas e cromites do kimberlito Cabeceiras

	Amostra EAC 45*			Amostra ECB 81**									
	1	2	3	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	52,97	53,39	54,23	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
TiO_2	0,05	0,26	0,06	2,18	5,16	2,51	0.58	2,84	0,19	-----	2,50	3,08	0,87
Al_2O_3	2,40	2,84	2,52	11,64	4,77	12,36	14,91	11,05	11,39	21,09	14,01	11,27	12,91
Cr_2O_3	1,97	1,80	1,83	50,74	46,73	50,83	50,54	50,46	55,16	43,97	46,61	51,44	51,12
Fe_2O_3	----	----	----	7,42	11,68	9,30	7,78	8,14	6,87	6,31	8,88	3,51	6,48
FeO	2,57	2,69	2,56	10,78	21,41	9,23	9,45	10,56	9,62	12,71	11,04	15,94	14,56
MnO	0,10	0,07	0,14	0,30	0,36	0,31	0,24	0,30	0,30	0,24	0,30	0,26	0,31
MgO	16,32	15,21	16,33	15,89	11,02	16,23	16,39	16,59	15,49	14,36	16,27	12,93	12,84
CaO	19,46	20,26	19,64	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Na_2O	2,55	2,36	2,26	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	98,39	98,88	99,57	98,95	101,13	100,77	99,89	99,94	99,02	98,68	99,60	98,43	99,09
	Catiões para 6 oxigénios			Catiões para 32 oxigénios									
Si	1,956	1,961	1,972	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Ti	0,001	0,007	0,002	0,414	1,055	0,492	0,104	0,547	0,031	-----	0,467	0,597	0,171
Al	0,104	0,123	0,108	3,499	1,526	2,570	4,384	3,279	3,446	6,179	4,146	3,474	3,933
Cr	0,058	0,052	0,053	10,251	9,987	10,596	9,950	10,080	11,170	8,642	9,241	10,640	10,461
Fe^{3+}	-----	-----	-----	1,426	2,376	1,848	1,458	1,548	1,324	1,180	1,678	0,692	1,262
Fe^{2+}	0,079	0,083	0,078	2,303	4,541	2,038	1,968	2,232	2,060	2,641	2,317	3,488	3,152
Mn	0,003	0,002	0,004	0,061	0,081	0,064	0,045	0,061	0,061	0,044	0,060	0,063	0,062
Mg	0,899	0,833	0,886	6,046	4,433	6,393	6,090	6,254	5,908	5,313	6,091	5,045	4,959
Ca	0,770	0,798	0,765	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Na	0,183	0,168	0,159	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	4,053	4,027	4,027	24,000	23,999	24,001	23,999	24,001	24,000	23,999	24,000	23,999	24,000
% molecular													
Ca	44,05	46,56	44,25										
Mg	51,43	48,60	51,24										
Fe	4,52	4,84	4,51										
$(Cr/Cr+Al)x100$				74,55	86,75	80,48	69,42	75,45	76,42	58,31	69,03	75,39	72,68
$(Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg)x100$				27,58	50,60	24,17	24,42	26,30	25,85	33,20	27,56	40,88	38,86

*Análises feitas na Universidade de Massachussetts

**Análises feitas na Universidade de Cape Town

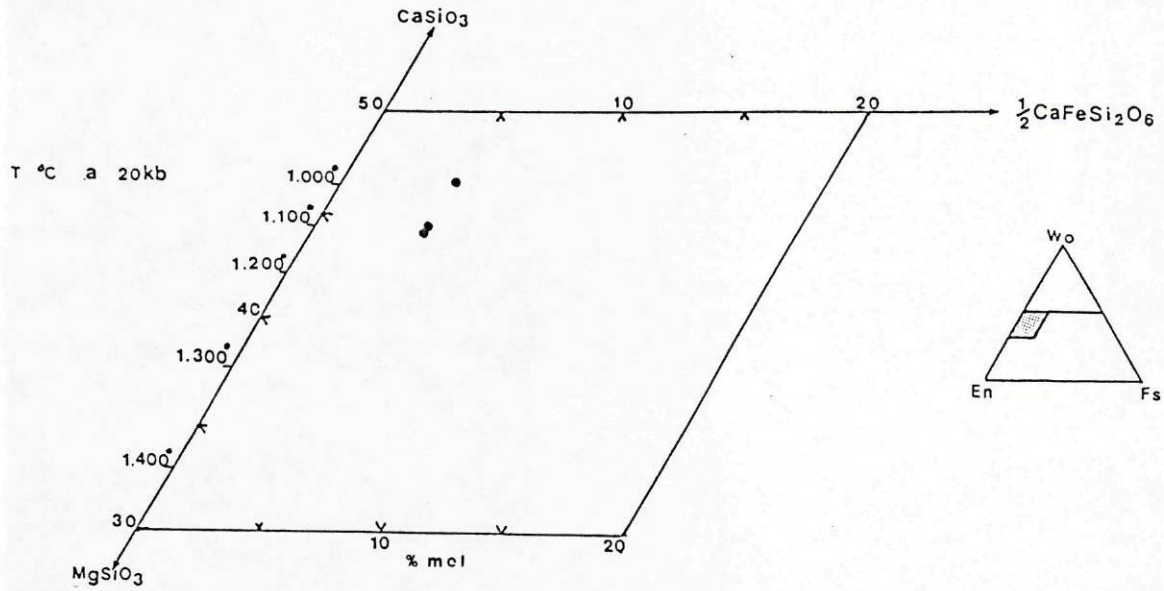


Fig. 39 - PIROXENAS DO KIMBERLITO CABECEIRAS

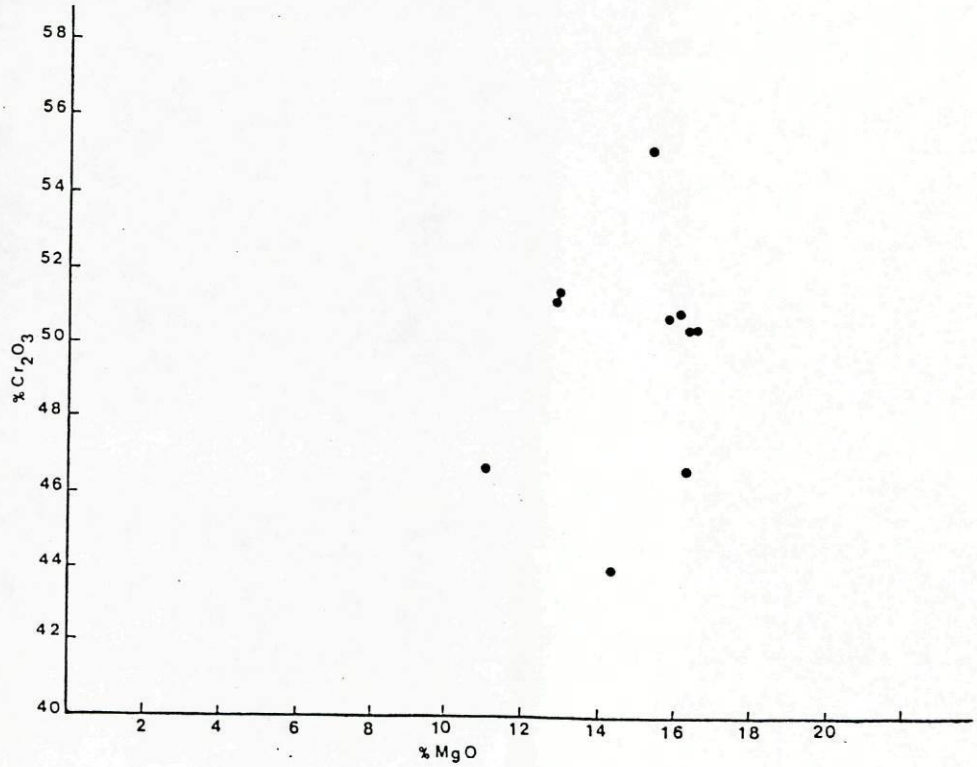


Fig. 40 - CROMITES DO KIMBERLITO CABECEIRAS

disposição horizontal das camadas dos arenitos e pela fracturação vertical dos mesmos. Na base das escarpas formaram-se depósitos coluviais argilo-arenosos de cor vermelho acastanhada com abundantes blocos de arenitos. Estes depósitos encobrem totalmente os limites do corpo kimberlítico. Dentro da estrutura e ao longo das linhas de água formaram-se depósitos aluviais particularmente ricos em minerais kimberlíticos.

O kimberlito Redondão é intrusivo nos arenitos carbónicos da Formação Piauí e nos pérmicos da Formação Pedra de Fogo sendo facilmente assinalável na fotografia aérea ou na imagem de radar, tanto pela cor, pela vegetação e pela morfologia sobre o kimberlito e sobre os terrenos encaixantes, mas sobretudo pela característica feição circular de relevo negativo.

Do ponto de vista estrutural esta ocorrência kimberlítica localiza-se no cruzamento de dois importantes alinhamentos do Brasil: os alinhamentos Transbrasiliano e Belmonte-Xambioá, além de outro, de menor expressão, de direcção N-S (Alinhamento Alto Parnaíba). A escala local fica no cruzamento de duas falhas, uma de direcção N63ºW, que controla o curso do rio Taquaral e outra de direcção N45ºE, que coincide com a da estrutura magnética profunda sobre a qual se localiza o kimberlito (Fig.11).

Trabalhos destinados à avaliação do potencial petrolífero da Bacia do Parnaíba levaram à descoberta da estrutura deste kimberlito a qual foi referida como uma estrutura circular com rochas ultrabásicas (Melo e Porto 1965), mais tarde reconhecida por Ellert (1971), como um pipe kimberlítico. Mais de 250 anos após a descoberta do diamante no Brasil era, enfim, assinalada a presença de kimberlitos no país.

4.1.4.2. Petrografia e Mineralogia

Como os outros kimberlitos desta província, o kimberlito Redondão apresenta-se muito alterado e bem assim os seus numerosos xenólitos, em especial os de origem mais profunda da crosta e do manto superior (Estampa 10, Fig.2). Apresenta-se brechóide com cor verde-clara ou verde-escura devido à sua alteração sobretudo em serpentina à qual se junta calcite, saponite e clorite. Entre os xenólitos destacamos a

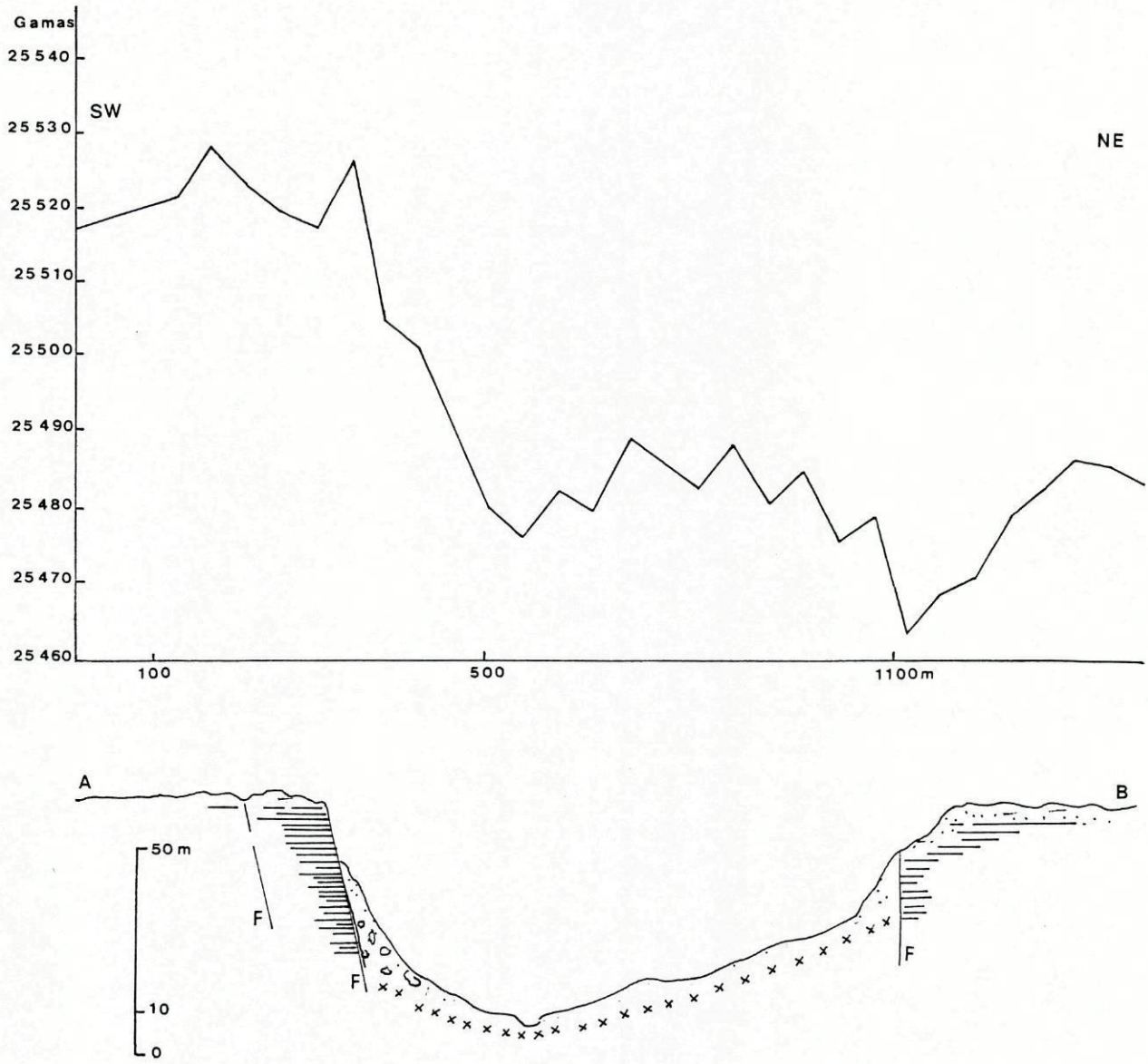
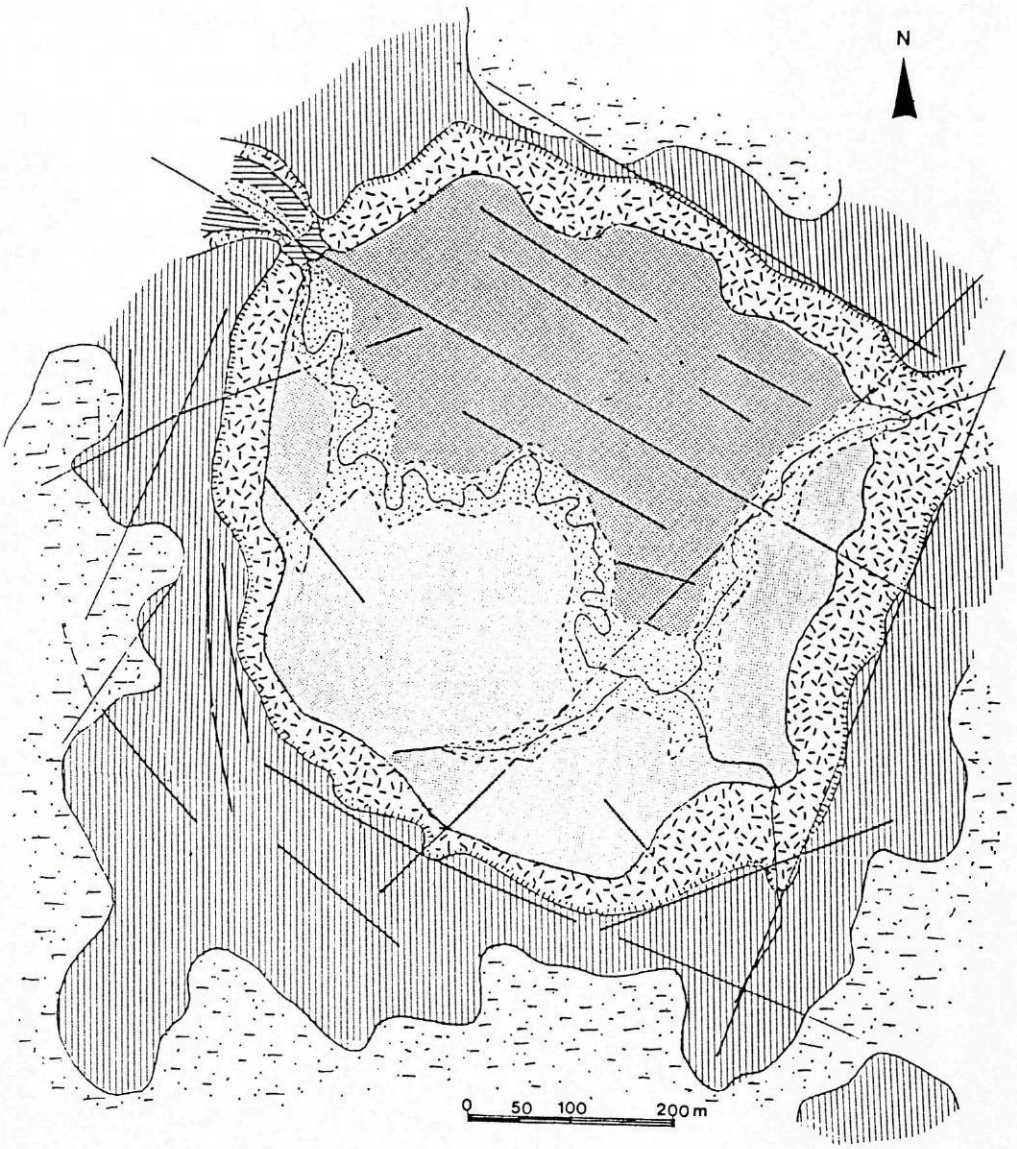


Fig. 41 - PERFIL MAGNÉTICO DO KIMBERLITO CABECEIRAS



Aluvião
Solo areno-argiloso
Depósito coluvial com blocos de arenito silicificado
Kimberlito
Arenito (Formação Pedra de Fogo)
Arenito (Formação Piauí)
Escarpa
Falha (a tracejado, inferida)

Fig. 42 - KIMBERLITO REDONDÃO

presença de dunito (?) totalmente serpentinizado e de lherzolito granatífero, entre outros, cuja identificação se torna extremamente difícil devido ao avançado estado de meteorização.

Entre os minerais que resistiram à alteração, tanto no kimberlito como nas respectivas aluviões depositadas sobre o diatrema, estão a granada, a ilmenite, a piroxena, a flogopite, a cromite e o zircão.

A granada é o constituinte mais abundante dos concentrados do kimberlito Redondão, ultrapassando 50% do total. Ocorre em grãos angulosos, raramente arredondados, de cores vermelha, violácea, alaranjada e, por vezes amarelada, com predomínio da primeira. Algumas faces mostram-se finamente esculpidas e com raros vestígios de kelifite.

Sobre um lote de 285 grãos de granada foi feita a separação dos mesmos pela cor, tendo-se notado a presença de granadas eclogíticas a par de uma população, largamente predominante, de granadass de natureza peridotítica, facto que a análise química a que foram submetidos 16 grãos deste indicador kimberlítico confirmou. O histograma da cor das granadas do kimberlito Redondão (Fig.43) revela, ainda, que há distribuição bi-modal com picos nas cores vermelha e púrpura.

A ilmenite é, também, muito frequente, representando cerca de 30% do total dos concentrados de minerais pesados. Aparece em grãos angulosos mono ou policristalinos, anédricos, muito raramente subédricos, em clastos angulosos fracturados ou arredondados, de superfícies originais foscas finamente picotadas por corrosão química. Alguns grãos policristalinos mostram superfície botrioidal esbranquiçada quando revestida por leucoxena.

A piroxena é pouco frequente nos concentrados. Ocorre em grãos irregulares alongados ou fibrosos, de cor verde-escura a verde-clara ou amarelada.

A cromite é, igualmente, pouco frequente, aparecendo em grãos com dimensões de 0,1 a 2mm, anédricos, arredondados ou fracturados, ora opacos ora translúcidos e cor castanho-avermelhada.

A flogopite é também pouco frequente nos concentrados, ocorrendo em grãos achatados, anédricos de cor amarelo-esverdeada, com dimensões que raramente ultrapassam 1 cm.

O zircão é bastante raro, ocorrendo em pequenos grãos

subangulosos, incolores.

4.1.4.3. Química Mineral

Deste kimberlito foram analisados, por microssonda, 44 grãos de granada, ilmenite, piroxena e cromite.

Granada

A análise química de 16 macrocristais de granada (Quadro 12), permitiu concluir da existência, nesta ocorrência kimberlítica, de granadas de paragénese peridotítica, as mais representativas e de granadas ecolgíticas, todas elas piropos kimberlíticos (Mg ≥ 65%).

As variações dos óxidos principais são as seguintes: 17,65 a 23,30% no MgO; 3,83 a 6,05% no CaO e 7,27 a 8,91% no FeO. Os valores de Mg/(Mg+Fe) são praticamente constantes (0,80 a 0,84) e os de Ca/(Ca+Mg) variam entre 0,11 e 0,20%. O Cr_2O_3 aparece com teores relativamente baixos, não ultrapassando os 4,33%. Quanto ao TiO_2, não identificado em diversos grãos, ocorre com teores baixos atingindo no entanto, no grão 6, 0,90%. Na classificação de Dawson & Stephens (1975 e 1976), as granadas analisadas são piropos cromíferos (Grupo 9).

A representação destes piropos no diagrama da Fig. 44 evidencia, perfeitamente, a existência de uma diferenciação com enriquecimento em grossulária com, em média, 15,5% de molécula almandínica.

No diagrama Cr_2O_3-CaO (Fig.45) as granadas dispõem-se, nitidamente no trend das granadas dos lherzolitos.

O valor da razão Cr/(Cr+Al) que exprime a solubilidade da knorringite na solução sólida piropo-knorringite, não ultrapassa 0,12 facto que indica que as pressões mínimas de formação das granadas mais knorringíticas, identificadas nesta ocorrência kimberlítica, são relativamente baixas, oscilando entre 31 e 35 kb. Segundo Irifune et al.(1982) os valores da razão Cr/(Cr+Al) para o manto, onde os diamantes se formaram estão compreendidos entre 0,20 e 0,40, valores estes muito superiores aos encontrados nas granadas do kimberlito Redondão, em que apenas dois ultrapassam ligeiramente 0,10, ocorrendo, no conjunto, com valor médio de 0,07 para aquela razão. Para esta média

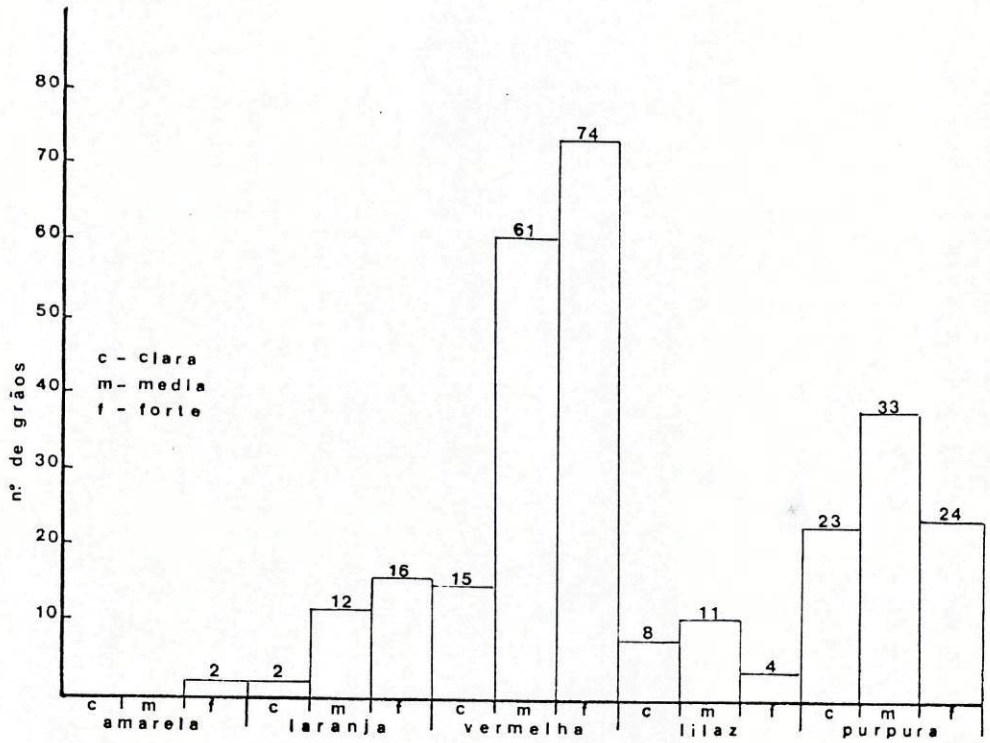


Fig. 43 - HISTOGRAMA DA COR DAS GRANADAS DO KIMBERLITO REDONDÃO

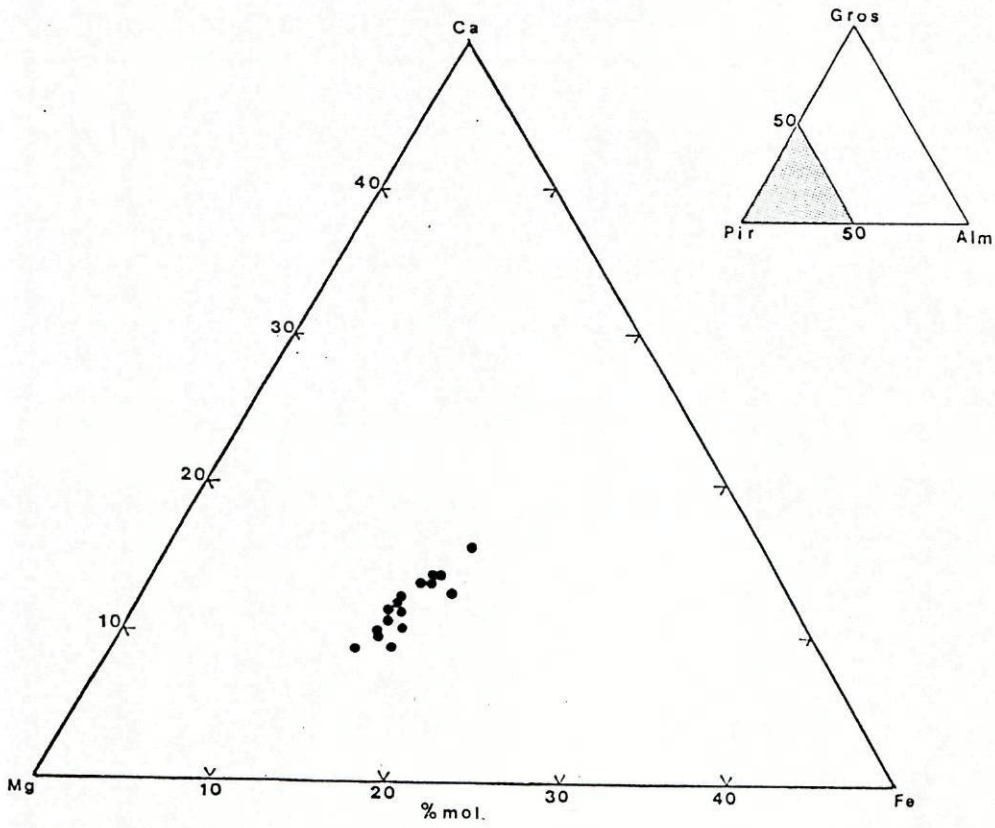


Fig. 44 - GRANADAS DO KIMBERLITO REDONDÃO

Quadro 12 - Granadas do kimberlito Redondão

	Amostra EAC 70															
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	vl	vp	vp	vp	vp	vl	vl	vl	*vl	*ve	*ve	*ve	*vp	*ve	*vp	*vl
SiO_2	41,06	41,66	41,87	40,98	41,60	41,50	41,88	41,94	42,42	41,79	41,78	41,28	40,94	41,20	41,34	41,17
TiO_2	0,11	0,03	0,04	0,07	0,04	0,90	0,23	0,21	0,10	...	0,09	...	...	...	0,09	...
Al_2O_3	22,08	20,77	21,41	20,71	21,71	20,33	21,40	22,02	23,31	22,25	22,27	21,53	21,44	21,79	22,54	22,12
Cr_2O_3	2,82	4,33	3,41	4,16	3,28	3,26	2,89	1,96	...	1,44	1,41	2,34	2,37	2,75	1,47	2,68
FeO	7,76	8,16	7,81	7,67	8,11	8,17	8,91	7,27	8,34	8,33	7,45	7,66	7,89	8,68	7,82	7,94
MnO	0,44	0,53	0,49	0,46	0,45	0,35	0,44	0,32	0,28	0,38	0,09	0,27	...	0,34	0,10	0,09
MgO	19,54	17,65	19,06	19,82	19,72	19,72	19,65	20,00	22,11	21,28	23,30	21,90	22,16	21,15	22,09	20,93
CaO	4,91	6,05	5,31	5,39	5,31	5,55	5,11	4,81	3,83	4,29	3,91	4,28	4,95	4,71	4,15	4,78
Na_2O	nd	0,01	nd	0,02	0,01	0,03	nd	0,01	...	...	...	...	...	...	...	...
Total	98,67	99,19	99,40	99,28	100,23	99,81	100,51	98,54	100,39	99,76	100,70	99,26	99,73	100,02	99,60	99,71
Si	2,971	3,023	3,012	2,966	2,974	2,987	2,991	3,016	2,986	2,981	2,937	2,962	2,935	2,946	2,946	2,946
Ti	0,006	0,002	0,002	0,004	0,002	0,049	0,012	0,012	0,005	...	0,005	...	...	...	0,005	...
Al	1,879	1,778	1,817	1,768	1,831	1,726	1,802	1,868	1,934	1,871	1,886	1,821	1,810	1,837	1,893	1,866
Cr	0,161	0,249	0,194	0,238	0,185	0,186	0,163	0,111	...	0,081	0,073	0,133	0,134	0,156	0,083	0,151
Fe	0,470	0,496	0,470	0,465	0,485	0,492	0,533	0,438	0,491	0,497	0,438	0,460	0,473	0,483	0,466	0,475
Mn	0,027	0,032	0,030	0,028	0,027	0,021	0,027	0,019	0,017	0,023	0,005	0,016	...	0,021	0,006	0,005
Mg	2,108	1,910	2,045	2,139	2,103	2,117	2,093	2,146	2,320	2,262	2,441	2,342	2,366	2,254	2,346	2,231
Ca	0,381	0,471	0,410	0,418	0,407	0,428	0,391	0,371	0,289	0,328	0,295	0,329	0,380	0,361	0,317	0,366
Na	.....	0,001	.....	0,002	0,001	0,004	.....	0,002	...	...	...	...	...	...	...	...
	8,003	7,962	7,980	8,028	8,015	8,010	8,012	7.983	8,042	8,043	8,080	8,063	8,098	8,058	8,062	8,040
% molecular																
Ca	12,88	16,37	14.02	13,83	13,59	14,09	12,96	12,55	9,32	10,62	9,28	10,51	11,81	11,65	10,13	11,92
Mg	71,24	66,39	69,91	70,78	70,22	69,71	69,37	72,62	74,84	73,28	76,92	74,81	73,51	72,75	74,98	72,62
Fe	15,88	17,24	16,07	15,39	16,19	16,20	17,67	14,82	15,84	16,10	13,80	14,68	14,69	15,60	14,89	15,46

vl-vermelho laranja; vp-vermelho púrpura ; vermelho escuro
Análises feitas na Universidade de Cape Town
*Análises feitas no Laboratório da Direcção Geral de Minas, Porto

de valores, as granadas deste kimberlito ter-se-iam formado a pressões mínimas entre 20 e 30 kb. Visto que 6 granadas apresentam razões Ca/(Ca+Mg) entre 0,12 e 0,14 é possível que tenha havido equilíbrio, durante a cristalização da granada, da clinopiroxena e da ortopiroxena, todas elas, aliás, identificadas nos concentrados.

Ilmenite

Foram analisados 6 macrocristais de ilmenite que revelaram composições bastante semelhantes, excepto no que se refere ao Cr_2O_3 que, com valores relativamente baixos entre 0,20 e 0,67% atinge 1,48% no grão 3. No que se refere aos outros óxidos, têm altos teores de MgO (11,11 a 14,58%), Fe_2O_3 praticamente constante (9,36 a 10,55%), FeO com pequena oscilação entre 21,65 e 25,94%, bem como o MnO (0,21 a 0,29%).

Os teores das moléculas geikielítica e hematítica dão, para as ilmenites, composições compreendidas entre 39,25 e 49,87% de geikielite e 8,80 a 9,54% de hematite. No diagrama triangular $FeTiO_3$-$MgTiO_3$-Fe_2O_3 (Fig.46) estas ilmenites distribuem-se ao longo de um trend de enriquecimento em geikielite, com cerca de 9% de molécula hematítica dentro do domínio das ilmenites kimberlíticas.

Cromite

Face aos resultados de análise de 12 grãos de cromite do kimberlito Redondão (Quadro 13), verifica-se que elas são alumino-magnesianas e caracterisadas, ainda, por serem pobres em TiO_2 ($\leq$ 0,76%). Os teores dos óxidos maiores variam entre 10,30 e 16,08% para o MgO; 32,69 e 51,45% para o Cr_2O_3; 11,75 e 35,16% para o Al_2O_3 e 12,99 a 19,19% para o FeO. Os teores de Fe_2O_3 são muito baixos ($\leq$ 2,49%) com excepção do grão 9 que apresenta 7,91% de Fe_2O_3.

O Cr apresenta nítida correlação negativa com o Al e positiva com o Fe^{3+}, com o Fe^{2+} e com o Ti.

Estas cromites, com teores de Cr_2O_3 relativamente baixos a moderados ter-se-ão originado principalmente em harzburgitos porém com uma pequena parte delas provenientes de lherzolitos. Pelas suas características uniformemente magnesianas, com Mg/(Mg+Fe) entre 0,47 e

Quadro 13 - Ilmenites e cromites do kimberlito Redondão

	Amostra EAC 70																	
	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
												•	•	•				
TiO_2	52,66	53,17	50,17	51,38	50,88	52,60	...	0,18	0,11	0,13	0,14	0,57	0,46	0,31	0,76	0,69	0,60	0,22
ZrO_2	0,06	0,10	0,14	0,11	0,08	0,11	0,96	1,05	0,88	0,75	0,90	...	...	...	0,06	0,07	0,07	0,08
$Al2O3$	0,58	0,69	0,24	0,27	0,12	0,64	24,76	21,77	26,24	32,00	27,15	27,89	35,16	25,70	11,75	18,41	26,44	29,73
Cr_2O_3	0,20	0,22	1,46	0,67	0,63	0,61	41,55	44,72	40,88	35,47	39,78	41,54	32,69	43,12	51,45	48,72	42,32	41,39
$Fe2O3$	9,51	9,36	10,55	10,14	10,44	9,48	1,47	1,25	1,38	0,49	1,23	0,00	1,99	1,71	7,91	1,34	2,49	0,00
FeO	21,65	21.65	25,04	24,08	25,94	22,38	14,39	14,26	14,78	12,99	14,29	15,24	13,04	14,00	13,76	19,19	14,32	15,47
MnO	0,21	0,24	0,21	0,22	0,29	0,20	0,49	0,61	0,52	0,50	0,52	0,35	0,29	0,31	0,45	0,39	0,32	0,37
MgO	14,32	14,58	11,86	12,32	11,11	13,88	13,81	13,75	14,03	15,54	14,37	13,37	16,08	14,27	13,16	10,30	14,74	12,59
Nb_2O_5	...	0,01	0,04	...	0,23	0,01	...	...	...	...	...	...	...	...	0,05	...	...	0,02
Total	99,19	100,02	99,21	99,19	99,72	99,91	97,43	97,59	98,82	97,87	98,38	98,97	99,71	99,42	99,35	99,11	101,30	99,87
	Catiões para 3 oxigénios						Catiões para 32 oxigénios											
Si	0,907	0,906	0,887	0,900	0,895	0,904	...	0,045	0,027	0,031	0,034	0,104	0,080	0,058	0,148	0,134	0,107	0,040
Zr	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,178	0,198	0,161	0,134	0,164	...	...	...	0.007	0,009	0,008	0,009
Al	0,015	0,019	0,007	0,007	0,003	0,017	7,228	6,425	7,516	0,939	7,757	7,944	9,544	7,328	3,588	5,568	7,390	8,412
Cr	0,006	0,004	0,027	0,012	0,012	0,011	8,138	8,852	7,853	6,646	7,624	7,936	5,952	8,248	10,542	9,887	7,935	7,854
Fe^{3+}	0,164	0,159	0,187	0,178	0,184	0,163	0,278	0,235	0,253	0,087	0,225	...	0,344	0,312	1,544	0,258	0,444	0,000
Fe^{2+}	0,414	0,415	0,492	0,469	0,507	0,428	2,978	2,986	3,003	2,575	2,897	3,080	2,512	2,832	2,983	4,119	2,841	3,106
Mn	0,004	0,004	0,004	0,004	0,006	0,004	0,103	0,129	0,106	0,100	0,106	0,072	0,056	0,064	0,099	0,085	0,065	0,075
Mg	0,488	0,492	0,395	0,428	0,387	0,472	5,098	5,131	5,082	5,488	5,192	4,816	5,520	5,144	5,084	3,939	5,210	4,503
Nb	...	0,001	0,001	...	0,004	0,001	...	...	...	...	...	...	...	...	0,005	...	...	0,002
	1,999	2,001	2,001	1,999	1,999	2,001	23,999	24,009	24,001	24,000	23,999	23,952	24,008	23;986	24,000	23,999	24,000	24,001
Ilm	42,07	42,07	50,18	47,57	51,42	43,61												
Hem	8,57	8,06	9,54	9,03	9,33	8,30												
Geik	49,59	49,87	40,29	43,41	39,25	48,09												
100 x (Cr/Cr+Al)							42,84	58,51	48,90	42,64	49,52	50,29	38,41	50,14	74,61	63,97	51,78	48,29
100 x (Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg)							32,10	36,19	37,10	31,94	35,81	39,01	31,25	38,82	36,99	51,12	35,29	40,82

Análises feitas na Universidade de Massachusetts, Amherst, USA

•Análises feitas na Universidade de Cape Town

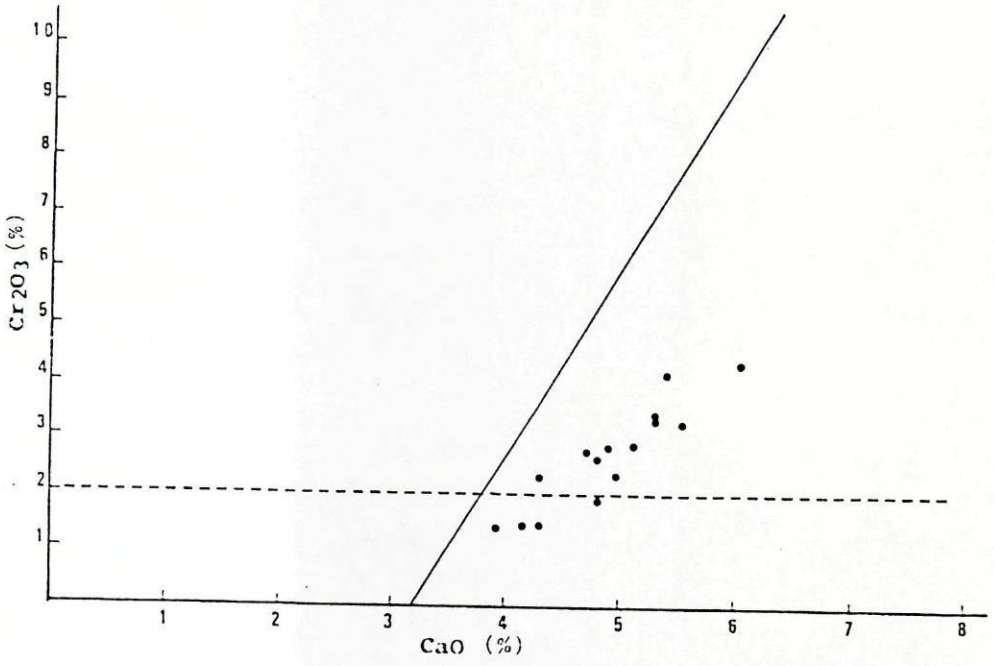


Fig . 45 - GRANADAS DO KIMBERLITO REDONDÃO

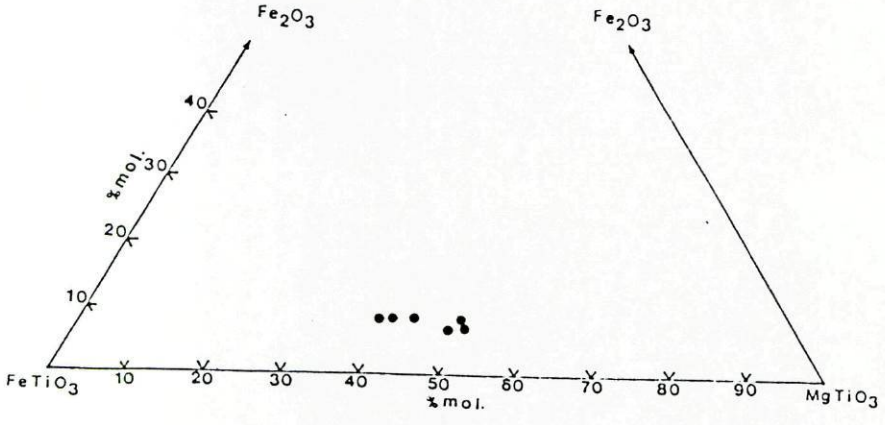


Fig. 46 - ILMENITES DO KIMBERLITO REDONDÃO

0,78 e Cr/(Cr+Al) variando entre limites bastante amplos, 0,33 e 0,75, estas cromites são idênticas às encontradas em nódulos peridotíticos (Smith & Dawson 1975), em especial nos harzburgitos e lherzolitos do "Pipe 200" do nordeste do Lesoto (Carswell et al. 1978). O alto teor de MgO e a sua pequena variação indicam que elas cristalizaram em ambiente estável (Fig.47) enquanto que o Cr2O3, por seu lado, indica profundidades diferentes de formação com as mais pobres em Cr2O3 oriundas de profundidades menores.

Piroxena

Foram analisados 10 grãos de piroxena dos quais, 4 foram identificados como clinopiroxenas (diopsides) e 6 como ortopiroxenas (enstatites). Na classificação de Stephens & Dawson (1977), duas das ortopiroxenas pertencem ao Grupo 2 (enstatites alumino-cromíferas), uma ao Grupo 8 (enstatite calco-sódica) e três ao Grupo 4 (enstatites titaníferas); no que diz respeito às clinopiroxenas, todas pertencem ao grupo 5 (diópsides cromíferas).

Tanto nas ortopiroxenas como nas clinopiroxenas as composições químicas (Quadro 14) apresentam variações pequenas de MgO e de FeO e maiores nos restantes óxidos. Nas primeiras, os teores de MgO e de FeO são praticamente constantes, à volta de 35 e de 5%, respectivamente; o TiO2 aparece com teores muito baixos a altos (0,02 a 0,26%); o Cr2O3 e o Al2O3 médios (entre 0,31 e 0,77% e entre 0,94 a 2,26%, respectivamente); o CaO aparece com valores baixos a médios (0,23 a 1,16%) e o Na2O muito baixos (0,01 a 0,15%). Nas clinopiroxenas, os teores de MgO e de CaO quase não variam, com os valores médios de 16 e de 20%, respectivamente, enquanto que os restantes óxidos variam de 0,90 a 1,85% no Cr2O3; de 2,34 a 8,98% no Al2O3; de 1,87 a 2,72% no FeO; de 0,10 a 0,48% no TiO2 e de 1,70 a 2,90% no Na2O. A razão Ca/(Ca+Mg) entre 0,45 a 0,50 nas clinopiroxenas, permite caracterizá-las como cálcicas e, a razão Mg/(Mg+Fe) (entre 0,91 e 0,94), tanto nas clinopiroxenas como nas ortopiroxenas, além de as definir como magnesianas, indica também que elas são provavelmente oriundas de peridotitos do tipo I (Gurney e Harte 1980).

Como atrás foi dito, o uso do "solvus" de Lindsley & Dixon (1976)

está condicionado à ocorrência conjunta das duas piroxenas e da granada na mesma paragénese. No caso presente, estes minerais ocorrem juntos apenas nos concentrados de minerais pesados. Contudo, para efeito da determinação das condições termobáricas que presidiram à formação daqueles minerais, segundo O'Hara & Yoder (1967), o valor 0,13 para a razão Ca/(Ca+Mg) nas granadas indica que estas se formaram em equilíbrio com as ortopiroxenas e as clinopiroxenas. No caso presente, a alta percentagem de granadas com valor entre 0,12 e 0,14% para aquela razão, indicaria que tais condições de equilíbrio de cristalização se terão verificado no kimberlito Redondão.

Uma vez admitida esta verificação o diagrama da Fig.48 dá-nos as temperaturas a que se teriam formado os citados minerais, isto é, entre 950 e 1050 oC.

Por outro lado e ainda como resultado da possibilidade de cristalização, em equilíbrio, da granada, da clinopiroxena e da ortopiroxena, as pressões de formação corresponderiam às das granadas que, como se viu antes, estariam entre 20 e 35 kb.

4.2. Província Kimberlítica de Picos. Breve referência

Esta província kimberlítica será objecto de um estudo separado visto que, nesta altura, ainda não dispomos dos elementos de campo e de laboratório suficientes para tratar dela com o pormenor compatível com este trabalho.

4.2.1. Localização e Acessos

A recente descoberta de ocorrências kimberlíticas a algumas centenas de quilómetros a NE das que acabamos de descrever, levou-nos a considerar a existência de uma nova província kimberlítica na Bacia do Parnaíba para a qual propomos a designação de Província Kimberlítica de Picos. Esta província localiza-se na região de Picos, na parte centro-leste da Bacia do Parnaíba, a cerca de 400 km da Província do Alto Parnaíba (Figs.1 a 3).

Nesta região conhecem-se já sete kimberlitos mas, a avaliar por diversos concentrados de minerais pesados indicadores aqui recolhidos

Quadro 14 - Piroxenas do kimberlito Redondão

	Amostra $EAC_5$70									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	56,24	54,16	53,85	54,18	53,89	55,89	57,98	56,09	58,12	56,80
TiO_2	0,26	0,10	0,31	0,24	0,48	0,22	0,11	0,02	0,14	0,02
Al_2O_3	1,51	2,34	3,51	2,67	3,98	1,48	0,94	1,17	1,02	2,26
Cr_2O_3	0,31	1,45	1,85	0,90	1,29	0,77	0,37	0,46	0,35	0,53
FeO	5,77	1,93	1,87	2,56	2,72	4,98	5,37	4,58	5,54	4,85
MnO	0,11	...	0,06	0,03	0,02	0,14	0,10	0,14	0,13	0,16
MgO	33,63	16,50	15,37	16,27	15,26	34,55	35,53	35,79	35,70	35,84
CaO	1,00	20,52	20,21	20,76	19,15	1,16	0,32	0,26	0,23	0,23
Na_2O	0,10	1,70	2,56	1,99	2,90	0,15	0,04	0,05	0,05	0,01
Total	98,93	98,70	99,59	99,60	99,69	99,34	100,76	98,56	101,33	100,70
	Catiões para 6 oxigénios									
Si	1,960	1,979	1,955	1,969	1,954	1,940	1,974	1,951	1,970	1,935
Ti	0,007	0,003	0,008	0,007	0,013	0,006	0,003	0,000	0,004	0,000
Al	0,062	0,101	0,150	0,114	0,170	0,061	0,038	0,048	0,041	0,091
Cr	0,009	0,042	0,053	0,026	0,037	0,021	0,010	0,013	0,009	0,014
Fe	0,168	0,059	0,057	0,078	0,083	0,145	0,153	0,133	0,157	0,138
Mn	0,003	0,000	0,002	0,001	0,001	0,004	0,003	0,004	0,004	0,005
Mg	1,748	0,899	0,832	0,882	0,826	1,789	1,805	1,857	1,805	1,821
Ca	0,037	0,804	0,787	0,809	0,744	0,043	0,012	0,010	0,010	0,009
Na	0,007	0,120	0,180	0,140	0,204	0,010	0,003	0,003	0,003	0,001
	4,001	4,007	4,024	4,026	4,032	4,019	4,001	4,019	4,003	4,014
% moleculares										
Ca	1,89	45,63	46,96	45,73	45,01	2,18	0,61	0,50	0,51	0,46
Mg	89,50	51,02	49,64	49,86	49,97	90,49	91,62	92,85	91,53	92,53
Fe	8,68	3,35	3,40	4,41	5,02	7,33	7,77	6,65	7,96	7,01

Análises feitas na Universidade de Massachusetts, Amherst, USA

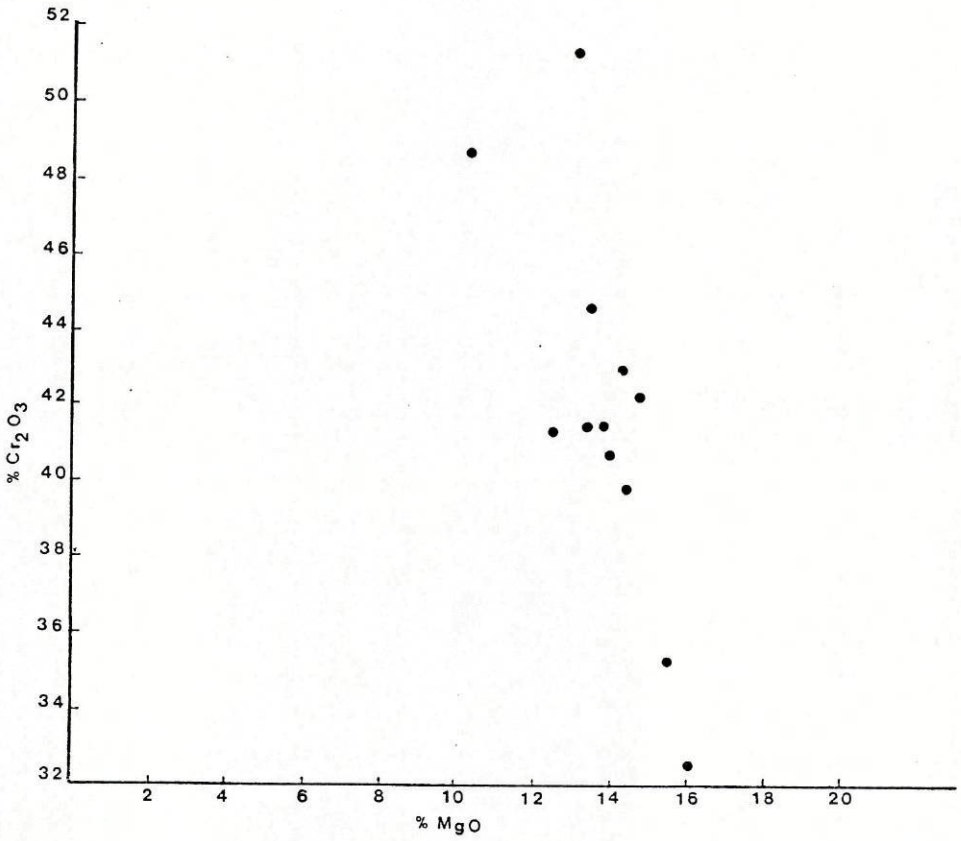


Fig. 47 - CROMITES DO KIMBERLITO REDONDÃO

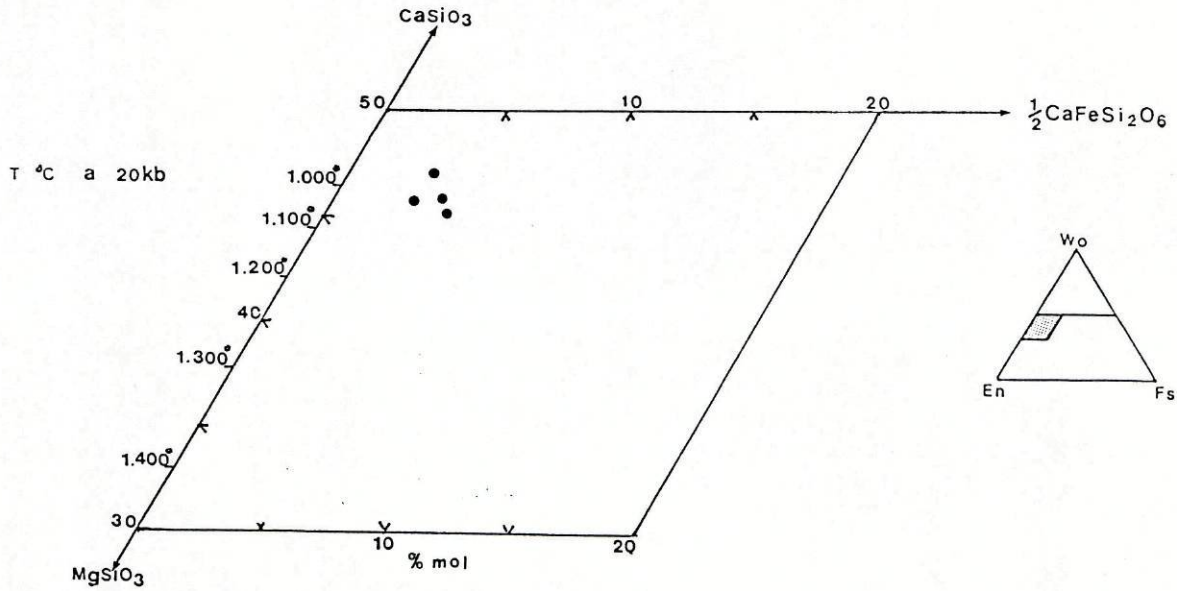


Fig. 48 - PIROXENAS DO KIMBERLITO REDONDÃO

em especial a leste de Ipiranga do Piauí e nordeste de Gaturiano, devem existir mais ocorrências kimberlíticas nesta província. Os sete corpos conhecidos, aqui designados por São José, Gaturiano, Santa Cruz, Ipiranga 1, Ipiranga 2, Ipiranga 3 e São Miguel, ficam entre as cidades de Oeiras e de Picos (Fig.49), no estado do Piauí.

Não se conhecem quaisquer referências à ocorrência de diamantes nesta região.

O acesso aos kimberlitos faz-se pelas estradas federais Br 316 e 230 até Picos, Gaturiano e Oeiras. O kimberlito São José fica a 28 km ao norte de Picos, por estrada de terra; o Gaturiano a cerca de 2 km do povoado do mesmo nome, à margem da estrada e, os kimberlitos Ipiranga 1, 2 e 3, localizados em pequenos afluentes do riacho Frade a, respectivamente, 4, 10 e 12 Km de Ipiranga do Piauí, por estrada de terra. A partir desta última cidade e após 23 km por estrada de terra, fica o kimberlito São Miguel, junto do povoado que lhe deu o nome. O kimberlito Santa Cruz localiza-se no riacho Canavieiras, pequeno afluente do rio Itaím, a cerca de 32 km da cidade de Oeiras.

4.2.1. Geologia e Morfologia

Na região, estão representados apenas terrenos sedimentares areníticos do Paleozóico das formações Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti, em camadas horizontais mergulhando suavemente (1º a 2º) para W e NW, com, na parte noroeste, soleiras de basaltos que, geralmente se apresentam cobertas por solos mais ou menos lateríticos do Cenozóico. Os kimberlitos são intrusivos nos terrenos paleozóicos.

A região apresenta uma morfologia plana que vem sendo vigorosamente erodida. A drenagem é dominantememte dendrítica, apresentando-se, por vezes, controlada por falhas. Os kimberlitos aparecem em depressões nos vales das linhas de água, sem feições morfológicas específicas, salvo no caso dos kimberlitos Ipiranga 2 e Ipiranga 3, em que um anel de rochas mais resistentes por efeito de silicificação das encaixantes, constitui feição morfológica positiva dentro da qual se encontra o corpo kimberlítico.

Nas restantes ocorrências as passagens dos cursos de água pelos kimberlitos são marcadas pelo alargamento dos vales que terminam nos

arenitos encaixantes por declives muito acentuados ou por escarpas.

As ocorrências kimberlíticas são chaminés mais ou menos circulares com dimensões da ordem das 4 centenas de metros até quase 2 km de diâmetro.

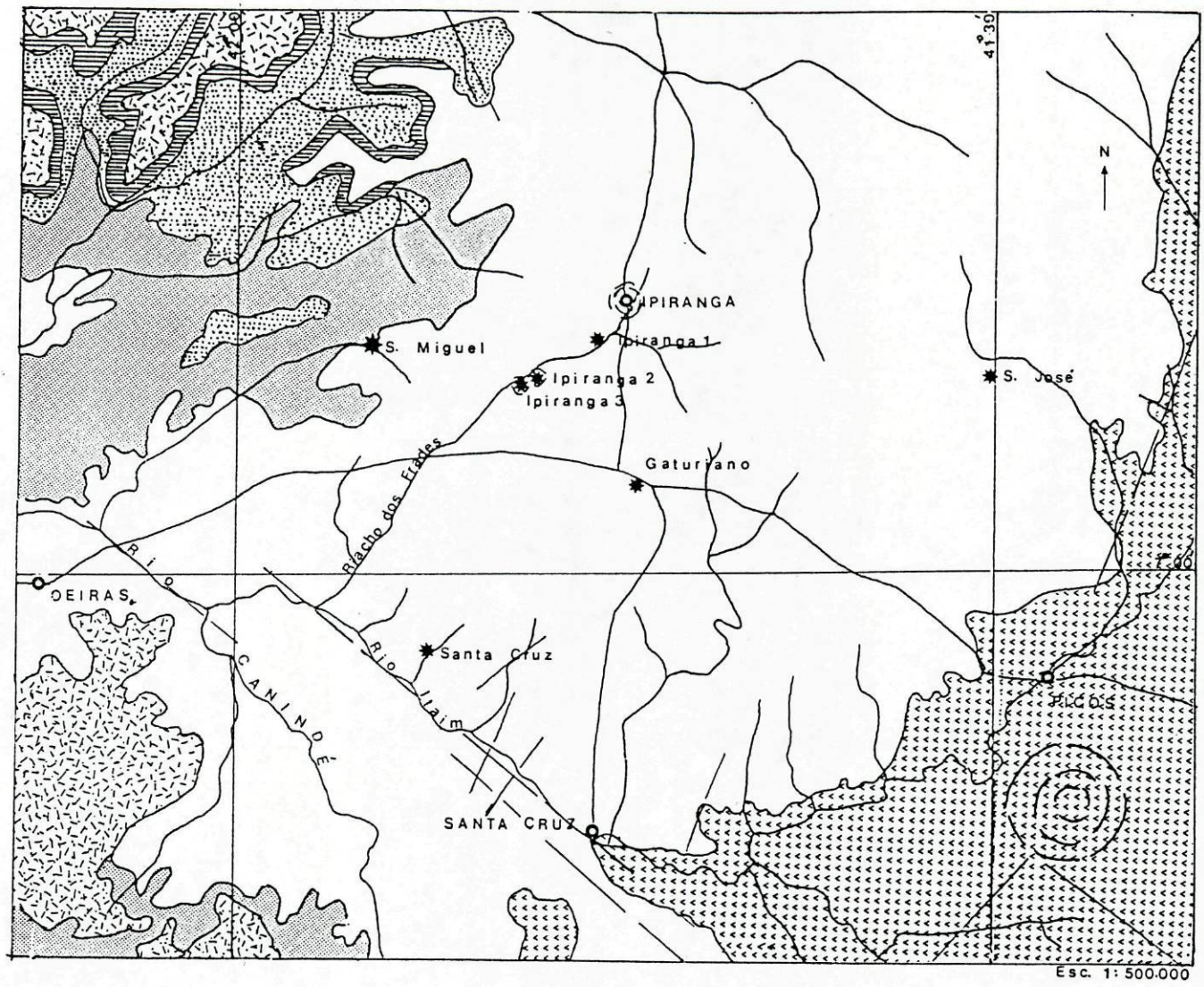
Tal como na Província Kimberlítica do Alto Parnaíba, também aqui a ocorrência de kimberlitos apresenta nítido controlo pelos grandes alinhamentos e falhas regionais. Com efeito, os kimberlitos de Picos situam-se, praticamente, no cruzamento dos alinhamentos Senador Pompeu (NE-SW), Canindé (NW-SE) e Paraíba (E-W) (Fig.8) e das faixas de distensão NE-SW e NW-SE, bem representadas pelas soleiras de basaltos e numerosos diques de dolerito de direcções dominantes NW-SE e NE-SW, além dos próprios corpos kimberlíticos. O Alinhamento Canindé, como já se disse, tem como elemento estrutural mais importante e mais aparente a extensa falha Rio Canindé que controla grande parte do curso do rio e do seu afluente Itaim e é afectada por pequenos deslocamentos laterais provocados por falhas transversais. No prolongamento desta falha, encontra-se a Tripla Junção de Petrolândia do Graben Tucano. O Alinhamento Canindé pode representar ainda, o prolongamento, no continente, da Zona de Fracturas Oceânicas Sergipe (Fig.6).

Localmente, as estruturas kimberlíticas estão associadas a falhas, facto aliás muito frequente em outros campos kimberlíticos.

4.2.3. Litologia e Mineralogia

Todos os kimberlitos de Picos apresentam indícios de erosão menos acentuada do que os do Alto Parnaíba visto que, praticamente, apenas as fácies de cratera são identificáveis. As rochas afloradas apresentam fácies gresosas e argilosas, por vezes conglomeráticas, de cor cinzento-esverdeada, verde-clara ou acastanhada. Em alguns casos mostram estratificação bem definida, em camadas horizontais ou sub-horizontais ou mesmo, sub-verticais por efeito de falhamento ou colapso, como acontece, localmente, no kimberlito São Miguel.

Ao microscópio, o material kimberlítico aparece sempre constituído por grãos heterométricos mais ou menos finos e angulosos de quartzo, ligados por cimento argiloso ou ferruginoso. Em alguns casos aparece material filitoso, calcite, palhetas de moscovite com



Terciário-Quaternário: Coberturas areno-siltosas e lateríticas

Cretácico: Kimberlitos

Cretácico: Basaltos (soleiras e diques)

Carbónico: Formação Poti

Devónico-Carbónico: Formação Longá

Devónico: Formação Cabeças

Devónico: Formação Pimenteiras

Falha

Estrutura circular

Fig. 49 - KIMBERLITOS DE PICOS

intercrescimento de biotite em vias de alteração para clorite, clastos de feldspato e microxenólitos muito alterados de natureza básica (e ultrabásica ?). Na pasta aparece também, por vezes, celadonite. A análise microscópica não é, assim, conclusiva quanto à natureza kimberlítica destes corpos intrusivos. É indispensável, contudo, ter em conta que se trata de rochas da fácies de cratera sempre com muito material das rochas encaixantes. Os aspectos estruturais das intrusões e os concentrados de minerais pesados são os argumentos que testemunham, sem qualquer dúvida, que os corpos em causa são, realmente, de natureza kimberlítica.

Nos concentrados de minerais pesados foram identificadas granadas do tipo piropo, piroxena, picroilmenite, flogopite, zircão e cromite.

O piropo ocorre em cristais angulosos ou arredondados de cor vermelha a amarela-alaranjada. A ilmenite aparece em grãos subangulosos de fracturas frescas ou de superfícies com vestígios de corrosão química. As piroxenas têm cor verde-clara a verde-escura; os seus cristais mostram-se angulosos ou fibrosos. A flogopite aparece em palhetas amareladas, por vezes em megacristais com dimensões até 3 cm de comprimento. O zircão e as cromites são mais raras que os minerais supracitados.

Dos resultados já obtidos do estudo dos concentrados dos kimberlitos de Picos nota-se, duma forma geral e em relação aos da Província de Alto Parnaíba:

-Maior contribuição de granadas de paragénese eclogítica;

-Maior enriquecimento de molécula almandina dos piropos;

-As suas ilmenites são mais cromíferas e mais oxidadas (maior teor de hematite).

5. Discussão e Conclusões

5.1. Ambiente Geotectónico e Mineralização

A maior parte dos kimberlitos conhecidos no Brasil ocorre fora das áreas cratónicas (Fig.1), ao contrário do que acontece na África, na América do Norte, na URSS e na Austrália, cujos kimberlitos se localizam, preferencialmente, sobre aquelas grandes unidades

geotectónicas.

A maioria das ocorrências de diamante de aluvião no Brasil está também fora dos cratões, algumas delas nas mesmas áreas dos kimberlitos como em Coromandel, Batovi, Campos Altos, Iporá e Alto Parnaíba. Segundo Clifford (1966) que restringe a ocorrência de kimberlitos diamantíferos às áreas cratónicas estabilizadas há mais de 1 500 m.a. tratar-se-ia de uma coincidência puramente geográfica.

Nas áreas supracitadas todos os kimberlitos são de idade cretácica e, de acordo com a sua localização tectónica, não seriam mineralizados. A origem do diamante destas áreas estaria, segundo alguns autores, em kimberlitos pré-cãmbricos. A mineralização dos conglomerados Sopa, em Diamantina, de idade pré-cãmbrica e o kimberlito Premier na Africa do Sul são testemunhos da existência de tais kimberlitos. A própria idade dos diamantes dos kimberlitos cretácicos da Africa do Sul, superior a 3000 m.a., pode usar-se para corroborar a ideia da esterilidade dos kimberlitos cretácicos do Brasil. Com efeito, uma maior movimentação do bloco sul-americano relativamente ao africano, que se manteve praticamente estacionário após a fragmentação do continente de Gondwana, teria levado à destruição dos diamantes conservados desde o Arcaico até ao Cretácico.

A passagem da placa sul-americana sobre uma astenosfera oxidante, convectiva, teria gerado um ambiente altamente fracturado e rico em voláteis que poderiam levar à destruição dos diamantes, ao mesmo tempo que facilitaria o aparecimento de todo um cortejo de intrusões alcalinas, carbonatitos e kimberlitos. Este mesmo mecanismo seria também responsável pela quase esterilidade geral dos kimberlitos da América do Norte, da Índia e da Austrália (Haggerty 1986).

Para explicar a esterilidade dos kimberlitos das áreas atrás referidas, não é sequer necessário invocar esta explicação visto que, todas elas, se localizam em terrenos afectados pelo importante ciclo termo-tectónico Brasiliano (700-450 m.a.) o qual teria proporcionado as condições termodinâmicas para destruição dos diamantes que eventualmente pudessem ter existido na litosfera desde o Arcaico. No entanto, se a esterilidade dos kimberlitos cretácicos do Brasil pode justificar-se por uma ou outra destas duas causas, ou pelas duas, a estreita associação geográfica do diamante de aluvião e estes

kimberlitos é, no mínimo, curiosa. Não é realista relacionar o diamante aluvionar com kimberlitos do Cratão São Francisco ou com imaginárias fontes primárias localizadas no Sudoeste da África (Gonzaga & Tompkins 1987) mesmo que para tal se possam invocar mecanismos de transporte de massa como glaciações por exemplo. Os diamantes da região de Coromandel, por exemplo e por sinal a mais próxima do cratão citado, apresentam enorme variação granulométrica, comum a todas as áreas mineralizadas onde, minúsculos diamantes são acompanhados por outros maiores, às vezes com dezenas e até centenas de quilates, indicando origens relativamente próximas que dificilmente poderiam estar em qualquer das duas áreas citadas. Por outro lado, a pequena percentagem de marcas de impacto nos diamantes de Coromandel, quando comparada com a dos de Diamantina, onde aquela percentagem é notavelmente maior, conforme tivemos oportunidade de verificar, torna ainda menos consistente a hipótese sobre as origens acima referidas. Outro facto que não tem sido considerado é a frequência de diamantes com forte distorção laminar, plástica, facto que pode estar relacionado com pressões dirigidas do ciclo orogénico Brasiliano que, assim, teriam compensado a subida de temperatura preservando parte significativa dos diamantes conservados no manto e transportados até à superfície pelos kimberlitos cretácicos.

A discussão deste problema carece, na realidade, de estudos aprofundados visando, especialmente, xenólitos do manto, granadas, cromites, ilmenites e piroxenas. A hipótese, já levantada neste trabalho, de existir rocha-mãe não kimberlítica, do tipo lamproíto leucítico, não pode deixar de ser seriamente considerada, a exemplo da Austrália, face à enorme diversidade de intrusões alcalinas da região e à similaridade de ambientes geotectónicos.

Em pequena amostra de concentrado dos kimberlitos Vargem (região de Coromandel) foi identificada a presença de 3 granadas G10 e de um grão de cromite (em 3 analisados) com 62,5% de Cr_2O_3 (J.Davidson com.pess.). A presença das G10 e, especialmente da cromite, prova que existem aqui, dentro dos terrenos rejuvenescidos do Brasiliano, kimberlitos que amostraram o campo de estabilidade do diamante e que, consequentemente, podem ter diamantes embora, provavelmente, com mineralização do tipo do kimberlito Letseng La Terai: baixo teor - 1

quilate/ 25 toneladas - mas com ocorrência de diamantes grandes. Coromandel é conhecida pelos seus grandes diamantes.

Na Bacia do Parnaíba, os kimberlitos, ao contrário da Bacia do Paraná, não estão, que se saiba, associados a quaisquer manifestações de magmatismo alcalino ou carbonatítico. Numerosas estruturas circulares, em especial ao longo dos alinhamentos Belmonte-Xambioá e Araguaia-Tocantins, de natureza ainda desconhecida, poderão ser de rochas alcalinas ou mesmo de carbonatitos, repetindo assim a tradicional associação de rochas basálticas, de rochas alcalinas, de kimberlitos e de carbonatitos.

O magmatismo da bacia foi condicionado pelas faixas de distensão regional que se estendem paralelamente aos alinhamentos Transbrasiliano, Canindé e Araguaia-Tocantins. Durante o processo de distensão condicionaram primeiro os basaltos fissurais da Formação Mosquito (Jurássico) e os basaltos e diques de dolerito da Formação Sardinha (Cretácico Inferor) e, depois, num estágio mais evoluído da diferenciação do manto, o magmatismo kimberlítico do Alto Parnaíba e de Picos ainda no Cretácico Inferior.

As intrusões kimberlíticas da Bacia do Parnaíba foram controladas por importantes estruturas regionais. As da Província Kimberlítica do Alto Parnaíba estão condicionadas aos alinhamentos Transbrasiliano e Belmonte-Xambioá e os kimberlitos de Picos aos alinhamentos Canindé, Senador Pompeu, Paraíba e Transbrasiliano. A uma escala de mais pormenor, todos os corpos kimberlíticos estão associados a estruturas menores como a falhas, a fracturas crustais e a diques de dolerito.

5.2. Idade dos Kimberlitos

Os kimberlitos da Bacia do Parnaíba são posteriores ao magmatismo basáltico que, como se disse, se manifestou em duas fases distintas, a primeira no Jurássico, no centro-oeste e sul da bacia, onde se localiza a Província Kimberlítica do Alto Parnaíba e, a segunda, no Cretácico Inferior, no nordeste e centro-leste da mesma bacia onde estão os kimberlitos de Picos. Se se admitir que o magmatismo kimberlítico das duas províncias foi contemporâneo, ele terá ocorrido há cerca de 120 m.a., idade que seria compatível com a de outros kimberlitos do

Brasil (80 a 120 m.a.) e do continente africano e com a rápida movimentação das placas durante o Jurássico Superior e o Cretácico Inferior.

Neste trabalho admite-se, porém, que os kimberlitos de Picos sejam mais jovens que os do Alto Parnaíba, repetindo-se nesta bacia o que acontece com os kimberlitos do Alinhamento Rio de Janeiro-Humaitá (Fig.1) cuja intrusão se manifestou por pulsações magmáticas que viriam decrescendo de idade no sentido do litoral (de 120 m.a. para um kimberlito de Batovi, até 80 a 87 m.a. em kimberlitos de Coromandel). A mesma diferença de idades verifica-se igualmente, em relação às intrusões alcalinas da mesma faixa estrutural, cujas idades aumentam para o interior diferença, aliás, que existe também entre as idades dos kimberlitos cretácicos do Sul da África. A periodicidade do magmatismo kimberlítico, associado à localização geográfica dos kimberlitos, leva a relacioná-lo com a provável existência de pontos quentes de plumas sob as placas continentais durante a abertura do Atlântico Sul.

5.3. Definição de Kimberlito. Rochas Kimberlíticas da Bacia.

O termo kimberlito foi introduzido por Lewis (1887) para a rocha portadora de diamantes da chaminé de Kimberley, na África do Sul. Desde então, várias tentativas têm sido feitas para se conseguir uma definição e classificação que pudesse ser aceite sem objecções. Tais foram as definições propostas por autores como Wagner (1914), Milashev (1963, 1965), Dawson (1962, 1967, 1971), Mitchell (1970, 1979, 1986), Nixon (1973), Skinner & Clement (1979), Frantsesson (1970), Clement et al. (1977, 1984) e Clement & Skinner (1985).

Segundo Clement et al. (1984), o kimberlito "é uma rocha ígnea, ultrabásica rica em voláteis que ocorre em pequenas chaminés, diques e soleiras. Possui textura inequigranular característica resultante da presença de macrocristais dispersos numa matriz granular fina. Esta matriz contém fenocristais de olivina e de vários dos seguintes minerais: flogopite, carbonato (usualmente calcite), serpentina, clinopiroxena (geralmente diópside), monticellite, apatite, espinelas, perovskite e ilmenite. Os macrocristais são anédricos, derivados do

manto, minerais ferromagnesianos representados pela olivina, flogopite, picroilmenite, granada magnesiana, cromo-espinela, clinopiroxena (geralmente diópside cromífera) e ortopiroxena (geralmente enstatite). A olivina é extremamente abundante relativamente aos outros macrocristais, nem todos necessariamente presentes. Os macrocristais e os minerais da matriz formados na fase inicial do processo de formação do magma kimberlítico, aparecem quase sempre alterados por processos deutéricos, principalmente serpentinização e carbonatização. O kimberlito contém, geralmente, inclusões de rochas ultrabásicas do manto superior.Xenolitos e xenocristais de origem crustal podem ocorrer também em maior ou menor quantidade. O kimberlito pode conter diamante mas, apenas, como um constituinte muito raro".

As rochas kimberlíticas, tanto no Brasil como em todas as outras áreas onde elas ocorrem, apresentam-se, duma maneira geral, extremamente alteradas, com maior ou menor quantidade de materiais estranhos exibindo grandes variações mineralógicas e texturais. Por esse facto, têm sido designadas por tufos kimberlíticos, tufos-brecha kimberlíticos, kimberlitos basálticos, micáceos, porfiróides, carbonatados, etc.

Dos kimberlitos da Bacia do Parnaíba apenas o Redondão poderia ser, de acordo com a definição, referido como kimberlito. Nos restantes casos os kimberlitos deveriam ser designados, de forma genérica, como "ocorrências kimberlíticas", já que o uso do termo kimberlito parece incorrecto ou, melhor, pouco preciso.

Do ponto de vista prático e do uso tradicional que vem sendo feito deste termo, adoptaremos neste trabalho, o termo kimberlito na sua acepção mais lata, ou seja, no sentido geológico, mas sempre referindo estruturas de origem ígnea profunda, intrusivas, englobando rochas que podem ir de magmáticas até rochas de fácies predominantemente sedimentar desde que apresentem macrocristais de olivina, de flogopite, de piroxenas, de granadas e de ilmenite, e xenólitos do manto. Em casos extremos, como acontece com as ocorrências de Picos, a caracterização da estrutura como kimberlito, apoiou-se sempre, pelo menos, na presença de ilmenite magnesiana, de piropo cromífero e magnesiano e de diópside cromífera nos concentrados, além, naturalmente, do modo de jazida tradicional em chaminé e da presença de xenólitos ultrabásicos.

De acordo com a classificação genético-textural de Clement & Skinner (1985), pode-se classificar os kimberlitos da Bacia do Parnaíba desde "kimberlito brechóide" ou mesmo "kimberlito" (Redondão), até "kimberlito epiclástico" (São Miguel). Os kimberlitos Largo, Riachão e Cabeceiras podem ser classificados como kimberlitos tufíticos, embora localmente, em especial nos dois primeiros, estejam presentes kimberlitos epiclásticos. Esta classificação não exclui a presença de outros tipos associados ao dominante. A erosão parece não ter ainda ultrapassado a zona de transição de fácies de cratera para a fácies de diatrema, razão por que são observados aqueles dois tipos de kimberlito na mesma chaminé.

O kimberlito Redondão possui a típica textura macrocrística com fenocristais e xenocristais de olivina, os primeiros cristalizados do magma kimberlítico e, os xenocristais, derivados de fonte peridotítica (Boyd & Clement 1977). Todos, ou quase todos, mostram-se substituídos por serpentina e, menos frequentemente, por calcite. A olivina da matriz está também serpentinizada. Nos restantes corpos kimberlíticos também se observaram pseudomorfoses de serpentina depois de olivina nas fácies de tufos mais grosseiros.

5.4. Química Mineral

Como antes se disse, identificou-se a presença de piropo, picroilmenite, diópside cromífera, cromite e flogopite e, por vezes, zircão nos kimberlitos da Bacia do Parnaíba. Foram submetidos à análise química por microssonda algumas dezenas de grãos dos quatro principais minerais indicadores kimberlíticos. As granadas foram ainda classificadas em função da cor.

Granada

Os concentrados kimberlíticos contêm diversos tipos de granada que, pelas suas composições químicas, cor e morfologia, reflectem as condições ambientais de cristalização.

A granada típica dos kimberlitos é o piropo que aparece em várias tonalidades de vermelho a púrpura (piropo cromífero) e, também, em

várias tonalidades de amarelo a laranja (piropo-almandina ou piraldina)(1). Estas granadas têm origem em nódulos peridotíticos e em nódulos eclogíticos, respectivamente.

Apesar de apresentar menor variação na composição química do que as piraldinas, o piropo apresenta, em função do teor de crómio (Hornug & Nixon 1973), cor mais variada. Quando puro, é vermelho, passando a violeta, a azul e a verde (muito raro) à medida que aumenta a percentagem da molécula knorringítica. A presença do Ca faz com que a cor tome tonalidades mais claras. Nas piraldinas, o factor determinante da variação da cor é o titânio. A medida que este aumenta a cor toma tonalidade acastanhada, indo do amarelo-claro quando o titânio está ausente até à cor laranja-acastanhada nas granadas mais ricas neste cromóforo.

Os piropos kimberlíticos contêm, pelo menos, 15% de MgO, geralmente 3 a 7% de CaO, podendo atingir 18% de Cr2O3 (Nixon & Hornug 1968; Sobolev et al. 1973; Hornug & Nixon 1973; Rost et al. 1975). Duma maneira geral, quanto mais cromífera for a granada, maior será a possibilidade de o kimberlito ser diamantífero. Sabe-se que existe, geralmente, correlação positiva entre o Cr e o Ca facto este que leva a supor que as granadas com valores elevados de Cr e de Ca sejam derivadas de nódulos de lherzolitos granatíferos (granada +olivina+diopside+enstatite). Contudo, estudos recentes (Meyer 1968; Meyer & Boyd 1972; Sobolev et al. 1973; Gurney & Switzer 1973; Gurney & Boyd 1982; Gurney et al. 1978, 1979; Svisero 1981; Boyd & Gurney 1982; Gurney 1984) identificaram uma outra variedade de piropo cromífero, sub-cálcico, que aparece como inclusão no diamante e nos concentrados kimberlíticos. Neste último caso, porém, ele é ligeiramente menos cromífero, menos magnesiano e mais cálcico, possivelmente por reequilíbrio com o magma, após a formação do diamante, no qual esta nova variedade de piropo aparece como inclusão. Acredita-se que esta granada sub-cálcica seja oriunda de harzburgitos e de dunitos granatíferos (olivina+granada+enstatite), os quais são menos frequentes nos kimberlitos do que os lherzolitos granatíferos.

Ao contrário do que acontece com as granadas peridotíticas, a

---

(1) Termo aqui usado em substituição de piropo-almandina

separação das diversas variedades de granadas eclogíticas, pela cor, não tem, ainda, maior significado no que se refere à possibilidade de se ter uma ideia de elas serem ou não oriundas do campo de estabilidade do diamante. Nestas granadas, as pressões de formação estão ligadas ao teor do Na (Sobolev & Lavrentiev 1972) o qual, no entanto, não tem qualquer influência na cor. A identificação das granadas eclogíticas cristalizadas a pressões compatíveis com o CED só pode ser feita por análise química.

A classificação cromática das granadas dos kimberlitos da Província Kimberlítica do Alto Parnaíba evidenciou a presença de piropos das paragéneses peridotítica e eclogítica, com grande predomínio da primeira.

A presença das duas paragéneses foi confirmada pelos resultados de análise química, a qual também confirmou a larga predominância da paragénese peridotítica.

Nos kimberlitos Redondão, Largo e Riachão as granadas peridotíticas apresentam distribuição bi-modal, com picos no vermelho e púrpura, enquanto que, no kimberlito Cabeceiras há tendência, ainda que mal definida, para uma distribuição normal, com pico apenas no vermelho. A distribuição bi-modal indica múltiplas pulsações magmáticas do processo intrusivo.

Das análises químicas das granadas dos kimberlitos estudados ressalta que todas as de natureza peridotítica são ricas de piropo ocupando, no diagrama Ca-Mg-Fe uma área restrita, a mais magnesiana do campo das granadas das inclusões em diamantes dos kimberlitos Premier e Orapa (Fig.50). Relativamente ao domínio das granadas de outros kimberlitos do Brasil (Minas Gerais, Mato Grosso e Rondónia) (Svisero et al. 1984), também representado no mesmo diagrama, apenas algumas dos kimberlitos do Alto Parnaíba se projectam ligeiramente fora daquele domínio, devido a um pequeno aumento da molécula almandina. Ainda no mesmo diagrama se pode notar que há sobreposição dos campos das granadas peridotíticas e eclogíticas inclusas em diamantes dos dois mencionados kimberlitos da África do Sul, contrariamente ao que acontece com as granadas inclusas em diamantes brasileiros cuja separação entre os campos eclogítico e peridotítico pode ser apenas devido ao facto do número pouco representativo das amostragens.

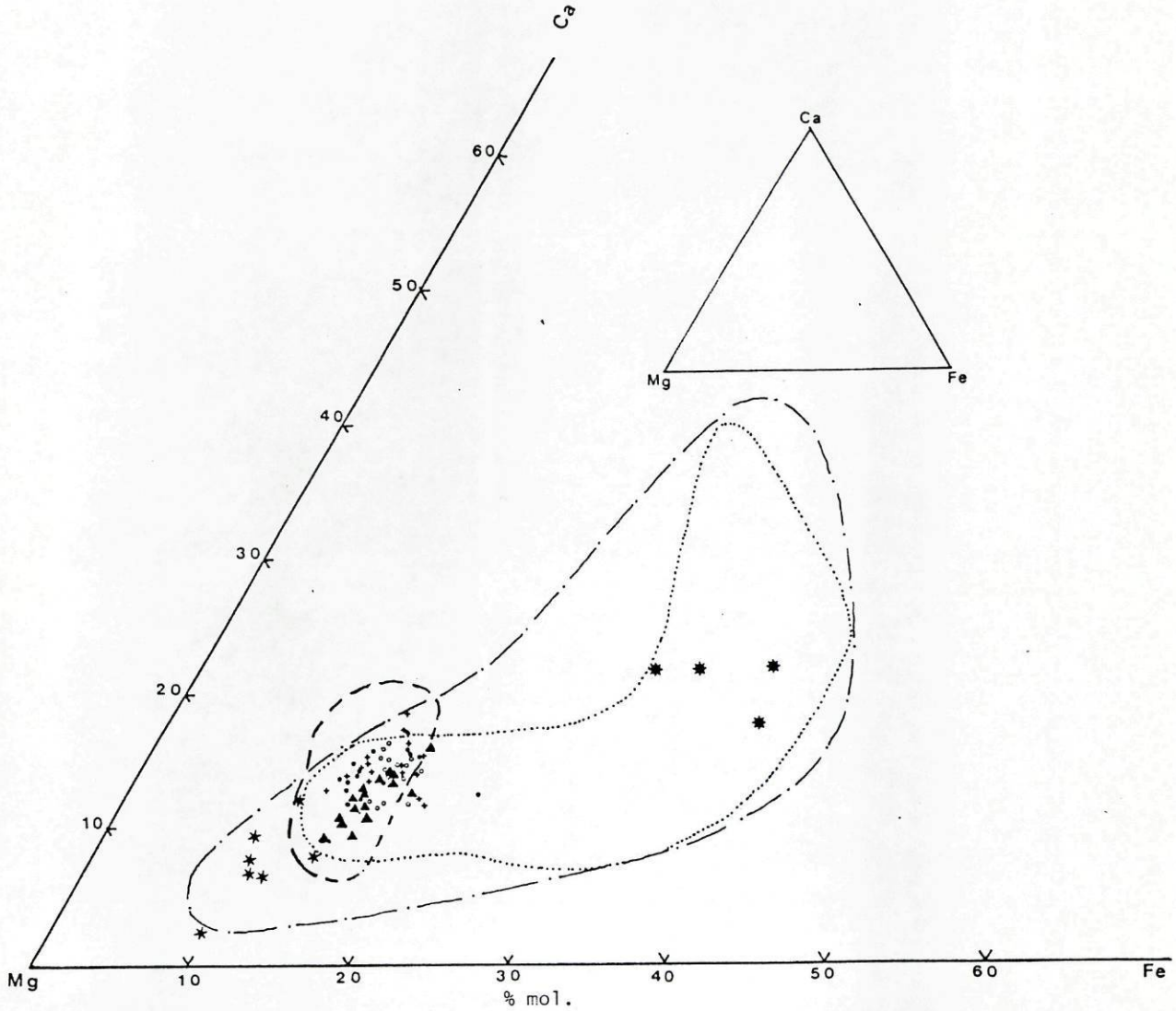


Fig. 50 - Diagrama Ca-Mg-Fe das granadas dos kimberlitos do Alto Parnaíba, de outros kimberlitos do Brasil e de granadas inclusas em diamantes do Brasil e da África do Sul. A curva a tracejado delimita o campo das granadas de outros kimberlitos do Brasil; a curva a traço/ponto, o das granadas inclusas em diamantes do kimberlito Premier (Gurney & al. 1985); a curva ponteada delimita o campo das granadas inclusas em diamantes do kimberlito Orapa (Robinson & al. 1984).
Inclusões em diamantes do Brasil: de natureza peridotítica (✱); de natureza eclogítica (✱).
Granadas dos kimberlitos: Largo (•); Riachão (+); Cabeceiras (∘) Redondão (▲).

As granadas peridotíticas apresentam correlação negativa muito bem definida entre o Cr_2O_3 e o Al_2O_3, ao passo que nas eclogíticas não existe qualquer correlação entre estes óxidos, conforme pode observar-se na Fig.51 na qual, além das granadas dos quatro kimberlitos deste estudo, estão representadas granadas de xenólitos (Carswell & Dawson 1970; Boyd 1974; Boyd et al. 1975; Hearn & McGee 1984) de concentrados kimberlíticos (McGetchin & Silver 1970; McCallum & Eggler 1971; Sobolev et al. 1973; Meyer 1975; Svisero et al. 1977; Correia 1988) e de granadas inclusas em diamantes do Brasil (Svisero 1981) e da África do Sul (Gurney et al. 1984, 1985; Robinson et al. 1984). A correlação negativa entre o Crómio e o Alumínio indica que eles se substituem diadoquicamente na rede cristalina do piropo, independentemente da origem da granada (concentrado, xenólito, diamante).

A presença do crómio nas granadas peridotíticas, que começou a ser investigada por Nixon et al. (1963), além de provocar modificações na cor, no índice de refracção e nas dimensões da malha, levou à conclusão de que, por vezes, há mais Cr^{3+} que o necessário para formar a uvarovite, ($Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$) e que o Al^{3+} disponível é insuficiente para formar o piropo ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$) com o Mg^{2+} disponível. O excesso de Mg e de Cr deveria ser mobilizado, segundo Nixon & Hornug (1968), na formação de molécula $Mg_3Cr_2Si_3O_{12}$ a que deram o nome de Knorringite.

A solubilidade da knorringite ($Cr/(Cr+Al)\times100$) nos piropos peridotíticos dos kimberlitos do Alto Parnaíba varia entre 8,44 e 18,82% no Largo; entre 5,33 e 20,09% no Riachão; entre 5,29 e 15,25% no Cabeceiras e entre 5,61 a 12,28% no Redondão. Nos kimberlitos Largo e Riachão foram encontradas granadas com elevada percentagem de knorringite (18,82 e 20,09% respectivamente). De acordo com Irifune et al. (1982) estas últimas granadas ter-se-ão originado a pressões da ordem dos 40 a 50 kb no caso do kimberlito Largo e de 40 a 55 kb no Riachão. Neste último caso, o grão de piropo com 20,09% de molécula knorringítica teria cristalizado no CED, a cerca de 160 km de profundidade. No kimberlito Largo, as pressões de formação da granada com 18,82% de knorringite, ainda que ligeiramente inferiores às do Riachão, são compatíveis com as do CED. Nos kimberlitos Redondão e Cabeceiras as granadas mais knorringíticas ter-se-iam originado a profundidades menores, da ordem dos 100-130 km.

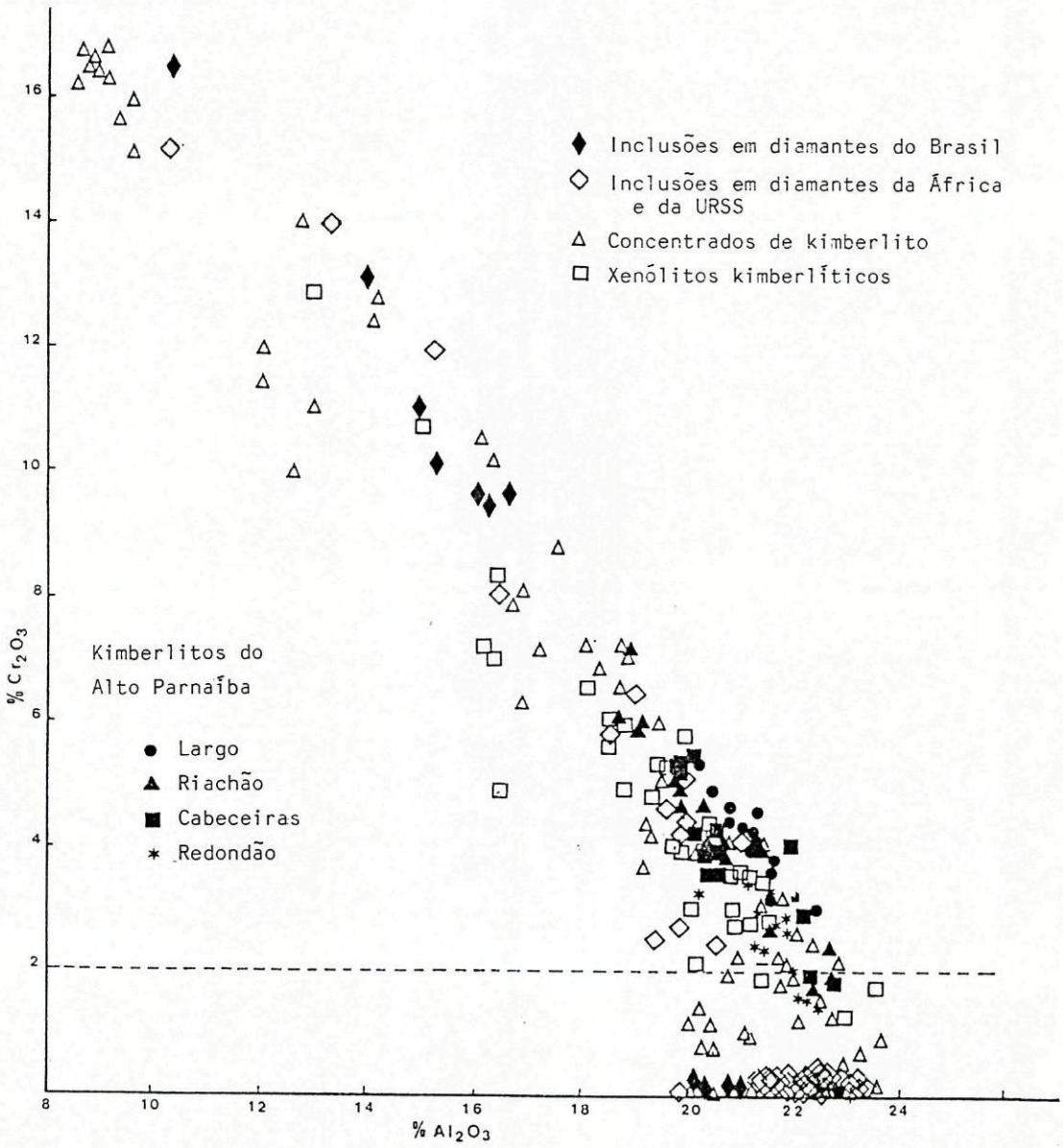


Fig.51 - Diagrama Cr_2O_3 - Al_2O_3 das granadas dos kimberlitos do Alto Parnaíba e de outros kimberlitos do Brasil, de xenólitos, de concentrados kimberlíticos e de inclusões em diamantes do Brasil, da América do Norte, da URSS e da África.
Dados de Carswel & al. 1970; Meyer 1975; Svisero & al, 1977; Svisero & al. 1977; Svisero 1981; Gurney & al. 1984; Hearn & al. 1984; Robinson & al. 1984 e Correia (1988)

As granadas dos kimberlitos Largo e Riachão, entre as quais se encontram as mais ricas de molécula knorringítica têm, além disso, origem em ambientes petrograficamente mais diversificados desde o lherzolítico ao harzburgítico ou mesmo ao dunítico que as granadas dos kimberlitos Cabeceiras e Redondão. Os valores da razão Mg/(Mg+Fe) confirma estas conclusões. Com efeito, nos kimberlitos Largo e Riachão tais variações entre 0,75 e 0,88 e entre 0,79 e 0,86 respectivamente são bastante maiores que nos kimberlitos Cabeceiras e Redondão nas quais aquela razão é quase constante (0,80-0,83).

Conclusão idêntica pode tirar-se da observação do diagrama Cr2O3/CaO (Fig.52) no qual, além de uma granada do kimberlito Riachão se projectar dentro do campo das G10 (caracteristicamente dunítica ou harzburgíticas) e uma do Largo sobre a linha de separação G10-G9 as restantes, em especial as do Riachão, projectam-se sobre uma área bem maior que as dos kimberlitos Cabeceiras e Redondão . Nestes dois últimos, por sua vez, as granadas apresentam uma correlação mais perfeita entre Cr e Ca do que os dos kimberlitos Largo e Riachão facto que corrobora as conclusões acima referidas.

No mesmo diagrama podem ainda ver-se as projecções das granadas em inclusões de diamantes do Brasil (Svisero 1981), das granadas peridotíticas em inclusões de diamantes da África e da URSS (Sobolev et al. 1969; Meyer & Boyd 1972; Meyer & Svisero 1975; Harris & Gurney 1979; Tsai et al. 1979; Gurney et al. 1978, 1979, 1984, 1985; Gurney 1984; Robinson 1984), das granadas de xenólitos peridotíticos diamantíferos (Sobolev et al. 1969; Dawson & Stephens 1975; Pokilenko et al. 1977; MacCallum & Eggler 1976; Shee et al. 1982) e o domínio das granadas eclogíticas incluídas em diamantes da África do Sul e da URSS (Sobolev et al. 1969, 1971; Harris & Gurney 1979; Gurney et al. 1978, 1979, 1984, 1985; Robinson et al. 1984). Na mesma figura, a linha horizontal correspondente a 4% Cr2O3 e a linha oblíqua a cheio (separando as G9 das G10) definem um domínio em que se projectam 85% de todas as granadas peridotíticas que aparecem como inclusões no diamante (Gurney 1984).

Embora só no kimberlito Redondão tenha sido identificada a presença de ortopiroxena, a existência de valores de Ca/(Ca+Mg) iguais a 0,13 ou muito próximos dele, indicam ter havido condições de

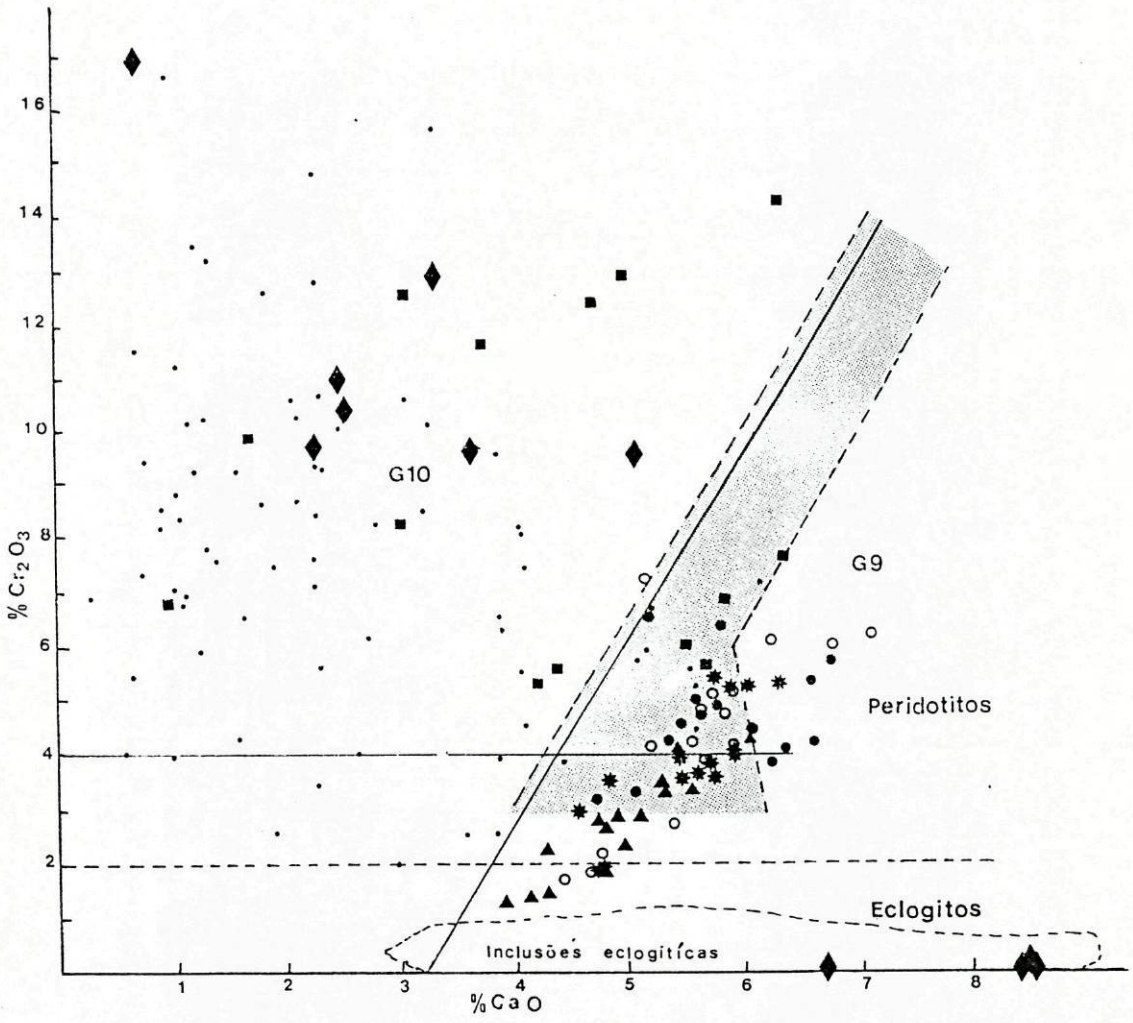


Fig. 52 - Diagrama Cr_2O_3 - CaO das granadas dos kimberlitos do Alto Parnaiba, de granadas de xenólitos peridotíticos e eclogíticos e de granadas inclusas em diamantes do Brasil, da África do Sul e da URSS. A área sombreada representa o campo das granadas dos lherzolitos (Sobolev & al., 1973); a linha horizontal a tracejado, separa os campos das granadas peridotíticas do das eclogíticas; a linha oblíqua a cheio separa o campo das granadas G10 do das G9; as linhas a cheio (horizontal e oblíqua) definem o domínio de 85% de todas as granadas peridotíticas conhecidas associadas ao diamante (Gurney, 1984).

Dados de Meyer, 1968; Sobolev & al. 1969; Meyer & al. 1972 e 1975; Dawson & al. 1975; Prinz & al. 1975; McCallum & al. 1976; Pokhilenko & al. 1977; Gurney & al. 1979, 1984 e 1985; Svisero, 1981 e Svisero & al. 1985.

Kimberlitos: Largo (●); Riachão (o); Cabeceiras (✱); Redondão (▲)
Xenólitos de kimberlitos de outros paises (■)
Inclusões de diamantes: do Brasil (◆); de outros países (•)

cristalização em equilíbrio da granada, da clinopiroxena e da ortopiroxena em todos os kimberlitos desta provincia.

Ilmenite

Embora Dawson (1980) afirme que este mineral é o mais característico dos minerais kimberlíticos a verdade é que ele não aparece em certos kimberlitos (kimberlitos do grupo II de C. Smith 1983) como é o caso do kimberlito Finsch, rico em diamantes. Contudo, a ilmenite é um constituinte muito útil na prospecção de fontes primárias do diamante de natureza kimberlítica, em especial nos climas quentes nos quais a granada desaparece e só a ilmenite persiste nas aluviões.

A maior parte dos concentrados de minerais pesados de rochas kimberlíticas contêm ilmenite magnesiana, também chamada picroilmenite com teores médios a altos de Fe_2O_3 e variáveis de Cr_2O_3 (Haggerty 1976). Tendo em conta que a cristalização é um processo longo e contínuo e que a ilmenite é facilmente afectada pelas condições redox do ambiente em que se forma, este mineral indicador kimberlítico é muito útil na interpretação das condições físico-químicas do magma em que se gera, ou se encontra (voláteis, temperaturas, fugicidade do oxigénio) e, consequentemente, útil na avaliação do potencial de preservação do diamante. Ao contrário das granadas, a cor das ilmenites não permite separar os seus diversos tipos nos concentrados. Por tal motivo, para que este mineral possa ser usado na apreciação da possibilidade de o kimberlito ser ou não diamantífero, torna-se indispensável recorrer à sua análise química.

A ilmenite ocorre nos kimberlitos, como xenocristais, fenocristais, exsoluções na titanomagnetite, revestindo a própria ilmenite, em pseudomorfoses da espinela, em intercrescimentos com o rútilo e com a armalcolite (Haggerty 1976) e em intercrescimentos com a olivina, a enstatite, a flogopite e a diopside (Boyd & Nixon 1973; Meyer 1977; Correia 1988). A ocorrência de ilmenites como inclusão no diamante, embora muito rara, tem sido assinalada em diamantes do Brasil (Meyer & Svisero 1975), da África do Sul (Tsai 1978), da URSS (Harris & Gurney 1979); e do Zaire (Ntanda et al. 1982).

A origem da ilmenite, mineral muito comum nos kimberlitos do

Grupo I (C.Smith 1983) é, ainda, muito controversa. Para Mitchell (1973) ela estaria relacionada com a diferenciação magmática da fase inicial de formação de um protomagma kimberlítico; para Boyd & Nixon (1975) e para Pasteris (1980) estaria relacionada com xenólitos do manto incorporados no magma kimberlítico durante a ascensão deste. Para Moore (1987), a maior parte das ilmenites dos kimberlitos cristalizariam no magma kimberlítico, ou na sua dependência, em condições isobáricas, impostas pela infiltração de fluidos na auréola térmica da câmara magmática kimberlítica.

Parece fora de dúvida que nos kimberlitos existe ilmenite primária sob a forma de fenocristais euédricos ou subédricos, geralmente ricos em Cr_2O_3, sem indícios de corrosão química e, bem assim, ilmenite estranha ao magma kimberlítico proveniente de xenólitos. Neste caso ocorre em xenocristais anédricos, por vezes zonados por cobertura de ilmenite ou de espinela primária. Morfologicamente mostra, por vezes, superfícies esculpidas devido a ter reagido com o magma e indícios de deformações mecânicas.

As ilmenites kimberlíticas apresentam amplo intervalo de variação do MgO por substituição do ferro ferroso por magnésio, como reflexo dos diferentes ambientes de cristalização, durante a evolução do magma. Uma evolução rápida de condições de altas para baixas pressões e temperaturas, preservaria as ilmenites ricas de Cr e de Mg previamente formadas e, presumivelmente, também os diamantes que existissem no magma. Pelo contrário, uma evolução lenta levaria à uniformização química das ilmenites com aparecimento de insolubilização de leitos de espinela, de ulvoespinela, de magnesiocromite, de titanomagnetite ou de rútilo. Esta evolução pode vir a afectar o diamante devido à variação da fugacidade do oxigénio (maior Fe^{3+}/Fe^{2+}) provocando, pelo menos, grafitização parcial ou total sobre as cavidades ou nas fracturas do diamante. A presença de ilmenites com altos teores de Cr e Mg e razões baixas de Fe^{3+}/Fe^{2+} é indício favorável à preservação do diamante.

Haggerty (1975), a partir da análise de ilmenites de kimberlitos do Oeste da Africa definiu, no diagrama binário Cr_2O_3/MgO uma curva parabólica (Fig.53) ao longo da qual se projectavam as ilmenites estudadas, admitindo que tal comportamemto deveria verificar-se em todas as ocorrências kimberlíticas. A parte da curva onde se projectam

as ilmenites ricas em Mg e em Cr, representa o domínio das ilmenites dos kimberlitos diamantíferos (cristalizadas em condições de altas P e T), ao passo que as ilmenites de menores profundidades (em geral as que têm menos de 10% de MgO e teores variáveis de Cr, Al e Fe férrico) projectar-se-iam na base e no braço esquerdo da curva, o qual representaria os kimberlitos estéreis.

Todas as ilmenites dos kimberlitos da Província do Alto Parnaíba se projectam, no diagrama ternário $FeTiO_3$-Fe_2O_3-$MgTeO_3$ (Fig.54), no campo das ilmenites kimberlíticas definido por Haggerty & Tompkins (1983). Do seu conjunto, destacam-se as ilmenites do kimberlito Redondão pelo quase constante teor da sua molécula hematítica, à volta dos 9%, ao contrário das dos outros kimberlitos, cujos teores variam mais amplamente, denunciando ambientes redox de cristalização mais heterogéneos embora, no seu conjunto, mais redutores que aquele em que se formaram as ilmenites do kimberlito Redondão. As ilmenites deste kimberlito diferem ainda, das das outras três ocorrências kimberlíticas nos teores de Cr_2O_3. Com efeito, com excepção de um grão que contem 1,46% deste óxido, todos os grãos analisados revelaram valores entre 0,20 e 0,67% de Cr_2O_3 (Fig.53), valores bastante inferiores aos das ilmenites dos outros kimberlitos, em especial aos das ilmenites do Riachão, indicando assim origem menos profunda. Outra diferença que pode ser também assinalada, refere-se ao intervalo de variação do magnésio, menor que nas ilmenites dos kimberlitos Largo, Riachão e Cabeceiras o que pode provavelmente significar um ambiente de cristalização mais estável, hipótese, aliás, reforçada pela constância do grau de oxidação desse mesmo ambiente e pela fraca variação do teor de crómio.

No kimberlito Riachão ocorrem as ilmenites de origem mais profunda (altos Mg e Cr) e também as de ambiente mais redutor (menor teor de hematite). No diagrama Cr_2O_3/MgO as ilmenites deste kimberlito acompanham o ramo direito da curva de Haggerty (Fig.53), ao longo do qual se projectam as ilmenites de altas temperaturas e de pressões elevadas contrariamente ao que sucede com as ilmenites dos outros kimberlitos cuja distribuição é aleatória.

As ilmenites do kimberlito Largo são as que, duma maneira geral, apresentam maior variação no grau de oxidação. No kimberlito Cabeceiras

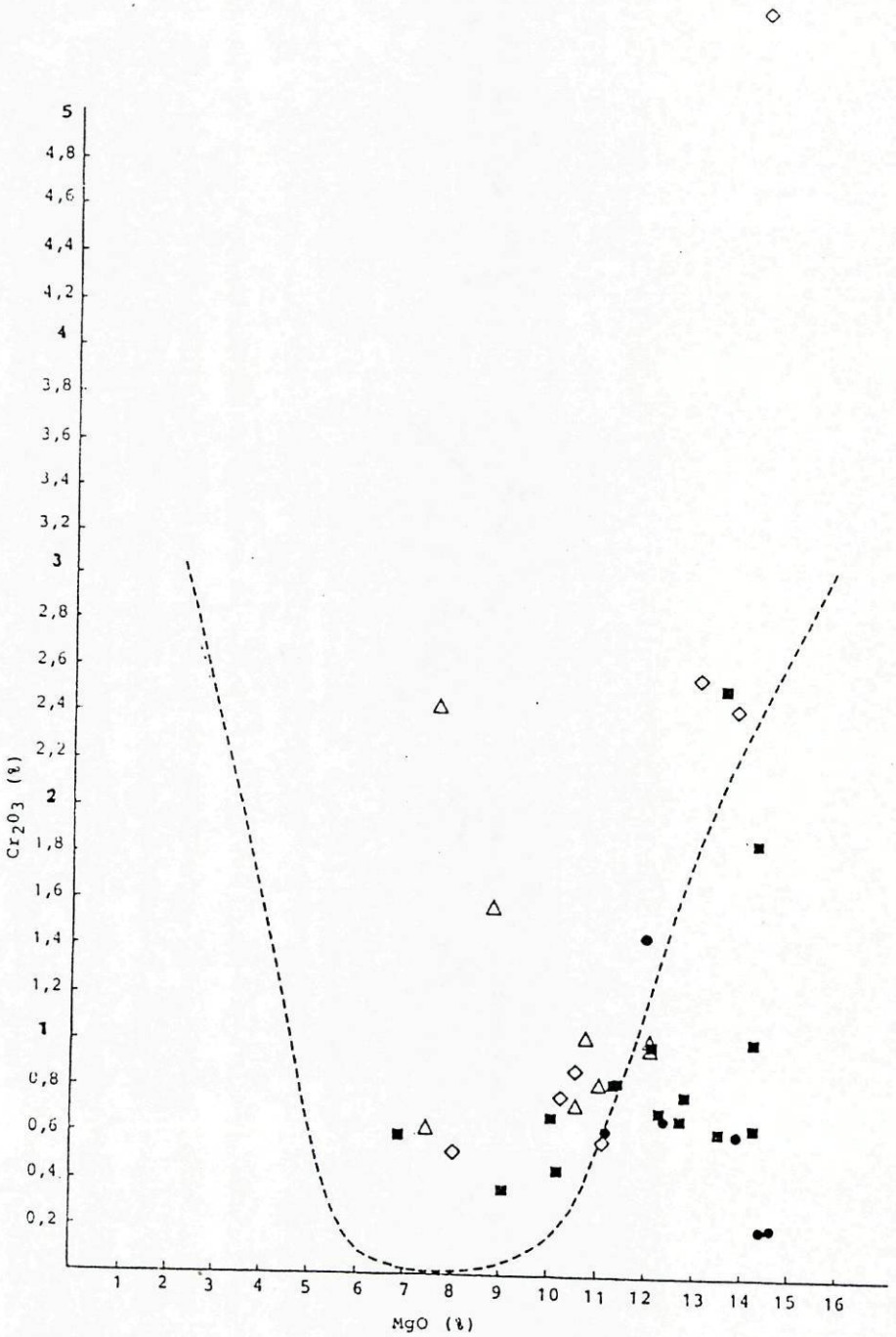


Fig. 53 - Diagrama Cr_2O_3- MgO das ilmenites dos kimberlitos Largo (■); Riachão (◇); Cabeceiras (△) e Redondão (●). A curva a tracejado foi definida por Haggerty (1975) e representaria um trend preferencial das ilmenites kimberlíticas.

o grau de oxidação é relativamente uniforme se se exceptuar o grão 7 que, com o seu elevado teor de hematite (24,97%), se destaca fortemente do conjunto (Fig.54). Este comportamento, junto com o baixo teor de Mg permite relacionar estas ilmenites com menores pressões e um meio de cristalização mais oxidante do que aquele onde as outras se formaram.

Das ilmenites dos quatro kimberlitos do Alto Parnaíba, apenas as do kimberlito Largo apresentam características nitidamente desfavoráveis à preservação do diamante. No caso do kimberlito Cabeceiras a existência de um grão com um grau de oxidação muito elevado não é suficiente para se concluir da existência de condições contrárias à preservação do diamante. Tal grão, com baixo teor de magnésio e de crómio, pode muito bem ter pertencido a outro tipo de rocha básica ou ultrabásica. De qualquer modo, a existência de ilmenite altamente oxidada, deve ser tomada em conta numa avaliação das possibilidades deste kimberlito conter diamantes.

Cromite

Só ultimamente tem sido dada a devida importância a este mineral apesar de ele ser um constituinte comum nos concentrados de minerais pesados das rochas kimberlíticas. Em algumas destas rochas chega a ser o principal mineral opaco no lugar da ilmenite, como acontece no kimberlito Finsch, por exemplo.

Tal como nas granadas, nas ilmenites e nas piroxenas, altos teores de Cr e de Mg reflectem condições de altas pressões e de altas temperaturas além de indicarem, também, origem em manto que perdeu parte dos componentes basálticos.

O estudo químico das cromites que ocorrem como inclusões no diamante (Meyer & Boyd 1972; Prinz et al. 1975; Sobolev 1977; Tsai et al. 1979; Harris & Gurney 1979; Gurney et al. 1984) levou a associar as suas altas concentrações de crómio à presença de diamantes nos kimberlitos. Tais concentrações são raras e apenas têm sido encontradas em cromites kimberlíticas e em cromites de rochas lunares. Do estudo destas inclusões concluiu-se que as cromites representativas do campo de estabilidade do diamante contêm teores de Cr_2O_3 iguais ou superiores a 62,5%. Este facto permite supor que, quando tais cromites ocorrem num

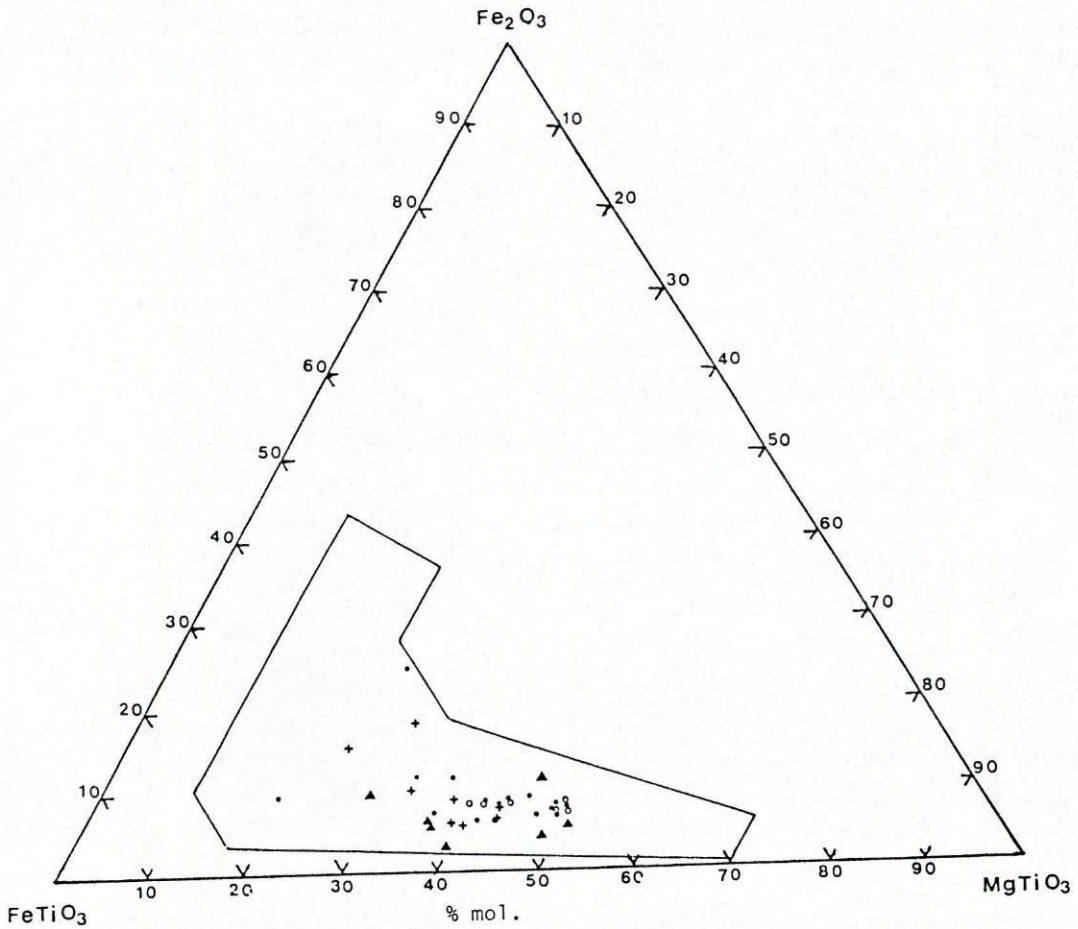


Fig. 54 - Diagrama Ilm-Hem-Geik com as ilmenites dos kimberlitos do Alto Parnaíba. A área delimitada pela poligonal representa o campo das ilmenites kimberlíticas (Haggerty, 1983).

Kimberlito: Largo (+); Riachão (▲); Cabeceiras (•); Redondão (∘)

dado kimberlito, este seja portador de diamante. Esta suposição torna-se certeza quando, com estas cromites, ocorrem também granadas G10 no mesmo kimberlito.

A exemplo do que se fez para definição do campo das G10, o diagrama Cr_2O_3/MgO é suficiente para definir o campo das cromites características do CED. O campo destas cromites situa-se para além dos 62,5% de Cr_2O_3 e dos 10% de MgO (Fig.55).

Na Fig.55 estão representadas cromites do diatrema Premier (J.Davidson com.pes.) e, relativamente aos kimberlitos do Alto Parnaíba, apenas estão representadas as cromites com mais de 34% de Cr_2O_3.

Admite-se que as cromites se originam no manto, em lherzolitos, harzburgitos e no próprio kimberlito. Nesta última rocha ocorrem sob a forma de xenocristais e de fenocristais ou, ainda, como produto de segregação da olivina ou de reacção nas capas kelifíticas dos piropos, e, bem assim, em segregações na ilmenite magnesiana.

As cromites dos kimberlitos do Sul da Bacia do Parnaíba exibem teores moderados a altos de Cr_2O_3 (28,6 a 54,44%) e baixos a moderados de Al_2O_3 (2,27 a 39,29%) e de TiO_2 (máximo de 5,16% no kimberlito Cabeceiras). Em nenhum caso, foram verificados valores de crómio característicos das inclusões de cromite no diamante. A enorme amplitude de variação da razão Cr/(Cr+Al) (0,33 a 0,94) indica que as cromites destes kimberlitos tiveram origem em peridotitos com teores de Al_2O_3 e de Cr_2O_3 bastante diferentes em especial as do kimberlito Riachão.

A exemplo do que acontece com as granadas e as ilmenites, também as cromites do kimberlito Redondão se distinguem, no seu conjunto, das dos outros três kimberlitos do Alto Parnaíba, por apresentarem teores bastante menores de TiO_2 ($\leq$ 0,76%). No Redondão apenas estão presentes cromites alumino-magnesianas (pobres de TiO_2) ao passo que, em qualquer dos outros kimberlitos, há cromites titano-alumino-magnesianas e cromites alumino-magnesianas, sendo as primeiras, porém, largamente predominantes sobre as alumino-magnesianas. A preponderância das cromites titano-alumino-magnesianas sobre as alumino-magnesianas nos kimberlitos Largo, Riachão e Cabeceiras indica que elas atingiram um estágio mais adiantado no processo evolutivo normal das cromites, o

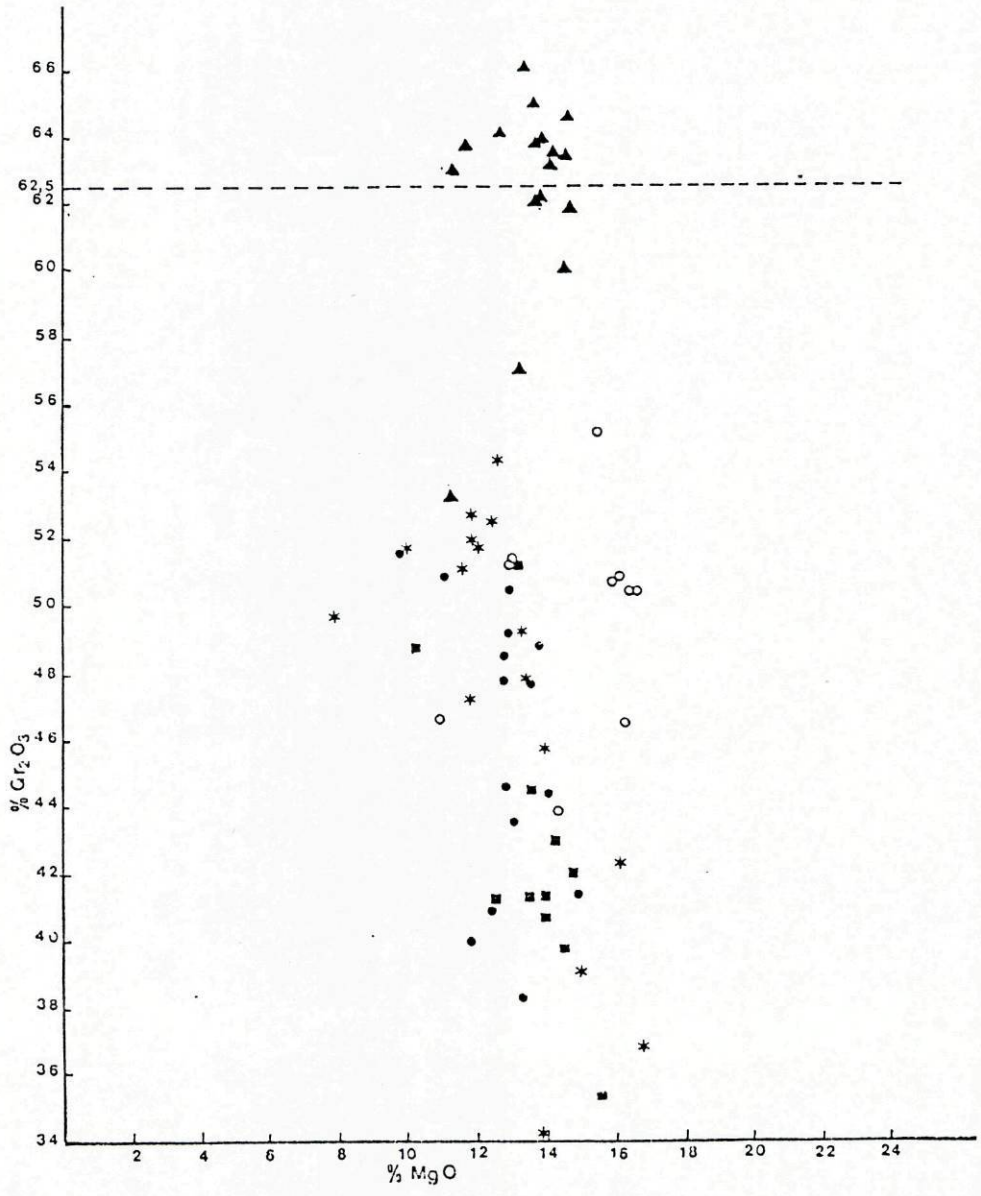


Fig. 55 - Diagrama Cr_2O_3 - MgO das cromites dos kimberlitos do Alto Parnaiba. A título de comparação, figuram tambem cromites do kimberlito Premier (Africa do Sul).
Kimberlitos: Largo (•); Riachão (*); Cabeceiras (o); Redondão (■); Premier (▲).

qual se inicia pelas cromites alumino-magnesianas, prossegue nas titano-alumino-magnesianas e termina nas magnetites titano-magnesianas (Mitchell & Clarke 1976; Haggerty 1976). As cromites dos três kimberlitos referidos aproximam-se das cromites dos harzburgitos ao passo que as do kimberlito Redondão tendem para as cromites dos lherzolitos.

Piroxena

As piroxenas são também importantes minerais indicadores kimberlíticos, sobretudo a diopside cromífera, facilmente reconhecível pela cor verde-esmeralda característica. A fragilidade mecânica destes minerais limita porém, drasticamente, o seu transporte pelas correntes de água e, consequentemente, o seu uso na prospecção de fontes primárias, especialmente na prospecção regional.

A enstatite, a diopside cromífera e a onfacite aparecem como inclusões nos diamantes (Sobolev et al. 1971; Meyer & Boyd 1972; Prinz et al. 1975; Svisero 1983) podendo assim, em princípio, ser usadas para se saber se o kimberlito em que elas ocorrem amostrou o CED.

As características físicas das piroxenas não permitem tirar conclusões quanto às condições termobaricas do ambiente que presidiu a sua cristalização. O conhecimento destas condições exige o recurso à análise química e às relações genéticas com outros minerais, nomeadamente com a granada e a cromite. A partir destes dados, é possível determinar as temperaturas e as pressões de cristalização das piroxenas recorrendo a um ou mais dos diversos geobarómetros e geotermómetros conhecidos (Boyd 1973; MacGregor 1974; Lindsley & Dixon 1976; Wood 1974; Wells 1977; Ellis & Green 1979, etc.).

Neste trabalho todas as análises incidiram sobre grãos monominerálicos não tendo sido directamente observáveis, como é óbvio, quaisquer relações genéticas com outros indicadores kimberlíticos. Alguns parâmetros deduzidos dessas análises permitem admitir a possibilidade de sincristalização da granada, da clinopiroxena e da ortopiroxena.

Segundo O'Hara & Yoder (1967), quando a razão Ca/(Ca+Mg) das granadas é de 0,13 ou muito próxima deste valor, tal razão indica que

estas granadas cristalizaram em equilíbrio com a clinopiroxena e com a ortopiroxena.

As piroxenas kimberlíticas tanto podem provir de xenólitos do grupo peridotito-piroxenito, aliás as mais frequentes, de eclogitos como do próprio magma kimberlítico. Quimicamente tais piroxenas são idênticas, embora nalguns casos seja possível estabelecer distinções entre elas. Assim, por exemplo, as diopsides primárias tem menos Cr, menos Al, menos Na e menos molécula enstatítica do que os xenocristais de piroxenas. Morfologicamente as piroxenas primárias aparecem sob a forma de fenocristais e de microfenocristais euédricos ou subédricos, ao contrário das dos xenólitos, sempre anédricas.

Nos kimberlitos da Província do Alto Parnaíba predominam, largamente, as clinopiroxenas. As ortopiroxenas apenas foram identificadas no kimberlito Redondão que, uma vez mais, se distingue dos restantes três kimberlitos desta Província.

A diopside cromífera (Grupo 5 das clinopiroxenas da classificação de Stephens & Dawson 1977) é a piroxena mais frequente em todos os kimberlitos do Alto Parnaíba. No kimberlito Riachão além desta piroxena reconheceu-se ainda a presença de dois grãos de diopside ureítica e um de diopside jadeítica (Grupo 6 e Grupo 8, respectivamente, da citada classificação).

Quanto às ortopiroxenas, observadas apenas, como se disse, no kimberlito Redondão, foram identificadas enstatites cromo-aluminosas (Grupo 2), enstatites sodo-cálcicas (Grupo 3) e enstatite titanífera (Grupo 4). Com excepção de um grão de augite encontrado no kimberlito Riachão todas as clinopiroxenas dos quatro kimberlitos estudados são uniformemente magnesianas (Mg/(Mg+Fe) com valores de 0,80 a 0,94) e uniformemente cálcicas (Ca/(Ca+Mg) variando de 0,43 a 0,49) conforme se pode verificar também no diagrama Ca-Mg-Fe (Fig.56).

A determinação das temperaturas de cristalização das piroxenas assenta na existência, em todos os kimberlitos, de valores próximos de 0,13 para a razão Ca/(Ca+Mg) nas granadas. Insiste-se no facto de este valor indicar condições de cristalização conjunta da granada e das piroxenas. As pressões mínimas foram determinadas com base nos teores da knorringite no piropo, praticamente independente da temperatura (Irifune et al. 1982). Reconhece-se contudo que este procedimento é

criticável no que se refere à determinação das temperaturas e, por isso, os números apontados devem ser considerados com reserva.

No diagrama ternário $CaSiO_3$-$FeSi_2O_3$-$MgSi_2O_3$ (Fig.56) estão indicadas as temperaturas de cristalização das piroxenas dos kimberlitos do Alto Parnaíba ("solvus" a 20 Kb Lindsley & Dixon 1976). Os seus valores estão entre 950 e 1 150 C, salvo para a diopside jadeítica que é de 1 430 C. Na mesma figura pode verificar-se que todas as piroxenas estudadas se projectam dentro do campo das piroxenas de xenólitos de lherzolitos identificados em kimberlitos da África do Sul (Nixon & Boyd 1973, Boyd & Nixon, 1975 e 1978, Boyd et al. 1984 e Mac Gregor, 1975). A título comparativo figuram também piroxenas de eclogitos (Meyer & Brookins, 1971 e Reid et al. 1976), cuja projecção no diagrama é particularmente aleatória.

No que refere às pressões, elas correspondem às determinadas para as granadas uma vez que terá havido cristalização conjunta. Assim, em cada corpo kimberlítico, as pressões mínimas de cristalização variam de 25 a 50 kb no kimberlito Largo, de 20 a 55 kb no Riachão, de 20 a 42 kb no Cabeceiras e de 20 a 35 Kb no Redondão. O kimberlito Redondão destaca-se, uma vez mais, dos restantes pelas menores pressões de formação das granadas facto que sugere origem menos profunda do que os outros, nomeadamente os kimberlitos Largo e Riachão. Os valores das pressões determinadas para granadas destes dois últimos kimberlitos, respectivamente de 50 e de 55 kb, permitem supor que algumas piroxenas se tenham formado também no interior do CED.

5.5. O Potencial Diamantífero dos Kimberlitos do Alto Parnaíba

Na discussão do problema relativo ao potencial diamantífero dos kimberlitos do Alto Parnaíba julga-se oportuno fazer algumas observações sobre a formação e conservação do diamante, e bem assim, à geração do magma kimberlítico e dos kimberlitos, principais rochas portadoras de diamante.

O diamante forma-se sob altas pressões e temperaturas elevadas na Zona de Baixa Velocidade da litosfera (Figs.57 e 58), nas regiões continentais cratónicas (litosfera espessa, rígida, de baixo gradiente

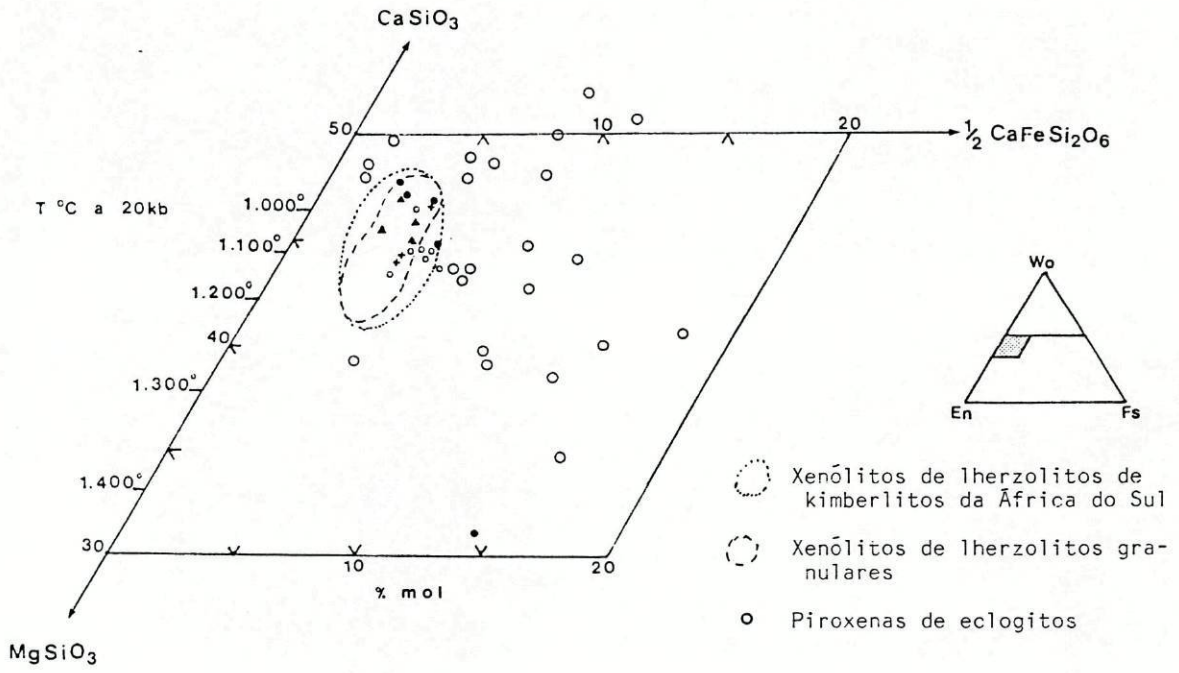


Fig. 56 - Diagrama Mg-Fs-En das piroxenas dos kimberlitos do Alto Parnaíba e de xenólitos de outros kimberlitos da África e da URSS.
As temperaturas são de Lindsley & Dixon (1976). Dados de Meyer & al. (1971), Boyd & al. (1973, 1975 e 1984), MacGregor (1975), Reid & al. (1976) e Sobolev (1977).
Kimberlitos: Largo (○); Riachão (●); Cabeceiras (+); Redondão (▲).

geotérmico e de grande estabilidade tectónica e térmica desde há, pelo menos, 1 500 m.a.).

Por outro lado, a abundância de sulfuretos, ferro metálico, metano, magnesio-wustite, olivina com Cr2+, indica que o diamante se formou em condições de ambiente redutor.

Numerosas datações de inclusões em diamantes provenientes de kimberlitos cretácicos têm mostrado que eles se formaram há mais de 3000 m.a. na sequência da primeira das duas grandes expulsões da componente basáltica do manto (≈3 200 m.a. - komatiitos e ≈200 m.a. - basaltos). Tais expulsões tornaram a litosfera mais espessa, menos

quente (gradiente geotérmico menor), menos oxidante (perda acentuada de H2O e CO2), menos cálcica, mais magnesiana e mais cromífera. Estas mudanças deram lugar ao aparecimento de condições favoráveis à formação do diamante (pressões altas, temperaturas adequadas e ambiente redutor). Estas condições haveriam de manter-se sem grandes modificações desde o Arcaico, para que o diamante pudesse ter sobrevivido e, finalmente, ser capturado pelo magma kimberlítico.

O magma kimberlítico origina-se por fusão parcial do manto após este ter perdido a sua componente basáltica. O kimberlito seria pois um dos produtos de diferenciação do manto, resultante do processo desencadeado pelo vulcanismo basáltico como, aliás, o seriam outros tipos de rocha também portadoras de diamante tais como os lamproitos (Austrália); as brechas ankaramito-monchiquíticas (União Soviética); os basaltos alcalinos de Kamchatka (URSS); os serpentinitos granatíferos de Aykhal (URSS); os lherzolitos granatíferos de Finsch (África do Sul) e de Wyoming (Estados Unidos da América do Norte) e, possivelmente, os eclogitos (África do Sul e URSS).

No mecanismo de intrusão do magma kimberlítico até à formação final do kimberlito diamantífero estão presentes uma velocidade elevada de ascenção (da ordem dos 200 km/h) e uma libertação extremamente rápida de voláteis, próximo da superfície. A velocidade de subida do magma e a rápida libertação de voláteis evitam a grafitização do diamante.

Um outro importante resultado da alta velocidade do magma é o transporte de minerais de grandes profundidades que, assim, atingem a superfície com as suas características originais. Estes minerais são os chamados indicadores kimberlíticos entre os quais está o próprio diamante. As características químicas destes indicadores permitem saber se eles são oriundos do CED e, consequentemente, podem sinalizar a existência de kimberlito diamantífero, mesmo que nem o diamante nem a sua rocha-mãe tenham sido ainda encontrados. O Na2O nas granadas piraldinas; o Cr2O3, o CaO e a cor nos piropos peridotíticos; o Cr2O3 nas cromites e o Cr2O3, o MgO e o grau de oxidação nas ilmenites são os principais indicadores diagnósticos do carácter diamantífero dos kimberlitos.

Em cada uma das quatro ocorrências kimberlíticas do Alto Parnaíba

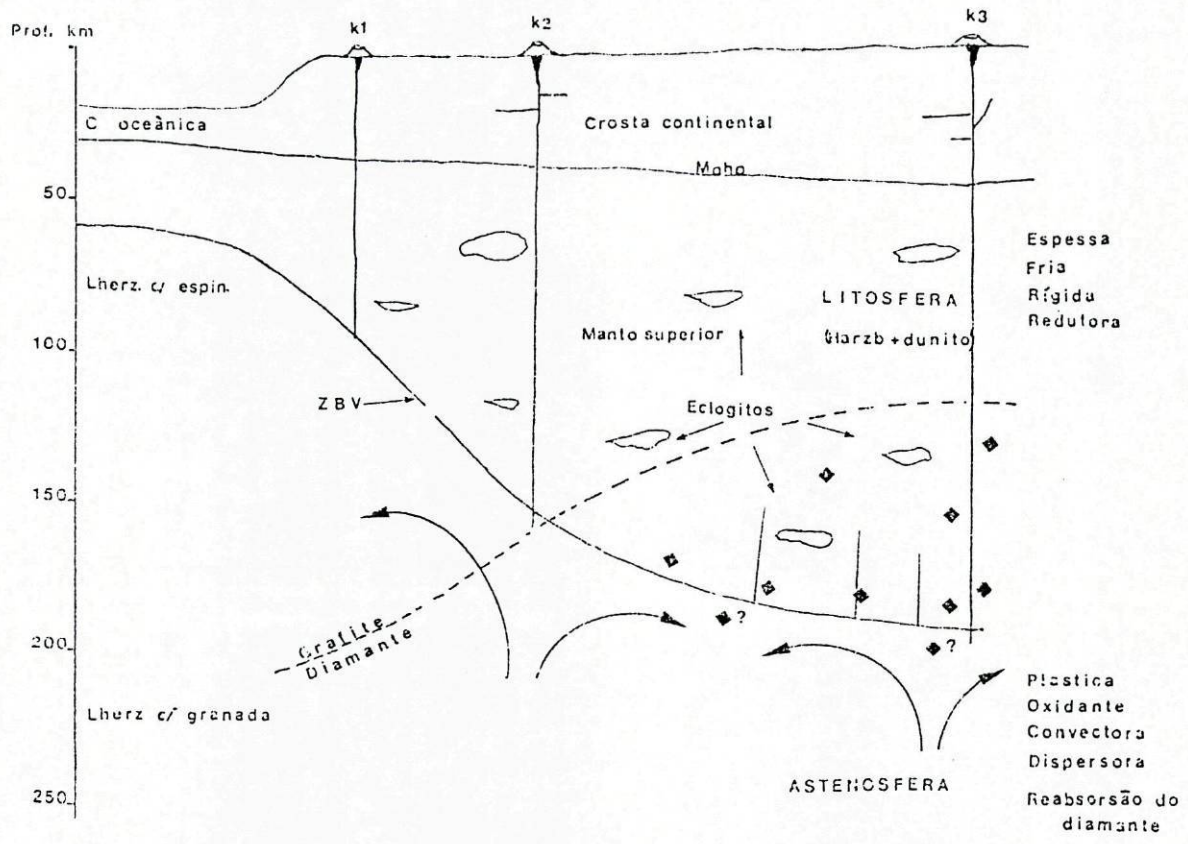


Fig. 57 - Corte esquemático da litosfera (oceânica e continental), adaptado de Cox (1978) e de Haggerty (1986). Na Zona de Baixa Velocidade é onde, provavelmente se forma o magma kimberlítico e o próprio diamante. Na astenosfera, este último, se gerado, dificilmente escaparia da destruição por transporte pelas correntes de convecção para ambiente mais oxidante. Das três posições de intrusões kimberlíticas da figura, a K2 pode corresponder às dos kimberlitos Riachão e Largo. Os kimberlitos Cabeceiras e Redondão foram gerados em ambientes mais próximos de K1.

foram extraídas algumas dezenas de metros cúbicos de rocha e, nas drenagens, recolhida grande quantidade de material enriquecido em minerais pesados. Nos concentrados obtidos, tanto da rocha como do material das drenagens, não foi encontrado qualquer diamante.

O facto destes kimberlitos se localizarem fora do cratão, em áreas muito possivelmente rejuvenescidas pelos ciclos termo-tectónicos Brasiliano e Uruaçuano, levaria à conclusão de que eles são estéreis. Contudo, e como já foi dito antes, alguns kimberlitos da região de Coromandel da bacia do Paraná são, quase certamente, diamantíferos, não obstante a sua localização em ambiente geotectónico idêntico ao dos kimberlitos do Alto Parnaíba, se se aceitar como correctamente definido o arcaboiço tectónico precâmbrico do Brasil.

Dos principais minerais indicadores kimberlíticos: piropo, ilmenite magnesiana, diopside cromífera e cromite, apenas são característicos dos kimberlitos diamantíferos e do CED, a cromite com 62,5% ou mais, de Cr203; a granada peridotítica subcálcica (G10) e a granada eclogítica com Na20 acima de 1%.

No que se refere à cromite, em nenhum dos quatro kimberlitos estudados se encontraram teores de Cr203 da ordem dos kimberlitos diamantíferos. O teor que mais se aproximou dos 62,5% de Cr203 foi o encontrado num grão do kimberlito Cabeceiras com 55,16% de Cr203 seguido de outro do Riachão com 54,44% de Cr203 (Fig.55).

Tomando como termo de comparação o kimberlito Premier (Africa do Sul) verifica-se que apenas 6 de um total de 17 grãos se projectam abaixo da linha dos 62,5% de Cr203 e que somente 2 grãos (com teores entre 53 e 57% de Cr203) se projectam nas faixas das cromites mais ricas de Cr203 dos kimberlitos do Alto Parnaíba, em especial das do Riachão e do Cabeceiras (Fig.55).

Ainda relativamente à composição química das cromites, conclui-se que nenhum dos quatro kimberlitos do Alto Parnaíba se terá gerado ou atravessado o campo de estabilidade do diamante já que, em nenhum caso, se identificaram cromites com teores de Cr203 da ordem dos das cromites inclusas nos diamantes (Cr203 $\geq$ 62,5%). Portanto os kimberlitos desta província, avaliados com base na cromite, seriam estéreis.

Quanto aos resultados fornecidos pelas análises químicas das granadas dos concentrados dos kimberlitos do Alto Parnaíba, apenas um

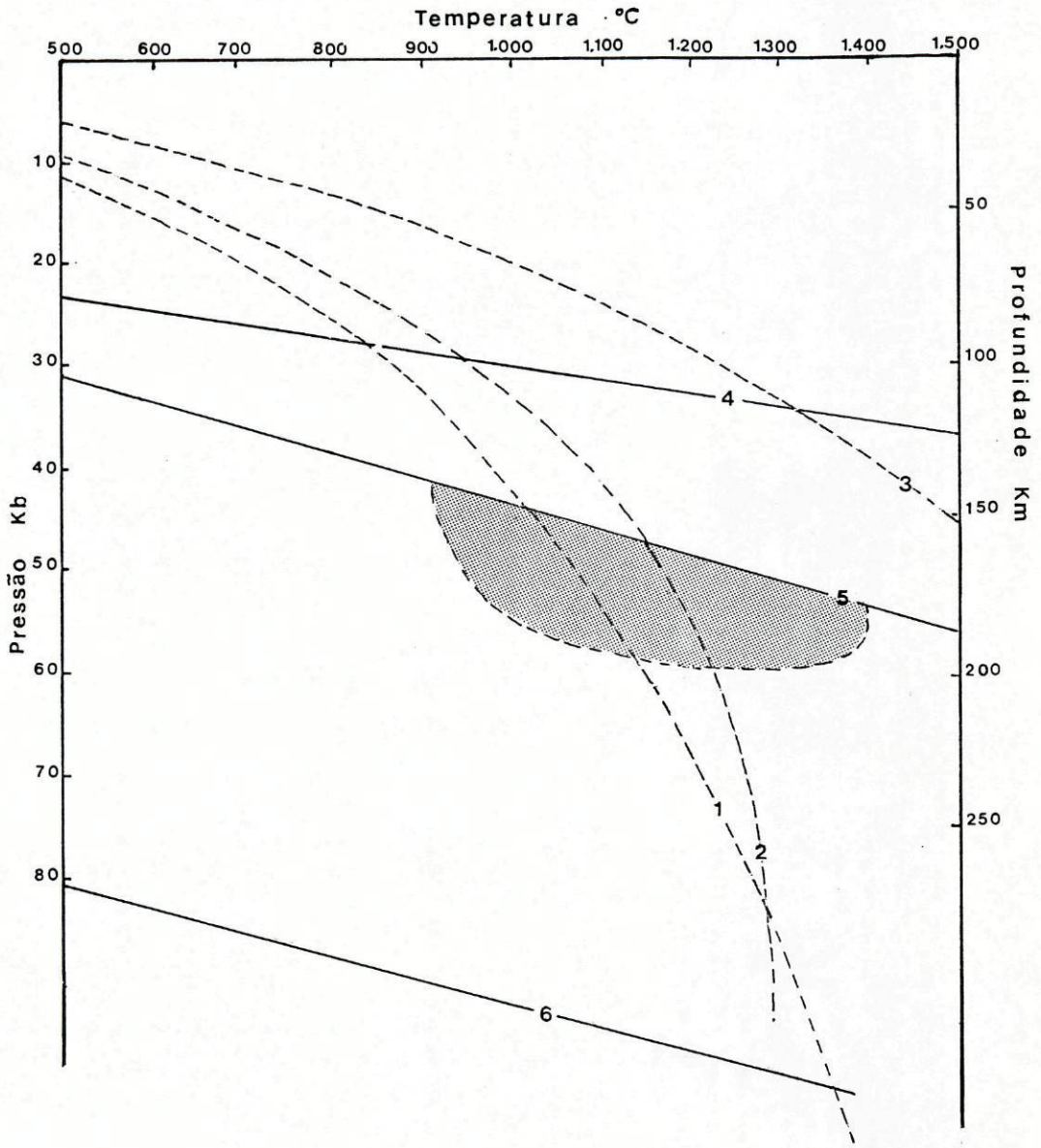


Fig. 58 - Diagrama temperatura - pressão com o campo de possivel formação do diamante. A curva 1 representa a geoterma continental de Clarke & Ringwood (1964); a 2, a geoterma continental de Wyllie (1980); a 3_2 a geoterma oceânica de Ringwood (1966); a 4 representa a curva de inversão quartzo/coesite (Boyd & England, 1960); a 5, a do diamante/grafite (Kennedy & Kennedy, 1976) e, a 6, representa a curva de inversão coesite/stishovite (Akimoto & Syono, 1971). A área sombreada representa o campo de possivel formação do diamante, adaptado de Meyer (1968) e Haggerty (1986)

grão, do kimberlito Riachão, se projecta no campo das granadas G10 e, somente outro, do Largo, no limite entre este campo e o das granadas G9 (Fig.52). Em qualquer destes dois casos o teor de CaO é ainda demasiado alto (5,15%). No que respeita às granadas eclogíticas não há indícios de que elas possam ter tido origem no campo de estabilidade do diamante, visto que não foram encontrados teores de Na2O compatíveis com esse campo. As demais granadas peridotíticas são G9 e quase todas se projectam no trend dos lherzolitos (Fig.52).

Viu-se já que, no kimberlito Riachão, o teor de knorringite num grão de piropo chega a ultrapassar os 20% facto que indica ter tido origem no CED. No kimberlito Largo, apenas um outro grão de piropo apresenta teor de molécula knorringítica (18,82%) compatível com as condições do CED, ou muito próximas dele. Assim, os kimberlitos Largo e Riachão podem ser portadores de diamante, embora em quantidades extremamente baixas, dada a raridade da granada G10, as quais, de acordo com Gurney (1984), só aparecem nos kimberlitos diamantíferos.

Nas outras duas ocorrências kimberlíticas (Cabeceiras e Redondão), as granadas indicam origem a profundidades bastante menores, em especial as do kimberlito Redondão, cuja profundidade de formação seria da ordem dos 100 km.

Relativamente às ilmenites, elas apresentam diferentes graus de oxidação evidenciando, portanto, condições que podem ser ou não favoráveis à preservação do diamante no magma kimberlítico.

De todos os quatro kimberlitos, o do Largo é aquele em que as ilmenites apresentam maior variação do estado de oxidação (6,09 a 18,11% de Fe2O3). O elevado grau de oxidação de algumas ilmenites do kimberlito Largo denuncia a presença de ambiente altamente oxidante desfavorável à preservação do diamante.

No kimberlito Cabeceiras, a par de ilmenites relativamente pouco oxidadas (5,89 a 11,71% Hem), foi encontrado um grão contendo 24,97% de molécula hematítica destacando-se fortemente do conjunto. Esta ilmenite pode ter sido derivada de rochas básicas ou ultrabásicas, de menor profundidade, dado os relativamente baixos teores de Cr e de Mg. Neste caso, o kimberlito Cabeceiras poderia ter preservado boa parte dos diamantes que eventualmente pudesse ter contido.

As ilmenites do kimberlito Redondão mostram oxidação pouco acentuada e particularmente constante. Tal como no kimberlito Cabeceiras, também no Redondão teriam existido condições de preservação do diamante.

De todos os kimberlitos estudados, o Riachão é o que apresentou as ilmenites com mais baixo grau de oxidação e, também, as mais cromíferas, uma das quais com o elevado teor de 5,42% de Cr_2O_3. No diagrama Cr_2O_3/MgO as ilmenites projectam-se ao longo da faixa das ilmenites dos kimberlitos diamantíferos (Fig.53). Portanto, atendendo às características químicas das ilmenites, o kimberlito Riachão ter-se-à formado e mantido em ambiente redutor propício à preservação do diamante.

Com base nos dados acabados de expor, conclui-se que o kimberlito Riachão é, dos quatro kimberlitos estudados, o único que reune condições de ser portador de diamantes apesar de não terem sido identificadas cromites típicas do CED. Com efeito, foi identificada a presença de granada G10 e, as ilmenites, além de indicarem altas pressões de cristalização (Cr e Mg altos), mostram também que o ambiente se manteve acentuadamente redutor.

No que se refere às restantes ocorrências kimberlíticas, tudo leva a crer que elas não contenham diamantes, ou porque não há indícios da presença de G10 ou de cromites ricas em Cr, ou porque o ambiente de geração do kimberlito não é suficientemente redutor.

Para finalizar, parece oportuno esclarecer que, numa avaliação exaustiva do potencial diamantífero das rochas kimberlíticas, em especial das que ocorrem em áreas tectonicamente mal conhecidas, é necessário um maior conjunto de dados analíticos tanto respeitante aos concentrados como aos xenólitos e às associações minerais destes, de forma a conhecer-se, com segurança, as pressões, as temperaturas e as condições redox dos ambientes em que se formaram. Neste trabalho, os dados de base da discussão do problema em causa, referem-se exclusivamente aos concentrados e são, evidentemente muito limitados, para o efeito. Mesmo assim tentou dar-se uma ideia do potencial diamantífero dos kimberlitos da região.

5.6. Origem do Diamante de Gilbués, Sul da Bacia do Parnaíba

A hipótese mais lógica sobre a origem dos diamantes do Sul da Bacia Sedimentar do Parnaíba é a que os associa aos kimberlitos cretácicos da região. Acontece, porém, que os kimberlitos conhecidos estão bastante afastados dos depósitos diamantíferos o que obriga a considerar a existência de outros corpos kimberlíticos, ainda não localizados, mais próximos daqueles.

Outra hipótese menos defensável é a que associa as ocorrências de diamante a outro episódio de magmatismo kimberlítico, mais antigo, cujos diamantes teriam sido mobilizados pelos diversos ciclos de erosão, até serem incorporados nos sedimentos cretácicos, terciários e quaternários, onde actualmente se encontram. Esta hipótese pressupõe a existência de um ou mais colectores secundários anteriores aos conglomerados cretácicos. Tais colectores poderiam ser os conglomerados das formações Piauí, Poti e da Serra Grande. Outros colectores secundários bastante mais duvidosos seriam os conglomerados pré-cãmbricos das formações Lavras/Tombador do Grupo Chapada Diamantina considerados os distribuidores do diamante da Chapada Diamantina na Baía (Barra do Mendes, Santo Inácio, Xique Xique, etc.).

Relativamente à primeira hipótese formulada, a da mineralização a partir de kimberlitos cretácicos, refere-se que, logo após a intrusão destes, ocorre nova reactivação tectónica de que resulta a formação da Bacia Sedimentar do Rio São Francisco, de idade cretácica, cujos sedimentos fluvio-lacustres basais (Formação Areado) são localmente diamantíferos (Figs.13 e 14). Estes conglomerados teriam sido, assim, os primeiros colectores do diamante dos referidos kimberlitos cretácicos. Posteriormente, ocorre inversão do relevo seguida por vários ciclos de peneplanação pós-cretácicos, responsáveis pelas coberturas terciárias e quaternárias, ambas, por vezes diamantíferas.

No Sul da Bacia do Parnaíba, especialmente na área de Gilbués, os depósitos diamantíferos das coberturas terciárias, ter-se-ão formado a partir da erosão dos conglomerados cretácicos mineralizados e, eventualmente, com contribuição directa de kimberlitos próximos, ainda não localizados. A natureza eluvio-coluvial destes depósitos não

permite admitir que os diamantes possam ter origem em qualquer dos quatro kimberlitos conhecidos na região, dada a distância a que se encontram das áreas mineralizadas. Mesmo para as ocorrências de diamante nas aluviões da rede de drenagem actual a origem directa, a partir desses kimberlitos, apenas se poderia admitir para as ocorrências do rio Parnaíba, a juzante da foz do seu afluente Taquaral, que drena o kimberlito Redondão e, mesmo assim, se este fosse diamantífero o que, como foi discutido, não é o caso. Nos restantes casos, as mineralizações ter-se-ão formado a partir dos diamantes dos conglomerados Areado e das coberturas terciárias e, talvez também, de kimberlitos ainda por localizar. Tais fontes diamantíferas ainda hoje estão activas nas áreas de ocorrência dos conglomerados "Pé do Morro" (Areado) e das coberturas terciárias onde, após as grandes enxurradas, os garimpeiros recolhem os cascalhos recém-depositados para recuperarem os diamantes eventualmente transportados pelas águas torrenciais.

A solução do problema da origem do diamante de Gilbués está, pois, na definição da fonte fornecedora dos diamantes dos conglomerados cretácicos. Por nossa parte admitimos que estes conglomerados foram mineralizados por kimberlitos cretácicos e que estes kimberlitos devem estar próximos e serem, além disso, relativamente pobres.

O facto de não ter sido ainda localizado qualquer destes corpos kimberlíticos, não chega a invalidar a nossa opinião uma vez que tais corpos podem ser de dimensões reduzidas e até terem sido total ou quase totalmente erodidos. A não existência ou quase ausência dos tradicionais minerais indicadores kimberlíticos não chega também a ser argumento impeditivo da aceitação do que se afirmou, uma vez que esses minerais podem não ter resistido ao transporte e às condições climáticas áridas e semiáridas da região, em especial a diopside cromífera e a granada. Sob este aspecto, recorde-se que num concentrado recolhido num dos garimpos de Gilbués foi identificada a presença de um grão de granada de cor lilaz muito provavelmente uma G10, que não chegou, no entanto, a ser analizada (J.Davidson com.pess.). Aparentemente, a maior objecção à ocorrência de kimberlitos diamantíferos na área de Gilbués diz respeito à suposta natureza não cratónica da área mas, também neste ponto, há que ter em conta que a

delimitação do Cratão São Francisco a NW é, ainda, bastante especulativa e que, no kimberlito Riachão, foi identificada a presença de uma granada G10 além da granada atrás citada do garimpo de Gilbués. Se efectivamente as G10 são características dos kimberlitos diamantíferos e, portanto, dos cratões (Boyd & Gurney 1982), a área de Gilbués é de natureza cratónica e tem, ou teve, kimberlitos diamantíferos. Aliás, datações em amostras de sondagem de rochas metamórficas do soco cristalino da bacia, a sudeste de Gilbués, apresentaram idades de 1476 m.a. (Kovach et al. 1976) o que indica que aquele soco se formou muito antes do ciclo Brasiliano e não foi afectado por qualquer evento termo-tectónico desde há quase 1 500 m.a.

Admitida a hipótese da presença de kimberlitos cretácicos portadores de diamante parece provável que eles se localizem para norte de Gilbués face às características petrográficas dos conglomerados da Formação Areado, em especial no que se refere à granulometria que diminui, rapidamente, para sul de Monte Alegre/Gilbués, ao mesmo tempo que deixam de ser diamantíferos.

A hipótese de relacionar os diamantes de Gilbués a um evento magmático kimberlítico anterior, com mobilizações sucessivas até às aluviões quaternárias, tem a seu favor a quase ausência de concentrados kimberlíticos nas áreas diamantíferas, a acentuada percentagem de diamantes com marcas de impacto e, como já se disse, a suposta natureza não cratónica da área. Nesta hipótese os diamantes seriam oriundos do Sul e Sudeste de Gilbués, provavelmente de kimberlitos localizados na margem do Cratão São Francisco. Eles teriam mineralizado os conglomerados das formações paleozóicas (Serra Grande, Poti e Piauí) e estes, por sua vez, teriam fornecido os diamantes dos conglomerados Areado do Cretácico.

Na tentativa de esclarecer esta hipótese foram tratadas algumas dezenas de metros cúbicos de cascalho de conglomerados da Formação Serra Grande, no rio Paraim e das formações Poti e Piauí nas, proximidades do rio Piripiri e dos Matões, cujos resultados foram negativos quanto a diamantes e a minerais indicadores kimberlíticos nos concentrados. Por outro lado, a sucessiva reciclagem do diamante tenderia a uma selecção granulométrica acentuada o que não acontece com os diamantes de Gilbués. Assinale-se, ainda, que os conglomerados acima

citados foram tratados em diversos locais por garimpeiros que sempre abandonavam os trabalhos por completa ausência de diamantes. No Brasil o garimpeiro jamais abandona qualquer local que tenha dado diamantes mesmo que em quantidades extremamente marginais, salvo quando os donos das terras os proibem, o que não é o caso de Gilbués.

Referencias Bibliograficas

AGRAWAL, V.N., 1981. Preliminary note on the deformation sequence in the Serra das Russas. Atas do X Simp. Geologia do Nordeste, Recife - Sociedade Brasileira de Geologia: 361-364.

AKIMOTO, A. & SYONO, Y., 1971. The coesite-stishovite transition. In: Accurate characterization of the high pressure environment.(Editor LLoyd) N.B.S.Spec.Publ. Nº326: 273-277.

ALMEIDA, F.F.M., 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Divisão de Geologia e Mineralogia, Departamento da Produção Mineral. Rio de Janeiro. Boletim Nº.241. 36p

_____, 1968. Precambrian Geology of northeastern Brazil an western Africa and the theory of continental drift. Nat.Resourc.Res., 4: 151-162.

_____, 1969. Diferenciação tectónica da plataforma brasileira. An. 23º Congr.Bras.Geol., vol.23: 29-46.

_____, 1977. O craton de São Francisco. Rev.Bras.Geociênc., 7, : 349-364.

ALMEIDA, F.F.M. & BLACK, R., 1968. Geological comparation of northeastern South America and western Africa. An.Acad.Bras.Ciênc., 40 : 317-319.

BARBOSA, O., 1951. On the genesis of the diamond. An.Acad.Bras.Ciênc., 33 : 101-103.

BOYD, F.R., 1973. The pyroxene geotherm. Geochim.Cosmochim.Acta, 37 : 2533-2546.

_____, 1974. Ultramafic nodules from the Frank Smith Kimberlite pipe, South Africa. In: Yearbook of the Carnegie Institution of Washington. vol.73: 285-294.

BOYD, F.R. & CLEMENT, C.R., 1977. Compositional zoning of olivines in kimberlites from the De Beers Mine, Kimberley, South Africa. In: Yearbook of the Carnegie Institution of Washington. vol.76: 485-487.

BOYD, F.R.; DAWSON, J.B. & SMITH, J.V., 1984. Granny Smith diopside megacrists from the kimberlites of Kimberley area and Jaggersfronteirne, South Africa. Geochim.Cosmochim.Acta 48: 381-384.

BOYD, F.R. & ENGLAND, J.L., 1960. The quartz-coesite transition. Jour.Geoph.Res. 65: 749-756.

BOYD, F.R. & GURNEY, J.J., 1982. Low-calcium garnets: keys to craton structure and diamond crystalization. In: Yearbook of the Carnegie Institution of Washington. vol.81: 261-267.

BOYD, F.R. & NIXON, P.H., 1973a. Origin of the ilmenite-silicate nodules in kimberlites from Lesotho and South Africa. In: Nixon, P.H.(ed.) Lesotho Kimberlites. Cape and Transvaal Printers, 254-268.

BOYD, F.R. & NIXON, P.H., 1973b. Structure of Upper Mantle beneath Lesotho. Carn.Inst.Wash. Yearbook, 72: 431-445.

BOYD, F.R. & NIXON, P.H., 1975. Origin of ultramafic nodules from some kimberlites of northern Lesotho and Monastery Mine, South Africa. Phys. Chem.Earth, 9 : 431-454.

BOYD, F.R. & NIXON, P.H., 1978. Ultramafic nodules from Kimberley pipes, South Africa. Geochim.Cosmochim.Acta 42: 1367-1382.

CARSWELL, D.A.; CLARKE, D.B. & MITCHELL; R.H., 1979. The petrology and geochemistry of ultramafic nodules from pipe 200, northern Lesotho. In: F.R.BOYD & H.O.A.MEYER (Eds), "The Mantle Sample": Inclusions in Kimberlites and Other Volcanics. American Geophysical Union. Washington: 127-144.

CARSWELL, D.A. & DAWSON, J.B., 1970. Garnet peridotite xenoliths in South African kimberlite pipes and their petrogenesis. Contr.Miner.Petrol. 25 : 163-184.

CLARK, S.P. & RINGWOOD, A.E., 1964. Density distribution and constitution of the mantle. Rev.Geophys., 2: 35-88.

CLEMENT, C.R. & SKINNER, E.M.W.,1985. A textural-genetic classification of kimberlites. Trans.Geol.Soc.South Africa, 88 : 403-409.

CLEMENT, C.R.; SKINNER, E.M.W.; HAWTHORNE, J.B.; KLEIJAN, L. & ALLSOP, H.L., 1971. Precambrian ultramafic rock with kimberlite affinities in the Kimberley area. In: F.R.BOYD & H.O.A.MEYER (Eds), "Kimberlites, Diatremes and Diamonds: Their Geology, Petrology, and Geochemistry". American Geophysical Union. Washington: 101-110.

CLEMENT, C.R.; SKINNER, E.M.W. & SMITH, B.H.S., 1984. Kimberlite redefined. J.Geol., 32, 2 : 223-228.

CLIFFORD, T.N., 1966. Tectono-metallogenetic Provinces of Africa. Earth Planet.Sci.Letters, 1 : 421-434.

CORREIA, E.A., 1988. O kimberlito Cacimbas. Geologia, Mineralogia e suas Relações com o "Volcanic Belt" e o Graben Lucapa (Angola). Publ.Mus. Labor.Miner.Geol.Fac.Ciênc.Porto, 4ªSér., 95 : 3-28.

COX, K.G., 1978. Flood basalts subduction and the break-up of Gondwanaland. Nature, 274: 47-49.

DAWSON, J.B., 1962. Basutoland kimberlites. Geol. Soc.Amer.Bull., 73 : 545-560.

_____, 1967. A review of the geology of kimberlites. In: P.J.WILLYE (Ed.), Ultramafic and related rocks. J.Wiley. London. New York (N.Y.). p.241-251.

_____, 1971. Advances in kimberlite geology. Earth Sci.Rev., 7 : 187-214.

_____, 1980. Kimberlites and their xenoliths. Springer Verlag. New York (N.Y.) 250pp.

DAWSON, J.B. & SMITH, J.V., 1975. Occurrence of diamond in a mica-garnet lherzolite xenolith from kimberlite. Nature, 254: 580-581.

DAWSON, J.B. & STEPHENS, W.E., 1975. Statistical classification of garnets from kimberlite and associated xenoliths. J.Geol., 83: 589-607.

_____, 1976. Statistical classification of garnets from kimberlite and associated xenoliths. Addendum. J.Geol., 84: 495-496.

DRAPPER, D., 1911. The diamond bearing deposits of Bagagen and Agua Suja in the State of Minas Gerais, Brazil. Trans.Geol.Soc.South Africa, 7 : 8-19.

_____, 1923. Additional evidence regarding the origin of the high level diamond breccias of Diamantina, Brazil. Trans.Geol.Soc.South Africa, 26 : 7-12.

ELLERT, R., 1971. O Kimberlito do Redondão, Santa Filomena, Piaui. In XXV Congresso Bras.de Geol.Resumo das Comunicações. Sociedade Bras.de Geol. São Paulo.

ELLIS, D.J. & GREEN, D.H., 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. Contr.Miner.Petrol., 71 : 13-22.

FINGER, L.W., 1972. The uncertainty in the calculated ferric iron content of microprobe analysis. In: Yearbook of the Carnegie Institution of Washington. vol.71: 600-603.

FRANTSESSON, E.V., 1970. The petrology of kimberlite. Australian National University Press. Canberra: 195 pp.

GONZAGA, G.M. & TOMPKINS, L.A., 1987. Geologia do Diamante no Brasil.In: Principais depósitos minerais do Brasil. Dep.Nac.Prod.Min., Ed. (no prelo).

GURNEY, J.J., 1984. A correlation between garnets and diamonds in kimberlites. In: " Kimberlite occurrence and origin: a basis for conceptual models in exploration". University of Western Australia. Perth. Geol.Dep.Univ.Ext;Publ. 8 : 143-166.

GURNEY, J.J. & BOYD, F.R., 1982. Mineral intergrowths with polycrystalline diamonds from Orapa mine, Botswana. In: Yearbook of the Carnegie of the Institution of Washington. vol. 81. 267-273.

GURNEY, J.J.; HARRIS, J.W.; HAWTHORNE, J.B. & RICKARD, R.S., 1978. Inclusions in Southern Africa diamonds (Abstract). Internat.Miner.Assoc.General Meet. (11th - Novosibirsk, URSS).

GURNEY, J.J.; HARRIS, J.W. & RICKARD, R.S., 1979. Silicate and oxide inclusions in diamonds from the Finsch kimberlite pipe. In: F.R.BOYD & H.O.A. MEYER (Eds), "Kimberlites Diatremes and Diamonds" Amer. Geoph.Union, Washington: 1-15.

GURNEY, J.J.; HARRIS,J.W. & RICKARD,R.S., 1984. Silicate and oxide inclusions in diamonds from the Orapa mine, Botswana In: J.KORNPROBST (Ed.), Kimberlites II: The Mantle and Crust-Mantle Relationships. Elsevier. Developments in Petrology, vol.11 B: 3-9.

GURNEY, J.J.; HARRIS, J.W.; RICKARD, R.S. & MOORE, R.O., 1985. Inclusions in Premier Mine diamonds. Trans. Geol.Soc.South Africa, 88 : 301-310.

GURNEY, J.J. & HARTE,B., 1980. Chemical variations in upper mantle nodules from southern African kimberlites. Royal Society of London. Philos.Transactions 297 A, 273-293.

GURNEY, J.J. & SWITZER, G.S., 1973. The discovery of garnets closely related to diamond in Finsch pipe, South Africa. Contr.Miner.Petrol., 39 : 103-116.

HAGGERTY, S.E., 1975. The chemistry and genesis of opaque minerals in kimberlites. Phys.Chem.Earth, 9 : 295-307.

_____, 1976. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: Oxide Minerals. D.Rumble Ed. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy. 3, 101-176.

_____, 1982. Kimberlites in Western Liberia: An overview of the geological setting in a plate tectonic framework. J.Geophys.Res., 81 : 10811-10826.

_____, 1986. Diamond genesis in a multiply-constrained model. Nature, 320: 34-38.

HAGGERTY, S.E. & TOMPKINS, L.A., 1983. Redox state of Earth's upper mantle from kimberlitic ilmenites. Nature, 303: 295-300.

HARRIS, J.W. & GURNEY, J.J., 1979. Inclusions in diamonds. In: J.E.Field Ed.,Properties of diamonds. Academic Press. London. 555-591.

HEARN, B.C. & MCGEE, E.S., 1984. Garnet peridotite from Williams kimberlites, North-central Montana, USA. In: J.KORNPROBST Ed., Kimberlites II : The Mantle and Crust-Mantle Relationships. Developments in Petrology, vol.11B: 57-70.

HORNUG, G. & NIXON, P.H., 1973. Chemical variations in knorringite-rich garnets. In: P.H. NIXON Ed., Lesotho Kimberlites. Lesotho National Dev.Corporation. Maseru: 122-127.

HURLEY, P.M.; ALMEIDA, F.F.M.; MELCHER; G.C.; CORDANI, U.G.; RAND, J.R.; KAWASHITA, K.; VANDOROS, P.; PINSON, W.H. & FAIRBAIRN, H.W., 1967. Test of continental drift by comparison of radiometric ages. Science, 157 : 495-500.

HURLEY, P.M.; LEO, G.W.; WHITE, R.W. & FAIRBAIRN, H.W., 1971. Liberian age province (about 2.700 m.y.) and adjacent provinces in Liberia and Sierra Leone. Geol.Soc.Amer.Bull., 82 : 3483-3490.

IRIFUNE, T.; OHTANI, E. & KUMAZAWA,M., 1982. Stability field of knorringite Mg3 Cr2 Si3 O12 at high pressure and its implication to the occurrence of Cr-rich pyrope in the upper mantle. Phys.Earth Planet.Inter. 27 : 262-272.

KENNEDY, C.S. & KENNEDY, G.C., 1976. The equilibrium boundary between graphite and diamond. J.Geophys.Res., 81 : 2467-2470.

KOVACH, A.; CORDANI, U.G.; FAIRBAIRN, H.W.; HURLEY, P.M. & BASEI, M.A.S., 1976. Reconnaissance geochronology of basement rocks from the Amazonas and Maranhão basins in Brazil. Precambrian Res., 3 : 471-480.

LEWIS, H.C., 1987. On a diamondiferous peridotite, and the genesis of diamond. Geol.Mag., 4 : 22-24.

LINDSLEY, D.H. & DIXON, S.A., 1976. Diopside-Enstatite Equilibria at 850º to 1400ºC, 5 to 35 kb. Amer.J.Sci., 276: 1285-1301.

MACGREGOR, I.D., 1974. The system MgO-Al2O3-SiO2: Solubility of Al2O3 in Enstatite for Spinel and Garnet Peridotite Compositions. Amer.Mineralog., 59: 110-119.

_____, 1975. Petrologic and termal structure of upper mantle beneath South Africa in the Cretaceous. Phys.Chem.Earth, 9 : 455-466.

MCCALLUM, M.E. & EGGLER, D.H., 1971. Mineralogy of the Sloan diatreme, a kimberlite pipe, in Nirthern Larrimer County, Colorado. Amer. Mineralog., 56: 1735-1749.

_____, 1976. Diamonds in an upper mantle peridotite nodule from kimberlite in southern Wyoming. Science, 192 : 253-256.

MCGETCHIN, T.R. & SILVER, L.T., 1970. Compositional relations in minerals from kimberlites and related rocks in the Moses Rock dike, San Juan County, Utah. Amer.Mineralog., 55: 1738-1771.

MELO, U. & PORTO, R., 1965. Geological reconnaissance of Southwest Piauí, Brasil. Report. Petrobrás Inst. Belém, 244pp.

MENDES, J.C. & PETRI, S., 1971. Geologia do Brasil. Instituto Nacional do Livro. Rio de Janeiro. 207 pp.

MESNER, J.C. & WOOLDRIDGE, L.C., 1964. Estratigrafia das bacias paleozóica e cretácica do Maranhão. Bol.Técn.Petrobras, 7: 137-164.

MEYER, H.O.A., 1968. Chrome-pyrope: an inclusion in natural diamond. Science, 160 : 1446-1447.

_____, 1975. Kimberlite from Norris Lake Eastern Tennessee: Mineralogy and Petrology. J.Geol., 83: 518-526.

_____, 1977. Mineralogy of the mantle: a review of minerals in mantle xenoliths from kimberlites. Earth Sci.Rev., 13 : 251-281.

MEYER, H.O.A. & BOYD, F.R., 1972. Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamonds. Geochim.Cosmochim.Acta, 36 : 1255-1273.

MEYER, H.O.A.R.Brookins, 1971. Eclogite xenoliths from Stockdale Kimberlite, Kansas. Contr.Mineral.Petrol. 34: 60-72.

MEYER, H.O.A. & SVISERO, D.P., 1975. Mineral inclusions in brazilian diamonds. Phys.Chem.Earth, 9 : 785-796.

MILASHEV, V.A., 1963. O termo "kimberlito" e a classificação das rochas kimberlíticas. Geol.Geofiz. 4 : 42-52. (Em russo).

_____, 1965. Petroquímica dos kimberlitos de Yakutia e factores na formação do diamante. Gosgeoltekhizdat, Moscow, 215 pp. (em russo).

MITCHELL, R.H., 1970. Kimberlite and related rocks - A critical reappraisal. J.Geol., 78, 6 : 686-704.

MITCHELL, R.H., 1973. Magnesian Ilmenite and its role in kimberlite petrogenesis. Jour.Geol. 81: 301-311.

_____, 1977. Geochemistry of magnesian ilmenites from kimberlites in South Africa and Lesotho. Lithos, 10: 29-37.

_____, 1979. The alleged kimberlite-carbonatite relationship: Additional contrary mineralogical evidence. Amer.J.Sci., 279: 570-589.

MITCHELL, R.H., 1986. Kimberlites: Mineralogy, Geochemistry and Petrology. Plenum Publishing Corporation, New York. 442pp.

MITCHELL, R.H. & CLARKE, D.B., 1976. Oxide and Sulphide Mineralogy of the Peuyuk Kimberlite, Somerset Island, T.W.T., Canada. Contr.Miner.Petrol., 56 : 157-172.

MOORE, A.E., 1987. A model for the origin of ilmenite in kimberlite and diamond implications for the genesis of discrete nodules (megacryst) suite. Contr.Miner.Petrol., 95 : 245-253.

MOREL, S.W., 1979. The Geology and Mineral Resources of Sierra Leone. Econ.Geol., 74: 1563-1576.

NEVES, B.B. de B., 1975. Regionalização geotectónica do precambriano nordestino. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Tese de doutoramento. 195 pp.

NIXON, P.H., 1973. Perspective. In: P.H.NIXON Ed., Lesotho Kimberlites. Lesotho National Dev.Corporation. Maseru: 300-312.

NIXON, P.H. & BOYD, F.R., 1973. Petrogenesis of the granular and sheared ultrabasic nodule suite in kimberlites. In: P.H.NIXON Ed., Lesotho Kimberlites. Lesotho National Dev.Corporation. Maseru: 48-56.

NIXON, P.H. & HORNUNG, G., 1968. A new chromium garnet end member, Knorringite, from kimberlite. Amer.Mineralog., 53: 1833-1840.

NIXON, P.H., KNORRIG, O.von & ROOKE, J.M., 1963. Kimberlites and associated inclusions: a mineralogical and geochemical study. Am.Mineralog. 48: 1090-1132.

NTANDA, F.M.; MOREAU, J. & MEYER, H.O.A., 1982. Particularités des inclusions cristallines primaires des diamants du Kasai, Zaire. Canad.Mineralog., 20: 217-230.

O'HARA, M.J. & YODER, H.S., 1967. Formation and fractionation of basic magmas at high pressures. Scottish J.Geol., 3 : 67-117.

PASTERIS, J.D., 1980. The significance of groundmass ilmenite and megacryst ilmenite in kimberlites. Contr.Miner.Petrol., 75: 315-325.

POKHILENKO, N.P.; SOBOLEV, N.P. & LAVRENT'YEV, Y.G., 1977. Xenoliths of the diamondiferous ultramafic rocks from Yakutian kimberlites. In: Proc. 2nd International Kimberlite Conference, Santa Fé Abstracts.

PRINZ, M.; MANSON, D.V.; HLARA, P.E. & KEIL, K., 1975. Inclusions in diamond: garnet lherzolite and eclogite assemblages. Phys.Chem.Earth, 9 : 797-816.

REID, A.M.; BROWN,D.V.; DAWSON, J.B.; WHITFIELD, G.G. & SIEBERT, J.C. 1976. Garnet and piroxene compositions in some diamondiferous eclogites. Contr.Miner. Petrol., 58 : 203-220.

REIS, E., 1959. Os grandes diamantes brasileiros. Divisão de Geologia e Mineralogia, Departamento Nacional da Produção Mineral. Rio de Janeiro. Boletim Nº. 191, 66 pp.

RICHARDSON, C.S., 1922. Diamantina's diamonds.

RIMANN, E., 1917. A kimberlita no Brasil. An.Escola Min.Ouro Preto, 15 : 27-32.

RINGWOOD, A.E., 1966. The chemical composition and origin of the Earth. In: P.M.Hurley Ed. "Advances in Earth Sciences". 287-356.

ROBINSON, D.N.; GURNEY, J.J. & SHEE, S.R., 1984. Minerals associated with diamonds from the Roberts Victor Mine. In: J.KORNPROBST Ed., Kimberlites II: The Mantle and Crust-Mantle Relationships. 11 B Developments in Petrology, 10-24.

ROST, F.; BEERMANN, E. & AMTHAUER, G., 1975. Chemical Investigation of Pyrope Garnets in the Stockdale Kimberlite Intrusion, Riley County, Kansas.Amer.Mineralog., 60: 675-680.

SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D.de A.; DERZE, G.R. & ASMUS, H.E., 1981. Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo Depósitos Minerais. Departamento Nacional da Produção Mineral.

SCHOBBENHAUS,C., 1981. Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Departamento Nacional de Produção Mineral. 501 pp.

SHEE, S.R.; BURNEY, J.J. & ROBINSON, D.N., 1982. Two diamond bearing peridotite xenoliths from the Finsch Kimberlite, South Africa. Contrib.Mineral.Petrol., 71, 79-87.

SKINNER, E.M.W. & CLEMENT, C.R., 1979. Mineralogical classification of Southern African Kimberlites. In: F.R.BOYD & H.O.A.MEYER Eds, Kimberlites, Diatremes, and Diamonds: Their Geology, Petrology, and Geochemistry. American Geophysical Union. Washington. 129-139.

SMITH, C.B., 1983. Pb, Sr and Nd isotopic evidence for sources of southern African Cretaceous kimberlites. Nature, 304: 51-54.

SMITH, J.V. & DAWSON, J.B., 1975. Chemistry of Ti-poor spinels, ilmenites and rutiles from peridotite and eclogite xenoliths. Phys.Chem.Earth, 9 : 309-322.

SOBOLEV, N.V., 1977. Deep-seated inclusions in kimberlites and the problems of composition of the upper mantle. American Geophysical Union. Washington. 279 pp.

SOBOLEV, N.V.; GNEVUSHEV, M.A.; MIKHAILOVSKAIA, L.N. ; FUTERGENDLER, S.I.; SHEMANINA, E.I.; LARENT'YEV, Y.G. & POSPOLOVA, L.N., 1971. Composição de granadas e piroxenas inclusas em diamantes dos Urais, URSS. Dokl.Akad.Nauk SSSR, 198 : 190-193. (Em russo).

SOBOLEV, N.V. & LAVRENT'YEV, Y.G., 1972. Isomorphic sodium admixture in garnet formed at high pressure. Contrib. Mineral.Petrol. 31: 1-12

SOBOLEV, N.V.; LAVRENT'YEV, Y.G.; POKHILENKO, N.P. & USOVA, L.V., 1973. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their paragenesis. Contr.Miner.Petrol., 40 : 35-39.

SOBOLEV, N.V. ; LAVRENT'YEV, Y.G.; POSPOLOVA, L.N. & SOBLEV, E.V., 1969. Piropos cromíferos inclusos em diamantes de Yakutia. Dokl.Akad.Nauk SSSR, 189 : 162-165. (Em russo).

STEPHENS, W.E. & DAWSON, J.B., 1977. Statistical comparison between pyroxenes from kimberlites and their associated xenoliths. J.Geol., 85: 433-449.

SVISERO, D.P., 1981. Composição química e origem de minerais inclusos em diamantes brasileiros. Granadas. An.Acad.Bras.Ciênc., 53 : 153-163.

_____, 1983. Composição química e origem de minerais inclusos em diamantes brasileiros: olivinas e piroxenas. An.Acad.Bras.Cienc. 55: 395-407.

SVISERO, D. P.; MEYER, H.O.A.; HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y., 1984. A note on the geology of some Brazilian kimberlites. J.Geol., 92: 331-338.

SVISERO, D.P.; MEYER, O.H. & TSAI, H.M., 1977. Kimberlite minerals from Vargem (Minas Gerais) and Redondão (Piauí) diatremes, Brazil; and garnet lherzolite xenolith from Redondão diatreme. Rev.Bras.Geociênc. 7: 1-13.

TORQUATO, J.R.F., 1981. O astroblema de São Miguel de Tapuio, Piauí. Ciência e Terra, 1: 37.

TSAI, H.M., 1978. Mineralogical and geochemical investigations of mineral inclusions in diamonds, kimberlites and associated rocks. Purdue University of Indiana. (Tese, não publicada).

TSAI, H.; MEYER, H.O.A.; MOREAU, J. & MILLEDGE, H.J., 1979. Mineral inclusions in diamonds from Premier, Jaggerfontein and Finsch kimberlites, South Africa, and Williamson Mine, Tanzania. In: F.R.BOYD & H.O.A.MEYER Eds, Kimberlites, Diatremes, and Diamonds: Their Geology, Petrology, and Geochemistry. American Geophysical Union. Washington: 16-26.

WAGNER, P.A., 1914. The Diamond Fields of Southern Africa. 2nd Ed., The Transval Leader. Johannesburg. 255 pp.

WELLS, P., 1977. Pyroxene thermometry in simple and complexe system. Contr.Miner.Petrol., 62 : 129-139.

WILLIAMS, H.R. & WILLIAMS, R.A., 1977. Kimberlites and plate-tectonics in West Africa. Nature, 270: 507-508.

WOOD, B.J., 1974. The solubility of alumina in ortopyroxene coexisting with garnet. Contr.Miner.Petrol., 46 : 1-15.

WYLLIE, P.J., 1980. The origin of kimberlite. J.Geophys.Res., 85 : 6902-6910.

ESTAMPAS

LEGENDAS DAS ESTAMPAS

ESTAMPA 1

Fig.1 - Cascalhos diamantíferos de cobertura terciária, nas proximidades de Gilbués.

Fig.2 - Tentativa de reaproveitamento de cascalhos de cobertura terciária, já anteriormente tratados.

ESTAMPA 2

Fig.1 - Conglomerados intraformacionais da Formação Piauí no rio dos Matões. Estes conglomerados fornecem a maior parte do cascalho e blocos das aluviões quaternárias, sem grande retrabalhamento pela drenagem, em especial, na bacia do rio Gurgueia.

Fig.2 - Contacto discordante das formações Poti e Piauí na foz do rio Piripiri. Notar o tamanho e rolamento dos blocos de arenito.

ESTAMPA 3

Fig.1 - Amostragem no rio Gurgueia, junto à foz do rio Piripiri. Notar o tamanho e grau de rolamento do cascalho.

Fig.2 - Amostragem de cascalhos da planície do rio Gurgueia a cerca de 30 km ao norte de Cristino de Castro.

ESTAMPA 4

Fig.1 - Exploração por bomba de sucção ("draga") de 6" nas aluviões do riacho Marmelada, perto de Gilbués. A falta de água e a espessa camada de areia são os maiores obstáculos para este tipo de exploração.

Fig.2 - Cascalho de terraço do rio Uruçui Vermelho, perto da confluência com o riacho Marmelada.

ESTAMPA 5

Fig.1 - Exploração de cascalhos de paleodrenagem em garimpo do riacho Poço Comprido. Ao fundo pode observar-se o tamanho do material grosseiro desses cascalhos cujos blocos maiores não são, no entanto, extraídos.

Fig.2 - Planta para recuparação de diamante com, no primeiro plano, circuito para recuperação de ouro de aluviões.

ESTAMPA 6

Fig.1 - Kimberlito Largo. Zona de contacto com os arenitos encaixantes.

Fig.2 - Kimberlito Largo. Aspecto ruiniforme dos tufos por meteorização em ambiente semi-árido.

Fig.3 - Kimberlito Largo. Tufo-brecha com inclusões de argilitos, siltitos e xenólitos do manto.

ESTAMPA 7

Fig.1 - Concentrado do kimberlito Largo. Observar a grande predominância da granada sobre a ilmenite.

Fig.2 - Kimberlito Riachão. Tufos inclinados (~40º) por colapso.

ESTAMPA 8

Fig.1 - Kimberlito Riachão. Tufos mais ou menos brechóides com xenólitos ultrabásicos.

Fig.2 - Vista aérea do kimberlito Cabeceiras, observar o nítido controlo estrutural.

ESTAMPA 9

Fig.1 - Kimberlito Cabeceiras. Espelho de falha nos arenitos paleozóicos, no contacto oeste e saída aberta pela linha de água que drena a estrutura kimberlítica.

Fig.2 - Kimberlito Cabeceiras, de natureza tufácea, como os anteriores extremamente alterado.

ESTAMPA 10

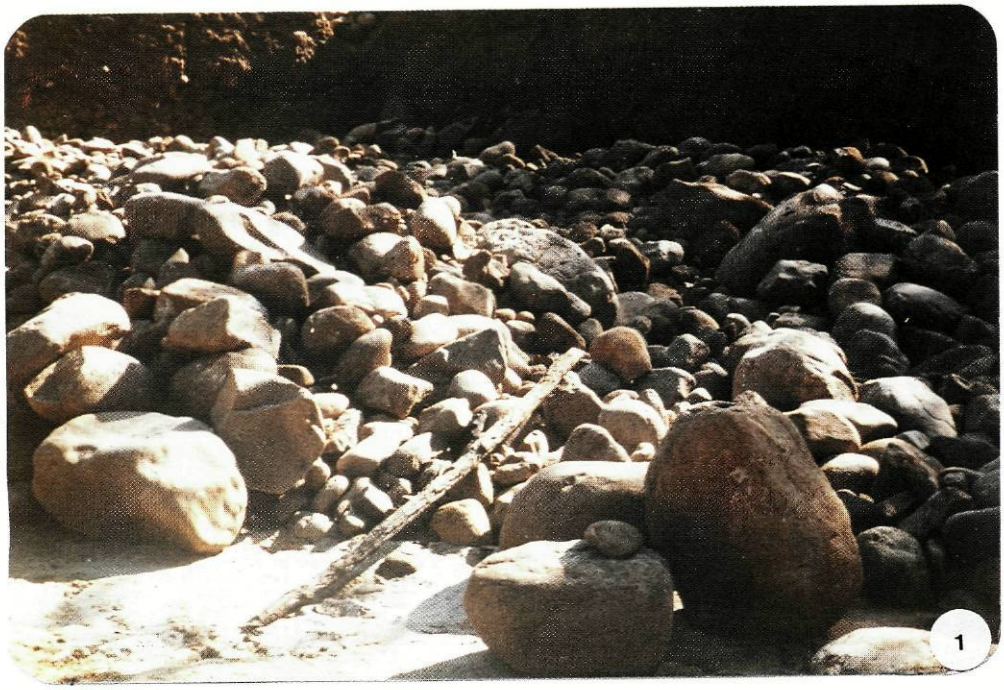
Fig.1 - Vista aérea do kimberlito Redondão.

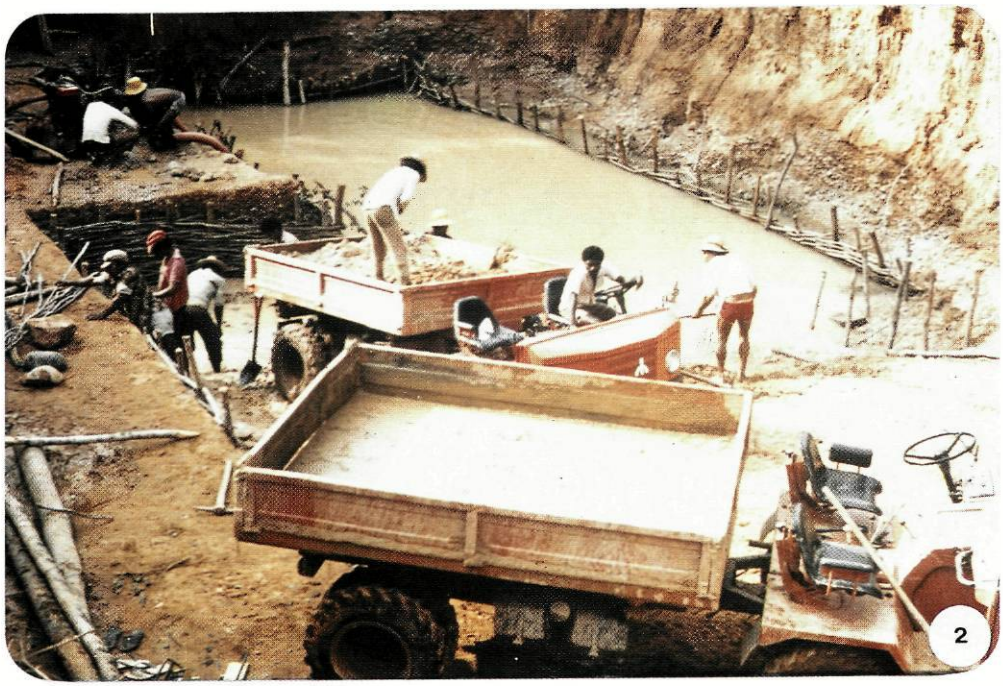
Fig.2 - Kimberlito Redondão. Rocha kimberlítica muito alterada com numerosos xenólitos arredondados e discoidais do manto.

ESTAMPA 1

ESTAMPA 2

ESTAMPA 3

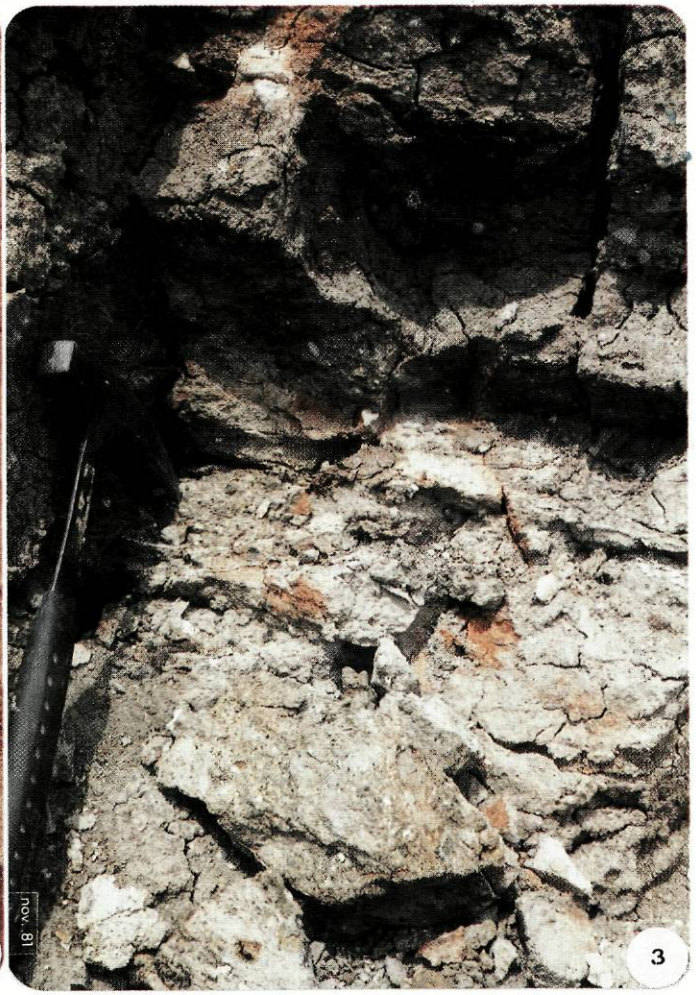

1


2

ESTAMPA 4

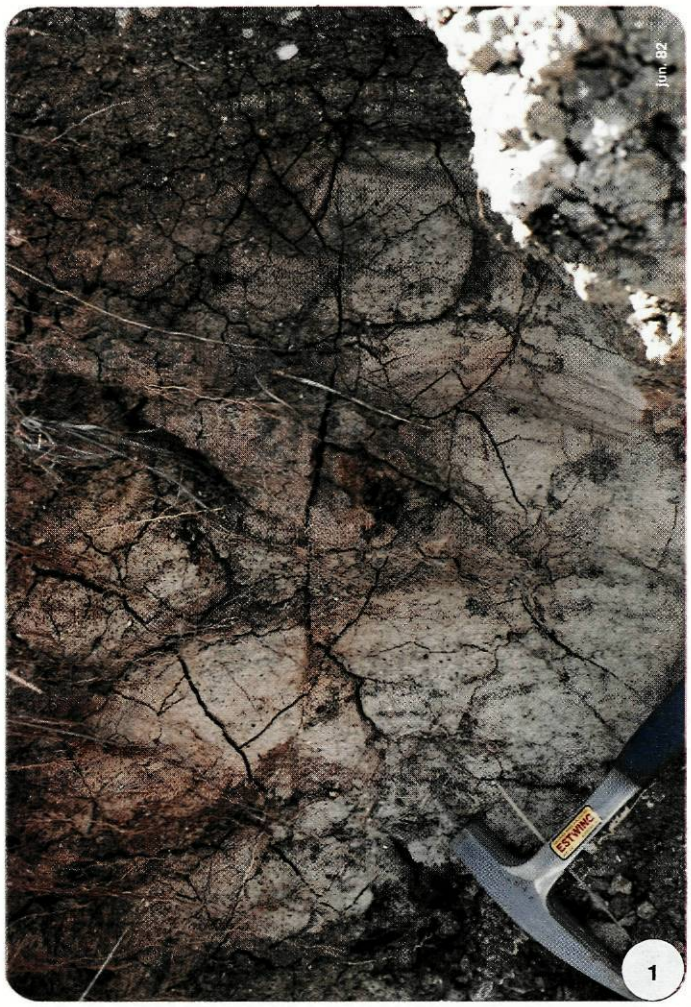
ESTAMPA 5

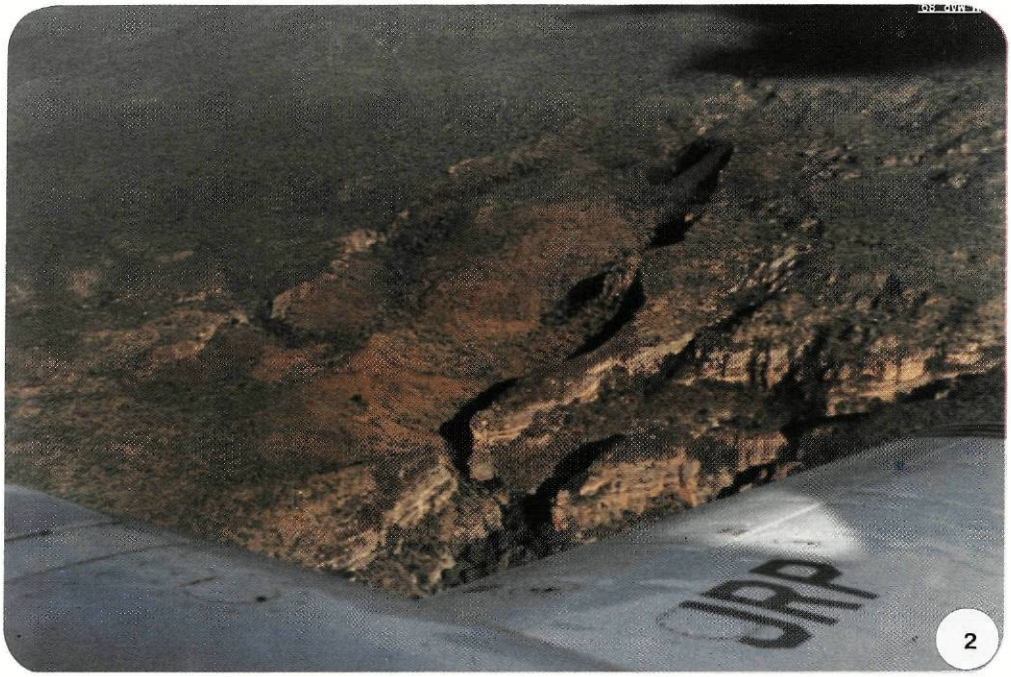
ESTAMPA 6

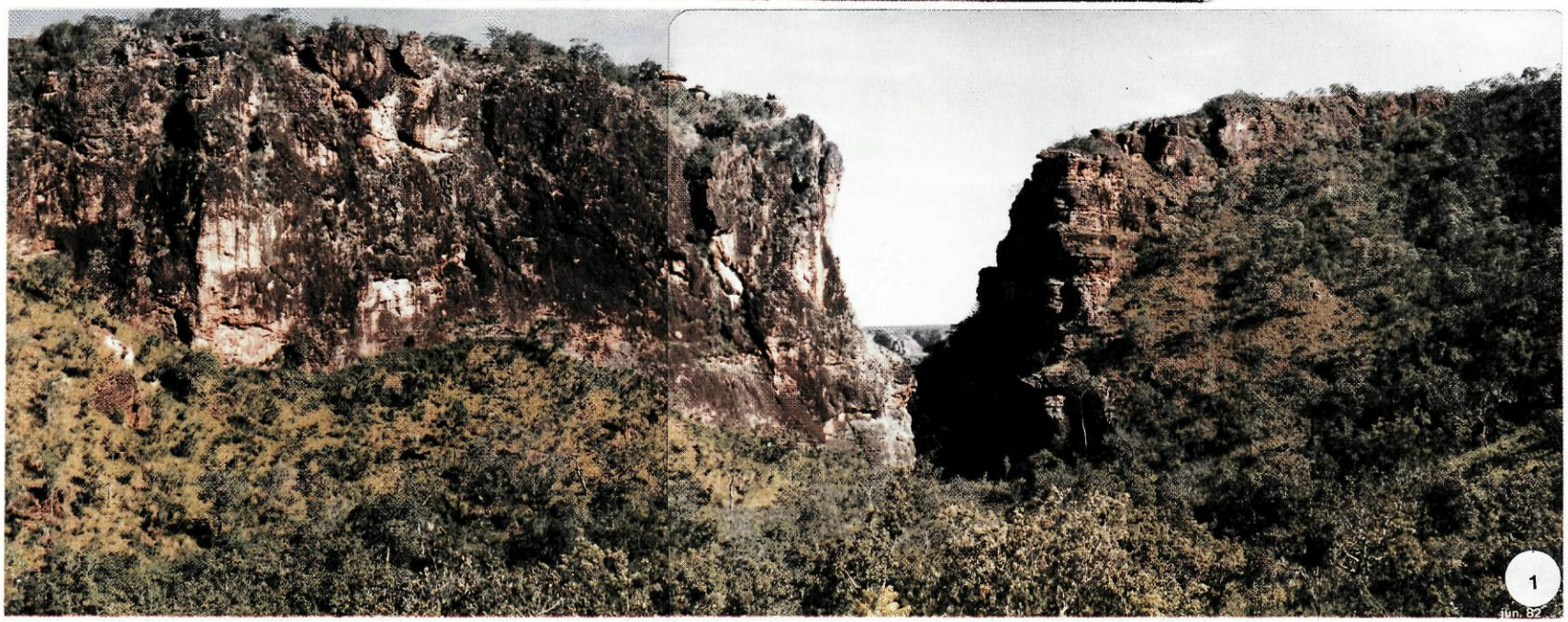


ESTAMPA 7

ESTAMPA 8







ESTAMPA 9

ESTAMPA 10

1

2