

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG

CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, KIMBERLITOS E DIAMANTES.

Rogério Silvestre Pereira

TESE DE DOUTORADO Nº 082

**BRASÍLIA-DF
2007**



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UnB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG

CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, KIMBERLITOS E DIAMANTES.

Rogério Silvestre Pereira

ORIENTADOR: Prof. Dr. REINHARDT ADOLFO FUCK

BANCA EXAMINADORA

Dr. REINHARDT ADOLFO FUCK (UnB)

Dr. AFFONSO F. BROD (UnB)

Dr. AUGUSTO C.B. PIRES (UnB)

Dr. JOHILDO S.F. BARBOSA (UFBa)

Dr. LUIZ A. BIZZI (B.H.P. Billiton)

**BRASÍLIA – DF
2007**

DEDICATÓRIA

Naturalmente para Felipe e Carolina.

AGRADECIMENTOS

Meu envolvimento com prospecção e geologia do diamante se iniciou na década de 1970. Ao longo destes anos vivi momentos de decepção e outros de grande emoção e prazer. Muitas pessoas contribuíram para o meu aprendizado nesta área fascinante da geologia, que culminou com a confecção deste trabalho. Gostaria de registrar meus agradecimentos a todos que me passaram conhecimento, aos colegas de profissão, técnicos e equipes de campo pelos momentos em que trabalhamos juntos em todo Brasil e outros países da América do Sul. Alguns foram especiais. Lembro que, logo no início, ainda no Grupo Brascan, nosso problema para tratar o cascalho diamantífero em Nortelândia, Mato Grosso, terminou com a contratação de Francisco Gomes da Silva. Francisco, ou tio Chico como ficou conhecido, era recém-chegado de Angola, onde trabalhava para a De Beers. Pouco tempo depois, nossa pequena planta de tratamento estava funcionando e sentimos a satisfação de recuperar o primeiro diamante na pesquisa. Foi uma grande amizade até sua morte, anos depois.

Na De Beers devo minha iniciação na prospecção de kimberlito ao geólogo Antony Carrington, sempre disponível para discutir as questões sobre os controles estruturais e colocação de kimberlito diamantífero e ao prospector Osvaldo Soares França, geólogo autodidata, responsável pela descoberta de centenas de intrusões no Brasil.

Este trabalho de Doutorado mostra a interação entre as equipes das diversas áreas da geologia envolvidas na prospecção. Neste sentido, agradeço especialmente aos colegas e amigos de fé Anival Leite, responsável pelo acompanhamento dos levantamentos aeromagnéticos e seleção de centenas de anomalias e Luiz Bizzi, encarregado da área de pesquisa, incluindo química de minerais kimberlíticos e isótopos. No campo e no escritório central meus agradecimentos são para os colegas Adjair, Ribamar, José Ricardo, Heraldo e Márcia pelas inúmeras viagens que fizemos juntos. A Rosalba e Cristina pela dedicação no desenvolvimento dos trabalhos na área de sensoriamento remoto. Ao Homero Brás Silva, como geólogo de campo e ultimamente como Diretor da De Beers Brasil, pela doação de testemunhos de sondagem de kimberlitos na Bahia e a imagem da cobertura aeromagnética integrada da porção sul do Cráton do São Francisco.

Momento de grande prazer foi retornar à Universidade de Brasília depois de longos anos. Lembranças da turma aguerrida, sem exceção, que lutou pela sobrevivência do curso de Geologia em tempos mais difíceis. Infelizmente, Honestino não concluiu o curso conosco.

Agradecimentos ao meu orientador, Professor Dr. Reinhardt Fuck, sempre atento na correção do texto e indicações dos artigos mais recentes. Também agradeço aos membros da Comissão Examinadora que aceitaram compor a banca de avaliação deste trabalho.

Devo muito ao Jarbas pela digitação/escanerização das figuras presentes no trabalho, por vezes complexas, e sua paciência em corrigir quantas vezes foram necessárias.

Finalmente, agradeço aos meus pais, Moacyr e Jurema, a quem devo tudo e à Luíza por me ter dado Felipe e Carolina.

ABSTRACT

The São Francisco Craton is a large stable area in the eastern portion of South America. Its basement comprises Archean terrains that were reworked and amalgamated during Paleoproterozoic tectonic events and later on affected marginally by the Neoproterozoic Brasiliano orogeny, during the amalgamation of West Gondwana. In this work the geological evolution of the São Francisco Craton is analyzed in a larger geotectonic scenario, referring to a continental paleo-plate, the limits of which are defined by gravimetric data, related to diachronic extension regimes that lead to Rodinia breakup in the early Neoproterozoic. In this context, individualization of the São Francisco Craton took place in the interior of the paleo-plate during the Brasiliano orogeny, when inversion due to collision and basin closing led to the formation of marginal orogenic belts, the evolution of which determined the limits of the São Francisco foreland.

Integration of geophysical, geochronologic and geologic data of Archean terrains in the northern and southern portions of the craton allowed outlining Archean cores that were preserved from Paleo- and Neoproterozoic reworking. Electron microprobe data on minerals from kimberlites intruded into the Archean cores show chemical compositions corresponding to temperature-pressure intervals typical of the diamond stability field. Recovery of micro- and macro-diamonds corroborate the evidence.

A large majority of hundreds of kimberlites and related rocks known in the São Francisco Craton were found in its southern portion, in western Minas Gerais and adjacent smaller areas in Goiás and São Paulo. Concentrated mainly in the Coromandel, Romaria and Três Ranchos areas, the intrusions are between 75 Ma and 120 Ma and are associated with the development of the Alto Paranaíba structural high.

Coinciding elongated magnetic and positive gravimetric anomalies, as well as morpho-structural data suggest another extensional system in the region, striking southwest-northeast, nearly perpendicular to the Alto Paranaíba system. Discrete intrusions, kimberlite minerals and diamonds occur along this structure.

Unique diamond populations from known primary sources or from sources believed to be close to diamond deposits indicate that mantle conditions in the Alto Paranaíba region varied over relatively short distances. For example, small cubic diamonds, which are typical of mantle environment close to the limit of the graphite-diamond stability fields found in Romaria and Três Ranchos, disappear completely in Coromandel, a few tenths of kilometers to the east, where a completely distinct population of large dodecahedral diamonds prevails.

Southwards, the Canastra 01 kimberlite sampled an apparently different mantle region, where octahedral diamond is the dominant form. It appears that the lithosphere in the southern portion of the São Francisco Craton was reworked by collisions or closing of basins along what is now the Brasília Belt during the Neoproterozoic, and afterwards, during development of the Alto Paranaíba high, when the lithosphere was significantly thinned, as shown by analytical data from Early and Late Cretaceous intrusions.

In the northern portion of the São Francisco Craton kimberlite intrusions occur in the Archean Serrinha and Gavião blocks. In contrast with the southern portion of the craton, kimberlites predominate over related rocks, and their ages are Proterozoic instead of Cretaceous. Kimberlites of the Braúna province in the central part of the Serrinha block sampled a thick lithosphere, the base of which presented favorable diamond preservation conditions at the time of intrusion. Minerals recovered from kimberlites intruded into the border zones of the block indicate lithosphere thinning, supposedly caused by reworking during Proterozoic orogenies.

Exposure of kimberlites in the Gavião block, also in the northern portion of the craton, is dependent on the erosion of stratigraphic units younger than ca. 1152 Ma or at least of the rocks of the Morro do Chapéu Formation, which is the top unit of the Chapada Diamantina Group. Aside from the 5 ha kimberlite pipe outcrop and small dikes, other intrusions were identified in the area using aeromagnetic survey and drilling that intercepted the intrusions at depths of 159 and 246 m.

RESUMO

O Cráton do São Francisco constitui extensa região estável localizada na porção centro-leste do continente sul-americano, guardando em seu bojo terrenos arqueanos, que foram soldados e transformados durante eventos paleo- e neoproterozóico. Neste trabalho o desenvolvimento geológico do cráton foi analisado, considerando-se cenário geotectônico mais amplo, pertinente a paleoplaca continental, cujos limites definidos por dados gravimétricos se relacionam aos regimes extensionais diacrônicos neoproterozóicos que levaram à fragmentação do Supercontinente Rodínia.

Neste contexto a individualização do Cráton do São Francisco se deu no interior da paleoplaca continental durante a orogenia Brasiliana, quando as inversões causadas pelas colisões ou fechamentos das bacias geraram cinturões orogênicos marginais que moldaram o antepaís do São Francisco.

Análises integradas de dados geofísicos, geoquímicos e datações aplicadas aos terrenos arqueanos que ocorrem no cráton sugerem a presença de núcleos cratônicos arqueanos preservados da ação de retrabalhamento paleo- e neoproterozóico que atuaram no cráton. Dados de microsonda eletrônica em minerais provenientes de kimberlitos localizados nestas regiões mostram a presença de grãos situados no intervalo de temperaturas próprias do campo de estabilidade do diamante. A recuperação de micro e macrodiamante em determinadas intrusões consubstanciam os dados.

A maioria das centenas de kimberlitos e rochas relacionadas identificadas no Cráton do São Francisco ocorrem na porção sul, abrangendo o oeste de Minas Gerais e áreas menores em Goiás e São Paulo. Concentradas principalmente nas regiões de Coromandel, Romaria e Três Ranchos, as intrusões mostram idades entre 75 e 120 Ma e estão associadas ao desenvolvimento do alto estrutural denominado Alto Paranaíba.

Ao que tudo indica, anomalias gravimétricas positivas alongadas e magnéticas coincidentes, bem como dados morfoestruturais, caracterizam a implantação de outro sistema extensional na região, desta feita orientado sudoeste-nordeste, ortogonal, portanto, ao desenvolvimento noroeste-sudeste do sistema Alto Paranaíba. Intrusões discretas, minerais kimberlíticos e diamantes ocorrem ao longo da estrutura.

Populações únicas de diamantes provenientes de fontes primárias conhecidas ou tidas como próximas de depósitos diamantíferos mostram que na região do Alto Paranaíba as condições de manto variam em distâncias relativamente curtas. Por exemplo, os diamantes pequenos e cúbicos típicos de ambiente mantélico no limite do campo de estabilidade grafita-

diamante encontrados em Romaria e Três Ranchos desaparecem completamente em Coromandel, algumas dezenas de quilômetros a leste, onde prevalece população completamente distinta formada por diamantes grandes e dodecaédricos. Mais ao sul, o kimberlito denominado informalmente Canastra 01 aparentemente também amostrou região de manto distinta em que predomina diamante na forma octaédrica.

Possivelmente a litosfera na porção sul do Cráton do São Francisco foi afetada pelas colisões ou fechamento de bacias ao longo da Faixa Brasília no Neoproterozóico e posteriormente durante o desenvolvimento do Alto Paranaíba em que a litosfera foi sensivelmente adelgada como mostram as análises das intrusões do Cretáceo inferior e superior.

Na porção norte do Cráton do São Francisco as intrusões kimberlíticas ocorrem nos blocos arqueanos Serrinha e Gavião. Ao contrário da porção sul, os kimberlitos predominam sobre as rochas relacionadas e as idades são proterozóicas ao invés de cretáceas. No Bloco Serrinha os kimberlitos da província denominada informalmente Braúna, situada na porção central do bloco, amostraram litosfera espessa, cuja base apresentava na época das intrusões condições favoráveis à preservação de diamante. Minerais recuperados em kimberlitos localizados nas zonas mais externas do Bloco Serrinha indicam adelgamento da litosfera, causado, provavelmente, por retrabalhamento durante as orogenias proterozóicas.

No Bloco Gavião, ainda na porção norte do cráton, afloramentos de kimberlitos estão sujeitos à erosão de unidades estratigráficas mais jovens que 1.152 Ma ou no mínimo das rochas que compõem a Formação Morro do Chapéu, topo do Grupo Chapada Diamantina. Além do afloramento de *pipe* com cerca de cinco hectares e pequenos diques, outras intrusões foram identificadas na região por meio de levantamento aeromagnético e interceptadas por furos de sonda entre 159 e 246 metros de profundidade.

LISTA DE FIGURAS

Figura 01	Áreas de levantamentos aeromagnético e hiperespectral na porção norte do Cráton do São Francisco	07
Figura 02	Áreas de levantamento aeromagnético na porção sul do Cráton do São Francisco	08
Figura 03	Área Coromandel: dados aeromagnéticos campo total realçado com gradiente horizontal.	11
Figura 04	Canastra. Composição IHS: sinal analítico + TM banda 7	12
Figura 05	Paleovale: sinal analítico dos dados aeromagnéticos campo total	13
Figura 06	Mapa de anomalias Bouguer do Cráton do São Francisco e faixas marginais (Ussami, 1993)	15
Figura 07	Mapa gravimétrico do Cráton do São Francisco e regiões continental e oceânica vizinhas (Molina et al., 2000)	16
Figura 08	Distribuição das estações gravimétricas terrestres na América do Sul (South American Gravity Project, 1991)	17
Figura 09	Distribuição das estações gravimétricas terrestre e marinhas na porção centro-leste e nordeste do Brasil. (South American Gravity Project, 1991) ...	18
Figura 10	Imagens densidade aparente, primeira derivada vertical, campo magnético total e sinal analítico correspondentes à porção centro-nordeste do Cráton do São Francisco	19
Figura 11	Diagrama $Cr_2O_3 - CaO$ de inclusões de granada peridotítica em diamante (modificado de Fipke et al., 1995)	21
Figura 12	Histograma do teor de MnO em granada peridotítica associada a diamante ou grafita. (Reproduzido de Grutter & Menzies, 2003)	21
Figura 13	Diagrama TiO_2-Na_2O para inclusões de granada em diamantes eclogíticos de diferentes localidades no mundo (Fipke et al., 1995)	22
Figura 14	Diagrama Cr_2O_3-MgO de inclusões e intercrescimento de cromita em diamantes provenientes de diferentes localidades no mundo. (Modificado de Fipke et al., 1995)	23
Figura 15	Diagrama Cr_2O_3-MgO para cromita provenientes de fontes kimberlíticas conhecidas no mundo, lamproítos e outras rochas (Extraído de Fipke et al., 1995)	24

Figura 16	Pontos verdes e marrons observados em diamante	26
Figura 17	Marca de percussão e polimento sofridos pelo diamante durante transporte ..	26
Figura 18	Estudo de proveniência dos diamantes nas principais áreas de ocorrências no Cráton do São Francisco	27
Figura 19	Anomalias espectrais do kimberlito SVR 01 obtida pelo scanner a bordo de aeronave e medida diretamente no terreno com PIMA	31
Figura 20	Especificações do imageador hiperespectral HyMap MK1 usado no aerolevanteamento no interior do estado da Bahia	32
Figura 21	Diferentes etapas no processamento dos dados obtidos no levantamento hiperespectral	32
Figura 22	Comparação entre valores espectrais de diferentes minerais medidos pelo HyMap MKI e em laboratório	33
Figura 23	Localização das amostras datadas JANU 1 e JANU 2	34
Figura 24	Idade do gnaiss do embasamento aflorante no leito do rio Macaúbas, cerca de 35 km a oeste-sudoeste da cidade de Januária	35
Figura 25	Idade do granito grosso não deformado localizado no povoado de Vargem Grande, cerca de 50 km a nordeste da amostra JANU 1	35
Figura 26	Kimberlitos e rochas relacionadas na África centro-meridional (modificado de Janse, 1984)	39
Figura 27	Ambiente do lamproíto Argyle na porção noroeste da Austrália	41
Figura 28	Assinaturas de elementos traços em manto não metassomatizado e metassomatizado por tipos de fluídos diferentes (O'Reilly & Griffin, 1996) .	48
Figura 29	Modelo de intrusão kimberlítica na África do Sul comparado com outros tipos não usuais de intrusões no Canadá (segundo Kjarsgaard, 1996) e modelo de intrusão lamproítica	50
Figura 30	Nível atual da erosão de diferentes kimberlitos e lamproítos. (modificado de Scott-Smith, 1992)	51
Figura 31	Seções de tomografia química mostrando abundâncias relativas de diferentes tipos de rochas em profundidades distintas do manto litosférico (Griffin et al., 1999)	62
Figura 32	Evolução da litosfera na porção leste do Cráton Sino-Coreano (O'Reilly et al., 2001)	63
Figura 33	Dados de propriedades modal e física de mantos litosféricos de idades	

	diferentes (Poudjom Djomani et al., 2001).	64
Figura 34	Representação esquemática de litosfera subcratônica com espessura crustal em torno de 40 km, limitada por cinturões dobrados (segundo Haggerty, 1986).	66
Figura 35	Isócrona Sm-Nd de inclusões de granada e clinopiroxênio eclogíticos em diamante de Argyle e Premier (Richardson 1986)	68
Figura 36	Histograma das composições isotópicas de carbono de diamantes provenientes de várias regiões do mundo (Modificado de Gurney, 1990)	69
Figura 37	Ilustração e sumário do Projeto Kaapvaal	70
Figura 38	Limites dos crátons Kaapvaal, Zimbabwe, e cinturão móvel Limpopo	72
Figura 39	Ilustração da erosão e transformação da litosfera por meio de fluídos derivados da astenosfera e aquecimento associado nas regiões cratônicas arqueanas de Daldyn na Sibéria, Kaapvaal, África do Sul e zona oeste da Tanzânia (O'Reilly & Griffin, 1996)	73
Figura 40	Feições de reabsorção em diamante (Modificado de Robinson et al., 1986) ..	75
Figura 41	Modelos alternativos dos ambientes de geração do magma kimberlítico	77
Figura 42	Limites do Cráton do São Francisco segundo definição de Almeida (1977, 1981) e modificações de Alkmim et al. (1993)	79
Figura 43	Distribuição final das estações gravimétricas terrestres e mapa de anomalias Bouguer da América do Sul (Zang, 1996)	81
Figura 44	Limites gravimétrico da placa continental (Steenkamp, 1998) e do Cráton do São Francisco (Alkmim et al, 1993)	82
Figura 45	Limites gravimétrico da placa continental e do Cráton do São Francisco relacionados ao Mapa Geológico do Brasil	84
Figura 46	Esboço estrutural da porção norte do Cráton do São Francisco (Teixeira et al., 2000)	86
Figura 47	Esboço estrutural esquemático do lineamento Contendas-Jacobina (Teixeira et al., 2000)	86
Figura 48	Idades Sm-Nd(T_{DM}) dos terrenos arqueanos e paleoproterozóicos no Estado da Bahia (Barbosa & Sabaté, 2002)	87
Figura 49	Diagrama $\epsilon_{Nd} \times \epsilon_{Sr}$ ($t=2,0$ Ga) mostrando os campos isotópicos distintos relacionados aos blocos Gavião, Serrinha, Jequié e ao Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa & Sabaté, 2002)	87

Figura 50	Porção sul do Cráton do São Francisco mostrando os terrenos arqueanos, paleoproterozóicos e as faixas móveis marginais (Modificado de Teixeira et al., 2000)	91
Figura 51	Localização dos corpos plutônicos do Cinturão Mineiro, borda sul do Cráton do São Francisco	95
Figura 52	Porção norte do Cráton do São Francisco: blocos cratônicos arqueanos Serrinha e Jequié e seus núcleos preservados (Modificado de Pereira, 1996).	99
Figura 53	Porção norte do Cráton do São Francisco: blocos cratônicos arqueanos Serrinha e Jequié, núcleos preservados e distribuição de kimberlitos (Modificado de Pereira et al., 1996)	100
Figura 54	Distribuição das províncias kimberlíticas localizadas no Bloco Serrinha e diagrama Tmax-Cpx (⁰ C) x Garnet-highest minimum pressure (P _{minhi})	101
Figura 55	Limite entre o Cinturão Mineiro e o núcleo arqueano na porção sul do Cráton do São Francisco indicado pelas imagens gamaespectrometria e sinal analítico (Silva et al., 2003)	102
Figura 56	Distribuição de kimberlitos e rochas relacionadas na placa continental Sanfranciscana e Cráton do São Francisco (Pereira e Fuck, 2005).	105
Figura 57	Distribuição de kimberlitos e rochas relacionadas no interior da porção sul-sudoeste da placa continental que contém o Cráton do São Francisco.	106
Figura 58	Distribuição de kimberlitos e rochas relacionadas na porção sul do Cráton do São Francisco (Modificado de Pereira, 1991)	107
Figura 59	Localização do kimberlito Canastra 01 (CAN 01) em relação às áreas de garimpo de Vargem Bonita (Modificado de Pereira, 1995)	108
Figura 60	Diagrama Cr ₂ O ₃ x CaO de granada no kimberlito Canastra 01	109
Figura 61	Janelas de granada nas áreas de Três Ranchos, Coromandel e localidades de populações distintas de diamante indicando prováveis fontes jovens, próximas e primárias (Modificado de Skinner, 1996)	110
Figura 62	Análises de granada das áreas Três Ranchos e Coromandel (Modificado de Skinner, 1996)	111
Figura 63	Diagrama Tmax - Cpx (°C) x Granada – Pressões mínimas mais altas (P _{minhi}) das áreas Três Ranchos e Coromandel (Modificado de Skinner, 1996).	111
Figura 64	Grupo Araxá e localidades com fontes jovens próximas e primárias	

	distintas, contendo sub-populações de diamante cúbico (Modificado de Pereira, 1991)	112
Figura 65	População distinta de diamantes grandes e dodecaédricos na área de Coromandel (Pereira & Fuck, 2005).	113
Figura 66	Anomalias aeromagnéticas de intrusões sob cobertura sedimentar terciária na área do Chapadão, oeste de Coromandel. Composição: fotografia aérea e sinal analítico	114
Figura 67	Anomalia do kimberlito Canastra 08 (CAN 08). Composição: imagem TM bandas 752 e fotografia aérea	114
Figura 68	Porção sul do Cráton do São Francisco: (A) cobertura aeromagnética campo magnético total; (B) lineamentos e anomalias magnéticas noroeste-sudeste/sudoeste-nordeste e distribuição dos depósitos sedimentares cretáceos das formações Areado e Mata da Corda (Pereira & Fuck, 2005)	116
Figura 69	Kimberlito MAR 03 (Prov. Maravilhas) datado em 81 ± 2 Ma (Ar-Ar em granada)	116
Figura 70	Distribuição de kimberlitos na porção norte do Cráton do São Francisco (Modificado de Pereira, 1996)	117
Figura 71	Análises de granada e espinélio em kimberlitos do Bloco Serrinha	119
Figura 72	Distribuição das províncias kimberlíticas localizadas no bloco Serrinha e diagrama $T_{max}-Cpx$ ($^{\circ}C$) x Garnet-highest minimum pressure (P_{minhi})	119
Figura 73	Distribuição dos diques e pipes na Província Braúna	120
Figura 74	Resultados da amostragem na área do kimberlito Salvador 01 e diagramas Cr_2O_3 x MgO e Cr_2O_3 x TiO_2 de espinélio relacionado ao kimberlito Salvador 01	121
Figura 75	Interpretação de imagem de satélite TM da área de ocorrência dos kimberlitos no Bloco Gavião (Modificado de Pereira & Neves, 1991)	123
Figura 76	Afloramento do kimberlito denominado informalmente Salvador 01 (SVR 01) no Bloco Gavião e detalhe do kimberlito dobrado durante a orogenia Brasileira	124
Figura 77	Levantamento aeromagnético na região do kimberlito Salvador 01: (A) anomalia correspondente ao kimberlito SVR 01 e (B) anomalias correspondentes às intrusões Conquista (CQT) 01 e 02	125
Figura 78	(A) Imagem TM correspondente à área dos kimberlitos SVR 01 e CQT 01,	

	02 e localização dos perfis; (B) Perfil obtido baseado em medidas no campo (fonte dos dados modificados: De Beers Brasil); (C) Localização dos perfis na imagem interpretada	126
Figura 79	Reprodução gráfica do diamante Presidente Vargas. (Machado et al., 2000) .	133
Figura 80	Distribuição de kimberlitos e aluviões diamantíferos na região de Juina, Mato Grosso (Modificado de Pereira, 1986)	135
Figura 81	Localização dos aluviões diamantíferos explorados pela Mineração Te jucana na cabeceira do rio Jequitinhonha (Mina Lavrinha)	136
Figura 82	Distribuição de ocorrências diamantíferas, kimberlitos e rochas relacionadas no interior da Placa Sanfranciscana e do Cráton do São Francisco	138
Figura 83	Mapa geológico da região de Romaria (Modificado de Fleischer, 1998)	140
Figura 84	Perfil sudoeste-nordeste cruzando o rio Água Suja em Romaria (Modificado de Draper, 1911)	141
Figura 85	Análises de concentrados recuperados em conglomerados e áreas de garimpo em Romaria: (A) granada e (B) espinélio (Modificado de Skinner, 1996)	143
Figura 86	Supergrupo Espinhaço nos estados de Minas Gerais e Bahia (Modificado de Schobbenhaus, 1993)	144
Figura 87	Distribuição das ocorrências diamantíferas na região de Diamantina (Modificado de Fleischer, 1998)	146
Figura 88	Áreas prospectadas ou garimpadas na mina Campo Sampaio e pontos de amostragem na frente de lavra da área Sampaio Velho	148
Figura 89	Garimpos em Vargem Bonita e localização da fonte primária Canastra 01 (Modificado de Pereira et al. 1998)	150
Figura 90	Amostragem de aluviões ao longo das áreas de garimpo e afluentes de ambas margens do Rio São Francisco (Modificado de Pereira, 1995)	151
Figura 91	Garimpo no rio São Miguel e kimberlitos diamantíferos TRS-101, 102, 104 e 04 (Modificado de Skinner, 1996)	153
Figura 92	Ocorrências diamantíferas, kimberlitos/rochas relacionadas e minerais kimberlíticos na porção sul do Cráton do São Francisco	155
Figura 93	Relevo pré-deposição da Formação Mata da Corda e prováveis paleodrenagens na cabeceira dos rios Abaeté, Borrachudo e Indaiá (Modificado de Pereira, 1991)	156

Figura 94	Cálculo da pressão e temperatura de 517 grãos de granada provenientes dos kimberlitos X270, Regis, Vargem e Santa Rosa 04 (Modificado de Read, 2003)	157
Figura 95	Estudo dos depósitos aluviais ao longo de perfil localizado a leste da cidade de Três Marias (Modificado de Wheelock, 1995).	158
Figura 96	Ocorrências diamantíferas associadas à erosão dos conglomerados portadores de diamante da Formação Tombador	160
Figura 97	Limites da placa continental paleoproterozóica Sanfranciscana, Cráton do São Francisco, núcleos arqueanos preservados e zonas de falhas normais de regime extensional sudoeste-nordeste na região centro-sul do Cráton do São Francisco.	165
Figura 98	Seção sísmica da porção central da bacia do São Francisco entre Jequitaiá (Serra da Água Fria), Minas Gerais e Cristalina (Domo de Cristalina), Goiás (Reproduzido de Romeiro & Zalan, 2005).	166
Figura 99	Anomalias gravimétricas positivas alongadas associadas às intrusões de rochas densas e magnéticas que caracterizam a implantação de regime extensional sudoeste-nordeste na porção centro-sul do Cráton do São Francisco (Modificado de Steenkamp, 1998).	168
Figura 100	População de diamantes grandes e dodecaédricos recuperados nos rios Santo Antônio do Bonito, Santo Inácio e Douradinho na área de Coromandel, Modelo Digital de Terreno da área do Chapadão e posição da falha lítrica em relação aos garimpos nos rios Santo Antônio do Bonito, Santo Inácio e Douradinho	170
Figura 101	Ilustração indicando falha lítrica formada durante o soerguimento do alto estrutural Alto Paranaíba e provável controle secundário na colocação das intrusões	171
Figura 102	Interpretação de fotografias aéreas da extremidade norte-noroeste dos depósitos da Formação Tombador e ocorrências de garimpos na região de Posses e Santo Inácio (Pereira & Neves, 1991)	172

LISTA DE TABELAS

Tabela 01 – Elementos químicos maiores de kimberlitos, lamproítos e rochas relacionadas (Smith, 1984)	47
Tabela 02 – Área, idade e teor de kimberlitos do Grupo I (Modificado de Helmstaedt, 2002)	52
Tabela 03 – Área, idade e teor de kimberlitos do Grupo II (Modificado de Helmstaedt, 2002) .	53
Tabela 04 – Área, idade e teor de lamproítos (Modificado de Helmstaedt, 2002)	53
Tabela 05 – Comparação da mineralogia entre lamproíto e kimberlito (Fipke et al., 1995) ..	56
Tabela 06 – Análises Sm-Nd dos kimberlitos Conquista 01 e 02	127
Tabela 07 – Maiores diamantes recuperados no Brasil. (Reproduzido de Machado & Figueirôa, 1999)	132
Tabela 08 – Produção mundial de diamante (fonte: Sumário Mineral 2006, DNPM)	134

LISTA DE ANEXOS

Anexo I – Artigo: Técnicas exploratórias na prospecção de kimberlitos – Estudo de caso.

Anexo II – Artigo: Archean nucleii and the distribution of kimberlite and related rocks in the São Francisco Craton, Brazil.

Anexo III – Trabalho apresentado na 7ª Conferência Internacional de Kimberlito em Cape Town, África do Sul: Alluvial Diamond Potential of a Paleo-drainage System in the Headwaters of the São Francisco River, Minas Gerais, Brazil.

SUMÁRIO

Dedicatória	i
Agradecimentos	ii
Abstract	iv
Resumo	vi
Lista de Figuras	viii
Lista de Tabelas	xv
Lista de Anexos	xvi
Capítulo 1 – Introdução	1
Capítulo 2 – Abordagem da pesquisa: dados e métodos	
2.1 Conjunto de dados utilizados.....	3
2.2 Dados de geofísica.....	7
2.3 Dados de química mineral e proveniência de diamante	20
2.4 Fotointerpretação e integração de dados	27
2.5 Dados espectrais	30
2.6 Dados de geocronologia	33
Capítulo 3 – Kimberlito e lamproíto	
3.1 Introdução	36
3.2 Histórico	37
3.3 Definição	42
3.4 Aspectos geológicos	46
3.5 Métodos de prospecção	53
3.6 Lamproíto	55
3.7 Controle geotectônico	57
Capítulo 4 – Diamante	
4.1 Introdução	59
4.2 Manto litosférico subcontinental	60

4.3 Diamante e o ambiente favorável na base da litosfera	65
4.4 Transporte e ascensão	74
 Capítulo 5 – Cráton do São Francisco	
5.1 Introdução	78
5.2 A placa Sanfranciscana e o Cráton do São Francisco	80
5.3 Geologia regional	85
5.3.1 Porção Norte	85
5.3.2 Porção Sul	89
5.4 Embasamento Arqueano-Paleoproterozóico	96
5.5 Núcleos arqueanos preservados	98
 Capítulo 6 – Kimberlito e rochas relacionadas no Cráton do São Francisco	
6.1 Introdução	104
6.2 Distribuição e ambiente geológico	106
6.2.1 Porção Sul	106
6.2.2 Porção Norte	117
 Capítulo 7 – Diamante no Cráton do São Francisco	
7.1 Introdução	128
7.2 Histórico	129
7.3 Distribuição	137
7.3.1 Porção Sul	138
7.3.1.1 Rocha sedimentar	138
7.3.1.2 Aluviões cenozóicos	149
7.3.2 Porção Norte	158
 Capítulo 8 – Discussão e comentários finais	
	162
 Capítulo 9 – Conclusões	
	173
 Referências Bibliográficas	
	177

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

Este trabalho apresenta os resultados da prospecção para kimberlito ou lamproíto diamantífero no Cráton do São Francisco. O texto compõe-se de nove capítulos, incluindo o presente que indica os assuntos abordados em cada capítulo. O Capítulo II trata das várias etapas da pesquisa e a contribuição individual ou integrada que representa os diferentes métodos usados nos programas de exploração para kimberlito ou lamproíto diamantíferos. São descritos os métodos mais usados mundialmente e aqueles empregados no Cráton do São Francisco. Cabe ressaltar que o uso de levantamento hiperspectral voltado exclusivamente para detecção direta de kimberlito no estado da Bahia foi pioneiro no Brasil.

Os Capítulos III e IV correspondem, respectivamente, aos títulos Kimberlito e Diamante. Em ambos usam-se dados da bibliografia conhecida e em determinados casos inserções com informações próprias da pesquisa desenvolvida no Cráton do São Francisco. O Capítulo III trata do histórico das descobertas importantes a partir de 1872, quando pela primeira vez se associou a presença de diamante com condutos vulcânicos na África do Sul. Também são abordadas as definições de kimberlito segundo diferentes autores, bem como aspectos da composição química e física da rocha que ascende do manto superior até a superfície em poucas horas. A definição de lamproíto mostra as principais diferenças entre as duas rochas.

O capítulo IV trata do ambiente favorável à cristalização e preservação de diamante na base das quilhas litosféricas subjacentes às regiões de crosta arqueana e as transformações ou adelgaçamento da litosfera quando a região é submetida à ação de processos como plumas ou colisões durante orogenias. O monitoramento, por meio de análises de erupções vulcânicas separadas no tempo, das transformações ou reduções da espessura da litosfera em diversas regiões do mundo, inclusive na área do Alto Paranaíba, Minas Gerais, é relatado. Também são abordadas as constatações relativamente recentes de que diamantes, especialmente do tipo peridotítico, são mais velhos que o kimberlito hospedeiro e que o carbono nos diamantes peridotíticos e eclogíticos é proveniente de fontes distintas. A remoção de diamante por kimberlito ou lamproíto de seu campo de estabilidade no manto superior até a superfície traduz-se em corrosões e fraturas que resultam em grande diluição de teor. Os efeitos do ambiente adverso durante o transporte do diamante são comentados no capítulo.

No Capítulo V aborda-se especialmente a individualização no mapa de anomalias Bouguer da América do Sul de paleoplaca continental que contém em seu interior o Cráton do São Francisco. A evolução dos terrenos arqueano-paleoproterozóicos que ocorrem no cráton é descrita em detalhe, incluindo a delimitação proporcionada pela integração de dados geofísicos, análises químicas de minerais kimberlíticos, geocronologia e geologia de superfície dos núcleos arqueanos preservados das ações de orogenias paleo- e neoproterozóica que afetaram o cráton.

O Capítulo VI é dedicado à ocorrência e distribuição de kimberlitos e rochas relacionadas no cráton. São descritas as relações com as rochas encaixantes, possíveis controles e localizações em relação aos núcleos arqueanos preservados. Também são apontadas as intrusões que amostraram regiões de manto favoráveis à preservação de diamante.

O Capítulo VII trata da ocorrência de diamante no Cráton do São Francisco. Em função da contribuição importante da produção brasileira no passado, faz-se breve histórico das descobertas principais e produções mecanizadas mais consistentes. Na porção sul do cráton são nomeadas determinadas áreas em que estudos de proveniência de diamante identificaram populações únicas, distintas e indicativas de fontes primárias próximas. Em casos específicos são localizadas as fontes primárias que contribuíram diretamente para os depósitos diamantíferos em aluviões.

No Capítulo VIII são revisados e discutidos os tópicos mais relevantes do trabalho. São colocados em mapa os limites da paleo placa continental e do Cráton do São Francisco contido em seu interior, as zonas de falhas normais que caracterizam a implantação de sistema extensional na porção centro-sul do cráton e os limites dos núcleos arqueanos preservados das ações das orogenias proterozóicas. Também se discutem no capítulo a origem da fonte ou fontes dos diamantes que ocorrem na região de Coromandel, a leste e nordeste de Três Marias, na região de Pompeu e nos rios Abaeté e Borrachudo em Minas Gerais.

Finalmente no Capítulo IX são listadas as principais conclusões decorrentes do desenvolvimento da pesquisa no Cráton do São Francisco.

CAPÍTULO 2

2. ABORDAGEM DA PESQUISA: DADOS E MÉTODOS

2.1 ESCOPO E CONJUNTO DE DADOS UTILIZADOS

O conhecimento geológico é cumulativo e edifica-se continuamente por meio da pesquisa e coleta de informações inseridas em determinado contexto de paradigmas. A evolução da geologia do diamante edificou-se a partir da segunda metade do século XIX com a descoberta da rocha portadora do diamante em Kimberley na África do Sul. O alto valor econômico do diamante motivou a prospecção em escala mundial desta rocha, levando a novas descobertas em diversas partes do mundo, especialmente na Rússia, Botswana, Zimbábue, Brasil, Austrália e recentemente no Canadá.

Considerados como as fontes primárias econômicas do diamante, kimberlito e lamproíto são produtos de magmatismo intraplaca, confinados respectivamente às áreas arqueanas dos crátons e cinturões dobrados. Devido ao fato de que os diamantes e as rochas hospedeiras são formados por processos distintos, os controles dos depósitos primários consideram necessariamente os dois processos. De um lado tem-se o controle tectônico agindo na formação e preservação do diamante na raiz da litosfera antiga e do outro os fatores geotectônicos e estruturais que afetam a formação e localização de kimberlito e lamproíto, geralmente mais jovens que os diamantes, capturados e transportados pelo magma até a superfície. O ponto comum entre a fonte e a rocha hospedeira se deve ao fato de que kimberlito e lamproíto se formam em ambientes que também são favoráveis à cristalização e preservação do diamante.

A preservação de diamante requer raiz peridotítica refratária, relativamente fria e de densidade baixa, isolada do aquecimento e retrabalhamento tectônico excessivo e que se mantenha presa ao cráton durante os movimentos das placas. Considera-se como ponto importante na prospecção do diamante de fonte primária a identificação de terrenos não afetados por processos tais como plumas, riftes, zonas de colisão que tenham destruído regiões de manto favoráveis à formação do diamante (Helmstaedt, 2002). A abundância de granada subcálcica (G10), cromita com alto teor de cromo e ocorrência de diamante em kimberlito tem sido usada como indicação da presença de manto sub-litosférico favorável (Helmstaedt & Gurney, 1994). Comparação das assinaturas da qualidade de manto obtidas em

kimberlitos de idades diferentes permite monitorar a ação destrutiva de eventos que atuaram sobre determinada área cratônica (O'Reilly & Griffin, 1996). Apesar das observações de Clifford (1966) e Dawson (1980) de que kimberlitos economicamente importantes estão confinados a núcleos cratônicos arqueanos (Lei de Clifford), o lamproíto de Argyle no noroeste da Austrália constitui exceção importante. Ao contrário das minas clássicas exploradas em kimberlitos situados em crátons arqueanos, este depósito, excepcionalmente rico, se localiza em faixa dobrada proterozóica, mostrando população de diamante predominantemente eclogítica e idade também proterozóica (Richardson et al., 1984). Esta descoberta marcou o re-direcionamento da prospecção para os cinturões dobrados, especialmente quando constituem escamas tectônicas sobrepostas a crátons arqueanos.

A precisão na seleção de áreas favoráveis às intrusões diamantíferas se relaciona ao entendimento das ações dos controles geotectônicos sobre o ambiente de formação e preservação de diamante. A pesquisa para kimberlito e lamproíto diamantíferos implica, portanto, na detecção de áreas arqueanas preservadas da ação mais intensa de orogêneses, presença de litosfera espessa o suficiente para preservar o diamante e naturalmente magma kimberlítico e lamproítico capaz de trazer o diamante desde o manto até a superfície em poucas horas.

Helmstaedt & Gurney (1994) propõem modelo em três etapas para a prospecção e seleção de áreas:

- Detecção de regiões com raízes de manto arqueanas.
- Seleção de áreas nestas regiões onde o diamante foi preservado e amostrado por kimberlito e lamproíto.
- Estabelecimento da tectônica regional e controles estruturais locais favoráveis às intrusões das rochas hospedeiras potenciais.

As empresas tradicionalmente ligadas à exploração de diamante seguem em linhas gerais este modelo. A eficiência da pesquisa depende da disponibilidade de mapas geológicos em escalas adequadas, imagens de satélites/fotografias aéreas, levantamentos geofísicos e geoquímicos, dados de geocronologia e o mais importante, uma equipe de pesquisadores capaz de integrar e interpretar os dados provenientes das diferentes áreas da geologia envolvidas na prospecção do diamante, proporcionando seleção de alvos consistentes.

Esta tese de doutorado abrange as várias etapas dos trabalhos desenvolvidos na prospecção de diamante no Cráton do São Francisco, incluindo análises geológicas de cunho regional, quando se trata da individualização dos núcleos cratônicos arqueanos, a trabalhos

detalhados, avaliando controles locais das intrusões, procedência do diamante e química de minerais kimberlíticos em áreas restritas.

O maior volume de informações é proveniente das pesquisas desenvolvidas pela empresa De Beers Brasil, em cuja área de pesquisa o autor deste trabalho atuou durante vários anos. Corresponde a dados regionais e locais de geofísica, amostragem, recuperação e análises de milhares de grãos de minerais kimberlíticos, petrografia, interpretação regional e detalhe de imagens de satélite, radar, fotografias aéreas e aerolevantamentos multiespectrais. Também foram utilizados estudos de proveniência de diamantes, cujas características constituem indicativos sobre a fonte do depósito diamantífero.

O processamento dos dados regionais de gravimetria (Zang, 1996; Steenkamp, 1998) disponíveis no projeto *South American Gravity Project* (Universidade de Leeds, Inglaterra) proporcionou a confecção do mapa de anomalias Bouguer da América do Sul, bem como a identificação no seu interior do grande baixo gravimétrico correspondente à placa continental paleoproterozóica, onde, no Neoproterozóico, se individualizou o Cráton do São Francisco. A análise combinada destes dados com os de magnetometria do projeto *South American Magnetic Mapping* (PGW-Toronto, Canada) permitiu definir as grandes estruturas do embasamento e mapear intrusões maiores. Na porção norte do cráton foi possível individualizar os blocos cratônicos arqueanos Serrinha e Jequié (Pereira et al., 1996; Pereira & Fuck, 2005), enquanto na porção sul o mapeamento de anomalias gravimétricas e magnéticas consubstancia as evidências geológicas e morfoestruturais na instalação de sistema extensional intracratônico com orientação SW-NE (Pereira, 1998; Pereira & Fuck, 2005). Outro fator importante na pesquisa reside nos levantamentos aeromagnéticos realizados nas duas porções do cráton. A seleção de milhares de anomalias compatíveis com intrusões kimberlíticas permitiu a identificação direta de centenas de kimberlitos e rochas relacionadas.

A técnica de amostragem para recuperação de granada, espinélio, diopsídio e ilmenita constitui a base da prospecção para kimberlito e lamproíto. A contribuição maior destes minerais está no acesso ao potencial diamantífero da fonte, definida pela interpretação de sua composição química (Helmstaedt & Gurney, 1994). Principalmente na porção sul do cráton a aquisição e estudos de diamantes mostram a presença de populações distintas e características de fontes jovens, próximas e primárias. Além desta distinção, a comparação entre as populações de diamantes pequenos e cúbicos encontrados principalmente em Três Ranchos, Romaria, rio São Miguel, Estrela do Sul e as pedras grandes, dodecaédricas, observadas nos garimpos dos rios Santo Inácio, Santo Antônio e Douradinho na região de Coromandel e

adjacências apontam para condições de manto diversas entre as duas áreas (Robinson, 1991; Robinson et al. 1995; Pereira & Fuck, 2005). A integração dos resultados das análises químicas de milhares de grãos minerais recuperados de kimberlitos e/ou de aluviões com dados geofísicos, geocronológicos, geologia de superfície e presença de diamante proporcionou a delimitação de núcleos crustais arqueanos, cujas litosferas mostram ambientes favoráveis à cristalização de diamante e/ou possibilidades de intrusões diamantíferas ainda não descobertas (Pereira et al., 1996; Pereira & Fuck, 2005).

Nesta pesquisa, as interpretações de imagens de satélite, radar e fotografias aéreas em diversas escalas foram amplamente usadas como ferramentas de análises geológico-estruturais, geomorfológicas regional e local, na detecção direta de intrusões e confecção de mapas base ou navegação, especialmente em regiões carentes de informações em escalas adequadas ou com cartas desatualizadas (Pereira, 1995, 1998; Pereira & Neves, 1990, 1991, 1996; Neves & Pereira, 1994, 1997).

Outros dados considerados neste trabalho são os resultados do aerolevanteamento hiperespectral realizado na Bahia. Com o objetivo de detectar a presença da hidroxila Mg (OH) nos produtos argilominerais típicos na alteração de kimberlitos, foram cobertos 12.800 km² na região da Chapada Diamantina, onde dois kimberlitos já eram conhecidos. O sistema utilizado (HYMAPMK1), desenvolvido pela empresa De Beers, opera no intervalo de comprimento de ondas entre 500 nm e 2.450 nm, correspondentes às regiões do visível e infravermelho próximo (500-1.100 nm), infravermelho ondas curtas 1 (1.450-1.800 nm) e infravermelho ondas curtas 2 (1.950-2.450 nm). O uso da técnica, restrito às regiões áridas e semi-áridas, com exposições mínimas de solo/rocha em torno de 40%, detectou, além do kimberlito maior conhecido, outras 207 anomalias, das quais dez foram consideradas como prioridade 1, noventa e seis como 2 e cento e uma como prioridade 3 (Pereira, 1998; Uren et al., 1999).

2.2 DADOS DE GEOFÍSICA

A magnetometria aérea e terrestre é a segunda técnica mais usada mundialmente na prospecção de kimberlito e lamproíto. Levantamentos aeromagnéticos foram responsáveis pela detecção direta de centenas de kimberlitos e rochas relacionadas no Cráton do São Francisco (Figs. 01, 02)

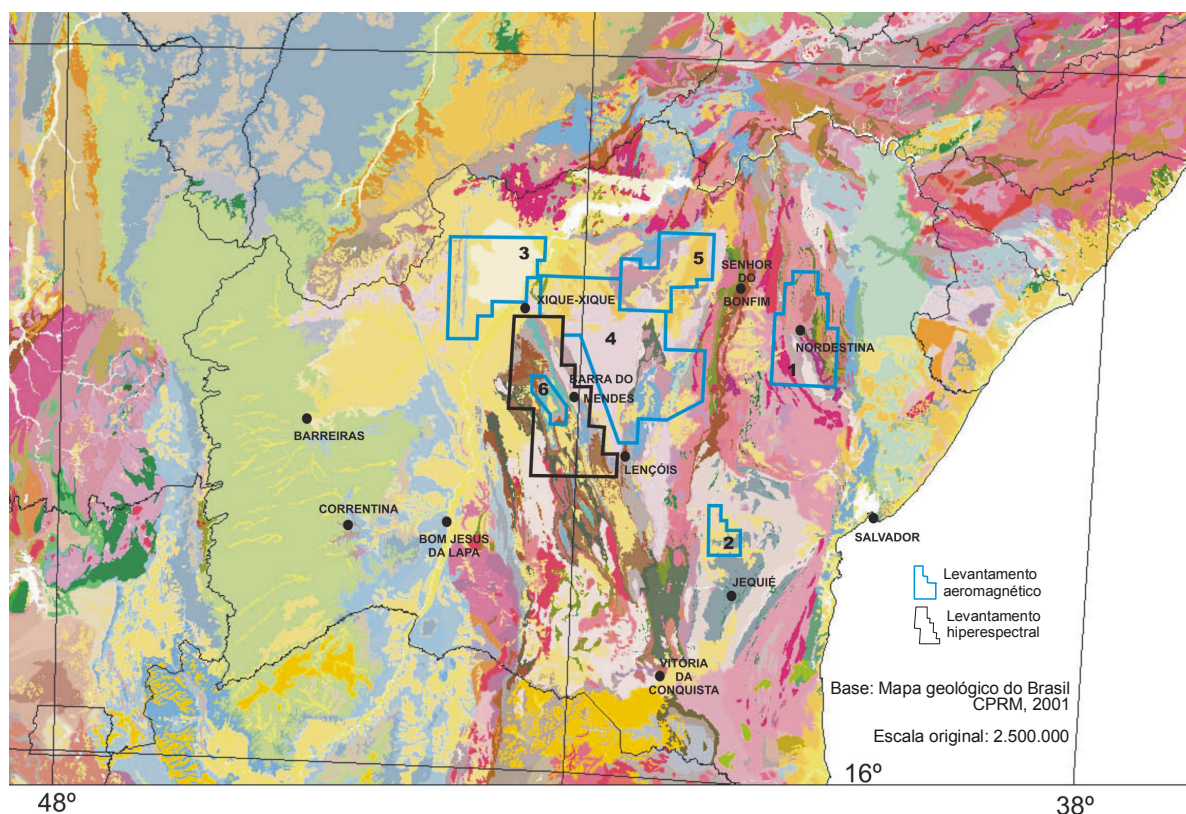


Figura 01 – Levantamentos aeromagnético e hiperspectral na porção norte do Cráton do São Francisco.

Além destes levantamentos usados na prospecção, o processamento dos dados regionais de gravimetria e magnetometria compilados pelos projetos *South American Gravity Project* (SAGP) e *South American Magnetic Mapping Project* (SAMMP) constituiu ferramenta útil na caracterização dos limites da placa paleoproterozóica em que se insere o Cráton do São Francisco. Os mesmos dados permitiram também definir domínios crustais no interior da placa, bem como em conjunto com dados geológicos e geomorfológicos, identificar sistema extensional intracratônico na porção sul do cráton.

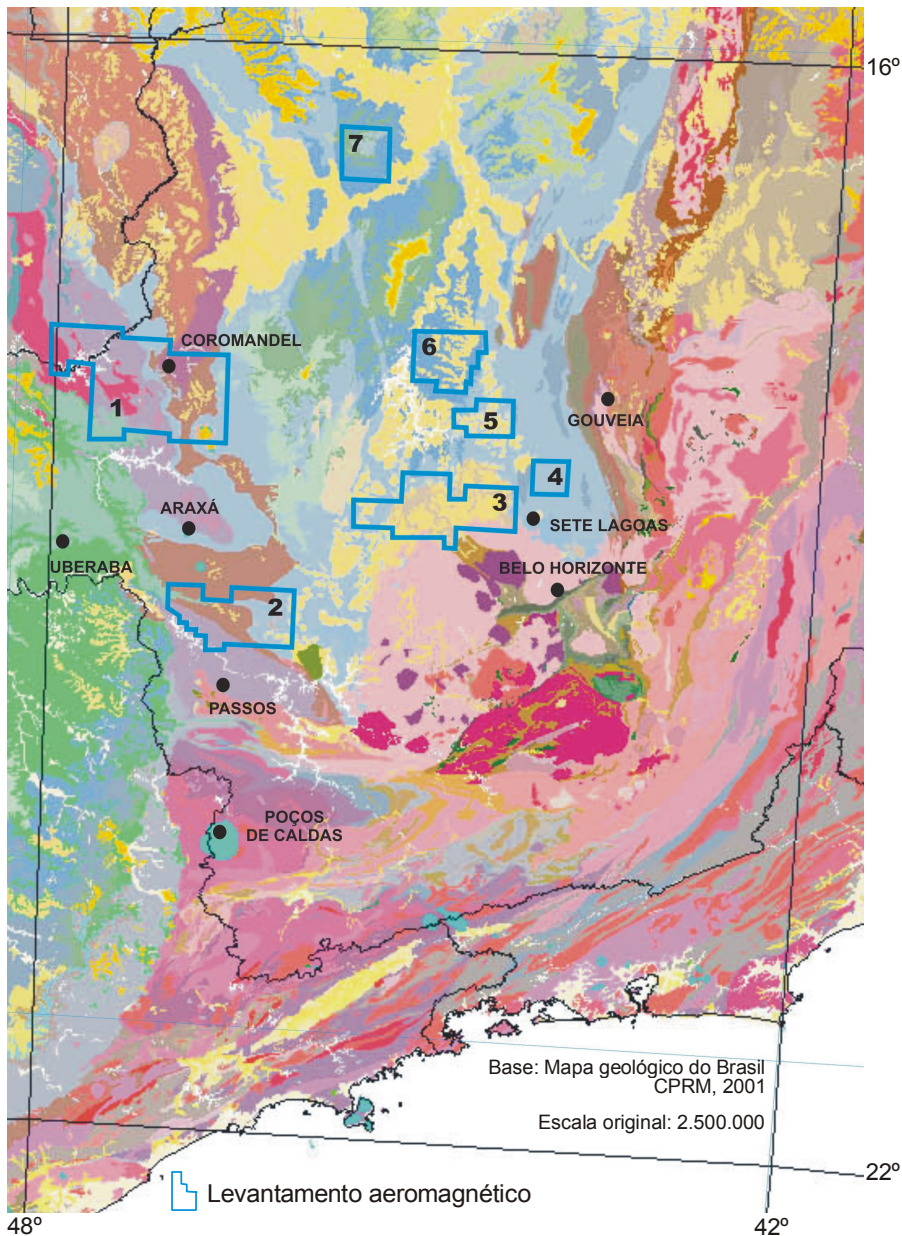


Figura 02 – Levantamento aeromagnético na porção sul do Cráton do São Francisco.

As especificações técnicas nas áreas dos levantamentos aeromagnéticos voltados pra detecção direta de kimberlito foram, com pequenas variações, as seguintes:

- Orientação das linhas de vô: norte-sul.
- Espaçamento entre as linhas de vô: 125; 250 e 300 metros.
- Orientação das linhas de controle: leste-oeste.
- Espaçamento entre as linhas de controle: 2.500 e 3000 metros.
- Altura do sensor: 80 a 100 metros.
- Intervalo entre as medidas: 7 metros.
- Monitoramento das variações diurnas: estação base digital.

- Reconstituição da linha de vôo: vídeo e GPS digital.
- Sistema de aquisição dos dados: gradiômetro triaxial ou sensor simples.

Os produtos finais elaborados para cada levantamento consistiram em:

- Mapa de contorno da intensidade magnética campo total na escala 1:50.000.
- Mapa de contorno dos dados do gradiente vertical na escala 1:50.000.
- Cópias dos mapas das interpretações do aerolevamento com os alvos assinalados, bem como tabela dos alvos com as informações linha/marcas fiduciais, classificação do grau da anomalia (um, dois, três) e coordenadas.
- Mapa de contorno (10 nT) dos dados da intensidade magnética campo total na escala 1:100.000.
- Mapa de contorno dos dados da intensidade magnética campo total na escala 1:250.000.
- Registros analógicos e dados do vôo.
- Videotape com registros das linhas de vôo.
- Malha no formato Geosoft dos dados magnéticos campo total.
- Dados digitais das linhas (xyz no formato Geosoft) divididos em mapas nas escalas 1:50.000, contendo coordenadas xy, marcas fiduciais, nivelamento dos dados campo total e gradiente vertical.
- Relatório sobre as operações do levantamento.

Os procedimentos básicos na seleção dos alvos consistem nas seguintes etapas (Leite & Steenkamp, 1998):

- Pré-processamento dos dados no programa Geosoft.

Esta etapa envolve a preparação da base de dados no Geosoft, re-projeção dos dados para o sistema UTM (SAD 69) se necessário, geração do campo total e malhas derivadas no formato Geosoft.

- Importação das malhas para o ERMapper.
 - Montagem no ambiente de trabalho do ERMapper.
 - Adição dos dados geofísicos
 - Adição dos dados geológicos

- Seleção dos alvos

- Dois arquivos vetores (.ers) são abertos. O primeiro é usado para local o ponto onde o intérprete pensa ocorrer o centro do corpo e o segundo para abrir retângulo em torno das anomalias, definindo a área no interior da qual a intrusão causadora da anomalia ocorre. A

posição mais acurada dos pontos nos levantamentos em que se usou o sistema triaxial permite abrir retângulos menores (1 km x 1 km), facilitando a checagem dos alvos no campo.

- Geração dos mapas de anomalias.
- Áreas para checagem no programa de amostragem.
- Preparação dos dados para modelamento.
- Interpretação dos perfis.

Tradicionalmente, na checagem das anomalias aeromagnéticas, emprega-se magnetometria terrestre e amostragem para recuperação de minerais pesados. Dependendo do ambiente, usam-se na magnetometria terrestre malhas com distâncias entre linhas de 50 metros e leituras a cada 25 metros ou 100 x 50 metros e 100 x 25 metros, sendo as anomalias localizadas no terreno por meio de GPS.

Comumente, o modelamento dos resultados da magnetometria terrestre indica o centro, a profundidade e os limites da anomalia (Leite & Zang, 1995). Contudo, na re-locução de furos e estimativa do tamanho da intrusão durante a fase de escavações para amostras de grande volume empregou-se a resistividade, especificamente o modo VLF-EM 16R.

Na região de Coromandel a forte associação espacial do diamante com possíveis fontes primárias em áreas com coberturas espessas, bem como a possibilidade da presença de kimberlitos pouco ou não magnéticos, levaram à execução de levantamentos gravimétricos, em que foram usados dois gravímetros Scintrex e estações GPS para nivelamento topográfico com precisão de um centímetro.

Em Coromandel e áreas vizinhas a aeromagnetometria foi muito eficaz (Fig. 02, Área 1). Em três etapas selecionou-se 1.184 anomalias, classificadas como grau 1, 2 e 3. Entre as 986 testadas foram comprovadas 435 intrusões (44%), sendo 120 (27,6%) correspondentes a kimberlitos/rochas relacionadas já conhecidos (Skinner, 1996) (Fig. 03).

Os procedimentos usados na checagem das anomalias aeromagnéticas são a magnetometria terrestre, amostragem de solo sobre a anomalia para recuperação de minerais kimberlíticos, sondagem e eventualmente VLF e gravimetria. Na amostragem de solo o volume do material varia entre 10 e 50 litros e média de 25 amostras por anomalia. Na proximidade do alvo também são coletadas amostras aluvionares com volume mínimo de 50 litros nas drenagens menores e 200 litros nas maiores. O trado manual é usado para investigações das anomalias que apresentam coberturas em torno de 10 metros e sonda para as espessuras superiores.

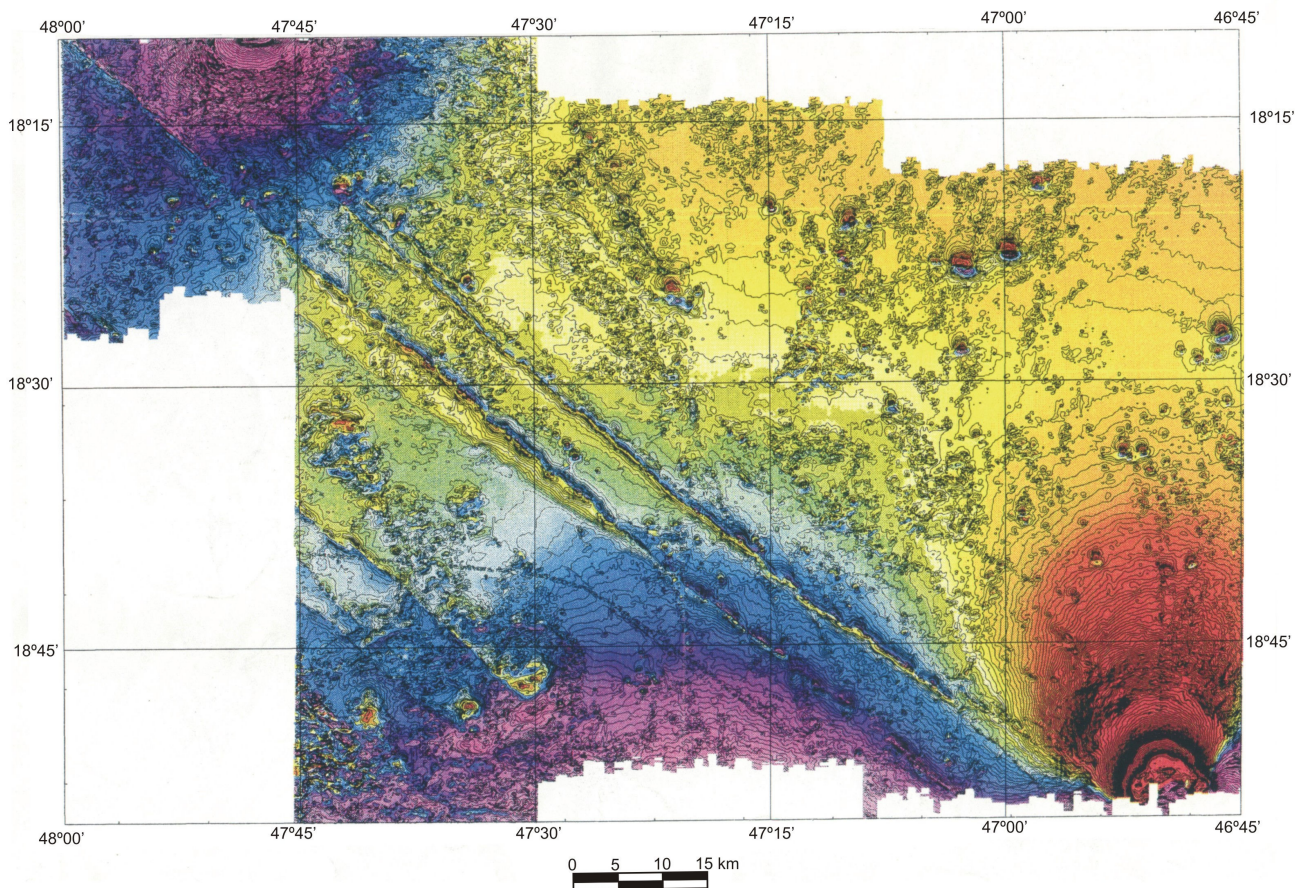


Figura 03 - Área Coromandel: Dados aeromagnéticos campo total realçado com gradiente horizontal. A cobertura corresponde a 8.520 km² com 34.424 km/linhas, intervalos de 250 metros entre as linhas de vôo (norte-sul) e 2.500 metros entre as linhas de controle (leste-oeste); altura do sensor 85 metros e leitura a cada 15 metros (0,2 segundos). Os dados aeromagnéticos com intervalo de contorno a cada 2 nT mostram correlações com a geologia regional. As feições magnéticas circulares dominantes correspondem, respectivamente, aos carbonatitos de Catalão a noroeste e Serra Negra a sudeste. As porções mais agitadas magneticamente estão associadas à Formação Mata da Corda na porção central e formações Bauru e Serra Geral (basalto) a sudoeste. Os lineamentos magnéticos fortes orientados noroeste-sudeste correspondem a diques básicos. As áreas mais calmas indicam filitos e siltitos dos grupos Canastra e Bambuí.

A quantificação apenas dos trabalhos da magnetometria e amostragem indica o volume da pesquisa somente na região de Coromandel. Cerca de 15.600 km/linha com intervalos entre as linhas e estações de leituras de 50 x 25 metros e 100 x 50 metros cobriram 986 anomalias, classificando-as em boas (485), médias (211) e pobres (290). Aproximadamente 33.594 amostras foram coletadas, incluindo 22.161 de solo, 7.750 de aluvião, 3.080 provenientes da sondagem e 603 de rocha (Skinner, 1996).

Na área Canastra (Fig. 02, Área 2), a porção mais acidentada a oeste foi coberta por helicóptero, usando o sistema com dois sensores. Na parte leste utilizou-se o sistema gradiômetro magnético triaxial, montado a bordo de aeronave de asa fixa (Cesna 404), perfazendo as duas porções 3.870 km². Da mesma forma que em Coromandel os dados da magnetometria mostram correlações com determinadas feições geológicas. Anomalias magnéticas estão associadas aos falhamentos NW-SE que cortam os quartzitos e xistos intercalados do Grupo Canastra, formando cristas e vales alinhados ao longo das falhas (Fig.04).

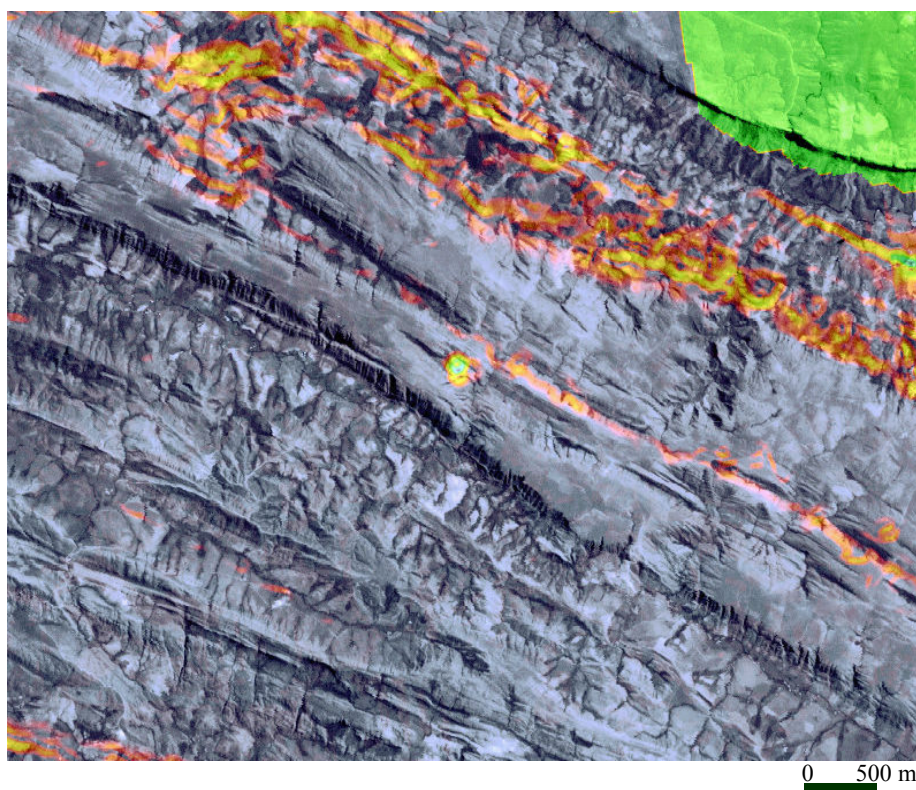


Figura 04 – Área Canastra.

Composição IHS: sinal analítico + TM banda 7. As anomalias magnéticas lineares estão associadas às falhas noroeste-sudeste, típicas da área. A anomalia circular no centro da imagem corresponde a intrusão kimberlítica.

Outra anomalia observada neste mesmo levantamento consiste em feição sinuosa representada por padrão aeromagnético muito calmo e interpretada erroneamente no início como devida à presença de aluvião espesso preenchendo provável paleovale do rio São Francisco (Fig. 05). A pouca espessura do aluvião foi constatada posteriormente durante programa de sondagem ao longo do paleovale (Pereira et al., 1998). Até o momento não se tem explicação definitiva sobre o padrão aeromagnético calmo associado ao paleovale.

Outras características da porção leste desta área são as anomalias dipolos falsos ligadas às dolinas que ocorrem nos terrenos associados às rochas do Grupo Bambuí. Magnetita ou mesmo ilmenita presentes no material inconsolidado na região e carregadas para as depressões das dolinas seria a causa das anomalias. Neste projeto foram selecionadas 180

anomalias correspondendo 12 ao grau um, 33, grau dois e 135 ao grau três. Do total de 17 kimberlitos conhecidos nove apresentam anomalias selecionadas como alvos (Fig. 67-CAN 08). Os dados do aerolevanteamento acrescentaram sete novas intrusões na região (Leite, 1993).

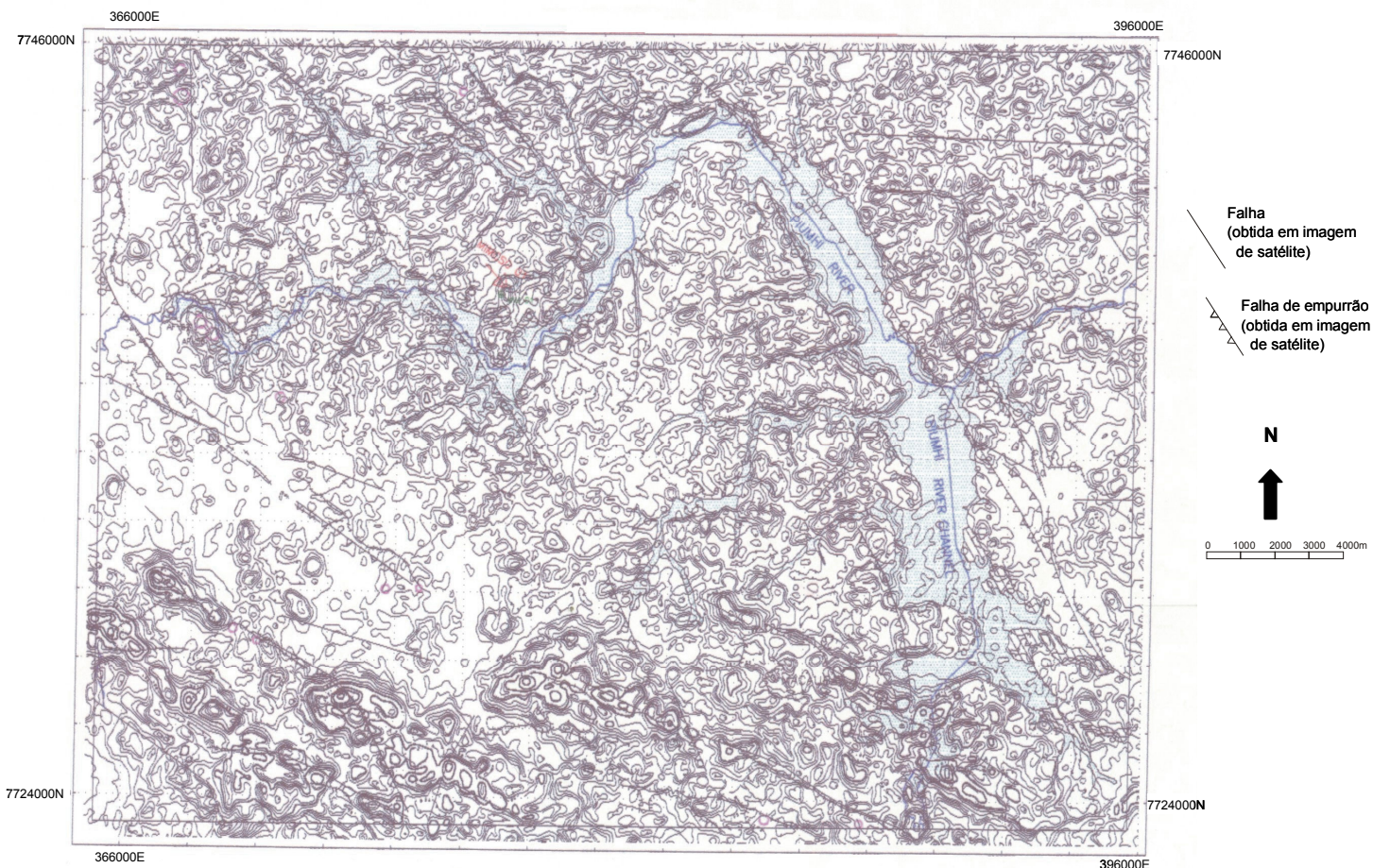


Figura 05 – Paleovale: sinal analítico dos dados aeromagnéticos campo total.

Nos outros levantamentos executados nas porções norte e sul do cráton os resultados da aeromagnetometria, com poucas exceções, foram negativos em relação a novas descobertas (Leite, 1993). Na área do bloco Serrinha (Fig. 01, Área 1) somente uma das intrusões conhecidas apresentou anomalia fraca (2 nT). No bloco Gavião (Fig. 01, Área 6) os dados aeromagnéticos indicaram outras anomalias além daquela associada ao kimberlito maior aflorante, onde a sondagem confirmou a presença de intrusões cobertas pelos depósitos arenoconglomeráticos da Formação Morro do Chapéu, conforme se observa na figura inserida mais adiante no capítulo específico sobre a distribuição de kimberlitos no Cráton do São Francisco.

No extenso vulcanismo que ocorre no sudoeste de Minas Gerais as rochas relacionadas, principalmente kamafugitos, representam entre 70 a 80% das intrusões (Bizzi et al., 1990; Brod et al., 2000; Gaspar et al., 2003; Read et al., 2003). Conforme menção anterior

somente no levantamento aeromagnético correspondente à região de Coromandel foram relacionadas próximo de mil anomalias que foram checadas uma a uma por meio de magnetometria terrestre, furos de sonda e amostragens de solo, rocha e aluvião. A discriminação preliminar entre kimberlito e rochas relacionadas a partir de dados aerogeofísicos seria, portanto extremamente vantajosa.

Trabalhos desenvolvidos neste sentido por A. Pires, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília mostram resultados promissores. Processamento integrado de dados magnéticos e gamaespectométricos obtidos em levantamento geofísico na região de Coromandel permitiu a discriminação entre determinadas intrusões kimberlíticas e kamafugíticas (Pires et al., 2005; Silva, 2006).

Em relação aos estudos geofísicos de caráter regional desenvolvidos no Cráton do São Francisco, observa-se concentração maior a partir da década de oitenta. No II Simpósio Sobre o Cráton do São Francisco, realizado em Salvador, Ussami (1993) apresentou revisão dos principais estudos geofísicos realizados no cráton e faixas marginais entre 1975 e 1991. A revisão abordou os trabalhos desenvolvidos com base nas diferentes metodologias geofísicas, tais como gravimetria, magnetometria, sísmica profunda e fluxo geotérmico, que contribuem para o entendimento da estrutura crustal e sua evolução. Informações sobre feições crustais no cráton e faixas marginais foram obtidas por Lesquer et al. (1981), Motta et al. (1981), Assumpção et al. (1984), Haralyi & Hasui (1982, 1985), Ussami 1985 e Ortu (1990) ao interpretarem os dados gravimétricos disponíveis sobre o Cráton do São Francisco. O mapeamento de falhas regionais e intrusões máficas/ultramáficas por meio da análise conjugada de dados gravimétricos e magnéticos permitiu definir as grandes estruturas do embasamento (Mota et al., 1981, Haralyi & Hasui, 1982, 1985). Anomalias lineares do tipo um (1,0 a 1,5 mGal/km) e amplitudes superiores a 40 mGal marcam descontinuidades crustais de baixo ângulo que separam cavalgamentos de terrenos de alto grau metamórfico sobre terrenos granito-gnáissicos (Haralyi & Hasui, 1985).

Além das anomalias do tipo um (Haralyi & Hasui, 1985) associadas provavelmente a descontinuidades que marcam segmentos dos limites da placa continental paleoproterozóica Sanfranciscana, Lesquer et al. (1981) propõem uma sutura entre o norte-noroeste da Bacia do Paraná e o sudoeste do cráton. Tal descontinuidade foi inferida a partir da interpretação de anomalia Bouguer linear com orientação NW-SE e gradiente negativo em direção ao cráton. Ainda, ao interpretar os dados gravimétricos entre a faixa Riacho do Pontal e a borda norte do cráton Oliveira (1990) sugere sutura separando bloco de densidade mais elevada sobre outro com densidade normal no interior do cráton.

A figura 06 mostra o mapa gravimétrico do Cráton do São Francisco e faixas marginais (Ussami, 1993) confeccionado a partir de 10.349 estações gravimétricas disponíveis no banco de dados do IAG, USP.

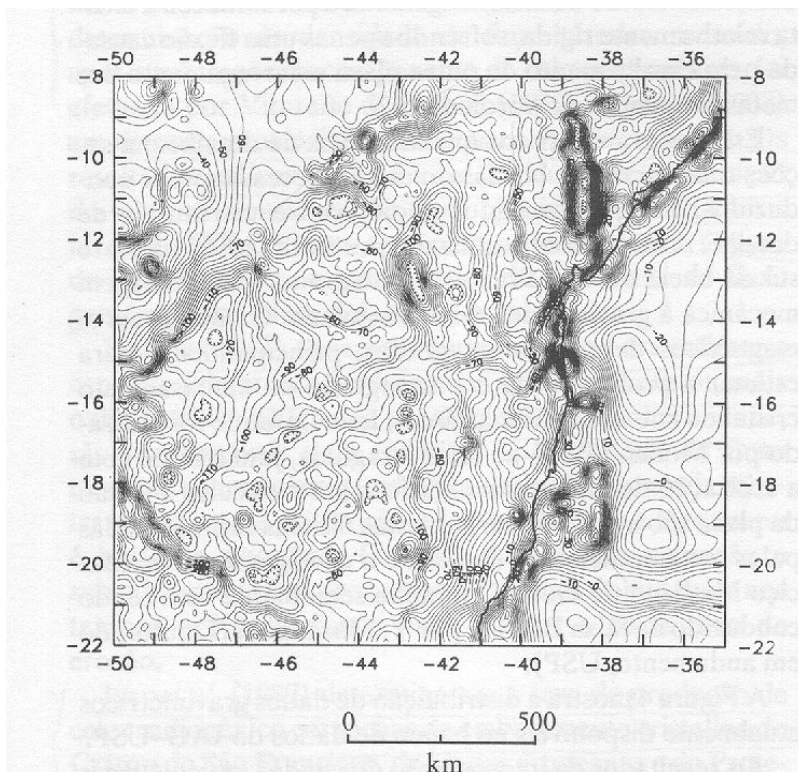


Figura 06 – Mapa de anomalias Bouguer do Cráton do São Francisco e faixas marginais (Ussami, 1993).

A provável associação das ocorrências de materiais juvenis brasileiros e zonas de sutura da mesma idade com as grandes anomalias Bouguer positivas obtidas pelos diferentes autores citados, levou Alkmim (1993) a sugerir o esboço do contorno de uma placa continental denominada Sanfranciscana.

Após a primeira edição em 1997, produziu-se em 2000 a segunda edição do mapa gravimétrico do Cráton do São Francisco e regiões continental e oceânica vizinhas (Molina et al., 2000). De acordo com os autores, embora o acréscimo da cobertura dos dados em relação à primeira edição não tenha sido substancial, o processamento dos dados de gravimetria foi superior (Fig. 07).

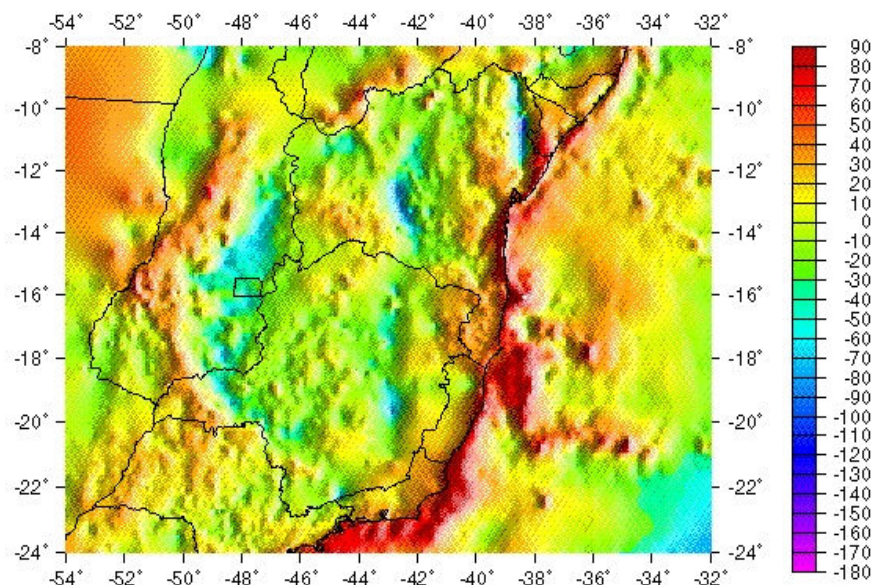


Figura 07 – Mapa gravimétrico do Cráton do São Francisco e regiões continental e oceânica vizinhas (Molina et al., 2000).

O mesmo trabalho de Ussami (1993) sobre a revisão dos trabalhos geofísicos desenvolvidos no Cráton do São Francisco indica subutilização do acervo dos dados aeromagnéticos. Apesar da cobertura razoável e espaçamento médio entre linhas de 1 ou 2 km nos levantamentos, os trabalhos de interpretação dos dados magnéticos no cráton são poucos. Utilizando o levantamento aeromagnético Brasil-Alemanha, Conrado et al. (1979) desenvolveram interpretação em escala regional com objetivo de determinar a profundidade da isoterma de Curie na porção correspondente ao cráton. A espessura estimada da camada magnetizada foi de 22 a 27 km. Ussami (1981) identificou forte anomalia magnética negativa a oeste da Serra do Cabral em Minas Gerais, cuja fonte foi interpretada como situada na porção superior da crosta, com espessura de 25 km e totalmente coberta pelos depósitos do Grupo Bambuí. A partir das anomalias magnéticas, Padilha (1983) desenvolveu o modelamento de formações ferríferas no Quadrilátero Ferrífero, cujos modelos indicaram espessura e mergulho dos corpos. O pequeno número de trabalhos desenvolvidos utilizando estes levantamentos deve-se à falta da integração dos mesmos em escalas regionais e nivelamento em um mesmo datum.

Neste trabalho de doutoramento os dados regionais de gravimetria e magnetometria usados são provenientes dos projetos *South American Project Gravity (SAGP)* e *South American Magnetic Mapping Project (SAMMP)*, elaborados, respectivamente por

Geophysical Exploration Technology (GETECH) da Universidade de Leeds, Leeds, Inglaterra e *Patterson Grant and Watson Ltd of Toronto* no Canadá.

No *SAGP* os dados gravimétricos terrestres e marinhos foram convertidos para forma digital própria e re-processados para um datum comum, preliminarmente à interpolação em grade regular com resolução de 5' x 5' (~ 10 km x 10 km), a partir da qual foi produzida uma série de mapas, produtos técnicos e digitais. As figuras 08, 09 mostram o mapa final da distribuição das estações gravimétricas terrestres na América do Sul, bem como marinhos e terrestres nas porções leste e centro do Brasil.

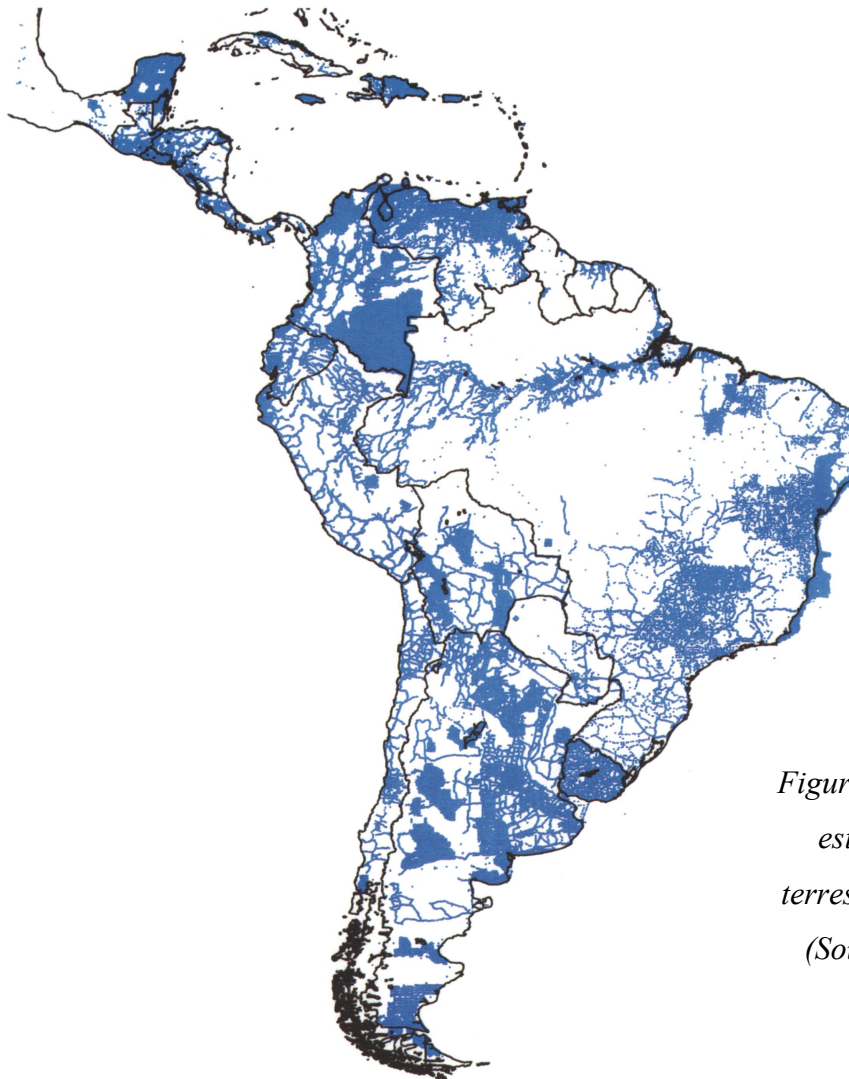


Figura 08 – Distribuição das estações gravimétricas terrestres na América do Sul (South American Gravity Project, 1991).

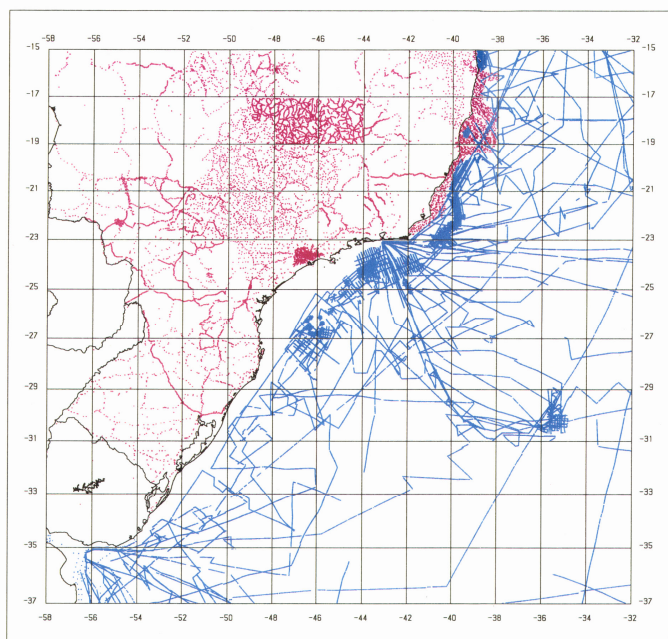
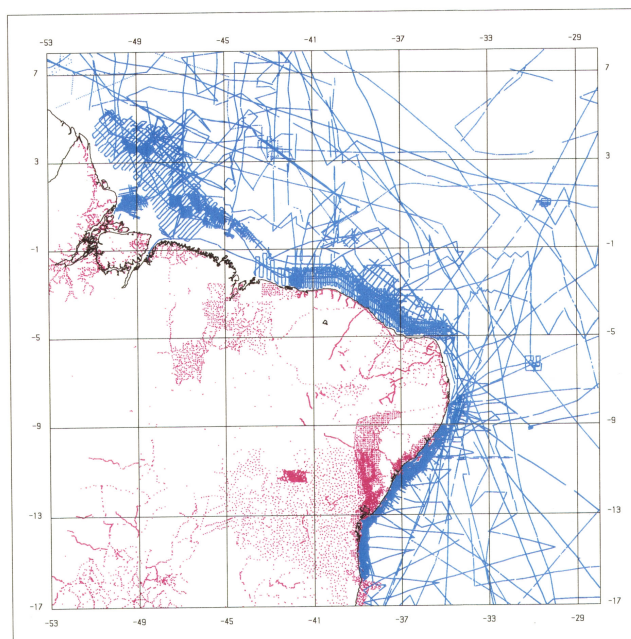
A**B**

Figura 09 – (A) Distribuição das estações gravimétricas terrestres e marinhas na porção centro-leste do Brasil; (B) Distribuição das estações gravimétricas terrestres e marinhas na porção nordeste do Brasil (South American Gravity Project, 1991).

Como no projeto *SAGP*, o *SAMMP* compilou todos os dados magnéticos disponíveis na América do Sul, re-nivelando os mesmos para continuação ascendente constante de 1.000 metros acima da altura média do terreno. A malha resultante apresenta célula de 1.000 x 1.000 metros, oferecendo articulações razoáveis das áreas individuais dos aerolevantamentos magnéticos (*South American Magnetic Mapping Project, Technical Report and Survey Atlas*).

Para efeito de interpretação, foram gerados diferentes produtos com os dados dos projetos mencionados. Com relação à gravimetria, foram produzidas imagens de anomalias Bouguer da América do Sul e na magnetometria as imagens sinal analítico, primeira derivada vertical, densidade aparente e campo magnético total da porção centro-nordeste do Cráton do São Francisco (Fig. 10). No caso da magnetometria depois de analisados os diferentes produtos, selecionamos a imagem campo magnético total para interpretações (Pereira et al, 1996; Steenkamp, 1998).

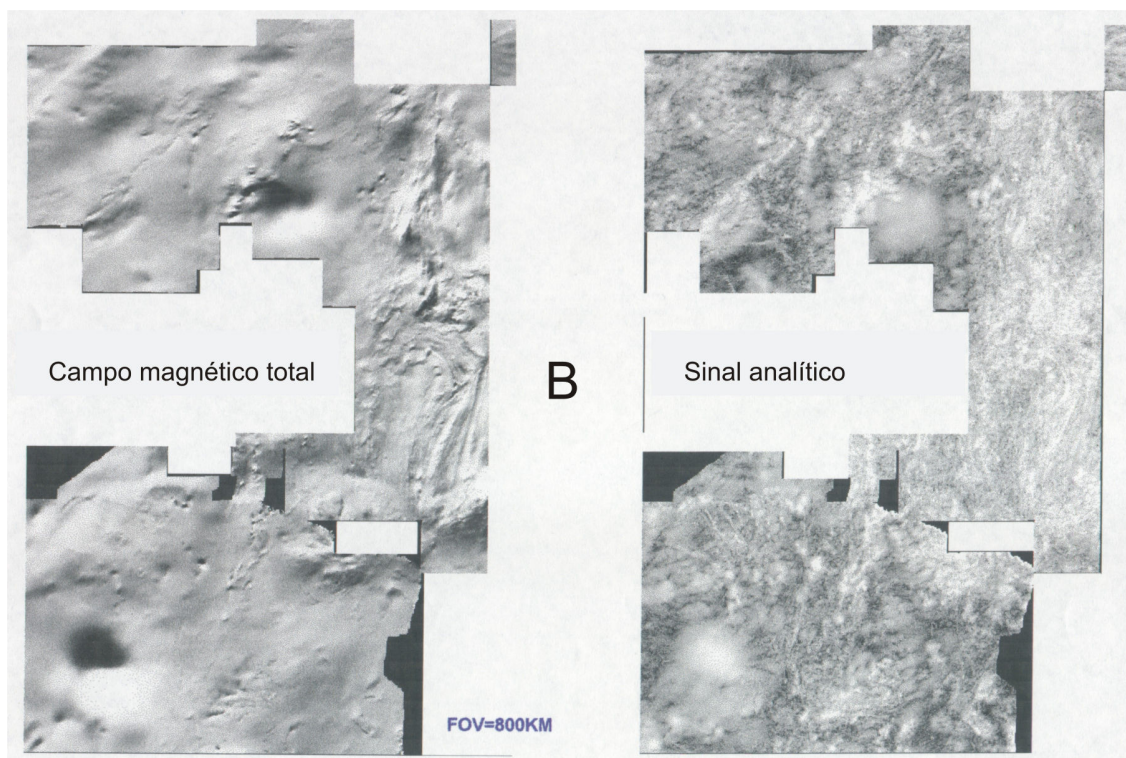
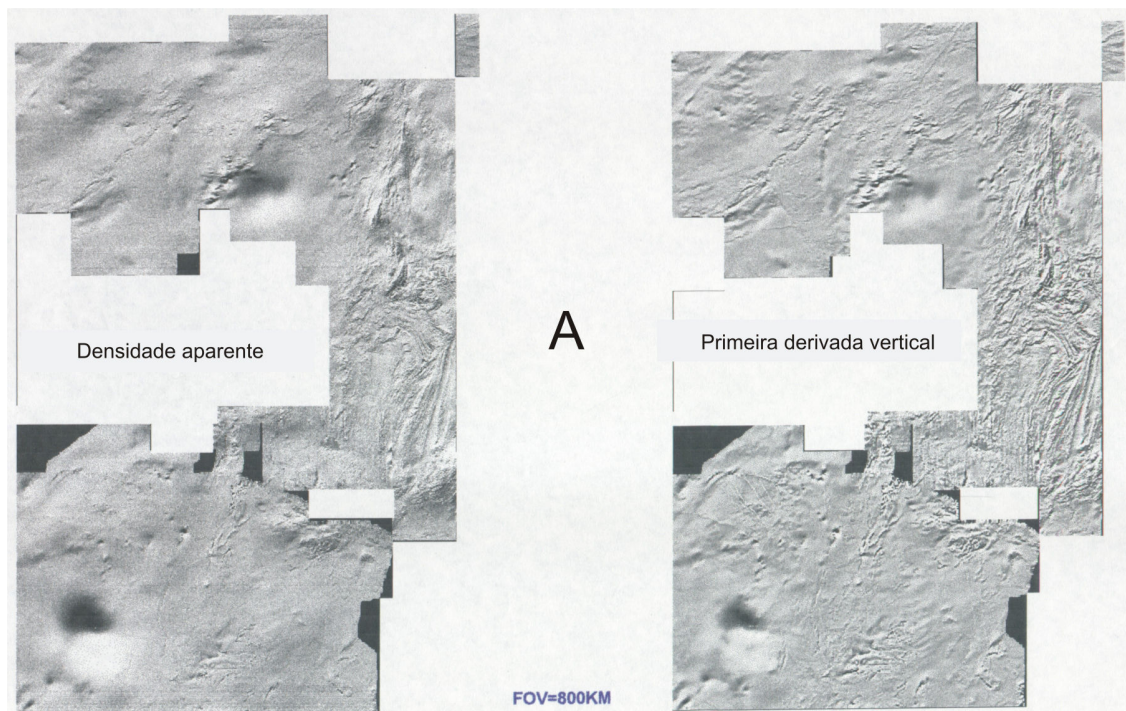


Figura 10 – (A) Imagens densidade aparente e primeira derivada vertical, (B) campo magnético total e sinal analítico obtidas no processamento dos dados do projeto SAMMP, correspondente à porção centro-nordeste do Cráton do São Francisco.

2.3 DADOS DE QUÍMICA MINERAL E PROVENIÊNCIA DE DIAMANTE

As técnicas de amostragem e recuperação de granada, espinélio, diopsídio e ilmenita constituem a base da prospecção para kimberlito e lamproíto. A análise rotineira de elementos maiores e menores destes minerais por meio de microsonda eletrônica, além de identificá-los e diferenciá-los em relação a outros visualmente similares de fonte mantélica não kimberlítica, permitem também previsões qualitativas com respeito ao potencial diamantífero da fonte (Helmstaedt & Gurney, 1994). Sulfetos, olivina, ortopiroxênio, granada, cromita, clinopiroxênio e cianita constituem mais de 99% das inclusões de minerais em diamante. Tais minerais primários, estáveis nas mesmas condições de P-T onde sabidamente se forma diamante no manto, são considerados co-genéticos e em equilíbrio com o cristal de diamante hospedeiro (Gurney, 1984). As inclusões pertencem às suítes peridotítica e eclogítica. Contudo, é extremamente raro observar minerais das duas suítes juntos em um único cristal de diamante, indicando provavelmente processos distintos (Gurney, 1986). Granada pertence às paragêneses peridotítica e/ou eclogítica, enquanto cromita é comumente peridotítica. Os três tipos de inclusões mostram uma ou mais características geoquímicas que as diferenciam da maioria dos grãos de granada ou cromita de outras rochas e ambientes.

Na paragênese de diamante peridotítico três subgrupos de rochas são reconhecidos como fontes potenciais de diamante: granada harzburgito, cromita harzburgito e granada lherzolito. Por serem encontrados com frequência como inclusões em diamante, bem como por serem mais resistentes às alterações secundárias observadas na ascensão do magma, granada e espinélio são utilizados nesta aplicação. As associações destes minerais com diamantes têm sido usadas nos últimos trinta anos na construção de diferentes esquemas de classificação dos minerais, pelo rigor estatístico que ensejam e pela capacidade de previsão da presença de diamante (Grutter & Menzies, 2003).

A ausência de diopsídio e o baixo teor de cálcio na granada presente em harzburgito devem-se ao fato de que esta rocha é depletada em cálcio relativa ao protolito fértil. Assim, granada subcálcica nunca está presente em lherzolito pelo fato de não ocorrer em equilíbrio com diopsídio. Cromita pode ocorrer em lherzolito e em conjunto com granada em harzburgito (Gurney, 1984).

Ao correlacionar em escala global 85% das inclusões de granada peridotítica em diamante com granada harzburgítica (G10, Dawson & Stephens 1975), pobre em Ca e rica em Cr, Gurney (1984) estabeleceu a relação entre o potencial diamantífero da intrusão e a presença desta granada. O diagrama Cr_2O_3 -CaO (Fig. 11) de granada peridotítica inclusa em

diamante proveniente de várias ocorrências de kimberlito no mundo mostra que 85% dos grãos de granada caem no lado mais pobre em CaO, relativo à linha inclinada estabelecida por Gurney (1984). Tais composições subcálcicas são referidas como granada G10, enquanto as lherzolíticas no campo oposto são G9. Sabe-se que a granada G10 com Cr mais baixo pode ocorrer em xenólito harzburgítico portador de grafita. De acordo com Grutter & Menzies (2003), usa-se o teor de MnO neste tipo de granada para diferenciar as composições associadas a grafita (MnO > 0,37 wt%) ou diamante (MnO ≤ 0,37 wt%, Fig. 12). Segundo Gurney (1984), somente 15% das inclusões de granada peridotítica em diamante se correlacionam a granada lherzolítica. Xenólitos desta granada podem ocorrer no campo de estabilidade de grafita ou diamante em geoterma cratônico (38-40 mW/m²). Também neste caso usa-se o teor de MnO em granada para separar estas associações (Grutter & Menzies, 2003).

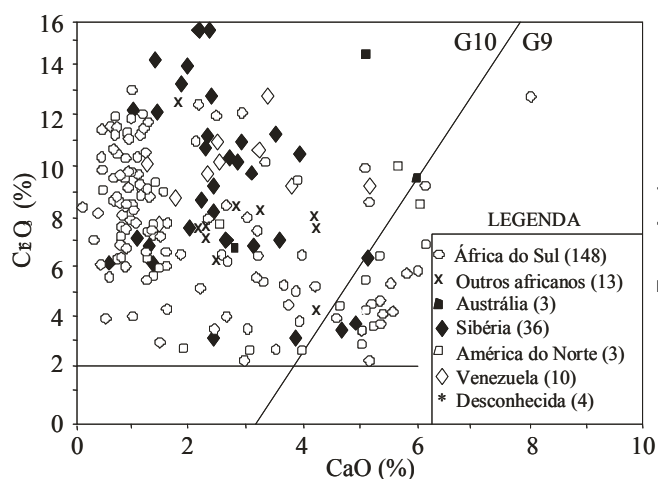


Figura 11 – Diagrama Cr_2O_3 – CaO de inclusões de granada peridotítica em diamante (Modificado de Fipke et al., 1995).

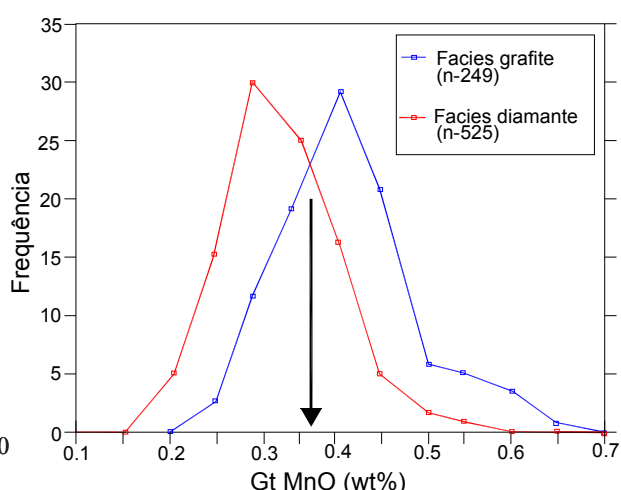


Figura 12 – Histograma do teor de MnO em granada peridotítica em associação com diamante ou grafita (Reproduzido de Grutter & Menzies, 2003).

Na paragênese eclogítica os estudos de xenólitos mostram que determinada variedade de eclogito contém granada e clinopiroxênio anômalos em Na e K, respectivamente. Diamante está sempre associado a este grupo de eclogito, em que o parâmetro químico diagnóstico do potencial diamantífero se relaciona ao teor de Na em granada (Gurney 1984; Fipke et al., 1995).

A figura 13 ilustra a variação entre 0,06 e 0,7 wt% de Na₂O nas inclusões de granada em diamante eclogítico. Conforme se observa no diagrama, as inclusões provenientes de diamantes eclogíticos recuperados em Argyle e Ellendale (Austrália) mostram teores

significativamente mais altos em Na_2O quando comparados com outros provenientes de inclusões conhecidas. De acordo com Gurney (1984), o teor de Na_2O maior ou igual a 0,7 wt% indica equilíbrio em pressões altas, compatíveis com a presença de diamante. Megacristais de granada também podem mostrar enriquecimento em Na e Ti, superpondo-se em muitos aspectos à granada eclogítica. Contudo, a discriminação entre uma e outra se faz por meio da combinação de parâmetros geoquímicos, tais como variações nos teores de TiO_2 , CaO , MgO e FeO (Fipke et al., 1995).

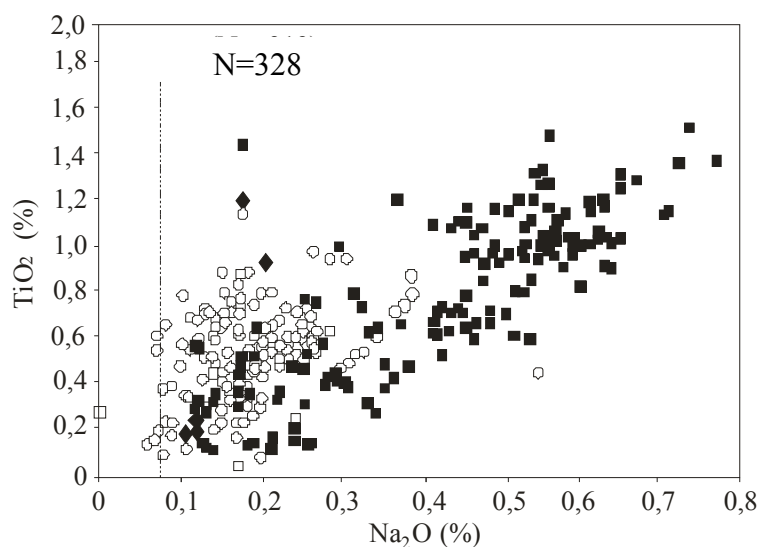


Figura 13 – Inclusões de granada eclogítica. Diagrama $\text{TiO}_2\text{-Na}_2\text{O}$ para inclusões de granada em diamantes eclogíticos de diferentes localidades no mundo. Granada com $\text{Na}_2\text{O} > 0,7\%$ é considerada significativa na avaliação do potencial diamantífero da intrusão. Os dados das inclusões no diagrama compreendem: África do Sul (149), Austrália (134), Sibéria (9), América do Norte (36). Símbolos como na figura 11

(Modificado de Fipke et al., 1995).

Cromita é usada de maneira similar à granada na indicação do potencial diamantífero de kimberlitos. Cromita associada a diamante mostra teor alto de Cr ($> 60\%$ wt% Cr_2O_3) e moderado a alto teor de Mg (entre 12 a 16 wt% MgO). Teores muito baixos de TiO_2 ($< 0,3$ wt%, raramente $> 0,6$ wt%) também são característicos. O conteúdo de Cr em cromita constitui o indicador crítico do potencial diamantífero da fonte (Fipke et al., 1995). O diagrama da figura 14 mostra que aproximadamente 96% das inclusões conhecidas se concentram no campo das composições mencionadas.

Cromita derivada do manto mostra ampla variação na concentração dos elementos maiores e menores. Pesquisas têm demonstrado que várias populações de cromita estão presentes em suítes de xenocristais recuperados em diferentes diatremas (Griffin & Ryan, 1992). Em programas de exploração, três tipos de composição de cromita são importantes. Consistem em cromita do tipo inclusão e/ou intercrescimento, cromita com teor alto em cromo-titânio ou Cr-Ti cromita e cromita com teor relativamente baixo de Cr e alto Al e/ou

Fe. O primeiro grupo corresponde a cromita com alto MgO e Cr₂O₃, composição característica do tipo inclusão e/ou intercrescimento com diamante.

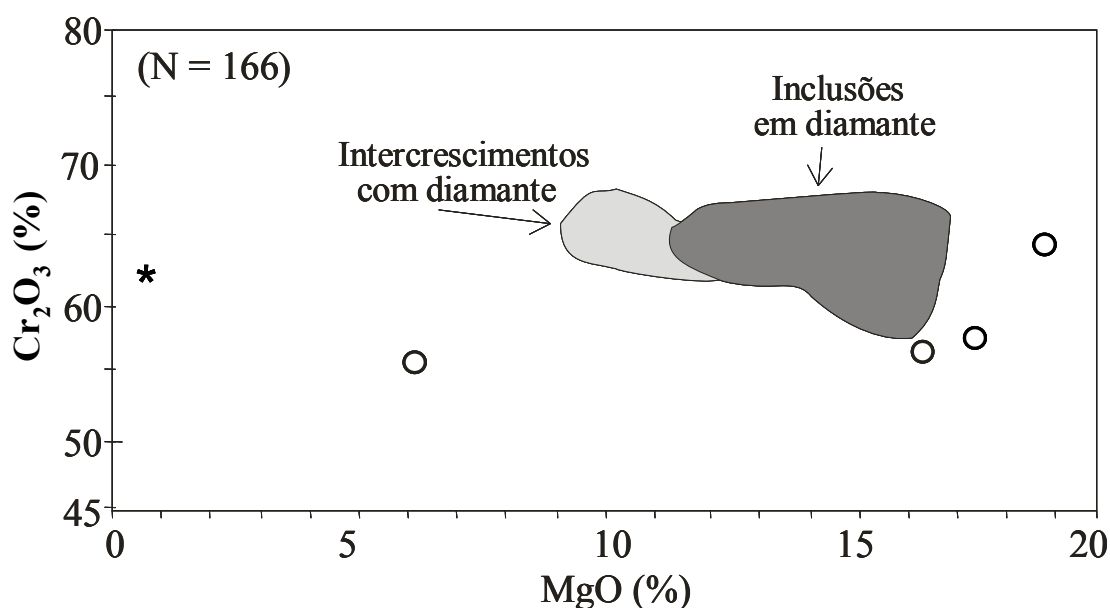


Figura 14 – Inclusões de cromita em diamante. Diagrama Cr₂O₃-MgO de inclusões e intercrescimento de cromita em diamantes de amostras provenientes da África do Sul (140), outras Africanas (5) Sibéria (18), Austrália (1), Venezuela (1), desconhecidas (1). Símbolos como da figura 11. (Modificado de Fipke et al., 1995).

Cr-Ti cromita geralmente contém TiO₂ > 0,8 wt %, comum nas populações provenientes de lamproíto/ kimberlito e finalmente Al/Fe cromita, cuja população se superpõe com aquelas derivadas de basalto alcalino, alnoíto e outras rochas ígneas derivadas de profundidades relativamente rasas. A figura 15 mostra cromita do tipo inclusão e/ou intercrescimento provenientes de várias fontes conhecidas no mundo, de lamproíto e outros tipos de rochas.

Xenólitos e xenocristais recuperados especialmente em kimberlito e lamproíto constituem as evidências petrológicas e geoquímicas diretas da crosta inferior e do manto superior. Transportados muito rapidamente pelo magma desde o manto até a superfície (entre 10 e 30 horas) estes materiais não sofrem alterações ou re-equilíbrio significativos (O'Reilly & Griffin, 1996). Provavelmente a informação mais importante obtida no estudo dos xenólitos consiste na detecção dos processos termais, os quais refletem as propriedades físicas da litosfera no momento da intrusão. Geotermas são construídas usando pressões e temperaturas em equilíbrio, calculadas (seleção criteriosa de geotermobarômetros) a partir de xenólitos que contêm assembléias chave de minerais. Os tipos de rochas mais úteis são granada piroxenito,

estável desde a crosta inferior até a base da litosfera e granada lherzolito, estável em profundidades maiores que 55 km. Clinopiroxênio, ortopiroxênio e granada podem coexistir em equilíbrio nestas rochas (O'Reilly & Griffin, 1996).

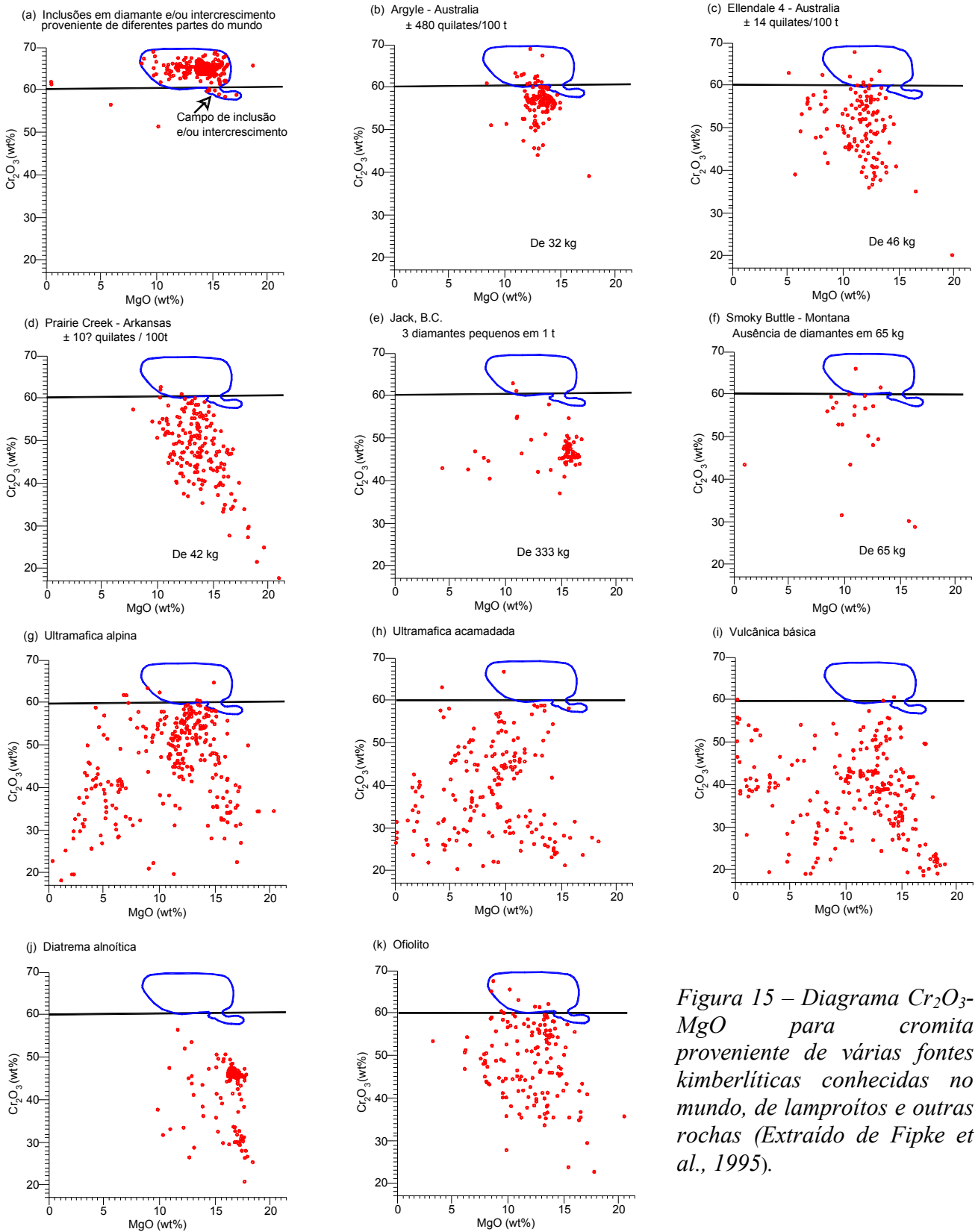


Figura 15 – Diagrama Cr_2O_3 - MgO para cromita proveniente de várias fontes kimberlíticas conhecidas no mundo, de lamproítos e outras rochas (Extraído de Fipke et al., 1995).

Técnicas de termobarometria aplicadas em xenólitos e o campo de estabilidade de diamante (Kennedy & Kennedy, 1976) são usados para separar amostras de peridotitos em porções de manto estáveis para grafita e diamante. Para lherzolito, os requisitos de pressão e temperatura são calculados usando o barômetro ortopiroxênio-granada (Nickel & Green, 1985) em combinação com o termômetro clinopiroxênio (Nimis & Taylor, 2000) e também os geotermômetros olivina-granada (O'Neill & Wood, 1979) ou ortopiroxênio-granada (Harley, 1984) para granada harzburgito (Grutter & Menzies, 2003).

De acordo com Grutter & Menzies (2003), os cálculos de geotermobarometria não se aplicam diretamente em grãos individuais de granada e cromita recuperadas em programas de prospecção. Contudo, aplicações indiretas dos resultados de P-T podem ser feitas assumindo na área da pesquisa geoterma tipicamente cratônica, ou seja, 38 a 40 mW/m², bem como adotando abordagem empírica em que as comparações e contrastes nas composições de granada e cromita são de fontes sabidamente diamantíferas ou estéreis, indicando desta forma o equilíbrio dos minerais calibrados no campo de diamante ou grafita. Nesse sentido, análises do par granada-piroxênio (capítulo 5) permitiram calcular a variação do fluxo térmico entre a porção central e bordas do Bloco Serrinha.

As análises de microsonda eletrônica apresentadas neste trabalho foram realizadas no *Anglo American Research Laboratory* (AARL) em Kimberley, África do Sul e o equipamento utilizado consistiu em microsonda eletrônica com dosagem multielementos e padrões minerais internacionais. As interpretações dos resultados das análises foram desenvolvidas por equipes capacitadas nos laboratórios de Kimberley (Herman Grutter) e Brasília (Luiz Bizzi).

Aquisições e recuperações de diamante ao longo dos trabalhos de prospecção no interior do Cráton do São Francisco permitiram desenvolver estudos sobre a proveniência deste mineral (Robinson, 1991; Robinson et al., 1995).

Na descrição individual do diamante considerações tais como cor, danos por radiação ou pontos verdes e marrons, forma principal e subordinada, geminação, inclusões, presença ou ausência de texturas superficiais e feições de absorção fornecem indicações sobre a natureza primária ou secundária da fonte, se constitui fonte próxima ou distal, jovem ou antiga, bem como conhecida ou não descoberta (Figs. 16, 17).

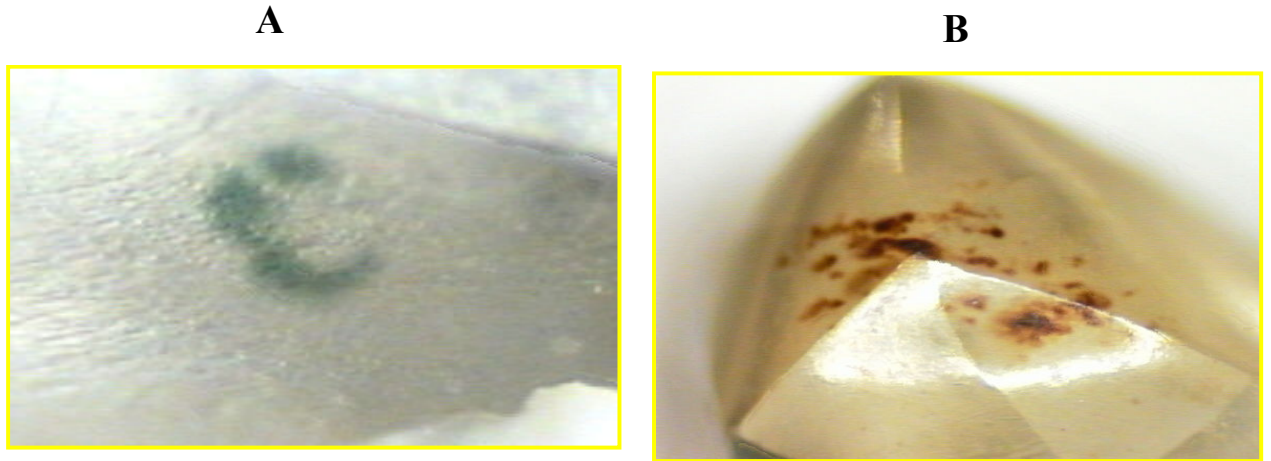


Figura 16 - (A) Ponto verde observado em diamante devido ao contato com minerais radioativos durante a permanência em depósito sedimentar; (B) Os pontos verdes tornam-se marrons quando o diamante é submetido a temperatura em torno de 500 °C, por exemplo, quando submetido a eventos metamórficos. Diamantes retidos na malha entre -1,0 mm e +0,710 mm (Fotografias cedidas pela De Beers do Brasil).



Figura 17 – (A) marca de percussão sofrida por diamante durante transporte. Diamantes depositados em regiões costeiras mostram duas a três vezes mais marcas de percussão que aqueles de depósitos terrestres (Robinson, 1979); (B) polimento ocasionado por transporte longo. Diamantes retidos na malha entre -1,0 mm e +0,710 mm (Fotografias cedidas pela De Beers do Brasil).

A comparação entre as descrições dos diamantes de depósitos diferentes permite correlacioná-los e indicar distribuições restritas de sub-populações. Ainda, por meio do estudo de proveniência, é possível notar variações nas características regional e local dos depósitos. A figura 18 mostra os resultados destes estudos nas principais áreas de ocorrências

diamantíferas no Cráton do São Francisco. Os resultados obtidos, especialmente na porção sul, serão apresentados mais adiante no Capítulo 7.

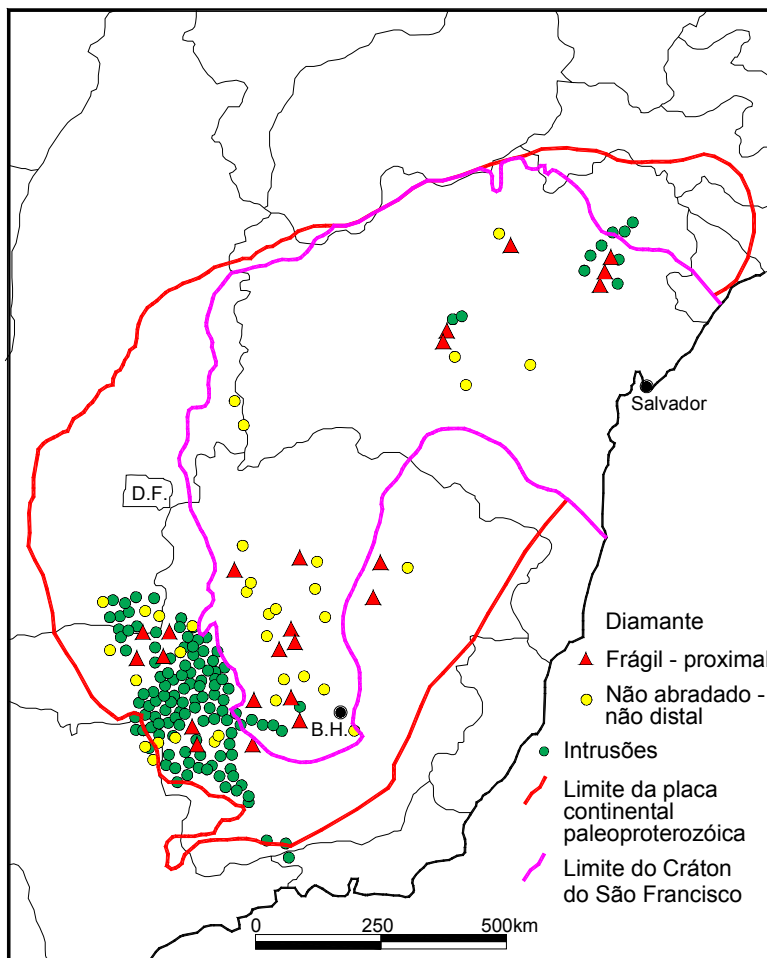


Figura 18 – Estudo de proveniência dos diamantes nas principais áreas de ocorrência no Cráton do São Francisco.

2.4 FOTOINTERPRETAÇÃO E INTEGRAÇÃO DE DADOS

Em países vastos como o Brasil torna-se imprescindível o uso de levantamentos aéreos no mapeamento geológico, confecção de cartas bases e pesquisa em geral. Neste trabalho sobre o Cráton do São Francisco foram usadas imagens de satélite, radar e fotografias aéreas em diversas escalas, bem como composições possíveis entre estes produtos.

O objetivo das fotointerpretações foi a confecção de mapas geológico-estruturais e geomorfológicos de caráter regional e local, identificação de anomalias compatíveis com intrusões kimberlíticas e elaboração de mapas base nas regiões onde a prospecção exigia mais detalhes ou mesmo substituição das cartas oficiais disponíveis, defasadas em termos de estradas e áreas inundadas pela construção de barragens.

As imagens falsa cor nas bandas 752 ou somente a banda 4 do Landsat 5 foram usadas especialmente no mapeamento geológico-estrutural regional. A rotina do trabalho consistiu na interpretação de imagens georeferenciadas reproduzidas em papel e o produto gerado digitalizado. No caso da aquisição direta de imagens reproduzidas em papel, o trabalho final depois de digitalizado era em seguida georeferenciado. Para evitar a mudança das zonas cartográficas a cada seis graus no sistema de projeção UTM foi adotada a projeção *Lambert Conformal Conic (LCC)* e o *South America Datum 1969 (SAD-69)* para os produtos de escala 1:250.000 ou menor. Os parâmetros usados neste sistema foram:

- paralelo padrão sul: S 30⁰ 00' 00"
- paralelo padrão norte: N 0⁰ 00' 00"
- meridiano central: W 60⁰ 00' 00"
- latitude de origem: N 0⁰ 00' 00"
- falso leste (metros): 3.000.000
- falso norte (metros): 10.000.000
- fator de escala: 1,0000

Na elaboração do mapa geológico da porção sul do cráton (Projeto Minas Sudeste) foram usadas nove imagens TM do Landsat 5 na banda 4, escala 1:250.000, cobrindo área aproximada entre os meridianos W 43⁰ 30' e W 48⁰ 00' e os paralelos S 18⁰ 00' e S 22⁰ 30'. Os produtos das interpretações individuais das imagens foram reduzidos em laboratório fotográfico especial para mapas únicos nas escalas 1:500.000 e 1:1.000.000 (Pereira, 1991). Posteriormente esta área foi ampliada com a aquisição de mais três imagens ao norte, atingindo o paralelo N 15⁰ 00' e novo mapa produzido com ênfase no mapeamento estrutural.

Como se observa no Capítulo 6 deste trabalho, as interpretações foram especialmente úteis na identificação dos possíveis controles das intrusões na região do Alto Paranaíba, bem como nos dados estruturais e distribuição das rochas sedimentares mesozóicas que compõem o sistema extensional intracratônico SW-NE desenvolvido no interior de Minas Gerais (Pereira, 1998; Pereira & Fuck, 2005). Outros trabalhos mais detalhados foram executados nesta porção do cráton. Dados integrados entre imagens de satélite (4 quadrantes) na escala 1:100.000 e fotografias aéreas 1:60.000 foram usados no mapeamento da região correspondente à porção nordeste do sistema extensional identificado na região central de Minas Gerais. O objetivo do trabalho consistiu em verificar possíveis relações entre a erosão das superfícies de aplainamento desenvolvidas sobre as rochas mesozóicas/proterozóicas e a distribuição de minerais kimberlíticos/diamantes na região (Neves & Pereira, 1997).

Também interpretações detalhadas sobre fotografias aéreas na escala 1:50.000 foram desenvolvidas na região da Serra da Canastra e adjacências. Os produtos finais consistiram na integração da fotointerpretação, incluindo a discriminação do vale e terraços do rio São Francisco, com localização dos pontos de amostragens para recuperação de minerais kimberlíticos nos afluentes de ambas as margens e ao longo do rio propriamente dito, no trecho correspondente aos garimpos de Vargem Bonita. Constam ainda nos mapas produzidos as anomalias identificadas nas fotografias aéreas, kimberlitos conhecidos e o provável paleocanal do rio São Francisco. Os objetivos da confecção destes mapas foram checar a entrada de novas populações de minerais e/ou diamante ao longo do garimpo, a partir do afluente da margem direita denominado córrego da Cachoeirinha a montante, bem como individualizar o paleocanal do rio São Francisco (Pereira, 1995; Pereira & Neves 1996; Pereira et al., 1998).

Na região de Coromandel e áreas vizinhas doze cartas originais defasadas foram substituídas por mapas produzidos a partir da composição de imagens TM do Landsat 5 e fotografias aéreas na escala 1:50.000 levantadas pela empresa ESTEIO em 1991 (Neves & Pereira, 1994). Os detalhes da drenagem extraídos das fotografias foram digitalizados, georeferenciados e integrados com dados mais recentes, tais como estradas, áreas inundadas de barragens e desmatamentos obtidos nas imagens. Os mapas produzidos nas escalas 1:50.000 ou 1:100.000 apresentam distribuição de erro máximo em torno de 100 metros.

Na porção norte do Cráton do São Francisco a interpretação de imagens TM e radar em conjunto com dados de magnetometria e gravimetria proporcionaram a delimitação dos blocos Serrinha e Jequié, bem como os limites dos núcleos destes blocos, núcleos estes preservados das ações das orogêneses paleo- e neoproterozóica que afetaram esta porção do cráton (Pereira et al., 1996).

Localmente, no Bloco Serrinha, o exame de fotografias aéreas na escala 1:70.000 permitiu a identificação dos kimberlitos BRA 3, 4, 5. No Bloco Gavião análises dos quadrantes das imagens 218/68A, 218/68C, 218/68D e 218/69B permitiram mapear a região onde se localizam as intrusões conhecidas e situadas cerca de 25 km a sudoeste de Barra do Mendes (BA), junto ao extenso lineamento Barra do Mendes-João Correia, que divide a Chapada Diamantina nos domínios estruturais de leste e oeste. Os objetivos do trabalho consistiram principalmente em mapear as estruturas NW-SE que provavelmente controlam as intrusões e como base para plotar (via GPS) as ocorrências dos garimpos na área (Pereira & Neves, 1991). Interpretação local de fotografias aéreas indicou ocorrências de *sills* e diques básicos com orientações noroeste-sudeste.

Os trabalhos de fotointerpretação e integração de dados relacionados neste item foram utilizados nos capítulos 5,6,7,8, que compõem esta tese.

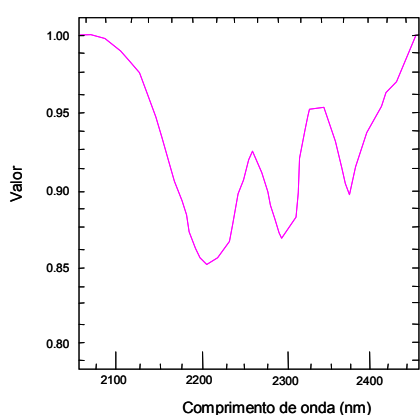
2.5 DADOS ESPECTRAIS

Em fevereiro de 1992 e outubro de 1993, o autor deste trabalho coordenou a coleta de amostras sobre kimberlitos no Brasil, as quais foram submetidas a análises espectrais. As intrusões amostradas correspondem a kimberlitos localizados nos blocos Serrinha e Gavião na porção norte do cráton e nas regiões de Coromandel em Minas Gerais, porção sul. O objetivo do programa consistiu em coletar informações espectrais sobre kimberlitos conhecidos no Brasil e outras partes do mundo com a finalidade de determinar a sensibilidade requerida pelos três espectrômetros instalados no *scanner* aerotransportado em teste pelo Grupo De Beers. As análises das amostras foram feitas pelo espectrômetro PIMA (*Portable Infrared Mineral Analyser*), construído pela empresa *Integrated Spectronics*, Austrália, cujo intervalo no espectro eletromagnético corresponde às regiões entre 1.300 nm e 2.500 nm, conhecidas como infravermelho próximo e infravermelho ondas curtas.

Os resultados das análises espectrais obtidos nas centenas de amostras de kimberlitos na África do Sul, Austrália e Brasil estabeleceram que estas rochas são identificadas espectralmente por meio de duas feições de absorção, situadas respectivamente entre 2.300 nm e 2.310 nm e próxima de 2.385 nm (Underwood, 1993, 1994). Na interação da energia eletromagnética (luz solar) com materiais na superfície da terra, parte desta energia é absorvida, causando as feições de absorções observadas nas curvas de reflectância que caracterizam as diferentes substâncias. As absorções correspondem a comprimentos de ondas específicos, que, ao incidirem sobre os materiais expostos na superfície terrestre, causam rotação e/ou vibração em determinados átomos ou moléculas. No caso de kimberlitos os picos de absorções se devem à presença da hidroxila Mg-OH nos minerais serpentina, flogopita, talco e principalmente saponita, importante argilomineral do grupo da esmectita desenvolvido durante o intemperismo do kimberlito. Tais minerais produzem feições de absorções entre 2.300 nm-2.325 nm e 2.380 nm-2395 nm. Individualmente, estes minerais mostram características espectrais únicas, que permitem identificá-los quando se comparam seus espectros a bibliotecas espectrais.

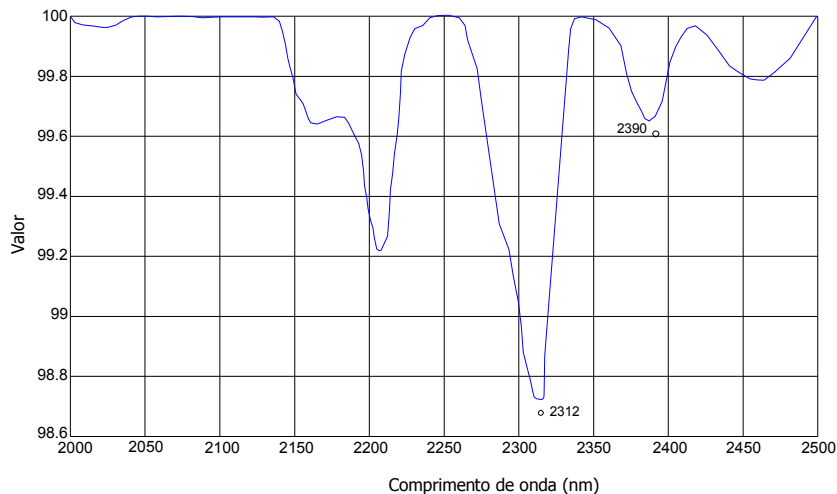
A assinatura espectral do kimberlito geralmente torna-se mais clara à medida que o intemperismo da rocha libera mais argilominerais contendo Mg-OH. No Brasil as condições climáticas favorecem ou favoreceram a formação de solo laterítico, em que K, Na e Mg sob as

condições ácidas são removidos do sistema, dificultando em alguns casos a detecção de Mg. Na realidade as análises das anomalias detectadas nos aerolevantamentos ou amostras coletadas sobre kimberlitos indicam assinaturas espectrais características de misturas que contém maior ou menor quantidade da hidroxila Mg-OH em relação a outros materiais, como, por exemplo, alumínio, ferro, carbonato. Nas anomalias identificadas em aerolevantamento os espectros da mistura vegetação e kimberlito são comuns (Uren et al., 1999). A figura 19 mostra as diferenças entre as reflectâncias espectrais medidas com o PIMA diretamente sobre a rocha kimberlítica e anomalia aérea identificada pelo *scanner* hiperespectral HyMap MK1 correspondente à mesma intrusão.



A

Figura 19 – A) Anomalia espectral do kimberlito SVR 01 obtida pelo scanner a bordo de aeronave; B) Anomalia espectral do mesmo kimberlito medida diretamente no terreno com o PIMA.



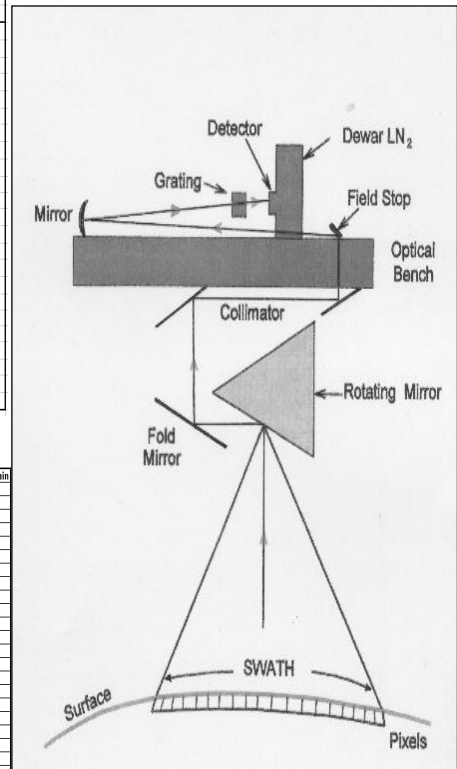
B

As figuras 20, 21, 22 indicam as especificações do equipamento usado no aerolevantamento espectral executado no interior da Bahia, etapas do processamento dos dados e valores espectrais de diferentes minerais medidos pelo HyMap MK1.

O objetivo do aerolevantamento foi a identificação de kimberlitos proterozóicos semelhantes às intrusões conhecidas na região e expostas em função do desenvolvimento de estruturas do tipo horst e/ou mais recentes que os depósitos diamantíferos sedimentares do Grupo Chapada Diamantina (Williamson & Pereira, 1991).



GENERAL SPECIFICATIONS OF HYMAP MK1			
IFOV	2.08mrad Cross Track	Pixel Size	5m @ 2,500m agl
	2.5mrad Along Track		10m @ 6,000m agl
Swath Width	2.5km	Airspeed during Acquisition	140 km/h
Signal to Noise Ratio			
Greater than 500:1 for 50% reflector midday sunlight summer (all Bands)			
Survey Coverage Per Day		Data Volume per survey hour	
5m pixels upto 1300km ²		3 Giga bytes	
10m pixels upto 2500km ²			
Data Delivery			
DLT XT tape on survey day			
CD or Exabyte one to two weeks after survey			
Geometric Correction Accuracy			
~20m @ 5m pixels using GPS and c-migets INU data			
Dimensions and Weights			
Scanner	850mm high by 626mm diameter - 30kg		
Data Acquisition System	W534mmxH615mmxD619mm - 61kg		
Stabilised Platform	W556mmxH148mmxD685mm - 61kg		
Scanner in Cessna 404	Band Configuration		



Band	Module	Wavelength nm	Bandwidth nm	Radiance Gain	Band	Module	Wavelength nm	Bandwidth nm	Radiance Gain	Band	Module	Wavelength nm	Bandwidth nm	Radiance Gain
1	VIS	535.2	15.7	0.1712027	33	SWIR.1	1403	17	0.0084466	65	SWIR.2	1959.7	21.8	0.0010669
2	VIS	550.3	16.7	0.0722167	34	SWIR.1	1416.9	17.2	0.0067612	66	SWIR.2	1970.8	21.4	0.0008237
3	VIS	565.9	16.9	0.039656	35	SWIR.1	1429.8	18.7	0.0055812	67	SWIR.2	1987.0	20.9	0.0008253
4	VIS	582.7	17.3	0.0276063	36	SWIR.1	1443	18.5	0.0048763	68	SWIR.2	2016.6	21.2	0.0007659
5	VIS	598.3	16.7	0.0206233	37	SWIR.1	1458	18.1	0.0039695	69	SWIR.2	2035.6	21.5	0.0007285
6	VIS	614.4	16.7	0.017548	38	SWIR.1	1470.5	18.1	0.0039695	70	SWIR.2	2054.5	21.4	0.0007147
7	VIS	630.6	17	0.0146312	39	SWIR.1	1484.2	17.6	0.0035708	71	SWIR.2	2073.2	20.7	0.0007048
8	VIS	646.8	16.6	0.0124624	40	SWIR.1	1497.8	17.3	0.0032897	72	SWIR.2	2091.4	20.4	0.0007056
9	VIS	662.8	16.3	0.0111335	41	SWIR.1	1510.9	16.9	0.0029814	73	SWIR.2	2108.6	20.2	0.0007043
10	VIS	678.7	16.5	0.0098942	42	SWIR.1	1524.1	17.2	0.0029766	74	SWIR.2	2127.7	20.3	0.0007006
11	VIS	694.5	16.6	0.0082584	43	SWIR.1	1537.3	17.8	0.0027851	75	SWIR.2	2146	20.8	0.0006995
12	VIS	710.4	16.4	0.006963	44	SWIR.1	1550.7	17.7	0.0026138	76	SWIR.2	2164	20.4	0.0007119
13	VIS	726	16.2	0.004886	45	SWIR.1	1563.5	17.4	0.0024899	77	SWIR.2	2181.6	19.9	0.0007326
14	VIS	741.7	16.4	0.0038076	46	SWIR.1	1576.1	17.1	0.0023716	78	SWIR.2	2198.5	19.8	0.0007305
15	VIS	757.3	16.3	0.0031932	47	SWIR.1	1588.7	17.5	0.0023232	79	SWIR.2	2217.2	20.2	0.0007778
16	VIS	772.8	15.8	0.0028044	48	SWIR.1	1601.2	17.6	0.0023341	80	SWIR.2	2234.5	19.6	0.0007863
17	VIS	788.3	16	0.003122	49	SWIR.1	1613.9	17.3	0.0022373	81	SWIR.2	2252.1	20.4	0.0007957
18	VIS	803.9	16.2	0.002259	50	SWIR.1	1626.3	17.3	0.002149	82	SWIR.2	2269.7	19.6	0.0007995
19	VIS	819.4	15.9	0.0022327	51	SWIR.1	1638.6	17.6	0.0022746	83	SWIR.2	2286.8	19.5	0.0008176
20	VIS	834.6	15.6	0.001956	52	SWIR.1	1650.9	17.2	0.0021584	84	SWIR.2	2303.8	19.2	0.00082
21	VIS	849.9	16	0.001814	53	SWIR.1	1663	16.9	0.0021162	85	SWIR.2	2320.4	18.9	0.0008491
22	VIS	865.3	15.8	0.0005626	54	SWIR.1	DEAD			86	SWIR.2	2337.1	19.4	0.0008957
23	VIS	880.3	15.6	0.000628	55	SWIR.1	1685	17	0.0020653	87	SWIR.2	2353.9	19.4	0.0008549
24	VIS	895.3	15.7	0.0102491	56	SWIR.1	1698.9	15.5	0.0020582	88	SWIR.2	2370.5	19.4	0.000835
25	VIS	910.5	15.9	0.0108447	57	SWIR.1	1710.9	16.5	0.0021031	89	SWIR.2	2387.2	18.8	0.0008429
26	VIS	925.5	15.6	0.011334	58	SWIR.1	1722.7	16.1	0.0020935	90	SWIR.2	2403.5	18.8	0.0008985
27	VIS	940.3	15.5	0.0116265	59	SWIR.1	1734.5	16.5	0.0020704	91	SWIR.2	2419.4	18.6	0.0009024
28	VIS	955	15.9	0.012778	60	SWIR.1	1746.1	16.1	0.0020784	92	SWIR.2	2435.5	18.9	0.0009364
29	VIS	969.7	16.2	0.014722	61	SWIR.1	1757.7	15.8	0.0020857	93	SWIR.2	2451.7	19	0.0009911
30	VIS	984.5	16	0.0163289	62	SWIR.1	1769.2	15.5	0.0021284	94	SWIR.2	2467.5	19	0.010862
31	VIS	999	16.2	0.0224395	63	SWIR.1	1780.6	15.6	0.0021625	95	SWIR.2	2483.1	18.5	0.011934
32	VIS	1013.1	15.8	0.027896	64	SWIR.1	1791.9	15.5	0.0022819	96	SWIR.2	2498.9	17.2	0.01533

Figura 20 – Especificações do imageador hiperespectral HyMap MK1 usado no aerolevanteamento no interior da Bahia.

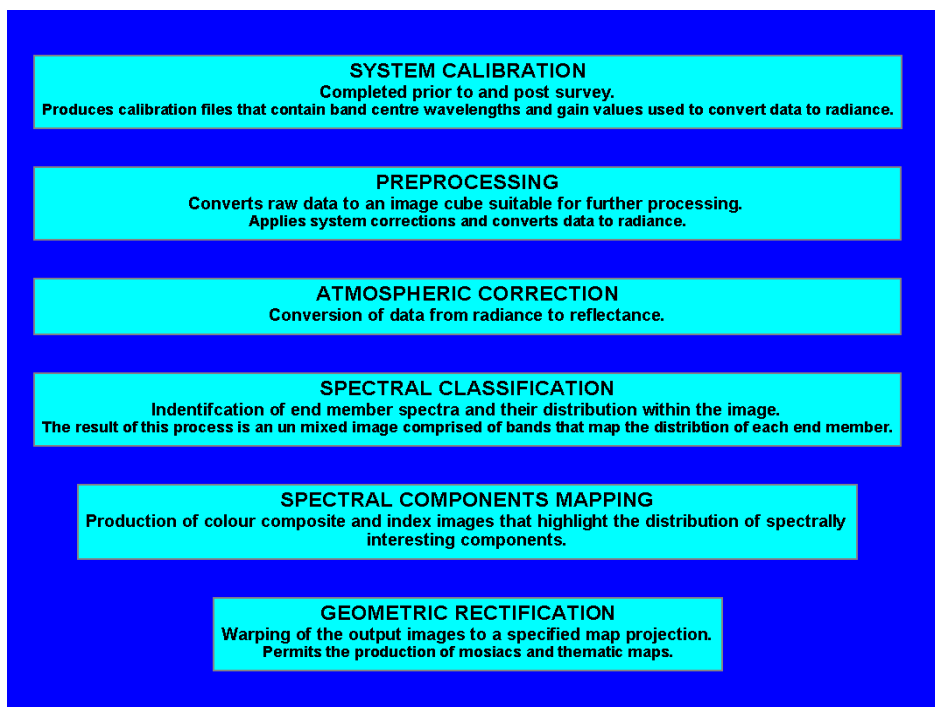


Figura 21 – Diferentes etapas no processamento dos dados obtidos no levantamento hiperespectral.

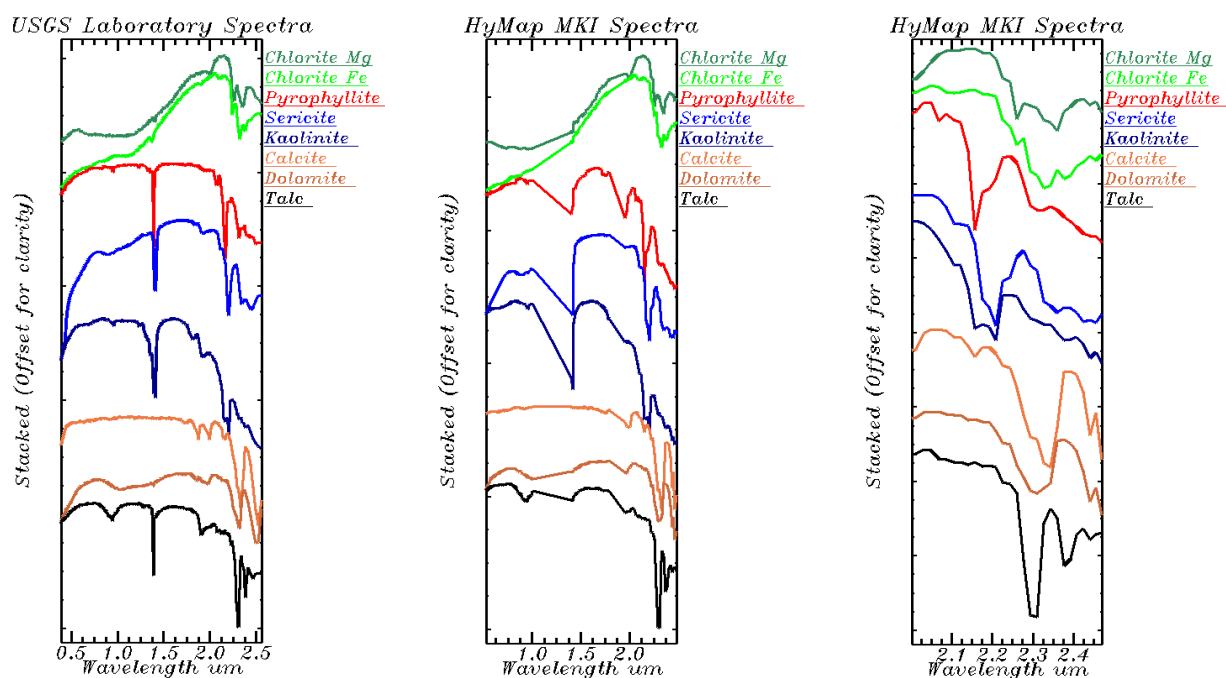


Figura 22 – Comparação entre valores espectrais de diferentes minerais medidos pelo HyMap MKI (centro e direita) e em laboratório (esquerda). As rochas caracterizadas individualmente ou em conjunto pelos minerais identificados espectralmente (direita) são mapeadas na imagem.

2.6 DADOS DE GEOCROLOGIA

Os dados de geocronologia usados neste trabalho correspondem na maioria dos casos a compilações das fontes bibliográficas disponíveis. Principalmente a partir da década de 1980 nota-se aumento considerável na confiabilidade dos dados referentes à porção sul do Cráton do São Francisco, em especial, com os trabalhos de Carneiro et al. (1998a, 1998b), Machado et al. (1989a, 1989b, 1996), Machado & Carneiro (1992), Noce et al. (1997), Noce & Machado (1998).

Os dados referentes às datações dos kimberlitos foram obtidos pelo *Bernard Price Institute (BPI)*, Universidade de Witwatersrand em Johannesburg e *Carnegie Institute* em Washington. Os métodos usados foram Rb-Sr em mica, U-Pb em zircão e perovskita, Ar-Ar em mica e palinologia. A idade de 110 Ma obtida por meio da palinologia (pólen) para o kimberlito denominado Japecanga 6 em Minas Gerais é muito semelhante à idade de 109 Ma obtida pelo método Rb-Sr em mica.

Amostras de rochas gnáissicas (JANU 1) coletadas pelo autor e o orientador deste trabalho aproximadamente 35 km a oeste-noroeste da cidade de Januária, região sudoeste do cráton e analisadas pelo Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da

Universidade de Brasília indicaram idades U-Pb em zircão de 2.710 ± 7 Ma. Da mesma forma amostras de granito grosso, aparentemente sem deformação (JANU 2), coletadas cerca de 50 km a nordeste da amostra anterior e analisada pelo mesmo laboratório mostrou idade U-Pb em zircão de 2.164 ± 13 Ma (Figs. 23, 24, 25).

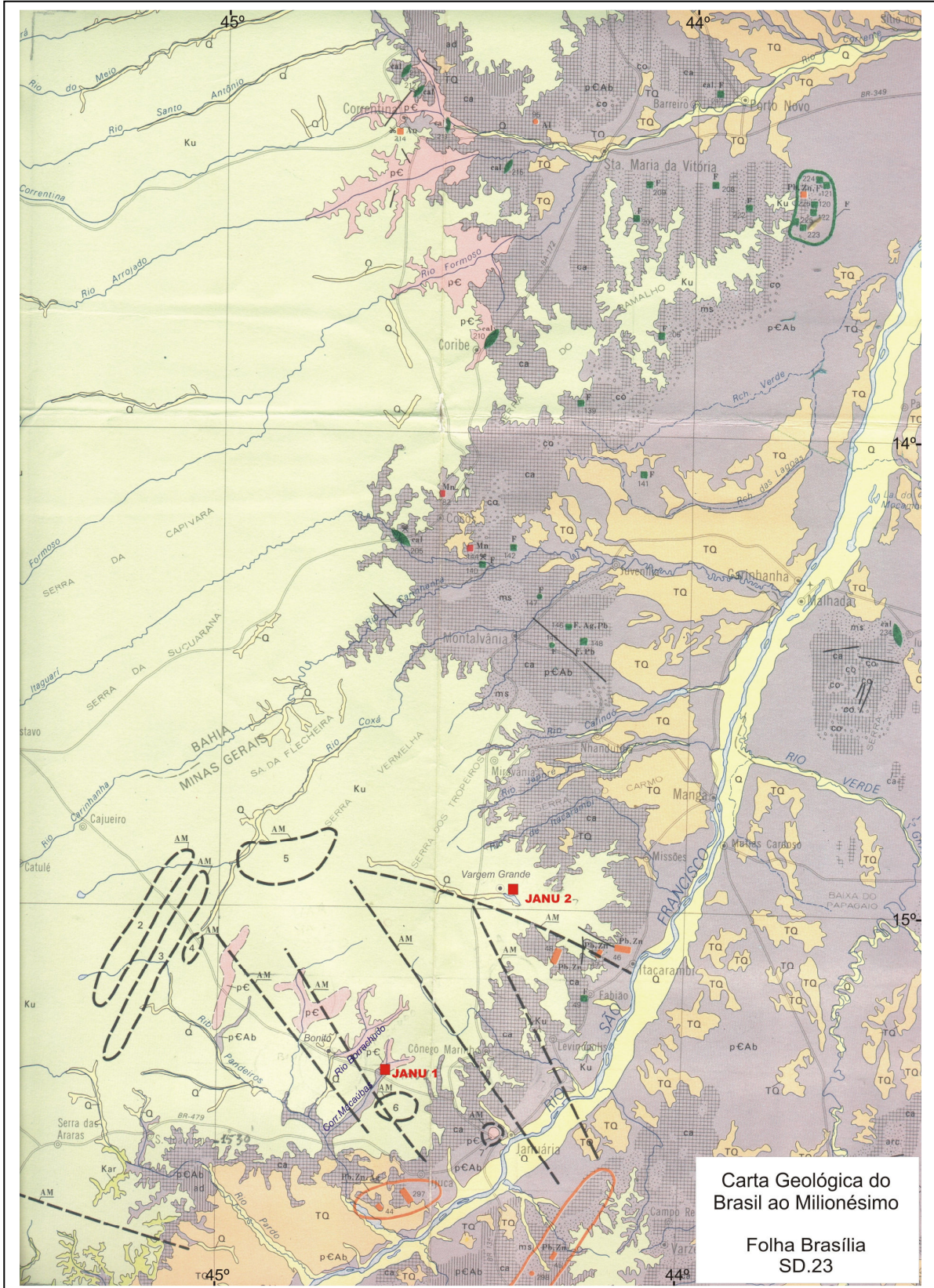


Figura 23 – Localização das amostras datadas JANU 1 e JANU 2.

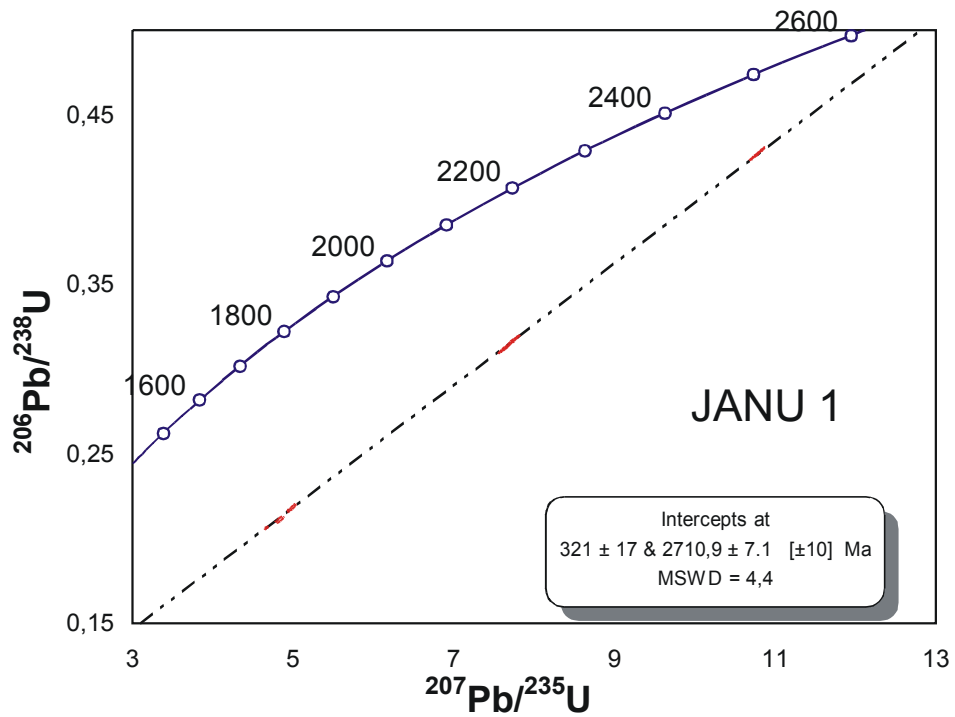


Figura 24 – Gnaiss do embasamento aflorante no leito do rio Macaúbas, cerca de 35 km a oeste-sudoeste da cidade de Januária.

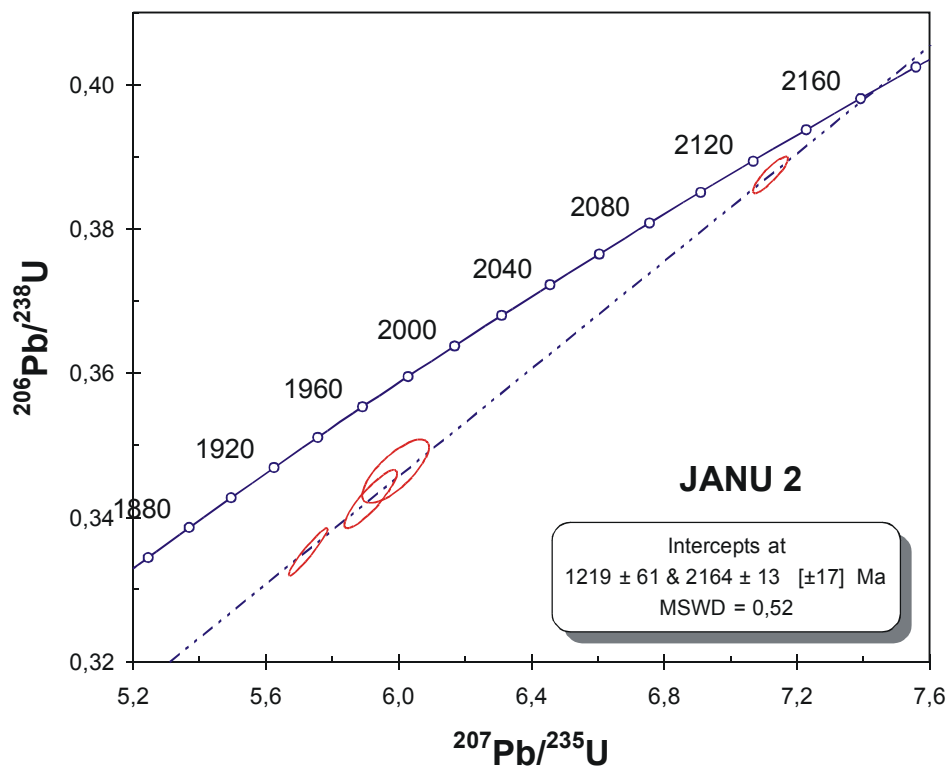


Figura 25 – Granito grosso não deformado localizado no povoado de Vargem Grande, cerca de 50 km a nordeste da amostra JANU 1.

CAPÍTULO 3

3. KIMBERLITO E LAMPROÍTO

3.1 INTRODUÇÃO

Apesar da descoberta de diamante em 1869 nos locais denominados garimpos secos na África do Sul (Draper, 1905), a associação destas áreas com condutos vulcânicos aconteceu somente em 1872, quando Ernst Cohen escreveu sobre *pipes* de tufos eruptivos impregnados de diamante (Janse, 1984).

Em 1887 Henry Carvill Lewis introduziu o termo kimberlito para designar a rocha hospedeira do diamante encontrada na proximidade de Kimberley, África do Sul (Clement et al., 1984; Janse, 1984).

Entre 1890 e 1990 a De Beers Consolidated Mines e outras empresas descobriram kimberlitos diamantíferos importantes na África do Sul e outros países do continente africano (Janse, 1984; Wannenburg & Johnson, 1990).

Fora do continente africano, determinadas descobertas causaram impacto na produção mundial de diamante. Após a descoberta do kimberlito Zarnitza em 1954 na Rússia, seguiram-se as localizações dos *pipes* diamantíferos Mir e Udachnaya e mais recentemente a Província Archangelsk. Na Austrália, o lamproíto Argyle, descoberto em 1979, constitui no momento a maior mina de diamante do mundo. No Canadá, país até então sem tradição na produção de diamante, descobriu-se no início da década de noventa kimberlitos diamantíferos em Lac de Gras, onde as minas de Ekati e Diavik estão em produção (Janse, 1984; Jaques et al., 1984, 1986; Lehnert-Thiel et al., 1991; Schiller, 1992; Jennings, 1993).

As primeiras definições de kimberlito se basearam nas descrições de intrusões diamantíferas localizadas na proximidade de Kimberley. Tais definições, bastante amplas, abrangiam grande variedade de outros tipos de brechas, causando confusão na literatura sobre o termo kimberlito. As definições recentes são mais restritas. A ênfase na composição da matriz e química da rocha proporciona a distinção entre kimberlito e olivina lamproíto, olivina nefelinito e olivina melilito (Clement et al., 1977, 1984; Dawson, 1967, 1971; Mitchell 1979, 1986; Smith, 1984).

Em razão da descoberta em Argyle de olivina lamproíto com teor alto de diamante, considera-se esta rocha como a segunda fonte primária potencialmente econômica do

diamante. Aspectos tais como ambiente tectônico, mineralogia, formato de taça de champagne comparado à forma em cone do kimberlito, baixa presença de CO₂, ausência da extensa zona de diatrema comum em kimberlito, constituem as principais diferenças entre lamproíto e kimberlito.

Entre as técnicas mais usadas mundialmente na prospecção de kimberlito e lamproíto destacam-se (1) amostragem para recuperação e análise de minerais pesados/indicadores, (2) magnetometria aérea e terrestre e (3) sensoriamento remoto. A técnica de amostragem e análise dos minerais pesados granada, espinélio, diopsídio e ilmenita aplicam-se parcialmente ao lamproíto em razão da quantidade menor destes minerais nesta rocha (Jaques et al., 1986; Fipke et al., 1995).

3.2 HISTÓRICO

O diamante é conhecido há mais de 2000 anos, apesar de que sua fonte principal, kimberlito, seja conhecida somente há cem anos. No início diamantes eram recuperados em aluviões recentes ou pleistocênico. De acordo com Janse (1984), os primeiros diamantes encontrados em rocha compacta foram em 1839, não em kimberlito, mas em rocha metamórfica, próxima de Diamantina no estado de Minas Gerais, seguidos a partir dos aluviões atuais até os conglomerados diamantíferos da Formação Sopa-Brumadinho, integrante do Supergrupo Espinhaço. A associação de diamante com filitos, quartzitos e conglomerados presentes na Formação Sopa-Brumadinho motivou a busca desta gema em outras partes do mundo, onde associações análogas de rochas eram observadas (Janse, 1984). Coincidentemente, diamantes foram descobertos nos Urais, Apalaches e Pilbara no noroeste da Austrália, onde tais associações se acham presentes. Em Pilbara, os diamantes foram encontrados em conglomerados deformados, contendo seixos estirados, situados cerca de 50 km ao norte de formações ferríferas bandadas (Janse, 1984).

Apesar da descoberta *in situ* de diamante em rocha calcária, rica em magnésio, na África do Sul em 1870, a idéia da associação com quartzito, conglomerado, filito e formação ferrífera ainda persistia. O mineralogista James Gregory enviado por famoso joalheiro de Londres (Harry Samuel) descartou a ocorrência, considerando-a falsa, depois de não achar a associação de rochas no local. A descoberta, pouco depois, de um diamante de 80 cts na área acabou removendo ao final as dúvidas sobre a veracidade do achado (Janse, 1984).

Segundo os relatos sobre os campos diamantíferos na África do Sul, os primeiros *pipes* kimberlíticos descobertos foram Koffiefontein e Jagersfontein ao se encontrar diamante

em pequenas drenagens nestes locais. Tais descobertas, encaradas como diamantes provenientes de aluviões, não despertaram muitas atenções, até quando, oito anos depois, se confirmou que os garimpos estavam localizados sobre kimberlitos (Wilson, 1982). Contudo, Draper (1905) afirma que o primeiro garimpo em *pipe* kimberlítico se deu na fazenda Bultfontein em novembro de 1869, quando na sua presença Cornelius Duplooy mostrou diamantes encontrados no local onde retirava barro para construção de sua casa. O barro era proveniente de uma depressão denominada Du Toit's Pan ou Dutoitspan, localizada cerca de 25 km a leste dos garimpos do rio Vaal. Outras escavações, cerca de 500 metros ao norte deste local, produziram mais diamantes. Tais locais, conhecidos como garimpos secos, em contraste, com os garimpos desenvolvidos em aluviões, tornaram-se mais tarde as famosas minas de Bultfontein e Dutoitspan. Devido ao tamanho pequeno das pedras, o interesse nestas duas áreas só foi despertado quando na fazenda vizinha, de propriedade dos irmãos De Beers, descobriu-se outro garimpo seco, desta feita rico. A grande corrida para esta área foi denominada de *De Beers Rush*. Nova descoberta 3,5 km a oeste causou outra corrida, denominada então *De Beers New Rush*. A cidade de Kimberley cresceu entre estes dois garimpos (Janse, 1984).

A origem dos garimpos secos constituía um mistério. Sugeriu-se que as depressões eram preenchidas por detritos depositados por água e/ou gelo (Cooper, 1873) ou, segundo geólogos franceses, aluviões verticais, um tipo de diápiro, formado por blocos e lama de profundidade desconhecida (Janse, 1984).

O primeiro cientista a mencionar que os garimpos secos consistiam em colunas cilíndricas, representando condutos vulcânicos foi o professor alemão Ernst Cohen em 1872. Cohen escreveu sobre *pipes* de tufos eruptivos, em que os diamantes se achavam embebidos (Janse, 1984). Por outro lado, o primeiro a introduzir o termo *pipe* e o crédito de reconhecer a origem ígnea deste tipo peculiar de brecha com matriz de gabro foi o geólogo australiano E. J. Dunn do Serviço Geológico da Província do Cabo. Depois do nome adamasito dado para as rochas ultrabásicas formadoras dos *pipes* nos arredores de Kimberley e orangito para as mais micáceas na região de *Orange Free State*, o nome kimberlito foi proposto pelo americano Henry Carvill Lewis, professor da *Academy of Sciences Institute* de Filadélfia.

Cerca de quinze intrusões, algumas contendo diamante, foram descobertas nos arredores de Kimberley. O kimberlito diamantífero denominado Wesselton, situado 8 km da cidade de Kimberley, foi descoberto somente vinte anos mais tarde (Janse, 1984). Em 1888, com a compra de todas as permissões de exploração individuais de garimpeiros e sindicatos, Cecil Rhodes fundou a *De Beers Consolidated Mines*. A empresa fundada passou a controlar

toda a produção de diamante proveniente dos kimberlitos na proximidade de Kimberley, incluindo mais tarde também Wesselton (Wannenburgh & Johnson, 1990). Ao controlar a produção dos kimberlitos nesta região, a De Beers se sentiu segura de que tinha em mãos o controle da exploração dos maiores kimberlitos diamantíferos conhecidos no mundo. A situação começou a mudar quando uma empresa concorrente iniciou a exploração do grande *pipe* Premier descoberto em 1903, cerca de 30 km a leste de Pretoria na região do Transvaal (Fig. 26). O potencial diamantífero do kimberlito confirmou-se em 1905 depois da recuperação do diamante Cullinan com peso acima de 3.000 quilates. A exploração desta mina ameaçou a estabilidade do mercado, pois sua produção era vendida fora do *London Diamant Syndicate*, criado em Londres para comprar a produção da De Beers. Somente anos mais tarde a De Beers assumiu o controle da mina.

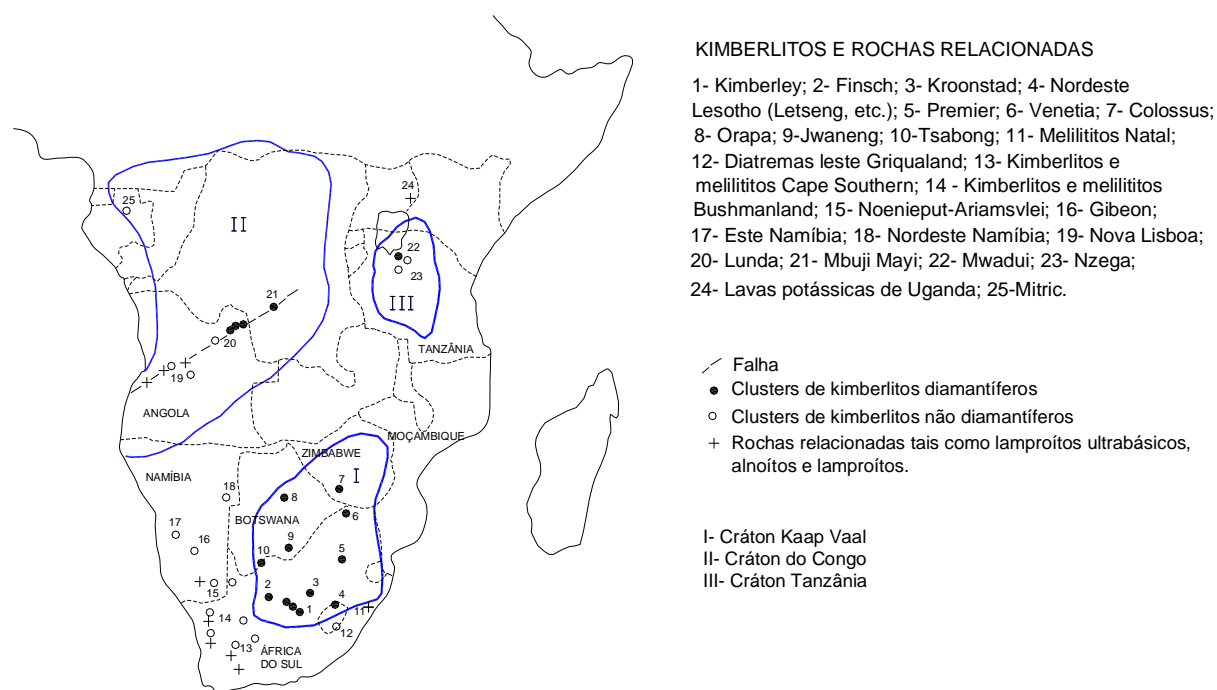


Figura 26 – Kimberlitos e rochas relacionadas na África centro-meridional (modificado de Janse, 1984).

Grandes depósitos aluvionares diamantíferos foram encontrados no antigo Congo Belga, Angola, Tanganica e Serra Leoa entre 1910 e 1930, todavia sem identificação da fonte primária.

A busca do diamante levou à descoberta de novas intrusões fora da África do Sul e do continente africano. Em 1939 o geólogo canadense John Thorburn Williamson localizou no nordeste da Tanzânia o kimberlito diamantífero Mwuai. Em virtude da Segunda Guerra

Mundial a exploração do kimberlito, pelo próprio Williamson, teve início somente após o final da guerra. Neste mesmo ano, ao comparar as características geológicas entre as regiões onde ocorrem os kimberlitos diamantíferos na África do Sul e os peneplanos elevados, constituídos por rochas plataformais indeformadas depositadas sobre embasamento antigo na Sibéria, o geólogo russo V. S. Sobolev destacou a possibilidade da ocorrência de kimberlito diamantífero na Plataforma Siberiana. Em 1948 iniciaram as prospecções, culminando com a descoberta em 1954 do *pipe* Zarnitza pela geóloga Larissa Popugayeva (Janse, 1984; Wannenburgh & Johnson, 1990).

Possivelmente, devido ao sucesso das investigações, a De Beers e outras empresas intensificaram as prospecções, primeiro na África do Sul e depois em outros países. Centenas de kimberlitos foram descobertos na Tanzânia, onde somente um foi considerado econômico. Em Serra Leoa, Guiné e Costa do Marfim foram localizados muitos diques, os quais provavelmente constituem a zona de raiz de intrusões profundamente erodidas. Entretanto, foi na África do Sul a maior descoberta. Em 1956 garimpeiros locais descobriram a 140 km oeste de Kimberley um grande kimberlito, chamado pelos dois prospectores principais (Allister Fincham e Ernest Schwabel) de Finsch (Fig. 26). A mina, que entrou em operação em 1960, foi comprada pela De Beers em 1963 por 4.500.000 Rand (Wannenburgh & Johnson, 1990).

No Brasil, entre o final da década de sessenta e o ano de 2.000 descobriu-se centenas de intrusões kimberlíticas e rochas relacionadas. Entre aproximadamente 2.000 intrusões cerca de duas dezenas contêm teores baixos de diamante e somente um kimberlito foi avaliado como economicamente viável.

Em Botswana geólogos da De Beers fizeram descobertas importantes. Em 1967 foi detectado Orapa e em 1972 Jwaneng. Alguns anos depois o importante kimberlito Venetia foi localizado no nordeste da África do Sul, próximo às fronteiras do Zimbábue e Botswana.

Em 1978 a localização na região de Ellendale, porção norte da Austrália, de uma rocha diamantífera não usual, causou impacto. Contudo, impacto maior foi em 1979 quando se descobriu o *pipe* Argyle, considerado até hoje a maior mina de diamante do mundo. No mínimo, dois fatos chamam atenção nestas intrusões: 1) a rocha contendo teor alto de diamante foi classificada como olivina lamproíta e 2) as intrusões observadas em Ellendale e Argyle estão localizadas em cinturões dobrados proterozóicos marginais ao bloco cratônico arqueano de Kimberley, terreno considerado até então como único capaz de preservar diamante na base de sua litosfera (Fig. 27).

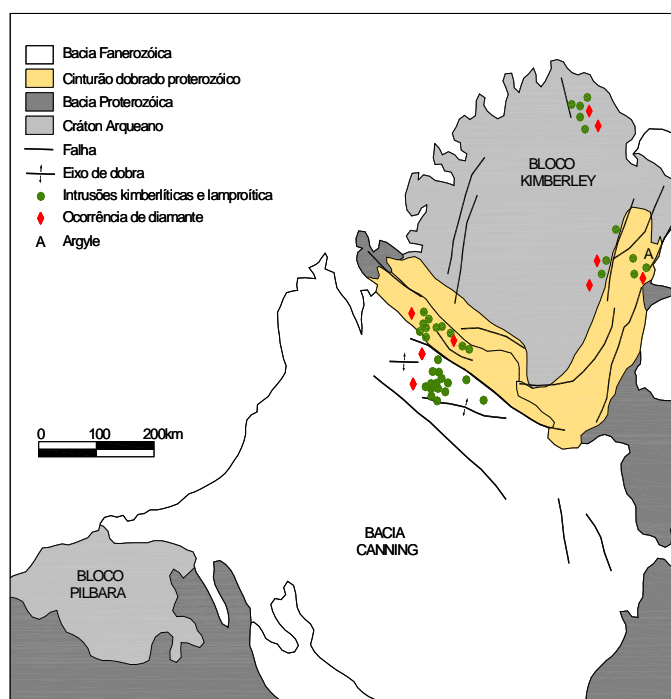


Figura 27 – Ambiente estrutural do lamproíto Argyle na porção noroeste da Austrália

Na década de noventa numerosos kimberlitos diamantíferos foram descobertos em várias partes do mundo. Entre os mais importantes cita-se a Província de Archangelsk na Rússia (Sinitsyn et al., 1992), Guaniamo na Venezuela (Silva & Pereira, 1991; Nixon et al., 1992), na Finlândia (Griffin et al., 1995) e em Lac de Gras na Província Slave no Escudo Canadense (Lehnert-Thiel et al., 1991; Schiller, 1992; Jennings, 1993). Com as minas de Ekati e Diavik em produção, bem como outras áreas potencialmente favoráveis, o Canadá tornou-se nos últimos anos um país extremamente atrativo para a prospecção de diamante.

As últimas descobertas estão ligadas não somente ao desenvolvimento de novos métodos de prospecção como geofísica e geoquímica, mas também às informações sobre a origem do diamante (Gurney, 1989; Kirkley et al., 1991, 1992; Mitchell, 1991). Duas informações importantes referem-se (1) às idades significativamente mais velhas dos diamantes peridotíticos e eclogíticos em relação ao kimberlito e lamproíto hospedeiros (Kinny & Meyer, 1994) e (2) à contribuição do carbono orgânico na formação do diamante eclogítico (Kirkley et al., 1991). Tais indicações contribuíram especialmente para aumentar o conhecimento sobre os processos no manto superior e o entendimento dos controles tectônicos na formação de diamante (Helmstaedt 1991, 1993; Helmstaedt & Gurney, 1994, 1995).

Vale registrar que a presença da mulher na história do diamante vem de longa data. Fala-se que na África do Sul o primeiro diamante foi encontrado pela filha de um fazendeiro pobre de nome Frederika. Na Rússia, a geóloga Larissa Popugayeva descobriu o primeiro kimberlito na Sibéria e na Austrália, também outra geóloga, Maureen Muggeridje encontrou no Smoke Creek os primeiros diamantes que levaram à descoberta do lamproíte Argyle.

3.3 DEFINIÇÃO

O termo kimberlito foi introduzido por Lewis em 1887 para descrever a rocha hospedeira de diamante encontrada nos arredores de Kimberley, África do Sul (Clement et al., 1984). Lewis (1887) descreve a rocha como brecha vulcânica, contendo olivina como seu constituinte mais abundante, bronzita, cromo diálaga, esmaragdita, biotita, perovskita, piropo, ferro metálico com titânio, ferro metálico com cromo e outros quinze minerais não definidos. Quimicamente a rocha é descrita como mais básica que picrito porfirítico (Smith, 1984). Além da possibilidade de incluir outros tipos de brechas peridotíticas, tais como olivina melilito e olivina nefelinito, a definição de Lewis não faz referência ao caráter altamente potássico da rocha, bem como às suítes dos xenólitos peridotíticos e eclogíticos.

Apesar de incompleta, a definição só foi revista por Dawson em 1967, quando já se sabia que nem todo kimberlito continha diamante. Dawson (1967) propôs que “Kimberlito pode ser definido como mica peridotito serpentizado e carbonatizado, textura porfirítica, contendo nódulos de rochas ultrabásicas, caracterizado por minerais de alta pressão como piropo e diopsídio jadeítico, podendo ou não conter diamante”. O mesmo Dawson (1971) propôs outra definição mais específica: “Kimberlito é uma rocha ígnea muito rara, potássica, ultrabásica, híbrida, que ocorre em pequenos diatremas, diques e sills de extensão limitada. Possui textura inequegranular, sendo o aspecto porfirítico devido a megacristais de olivina, enstatita, cromo-diopsídio, piropo, picroilmenita e flogopita inseridos em matriz de granulação fina, constituída predominantemente por serpentina, carbonato, flogopita, magnetita e perovskita. Muitos dos megacristais são provenientes da fragmentação de granada lherzolito derivado do manto (blocos embebidos em kimberlito) em vários estágios de reação com a matriz kimberlítica. A matriz pode ou não conter diamante. Mesmo nos kimberlitos mais diamantíferos, diamante é um mineral muito raro e amplamente disperso”. A definição, contudo, não mostra a separação clara entre megacristais derivados do manto e xenólitos, bem como a natureza quimicamente potássica e ultrabásica da rocha (Smith, 1984).

A caracterização de um número maior de kimberlitos, em particular na África do Sul, trouxe aprimoramento na definição das diferenças entre o kimberlito clássico e outras rochas ultrapotássicas.

Clement et al. (1977) definiram kimberlito como: “Rocha ígnea, rica em voláteis, potássica, ultrabásica, textura distintamente inequegranular resultante da presença de macrocristais inseridos em matriz essencialmente microporfirítica. A matriz contém olivina, flogopita, calcita, serpentina, diopsídio, monticelita, apatita, espinélio, perovskita e ilmenita como fenocristais primários proeminentes e/ou constituintes da mesma. Outros minerais primários podem estar presentes como acessórios. Os macrocristais pertencem quase exclusivamente a uma suíte de minerais ferromagnesianos, anédricos, criptogênicos, incluindo olivina, flogopita, picroilmenita, granada magnésiana, cromo diopsídio e enstatita. Olivina é extremamente abundante em relação aos outros minerais, os quais não precisam necessariamente estar presentes. Grãos menores da mesma suíte dos macrocristais também ocorrem. Kimberlito pode conter diamante, porém somente como constituinte muito raro. Kimberlito comumente contém inclusões arredondadas de rochas ultramáficas, caracterizadas como peridotito, eclogito e piroxenito derivados do manto. Quantidades variadas de xenólitos crustais e xenocristais também podem estar presentes. Kimberlito acha-se frequentemente alterado. A alteração deve-se principalmente a serpentinização e/ou carbonatização.” De acordo com Smith (1984), a definição não se restringe a kimberlito ao listar suíte específica de minerais como fenocristais e/ou constituintes da matriz, bem como ao admitir a presença de outros minerais primários somente na porção de acessórios.

A definição de Mitchel (1979) é mais restrita. Segundo o autor, kimberlito é definido como “Peridotito alcalino inequigranular, contendo megacristais arredondados e corroídos de olivina, flogopita, ilmenita magnésiana e granada inseridos em matriz de granulação fina de segunda geração de olivina e flogopita, juntas com primeira e segunda geração (substituindo olivina) de serpentina, perovskita, carbonato (calcita e/ou dolomita) e espinélio. A composição do espinélio varia entre cromita titanífera-magnésiana-aluminosa a ulvoespinélio magnésiano-ulvoespinélio-magnetita. Minerais acessórios incluem diopsídio, monticelita, apatita, rutilo e sulfetos níquelíferos. Alguns kimberlitos podem conter quantidades modais maiores de diopsídio e monticelita”. Esta definição requer a presença específica de megacristais, incluindo ilmenita magnésiana. Contudo, muitas rochas tradicionalmente consideradas como kimberlito não contêm tal suíte. Também outro ponto na definição de Mitchel é de que não se especifica a natureza potássica do kimberlito.

Apesar de bem estudado nos últimos cem anos, kimberlito constitui rocha de composição variada, difícil de definir. A serpentinização, carbonatização e oxidação observada na porção mais superior da intrusão (*yellow ground*) tornam difícil o reconhecimento dos minerais primários e as análises químicas incertas. Rochas sub-saturadas, ricas em olivina, que ocorrem como intrusão do tipo brecha, contendo nódulos e suítes de macrocristais, são facilmente confundidas com kimberlito no campo. Em rochas frescas as análises químicas dos elementos maiores indicando $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ e a presença dos minerais característicos nefelina e melilita permitiram distinguir olivina nefelinito e olivina melilito de kimberlito (Smith, 1984).

Atualmente, a redefinição de kimberlito proposta por Clement et al. (1984) é bem aceita. Segundo os autores “kimberlito é uma rocha ígnea, rica em voláteis, potássica, ultrabásica, que ocorre em pequenos *pipes* vulcânicos, diques e sills. Apresenta textura inequegranular resultante da presença de macrocristais inseridos em matriz de granulação mais fina. A matriz contém olivina, flogopita, carbonato (comumente calcita), serpentina, clinopiroxênio (comumente diopsídio), monticelita, apatita, espinélio, perovskita e ilmenita como fenocristais primários proeminentes e/ou constituintes da mesma. Os macrocristais são minerais ferromagnesianos derivados do manto, anédricos, incluindo olivina, flogopita, picroilmenita, cromo espinélio, granada magnésiana, clinopiroxênio (comumente cromo diopsídio) e ortopiroxênio (comumente enstatita). Olivina é extremamente abundante em relação aos outros macrocristais, os quais não precisam necessariamente estar presentes. Os macrocristais e os minerais da matriz formada relativamente cedo são comumente alterados por processos deutéricos, principalmente serpentinização e carbonatização. Kimberlito geralmente contém inclusões de rochas ultramáficas derivadas do manto superior. Quantidades variáveis de xenólitos crustais e xenocristais também podem estar presentes. Kimberlito pode conter diamante, mas somente como constituinte muito raro.” Determinados pontos observados na definição e geralmente motivo de controvérsias entre os vários autores que abordaram o assunto foram discutidos por Clement et al. (1984). Os mais importantes são: (1) a presença de minerais relativamente grandes no kimberlito (entre 0,5 a 5 mm) confere a designação de rocha porfirítica na maioria das definições publicadas. Tal designação descreve adequadamente a aparência macroscópica da rocha, mas implica que a maioria dos minerais grandes sejam fenocristais. Esta origem, considerada por muitos autores, contrasta com outros que acreditam que os mesmos constituem xenocristais derivados das mesmas rochas do manto superior que são as fontes dos nódulos ultramáficos comumente encontrados como xenólitos arredondados nos kimberlitos. Para evitar controvérsias genéticas, tais

minerais são denominados macrocristais na redefinição de Clement et al. (1984); (2) definições prévias indicam que a melilita é um mineral característico da matriz do kimberlito. Contudo, segundo os autores, melilita nunca foi identificada em qualquer kimberlito estudado, razão pela qual consideram o caso como insatisfatoriamente resolvido; (3) apesar de que a maioria dos kimberlitos não contém diamante, a menção na redefinição deve-se às razões históricas e econômicas, bem como às implicações genéticas em relação à profundidade de origem do magma kimberlítico; (4) a feição mineralógica do kimberlito consiste na ocorrência de duas populações de alguns minerais, ou seja, uma população referente à assembléia de macrocristais e outra que forma parte da matriz, conforme exemplificado pelas duas populações de olivina. Determinados kimberlitos caracterizam-se pela ocorrência de duas populações dos minerais da matriz diopsídio e flogopita; (5) três aspectos na química dos kimberlitos são enfatizados na definição revisada: são rochas ultrabásicas, potássicas e ricas em voláteis. A natureza ultrabásica da rocha está bem estabelecida e indicada na maioria das definições publicadas. O conteúdo de SiO_2 é geralmente bem abaixo de 40% em peso, apesar de que certas variedades ricas em diopsídio e flogopita aproximam, ou em alguns casos raros excedem ligeiramente este valor. Teor muito alto de SiO_2 (maior que 50 wt %) reflete contaminação por meio da inclusão de material crustal, particularmente, quando acompanhado de níveis anormais de Al_2O_3 e Na_2O . Apesar de raramente mencionado nas definições de kimberlito, a natureza rica em voláteis destas rochas constitui feição característica. Os teores de H_2O e CO_2 no kimberlito correspondem a 5 e 10% em peso, respectivamente. Teores mais altos ocorrem com pouca frequência em rochas frescas. Concentrações extremamente altas de H_2O e CO_2 refletem provavelmente alteração metassomática substancial e/ou intemperismo. As várias definições referem-se aos kimberlitos como rochas alcalinas. Apesar de que kimberlitos são geralmente potássicos, não são enriquecidos em sódio. O principal hospedeiro de K na rocha é flogopita, a qual em algumas circunstâncias é extremamente abundante, tornando o teor de K_2O maior que 4% em peso em determinados kimberlitos. Os níveis altos de K_2O em muitos kimberlitos os distinguem das outras rochas ultrabásicas, embora alguns lamprófiros e lamproítos contenham teores consideravelmente mais altos. A razão alta $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ constitui feição típica; (6) a menção da presença de xenólitos ultramáficos derivados do manto superior na definição deve-se à frequência com que ocorrem, bem como às suas implicações geotermométricas importantes; (7) as inclusões conhecidas como megacristais ou nódulos (Dawson, 1980), embora relativamente raras, estão presentes em alguns kimberlitos. Os megacristais são comumente maiores que os minerais classificados como macrocristais e na maioria dos casos

apresentam composições também distintas. A suíte megacristal consiste principalmente em olivina, flogopita, granada, clinopiroxênio, ortopiroxênio, ilmenita, zircão e intercrescimentos irregulares de ilmenita-clinopiroxênio e ilmenita-ortopiroxênio. Em vista do tamanho grande e composições minerais distintas, os megacristais provavelmente não são xenocristais derivados das rochas ultrabásicas do manto superior que ocorrem como xenólitos nos kimberlitos. A origem desta suíte é enigmática. Como os membros da suíte megacristal são componentes raros nos kimberlitos, não são referidas na re-definição (Clement et al., 1984).

Mitchell (1986) também redefiniu kimberlito, propondo que: “kimberlitos são rochas ultrabásicas potássicas, ricas em voláteis (dominantemente CO₂). Comumente exibem textura inequegranular resultante da presença de macrocristais (em alguns casos megacristais) inseridos em matriz de granulação fina. A assembléia megacristal-macrocristal consiste em minerais arredondados anédricos de ilmenita magnésiana, cromo piropo pobre em titânio, olivina, clinopiroxênio pobre em cromo, flogopita, enstatita e cromita pobre em titânio. Olivina é o membro dominante da assembléia de macrocristais. Os minerais da matriz incluem: olivina primária euédrica de primeira geração e/ou flogopita, juntas com perovskita, espinélio (cromita titanífera magnésiana aluminosa, cromita titanífera, membros da série ulvoespinélio-magnésiano ulvoespinélio-magnetita), diopsídio (pobre em Al e Ti), monticelita, apatita, calcita e serpentina primária de último estágio (comumente rica em Fe). Alguns kimberlitos contêm flogopita estonítica poiquilítica último estágio. Sulfetos níquelíferos e rutilo são minerais acessórios comuns. A substituição da olivina de formação precoce, flogopita, monticelita e apatita por calcita e serpentina deutéricas é comum. Membros evoluídos do clã podem ser destituídos ou pobres em macrocristais, compostos essencialmente por calcita, serpentina e magnetita, junto com maiores quantidades de flogopita, apatita e perovskita.”

3.4 ASPECTOS GEOLÓGICOS

Kimberlitos são produtos de magmatismo alcalino intraplaca continental. Apesar do volume pequeno em relação às outras rochas alcalinas, são importantes em função de constituir a fonte primária principal de diamante e transportar em sua ascensão grande variedade de xenólitos derivados do manto.

A natureza híbrida do kimberlito, contendo abundantes fragmentos de rocha encaixante, nódulos e macrocristais derivados do manto, torna o resultado das análises químicas muito variáveis. Análises de autólitos esféricos contidos em kimberlito e rochas

relacionadas constituem a solução para o problema (Tabela 01). Outro empecilho para as análises químicas é o profundo intemperismo observado na maioria das intrusões. Apesar dos problemas citados, kimberlitos caracterizam-se pela presença de teores altos da suíte dos elementos Mg, Cr, Ni, Co, compatíveis com rochas ultramáficas e concentrações muito mais elevadas dos elementos incompatíveis (exceto Na) P, O, Zr, Nb, Sr, Ba, Rb e terras raras leves, observadas normalmente em rochas ultramáficas. Em relação aos kimberlitos, os lamproítos apresentam teores mais elevados nos elementos incompatíveis e mais baixos na suíte de elementos compatíveis, tal como MgO. Melilito e nefelinito apresentam CaO e Al₂O₃ mais altos e MgO, CO₂ mais baixos que kimberlitos (Smith, 1984).

média de 14 autólitos do kimberlito Wesselton	média de 12 autólitos de kimberlito em Lesotho	média de kimberlito basáltico	média de kimberlito micáceo	média de 21 olivina lamproítos em Ellendale (WA)	média de 26 leucita lamproítos de West Kimberley	média de 8 análises de minettes provenientes de Navajo Minette	média de 6 análises de olivina melilito de Saltpetre Kop	média de 8 análises de olivina nefelinito de Jugiong
---	--	-------------------------------	-----------------------------	--	--	--	--	--

Oxide %									
SiO ₂	33.23	32.09	35.20	31.10	42.60	50.30	53.34	34.74	38.88
TiO ₂	2.41	3.14	2.32	2.03	3.43	5.71	1.62	4.15	2.33
Al ₂ O ₃	3.97	3.32	4.40	4.90	3.96	7.93	11.09	8.12	7.61
Ferro Total como Fe ₂ O ₃	9.36	11.51	10.89	11.67	7.59	6.97	5.45	11.60	10.76
MnO	0.16	0.20	0.11	0.10	0.14	0.11	0.09	0.22	0.15
MgO	23.56	21.77	27.90	23.90	25.00	8.32	9.08	18.38	14.33
CaO	9.82	8.79	7.60	10.60	5.05	3.73	6.80	14.36	10.46
Na ₂ O	0.48	0.27	0.32	0.31	0.52	0.36	1.92	2.37	2.02
K ₂ O ₅	1.87	1.15	0.98	2.10	4.45	8.93	6.18	1.19	1.18
P ₂ O ₅	1.68	0.73	0.72	0.66	1.27	1.15	0.99	0.86	0.94
Cr ₂ O ₃	0.42	0.30				0.04			
CO ₂	5.16	4.33	3.30	7.10	0.18	0.44	0.01	0.83	5.37
L.O.I.	7.51	8.88	7.40	5.90			2.57	1.56	
H ₂ O					4.96	2.59	2.65		2.36

Tabela 01 – Elementos químicos maiores de kimberlitos, lamproítos e rochas relacionadas (Smith, 1984).

A presença de nódulos peridotíticos e macrocristais com composições similares aos lherzolitos mostra que kimberlitos são gerados no manto. O enriquecimento em elementos traços detectados na assinatura geoquímica dos kimberlitos está ligado a processos metassomáticos no interior do manto (O'Reilly, 1984; Smith, 1984). A infiltração de fluidos astenosféricos na litosfera cratônica transforma a assembléia de rochas refratárias pré-existentes nesta região de manto em lherzolito enriquecido em elementos traços, tais como Zr, Ti, Sr, Na, Y e os voláteis P, CO₂, H₂O, Cl, F, B, os quais imprimem neste ambiente as assinaturas geoquímicas observadas em kimberlitos (O'Reilly & Griffin, 1996). A variedade nas assinaturas geoquímicas geradas pela infiltração dos fluidos na base da litosfera durante

os processos metassomáticos reflete provavelmente fluidos de origens diferentes. Os padrões distintos dos elementos traços são observados na figura 28.

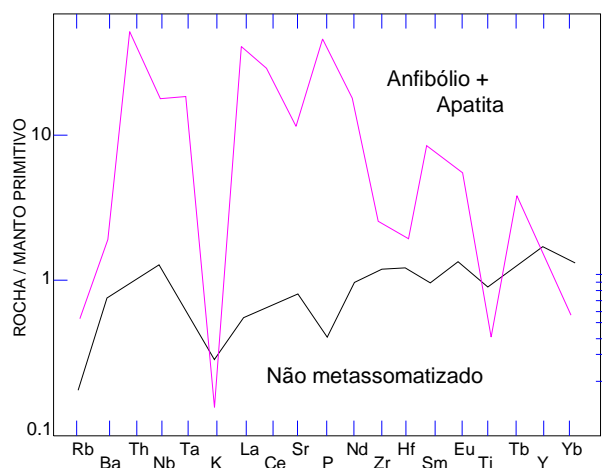
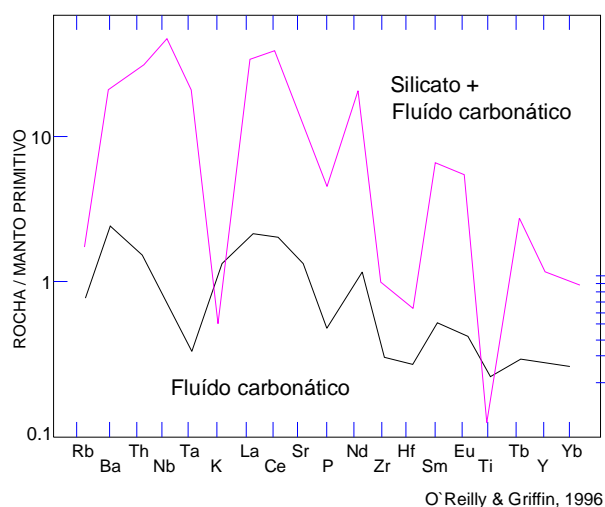


Figura 28 – Assinaturas de elementos traços em manto não metassomatizado e metassomatizado por tipos de fluidos diferentes (O'Reilly & Griffin, 1996).



O'Reilly & Griffin, 1996

Em conseqüência, tipos diferentes de kimberlitos refletem origens de fontes distintas no manto superior. Evidências isotópicas de Pb, Sr e Nd (Smith, 1983) suportam origens distintas entre dois tipos petrograficamente diferentes de kimberlitos na África do Sul, nomeados por Skinner (1987) como Grupo I e Grupo II. Os kimberlitos não micáceos do Grupo I são indicados como provenientes de fonte de manto depletado, enquanto os do Grupo II são micáceos (flogopita) e provenientes de fonte altamente enriquecida em elementos incompatíveis, particularmente Sr radiogênico, o que reflete manto originalmente rico em Rb (Dawson, 1984). Smith (1983) sugere que os dois tipos principais são derivados da fusão de mantos isotopicamente diferentes e que os kimberlitos com valores intermediários constituem misturas de fusões provenientes das duas fontes.

Comparados à maioria das rochas vulcânicas, os kimberlitos apresentam modos de colocação/intrusão diferentes. O teor alto de CO₂ no magma kimberlítico confere a estas rochas texturas genéticas especiais. Os vários aspectos na colocação de *pipe* kimberlítico foram revistos por Clement et al. (1986), Dawson (1984), Harris (1984) e Mitchell (1985, 1991). Apesar da questão ainda não resolvida da ascensão do magma através do manto superior e crosta inferior, está claro que a liberação explosiva dos voláteis pelo magma ao atingir a crosta superior constitui o fator principal na abertura de sua passagem até a superfície. O tamanho, a forma e a complexidade da intrusão dependem de vários fatores, tais como tipo e grau do fraturamento da rocha encaixante, profundidade do lençol freático, processos eruptivos, suprimento de magmas e número das diferentes fases de kimberlitos que atingem a superfície (Helmstaedt, 1993). Correntemente três grupos de rochas genético-texturais, cada uma delas associada a um estilo particular de atividade magmática, são reconhecidos nas intrusões do tipo *pipe*: zona de raiz, diatrema e cratera (Clement & Skinner, 1985; Hawthorne, 1975) (Fig. 29).

A zona de raiz apresenta formato irregular, contendo rochas de vários pulsos de magma com composições diversas e texturas hipabissais típicas. As rochas são compostas por xenocristais relativamente grossos e fenocristais, os quais estão inseridos em matriz de granulação fina, cujos minerais foram cristalizados no magma durante a ascensão (Fipke et al., 1995). Muitas destas rochas contêm carbonato primário abundante e serpentina. Kimberlitos hipabissais também ocorrem na forma de diques e sills. Muitos dos kimberlitos hipabissais formados durante a fase embrionária do *pipe* não atingem a superfície (Clement, 1982; Clement & Reid, 1989).

A zona diatrema é a parte principal da intrusão. Ao contrário da zona de raiz, apresenta contatos regulares e ângulos altos com a rocha encaixante. Consiste em rochas com texturas incomuns que refletem fluidização e degasificação de sistemas intrusivos ricos em voláteis (Clement & Skinner, 1985). *Pelletal lapilli* são constituintes característicos destas rochas, em que o cimento da matriz é composto normalmente de serpentina e micrólitos de clinopiroxênio.

A zona de cratera constitui a expressão superficial da intrusão. Formada por material piroclástico primário, por vezes re-trabalhado, a zona de cratera apresenta contatos irregulares e ângulos baixos quando comparados aos da zona diatrema.

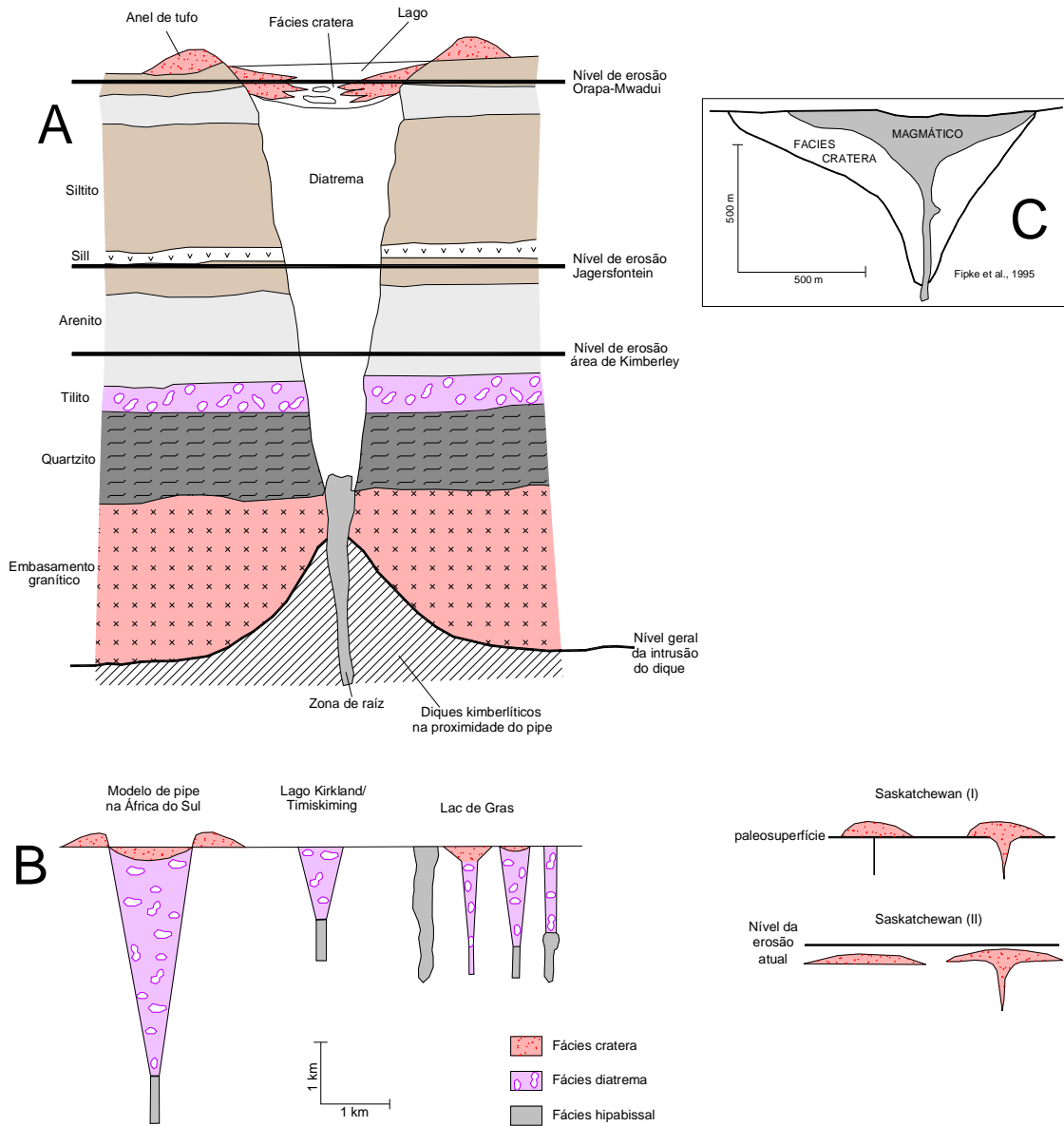


Figura 29 - (A) Modelo de intrusão kimberlítica mostrando a posição relativa das zonas de raiz, diatrema e cratera (segundo Hawthorne, 1975; Dawson, 1980). Note os níveis de erosão em vários kimberlitos na África; (B) Modelo geral de kimberlito comparado com outros tipos não usuais de intrusões no Canadá (segundo Kjarsgaard, 1996); (C) Modelo de intrusão lamproítica.

Nos pipes kimberlíticos cada zona apresenta características diferentes na distribuição de diamante. Devido ao arranjo interno mais simples, a zona diatrema mostra flutuação baixa nos teores, ao contrário da zona de raiz, onde variam de acordo com as diferentes fases magmáticas. Na zona de cratera os teores dependem dos resultados da interação entre os processos piroclástico primários e a erosão, re-sedimentação, intemperismo e lixiviação (Fipke et al, 1995).

O tamanho e formato da área exposta do kimberlito e/ou lamproíto dependem do nível de erosão da intrusão. O formato maior e regular da parte mais superior tende a diminuir e tornar-se irregular à medida que a erosão corta a intrusão mais próxima da zona da raiz (Fig. 30).

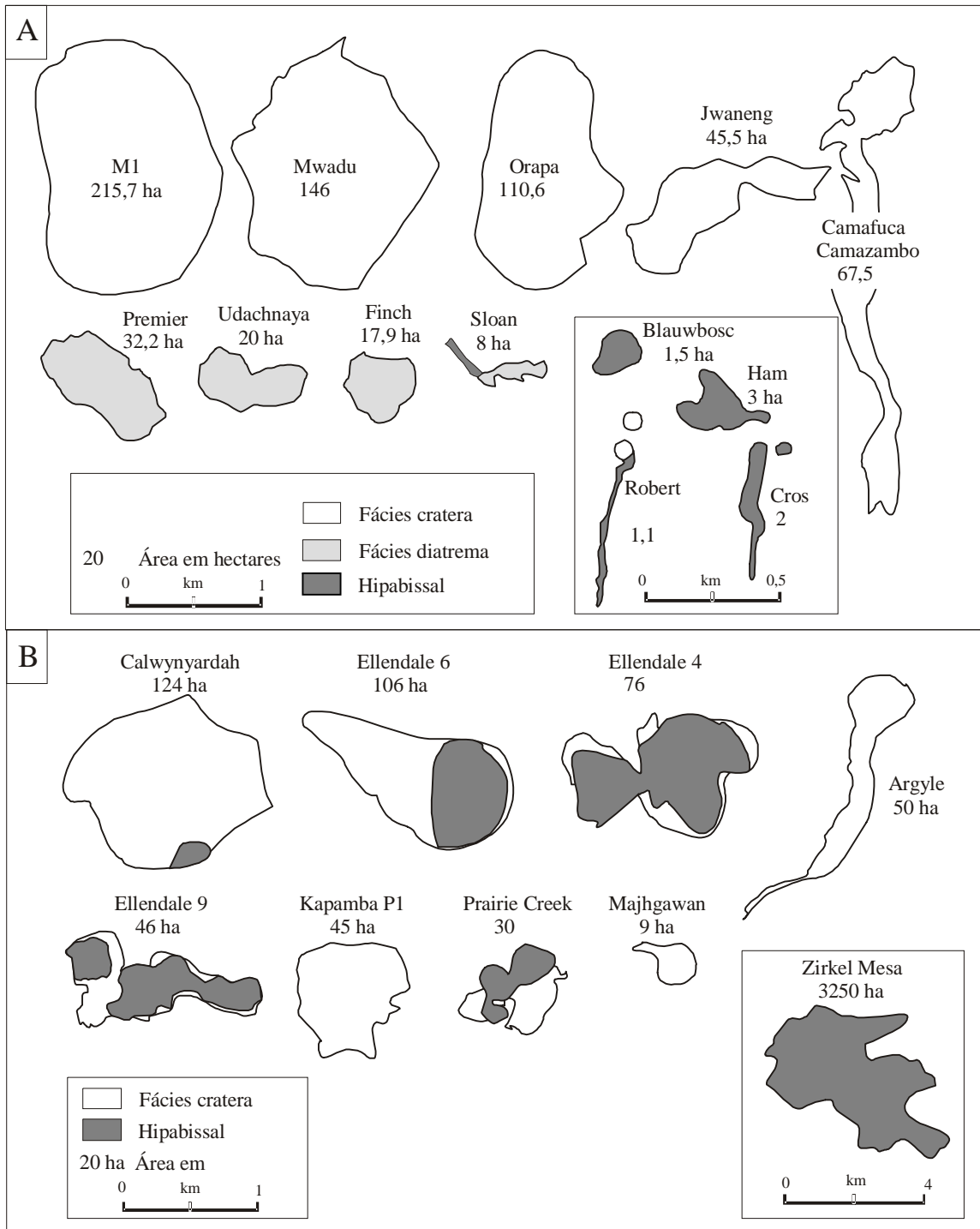


Figura 30 – Nível atual da erosão de diferentes intrusões: (A) kimberlitos; (B) lamproíto. (modificado de Scott-Smith, 1992).

Datações de kimberlitos em diversas regiões do mundo indicam idades do Arqueano ao Terciário. Tentativas de estabelecer ciclicidade nas intrusões não tiveram êxito (Janse, 1984). Contudo, concentrações maiores em determinados intervalos de tempo são observadas, como por exemplo, entre o Jurássico Inferior (175-190 Ma) e o Cretáceo Superior (65-80 Ma). No Brasil a maioria dos kimberlitos se concentra entre 80 e 125 Ma (Pereira, 2001). Em diversas partes do mundo notam-se intrusões de idades diferentes na mesma área. A tendência de idades menores à medida que se afasta dos blocos cratônicos estaria ligada ao movimento destes sobre *hot spot*. Contudo, esta observação tende a simplificar um quadro complexo da situação (Fipke et al., 1995).

Teores econômicos de diamante em kimberlito variam entre 3 cts/tonelada e maior que 200 cts/tonelada. O amplo intervalo entre os teores deve-se principalmente à avaliação dos valores médios de diamante (US\$/cts). Em determinadas localidades observa-se valor de \$10/ct (caso de Juina, Mato Grosso), ao passo que em outras atingem \$300/ct. Obviamente, a viabilidade econômica associa-se a vários parâmetros. Por exemplo, o kimberlito Monastery é antieconômico apesar do valor de \$50/ct observado em determinadas porções da intrusão, enquanto que o *pipe* Letseng La Terrace no Lesotho, com teor aproximadamente de 3 cts/100 toneladas, mas que produz regularmente diamante acima de 20 cts do tipo gema, torna-se viável (Fipke et al., 1995) (Tabelas 02, 03, 04).

País	Kimberlito	Facies	Área (ha)	Teor ct/100t (ppm)	% Gema	Tipo do diamante % eclogítico	Idade (Ma)
Tanzânia	Mwadui	cratera	146	20-28 (0,5)	40		
Zaire	Mbuji Mayi	cratera	15	660 ¹ (1,32)	>5		
Botswana	Jwaneng	cratera	56	140 (0,28)	50		
	Lethlakane	Diatrema	12	25-30 (0,05)	40		
	Orapa	cratera	111	64-69(132) ¹	15	85	93
África do Sul	Kimberley	Diatrema	3,7	176			
	Bultfontein	Diatrema	9,7	35-40 (0,075)	50		
	De Beers	Diatrema	5	15-24 (0,04)		16	90
	Du Toit's Pan	Diatrema	11	18-24 (0,04)			
	Wesselton	Diatrema	9	20-40 (0,06)		2	90,3
	Koffiefontein	Diatrema	10	12 (0,24)	50	7	90,4
	Jagersfontein	Diatrema	10	7 (0,014)			86
	Monastery	Diatrema	1	40 (0,08)			
	Frank Smith	Diatrema					116
Lesotho	Premier	Diatrema	32	30-35 (0,064)	20	62	~1200
	Letseng	Diatrema	15	3-4			
	Mothae	Diatrema	8,8	2-28			
EUA	Kao	Diatrema	19,8	3-18			
	Sloan	Diatrema		8-20 (0,04)	15		~350
Rússia	Mir	Diatrema	12,3	>60(300) ¹ (>0,2)	>20	~12	363
	Zarnitsa	Diatrema	28	?			
	Udachnaya	Diatrema	25	80	20	~12	

¹ teor na superfície

Tabela 02 – Área, idade e teor de kimberlitos do Grupo I (modificado de Helmstaedt, 2002).

País	Kimberlito	Facies	Área (ha)	Teor ct/100t (ppm)	% Gema	Tipo do diamante % eclogítico	Idade (Ma)
Swaziland	Dokolwayo	Diatrema	3	27 (0,054)	50	~20	200
África do Sul	Finsch	Diatrema	17,9	80-100 (0,2)	25	3(35) ²	94;124
	Star	Dique		30 (0,6)	95		
	Bellsbank	Dique		40 (0,08)	>95		119
	New Elands	Diatrema				13	114;127
	Roberts Victor	Diatrema	0,5	27(60) ¹ (0,12)		15	128
	Swaruggens	Dique		300-400 (0,7)			147

¹ teor na superfície

² Em diamantes grandes

Tabela 03 – Área, idade e teor de kimberlito do Grupo II (modificado de Helmstaedt, 2002).

País	Kimberlito	Facies	Área (ha)	Teor ct/100t (ppm)	% Gema	Tipo do diamante % eclogítico	Idade (Ma)
Austrália	Argyle	Cratera	45	680 (1,36)	10	E>>P	~1200
	Ellendale 4	Cratera	84	3,1-24,5 (0,028)	60	P>>E	~22
	Ellendale 9	Cratera		3,8 (0,01)			
EUA	Prairie Creek			muito baixo			80-100
	Leucite Hills						1
Índia	Majhgawan	Cratera		8-15 (0,02)			~1200
Costa do Marfim	Bobi	Dique		acima de 10			1400

E = Eclogítico / P = Peridotítico

Tabela 04 – Área, idade e teor de lamproítos (modificado de Helmstaedt, 2002).

3.5 MÉTODOS DE PROSPECÇÃO

Kimberlitos diamantíferos estão predominantemente confinados aos crátons arqueanos estáveis no mundo. Em escala global menos de 1% dos kimberlitos contêm diamante suficiente para serem econômicos e somente cerca de quinze *pipes* constituem minas de classe mundial (Fipke et al., 1995). Considerados historicamente como a maior fonte primária de diamante, kimberlitos mostram propriedades físicas e químicas extremamente variáveis. O reconhecimento na Austrália de uma segunda fonte primária potencialmente econômica expandiu consideravelmente estas variáveis.

Aspectos de petrologia, mineralogia, geoquímica, geofísica, sensoriamento remoto e dados adicionais de campo, tais como variações granulométricas e cor do solo, anomalias pontuais de determinadas espécies de vegetação e minerais identificados no botafora de formigueiros e cupinzeiros devem ser integrados aos programas de pesquisa (Pereira, 2001). A seleção das técnicas mais apropriadas em programas de pesquisa baseia-se em fatores tais como disponibilidade de fotografias aéreas/imagens e o tempo hábil em obtê-las, levantamentos geofísicos prévios, mapas adequados, facilidades de acesso e fisiografia do terreno, rocha encaixante, geomorfologia, nível de erosão na área alvo, idades das intrusões e previsões das espessuras de coberturas. No Brasil, a diversidade de clima, cobertura vegetal e

vias de acesso implica em estratégias diferentes no planejamento da prospecção, incluindo mesmo a adaptação das equipes no campo (Pereira, 2001).

As últimas descobertas de kimberlitos se relacionam ao desenvolvimento de novos métodos de prospecção, em especial geofísica e geoquímica. Entre as técnicas mais usadas mundialmente na prospecção de kimberlito e lamproíto destacam-se: (1) amostragem para recuperação de minerais pesados-indicadores; (2) geofísica aérea-terrestre e (3) sensoriamento remoto.

Outras técnicas menos usadas, porém ainda aplicadas no decorrer da pesquisa são a amostragem geoquímica e a geobotânica, esta última observada com frequência em fotografias aéreas. A baixa dispersão dos elementos Ni, Cr, Mg e Nb no solo (dezenas de metros) e mesmo em sedimentos de corrente (centenas de metros) tornam a amostragem geoquímica bem menos efetiva que a amostragem de minerais pesados indicadores, recuperados a dezenas de quilômetros da fonte (Fipke et al., 1995).

Aerolevantamentos hiperespectrais foram usados na prospecção para kimberlito a partir de 1997. O sistema desenvolvido e utilizado pela De Beers opera no intervalo de comprimento de ondas entre 500 nm e 2450 nm, correspondente às regiões do visível e infravermelho próximo (500 nm-1.100 nm), infravermelho ondas curtas 1 (1.450 nm-1800 nm) e infravermelho ondas curtas 2 (1.950 nm-2450 nm) (Pereira, 2001). As anomalias nesta técnica são geradas pela detecção da hidroxila Mg(OH) presente em argilominerais típicos da alteração de kimberlito. Revisão detalhada sobre as diferentes técnicas empregadas nos programas de pesquisa para diamante encontra-se em Atkinson (1989).

As técnicas de amostragem e recuperação de granada, espinélio, diopsídio e ilmenita constituem a base na prospecção para kimberlito e lamproíto. Na amostragem para recuperação dos minerais incluem-se sedimentos de corrente, solo, tilito e conglomerado. As análises destes minerais para elementos maiores e menores por meio de microsonda eletrônica, além de identificá-los e diferenciá-los em relação a outros visualmente similares, são também capazes de previsões qualitativas com respeito ao potencial diamantífero da fonte (Gurney, 1984; Helmstaedt & Gurney, 1994). Devido ao fato de serem encontrados com frequência como inclusões em diamante, granada e espinélio são usados nesta aplicação. Ao correlacionar em escala mundial 85% das inclusões de granada peridotítica em diamante com a granada lherzolítica, pobre em Ca e rica em Cr, Gurney (1984) estabeleceu a relação entre o potencial diamantífero da intrusão e a presença desta granada. Estudos de xenólitos eclogíticos portadores de diamante mostram granada e clinopiroxênio anômalos em Na e K, respectivamente. O teor de Na > 0,07 na granada constitui diagnóstico do potencial

diamantífero da fonte (Fipke et al., 1995; Gurney, 1984). A cromita é usada de maneira similar à granada. Cromita associada ao diamante mostra teor alto em Cr (>60 wt% Cr₂O₃) e moderado a alto teor de Mg (entre 12 e 16% em peso Mg). O sucesso desta técnica em relação ao kimberlito aplica-se parcialmente ao lamproíto. A razão para o fato deve-se às populações menores dos minerais indicadores neste tipo de rocha. Em Argyle, 32 kg de tufo arenoso com teor alto de diamante indicaram somente três grãos de granada peridotítica e três de granada eclogítica. Resultado semelhante foi observado no lamproíto de Prairie Creek (Arkansas, Estados Unidos), onde 42 kg do fácies mais diamantífero forneceram dois grãos de granada eclogítica e três de granada peridotítica (Fipke et al., 1995). Como se observa, o volume da amostra na prospecção para lamproíto é fundamental. Argyle, responsável por 1/3 da produção mundial de diamante, foi descoberto por meio de três amostras de aluvião, coletadas em intervalos de 5 km a jusante da intrusão, onde se recuperaram dois, quatro e cinco diamantes, respectivamente (Jaques et al., 1986). Volume inferior na amostragem obviamente não recuperaria mineral indicador e provavelmente diamante também não.

Em países extensos como o Brasil, onde em determinadas áreas mapas acham-se desatualizados, o uso de imagens de satélite sistema ótico e/ou radar e fotografias aéreas é extremamente útil. Apesar da baixa resolução espacial e espectral das imagens de satélites para a detecção direta de kimberlito ou lamproíto, estes produtos são usados na integração com dados geofísicos e fotografias aéreas para análises estruturais e geológicas (Pereira, 2001). Anomalias de vegetação constituem o principal critério na detecção direta de kimberlitos em fotografias aéreas. Em alguns casos as anomalias são bem definidas e se relacionam com os solos férteis derivados das intrusões, sendo particularmente contrastantes se os solos originados das rochas encaixantes são arenosos. Associadas às outras técnicas, as fotografias aéreas têm sido usadas em análises estruturais, geomorfológicas, definição de vales e terraços de aluviões diamantíferos e principalmente na integração com dados de geofísica e imagem de satélite na identificação e checagem de anomalias. A experiência do autor na interpretação de fotografias aéreas, imagens de satélite e radar indica que as feições de superfície relacionadas às intrusões estão intimamente ligadas ao uso da terra, ambiente geológico e pedogênese. Aspectos tais como tipo de rocha encaixante, vegetação, clima, história da erosão e tamanho da intrusão são relevantes.

As técnicas mencionadas, inclusive as largamente empregadas em programas de prospecção no Cráton do São Francisco, foram abordadas no Capítulo 2.

3.6 LAMPROÍTO

Como kimberlito, lamproíto constitui rocha petrográfica e quimicamente complexa. Estudos sobre esta rocha foram realizados por Mitchell (1989), Mitchell & Bergman (1991), Scott-Smith (1992) e Scott-Smith & Skinner (1984). Scott-Smith & Skinner (1984) consideram o lamproíto como rocha ígnea, ultrapotássica, magnesiana. Caracteriza-se pela alta razão K_2O/Na_2O , tipicamente maior que cinco. Mostra concentrações altas de Cr e Ni, como nas rochas ultrabásicas e extremamente altas nos elementos Rb, Sr, Zr e Ba. Ao contrário do kimberlito, CO_2 é praticamente ausente. Lamproíto contém quantidades variáveis de leucita como fenocristal primário e/ou como constituinte da matriz junto com vidro, seguidos de flogopita (tipicamente titanífera), clinopiroxênio (tipicamente diopsídio), anfibólio (richeterita titanífera potássica), olivina e sanidina. Priderita, perovskita, apatita, wadeita e espinélio podem ocorrer. A distinção entre lamproíto e kimberlito é feita pela presença, no primeiro, de leucita, anfibólio, sanidina, vidro, priderita, wadeita e ausência de monticelita, carbonato e serpentina primários. Os minerais nefelina, sodalita, noseana, kalsilita, melilita, plagioclásio e melanita são usados para distinguir leucitito, katungito, kamafugito, nefelinito, melilito e alnoito de lamproíto (Mitchell, 1989). A tabela 05 compara os minerais presentes em lamproíto e kimberlito.

Lamproíto	Kimberlito
Leucita*	Olivina
Vidro*	Flogopita
Flogopita	Monticelita ⁺
Clinopiroxênio	Carbonato ⁺
K-Richerita*	Serpentina
Olivina	Clinopiroxênio
Perovskita	Ortopiroxênio
Apatita	Apatita
K-feldspato*	Cr-Espinélio
Priderita*	Ilmenita
Wadeita*	Perovskita
Sr-Barita*	Zircão
Cr-Espinélio	
Titanomagnetita	
Armalcolita	
Zircão	

Tabela 05 – comparação da mineralogia entre lamproíto e kimberlito (Fipke et al., 1995).

(*) Fase única para lamproíto comparado com Kimberlito

(⁺) Fase única para kimberlito comparado com lamproíto

Em contraste com kimberlito, que atinge profundidade de 2 km, o lamproíto não ultrapassa 500 metros, o que resulta na ausência das extensas zonas de diatrema e raiz observadas em kimberlito. O pouco desenvolvimento destas zonas é atribuído à presença baixa de CO₂ na erupção dos magmas lamproíticos, resultando na participação maior da zona de cratera e pequenos *vents* ou alimentadores. A maioria dos lamproítos apresenta formato de taça de *champagne* e contatos irregulares com a encaixante. Característica muito própria desta rocha consiste na intrusão de magma tardio no depósito piroclástico, formando usualmente lago de lavas (Fig. 29). Lamproítos são rochas ultrapotássicas, peralcalinas, enriquecidas em elementos compatíveis e incompatíveis, especialmente Rb, Ba, Ti, Zr e terras raras leves. Variações e médias das composições de alguns lamproítos podem ser observadas na tabela 01. Apresentam composições médias mais altas em SiO₂, Al₂O₃, K₂O, Rb, Ba, Sr, Zr e terras raras leves e mais baixas em MgO, CaO, H₂O, CO₂, Ni, Co e Cr, quando comparados aos kimberlitos (Fipke et al., 1995).

Lamproítos, como kimberlitos, são produtos de magmatismo intraplaca. Contudo, ao contrário dos kimberlitos (econômicos) confinados aos crátons arqueanos, os lamproítos ocorrem nas suas margens, junto aos cinturões móveis.

3.7 CONTROLE GEOTECTÔNICO

Como produtos de magmatismo intraplaca, kimberlito e lamproíto não são confinados exclusivamente aos terrenos arqueanos do cráton. Também ocorrem em cinturões dobrados, no embasamento durante desenvolvimento de falhas normais estabelecidas na instalação de sistemas extensionais anteriores ao desenvolvimento de orogenias e em seguida às deformações e cratonização dos cinturões dobrados (Helmstaedt, 2002).

Apesar das numerosas tentativas para explicar a distribuição espacial e temporal, o controle geotectônico na maioria das intrusões não é claro (Janse, 1984; Dawson, 1989; Mitchell, 1991). Kimberlitos são relacionados a (1) soerguimento regional acima de corrente de convecção ascendente (Dawson, 1970; Janse, 1991); (2) diápiro do manto (Willie, 1980); (3) *hotspot* do manto (Le Roex, 1986; Skinner, 1989); (4) rifteamento de continente (Dawson, 1989); (5) falhas transformantes (Haggerty, 1982).

Os modelos propostos, contudo, não explicam definitivamente a colocação de kimberlito e lamproíto. As incertezas dos modelos devem-se ao fato de que os processos de formação e ascensão do magma até a superfície são ainda especulativos (Helmstaedt, 2002).

Mesmo que os controles geotectônicos responsáveis pelo magmatismo kimberlítico

não sejam claros, os modelos de exploração devem levar em consideração que o magmatismo portador de diamante se relaciona somente a processos relativamente não destrutivos das quilhas mantélicas favoráveis à preservação de diamante. Por exemplo, é pouco provável que as gerações sucessivas de kimberlitos observados na África do Sul tivessem amostrado regiões de manto diamantífero caso ações destrutivas como *hotspot* ou pluma tivessem elevado repetidamente acima de 200 °C a temperatura ambiente na base da litosfera (Hill et al., 1992). Ainda que pesquisadores tenham proposto relação temporal entre atividades de pluma e magmatismo kimberlítico (Haggerty, 1994), o exame em várias partes do mundo entre a distribuição geográfica de kimberlitos diamantíferos e grandes províncias ígneas mesozóicas não mostra correlação (Coffin & Eldholm, 1994). Derrames de basaltos continentais, geralmente localizados próximos às margens dos crátons, exercem no máximo controle secundário na formação de kimberlito quando enriquecem mantos adjacentes por metassomatismo. Em geral, kimberlitos diamantíferos situam-se mais no interior do cráton em relação aos derrames basálticos localizados nas bordas. Em locais onde províncias basálticas e kimberlitos ocorrem juntos, tal como na Sibéria, somente os kimberlitos anteriores ao derrame basáltico triássico são diamantíferos. Os kimberlitos mais jovens na região não mostram teores econômicos (Milashev, 1973, 1974).

Segundo Helmstaedt & Gurney (1997), as diversidades nas hipóteses sobre o ambiente tectônico responsável pelo magmatismo kimberlítico devem-se à falta do entendimento completo sobre a gênese de kimberlito, a correlação dos processos sublitosféricos responsáveis pela formação do magma, bem como conhecimento sobre o ambiente geotectônico nas porções superiores das placas litosféricas onde kimberlitos migram até a superfície. De acordo com os mesmos autores, o exame na formação dos kimberlitos na África meridional mostra que as trilhas dos *hotspots* conhecidos e a distribuição de kimberlitos na região são incompatíveis.

Exemplos de kimberlitos controlados por falhas ou estruturas regionais são abundantes. Porém, raramente é possível determinar se tais estruturas foram ativas durante a colocação da intrusão ou se atuaram somente como passagem passiva durante a ascensão do magma. Conforme mencionado, a correlação de estruturas com processos destrutivos ou não das quilhas litosféricas deve ser considerada na seleção de áreas para prospecção de kimberlito diamantífero. Por exemplo, intrusões controladas por estruturas relacionadas à zona de rifte devem ser estudadas com cautela, pois evidências em várias regiões do mundo mostram que rifteamento constitui um processo destrutivo progressivo de quilhas mantélicas (Hoffman, 1990).

CAPÍTULO 4

4. DIAMANTE

4.1 INTRODUÇÃO

Várias partes do mundo contêm núcleos cratônicos arqueanos estáveis desde o Neoarqueano. Particularmente, os crátons arqueanos Kaapvaal na África do Sul e Yakutia na Rússia apresentam limites cratônicos litosfera/astenosfera entre 160-180 km e cerca de 220 km, respectivamente (Boyd & Gurney, 1986; Griffin et al., 1996). Tais litosferas espessas sob crátons arqueanos contrastam com limites entre 90 e 120 km observados em áreas não cratônicas ou em boa parte dos crátons mais jovens (Cheng et al., 1991; Eggler et al., 1988; Muirhead & Drummond, 1990).

Diamante, como grafita, é constituído por carbono. Com poucas exceções, as formas primárias de crescimento de diamante são o octaedro, típico de ambiente com temperaturas mais altas e o cubo, observado em temperaturas mais baixas (~ 1000 °C), limite do campo de estabilidade grafita-diamante (Gurney, 1986; Haggerty, 1986). A maioria dos diamantes contém teores significativos de nitrogênio como impureza, cuja presença maior ou menor os classifica em tipo I e II. O estudo da agregação de nitrogênio na rede cristalina subdivide o tipo I em Ia e b (Gurney, 1986; Evans & Harris, 1986). Segundo Evans & Qi (1982), o tipo Ia que constitui a maioria, se relaciona ao tempo de permanência no manto (acima de 200 Ma) e temperaturas entre 1000 e 1400 °C.

Sulfetos, olivina, ortopiroxênio, granada, cromita, clinopiroxênio e cianita constituem mais de 99 % das inclusões de minerais em diamante. Apesar de que a maioria das inclusões é monominerálica e com tamanho em torno de 100 µm, inclusões bi e poliminerálicas também ocorrem (Fipke et al., 1995).

As inclusões poliminerálicas são importantes pelo fato de que os mesmos geotermômetros usados nos cálculos do equilíbrio da pressão e temperatura do diamante hospedeiro são também utilizados para calcular o equilíbrio de xenólitos provenientes do manto (Carswell & Gibb, 1984; Finnerty & Boyd, 1984). As condições de equilíbrio estimadas para inclusões peridotíticas singenéticas variam entre 900 e 1300 °C e 45 a 65 kbar (Meyer, 1987), valores estes situados no campo de equilíbrio do diamante, ou geoterma em torno de 40 mW/m², segundo Kennedy & Kennedy, 1976.

Temperaturas de equilíbrio calculadas para inclusões em diamante sugerem que os gradientes geotérmicos baixos, bem como as litosferas espessas observadas em determinados crátons foram estabelecidas há mais de três bilhões de anos, portanto no Arqueano (Boyd & Gurney, 1986).

Duas contribuições importantes sobre a origem do diamante referem-se às evidências isotópicas de que os diamantes peridotíticos e eclogíticos são mais velhos que o kimberlito ou lamproíto hospedeiros (Kramers, 1978; Richardson et al., 1984) e que carbono orgânico, reciclado na subducção de litosfera oceânica, está associado à cristalização do diamante eclogítico (Kirkley et al., 1991).

Diamantes são parcialmente reabsorvidos durante a ascensão desde o manto superior até a superfície (Robinson, 1979; Robinson et al., 1986). A temperatura do magma mais fugacidade do oxigênio e o tempo de residência na crosta exercem papel importante no desenvolvimento das feições observadas na superfície do diamante (Haggerty, 1986; Meyer, 1985; Cull & Meyer, 1986).

4.2 MANTO LITOSFÉRICO SUBCONTINENTAL

Crátons arqueanos estão presentes em todos os continentes e constituem, quando preservados, os testemunhos mais antigos da evolução geológica nas grandes porções de massas emersas do planeta. A presença destes núcleos continentais antigos indica que a formação dos crátons foi comum antes de 2.500 Ma. Evidências petrológicas, geoquímicas e sismológicas sugerem que estes núcleos se formaram em condições únicas no Arqueano (Jordan, 1988; Rudnick, 1995; O'Reilly et al., 2001).

Jordan (1979, 1988) propôs o termo tectosfera para descrever a camada mais profunda do manto litosférico arqueano, que permanece preso ao continente mesmo durante a deriva continental. De acordo com este modelo, a depleção do manto cratônico produz resíduos de densidades baixas e refratários, resultando em raízes cratônicas mais frias que o manto convectivo astenosférico em volta. Isolado do manto convectivo, o manto litosférico subcontinental tende a resistir à homogeneização ao longo do tempo. Sua menor densidade e maior viscosidade são fundamentais na manutenção da sua integridade mecânica (O'Reilly et al., 2001). A distinção entre litosfera e astenosfera coincide com as observações geofísicas e assinaturas geoquímicas, técnicas usadas para definir a localização e o caráter do limite litosfera-astenosfera.

Conforme enfatizado em outros capítulos deste trabalho, xenólitos e xenocristais do manto trazidos por basalto, lamproíto e kimberlito são usados no reconhecimento e propriedades de diferentes tipos de rochas e/ou profundidades. Episódios vulcânicos de idades diferentes fornecem dados das condições de manto em épocas distintas, correspondentes às idades das intrusões. Informações importantes, tais como a estrutura composicional do manto litosférico subcontinental em diferentes épocas, variações na composição de manto e seus efeitos na tectônica, bem como o tipo de manto litosférico reciclado para o manto convectivo, são obtidos nesta metodologia.

Geoterma consiste na variação da temperatura em relação à profundidade, obtida em determinado tempo e local. Paleogeotermas construídas empiricamente, usando temperaturas e pressões calculadas a partir da assembléia de minerais recuperados em xenólitos de manto, fornecem o mapeamento geoquímico do manto litosférico subcontinental (O'Reilly et al., 2001). Outro método também usado (Pollack & Chapman, 1977) no cálculo da geoterma consiste em extrapolar em profundidade o fluxo térmico da superfície. De acordo com O'Reilly et al. (2001), a construção de paleogeotermas obtidas em aproximadamente trezentas localidades no mundo mostra que os valores são tipicamente mais baixos sob áreas cratônicas com crosta arqueana que sob áreas de crátons proterozóicos e ainda mais baixos que sob os terrenos de cinturões móveis fanerozóicos.

Uma vez inferida a geoterma e projetadas as temperaturas calculadas das profundidades de origem dos xenólitos, O'Reilly & Griffin (1996) usam a coincidência da profundidade mínima de ocorrência abundante de rochas ultramáficas (peridotito) com a profundidade máxima dos xenólitos de granulitos máficos para estimar a profundidade do limite crosta-manto. Por outro lado, usa-se a profundidade máxima onde ocorre granada com baixo teor de Y (<10 ppm), característica de litosfera depletada, como limite geoquímico litosfera-astenosfera. Tal limite coincide com temperaturas entre 1200 °C e 1300 °C. Granada de regiões mais profundas mostra teor de Y + Ti + Zr mais alto, teor este interpretado como assinatura de metassomatismo astenosférico. O limite litosfera-astenosfera indicado deste modo apresenta-se mais profundo sob áreas cratônicas preservadas (250-180 km) e mais raso abaixo de cinturões dobrados ou riftes (O'Reilly et al., 2001).

Temperaturas de equilíbrio de xenólitos ou xenocristais inferidas em determinada geoterma possibilitam inserir as informações geoquímicas de cada amostra em um contexto espacial, permitindo, assim, mapear a distribuição vertical das diferentes rochas, bem como o tipo de alteração metassomática (O'Reilly et al., 2001). Usando pontos múltiplos de amostragem (kimberlitos distribuídos na região), obtêm-se imagens com a distribuição lateral

do manto litosférico subcontinental, as quais, quando possível, são comparadas com dados geofísicos e geologia de superfície. A figura 31 mostra a tomografia química de diferentes regiões no mundo. No caso da Sibéria, kimberlitos de idades paleozóica e mesozóica fornecem amostras ao longo de 1.000 km, cruzando terrenos arqueano e proterozóico (Griffin et al., 1998a). No cráton Slave no Canadá este tipo de mapeamento revelou duas regiões distintas na litosfera. A porção superior (140-150 km) consiste em harzburgito extremamente depletado, enquanto a inferior (150-220 km) é significativamente menos depletada. A extensão lateral maior que 14.000 km² desta estrutura foi mapeada, usando concentrados recuperados de kimberlitos e amostras coletadas em programas de exploração. A porção inferior de manto menos depletado foi interpretada como acreção de material de pluma, que é consistente com a presença abundante de inclusões em diamante características de manto inferior (Griffin et al., 1998b; Jones et al., 2001).

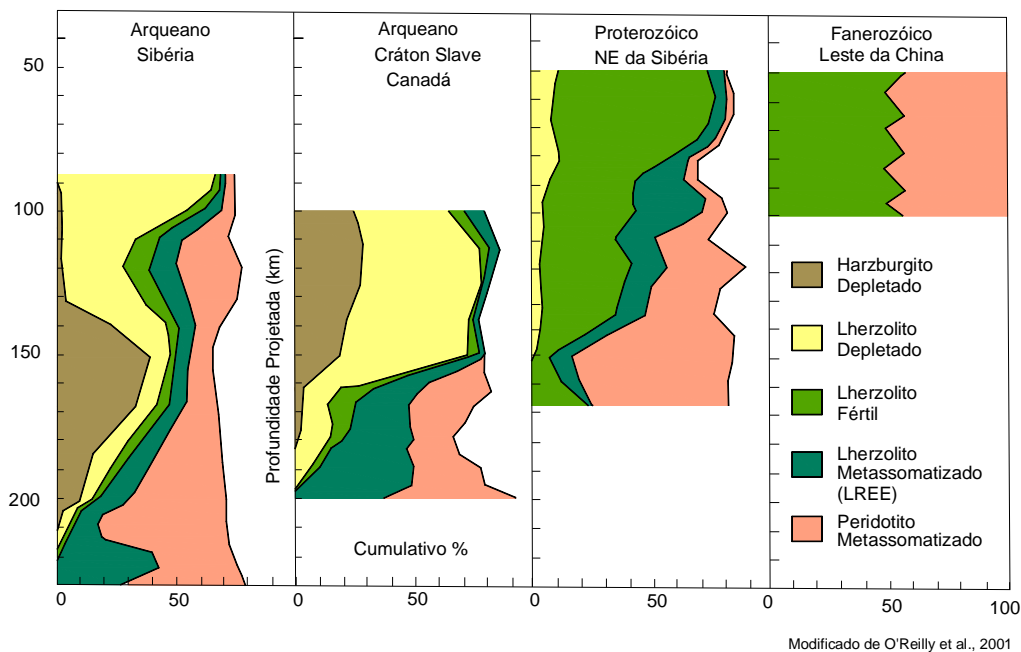


Figura 31 – Seções de tomografia química mostrando abundâncias relativas de diferentes tipos de rochas em profundidades distintas do manto litosférico. As seções são construídas plotando dados de xenocristais de granada versus a profundidade derivada da projeção da T_{Ni} (termometria com base no elemento traço Ni em granada) para cada grão da paleogeoterma inferida (Griffin et al., 1999)

Na porção leste do Cráton Sino-Coreano, erupções vulcânicas separadas por cerca de 400 Ma permitem o mapeamento da litosfera. No Ordoviciano o manto era espesso, frio, diamantífero e com composição tipicamente arqueana (Fig. 32B). Já ocorrências de lamproíto

e basaltos terciários na região amostraram litosfera fina (<120 km), quente e fértil (Fig. 32C) (Griffin et al., 1998c).

O entendimento da relação entre o manto litosférico e a crosta sobrejacente é importante para compreender como os continentes foram estabilizados, bem como se os processos que envolvem placas tectônicas e crescimento crustal sofreram modificações ao longo do tempo. (O'Reilly et al., 2001).

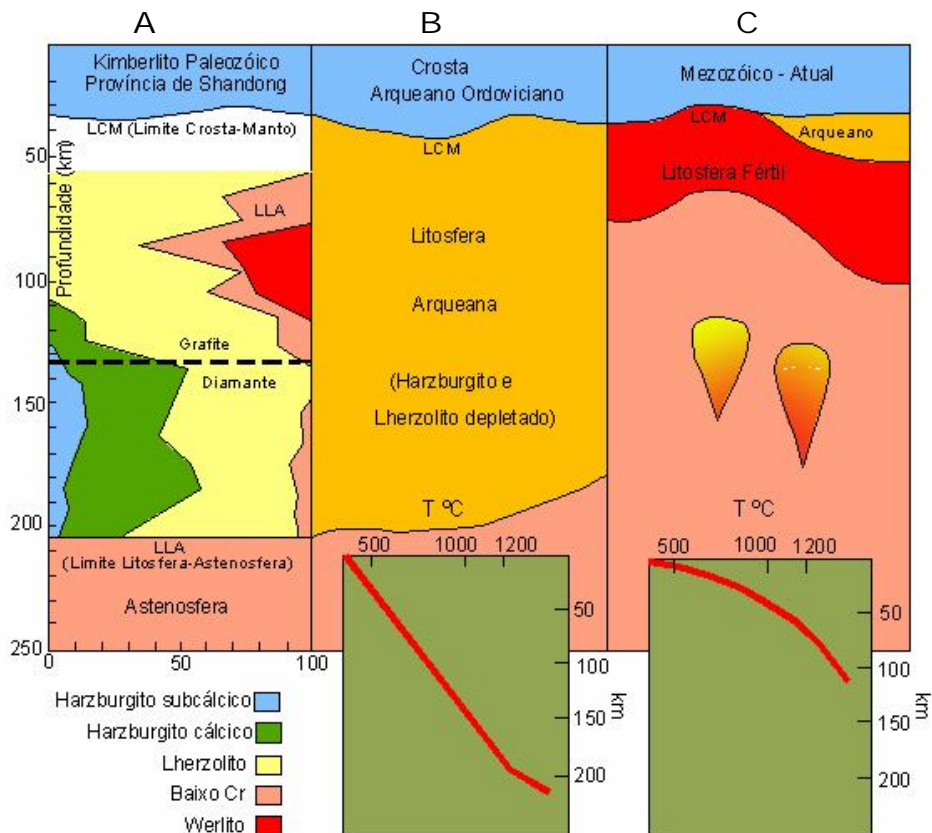


Figura 32 – Evolução da litosfera na porção leste do Cráton Sino-Coreano. (A) Estratigrafia do manto litosférico subcontinental obtida por meio de dados de granada; (B) Paleogeoterma ordoviciana derivada de xenocristais recuperados em kimberlitos intrusivos em manto arqueano espesso; (C) Seção de manto litosférico subcontinental e geoterma derivados de dados geofísicos e xenólitos recuperados em basaltos terciários (O'Reilly et al., 2001).

Resultados das análises do teor de Cr_2O_3 em 16.000 grãos de xenocristais de granada provenientes de rochas vulcânicas de diferentes pontos do mundo indicam que a composição média do manto litosférico subcontinental correlaciona-se, na maioria das vezes, com a idade dos eventos tectonotermiais da crosta intrudida por rochas vulcânicas. Assim, crosta continental mais jovem é sobrejacente a manto litosférico subcontinental menos depletado (Griffin et al., 1998d, 1999). Os dados mostram que o manto litosférico subcontinental torna-

se menos depletado do Arqueano ao Fanerozóico em termos dos teores de Al e Ca e que xenólitos de granada peridotito provenientes de áreas extensionais mais jovens são geoquimicamente similares ao manto primitivo com característica de baixo grau de depleção por fusão parcial (O'Reilly et al., 2001).

A correlação íntima entre a composição de manto litosférico subcontinental e a idade crustal constitui evidência forte de que o volume crustal e seu manto litosférico subjacente se formam quase contemporaneamente, permanecendo unidos por longo período.

De acordo com os cálculos de Poudjom Djomani et al. (2001), a densidade média do manto litosférico subcontinental, sob temperatura e pressão padrões, aumenta significativamente do Arqueano ($3,31 \pm 0,016 \text{ Mg m}^{-3}$) para o Proterozóico ($3,34 \pm 0,002 \text{ Mg m}^{-3}$) e Fanerozóico ($3,37 \pm 0,2 \text{ Mg m}^{-3}$) (Fig. 33). As variações na densidade do manto são controladas pela geoterma e pelo comportamento elástico dos minerais a cada temperatura (T) e pressão (P) (O'Reilly et al., 2001).

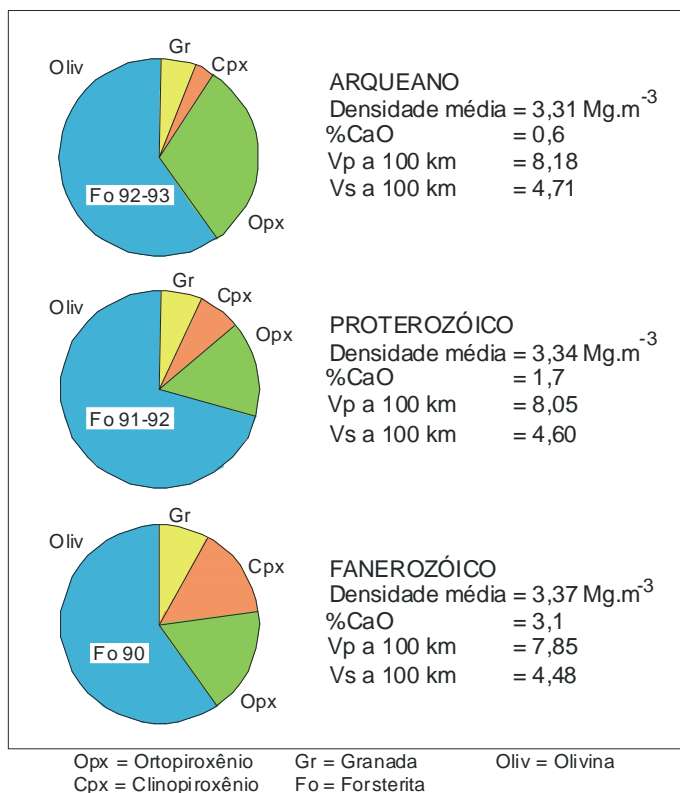


Figura 33 – Dados de propriedades modal e física de mantos litosféricos de idades diferentes. Densidades calculadas em temperatura e pressão padrões; velocidades das ondas cizalhantes (Vs) e compressionais (Vp) em km/s a 100 km.

Considerando as propriedades do manto litosférico subcontinental descritas acima, supõe-se que quilha litosférica arqueana espessa, menos densa e mais depletada que a astenosfera circundante não se fragmentaria. De fato, segundo O'Reilly et al. (2001) tal quilha provavelmente não sofreria delaminação ou dispersão somente por força gravitacional ou fusão. Contudo, mudanças monitoradas neste tipo de manto em diversas regiões do mundo

mostram que as litosferas espessas sob crátons arqueanos sofrem transformações. Yuan (1996) sugere que a transformação de manto litosférico subcontinental arqueano envolve rifteamento com subida concomitante de material astenosférico fértil ao longo de quebras na raiz arqueana, contribuindo mais para dispersão e diluição que propriamente remoção ou delaminação do manto litosférico. As transformações monitoradas por erupções no Cráton Sino-Coreano mencionado acima constituem exemplo de redução da litosfera pela ação de fluidos e calor. Na região do Alto Paranaíba, Minas Gerais, o contraste na qualidade de manto amostrado por kimberlito do Cretáceo inferior em relação aos kamafugitos do Cretáceo superior indica aquecimento e adelgaçamento da litosfera na área afetada pelo alto estrutural. Comparações nas variações de temperaturas de grãos de clinopiroxênio recuperados em kimberlitos e kamafugitos indicam que a região na cabeceira dos rios Abaeté e Borrachudo, área vizinha às cidades de Carmo do Paranaíba e Lagoa Formosa, sofreu aquecimento de aproximadamente 250⁰C no intervalo entre 89 e 85 Ma (Read et al., 2003). Também granada com pressão até 51 kbar recuperada no kimberlito Canastra 01, datado em 120 Ma, indica espessura de litosfera em torno de 150 km na época da intrusão, enquanto xenólitos de kimberlito (Província Indaiá) com idade Rb-Sr em mica de 95 Ma e distante cerca de 120 km a leste-nordeste do Canastra 01, indicam, com base em medidas de geotermobarometria, espessura da litosfera inferior a 100 km (Bizzi et al., 1990). Maiores detalhes sobre a evolução da litosfera na porção sul do Cráton do São Francisco serão abordados adiante.

4.3 DIAMANTE E O AMBIENTE FAVORÁVEL NA BASE DA LITOSFERA

Estudos das inclusões em diamante e da assembléia de minerais em xenólitos portadores de diamante mostram que a formação de diamante na base da litosfera está associada a granada peridotito, em que granada harzburgito predomina sobre lherzolito e eclogito. A predominância de diamante com inclusões peridotíticas (diamante do tipo P) sobre aqueles com inclusões de minerais eclogíticos (diamante do tipo E), bem como as composições químicas das inclusões (Gurney, 1989; Harris, 1987) sugerem que a fonte no manto superior consiste em harzburgito quimicamente depletado com lentes de eclogito. O enriquecimento em LREE da granada subcálcica na assembléia de minerais harzburgíticos pressupõe evento metassomático anterior à geração do kimberlito (Shimizu & Richardson, 1987).

Considerando que inclusões de minerais peridotíticos se acham em equilíbrio com o diamante hospedeiro durante a inclusão, estima-se, por meio da geotermobarometria em fases

de silicatos, que os diamantes são formados em pressões correspondentes a profundidades entre 150 e 200 km e temperatura geralmente não acima de 1200 °C (Boyd et al., 1985; Haggerty, 1986) (Fig. 34).

Apesar de que estimativa independente de pressão não é viável para assembléia de silicatos em diamante eclogítico, as temperaturas previstas para tais rochas são consistentes com os valores obtidos para peridotito, quando pressões similares são assumidas. Por exemplo, ao usar a troca de Fe-Mg no par granada-clinopiroxênio, calibrado por Ellis & Green (1979), Schulze (1992b) inferiu a temperatura de 1084 °C para 50 kbar relativo à assembléia de diamante eclogítico no kimberlito Sloan (EUA), temperatura que é consistente com o equilíbrio em condições estáveis do gradiente geotérmico subcratônico (Pollack & Chapman, 1977).

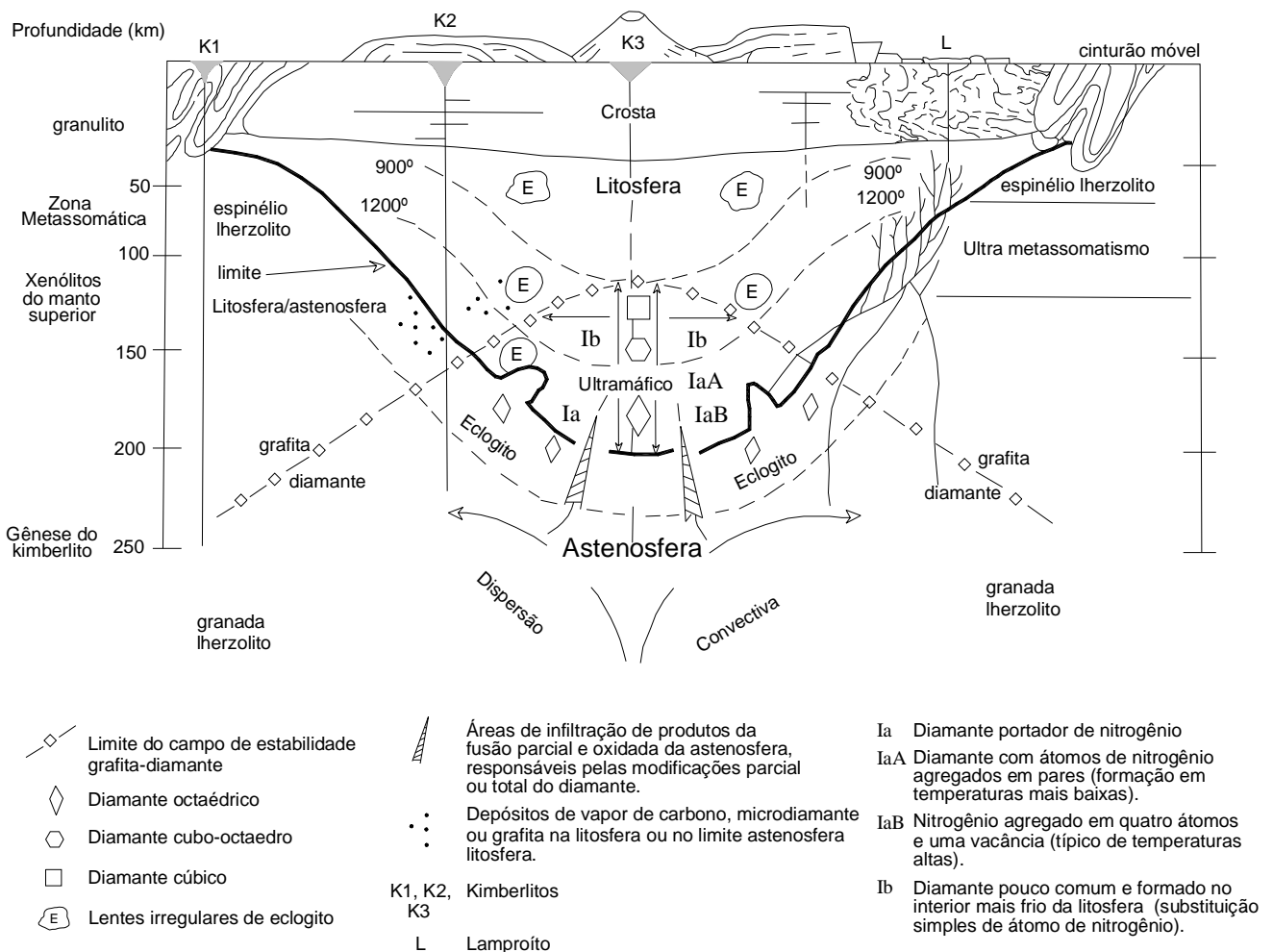


Figura 34 – Representação esquemática de litosfera subcratônica com espessura crustal em torno de 40 km, limitada por cinturões dobrados. Os tipos de rochas na astenosfera consistem em espinélio e granada lherzolito. Em relação à litosfera, onde predominam harzburgito e dunito subordinado, a astenosfera mostra fugacidade de oxigênio

(fO₂) maior, densidade e temperatura mais altas, é geoquimicamente fértil e mais dúctil. As isothermas mostradas de 900 °C e 1.200 °C são côncavas, enquanto a curva do limite do campo grafita-diamante é convexa. Na litosfera o termo ultramáfico refere-se à suíte de inclusões ultramáficas Cr-piropo, olivina, enstatita, Cr- espinélio e raramente Cr-diopsídio. As lentes de eclogito aparentemente são resultado da subducção de crosta oceânica ao longo do contato astenosfera-litosfera, a partir das zonas de colisões laterais. Diamante octaédrico do tipo Ia prevalece nas zonas de contato e mais quentes da litosfera, enquanto cubo-octaedro se desenvolve mais no interior, ao qual o tipo Ib, pouco comum, se restringe. Os tipos IaB e IaA são característicos, respectivamente, das porções de temperaturas elevadas da base e mais frias da litosfera (Haggerty, 1986).

A maioria dos diamantes aparentemente se forma e sobrevive na base de litosfera relativamente fria, onde a deflexão de isothermas voltadas para baixo corresponde à expansão do campo de equilíbrio do diamante para cima (Fig. 34).

As inclusões de minerais singenéticos são usadas também na datação de diamante. A primeira sugestão de que o diamante é muito mais antigo que o kimberlito hospedeiro deve-se a Kramers (1979) ao analisar (U-Pb) inclusões de sulfetos em diamantes provenientes do kimberlito Finsch, África do Sul, de idade mesozóica. O estudo de Kramers (1979) foi confirmado por Richardson et al. (1984) ao obter idade modelo Sm-Nd de 3.300 Ma em inclusões peridotíticas de diamantes provenientes do mesmo kimberlito Finsch. Dados isotópicos Sm-Nd e Rb-Sr obtidos em granada subcálcica inclusa em diamantes provenientes do kimberlito paleozóico Udachnaya na Sibéria indicam resultados similares (Gurney, 1989). Apesar de mais jovens que os diamantes do tipo peridotítico, ainda assim os diamantes do tipo eclogítico provenientes dos kimberlitos Roberts Victor na África do Sul, Orapa em Botswana e do lamproíto Argyle na Austrália mostram idades mais antigas que o kimberlito/lamproíto hospedeiros. Em Argyle, análises do par de inclusões granada cor laranja escuro e clinopiroxênio verde claro indicam idade de 1.580 ± 60 Ma para o diamante (Richardson, 1986), enquanto o lamproíto foi datado aproximadamente 1.130 Ma (Skinner et al., 1986).

No caso do *pipe* Premier na África do Sul, que constitui exceção, análises do mesmo tipo de par mineral estudado em Argyle (Fig. 35) indicaram idade isocrônica Sm-Nd de 1.150 ± 60 Ma (Richardson, 1986), praticamente coincidente com a idade obtida para o kimberlito de 1.180 ± 30 Ma (Smith, 1983). Idades obtidas em diamantes do tipo peridotítico e eclogítico provenientes do mesmo kimberlito (Finsch) apontam valores totalmente diferentes (Helmstaedt, 2002). Tais valores discrepantes em idades indicam processos de formação

distintos, em que as raízes de manto harzburgítico depletado se relacionam a eventos de idade arqueana (Boyd & Gurney, 1986), agregadas por subducção de rochas eclogíticas portadoras de diamante em épocas diferentes (Gurney, 1990; Smith et al., 1989).

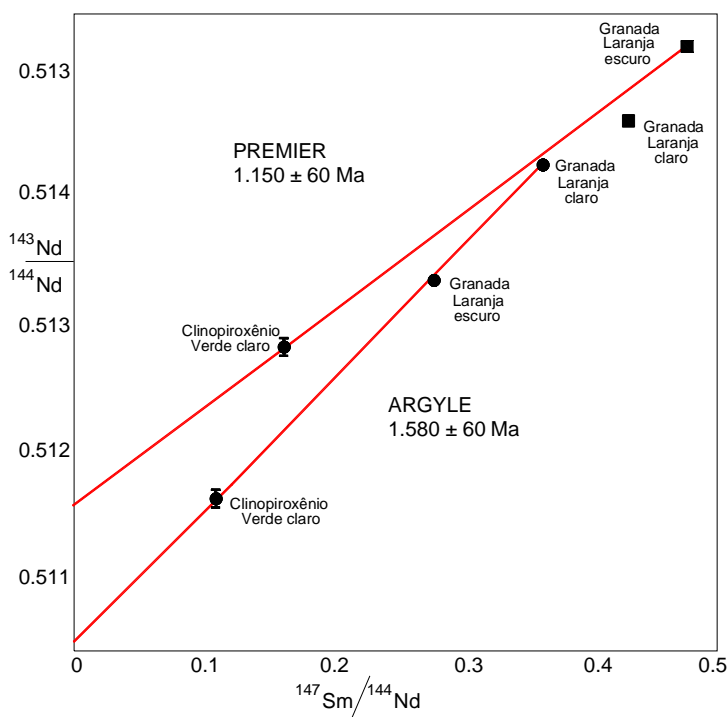


Figura 35 – Isócronas Sm-Nd de inclusões de granada e clinopiroxênio eclogíticos em diamante de Argyle e Premier. As idades são dos pares granada cor laranja escuro e clinopiroxênio cor verde claro. (Modificado de Richardson, 1986).

Composições isotópicas de carbono são convencionalmente citadas como δ per mil, as quais referem-se a diferença na razão da massa do ^{13}C para ^{12}C entre a amostra e um padrão (concha belemnite cretácea). Valores negativos e positivos de δ indicam, respectivamente, isótopo menos ou mais pesado que o padrão (Robinson, 1978).

O conceito de que carbono primitivo de manto caracteriza-se por razão simples de isótopos de carbono e variações pequenas em torno desta razão não é correto (Deines et al. 1986). Investigações na composição isotópica de carbono em diamantes bem caracterizados provenientes de diferentes kimberlitos na África do Sul mostram diferenças na média do conteúdo de ^{13}C . Por exemplo, o kimberlito Premier mostra valor de $-4,87 \pm 1,87$ per mil (176 amostras), Finsch $-5,99 \pm 1,11$ per mil (93 amostras) e Koffiefontein $-5,52 \pm 2,07$ per mil (56 amostras) (Deines et al., 1986).

A variação dos isótopos de carbono na composição do diamante indica fontes distintas do elemento. Diamantes mostram variações totais em $\delta^{13}\text{C}$ entre +5 per mil e -34,4 per mil, sendo que na paragênese peridotítica os valores estão confinados na maioria entre -3 per mil e -9 per mil. Por outro lado, diamantes eclogíticos mostram variação ampla na composição

isotópica, ou seja, entre -34 e +5 per mil (Deines et al., 1984, 1986; Fipke et al., 1995) (Fig.

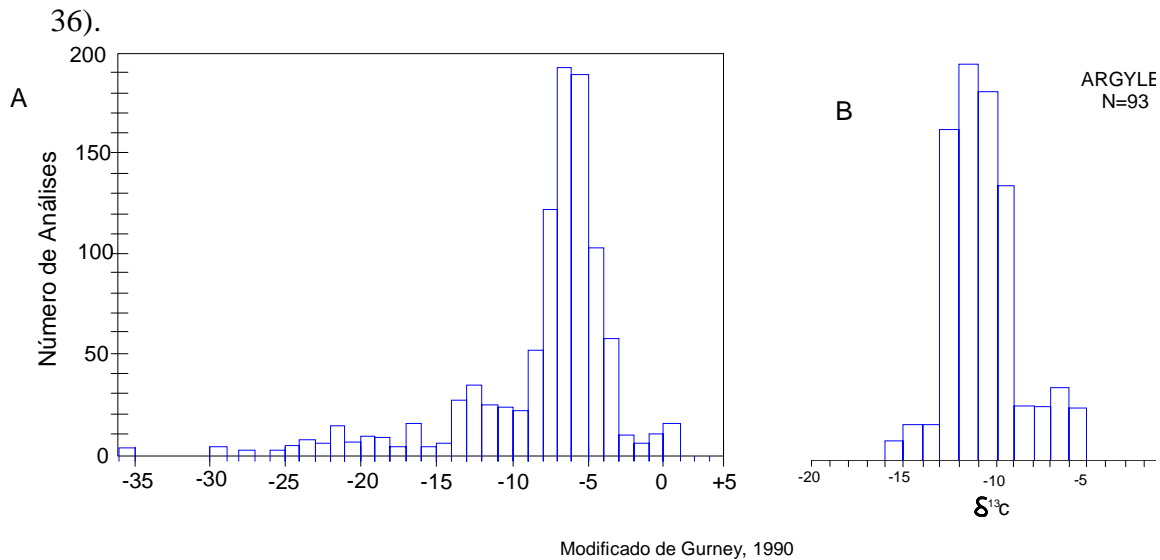


Figura 36 – (A) histograma das composições isotópicas de carbono de diamantes provenientes de várias regiões do mundo. Diamante peridotítico mostra variações restritas, correspondentes ao intervalo entre -3 e -9 per mil no diagrama. Em contraste, diamantes eclogíticos mostram composições mais amplas, variando no intervalo entre -35 e +5 per mil; (B) exemplo das composições isotópicas de carbono de diamantes de população predominantemente eclogítica proveniente de Argyle correspondente ao intervalo -16 e -5 per mil.

Kimberlitos hipabissais frescos apresentam na maioria das vezes $\delta^{13}\text{C}$ no intervalo -5 a -7 per mil, raramente excedendo a variação -2 a -9 per mil predominante nos diamantes peridotíticos (Kirkley, 1991). Aparentemente, o carbono observado em diamante peridotítico e kimberlito deriva da astenosfera, enquanto o do diamante eclogítico provém de fontes crustais subductadas para o manto (Helmstaedt & Gurney, 1984; Helmstaedt & Schulze, 1989).

A origem das quilhas litosféricas sob os crátons arqueanos tem sido motivo de especulações não somente por petrólogos, mas também por geofísicos. Os modelos petrológicos baseados na amostragem do manto superior pelos kimberlitos correspondem a modelos geofísicos, em que as placas litosféricas correspondentes às regiões continentais mais velhas são em média mais espessas e constituídas na base por material mantélico anômalo, que permanecem presas aos continentes mesmo durante a deriva continental. Conforme demonstrado em várias partes do mundo, as ondas P na tomografia sísmica apresentam velocidades maiores no manto sob crátons arqueanos que sob terrenos proterozóicos e

fanerozóicos (Hoffman, 1990). Para que tais regiões de manto sejam ao mesmo tempo estáveis gravitacionalmente e apresentem velocidades das ondas P mais elevadas, necessitam ser menos densas e mais frias que a astenosfera adjacente. A presença de harzburgito quimicamente depletado e conseqüentemente refratário na base das quilhas litosféricas preenche tais requisitos.

Atualizações dos dados de tomografia sísmica do Projeto Kaapvaal realizado na África do Sul em 1990 (Fouch et al., 2004) mostram que as velocidades das ondas P mais altas coincidem com os limites dos crátons arqueanos Kaapvaal e Zimbabwe. As velocidades mais altas na região sugerem presença de quilhas mantélicas com profundidades aproximadas entre 250 e 300 km relativas ao Crátón Kaapvaal e 222 a 250 km sob o Crátón Zimbabwe e o cinturão móvel Limpopo situado entre os dois crátons, também de idade arqueana (Fig. 37). A queda significativa da velocidade desse tipo de onda na proximidade do Complexo Bushveld (~ 2.000 Ma) é atribuída à variação composicional do manto em conseqüência da fertilização (metassomatismo do manto) durante o evento magmático do complexo (Fouch et al., 2004).

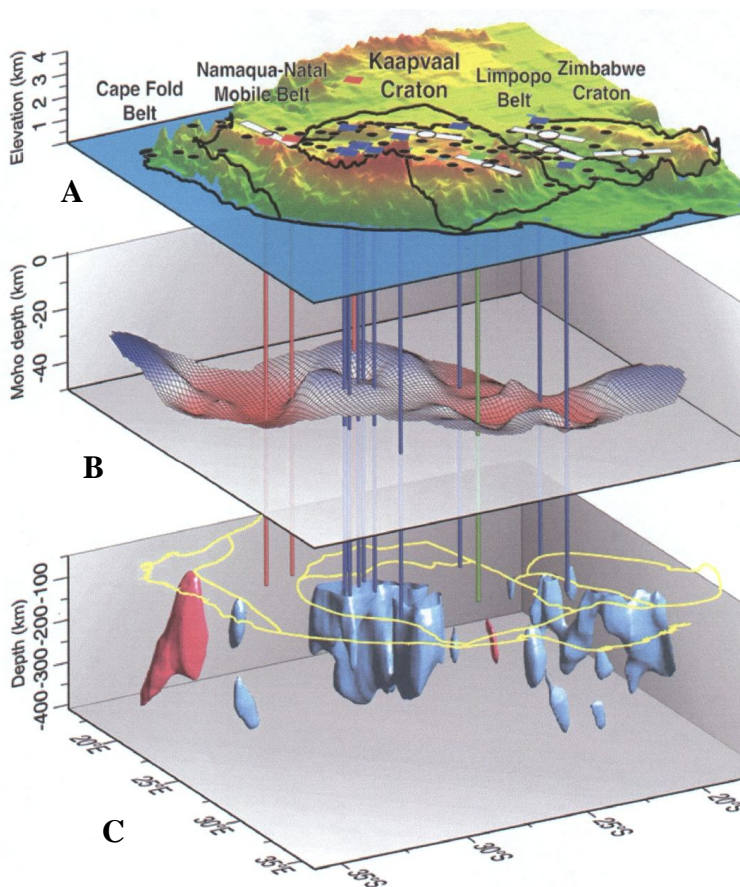


Figura 37 – Sumário do projeto Kaapvaal. A) topografia de principais limites geológicos na África Meridional; as linhas verticais consistem em kimberlitos associados a feições profundas reveladas na interpretação dos dados sísmicos (linhas azuis: idades mínimas de 2,5 Ga; verde: 2-2,5 Ga; vermelho: <2 Ga). B) variação na profundidade da descontinuidade de Mohorovicic (Moho), que marca a transição entre tipos de rochas da crosta e do manto; áreas azuis representam limites relativamente rasos e bem definidos, enquanto as áreas vermelhas indicam Moho mais profunda e complexa, abaixo de regiões onde o manto foi modificado por aquecimento ou atividade tectônica. C) núcleos cratônicos (azul) revelados abaixo dos crátons Kaapvaal e Zimbabwe e cinturão Limpopo por meio da velocidade elevada de ondas sísmicas e as regiões subjacentes aos cinturões dobrados e complexo Bushveld indicadas pelas velocidades mais baixas (vermelho). (Reproduzido de O'Reilly, 2001).

Especialmente na África do Sul as informações obtidas nos estudos sobre a litosfera arqueana devem-se às correlações das estruturas do manto com as idades e variações químicas de peridotito, eclogito, diamante e os processos geológicos que formaram e soldaram os crátons (Shirey et al., 2004). Os progressos alcançados nesta área estão associados principalmente a (Shirey et al., 2004): (1) duas décadas de pesquisas sobre a composição e idade dos diamantes provenientes dos principais depósitos na África Meridional; (2) avanços na última década na aplicação do sistema isotópico Re-Os na datação de inclusões peridotíticas, eclogíticas e sulfetos em diamante; (3) dados mais precisos de datação U-Pb e termocronologia da crosta superior e inferior; (4) dados sísmicos do Projeto Litosfera Kaapvaal. De acordo com Shirey et al. (2004), a comparação na África do Sul dos padrões regionais da composição, idades das inclusões e paragênese do diamante com as velocidades relativas das ondas sísmicas observadas nas regiões de manto no campo de estabilidade do diamante fornecem dados sobre as anomalias nas velocidades das ondas, formações das várias gerações de diamante e da litosfera continental propriamente dita (Fig. 38). Regiões de litosfera com velocidades mais baixas relativas das ondas P estão associadas à proporção maior de inclusões eclogíticas, variação maior nas idades Sm-Nd das inclusões, presença elevada do carbono mais leve ou orgânico na composição do diamante e média mais alta no conteúdo de nitrogênio na rede cristalina do diamante.

Segundo o mesmo autor, os diamantes com idades de formação mais antigas na África do Sul indicam eventos de depleção no Arqueano Médio (~ 3.500-3.200 Ma), com fusão de manto e formação de harzburgito residual. A predominância das inclusões de sulfetos do tipo eclogítico com idade aproximada de 2.900 Ma indica relação entre a distribuição do diamante eclogítico e eventos de subducção e acreção, envolvendo litosfera oceânica no Arqueano superior.

A formação e preservação de diamante requerem a presença de quilhas litosféricas espessas, relativamente frias, refratárias e presas aos crátons mesmo durante os movimentos posteriores das placas. Contudo, tais quilhas ou raízes peridotíticas podem sofrer ações de fluídos e fusão, tornando-as mais finas, quentes e quimicamente enriquecidas por metassomatismo (O'Reilly et al., 2001). Segundo Helmstaedt & Gurney (1995), informações sobre as condições de manto de litosfera subcontinental são obtidas por meio da abundância de diamante, granada com alto Cr₂O₃ e baixo CaO e espinélio com alto cromo (Cr > 60 wt%) recuperados em kimberlitos. Da mesma forma, os processos metassomáticos derivados da

infiltração de fluídos astenosféricos na base da litosfera são identificados pela assinatura de elementos traços em granada (O'Reilly & Griffin, 1996).

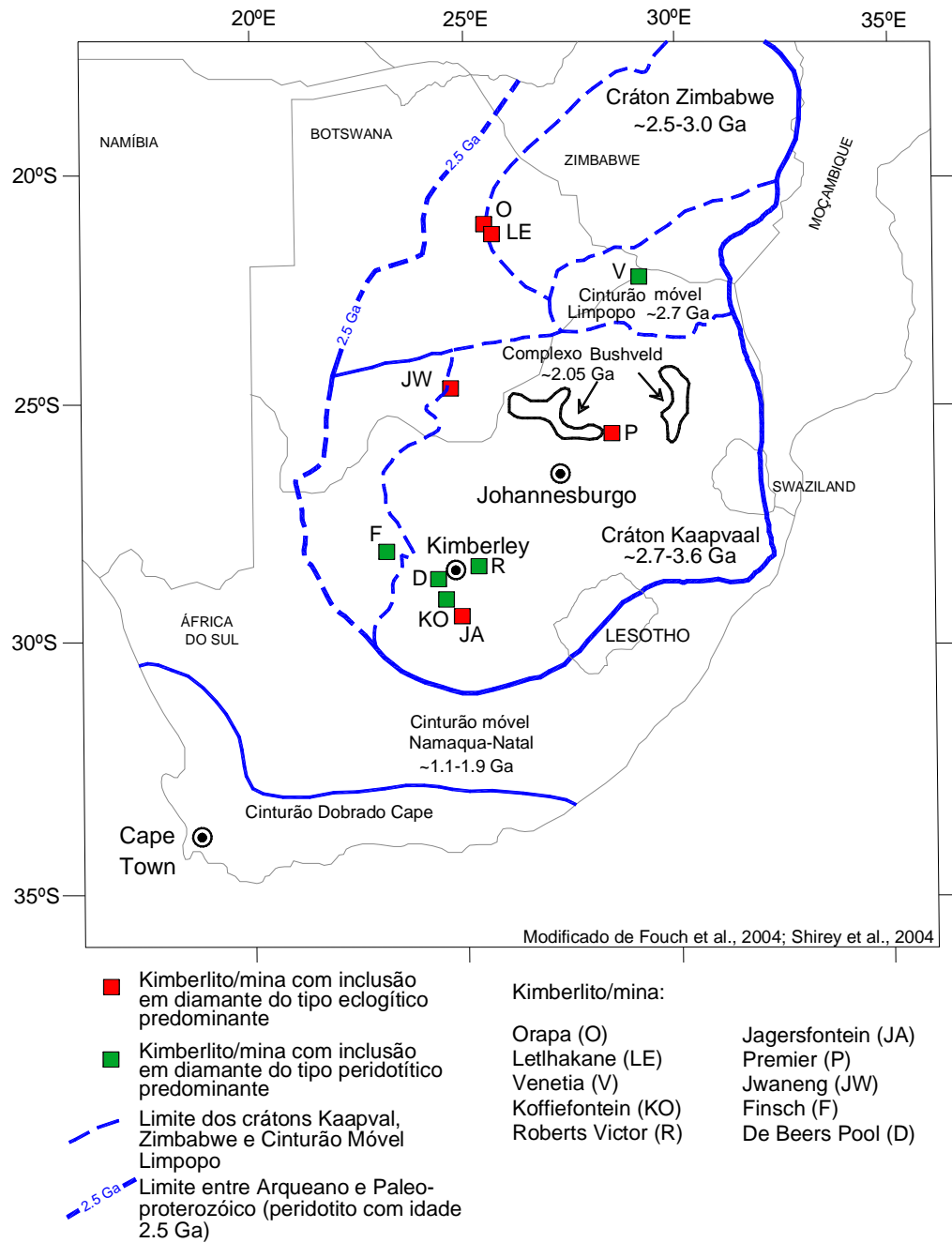


Figura 38 – Limites dos crátons Kaapvaal, Zimbabwe, e cinturão móvel Limpopo. A linha mais externa define o limite entre Arqueano e Paleoproterozóico indicada por datações Re-Os em xenólitos peridotíticos. As velocidades mais altas das ondas P obtidas nos dados de tomografia sísmica coincidem com limites dos crátons e cinturão móvel, sugerindo litosferas com profundidades entre 250 e 300 km para o cráton Kaapvaal e 222 a 250 km para o cráton Zimbabwe e Cinturão Móvel Limpopo. A localização das minas de diamante ou kimberlitos está representada por quadrados coloridos. O quadrado vermelho indica intrusão onde

predominam inclusões eclogíticas e o verde inclusões predominantemente peridotíticas. Quantidades maiores de inclusões eclogíticas são observadas nos diamantes provenientes dos kimberlitos/minas Jagersfontein (JA), Jwaneng (JW), Letlhakane (LE), Orapa (O) e Premier (P), enquanto as peridotíticas predominam nos diamantes dos kimberlitos/minas Bultfontein, De Beers, Dutoitspan e Wesselton na área de Kimberley e denominados De Beers Pool (D), Finsch (F), Koffiefontein (KO), Roberts Victor (R) e Venetia (V). De acordo com a tomografia sísmica, regiões onde a litosfera apresenta velocidades relativas das ondas P mais altas caracterizam-se pela proporção mais alta de inclusões peridotíticas, idades modelos Sm-Nd mais antigas e suítes de diamantes com teores mais baixos de nitrogênio (Shirey et al., 2004).

Comparações das condições de manto obtidas em sucessivas gerações de kimberlito permitem monitorar a evolução da litosfera e o potencial diamantífero da região. A figura 39 mostra de maneira esquemática a ação associada de fluídos astenosféricos e aquecimento em litosferas antigas e refratárias dos crátons Yakutia, Kaapvaal e oeste da Tanzânia. A seqüência na figura baseia-se em dados geotérmicos do par granada-cromita e análises de elementos traços em granada recuperados em kimberlitos localizados nestas regiões (O'Reilly & Griffin, 1996). Exemplos da transformação da litosfera são também observados em Wyoming nos Estados Unidos, China e na região do Alto Paranaíba em Minas Gerais.

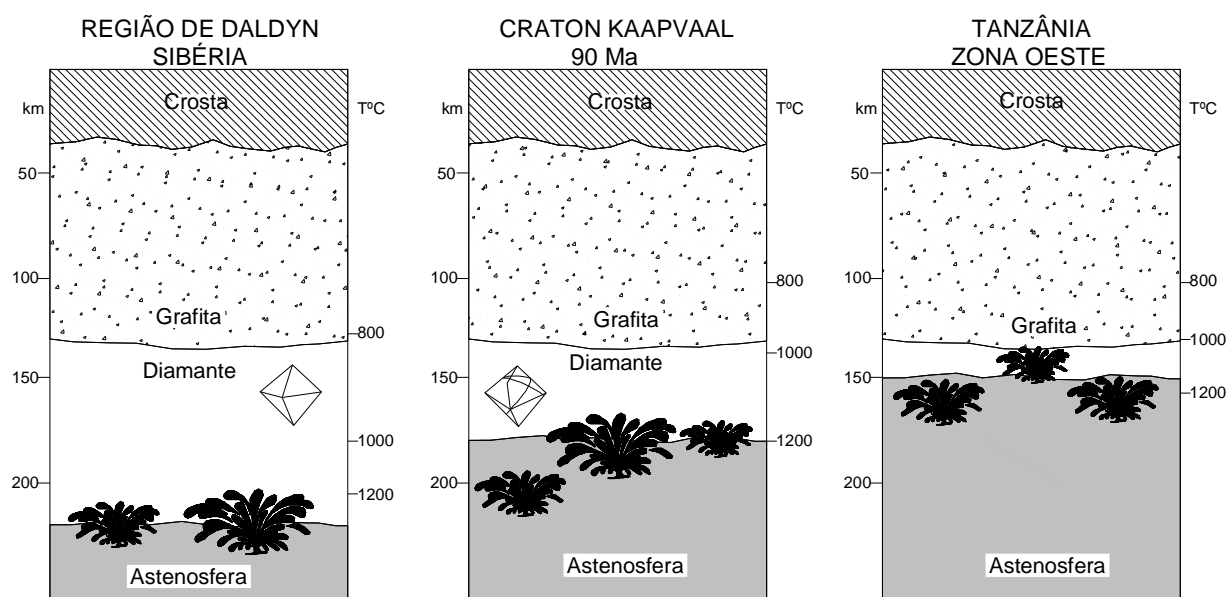


Figura 39 – Ilustração da erosão e transformação da litosfera por meio de fluídos derivados da astenosfera e aquecimento associado, observados nas regiões cratônicas arqueanas de

Daldyn na Sibéria, Kaapvaal, África do Sul e zona oeste da Tanzânia. A seqüência na figura, com base em dados do par granada-cromita e elementos traços em granada, mostra a relação do aumento da atividade dos fluídos com o adelgaçamento e refertilização da litosfera, aumento do gradiente geotérmico e conseqüentemente a destruição do campo de estabilidade de diamante (Modificado de O'Reilly & Griffin, 1996).

4.4 TRANSPORTE E ASCENSÃO

O transporte de diamante desde o manto superior até a superfície por kimberlito ou lamproíto envolve grande diluição do teor. Como inclusão acidental em um meio de transporte ígneo, ao ser removido de seu campo de estabilidade, o diamante encontra ambiente químico e físico adverso, onde corrosão e fratura reduzem a chance de sobreviver como produto comercialmente recuperável (Helmstaedt, 2002).

Apesar da consideração de que microdiamante pode se formar durante o transporte, é muito improvável que macrodiamante cresça durante a subida do manto à superfície (Helmstaedt, 2002). Exceto enriquecimento incipiente na cratera por meio de erosão e deposição, diamante não se reconcentra em sua fonte primária. Concentrações secundárias se verificam em locais favoráveis de sistemas fluviais, após intemperismo e erosão do kimberlito diamantífero e incorporação do diamante no sistema de drenagem.

Ao contrário de outros depósitos magmáticos, não existe relação genética entre o mineral e a rocha hospedeira, ou seja, o diamante consiste em xenocristal que foi capturado e transportado em suspensão até a superfície pelo magma kimberlítico. Tal fato explica a razão porque kimberlito e lamproíto, em muitos casos idênticos àqueles diamantíferos, não apresentam diamante.

A presença de diamante em kimberlito na superfície deve-se à ascensão rápida do magma através de manto e crosta. A temperatura do magma mais fugacidade do oxigênio (fO_2) e o tempo de residência na crosta exercem papel importante na eliminação ou remoção do diamante (Cull & Meyer, 1986). A velocidade de ascensão proposta por Eggler (1989) entre 10-30 km/hora é geralmente aceita como realista. Tal velocidade traria, portanto, o diamante do manto à superfície em algumas horas. Comparação das feições superficiais de diamantes livres no magma e aqueles extraídos de xenólitos mostra proporção maior de feições de absorção no primeiro. A preservação de diamante no interior do xenólito fica clara quando se compara o grau de absorção de diamantes expostos na superfície e interior dos xenólitos (Robinson, 1978; Robinson et al., 1986).

Feições de absorção, ocorrência de formas não octaédricas e desenvolvimento de triângulos na superfície do diamante constituem evidências comuns do ambiente hostil a que se expõe o diamante durante seu transporte até a superfície (Cull & Meyer, 1986) (Fig. 40).

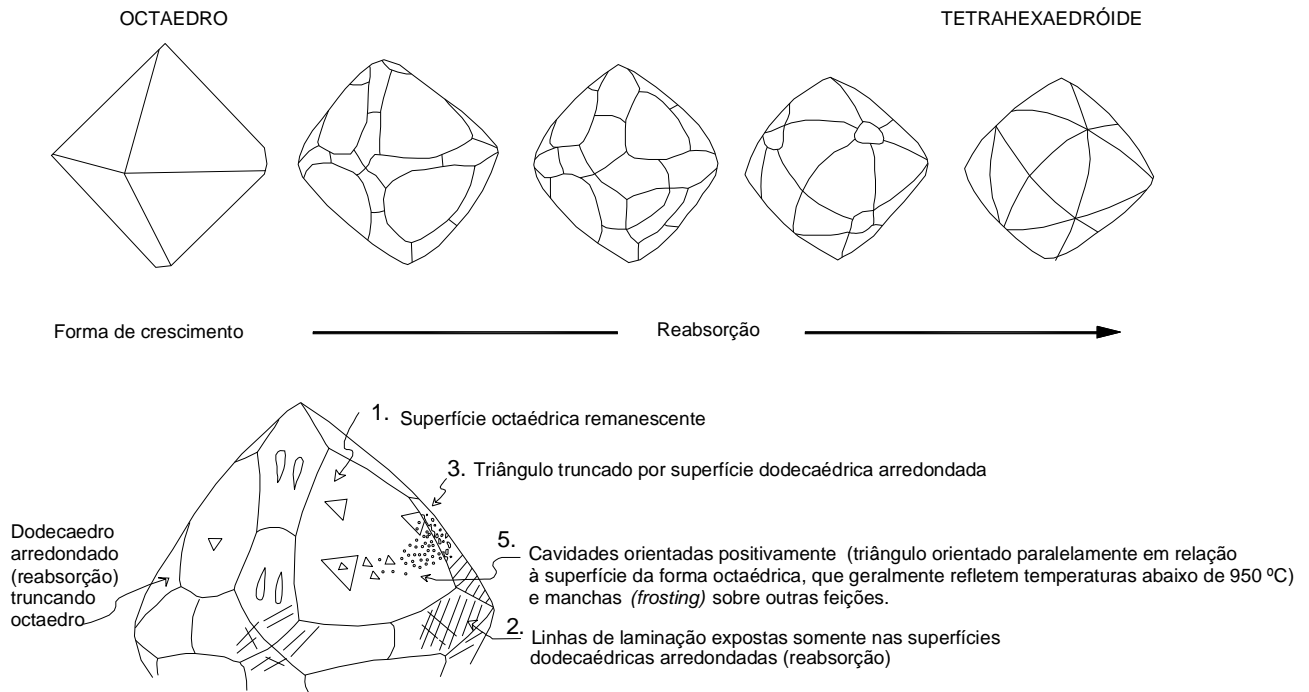


Figura 40 – Feições de reabsorção em diamante (Modificado de Robinson et al., 1986).

Os processos responsáveis pelas feições observadas nos diamantes são razoavelmente bem conhecidos (Robinson et al., 1986). Por exemplo, as linhas de laminação refletem deformação plástica, a forma dodecaédrica arredondada é o resultado da reabsorção parcial de octaedro e as diferentes cavidades e marcas desenvolvidas nas superfícies das formas octaédrica e dodecaédrica devem-se à ação de combinações entre temperatura e fugacidade do oxigênio (fO_2). Segundo Robinson et al. (1986), a ordem da seqüência dos eventos que afetam o diamante, tais como cristalização, deformação plástica, reabsorção, destruição mecânica e diferentes marcas pode ser estabelecida. Evento como deformação plástica, provavelmente responsável pelas linhas de laminação, ocorre em condições de manto, pois exige temperatura acima de $900\text{ }^{\circ}\text{C}$ e pressões altas correspondentes. Naturalmente tal evento é anterior a grupos de feições como padrões de microdisco, corrosão escultural, depressões rasas e superfícies foscas (*frosting*) que se desenvolvem sobre as faces dodecaédricas e que são ligadas às fases finais da colocação do kimberlito, tais como resfriamento e aumento da fugacidade de oxigênio (fO_2) (Robinson et al., 1986) (Fig. 40).

Robinson (1978) relaciona a presença de pontos verdes nos diamantes ao contato com minerais radioativos durante a permanência em depósitos sedimentares. Os pontos verdes, portanto epigenéticos, tornam-se marrons quando submetidos a temperaturas em torno de 500 °C.

Em determinadas intrusões usa-se o diamante como mineral indicador. Os pontos positivos citados neste caso são a ausência do acúmulo de rejeitos na pesquisa de corpos estéreis, independência da abundância dos minerais indicadores clássicos e a resistência ao intemperismo, laterização e metamorfismo. As desvantagens são a escassez ou teor muito baixo na rocha e resistência em excesso ou sobrevivência durante transporte longo sem marcas evidentes. A extrema resistência ao transporte, em muitos casos sem registros visíveis, pode ser minimizada por meio de estudos de proveniência, em que se consideram esquemas descritivos para cada diamante. Tais esquemas consistem em estudos da cor, destruição por radiação, forma principal e subordinada, geminação, regularidade ou forma do cristal, peculiaridades do cristal, inclusões, quebra, presença ou ausência das numerosas texturas observadas na superfície ou faces do cristal e feições de abrasão.

Hipóteses sobre a ascensão e colocação de magma kimberlítico foram revistas por Dawson (1984a). De acordo com o autor, pelo fato de que o magmatismo kimberlítico se origina em profundidades de 150 a 300 km, a formação do magma e a segregação da fusão de porções discretas de magma são ainda especulativas. A questão importante, segundo o autor, é como migra em condições de manto o líquido ultramáfico rico em voláteis que se acumula na base da litosfera. O mesmo autor sugere três modelos possíveis (Fig. 41). Trabalhos detalhados sobre ascensão e erupção de kimberlito desde o manto até a superfície foram publicados por Field & Scott Smith (1999) e Wilson & Head III (2007).

A formação de depósito primário do diamante na superfície terrestre basicamente se resume nas seguintes condições:

- A rocha hospedeira deve necessariamente se originar em região de manto onde diamante permanece estável desde a sua formação.
- A rocha deve se formar em profundidade suficiente para capturar diamante em sua região fonte.
- O magma deve ascender rapidamente, de modo que o ambiente químico permaneça adequado à sobrevivência de diamante durante o transporte.
- Suficiente massa e gás para soerguimento adiabático.
- Pressão parcial de gás para propagação até a superfície.

- A rocha hospedeira necessita encontrar próximo à superfície ambiente favorável para a formação de *pipe* suficientemente grande. A natureza da encaixante, grau de fraturamento e nível do lençol freático são alguns dos fatores determinantes.
- Finalmente, encontrar ambiente geológico favorável à preservação da intrusão.

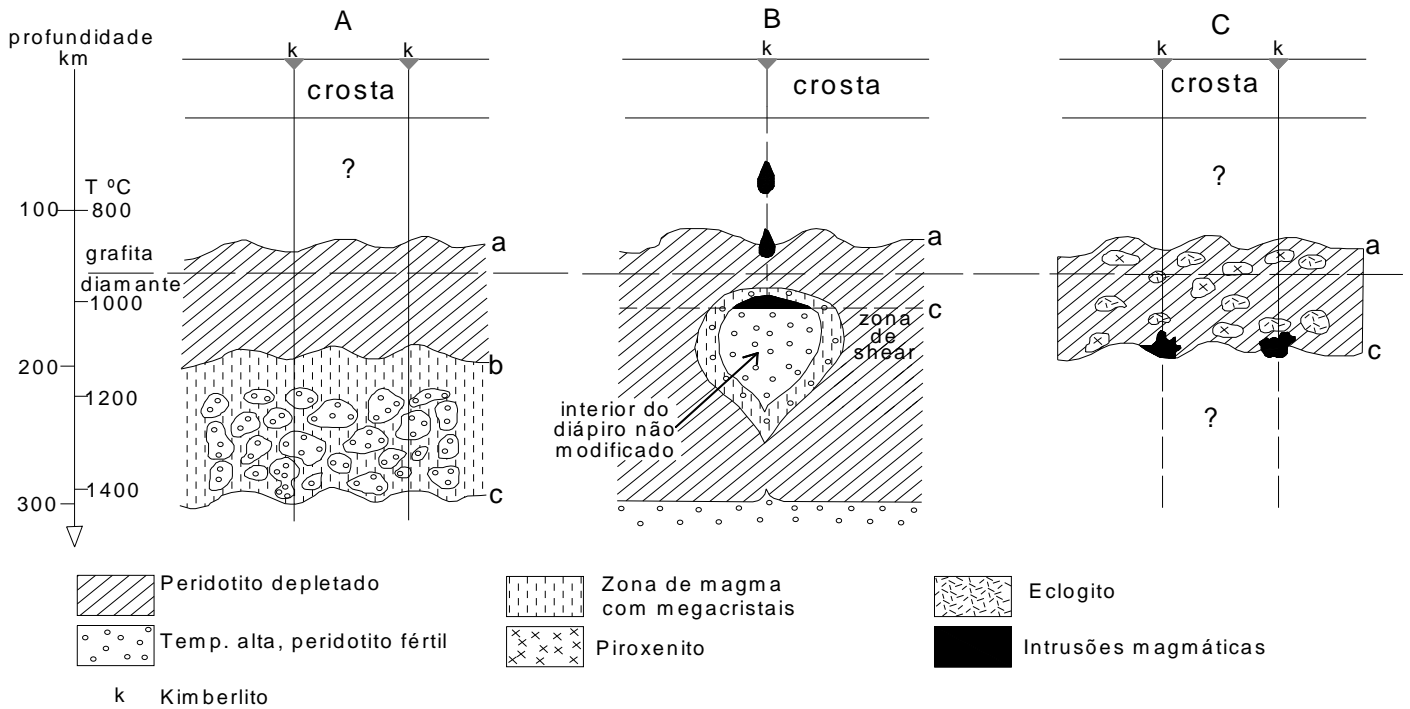


Figura 41 – Modelos alternativos dos locais de geração do magma kimberlítico. (A) O modelo assume geração de líquido na astenosfera; existência de líquido intercrystalino entre os limites b-c. (B) Segregação da fusão kimberlítica no topo de diápiro ascendente. (C) Geração de kimberlito na zona de granada lherzolito (Modificado de Dawson, 1984).

Obs: Nos três modelos a representa o topo da zona granada lherzolito e c representa a profundidade máxima amostrada pelo kimberlito. No modelo A, b representa o topo da astenosfera. No modelo B a escala da temperatura assume gradiente termal constante e não indica a perturbação que acompanha a subida do diápiro.

CAPÍTULO 5

5. CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

5.1 INTRODUÇÃO

Com base no conceito de que o Cráton do São Francisco constitui uma plataforma, cujo embasamento se consolidou anteriormente ao evento Brasileiro, Almeida (1977) identificou e propôs seus limites. O mesmo autor (Almeida, 1981) introduziu mudanças significativas nos limites propostos inicialmente.

Na delimitação proposta, Almeida (1977, 1981) segue os critérios da escola russo-européia, em que os limites são marcados por descontinuidades importantes e estilos de deformação da cobertura. A maioria das descontinuidades corresponde, no caso, a falhas de empurrão que marcam a transição entre as faixas de dobramentos e cavalgamentos de antepaís, envolvendo embasamento, para as coberturas sub-horizontais no interior do cráton.

Interpretações de dados gravimétricos localizados, bem como trabalhos desenvolvidos nas áreas das faixas Brasília, Rio Preto, Riacho do Pontal, Sergipana, Araçuaí e Alto Rio Grande permitiram detalhar e revisar (Alkmim et al., 1993) o significado tectônico dos limites propostos por Almeida (1977, 1981) (Fig. 42).

O processamento e interpretação (Zang, 1996; Steenkamp, 1998) dos dados disponíveis no projeto *South American Gravity Project*, Inglaterra, permitiram definir no mapa de anomalias Bouguer da América do Sul o baixo gravimétrico associado à placa continental paleoproterozóica que contém o Cráton do São Francisco. Os limites da placa são definidos por sistemas de riftes ensiálicos neoproterozóicos que, em alguns casos, evoluíram mais tarde para bacias oceânicas.

A integração da interpretação dos dados gravimétricos com a geologia atualizada das faixas brasileiras marginais do Cráton do São Francisco (Brito Neves et al., 2000; Campos Neto, 2000; Dardenne, 2000; Pedrosa Soares et al., 2000; Pimentel et al., 2000) permitiu indicar o contorno mais preciso e completo da placa que contém o cráton em seu interior (Pereira & Fuck, 2005).

A individualização do cráton no interior da placa continental se deu ao longo da orogenia Brasileira, quando as inversões causadas pelas colisões ou fechamento das bacias geraram os cinturões dobrados marginais que moldaram o Antepaís do São Francisco (Alkmim et al., 1993).

Rochas do embasamento arqueano e paleoproterozóico, constituídas por terrenos metamórficos de médio e alto grau, bem como associações granito-*greenstone*, afloram nas regiões norte e sul do cráton (Teixeira et al., 2000; Barbosa & Sabaté, 2002). A evolução geológico-geotectônica do cráton deixa claro que a orogenia paleoproterozóica foi responsável pelo amálgama e deformação de diferentes blocos arqueanos, cuja unidade relativamente estável, constituída pelos terrenos paleoproterozóicos e arqueanos, foi em parte re-trabalhada durante a orogenia Brasiliana no Neoproterozóico.

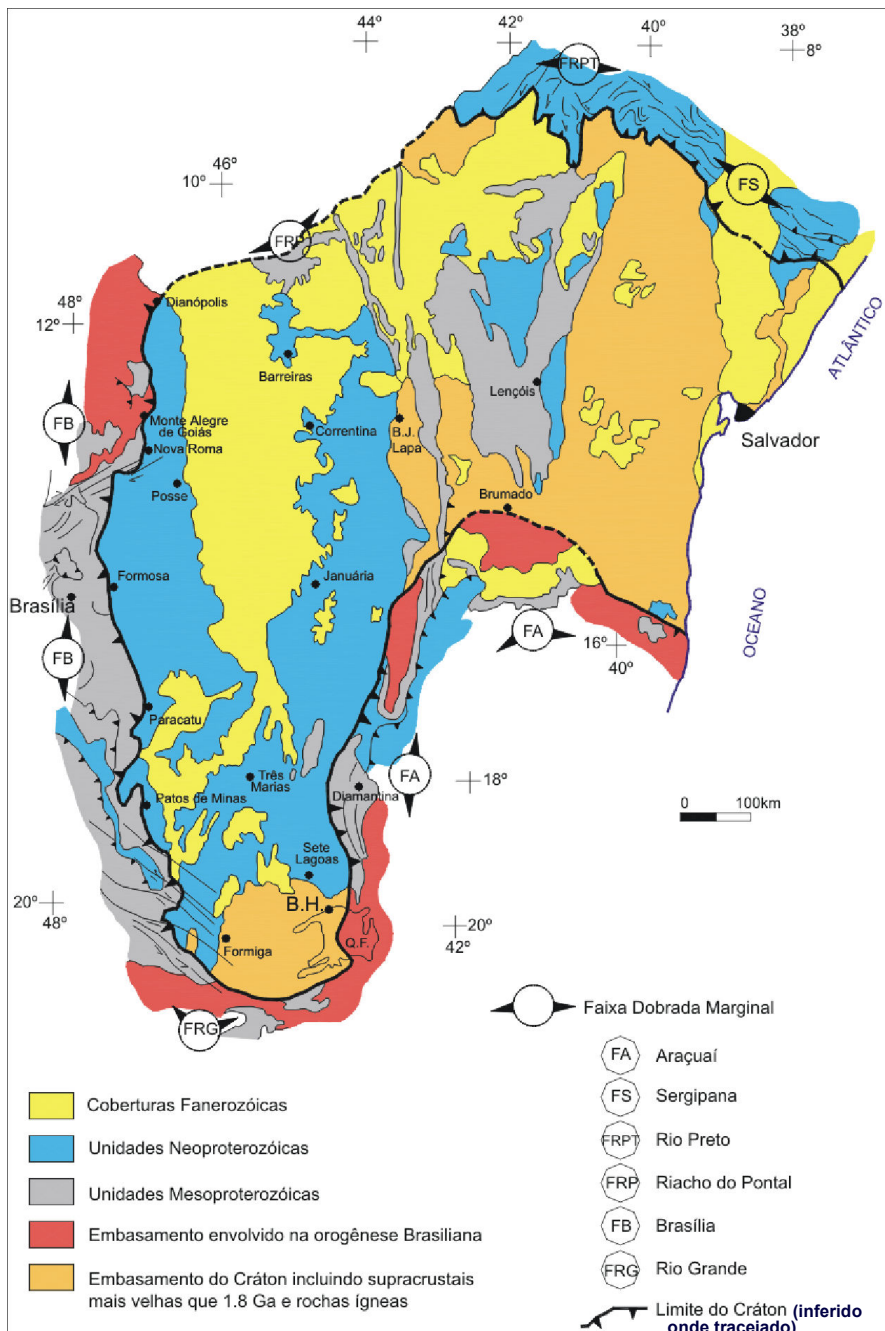


Figura 42 – Limites do Cráton do São Francisco segundo definição de Almeida (1977,1981). Modificado de Alkmim et al. (1993).

Particularmente na porção norte do Cráton do São Francisco o processamento (Zang, 1996) e interpretação (Pereira et al., 1996) dos dados do projeto *South American Magnetic Mapping Project* elaborado por *Patterson Grant and Watson Ltd of Toronto* no Canadá

permitiram discriminar em sub-superfície domínios crustais discretos correspondentes aos blocos arqueanos Serrinha e Jequié. Análises de xenólitos e xenocristais recuperados em kimberlitos presentes na área definida pela magnetometria no Bloco Serrinha indicaram as condições de manto correspondentes à porção central do bloco na época das intrusões (Pereira et al., 1996; Pereira & Fuck, 2005).

5.2 A PLACA SANFRANCISCANA E O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

A fragmentação diacrônica do Supercontinente Rodínia no Neoproterozóico e a colagem posterior dos blocos remanescentes durante a orogenia Brasiliana, marcam, respectivamente, a borda da placa continental paleoproterozóica e os limites do Cráton do São Francisco no interior da placa. Os limites da placa, denominada Sanfranciscana (Alkmim et al., 1993), são definidos por sistemas de riftes ensiálicos neoproterozóicos que, em determinados casos, evoluíram mais tarde para bacias oceânicas. Os registros da implantação do sistema de riftes que marcam a borda desta placa são depósitos continentais e vulcanismo ácido de idade U-Pb em torno de 1.750 Ma nas faixas marginais e no antepaís (Alkmim et al., 1993). Dados isotópicos indicam que os ortognaisses que constituem o embasamento da porção mais oeste da placa, ou o substrato da Faixa Brasília, Província Tocantins (Fuck et al., 2006), formaram-se durante eventos de geração de crosta entre 2.200-2.400 Ma (Conceição do Tocantins), 2.200 Ma (Almas-Dianópolis), 2.090-2190 Ma (Cavalcante-Paraná-São Valério).

Informações sobre as feições crustais e faixas marginais associadas a dados gravimétricos restritos ao Cráton do São Francisco foram obtidos por Mota et al. (1981), Lesquer et al. (1981), Haralyi & Hasui (1982 1985), Assumpção et al. (1984), Ussami (1986 1993), Ortu (1990) e Molina et al. (2000).

Neste trabalho a definição do baixo gravimétrico associado à placa Sanfranciscana no mapa de anomalias Bouguer da América do Sul deve-se ao processamento (Zang, 1996) e interpretação (Steenkamp, 1998) dos dados disponíveis no projeto *South American Gravity Project* elaborado pela Universidade de Leeds, Inglaterra (Figs. 43, 44).

As anomalias gravimétricas lineares positivas que marcam a borda do baixo gravimétrico relativo correspondente à placa, provavelmente se relacionam às suturas e restos de materiais juvenis, formados durante a expansão do assoalho oceânico e deformados posteriormente ao longo de colisões sucessivas no Neoproterozóico (Steenkamp, 1998).

Jardim de Sá (1998) descreve grandes suturas oblíquas e transcorrentes nas faixas Riacho do Pontal e Sergipana, que envolvem, respectivamente, rochas metavulcano-

sedimentares com afinidades de arco magmático e associações vulcano-plutônicas. Na Faixa Araçuai Pedrosa Soares et al. (1992) identificaram lascas tectônicas de rochas ultramáficas encaixadas na Formação Ribeirão da Folha que representam a fase de formação de crosta oceânica na bacia.

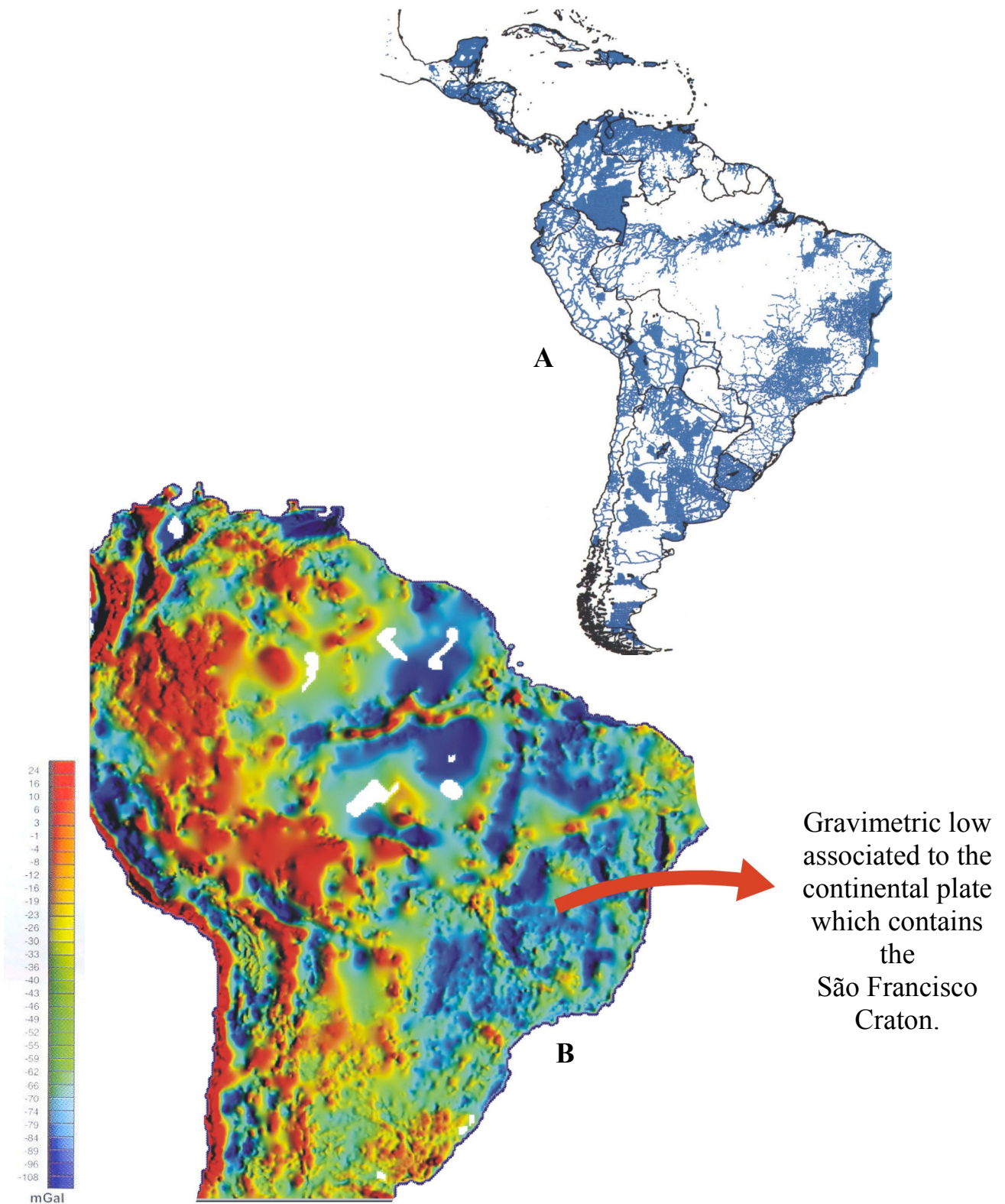


Figura 43 – (A) Distribuição final das estações gravimétricas terrestres (South American Gravity Project, 1991); (B) Mapa de anomalias Bouguer da América do Sul (Zang, 1996).

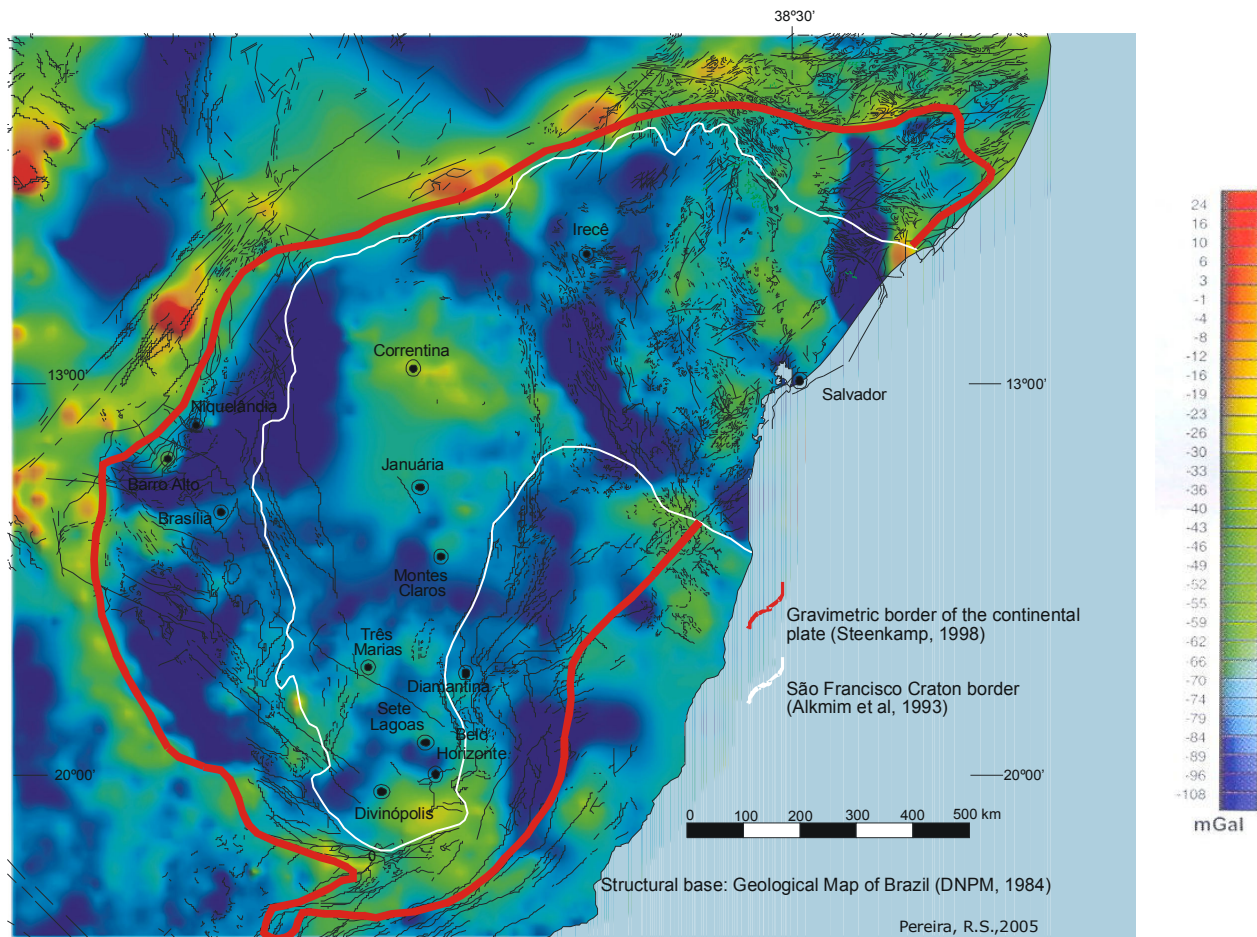


Figura 44 – Limite gravimétrico da placa continental (Steenkamp, 1998) e limite do Cráton do São Francisco (Alkmim et al, 1993).

Embora a falta de cartografia geológica adequada não permita comparar toda a extensão do limite da placa com os traços da geologia de superfície responsável pelas anomalias, nota-se a associação de determinados segmentos com ocorrências de materiais juvenis e suturas observadas nas várias faixas brasileiras que envolvem o cráton (Pimentel et al., 2000; Pedrosa et al., 2000; Brito Neves et al., 2000; Campos Neto, 2000).

No leste de Minas Gerais os limites constituem as zonas de cavalgamento que sobrepõem o complexo Juiz de Fora ao complexo Mantiqueira, na chamada descontinuidade de Abre Campo e mais a norte sobre o Bloco Guanhões. Neste último caso lascas tectônicas de rochas ultramáficas que representam a fase de formação de crosta oceânica ocorrem ao longo da zona de cavalgamento. A assinatura dessas rochas é do tipo MORB e sua idade estimada em 816 ± 72 Ma ($\epsilon_{Nd} + 4$) pelo método isocrônico Sm-Nd (Pedrosa Soares et al., 1992, 2000). De acordo com Heilbron et al. (2006), o complexo Mantiqueira compreende rochas cálcio-alcalinas relacionadas a arco e granitóides com idades em torno de 2.150 Ma. Dados isotópicos indicam componentes de crosta arqueana para o complexo, sugerindo ambiente tectônico tipo cordilheira. Também episódio metamórfico em torno de 2.040 Ma foi

detectado. Por outro lado, segundo os mesmos autores, o complexo Juiz de Fora a leste compreende duas suítes distintas de rochas cálcio-alcálicas com assinaturas isotópicas juvenis (~ 2.100 Ma) e rochas básicas toleíticas com assinatura de assoalho oceânico e arco de ilha.

Nas faixas Riacho do Pontal e Rio Preto os limites indicados coincidem, no caso da primeira com as rochas metavulcânicas básicas da seqüência Monte Orebe/Brejo Seco (Marimon, 1990) e na segunda, provavelmente com rochas da mesma natureza, porém cobertas pelas unidades paleozóicas da porção sul da Bacia do Parnaíba. Ao longo da Faixa Brasília as anomalias gravimétricas são marcantes (Fig. 45).

A borda sudoeste se associa às rochas densas de grau metamórfico alto que ocorrem na parte norte da *Nappe* Socorro-Guaxupé e seguem para noroeste, sob os depósitos da Bacia do Paraná. Em perfil geofísico com o método MT (magnetotelúrico), que se estende desde o embasamento na porção sul do cráton (leste) até a Bacia do Paraná (oeste), Padilha et al. (2005) associam a anomalia isolada de alta condutividade observada na porção oeste do perfil ao forte gradiente gravimétrico que marca a sutura da placa na área, confirmando, portanto, a continuidade do limite sob os depósitos da Bacia do Paraná.

Na borda ocidental as fortes anomalias gravimétricas positivas indicam o limite passando a oeste dos complexos acamadados de Niquelândia, Barro Alto e Canabrava e leste do Arco Magmático de Goiás. Também em perfis, desta feita de refração sísmica profunda no sentido oeste para leste, entre as localidades de São Miguel do Araguaia e cerca de 100 km a leste de Posse no estado da Bahia, cruzando, portanto, as anomalias gravimétricas lineares positivas na altura da latitude 13° 30', Soares et al. (2002, 2006) e Berrocal et al. (2004) atribuem as variações nas velocidades das ondas P no manto de 8,0 km/s no lado oeste para 8,25 km/s na porção leste às diferenças entre mantos litosféricos de idades neoproterozóica e paleoproterozóica correspondentes, respectivamente, aos terrenos do Arco Magmático de Goiás e à placa continental. De acordo com os autores, a maior velocidade das ondas P a leste das anomalias gravimétricas deve-se ao manto depletado e mais “frio” sob o terreno paleoproterozóico mais ocidental da placa continental (Fig. 45). De fato, as condições de manto variam com a idade. Conforme se observa em várias partes do mundo, as ondas P apresentam velocidades maiores no manto sob crátons arqueanos que sob terrenos proterozóicos e fanerozóicos (Hoffman, 1990). Também, dados indicam que o manto litosférico subcontinental torna-se menos depletado e significativamente mais denso do Arqueano para o Proterozóico e Fanerozóico (O'Reilly et al., 2001; Poudjom Djomani et al., 2001).

Conforme mencionado, os limites do cráton no interior da placa correspondem a falhas de empurrão extensas que marcam a transição entre as faixas de dobramento e cavalgamento

envolvendo embasamento e as coberturas sub-horizontais no interior do cráton, cuja individualização se deu na fase de inversão durante a orogenia Brasiliana, quando o fechamento das bacias gerou os cinturões dobrados marginais ao cráton.

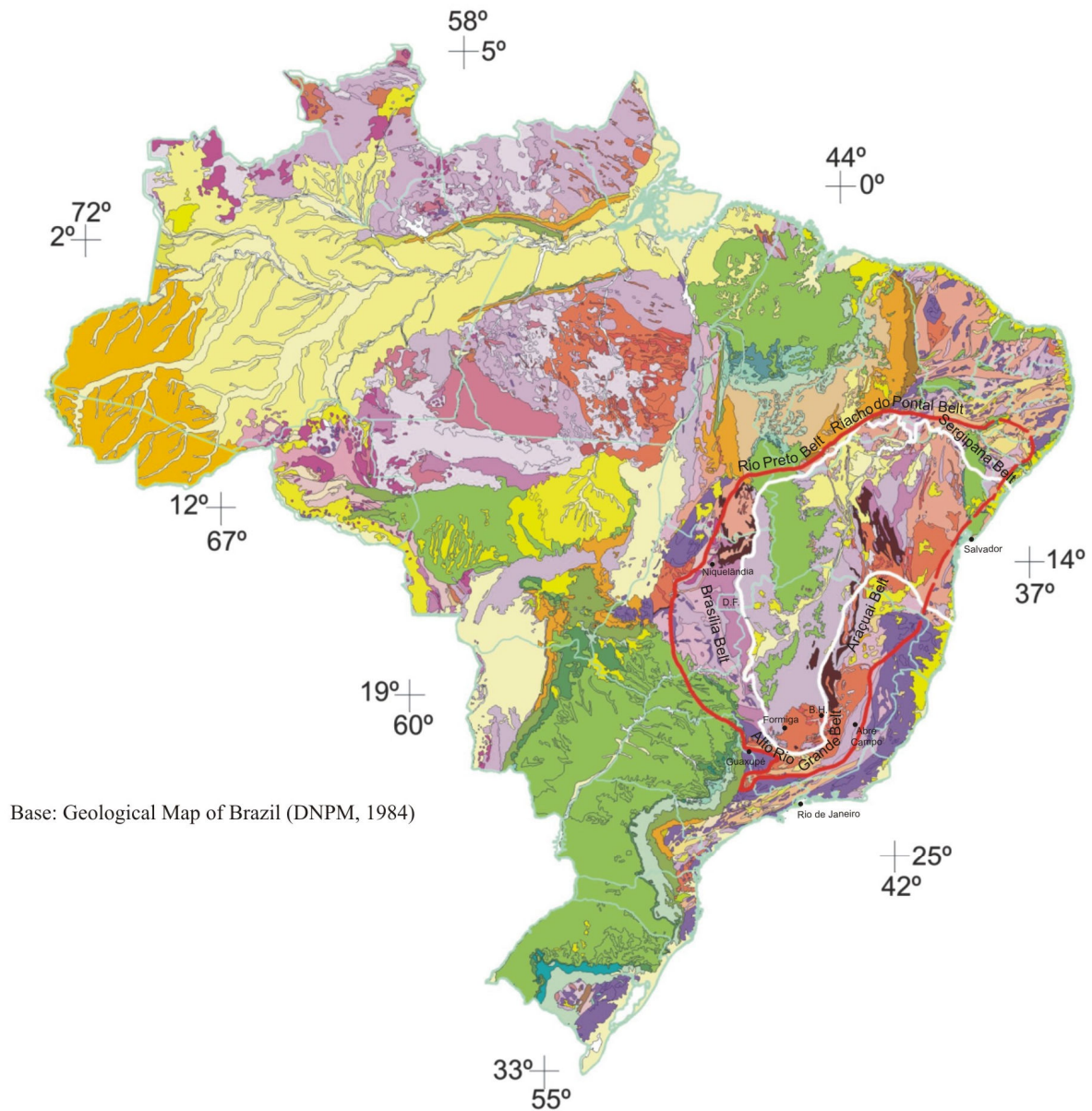


Figura 45 – Limite gravimétrico da placa continental (Steenkamp, 1998) e limite do Cráton do São Francisco (Alkmim et al. 1993) relacionado ao mapa geológico do Brasil.

5.3 GEOLOGIA REGIONAL

A geometria do Cráton do São Francisco está intimamente ligada às orogêneses paleoproterozóica e neoproterozóica. Após a primeira soldar os diferentes segmentos crustais arqueanos nas porções norte e sul do cráton, a segunda, por meio de processos litosféricos construtivos e destrutivos, retrabalhou as margens do paleocontinente, dando-lhe o formato definitivo. Por outro lado, sistemas de riftes intra- e pericratônicos desenvolvidos a partir do Paleo/Mesoproterozóico até o Mesozóico também deixaram suas marcas ao modificarem a espessura e a natureza geotérmica das quilhas litosféricas construídas no Arqueano. Apesar do retrabalhamento observado durante as orogêneses proterozóicas, dados recentes de isótopos, geocronologia e geoquímica de minerais kimberlíticos indicam que núcleos dos diferentes segmentos crustais arqueanos foram preservados nas duas porções do cráton.

De acordo com os limites indicados pela gravimetria no mapa da América do Sul, a Placa Sanfranciscana situa-se na porção centro-leste do continente, cobrindo grande parte dos estados da Bahia e Minas Gerais, partes importantes de Goiás e Tocantins e menores do Piauí, Pernambuco, Sergipe e São Paulo.

As rochas do embasamento arqueano e paleoproterozóico, constituído por terrenos metamórficos de médio a alto grau e associações granito-*greenstone*, afloram nas regiões norte e sul do Cráton do São Francisco, respectivamente nos estados da Bahia e Minas Gerais. Na porção centro-norte, sistemas de riftes (1.800-1.200 Ma) com orientação grosseiramente norte-sul, preenchidos por depósitos sedimentares e materiais vulcânicos paleo/mesoproterozóicos correspondentes ao Supergrupo Espinhaço truncam o embasamento. No Neoproterozóico, os regimes compressionais diacrônicos da Faixa Brasília a oeste e Araçuaí a leste re-definiram a porção sul do cráton, estabelecendo o formato da bacia cratônica do Grupo Bambuí. Naturalmente, porções significativas de litosfera arqueana-paleoproterozóica estão preservadas sob a cobertura proterozóica/fanerozóica e as escamas de empurrão observadas em ambas as margens da bacia.

5.3.1 PORÇÃO NORTE

Sínteses recentes sobre a evolução geológica/geotectônica dos terrenos arqueanos e paleoproterozóicos no Cráton do São Francisco foram publicadas por Teixeira et al. (2000) e Barbosa & Sabaté (2002).

A porção norte caracteriza-se pela presença de terrenos paleoproterozóicos e arqueanos, soldados por meio de processos tectônicos ocorridos essencialmente durante a

orogénia paleoproterozóica entre 2.140-1.940 Ma (Teixeira et al., 2000). As zonas de colisão ocorreram principalmente ao longo de estrutura com orientação N-S e cerca de 800 km de extensão, ao longo da qual, tectónica de imbricação colocou lado a lado diferentes segmentos continentais. Esta estrutura, conhecida como Lineamento Contendas-Jacobina, estabelece o contato entre o domínio a oeste, representado pelo Bloco Gavião e outro a leste, formado pelos blocos Jequié e Serrinha e pelo Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (Figuras 46, 47).

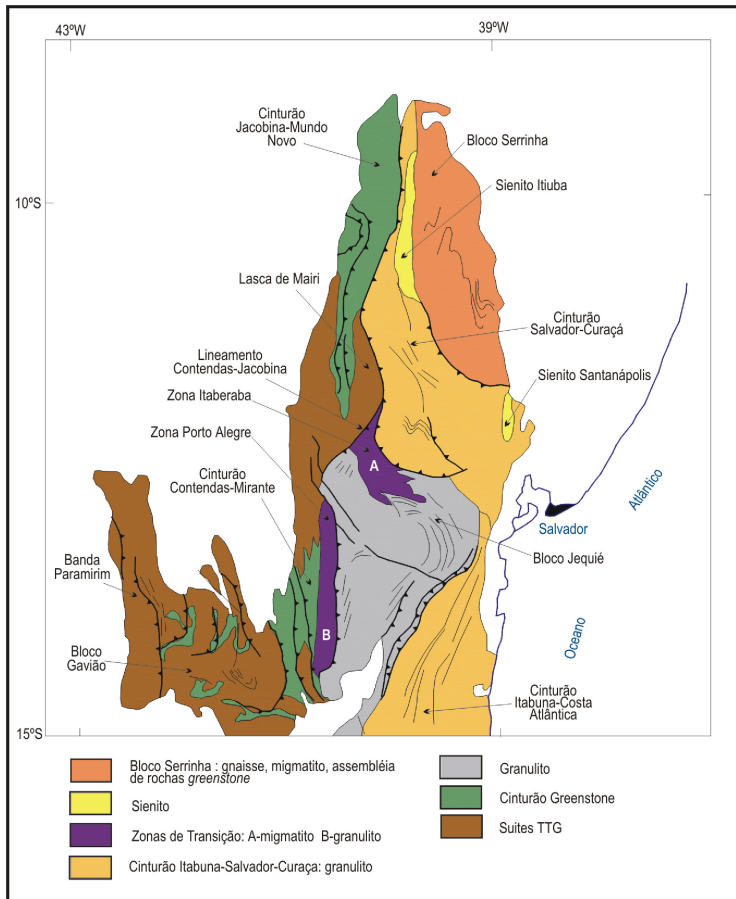


Figura 46 – Esboço estrutural da porção norte do Cráton do São Francisco (Teixeira et al., 2000).

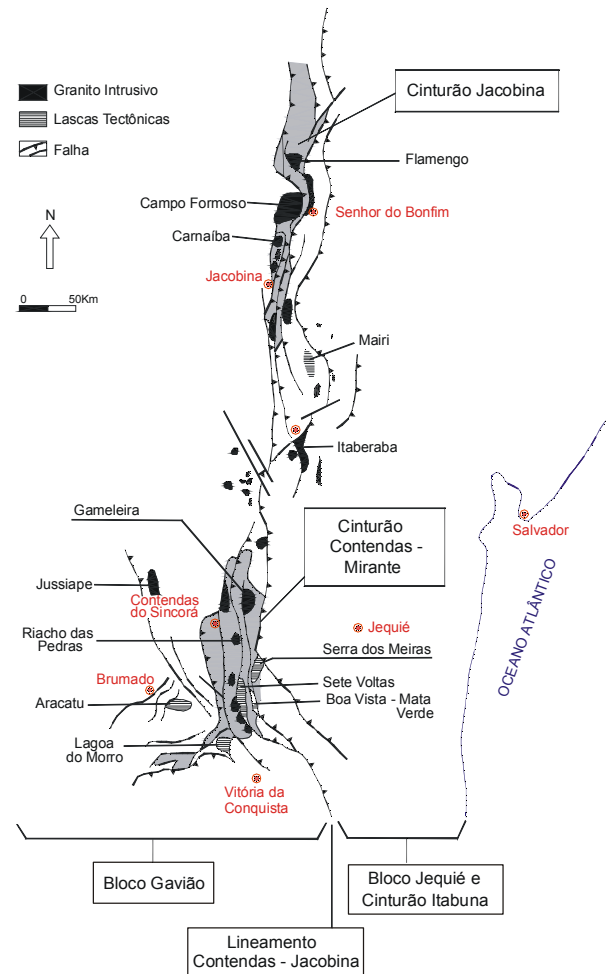


Figura 47 – Esboço estrutural esquemático do lineamento Contendas-Jacobina (Teixeira et al., 2000).

Estudos geológicos, geocronológicos e isotópicos mais recentes (Barbosa & Sabaté, 2002) indicam que os quatro segmentos crustais são de idade arqueana, passando do mais velho a oeste (Bloco Gavião) para o mais jovem a leste (Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá). As idades modelo Sm-Nd dos segmentos (Fig. 48), bem como o diagrama $\epsilon_{Nd} \times \epsilon_{Sr}$ (Fig. 49)

indicam que os blocos soldados durante o Paleoproterozóico possuem origem e evolução distintas, sendo o produto de acreções provavelmente do tipo colisional (Barbosa & Sabaté, 2002).

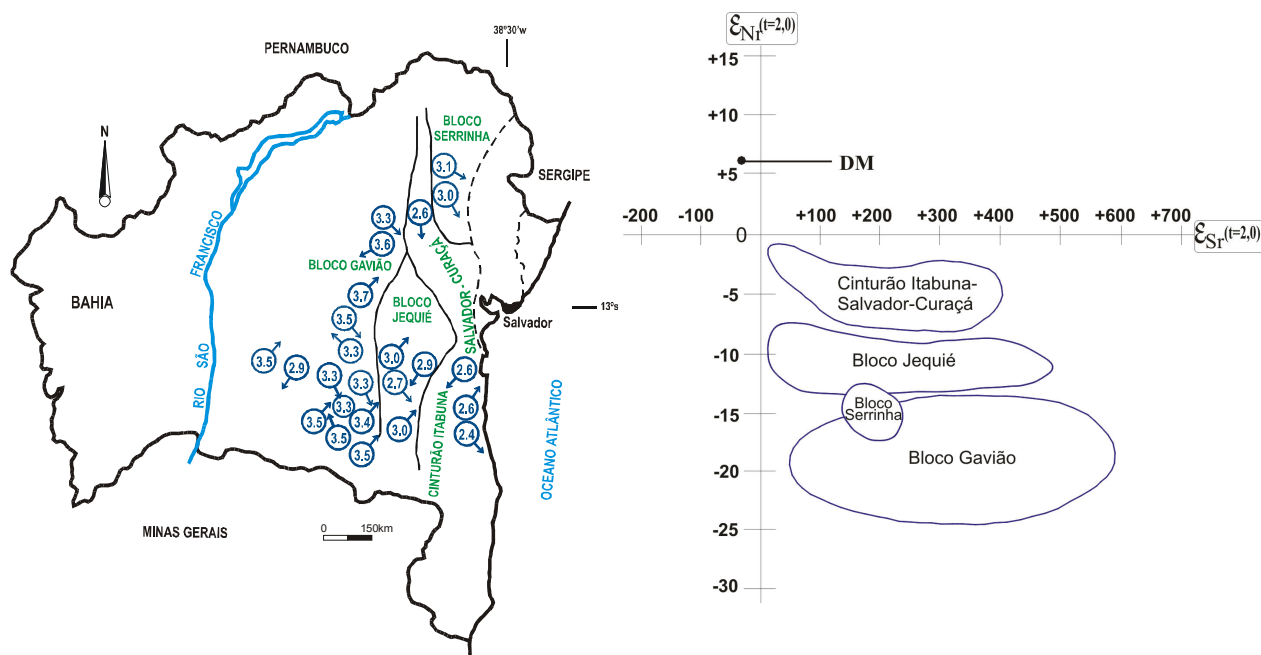


Figura 48 – Idades Sm-Nd(T_{DM}) dos terrenos arqueanos e paleoproterozóicos no Estado da Bahia (Barbosa & Sabaté, 2002).

Figura 49 – Diagrama $\epsilon Nd \times \epsilon Sr$ ($t=2,0$ Ga) mostrando os campos isotópicos distintos relacionados aos blocos Gavião, Serrinha, Jequié e ao Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa & Sabaté, 2002).

Ao Bloco Gavião se associa uma sub-unidade descrita como Bloco Paramirim que constitui sua extensão oeste, o qual cavalga os depósitos do Supergrupo Espinhaço mais a oeste em consequência dos esforços durante a orogenia Brasiliana. O conjunto possui área aproximada de 142.000 km², onde os afloramentos se concentram principalmente na região sul em decorrência das extensas coberturas proterozóicas ao norte.

Na porção sul do cráton a correlação geológica entre os terrenos arqueanos e paleoproterozóicos é ainda bastante obscura, em parte, devido à falta de descrições detalhadas (Teixeira et al., 2000).

No Bloco Gavião datações U-Pb em zircão (SHRIMP) apontam dois grupos de rochas TTG (tonalito, trondjemito, granodiorito) metamorfizadas no fácies anfíbolito como formadoras da crosta continental mais antiga na região (Figs. 46, 47). O primeiro grupo, com idades entre 3.400-3.200 Ma (maciços Sete Voltas, Boa Vista, Mata Verde e tonalito Bernarda) são considerados como derivados da fusão de basaltos toleíticos, enquanto o segundo, com idades entre 3.200-3.100 Ma, tem a mesma origem, porém com alguma

contaminação crustal (Barbosa & Sabaté, 2002, 2004). As seqüências vulcano-sedimentares Contendas-Mirante, Umburanas e Mundo Novo, observadas na área, foram formadas em bacias sedimentares desenvolvidas sobre a crosta TTG mais antiga, inicialmente com rochas vulcânicas de idade 3.300 Ma, as quais, após oceanização foram superpostas por komatiítos, rochas piroclásticas, basaltos toleíticos de idade ~ 3.200 Ma e finalmente por sedimentos detríticos (Umburanas e Guajeru) com idades entre 3.000-2.800 Ma (Barbosa & Sabaté, 2002).

O Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá é constituído por associações de tonalito/trondhjemitos de idade arqueana aproximada de 2.600 Ma (tonalitos Ipiaú e Caraíba) e paleoproterozóica em torno de 2.100 Ma (Complexo Caraíba). A geoquímica dos elementos terras raras indica que essas rochas são resultado da fusão de crosta oceânica toleítica. Também estão incluídos neste cinturão charnoquitos com idades aproximadas de 2.600 Ma, rochas metassedimentares (quartzitos com granada, gnaisses com safirina, formações grafitosas e manganíferas), bem como gabros/basaltos de assoalho oceânico/retro-arco, originados de fontes do manto. Intrusões de corpos monzoníticos com idade em torno de 2.400 Ma (Pb-Pb em zircão) também são comuns (Barbosa & Sabaté, 2002). A construção do cinturão caracteriza-se por um ambiente de arco de ilhas, bacia de retro-arco e zona de subducção (Barbosa & Sabaté, 2002, 2004).

O bloco Jequié localiza-se a SE do lineamento Contendas-Mirante (Fig. 46), limitando-se a oeste com as rochas do Bloco Gavião e a norte e leste com o Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá. Caracteriza-se por uma seqüência mais antiga com idade entre 3.000-2.900 Ma constituída por granulitos com inclusões de supracrustais (enclaves básicos, migmatitos Ubaíra e Jequié) e granodiorito-granitos mais jovens, com idades entre 2.800-2.600 Ma (Maracá, Lages, Mutuípe). Neste segmento crustal, bacias intracratônicas do tipo rifte desenvolveram-se sobre o embasamento mais antigo, onde se acumularam basaltos, andesitos, cherts, formação ferrífera bandada, material carbonoso e kinzigitos, rochas estas que foram intensamente deformadas e re-equilibradas no fácies granulito durante o Paleoproterozóico (Barbosa & Sabaté, 2002, 2004).

O Bloco Serrinha situa-se na porção nordeste do cráton, consistindo em segmento alongado com cerca de 450 km no sentido norte-sul e 100 km leste-oeste (Fig. 46). As rochas deste bloco são formadas por ortognaisses, migmatitos e tonalitos com idades entre 3.000-2.900 Ma, as quais representam o embasamento das seqüências vulcano-sedimentares Rio Itapecuru e Capim, de idade paleoproterozóica. As rochas que compõem o embasamento estão metamorfizadas no fácies anfíbolito e eventualmente granulito. Granitóides com idades de 2.160 Ma e 2.080 Ma são intrusivos na seqüência vulcano-sedimentar, indicando a

evolução da orogênese paleoproterozóica que afetou a região (Teixeira et al., 2000; Barbosa & Sabaté, 2002, 2004).

Além do contraste entre idades, os blocos Gavião, Jequié e Serrinha apresentam fontes, condições termodinâmicas e evolução arqueana distintas na formação de seus componentes. Enquanto o Bloco Gavião consiste essencialmente da acreção de terrenos arqueanos TTG e cinturões *greenstone* típicos, com idades entre 3.400 Ma e 3.000 Ma, o Bloco Jequié é considerado como um segmento crustal construído entre 2.900 Ma e 2.600 Ma por meio da acreção de rochas plutônicas derivadas de séries magmáticas cálcio-alcálicas transformadas em granulitos charnockíticos e enderbíticos. No caso do Bloco Serrinha considera-se, de maneira especulativa, que representa um bloco continental arqueano, constituído por rochas gnáissicas e migmatitos, similar ao Bloco Gavião ou equivalente lateral não granulítico do Bloco Jequié, separado pelo Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (Teixeira et al., 2000).

As evidências geológicas, estruturais, metamórficas e radiométricas observadas nesta porção do Cráton do São Francisco indicam colisão entre os quatro segmentos crustais durante o Paleoproterozóico. A extensa zona de falhas de empurrão e transcorrências com movimentos sinistrais apontam para movimento dos blocos no sentido NW-SE. Granitos de caráter peraluminoso com idades em torno de 2.000 Ma, valores de ϵ_{Nd} negativos (-13 a -5) e intrusivos principalmente ao longo do lineamento Contendas-Jacobina reforçam a hipótese de fusão crustal produzida durante a colisão paleoproterozóica (Barbosa & Sabaté, 2002, 2004).

5.3.2 PORÇÃO SUL

A porção sul do cráton caracteriza-se pela presença de terrenos arqueanos constituídos por ortogneisses parcialmente migmatizados e seqüências de rochas vulcano-sedimentares desenvolvidos entre 3.200 Ma e 2.700 Ma. Aparentemente, entre 2.160 Ma e 2.000 Ma este conjunto de rochas teve as bordas parcialmente re-trabalhadas e incorporadas no Cinturão Mineiro, desenvolvido na forma de arco em torno do núcleo arqueano durante o Paleoproterozóico (Alkmim & Marshak, 1998). Estudos geológicos e geoquímicos, bem como datações recentes U-Pb em zircão (Machado & Carneiro, 1992; Carneiro et al., 1998b; Noce & Machado, 1998) possibilitaram identificar os complexos metamórficos denominados Bação, Bomfim, Belo Horizonte, Campo Belo e Pará de Minas na região do Quadrilátero Ferrífero e vizinhanças (Teixeira et al., 2000) (Fig. 50).

Os complexos ocorrem na forma de domos, representando possivelmente fragmentos crustais distintos, que foram soldados no Neoarqueano. Em função do profundo

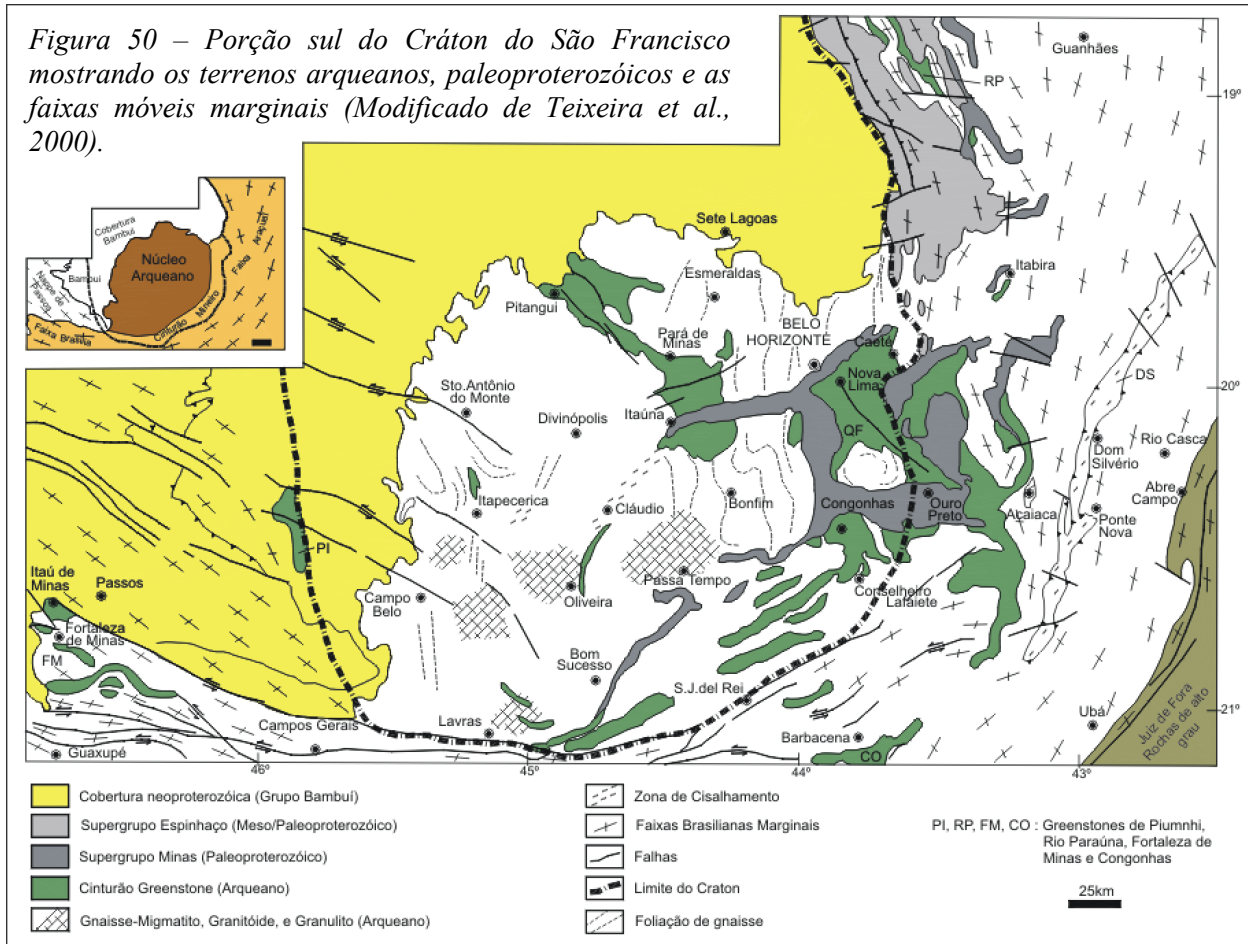
intemperismo, ausência de mapeamento geológico em escala adequada, deformações polifásicas e metamorfismo ocorridos na região, os limites dos domos não estão vinculados a feições geológicas/estruturais conhecidas na área (Teixeira et al., 2000).

O Domo Bomfim, situado imediatamente a oeste do Quadrilátero Ferrífero (Fig. 50), compreende terrenos granito-gnáissicos e restos de seqüências vulcano-sedimentares (2.780-2.700 Ma) originados durante a Orogênese Rio das Velhas (Machado & Carneiro, 1992; Carneiro et al. 1998b). Caracteriza-se pela presença dos gnaisses Alberto Flores e Sousa Noschese, anfíbolitos (enxames de diques Paraopeba e Candeias), tonalitos (Samambaia) e granitos (Brumadinho). Análises U-Pb de zircão do gnaisse Alberto Flores indicam remobilização em 2.727 ± 6 Ma. A idade de 2.920 Ma obtida na análise de núcleos de zircão (Pb-Pb) deste gnaisse é interpretada como a idade mínima do protolito, a qual é coerente com a idade modelo Sm-Nd T_{DM} de 3.150 Ma obtida na mesma rocha. O granito-gnaisse Sousa Noschese intrusivo no gnaisse Alberto Flores mostra discórdia U-Pb preliminar de 2.775 ± 77 Ma e o tonalito Samambaia idade U-Pb em zircão abradado de $2.780^{+3/-2}$ Ma, considerada como a idade da cristalização magmática. A atividade magmática arqueana mais jovem que afetou o Domo Bomfim é representada pelo granitóide Mamona de composição granodiorítica a granítica e idade U-Pb de 2.721 ± 3 Ma e pelo granito Brumadinho com idade U-Pb em zircão de $2.703 + 24 / - 20$ Ma (Machado et al., 1992).

Os ortognaisses félsicos do Domo Bomfim têm composição geoquímica comparável às suítes TTG, enquanto que o gnaisse Sousa Noschese mostra assinatura geoquímica que sugere origem de fusão parcial de crosta trondhjemitica (Carneiro et al., 1998b). Os anfíbolitos Paraopeba e Candeias demonstram afinidade toleítica, com composições médias comparáveis a basaltos do tipo MORB. No conjunto, as rochas félsicas e máficas do Complexo Bomfim mostram assinaturas geoquímica e isotópica compatíveis com ambiente tectônico de margem convergente durante a evolução neoarqueana (Carneiro et al., 1998a).

O Domo Belo Horizonte, situado a norte-noroeste do Quadrilátero Ferrífero (Fig. 50), é formado por migmatitos e ortognaisses bandados com foliações regionais variando entre N-S e NNE-SSW e mergulhos de 40^0 a 60^0 para W-WNW. A migmatização foi datada em $2.860^{+14/-17}$ Ma (U-Pb em zircão; Noce et al., 1998). Como no caso do Domo Bomfim, as rochas mostram um evento tectônico mais antigo, sugerido pelas idades T_{DM} entre 3.400-3.100 Ma. Evidências indicam três pulsos de granitóides arqueanos na porção norte do Quadrilátero Ferrífero. O mais velho é representado pelo granodiorito Caeté e granito Mateus Leme com idades U-Pb de $2.776^{+7/-6}$ Ma e $2.755^{+14/-13}$ Ma, respectivamente (Machado et al., 1992a; Romano, 1989).

Figura 50 – Porção sul do Cráton do São Francisco mostrando os terrenos arqueanos, paleoproterozóicos e as faixas móveis marginais (Modificado de Teixeira et al., 2000).



No segundo pulso observam-se idades de $2.712 \pm 5/-4$ Ma no granito Santa Luzia, 2.714 ± 2 Ma no trondhjemito Capelinha e 2.698 ± 18 Ma no granodiorito Ibirité. O último pulso que afetou a região ($2.612-2.555$ Ma) provavelmente se associa à reativação de estruturas antigas que ocorrem nas margens do cinturão *greenstone* Rio das Velhas. Os exemplos deste pulso são o granodiorito Caio Martins com idade de $2.593 \pm 18/-19$ Ma e os granitos Salto do Paraopeba e Itabirito, respectivamente com 2.612 ± 5 Ma e 2.567 ± 8 Ma (Romano, 1989; Noce et al., 1997, Noce & Machado, 1998).

O Domo Campo Belo localiza-se a oeste-sudoeste do Quadrilátero Ferrífero, junto à cobertura proterozóica do Grupo Bambuí (Fig. 50). A datação U-Pb (SHRIMP) do migmatito presente na região indica três gerações de fusão (Teixeira et al., 1998a). A idade mais antiga de 3.205 ± 17 Ma é interpretada como a do componente mais velho do migmatito, dado este próximo da idade Sm-Nd T_{DM} de 3.200 Ma obtida no ortogneisse de Campo Belo. O segundo grupo de zircão aponta idade de 3.047 ± 25 Ma, relacionada provavelmente ao evento magmático principal. Exceto poucas idades mais antigas, o ortogneisse mostra grande número de determinações T_{DM} semelhante ($3.070-2.900$ Ma), indicando o período principal de acreção. A população de zircão mais jovem mostra idade de 2.839 ± 17 Ma, considerada como a idade de migmatização e cristalização do neossoma. A idade em torno de 2.840 Ma pode ser comparada àquela do gnaiss migmatítico ($2.860 \pm 14/-17$ Ma) do Domo Belo

Horizonte, o que pode implicar em evento de migmatização regional ocorrido na porção sul do Cráton do São Francisco.

Restos de rochas supracrustais de baixo grau (xisto, metapelito, quartzito, BIF) e faixas contínuas de seqüências *greenstone* ocorrem nos terrenos arqueanos da porção sul do cráton. Do mesmo modo, ocorrências esparsas de *greenstone*, também arqueanos, tais como Fortaleza de Minas, Piumhi, Congonhas e Rio Paraúna são observadas nos cinturões marginais do cráton (Fig. 50). A distribuição destas rochas além dos limites atuais do cráton sugere paleocontinente arqueano maior, que se estenderia desde Fortaleza de Minas, a oeste, até o substrato granulítico paleoproterozóico do Complexo Juiz de Fora, a leste.

A maioria das faixas contínuas de rochas *greenstone* que ocorre na porção sul correlaciona-se ao Supergrupo Rio das Velhas, que compreende os grupos Nova Lima e Maquiné. O Grupo Nova Lima representa a parte basal da seqüência, incluindo komatiito com textura spinifex, basalto toleítico, rochas vulcânicas e vulcanoclásticas intermediárias a ácidas. Duas rochas vulcânicas félsicas do Grupo Nova Lima foram datadas pelo método U-Pb em zircão, indicando as idades de 2.772 ± 6 Ma e $2.776 + 23/-10$ Ma (Machado et al., 1992a, 1992b). O vulcanismo félsico corresponde ao estágio final da seqüência vulcânica predominantemente máfica e ultramáfica do Grupo Nova Lima. Considera-se a idade mais precisa de 2.772 ± 6 Ma como a mais correta para a seqüência *greenstone* (Teixeira et al., 2000). O evento eruptivo félsico que ocorre no cinturão *greenstone* Rio das Velhas é representado principalmente por rochas vulcanoclásticas e vulcanoclásticas re-sedimentadas e raramente lavas de composição dacítica. Datações U-Pb em zircão de três amostras de grauvaca indicaram para o evento idades de 2.792 ± 11 , 2.773 ± 7 e 2.751 ± 9 Ma (Noce et al., 2005).

O *greenstone* de Piumhi consiste em seqüência de rochas vulcânicas komatiíticas e toleíticas com cerca de 3.000 metros de espessura. Datações U-Pb e Pb-Pb em zircão contido em rocha intrusiva (gabro) nas seqüências inferiores do pacote indicam as idades de $3.116 +10 / - 7$ Ma e entre 3.000 e 2965 Ma em riodacito (Machado & Schrank, 1989). A origem deste *greenstone* provavelmente se relaciona ao período principal de acreção crustal do terreno granito-gnaiss do Domo Campo Belo (Teixeira et al., 1998a).

A seqüência vulcano-sedimentar de Fortaleza de Minas, que ocorre na faixa Brasília, é possivelmente contemporânea à seqüência de Piumhi. Migmatito em equilíbrio térmico com as rochas de Fortaleza de Minas indica idade isocrônica Rb-Sr de 2.918 ± 105 Ma (Schrank & Silva, 1993).

Remanescentes do *greenstone* do Rio Paraúna estão inseridos tectonicamente no embasamento granito-gnáissico (Complexo Gouveia) do Supergrupo Espinhaço. Análise U-

Pb de zircão obtido em rocha vulcânica ácida indica idade de 2.971 Ma (Machado et al., 1989a), sugerindo correlação com as seqüências vulcano-sedimentares de Piumhi e Fortaleza de Minas. Finalmente, ao sul do Quadrilátero Ferrífero, próximo da cidade de Barbacena, ocorrências de seqüências *greenstone* (Baars, 1997) indicaram idade U-Pb em zircão de 3.130 ± 8 Ma (Söllner et al., 1991).

A cratonização da porção sul no Neoarqueano proporcionou longo período de estabilidade e erosão, cujo resultado consistiu na deposição do Supergrupo Minas no Paleoproterozóico. Esta grande unidade, que compreende os grupos Caraça, Itabira, Piracicaba e Sabará, mostra nas seqüências inferiores (grupos Caraça e Itabira) conglomerados e arenitos aluvionares que gradam para pelitos de água marinha rasa, formação ferrífera e rochas carbonáticas, compatíveis com evolução de bacia de margem passiva (Teixeira et al., 2000).

A idade Pb-Pb e U-Pb de 2.650 Ma obtida em grãos detríticos de zircão provenientes das seqüências basais (conglomerado e arenito) é tida como máxima para o Supergrupo Minas (Alkmim et al., 1998). Dolomito estromatolítico da Formação Gandarela, que constitui o topo do Grupo Itabira, mostra isócrona (Pb-Pb rocha total) de 2.420 ± 19 Ma, idade à qual se associa a deposição da unidade (Babinski et al., 1995). Por outro lado, grãos mais jovens de zircão encontrados em grauvacas do Grupo Sabará, acima do Grupo Piracicaba, indicam idade de 2.124 ± 1 Ma. Tais grãos de zircão são aparentemente derivados do magmatismo paleoproterozóico presente no Cinturão Mineiro, onde são comuns intrusões com idades semelhantes (Teixeira et al., 2000). As idades das rochas das unidades basais e superiores da seqüência mostram que a deposição do Supergrupo Minas ocupou um longo período de tempo (Teixeira et al., 2000).

Na porção norte do Cráton do São Francisco o desenvolvimento da orogenia paleoproterozóica desempenhou papel fundamental na evolução geológica da região. A presença de afloramentos, mapeamentos geológicos, bem como dados recentes de geocronologia e isótopos proporcionam entendimento bastante razoável entre o cinturão paleoproterozóico e os terrenos arqueanos.

Na porção sul, apesar da obtenção de dados geocronológicos confiáveis, principalmente a partir da década de 1990, a definição e a relação dos blocos paleoproterozóicos com os núcleos arqueanos ainda é pouco conhecida. Como mencionado, a falta de mapeamento geológico adequado, o profundo intemperismo, associados à ação da orogenia paleoproterozóica e do retrabalhamento generalizado na região durante a orogênese Brasileira seriam as explicações para o fato.

As evidências indicam que o cinturão paleoproterozóico, denominado Cinturão Mineiro, desenvolveu-se na forma de arco em torno dos terrenos arqueanos da porção sul do Cráton do São Francisco, agindo sobre a sequência Rio das Velhas e a cobertura de plataforma do Supergrupo Minas. De acordo com Alkmim & Marshak (1998), o tectonismo desenvolvido durante a orogenia ocorreu em dois estágios. Primeiro, contração com vergência noroeste desenvolveu amplos anticlinais e sinclinais com orientação nordeste e cisalhamento com mergulhos para sudeste, estabelecendo em torno de 2.125 Ma tectônica de escamas que envolveu os supergrupos Rio das Velhas e Minas. Segundo, fase de colapso extensional do cinturão em torno de 2.095 Ma, com criação de estruturas do tipo domo e quilha. Numerosas intrusões relacionadas à evolução do Cinturão Mineiro ocorrem ao longo de uma faixa de aproximadamente 300 km, envolvendo a porção re-trabalhada do Cráton do São Francisco (Fig. 51).

As intrusivas denominadas Alto Maranhão, Ressaquinha, Tabuões e Cassiterita constituem tonalito (trondhjemitó), diorito e granodiorito metaluminoso a peraluminoso, cujas composições químicas indicam fontes mantélicas máficas e ultramáficas (Teixeira et al., 2000). Suas idades T_{DM} se situam entre 2.500 Ma e 2.250 Ma, com valores $\epsilon_{Nd(T)}$ positivo e levemente negativo (+1,3 -3,8). O trondhjemitó Cassiterita e o quartzodiorito Brumado mostram idades Pb-Pb (evaporação de zircão) respectivamente de 2.162 ± 1 Ma e 2.128 ± 4 Ma (Ávila et al., 1998). Por outro lado, o grupo, constituído pelos plútons Ritópolis, Itutinga, Alto Jacarandá, Porto Mendes e Lavras consiste em granitos peraluminosos, com idade T_{DM} entre 3.070 Ma e 2.600 Ma e $\epsilon_{Nd(T)}$ negativo (-4,9 -11), valores que indicam a predominância de fonte crustal.

De acordo com o exposto, as origens das várias intrusões verificadas ao longo do cinturão dobrado que envolve a parte mais meridional da porção sul do Cráton do São Francisco estão relacionadas com fontes mantélicas e crustais e em alguns casos de material juvenil com contaminação crustal. A presença de material derivado do manto na geração de determinadas intrusões implica em acreção crustal relacionada à orogenia paleoproterozóica na região (Teixeira et al., 2000).

Apesar da ausência de mapeamento adequado e outros dados capazes de indicar a relação entre o Paleoproterozóico e Arqueano na região da cidade de Januária, porção sudoeste do cráton, situação semelhante a que ocorre na extremidade sul parece acontecer.

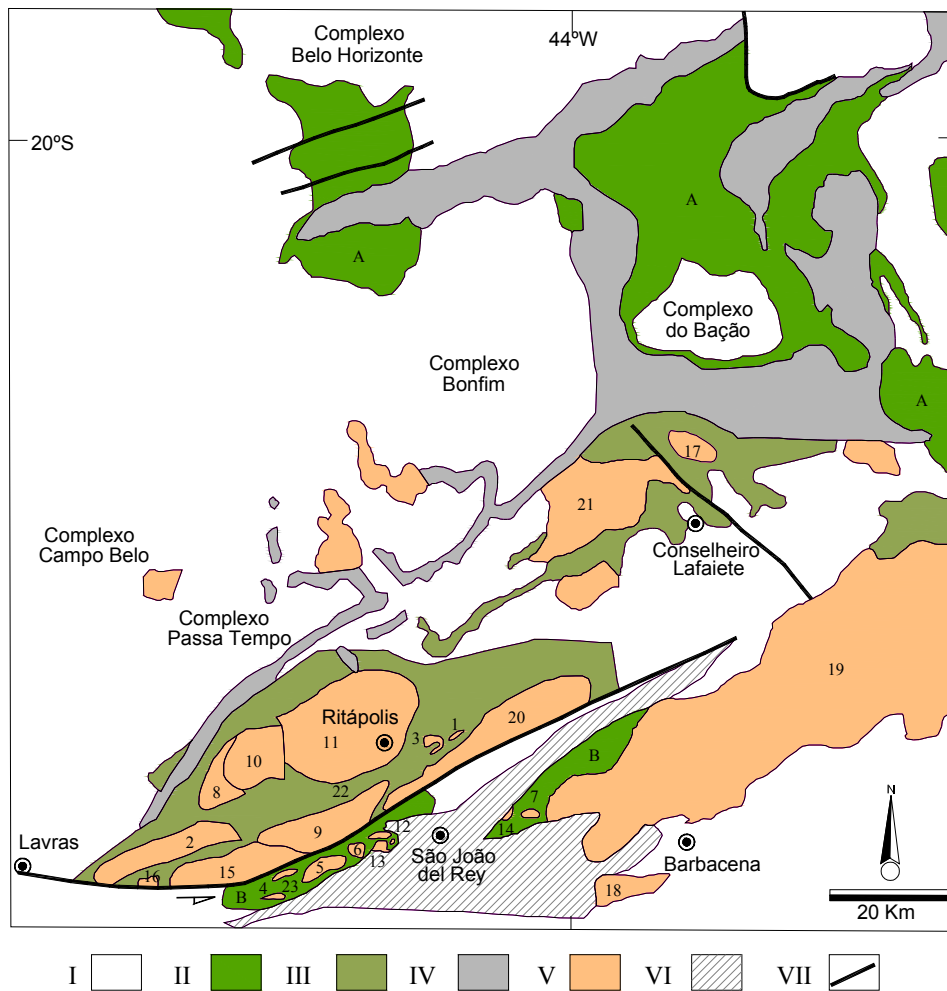


Figura 51 – Localização dos corpos plutônicos do Cinturão Mineiro, borda sul do Cráton do São Francisco: 1) Quartzo monzodiorito Glória; 2) Diorito Rio Grande; 3) Diorito brumado; 4) Gabro Rio Grande; 5) Gabro São Sebastião da Vitória; 6) Quartzo-diorito do Brito; 7) Gabro Vitoriano Veloso; 8) Diorito Ibituruna; 9) Tonalito/trondhjemitó Cassiterita; 10) Trondhjemitó Tabuões; 11) Granitóide Ritápolis; 12) Granodiorito Brumado de Baixo; 13) Granodiorito Brumado de Cima e granófiros; 14) Granitóide Tiradentes; 15) Granito Nazareno; 16) Granitóide Itumirim; 17) Tonalito Congonhas; 18) Granito Campolide; 19) Complexo Ressaquinha; 20) Gnaiss Granítico Fé; 21) Tonalito Alto Maranhão; 22) Granitóide Mama Rosa; 23) Granitóide do Lajedo. **I.** Rochas do substrato arqueano parcialmente re-trabalhado no Paleoproterozóico. **II.** Greenstones belts Rio das Velhas (A) e Nazareno (B). **III.** Greenstone belt Rio das Mortes; **IV.** Supergrupo Minas; **V.** Gabros dioritos e granitóides paleoproterozóicos; **VI.** Rochas metassedimentares: mega-sequências São João Del Rey (Paleoproterozóica), Carandaí (mesoproterozóica) e Andrelândia (neoproterozóica). **VII.** Falhas e zonas de cisalhamento associadas (Reproduzido de Teixeira et al., 2005).

As amostras coletadas na região de Januária (MG) e analisadas pelo Laboratório de Geociências da Universidade de Brasília indicaram idades (Capítulo 2) semelhantes aos complexos arqueanos e granitóides observados na porção sul e Cinturão Mineiro, sugerindo ambientes parecidos entre as duas áreas.

5.4 EMBASAMENTO ARQUEANO-PALEOPROTEROZÓICO

O estudo da evolução geológica/geotectônica do Cráton do São Francisco deixa claro que a orogênese paleoproterozóica foi responsável pelo amálgama e deformação de diferentes blocos arqueanos. A litosfera dos blocos aglutinados em uma única unidade cratônica provavelmente se estabilizou nessa ocasião. A unidade geotectônica relativamente estável, constituída pelos terrenos paleoproterozóicos e arqueanos, foi fortemente re-trabalhada durante a orogenia Brasiliana face às deformações compressivas focadas nas faixas neoproterozóicas que lhe são marginais. Na porção sul do cráton, os terrenos Guanhões, Gouveia, Ponte Nova, Barbacena e Lavras, situados ao norte, leste e sul do Quadrilátero Ferrífero, são reconhecidos com estas características (Pedrosa Soares et al., 1992; Figueiredo & Teixeira, 1996; Noce et al., 1997).

A história polifásica destes domínios pode ser observada na região de Guanhões (Fig. 50), onde o ortognaisse-migmatítico que constitui o embasamento da Faixa Araçuaí mostra idade U-Pb em zircão de crosta arqueana, variando entre 3.020-2.970 Ma (Machado et al., 1989b; Sato, 1998). Por outro lado, idades Rb-Sr indicam que metamorfismo e migmatização ocorreram entre 2.800 Ma e 2.600 Ma e posteriormente durante o Paleoproterozóico (Brito Neves et al., 1980). Eventualmente, também se observa migmatização e pegmatitos associados à colisão na Faixa Araçuaí com idades entre 600-512 Ma (Machado et al. 1989b; Pedrosa Soares et al., 1992; Dussin, 1994).

A província tectônica Mantiqueira, que se estende por cerca de 1.500 km ao longo da borda sudeste e sul do Cráton do São Francisco, também exhibe caráter polifásico (Fetter et al., 2004) (Fig. 50). Entre Ouro Preto e Abre Campo (Fig. 50) as rochas gnáissicas re-mobilizadas durante a orogenia Brasiliana (Alkmim & Marshak, 1998) indicam idades isocrônicas Rb-Sr entre 2.300 Ma e 2.000 Ma e razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ altas, sugerindo retrabalhamento de crosta arqueana. Nas regiões de Barbacena e Ubá (Fig. 50) são observadas assinaturas isotópicas contrastantes, onde o gnaisse Mantiqueira mostra idades modelo arqueana (3.100 Ma) e paleoproterozóica 2.220-2.190 Ma (Sato, 1998). Ainda na Província Mantiqueira, datações U-Pb em zircão e análises Sm-Nd indicam que o embasamento (ortognaisse) do Complexo Amparo, situado na porção central da província, mostra componentes crustais

arqueanos e paleoproterozóicos (Fetter et al., submetido). Exposições do embasamento arqueano apontam idades U-Pb entre 3.024 e 2770 Ma, enquanto o gnaiss mais jovem mostra idades entre 2.200 e 2.100 Ma. O gnaiss paleoproterozóico consiste em crosta arqueana re-trabalhada e juvenil, sugerindo, portanto, retrabalhamento de crosta arqueana, bem como acreção crustal no Paleoproterozóico (Fetter et al., submetido). Finalmente, idades K-Ar obtidas em rochas do embasamento na região variam entre 640 e 500 Ma (Teixeira et al., 2000), atestando a ação da orogenia Brasiliana. Situação semelhante sobre o caráter policíclico das rochas é encontrada também na região de Januária, onde idades arqueana e paleoproterozóica foram indicadas.

Na porção norte a geometria das estruturas observadas no cráton se relaciona à evolução dos eventos proterozóicos, em especial do Paleoproterozóico. Eventos magmáticos juvenis ou de reciclagem, contemporâneos à orogenia paleoproterozóica, participaram do crescimento crustal na região.

Idades paleoproterozóicas são observadas nos blocos Gavião (conglomerado Jacobina, granitos Campo Formoso, Caculé, Serra da Franga), Jequié (charnockito Brejões), Serrinha (vulcânicas félsicas e máficas Itapicuru, granito Poço Grande) e no Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (tonalitos Itabuna, Pau Brasil, Barra do Rocha e gabro Medrado).

Aparentemente, o batólito Guanambi-Urandi (Rosa et al., 1996), situado a oeste do Bloco Gavião e parcialmente coberto pelos depósitos do Grupo Bambuí, é intrusivo nos gnaisses e migmatitos metamorfizados no fácies anfibolito alto e granulito do Complexo Santa Isabel, que forma uma faixa estreita a leste do batólito. Tais rochas mostram isócrona Rb-Sr em rocha total entre 2.700 e 2.600 Ma (Mascarenhas & Garcia, 1989). O batólito de Guanambi-Urandi consiste em múltiplas intrusões (Rosa et al., 1996) compostas de monzonito, sienito e granito. Datação Pb-Pb em cristal de zircão forneceu as idades de 2.060-2.000 Ma para o batólito (Bastos Leal et al., 1996; Leahy et al., 1998). Duas idades T_{DM} em granitóides próximo a Guanambi indicaram as idades de 3.100 e 2.420 Ma (Sato, 1998), sugerindo assinatura isotópica similar às rochas do Cinturão Salvador-Curaçá. Dados geoquímicos e isotópicos indicam fonte de manto enriquecido para tais plútons (alto K), (Paim, 1998). Contudo, evidências de Sr e Nd (Barreto dos Santos et al., 1999; Leahy et al., 1999; Rosa et al., 1999; Rios et al., 2000) sugerem participação crustal na gênese do magma.

Apesar da ausência de dados consistentes no lado oeste da porção norte do cráton, as idades arqueana e paleoproterozóica na região de Januária (Capítulo 2), as seqüências de rochas metavulcano-sedimentares e plutônicas associadas paleoproterozóicas que ocorrem em São Domingos e Correntina (Rendon & Kuyumjian, 2005) e as intrusões também paleoproterozóicas que compõem o batólito Guanambi-Urandi indicam provavelmente a ação

de orogenia paleoproterozóica na porção ocidental do Cráton do São Francisco, à semelhança do Cinturão Mineiro que envolve sua porção sul.

5.5 NÚCLEOS ARQUEANOS PRESERVADOS

A evolução geológico-geotectônica do Cráton do São Francisco mostra que a orogenia paleoproterozóica foi responsável pelo amálgama e deformação dos blocos arqueanos nas suas porções norte e sul.

A unidade geotectônica cratonizada no Paleoproterozóico, constituída, portanto, por terrenos arqueanos e paleoproterozóicos foi re-trabalhada no Neoproterozóico durante a orogenia Brasiliana. Rochas metamórficas de médio a alto grau e associações granito-greenstone representam o embasamento nas duas regiões do cráton (Teixeira et al., 2000; Barbosa & Sabaté, 2002).

O processamento (Zang, 1996) e interpretação (Pereira, 1996, 2001; Pereira & Fuck, 2005) dos dados disponíveis no projeto *South American Magnetic Mapping Project* permitiram, especialmente na porção norte do Cráton, discriminar em sub-superfície domínios crustais discretos correspondentes aos blocos Serrinha e Jequié. Entre as imagens geradas pelo processamento dos dados magnéticos, tais como primeira derivada vertical, densidade aparente e campo magnético total, foi selecionada a interpretação da imagem campo magnético total (escala 1:1.000.000) em função da maior quantidade de informações oferecidas.

Nos blocos mencionados, além da definição de seus próprios limites, as assinaturas magnéticas características das porções centrais em relação às de suas bordas re-trabalhadas, permitiram definir núcleos cratônicos arqueanos preservados dos efeitos das orogenias que afetaram a região (Fig. 52).

A definição de domínio de crosta/manto sob o ponto de vista estritamente geofísico só é possível por meio de estudos telesísmicos. Contudo, faz sentido geológico se consideramos a análise de minerais recuperados em kimberlitos presentes nas áreas dos blocos definidos pelos dados magnéticos e gravimétricos. Dados geoquímicos de xenólitos e xenocristais incorporados pelo magma kimberlítico durante a ascensão rápida desde o manto até a superfície constituem as informações diretas sobre a condição da crosta inferior e manto superior (O'Reilly & Griffin, 1996).

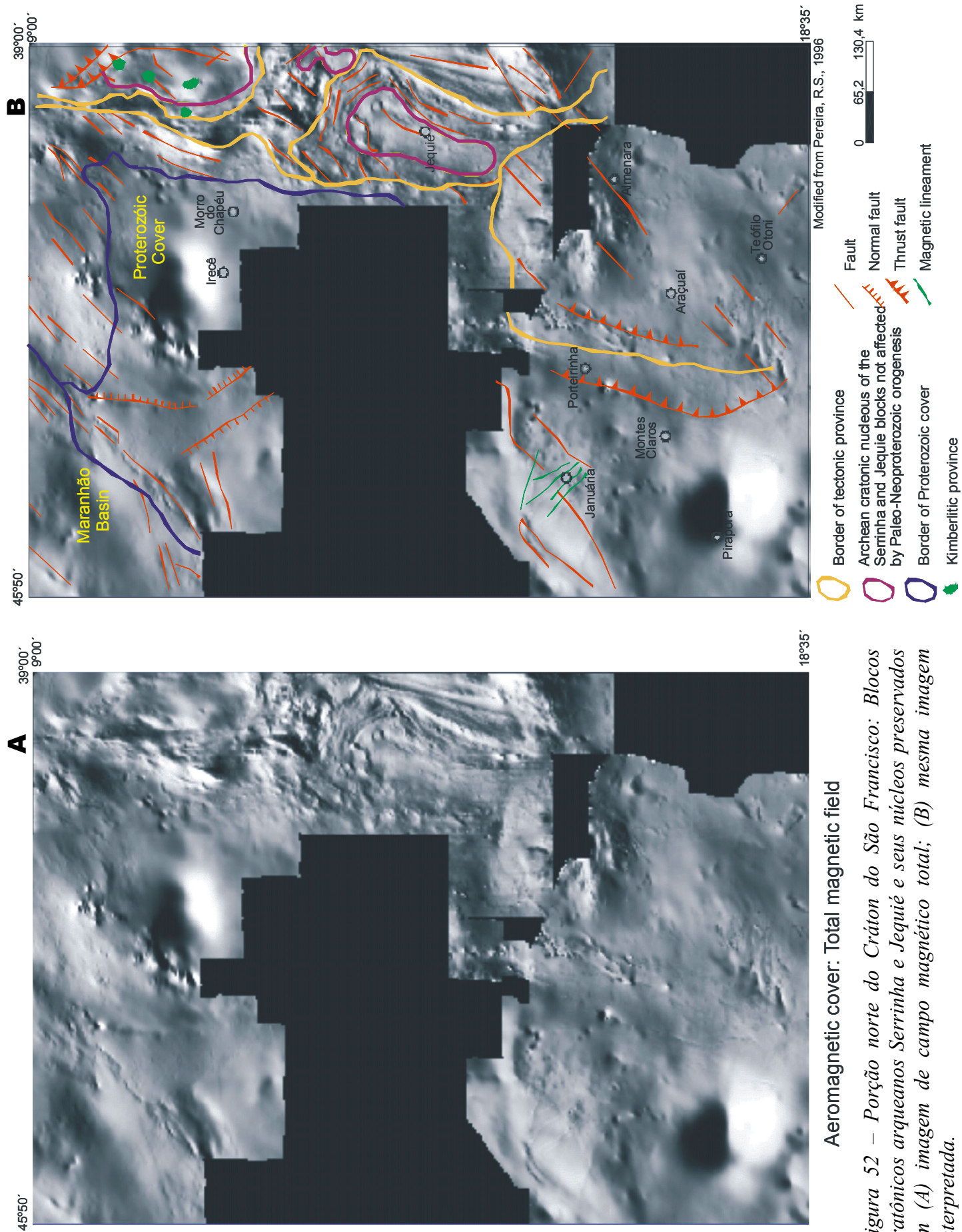


Figura 52 – Porção norte do Cráton do São Francisco: Blocos cratônicos arqueanos Serrinha e Jequié e seus núcleos preservados em (A) imagem de campo magnético total; (B) mesma imagem interpretada.

Análises de granada e clinopiroxênio provenientes de kimberlitos das várias províncias observadas no Bloco Serrinha indicam que o manto na região apresentava na época das intrusões temperaturas entre 950 e 1200 °C e valores das pressões mínimas de granada (P_{minhi}) entre 55 e 34,5 kbar (Edler & Bizzi, 1996). Considerando os valores mais altos das pressões mínimas de granada e os dados correspondentes de clinopiroxênio para cada província kimberlítica, o gradiente geotérmico situava-se entre 42 e 45 mW/m², respectivamente na porção central e bordas do bloco. Esta variação indica litosfera mais espessa no centro, que se adelgaça em direção às margens re-trabalhadas pelas orogenias proterozóicas. A integração dos dados sugere que o Bloco Serrinha apresenta núcleo cratônico arqueano preservado, cuja quilha litosférica mostra ambiente favorável à preservação do diamante (Pereira et al., 1996, Pereira & Fuck, 2005). No Bloco Jequié, apesar da ausência de intrusões kimberlíticas que consubstanciem a presença de litosfera espessa subjacente ao núcleo arqueano definido pela magnetometria, não existem evidências contrárias à preservação da porção central do bloco (Figs. 53, 54).

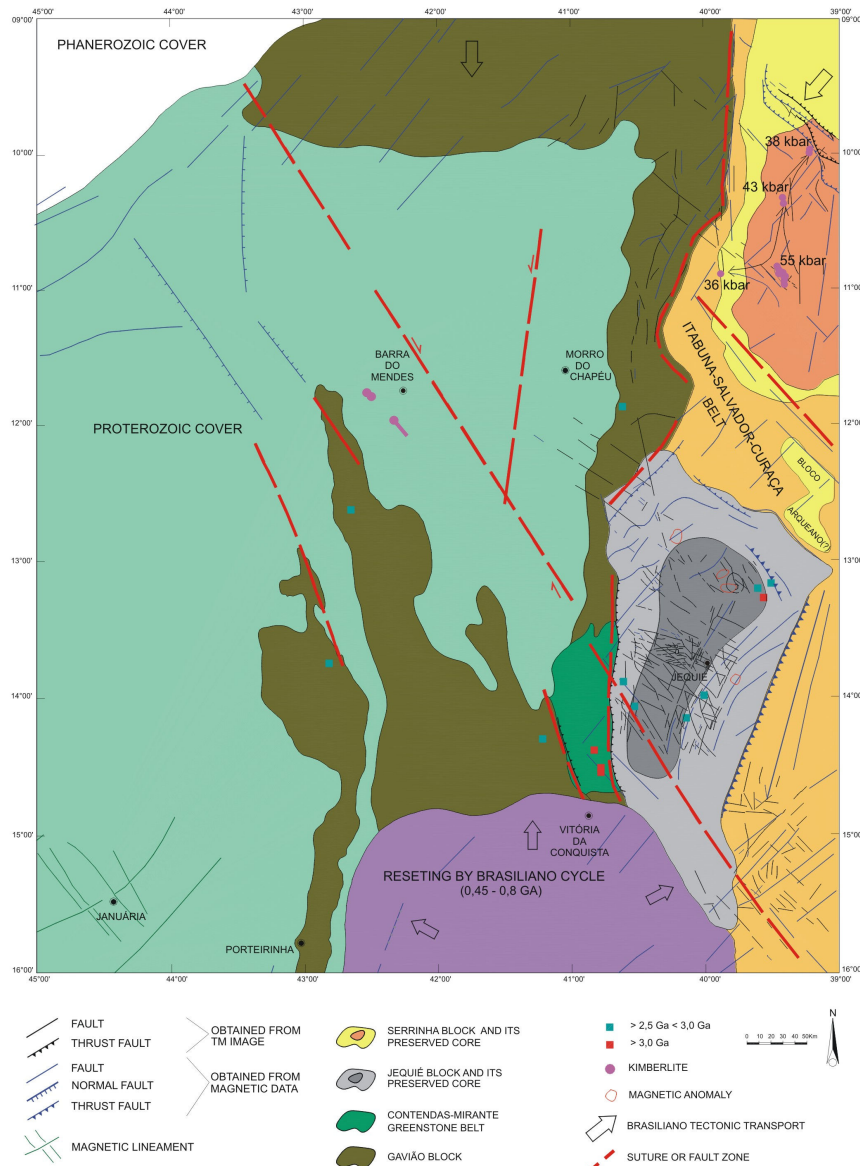


Figura 53 – Porção norte do Cráton do São Francisco: blocos cratônicos arqueanos Serrinha e Jequié, núcleos preservados e distribuição de kimberlitos (modificado de Pereira et al., 1996).

Nota: O bloco Gavião foi compilado de mapas geológicos para compor a figura.

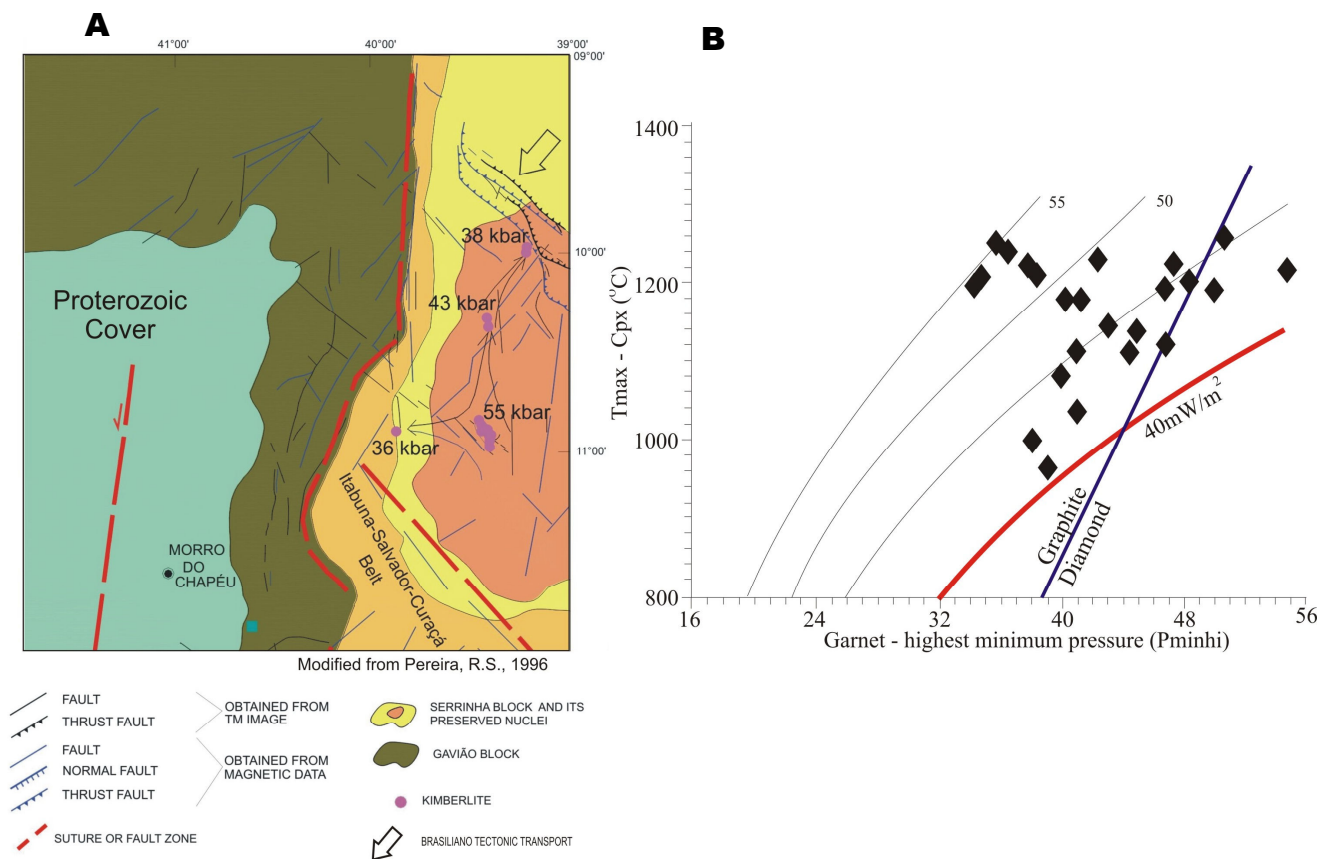


Figura 54 – (A) Distribuição das províncias kimberlíticas localizadas no Bloco Serrinha. O maior grupo de intrusões forma a província mais central do bloco, denominada informalmente Braúna; (B) Diagrama $T_{max}-Cpx$ (°C) x Garnet-highest minimum pressure (P_{minhi}).

Na porção sul, além dos domos Bomfim, Belo Horizonte, Campo Belo e Pará de Minas descritos, rochas arqueanas ocorrem em Fortaleza de Minas, Piumhi, Barbacena e Guanhães, respectivamente a oeste, sul e leste do Quadrilátero Ferrífero. Embora o limite mais preciso e contínuo entre os terrenos re-trabalhados e o preservado não seja claro, determinadas evidências permitem estabelecer, como na região norte, a presença de núcleo arqueano menos afetado. A integração das informações geradas na interpretação dos dados magnéticos e de gama-espectometria obtidos no projeto Pitangui-Ipatinga São João Del Rey (COMIG) proporcionou a discriminação de vários domínios lito-estruturais na região do Quadrilátero Ferrífero e áreas vizinhas (Silva et al., 2003).

A associação das imagens gamaespectométricas-magnéticas caracteriza a continuidade lateral e estrutura interna de vários terrenos, particularmente o limite entre eles. Na figura 55 observa-se o contraste geofísico entre o Cinturão Mineiro e o núcleo arqueano nesta porção do cráton (Silva et al., 2003). Outro fato que indica a presença do núcleo cratônico arqueano preservado na região consiste no incremento dos valores mais altos das pressões mínimas (P_{minhi}) de granada entre 37 kbar (Fonte: De Beers Brasil), obtida em kimberlito colocado na

Faixa Brasília (*Nappe* de Passos), para 45 e 51 kbar observados em kimberlitos na região de Divinópolis-Maravilhas a nordeste, indicando transição entre litosfera fina, típica de cinturão móvel, para litosfera entre 150-200 km de espessura (Haggerty, 1986).

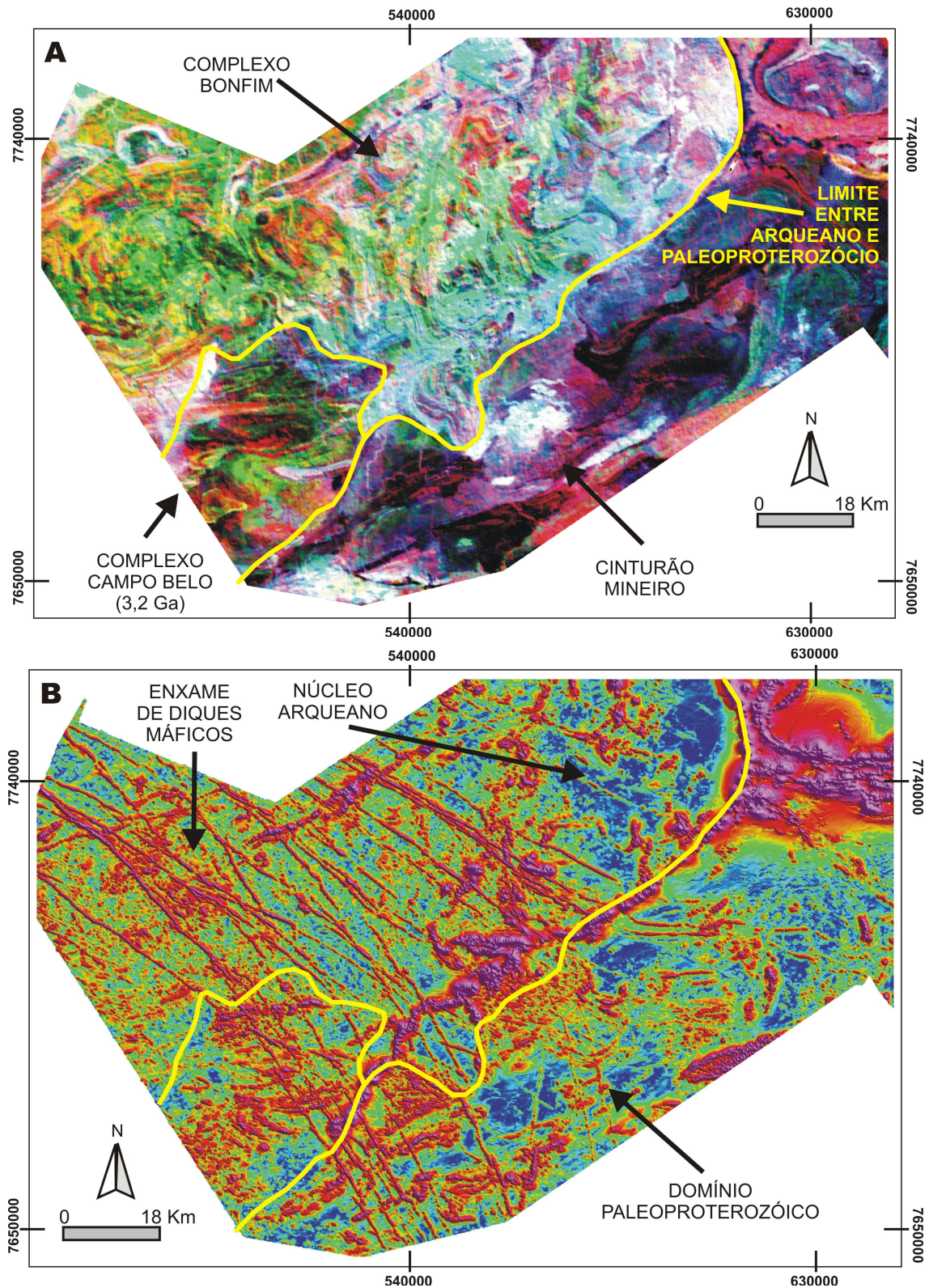


Figura 55 – Limite entre o Cinturão Mineiro e o núcleo arqueano na porção sul do Cráton do São Francisco indicado pelas imagens gamaespectrometria (A) e sinal analítico (B) (Silva et al., 2003).

A figura 58 no capítulo seguinte mostra em escala regional os kimberlitos e as respectivas pressões de granada em relação à borda definida pela geofísica entre a faixa paleoproterozóica ou Cinturão Mineiro e o núcleo arqueano (Teixeira et al., 2000; Silva et al., 2003; Pereira & Fuck, 2005).

CAPÍTULO 6

6. KIMBERLITOS E ROCHAS RELACIONADAS NO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

6.1 INTRODUÇÃO

Em 1968 a empresa SOPEMI, resultado da *joint venture* entre a francesa BRGM (*Bureau de Recherche Geologique et Minière*) e a CAEMI (Grupo Antunes), descobriu no rio Santo Inácio, região de Coromandel (MG), o primeiro kimberlito no Cráton do São Francisco. Em 1974, com a saída do BRGM, o Grupo *De Beers* que havia se associado a SOPEMI em 1972, assumiu o controle da empresa. Desde então a *De Beers* e outras empresas têm investido continuamente na prospecção do diamante no Brasil e outros países da América do Sul, com descoberta de centenas de kimberlitos e rochas relacionadas.

Cerca de 95% de um total aproximado de quinhentos kimberlitos e rochas relacionadas identificados no Cráton do São Francisco estão situados na sua porção sul-sudoeste, abrangendo o oeste de Minas Gerais e áreas menores nos estados de Goiás e São Paulo (Pereira, 2001; Pereira & Fuck, 2005) (Figs. 56,57, 58).

A maioria dos kimberlitos e rochas relacionadas situados na grande área de ocorrência do cráton associa-se ao desenvolvimento do alto estrutural denominado Alto Paranaíba, onde intrusões do Cretáceo inferior e superior indicam diferentes pulsos do vulcanismo relacionado ao alto estrutural (Pereira & Fuck, 2005). Extensos lineamentos noroeste-sudeste controlam as intrusões colocadas na região afetada pelo alto estrutural. São comuns as ocorrências de kimberlito e rochas relacionadas, bem como depósitos sedimentares cretáceo-terciários na capa das falhas de empurrões neoproterozóicos junto às frentes de empurrões (Pereira, 1991).

Kimberlitos, kamafugitos e complexos alcalinos formam grande faixa que se estende desde o complexo carbonatítico de Catalão no extremo noroeste até a cabeceira do rio São Francisco a sudeste. Nesta faixa as ocorrências de rochas kamafugíticas e vulcânicas alcalinas relacionadas que compõem a Formação Mata da Corda ultrapassam em muito o número de kimberlitos conhecidos (Bizzi et al., 1990; Brod et al., 2000; Gaspar et al., 2003; Read et al., 2003). Brod et al. (2000) estabeleceram forte associação entre os magmatismos kamafugítico e carbonatítico na região.

Direções estruturais norte-nordeste e nordeste observadas em imagens de satélite (Pereira, 1990) e mais discretamente em dados de aeromagnetometria também estão presentes

na região (Pereira & Fuck, 2005). Parte destas estruturas provavelmente corresponde a falhas normais associadas ao desenvolvimento de sistema extensional orientado sudoeste-nordeste, que alcança os terrenos do núcleo arqueano no interior de Minas Gerais.

Na porção norte do cráton ocorrem kimberlitos nos blocos arqueanos Serrinha e Jequié (Fig. 56). Em função da idade, a exposição de kimberlitos no Bloco Gavião está sujeita à erosão de unidades estratigráficas mais jovens que as encobrem e compõem estruturas do tipo *horst* (Williamson & Pereira, 1991; Pereira & Fuck, 2005).

Determinações isotópicas indicam, até o momento, idades cretáceas para as intrusões na porção sul e proterozóicas para os kimberlitos na porção norte (Pisani et al., 2001; Pereira & Fuck, 2005).

Estudos geoquímicos dos minerais em ambas regiões do Cráton do São Francisco apontam aumento progressivo na quantidade de granada subcálcica e portanto, da profundidade de formação, à medida que as intrusões se colocam mais no interior dos núcleos cratônicos arqueanos menos re-trabalhados pelas orogenias posteriores.

Até o momento, cerca de dez kimberlitos em toda a área do cráton mostraram conter diamante e um único indicou teores que justificassem avaliação econômica (Pereira & Fuck, 2005).

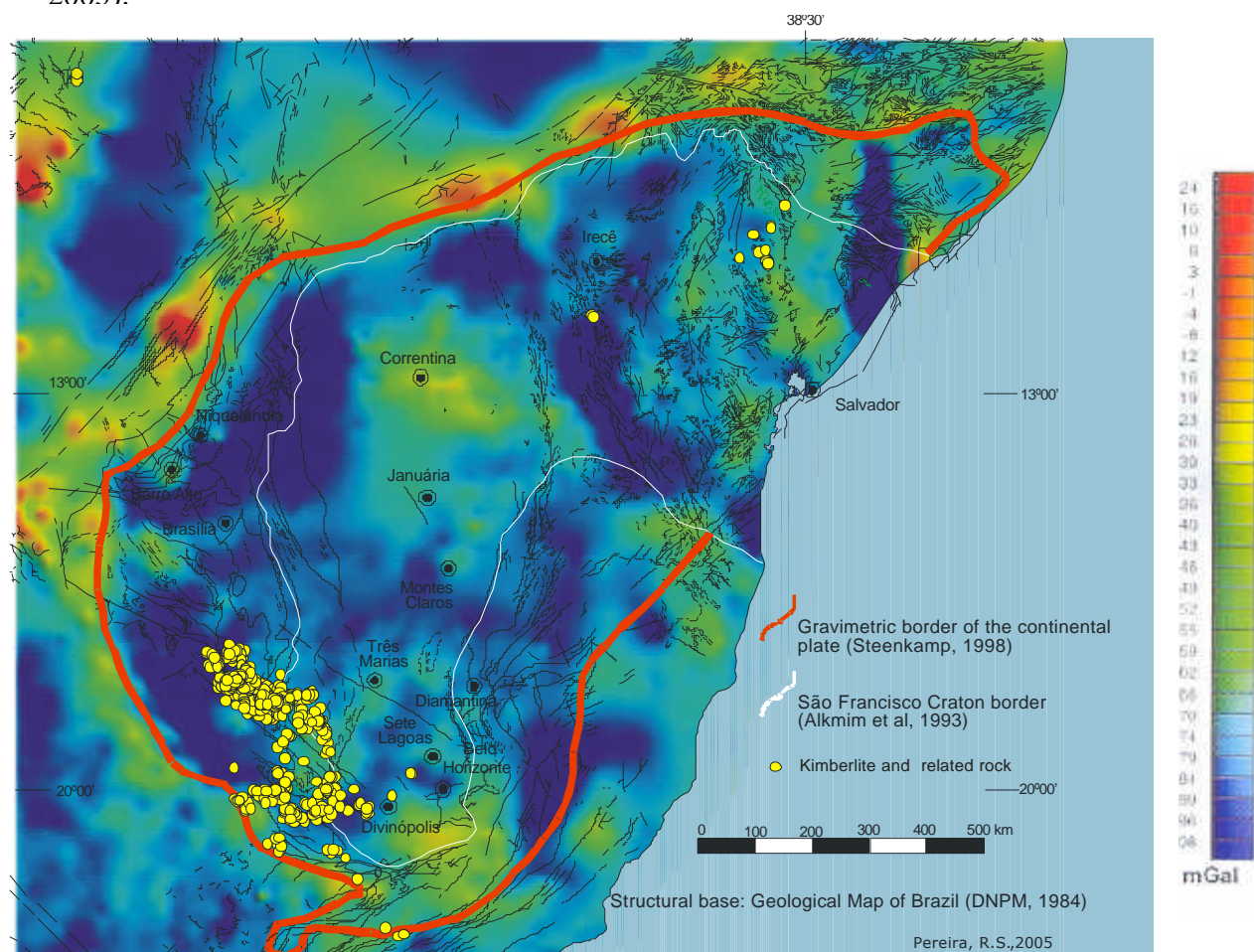


Figura 56 – Distribuição de kimberlitos e rochas relacionadas na placa continental Sanfranciscana e Cráton do São Francisco (Pereira & Fuck, 2005).

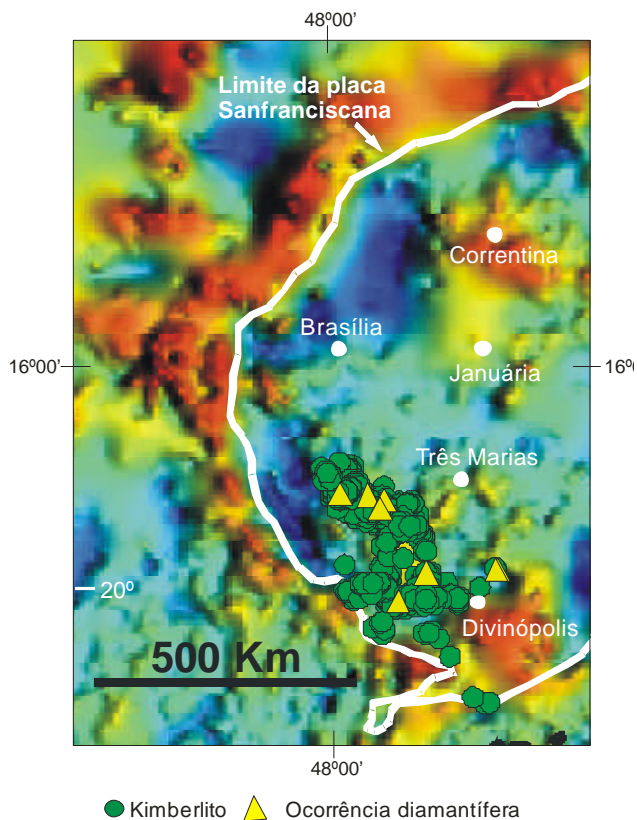


Figura 57 – Distribuição de kimberlitos e rochas relacionadas na porção sul-sudoeste da placa continental que contém o Cráton do São Francisco.

6.2 DISTRIBUIÇÃO E AMBIENTE GEOLÓGICO

6.2.1 PORÇÃO SUL

A maioria dos kimberlitos e rochas relacionadas ocorre na borda sul-sudoeste do Cráton do São Francisco, ao longo da Faixa Brasília, representando mais a leste da extensa orogénia Brasileira desenvolvida na parte central do país, entre os crátons Amazônico, São Francisco e Paranapanema (Fig. 58). As unidades que compõem esta faixa, tais como seqüências sedimentares e metasedimentares de idade proterozóica, intrusões ígneas e seqüências vulcano-sedimentares, o Arco Magmático de Goiás, bem como o Maciço de Goiás, foram afetadas em diferentes graus pelos eventos tectonotermiais neoproterozóicos da orogénia Brasileira. Em geral, as associações de rochas que formam a faixa mostram deformações tectônicas e metamorfismo progressivamente mais intensos na direção oeste, variando de rochas sedimentares não metamorfizadas sobre o cráton a leste, até paragêneses metamórficas nos fácies anfíbolito e granulito a oeste (Dardenne, 2000; Pimentel et al., 2000, 2004). De acordo com Seer et al. (2001, 2005), os grupos Araxá, Ibiá e Canastra, definidos por Barbosa et al., (1970) e pertencentes ao setor meridional da Faixa Brasília (Fuck, 1994), representam terrenos tectonoestratigráficos distintos, sem vínculo genético aparente, oriundos por meio de transporte tectônico de regiões geográficas diferentes. O mesmo autor (Seer, 1999; Seer et al., 2001, 2005) classificou estes grupos como lascas tectônicas formadas por três tipos de terrenos: 1) Terreno Canastra – fragmento de margem continental passiva; 2)

Terreno Ibiá – fragmento de porção sedimentar de arco vulcânico; 3) Terreno Araxá – fragmento de crosta oceânica intrudido por granitos colisionais.

O extenso magmatismo responsável pela ocorrência de kimberlitos, kamafugitos e complexos alcalinos, denominado por Gibson et al. (1995) de Província Ígnea do Alto Paranaíba, forma uma faixa aproximada de 350 x 100 km, com orientação noroeste-sudeste nesta porção do cráton. As centenas de intrusões concentradas principalmente em Coromandel, Romaria e Três Ranchos estão associados ao Alto Paranaíba de idade mesozóica (Fig. 58). Explicação plausível para a concentração maior de kimberlitos, rochas relacionadas e depósitos sedimentares cretáceo-terciários na capa das falhas de empurrão seria de que, em função do soerguimento do Alto Paranaíba causado pelas plumas Tristão da Cunha e Trindade (Toyoda et al, 1984; Bizzi & Vidotti, 2003), falhas lístricas desenvolvidas ao longo dos planos das falhas de empurrão ligadas à orogenia Brasiliana exercem controle secundário na colocação das intrusões, ao mesmo tempo em que sedimentos são depositados sobre os blocos subsidentes (Pereira, 1990; Pereira & Fuck, 2005) (Fig. 58).

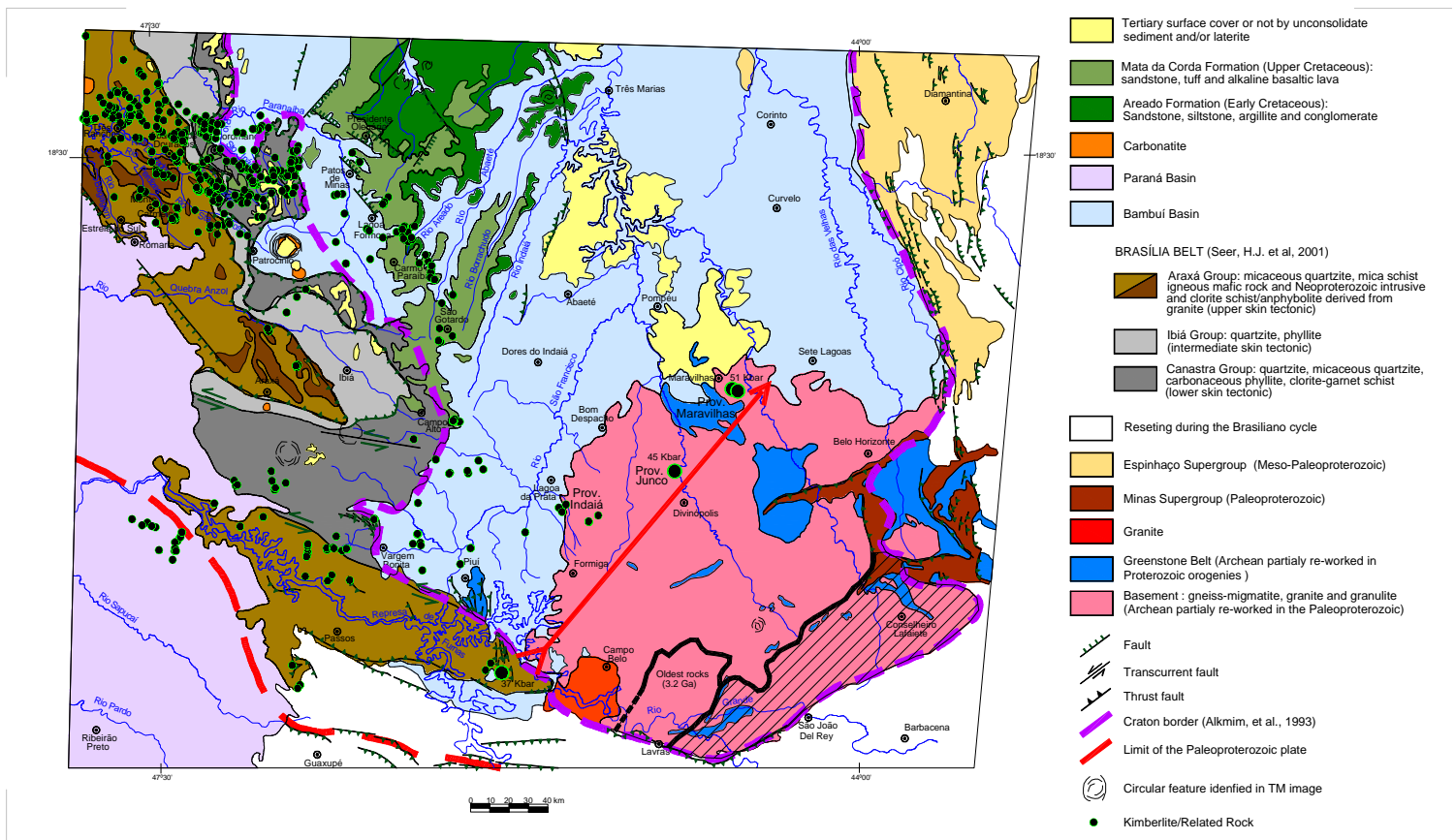


Figura 58 – Distribuição de kimberlitos e rochas relacionadas na porção sul do Cráton do São Francisco (Modificado de Pereira, 1991).

Os kimberlitos e rochas relacionadas datadas na região de Coromandel e áreas vizinhas apresentam idades entre 75 e 120 Ma (ver Pereira & Fuck, 2005) (Fig. 58). As ocorrências de conglomerados portadores de granada, espinélio e ilmenita abundantes em Coromandel e Romaria, bem como a presença de ventifactos em Coromandel sugerem origem distinta dos conglomerados e da cobertura posterior formada pelos sedimentos vulcânicos da Formação Mata da Corda. Provavelmente os conglomerados estão ligados à erosão de kimberlitos do Cretáceo Inferior, associados ao vulcanismo inicial relativo ao Alto Paranaíba, como é o caso do kimberlito Canastra 01 (CAN 01), datado em 120 Ma, que ocorre junto ao córrego Cachoeirinha, afluente da margem direita do rio São Francisco na Serra da Canastra (Pereira, 1995; Pereira et al., 1998). A presença de granada com valores de pressão em torno de 50 kbar (Fonte: De Beers Brasil) e diamantes recuperados no kimberlito Canastra 01 (Figs. 59, 60) mostra o contraste na qualidade de manto amostrado por kimberlitos do Cretáceo Inferior em relação aos kamafugitos do Cretáceo Superior (vulcanismo da Formação Mata da Corda). A proximidade de kimberlitos verdadeiros (*true kimberlites*), inclusive diamantíferos, de kamafugitos e carbonatitos sugere evolução complexa para o manto na região do Alto Paranaíba.

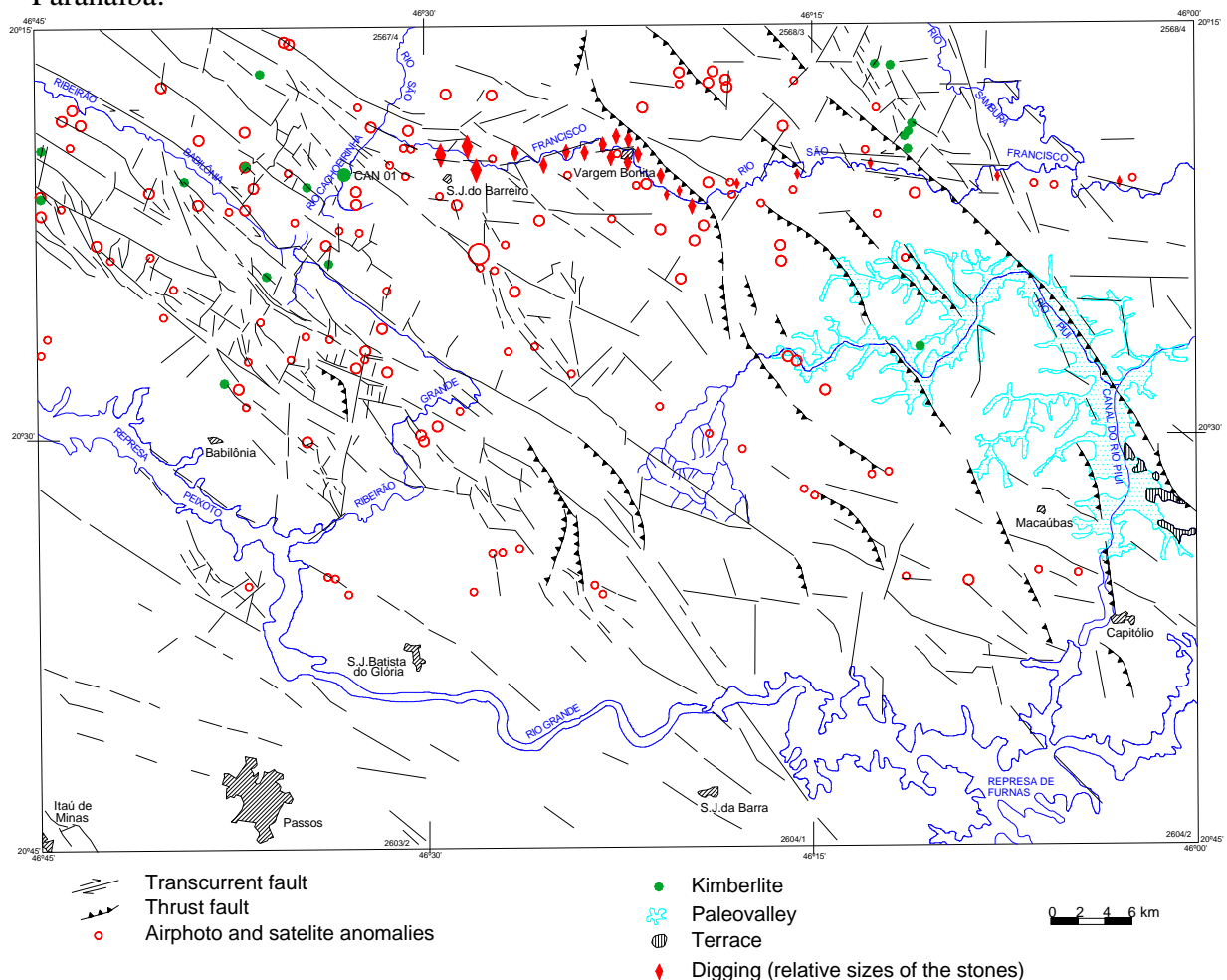
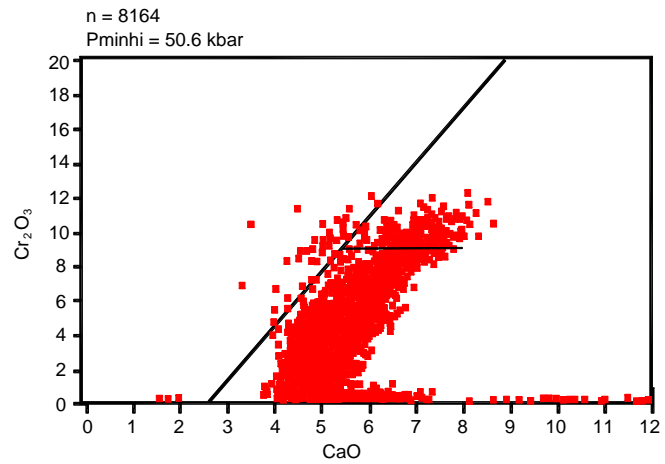


Figura 59 – Localização do kimberlito Canastra 01 (CAN 01) em relação às áreas de garimpo de Vargem Bonita (Modificado de Pereira, 1995).

Figura 60 – Diagrama Cr_2O_3 x CaO de granada no kimberlito Canastra 01 (Fonte: De Beers Brasil).



Apesar das idades de 120, 95 (Pereira & Fuck, 2005) e $89,5 \pm$ Ma (Read et al., 2003) dos kimberlitos Canastra 01, Três Ranchos 04 e X 270, respectivamente, este último localizado entre as cidades de Lagoa Formosa e Carmo do Paranaíba, o conceito de que o vulcanismo inicial relacionado ao desenvolvimento do alto estrutural Alto Paranaíba foi kimberlítico (Cretáceo Inferior e início do Superior) e o final kamafugítico (Cretáceo Superior), não constitui regra absoluta. Como se observa nas figuras 61, 62, 63 o kimberlito Santa Rosa 04 (SRA 04) localizado na região de Coromandel e que aparentemente amostrou região de manto dentro do campo de estabilidade do diamante indica idade Rb-Sr em mica de 83 Ma (Skinner, 1996).

De acordo com Bizzi et al. (1990, 1995) e Bizzi & Vidotti (2003), as rochas estudadas na região do Alto Paranaíba mostram variações relativamente restritas nas composições dos isótopos de Nd, Sr e Pb, sugerindo que os kimberlitos, carbonatitos e kamafugitos intrusivos na margem sudoeste do Cráton do São Francisco e os basaltos enriquecidos no norte da Bacia do Paraná derivam de fonte mantélica comum. As concentrações excepcionalmente altas em elementos incompatíveis tais como La, Ce, Th, Nb e Nd encontradas nos kimberlitos Três Ranchos 04 (95 Ma) e Indaiá (95 Ma) são também observadas em rochas carbonatíticas com idades de 119 Ma (Bizzi et al., 1990). A alcalinidade alta sugere mudança na fonte mantélica anterior à fusão mais que durante as diferenciações subsequentes (Bizzi et al., 1990). Os autores apontam ainda que as características isotópicas da referida fonte mantélica são compatíveis com o enriquecimento do manto litosférico local durante o desenvolvimento da Faixa Brasília no Neoproterozóico. Bizzi & Vidotti (2003) admitem a possibilidade de superposição das plumas Tristão da Cunha e Trindade na região do Alto Paranaíba conforme proposto por Toyoda et al. (1994). A influência geoquímica da pluma Tristão da Cunha que caracteriza a ampla distribuição de assinatura do tipo Dupal nas rochas da região do Alto Paranaíba seria herdada pelo vulcanismo posterior associado à influência termal da pluma Trindade. A assinatura do tipo Dupal teria sido gerada pela mobilização de Pb e Rb nos

fluídos metassomáticos, cuja remoção formaria componentes gasosos hidratados ricos em Rb e residuais com alta razão U/Pb (Bizzi et al., 1995).

Amostragem aluvionar e recuperação de minerais pesados nas áreas de maior ocorrência das intrusões nesta região do cráton indicam determinadas localidades com concentrações maiores de minerais kimberlíticos. Análises químicas de granada provenientes destas áreas mostram evidências de janelas distintas de granada lherzolítica em Três Ranchos e Coromandel, onde os valores mais altos das pressões mínimas variam, respectivamente, entre 44 e 52 kbar e 41 e 50 kbar (Skinner, 1996). Comparações entre os dados químicos e pressões de granada com a paragênese e temperatura de clinopiroxênio consubstanciam a presença das janelas de granada de alto interesse para a prospecção de diamante nestas duas localidades, definidas respectivamente pelos kimberlitos TRS 04, 101, 102, 104, e SCL 01, 06, SRA 04, DEL 07, DDO 04, 06 (Figs. 61, 62, 63).

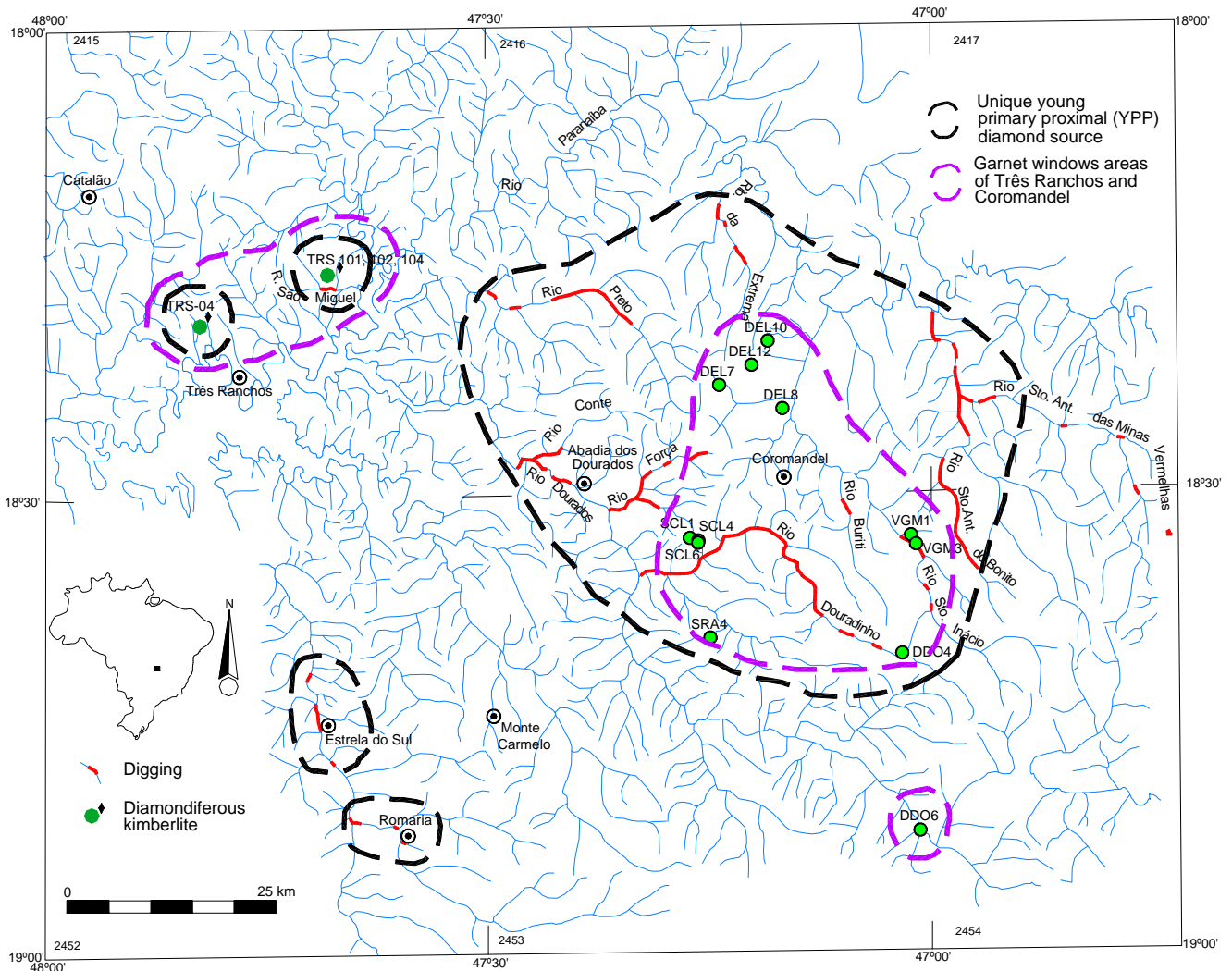
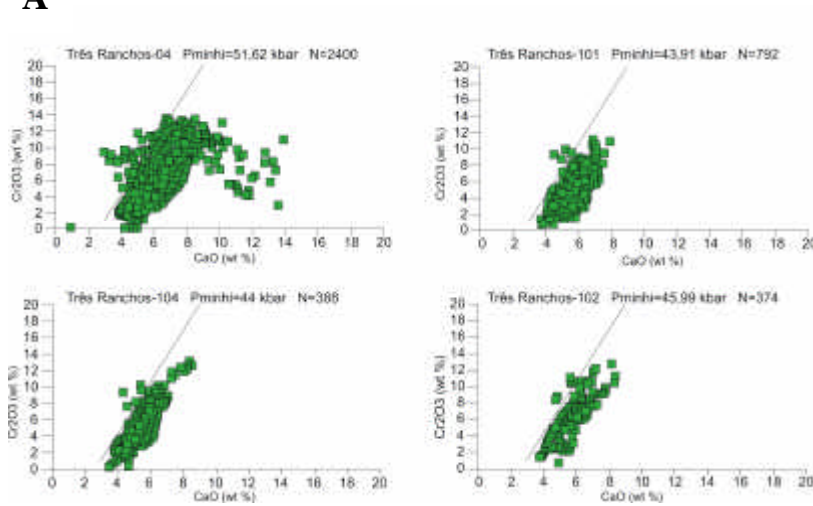


Figura 61 – Janelas de granada nas áreas de Três Ranchos e Coromandel; localidades de populações distintas de diamante indicando prováveis fontes jovens, próximas e primárias (Modificado de Skinner, 1996).

A



B

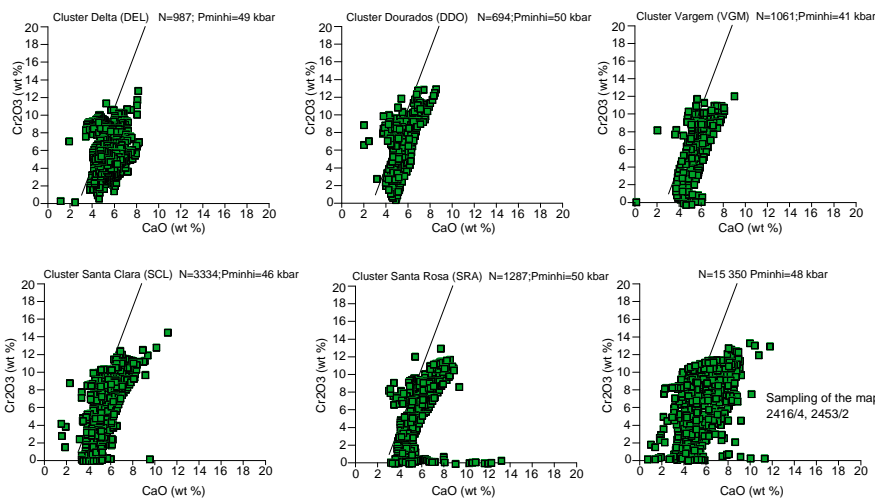
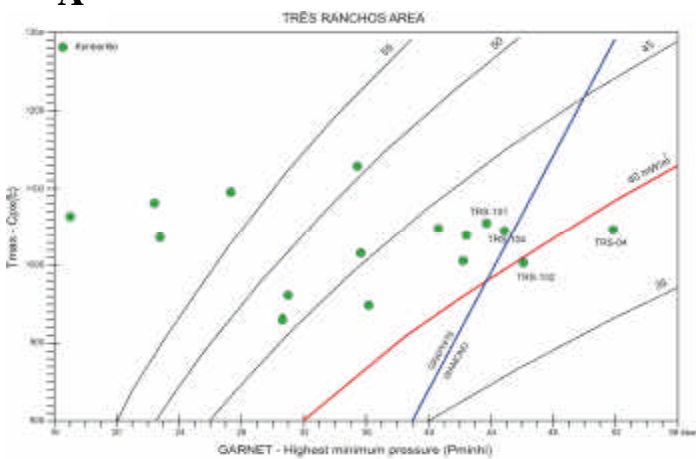


Figura 62 – Análises de granada das áreas (A) Três Ranchos e (B) Coromandel (Modificado de Skinner, 1996).

A



B

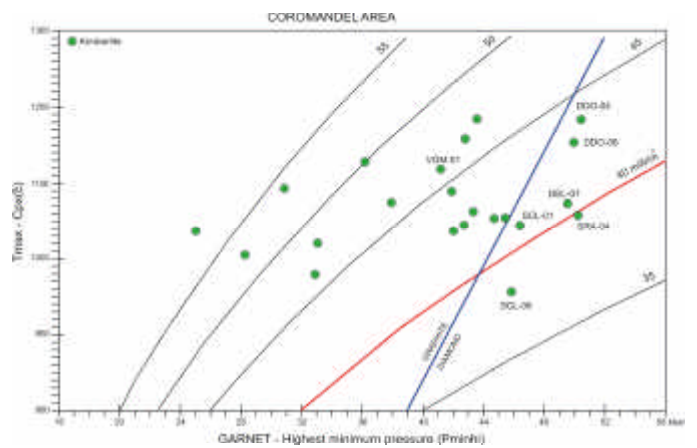


Figura 63 - Diagrama Tmax - Cpx (°C) x Granada – Pressões mínimas mais altas (Pminhi) das áreas (A) Três Ranchos e (B) Coromandel (Modificado de Skinner, 1996).

Estudos de diamantes recuperados em programas de prospecção, bem como aquisições de lotes provenientes de aluviões destas áreas (Robinson, 1991; Robinson et al., 1996) mostram que os diamantes das localidades de Romaria, Estrela do Sul, Três Ranchos, rio São Miguel e Coromandel apresentam características distintas entre si e que determinadas sub-populações indicam procedências de fontes jovens, próximas e primárias (YPP) (Fig. 61). Também sub-populações de diamantes cúbicos estão presentes em Romaria, Estrela do Sul, Três Ranchos e rio São Miguel, indicando amostragem de manto no limite do campo de estabilidade grafite-diamante ou 44 kbar e 1000 °C (Haggerty, 1986). A observação da figura 64 mostra que este tipo de diamante se limita às áreas de ocorrências do Grupo (ou terreno) Araxá, onde a presença de granitos colisionais e fragmentos de crosta oceânica indicam proximidade da zona de colisão mais a oeste e provável adelgaçamento da litosfera (Pereira & Fuck, 2005). Por outro lado, as análises de proveniência dos diamantes da localidade de Coromandel e vizinhanças apontam população distinta e única na região. Os estudos mostram a presença de diamantes grandes, dodecaédricos, provenientes de fonte jovem, próxima e primária. A figura 65 indica distribuição e tamanho dos diamantes recuperados em áreas de garimpos nos rios Santo Antônio do Bonito, Santo Inácio e Douradinho.

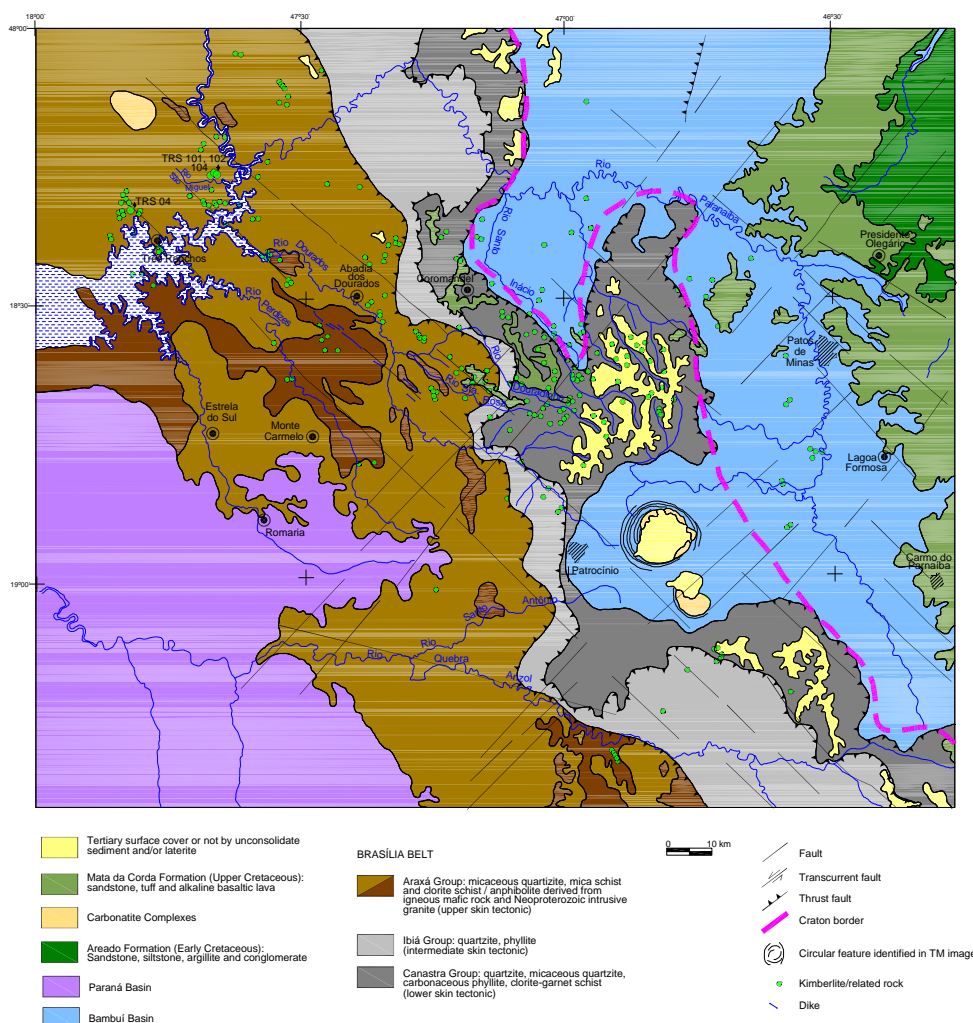


Figura 64 – Grupo Araxá e localidades com fontes jovens próximas e primárias distintas, contendo sub-populações de diamante cúbico (Modificado de Pereira, 1991).

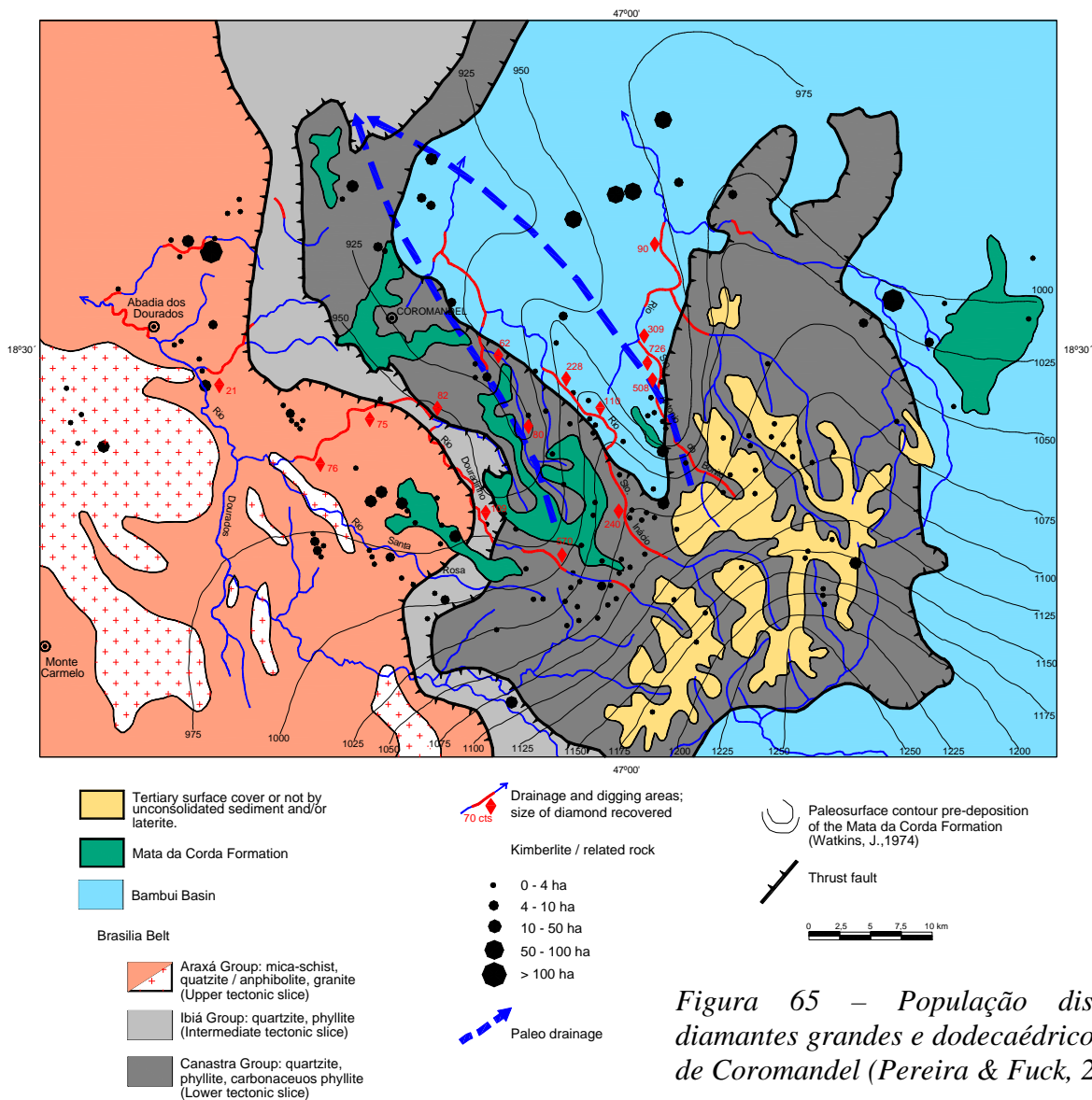


Figura 65 – População distinta de diamantes grandes e dodecaédricos na área de Coromandel (Pereira & Fuck, 2005).

As intrusões na região sul-sudoeste do cráton apresentam morfologias definidas como de zonas de cratera, diatrema e hipabissal, constituindo as duas últimas aproximadamente 82% do total. Como se espera, o fácies cratera representa as maiores intrusões. Aparentemente, a relação erosão/preservação do fácies mais superior não se aplica no caso, pois kimberlitos nos fácies cratera e hipabissal freqüentemente ocorrem juntos. Apesar da movimentação de blocos na região, a presença das duas morfologias próximas se deve mais às condições do tipo de encaixante e conteúdo de voláteis no magma do que propriamente à erosão.

Especialmente nas áreas de pequenas bacias preenchidas por depósitos terciários, levantamentos aeromagnéticos permitiram a localização de mais de uma dezena de novas intrusões. A figura 66 mostra anomalias identificadas no local denominado Chapadão, cabeceira dos rios diamantíferos Santo Antônio do Bonito e Santo Inácio (Pereira, 2001).

Anomalias identificadas em fotografias aéreas ou imagens de satélite e confirmadas como kimberlito e/ou rocha relacionada foram poucas. A anomalia magnífica correspondente ao kimberlito denominado informalmente Canastra 08 (CAN 08) constitui exceção (Fig. 67) (Pereira, 2001).

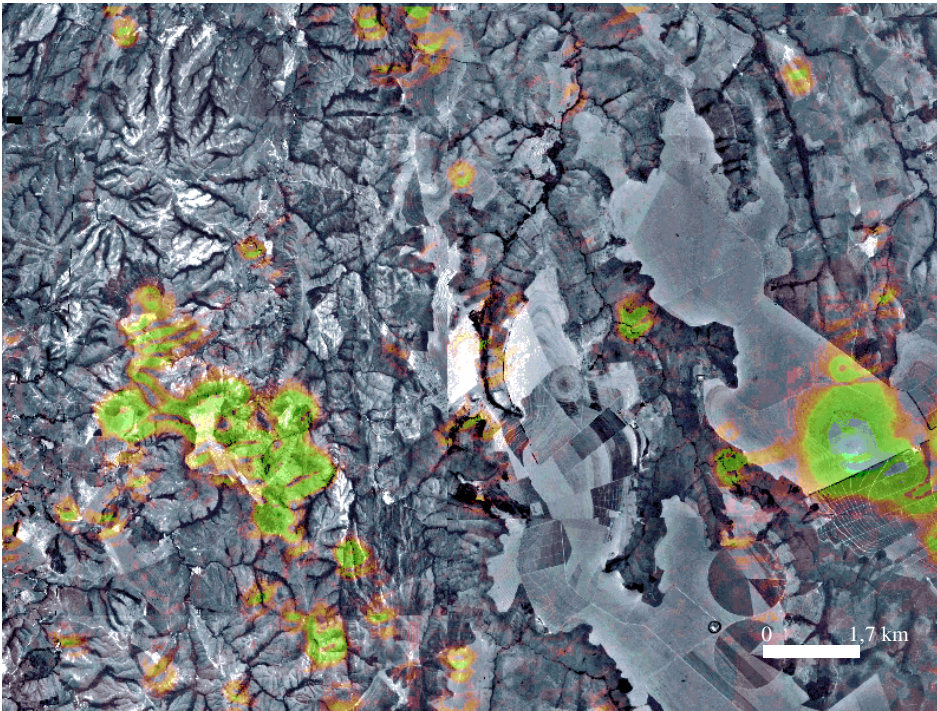
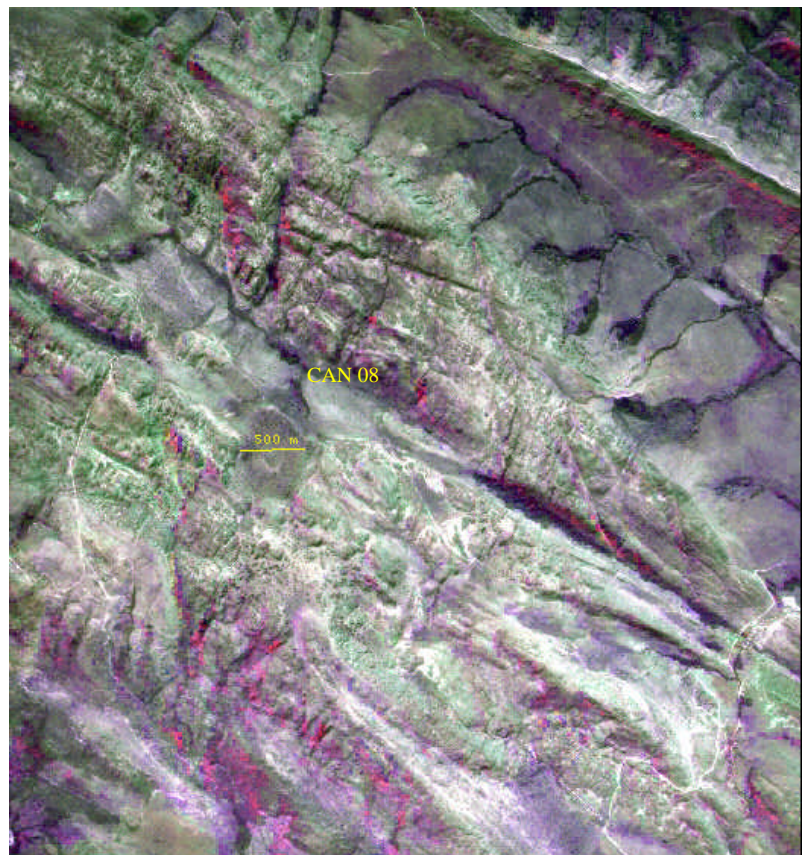


Figura 66 – Anomalias aeromagnéticas de intrusões sob cobertura sedimentar terciária na área do Chapadão, oeste de Coromandel. Composição: fotografia aérea e sinal analítico.

Figura 67 – Anomalia do kimberlito Canastra 08 (CAN 08). Composição: imagem TM bandas 752 e fotografia aérea.



Fora da Faixa Brasília, mais no interior de Minas Gerais, observa-se a presença de algumas intrusões. Aparentemente, estes kimberlitos distribuídos ao longo de uma faixa que se estende entre a porção noroeste da área do embasamento exposto e a região de Três Marias, também se relacionam ao desenvolvimento de zonas de arqueamento mesozóico que se propaga, desta feita, na direção sudoeste-nordeste. Apesar da idade Cretáceo superior, os kimberlitos colocados mais a nordeste da estrutura e em terrenos arqueanos amostraram litosfera preservada. O perfil da figura 58 indicando o incremento dos valores da pressão de granada à medida que os kimberlitos passam de terrenos re-trabalhados para áreas arqueanas é bastante claro. Nota-se que mesmo no interior dos terrenos arqueanos a variação na qualidade de manto amostrado é visível à medida que as intrusões se colocam mais e mais no centro do núcleo preservado. Por exemplo, análises do kimberlito Junco 01 da Província Junco com idade de 82 ± 5 Ma (U-Pb em zircão) mostra 5% de espinélio de alto interesse, 0,5% de granada subcálcica e é negativo para diamante, enquanto o kimberlito Maravilhas 03 da Província Maravilhas com idade de 81 ± 2 Ma (Ar-Ar em granada) indica 30% de espinélio com alto cromo, 6,3% de granada subcálcica e teor de diamante igual a 13,48 cts/100 t. (Fonte dos dados: De Beers Brasil) (Figs. 58, 68, 69). Evidências do sistema extensional são os lineamentos e magmatismo observados em levantamentos aeromagnéticos, a topografia elevada e restos dos depósitos sedimentares das formações Areado e Mata da Corda preservados e expostos em formas alongadas junto de estruturas que chegam até a cidade de Januária no extremo nordeste. Também os cursos retilíneos dos rios Abaeté, Borrachudo e Indaiá, possivelmente encaixados em falhas normais, reforçam a presença do sistema extensional instalado na região (Pereira, 1998; Pereira & Fuck, 2005) (Figs. 58, 68).

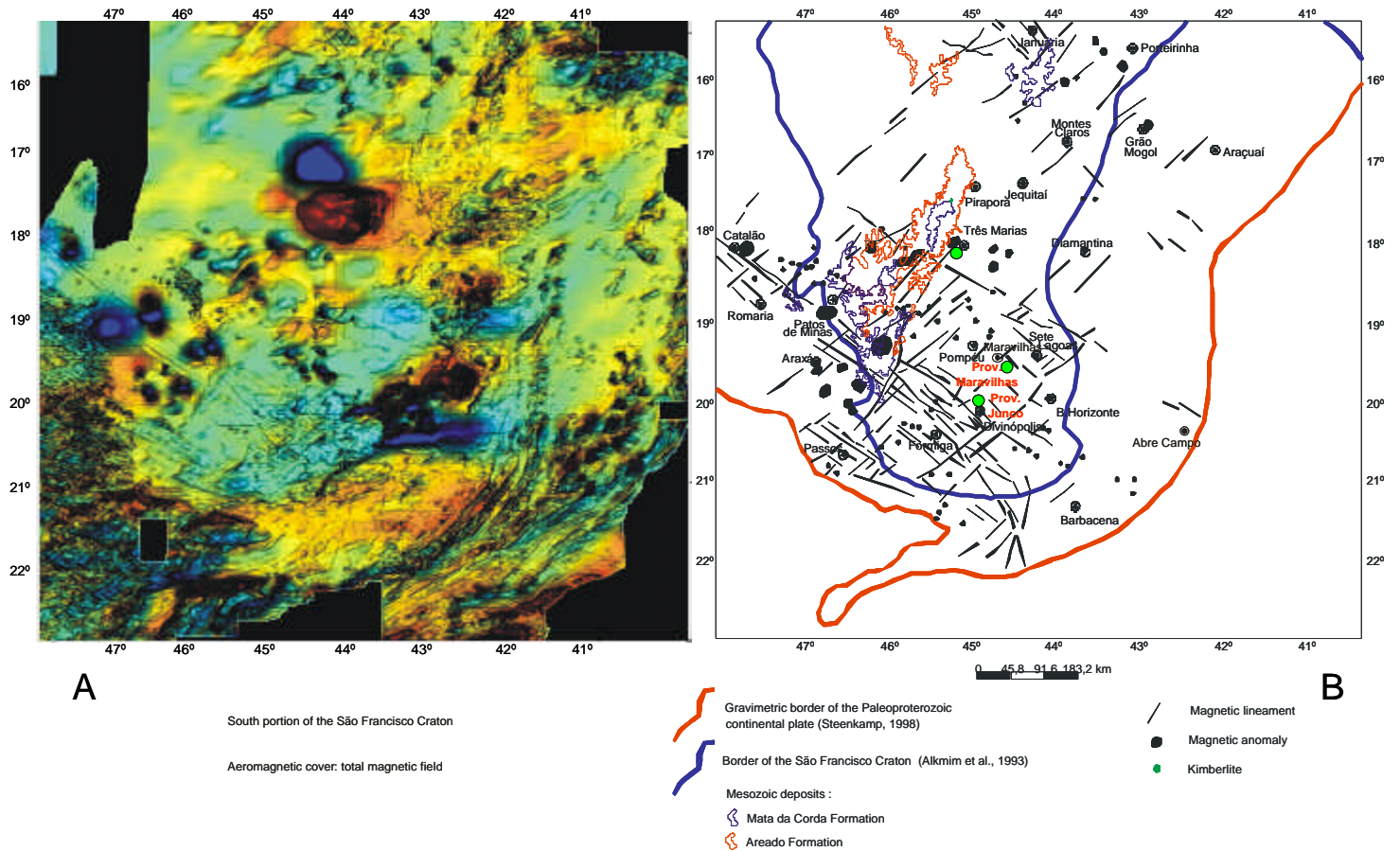


Figura 68 – Porção sul do Crátão do São Francisco: (A) cobertura aeromagnética: campo magnético total e (B) lineamentos e anomalias magnéticas noroeste-sudeste/sudoeste-nordeste e distribuição dos depósitos sedimentares cretáceos das formações Areado e Mata da Corda (Pereira, 2005).

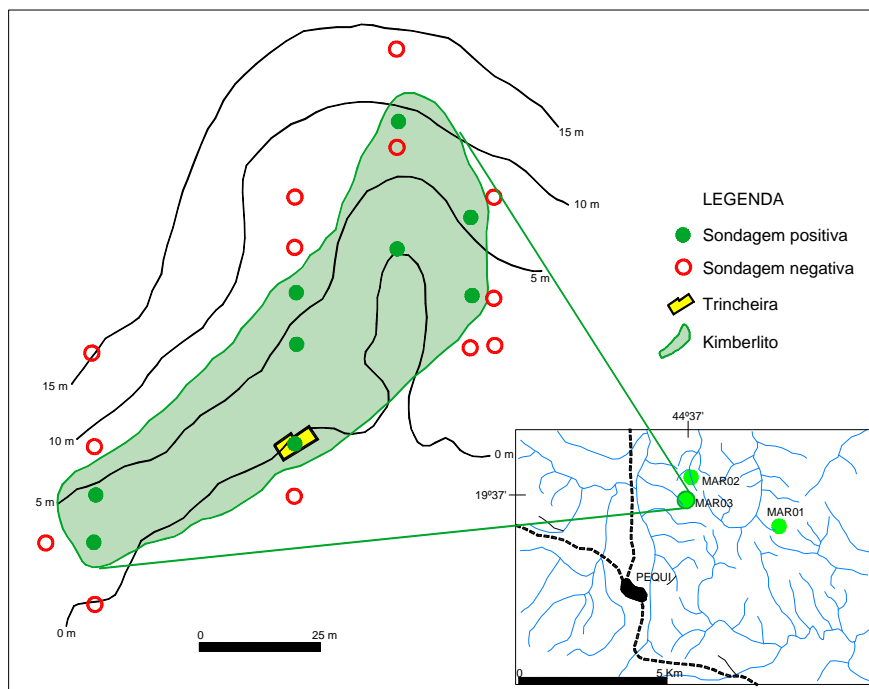


Figura 69 – Kimberlito MAR 03 (Prov. Maravilhas) datado em 81 ± 2 Ma (Ar-Ar em granada).

6.2.2 PORÇÃO NORTE

A figura 70 indica em escala regional a localização dos núcleos arqueanos preservados nos blocos Serrinha e Jequié e distribuição dos kimberlitos na porção norte do Cráton do São Francisco.

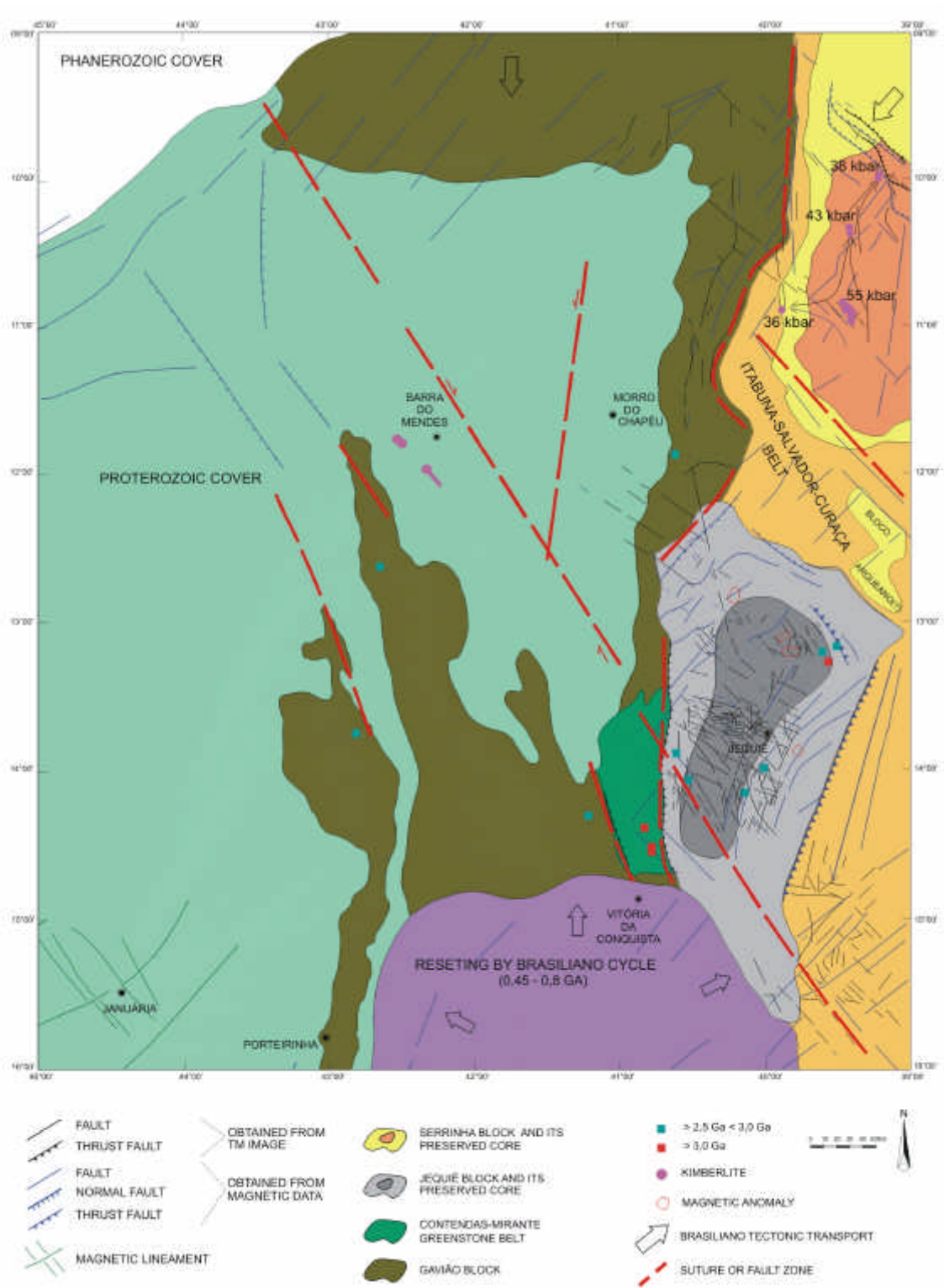


Figura 70 – Distribuição de kimberlitos na porção norte do Cráton do São Francisco (Modificado de Pereira, 1996).

Nesta porção do cráton ocorrem entre vinte e trinta kimberlitos no Bloco Serrinha e em torno de dez no Bloco Gavião. No Bloco Serrinha o maior grupo de intrusões constitui a província denominada informalmente Braúna, localizada na zona mais central do bloco (Figs. 70, 71, 72).

Amostras positivas coletadas no córrego Riacho Grande levaram à localização dos dois primeiros kimberlitos nesta província (Pisani et al., 2001). Anomalias identificadas em fotografias aéreas pelo autor deste trabalho revelaram em seguida as intrusões Braúna 03 e 04. Provavelmente em função do baixo magnetismo verificado nos kimberlitos, o levantamento aeromagnético, espaçamento entre linhas de 250 metros, realizado sobre uma área de 7.600 km² não acrescentou novas descobertas no bloco.

As intrusões na província Braúna consistem em pequenos *pipes* e diques intrusivos no granodiorito de Nordestina, considerado como sintectônico em relação à orogenia paleoproterozóica que afetou a região (Rios et al., 1998; Cruz Filho et al., 2003; Pereira & Fuck, 2005). Em torno de quinze corpos se dispõem espaçados entre dez a quinze quilômetros ao longo de falhas orientadas aproximadamente N 30⁰ W, apresentando o maior deles área aproximada de 1,5 hectare. Pequenas intrusões e diques localizados ao norte e oeste da província Braúna constituem as províncias Icó e Aroeira, respectivamente. No extremo norte do Bloco Serrinha acham-se outras intrusões que formam a província Asa Branca (Fig. 72, 73).

A assembléia de minerais presentes nos kimberlitos compreende granada, cromoespinélio, clinopiroxênio e raramente ilmenita. Especialmente nos kimberlitos da província Braúna são comuns grãos de espinélio com geoquímica típica de inclusão em diamante (Fig. 71). Um dos kimberlitos da porção central (BRA 03), classificado como diopsídio-flogopita kimberlito no fácies hipabissal, indicou idade em flogopita de 682 ± 20 Ma (Pisani et al., 2001). Dados geoquímicos de minerais provenientes dos kimberlitos das diversas províncias que ocorrem no Bloco Serrinha mostram que o manto apresentava na época das intrusões temperaturas entre 950 e 1200 °C e variações nos valores máximos das pressões mínimas de granada entre 55 e 34,5 kbar (Fig. 72). Comparações entre os valores das pressões de granada com os dados correspondentes de clinopiroxênio (Tmax-Cpx (°C) x Garnet-highest minimum pressure) recuperados nos kimberlitos que constituem as várias províncias identificadas no bloco, indicam gradientes geotérmicos entre aproximadamente 42 e 45 mW/m², respectivamente na porção central e bordas da bloco (Fig. 72). Os dados sugerem a presença de litosfera espessa no Bloco Serrinha, cuja base apresenta condições favoráveis à

preservação de diamante. De fato, determinados corpos da província Braúna contêm diamante.

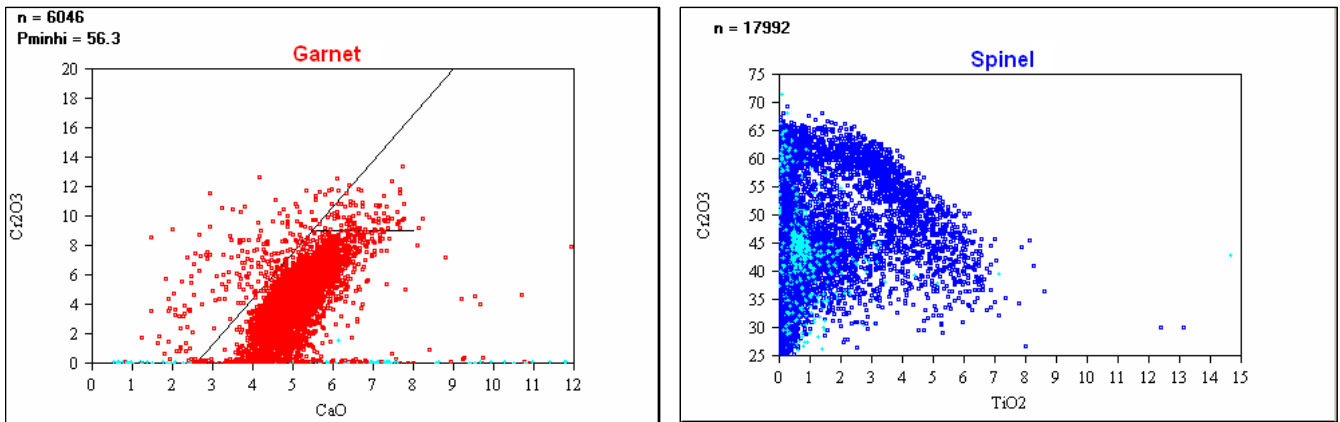


Figura 71 – Análises de granada e espinélio em kimberlitos do Bloco Serrinha.

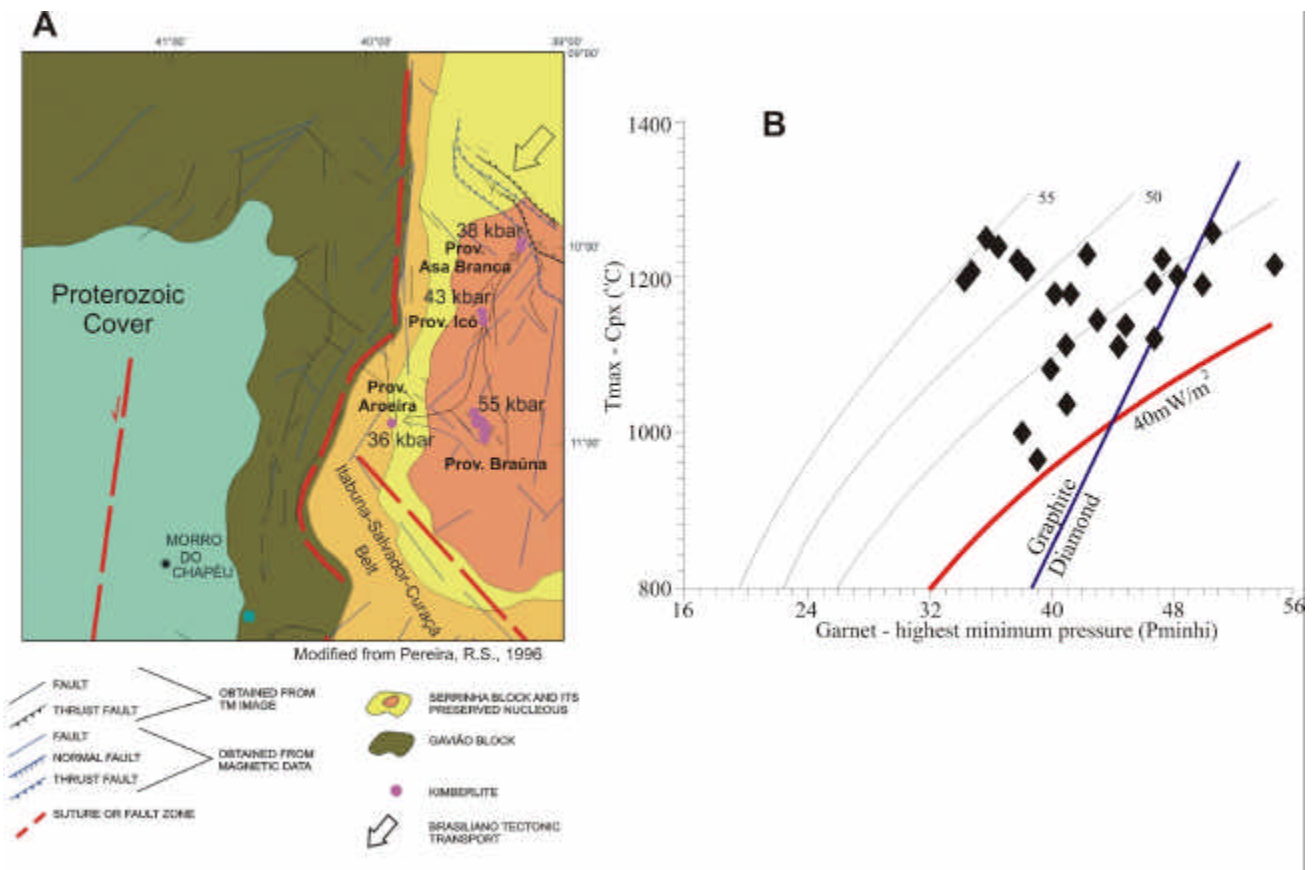


Figura 72 – (A) Distribuição das províncias kimberlíticas localizadas no bloco Serrinha. O maior grupo de intrusões forma a província mais central do bloco, denominada informalmente Braúna; (B) Diagrama $T_{max-Cpx}$ ($^{\circ}C$) x Garnet-highest minimum pressure (P_{minhi}).

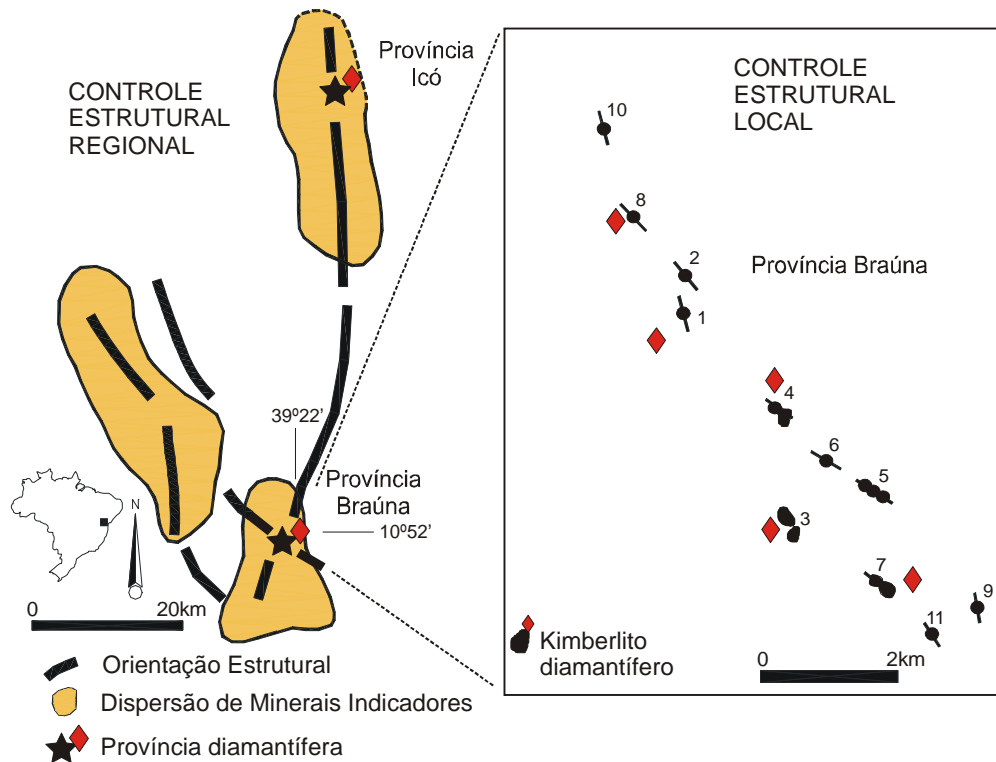


Figura 73 – distribuição dos diques e pipes na Província Braúna.

No Bloco Gavião somente um *pipe* com cerca de cinco hectares e pequenos diques são aflorantes.

Em 1984 campanha de amostragem aluvionar indicou a presença abundante de espinélio em uma das amostras. Entre 1986 e 1987 a intensificação da amostragem na região revelou mais resultados positivos, ao mesmo tempo em que análises químicas revelaram cromita de alto interesse, incluindo grãos típicos de inclusão em diamante. Trabalhos de re-análises das amostras coletadas durante a fase de intensificação, seguidos de mais amostras recuperadas na drenagem a montante da amostra pioneira positiva levaram à descoberta em 1991 do kimberlito denominado Salvador 01 ou SVR 01 (Willianson & Pereira, 1991) (Figs. 70, 74). A descoberta da intrusão foi e continua sendo especial, não somente pelas características do kimberlito em si, mas também pelo fato de se localizar em área tradicionalmente produtora de diamante no Brasil, a Chapada Diamantina.

Os kimberlitos no Bloco Gavião estão situados a oeste-sudoeste de Barra do Mendes (BA), junto à área de influência do extenso lineamento Barra do Mendes-João Correia que divide a Chapada Diamantina nos domínios estruturais de leste e oeste (Uhlein & Chaves, 2001) (Figs. 70, 75).

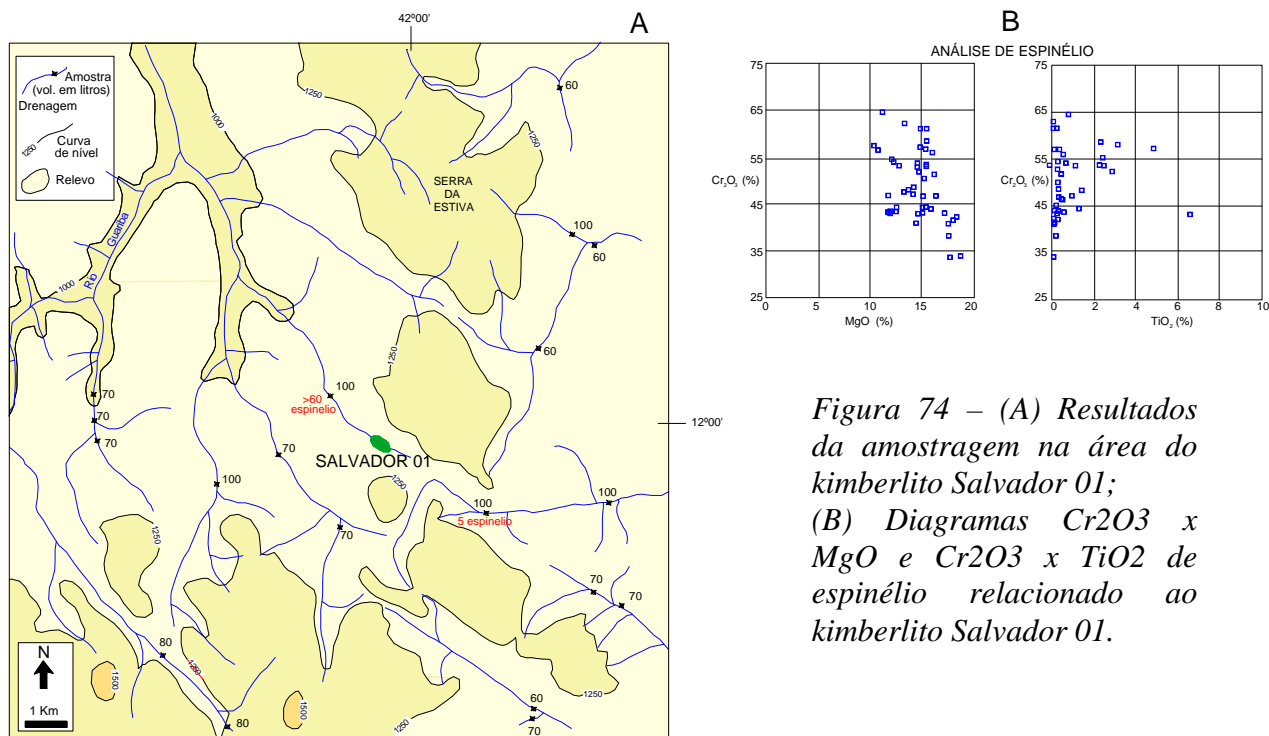


Figura 74 – (A) Resultados da amostragem na área do kimberlito Salvador 01; (B) Diagramas Cr₂O₃ x MgO e Cr₂O₃ x TiO₂ de espinélio relacionado ao kimberlito Salvador 01.

Regionalmente, a área se insere na Chapada Diamantina, cuja evolução está ligada à estruturação do rifte Espinhaço na Bahia. As rochas que compõem o Supergrupo Espinhaço na região estão distribuídas nos grupos Rio dos Remédios, Paraguaçu e Chapada Diamantina. O primeiro consiste em corpos lenticulares de rochas metavulcânicas ácidas e intermediárias, rochas piroclásticas e intercalações de quartzitos depositados em ambiente desértico (Uhlein & Chaves, 2001).

As rochas vulcânicas ácidas que marcam a fase inicial do rifte foram datadas por Schobbenhaus et al. (1994), indicando idade U-Pb em zircão de 1.752 Ma.

Os conglomerados polimíticos da base do Grupo Paraguaçu, Formação Ouricuri do Ouro, ocorrem na forma de leques aluviais discordantes sobre as rochas do Grupo Rio dos Remédios. As formações superiores Mangabeira e Guiné consistem, respectivamente, em arenitos finos a médios, típicos de ambiente desértico e arenitos finos, folhelhos e siltitos de ambiente deltaico (Uhlein & Chaves, 2001). Um gabro intrusivo na Formação Mangabeira e datado por Babinski et al. (1999) indicou idade U-Pb em zircão de 1.514 ± 22 Ma.

A parte superior do Supergrupo Espinhaço corresponde ao Grupo Chapada Diamantina, composto pelas formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu. A Formação Tombador consiste em quartzitos e conglomerados polimíticos diamantíferos, típicos de depósitos do tipo leque aluvionar e sistemas fluviais anastomosados. Os sedimentos continentais grossos desta formação, depositados em discordância sobre as rochas do Grupo Paraguaçu, caracterizam soerguimento na região, com reativação das falhas antigas do rifte e

criação de novas do tipo lítricas com acomodação dos blocos em horst e graben (Uhlein & Chaves, 2001).

Os pelitos e calcários estromatolíticos da Formação Caboclo indicam que em seguida à deposição dos sedimentos continentais da Formação Tombador, elevação do nível do mar propiciou a deposição destes sedimentos em ambiente marinho raso (Uhlein & Chaves, 2001). O calcário estromatolítico datado por Babinski et al. (1993) pelo método Pb-Pb indica idade de 1.140 ± 140 Ma.

A erosão e o preenchimento dos vales entalhados nos pelitos da Formação Caboclo com material grosso sugerem novo soerguimento na região. Os conglomerados assim formados marcam a base da Formação Morro do Chapéu. Seixos e matacões provenientes principalmente dos pelitos da Formação Caboclo constituem a fonte principal dos conglomerados. Diamantes estão presentes em determinadas áreas de exposição dos conglomerados (Dominguez, 1993).

As idades obtidas da base até o topo das unidades que compõem o Supergrupo Espinhaço indicam evolução paleo-mesoproterozóica para o rifte ensialico que trunca as rochas do embasamento do Cráton do São Francisco (Schobbenhaus et al., 1994; Babinski et al., 1993, 1999). Conforme se nota, no intervalo de tempo aproximado entre 1.750 e 1.100 Ma ocorreram no seu interior vários ciclos sedimentares com envolvimento de tipos diferentes de subsidências.

Localmente o kimberlito aflorante ocorre como *blow* junto à falha transcorrente com direção noroeste-sudeste, preenchida em determinados segmentos por dique de natureza kimberlítica. Os afloramentos do *pipe* consistem em talco-xisto dobrado, cujos eixos apresentam a mesma orientação dos dobramentos regionais relacionados aos regimes compressivos diacrônicos da orogenia Brasileira. A petrografia e as análises dos concentrados descrevem a intrusão como flogopita kimberlito, no fácies hipabissal, que sofreu metamorfismo de baixo grau e alteração abundante para talco, sílica e clorita. Espinélio e raramente diamante constituem os minerais indicadores da intrusão (Williamson & Pereira, 1991; Pereira & Fuck, 2005).

A datação Rb-Sr em flogopita de testemunhos de sondagem apontou idade de 1.152 Ma para o kimberlito (Williamson & Pereira, 1991; Pereira & Fuck, 2005). Com base em observações no campo, estratigrafia e datações, a intrusão na época da descoberta foi considerada como sindeposição do conglomerado diamantífero da Formação Tombador. Apesar do kimberlito conter teor baixo de diamante, concluiu-se que intrusões com idades semelhantes seriam as fontes primárias dos diamantes encontrados nos conglomerados (Figs. 75, 76).

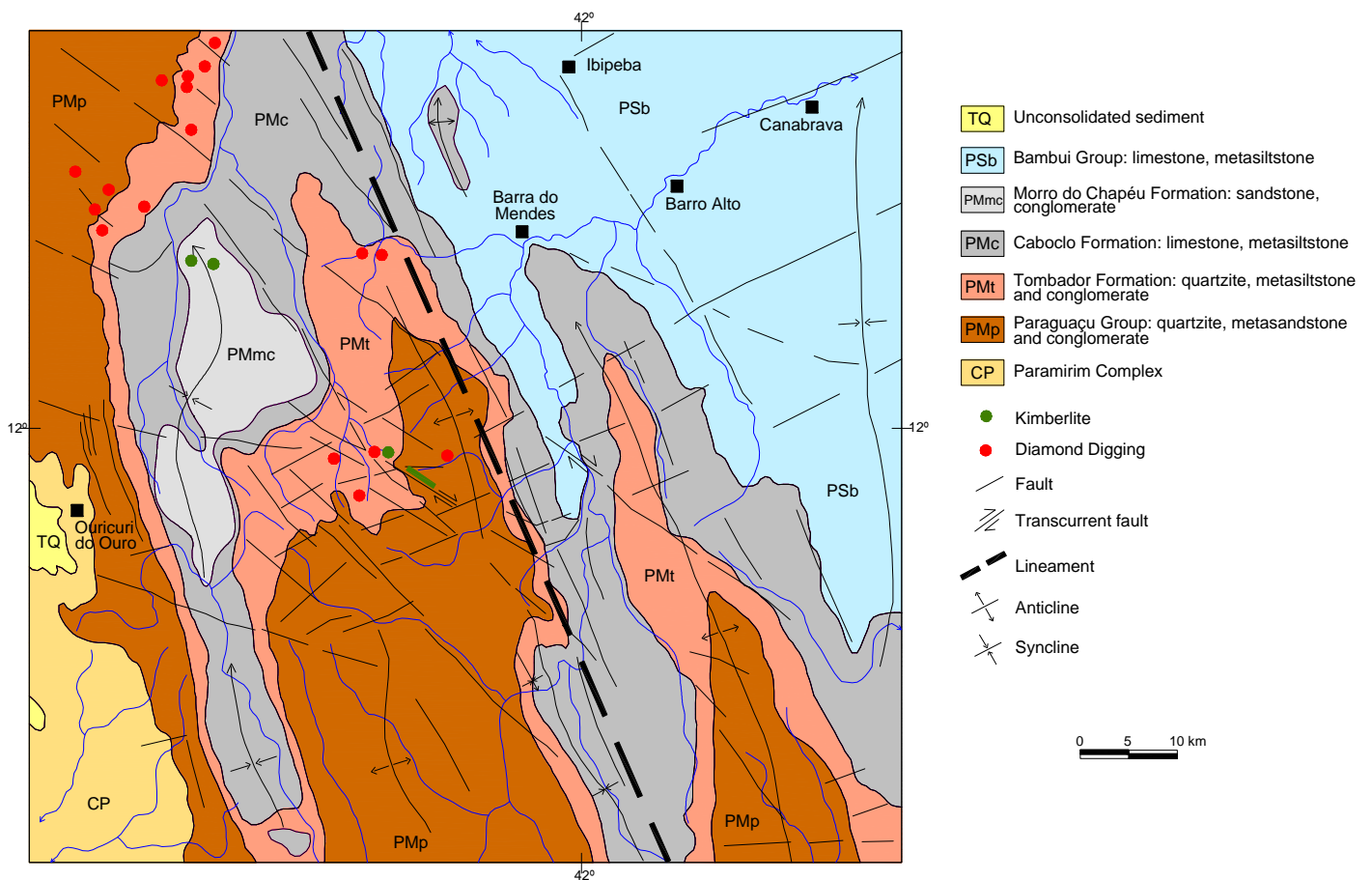


Figura 75 – Interpretação de imagem de satélite TM da área de ocorrência dos kimberlitos no Bloco Gavião (Modificado de Pereira & Neves, 1991).

A



B



Figura 76 – (A) afloramento do kimberlito denominado informalmente Salvador 01 (SVR 01) no Bloco Gavião; (B) detalhe do kimberlito dobrado durante a orogenia Brasileira.

Mais recentemente, levantamento aeromagnético na área onde ocorre o kimberlito SVR 01 indicou anomalias a noroeste da intrusão. Furos de sonda detectaram rochas kimberlíticas a 246 e 159 metros em duas anomalias localizadas cerca de 27 quilômetros a noroeste do corpo aflorante (Fig. 77).

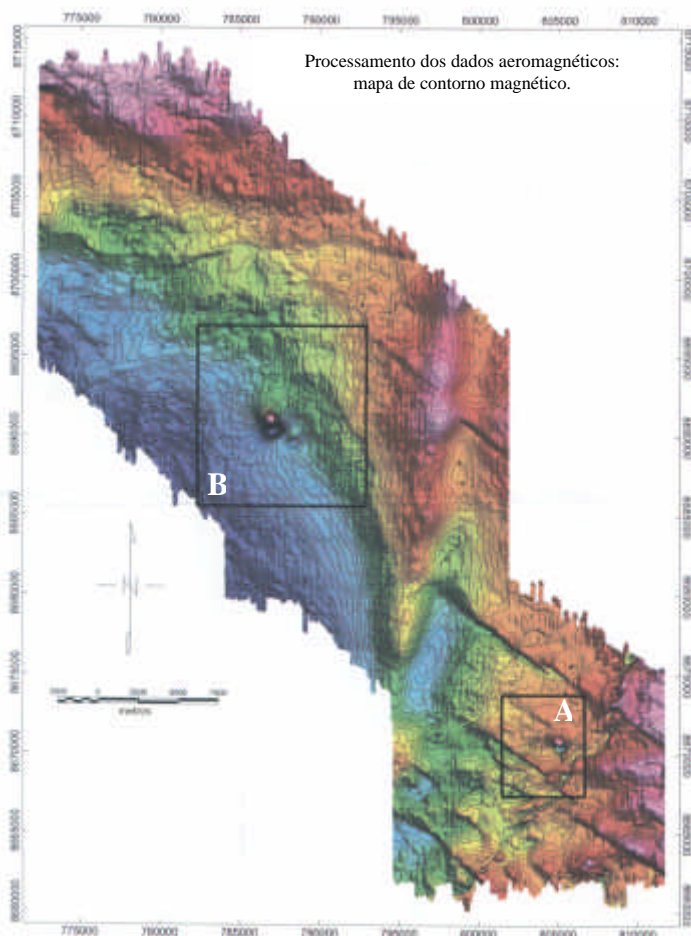
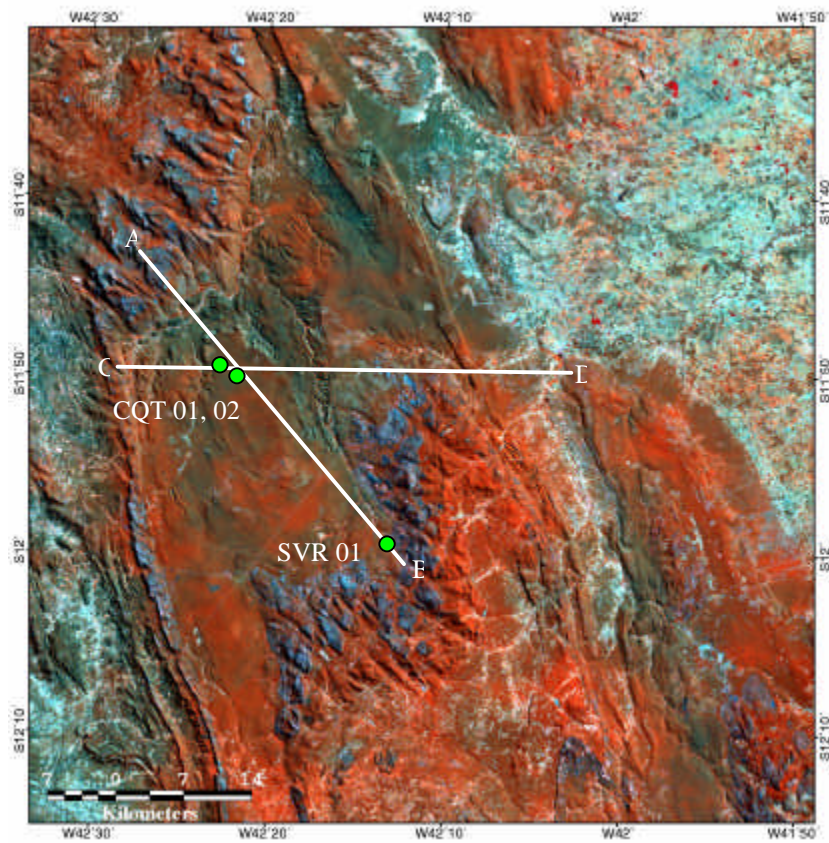


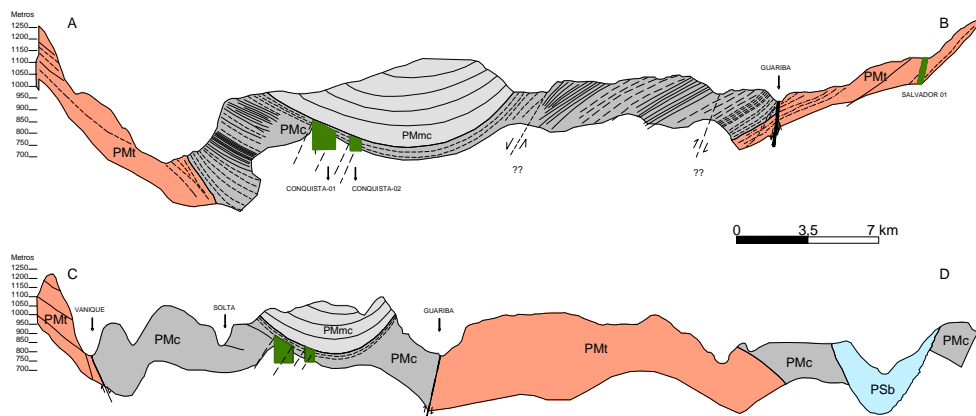
Figura 77 – Levantamento aeromagnético na região do kimberlito Salvador 01: (A) anomalia correspondente ao kimberlito SVR 01 e (B) anomalias correspondentes às intrusões Conquista (CQT) 01 e 02.

Testemunhos de sondagem dos novos kimberlitos, conhecidos como Conquista (CQT) 01 e 02, mostram rochas de fácies cratera, metamorfizadas e colocadas na base dos quartzitos da Formação Morro do Chapéu, intrusivos, portanto, nas rochas que constituem as formações Tombador e Caboclo. As descobertas indicam época de intrusões mais jovens que as fontes primárias que forneceram diamantes para os conglomerados da Formação Tombador, reconhecidamente diamantíferos. Infelizmente não se conseguiu recuperar minerais para datação nas amostras de testemunhos de sondagem dos kimberlitos (Pereira & Fuck, 2005). Análises Sm-Nd (Tabela 06) das intrusões CQT 01 e CQT 02 indicam idades respectivamente de 1.710 Ma e 1.710, 1.770 Ma, ϵ_{Nd} (-23 e -24) fortemente negativo, sugerindo contaminação crustal. A idade obtida é coerente com a fase inicial do rifteamento na Chapada Diamantina e indica metassomatismo do manto entre 1.700 e 1.800 Ma (Fig. 78).

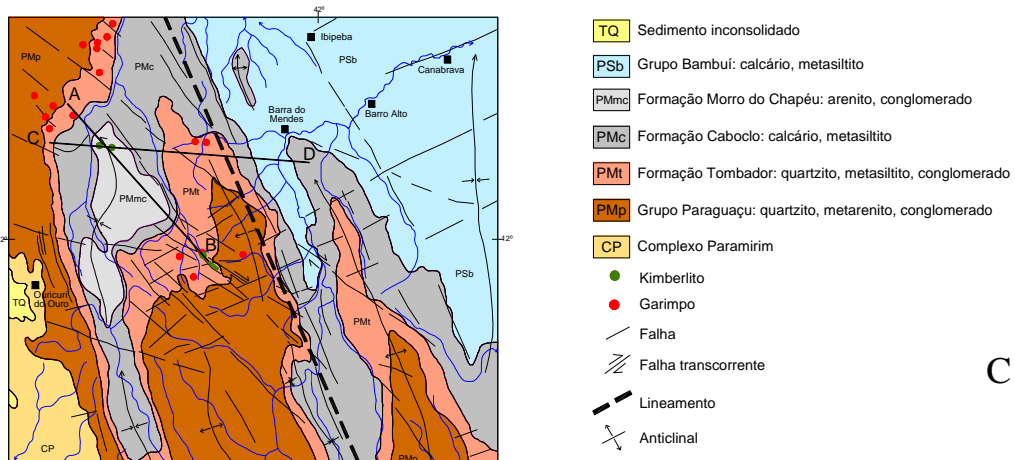


A

Figura 78 – (A) Imagem TM correspondente à área dos kimberlitos SVR 01 e CQT 01, 02 e localização dos perfis; (B) Perfil obtido baseado em medidas no campo (fonte dos dados modificados: De Beers Brasil); (C) Localização dos perfis na imagem interpretada.



B



C

Amostra	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\text{SE}$)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	T_{DM} (Ga)
CQT 02 - 262	15,062	138,817	0,0656	0,511375+/-7	-24,63	1,71
CQT 02 - 181	17,097	143,811	0,0719	0,511389+/-5	-24,36	1,77
CQT 01 - 265	10,291	86,404	0,0720	0,511444+/-5	-23,29	1,71

Tabela 06 – Análises Sm-Nd dos kimberlitos Conquista 01 e 02.

O clima semi-árido desta região na Bahia permitiu a execução de levantamento hiperspectral na área. O objetivo do levantamento, exposto em mais detalhes no Capítulo 2, foi a detecção direta de kimberlitos aflorantes em áreas com janelas estruturais, ou seja, expostos em consequência da erosão de unidades estratigráficas mais jovens, como é o caso do SVR 01, ou mesmo intrusões de idade paleozóica e/ou cretácea. Apesar da boa anomalia relacionada ao Salvador 01 e identificação de rochas básicas e ultrabásicas anômalas em Mg, o levantamento não acrescentou novas descobertas.

CAPÍTULO 7

7. DIAMANTE NO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

7.1 INTRODUÇÃO

Desde a descoberta das terras no Novo Mundo pelos espanhóis e portugueses, a busca de ouro e pedras preciosas tornou-se uma obsessão. No Brasil foram necessários aproximadamente dois séculos para se chegar a depósitos importantes de ouro e diamante.

Durante o século XVIII a exploração destas duas substâncias produziu grande riqueza para a Coroa Portuguesa. De acordo com Machado & Figueirôa (2000), pode-se considerar o ouro e o diamante extraídos dos aluviões em Minas Gerais como ciclos econômicos no país, tal como foram anteriormente o pau-brasil e a cana de açúcar e posteriormente, com o declínio da produção das minas, o café e a borracha.

Ainda hoje a grande maioria do diamante produzido no Brasil é proveniente de aluviões e terraços da drenagem atual. Pequenas produções foram ou são provenientes dos metaconglomerados proterozóicos da Formação Sopa-Brumadinho na região de Diamantina e dos conglomerados cretáceos em Romaria.

No Cráton do São Francisco, além dos conglomerados da Formação Sopa-Brumadinho, também aqueles das formações Tombador e Morro do Chapéu na Chapada Diamantina são considerados como fontes secundárias de diamante (Uhlein & Chaves, 2001). Todavia, ao contrário do que se verifica na região de Diamantina, Minas Gerais, as rochas conglomeráticas portadoras de diamante na Chapada Diamantina nunca foram efetivamente exploradas.

Em trabalho bem documentado Karfunkel et al. (2001) sugerem que os diamantes recuperados na bacia do rio Macaúbas são provenientes da erosão dos tilitos neoproterozóicos do Grupo Macaúbas. Outros autores, como Gonzaga & Tompkins (1991), Gonzaga & Dardenne (1994), Gonzaga et al. (1994) e Gonzaga (2001), defendem que partes do Grupo Ibiá e das formações Jequitaí e Samburá contêm depósitos glaciogênicos, porém sem potencial econômico.

Análises químicas de minerais kimberlíticos, estudos de proveniência de diamante e aluviões mostram que em determinadas áreas do cráton os diamantes contidos nos aluviões recentes são oriundos diretamente de fonte ou fontes primárias próximas ao depósito.

As idades das fontes secundárias de rochas sedimentares indicam que os kimberlitos diamantíferos no Cráton do São Francisco foram colocados no Mesozóico (Cretáceo ou anterior), Neoproterozóico (~ 680 Ma), Mesoproterozóico (~1.150 Ma) e Paleoproterozóico (Estateriano?).

Por volta de 1930 a empresa *São João D'el Rey Mining Company* pesquisou depósitos diamantíferos marinhos na foz do rio Jequitinhonha em Canavieiras, Bahia. Consta que os diamantes são pequenos, apesar de que uma pedra de 1 quilate foi recuperada durante sondagem do aluvião (Bates, 1997). Especialmente na cabeceira do rio Jequitinhonha aluviões diamantíferos foram intensamente explorados por dragas.

7.2 HISTÓRICO

Muitos dos dados mencionados aqui foram citados por Machado & Figueirôa (2000) no trabalho *500 years of mining in Brazil: A brief review* publicado em *Ciência e Cultura da Sociedade Brasileira para Progresso da Ciência*.

Após a descoberta do Brasil em 1500, Martim Afonso de Sousa, fundador da cidade de São Vicente em São Paulo, foi o primeiro a organizar em 1531 expedições para descobrir ouro, prata e pedras preciosas. As expedições tinham por fim confirmar notícias sobre a presença abundante de ouro e prata na região do Paraguai. Na realidade três expedições foram organizadas com finalidade de explorar a costa do Rio de Janeiro, o sul do estado de São Paulo e o Rio da Prata mais ao sul. Apesar do fracasso dessas expedições e outras, a esperança da descoberta de riquezas minerais era uma constante entre os habitantes da colônia.

Incentivados pela Coroa Portuguesa, que prometia glória e recompensa para os descobridores, inúmeras expedições foram organizadas durante os séculos XVI e XVII. As expedições dirigidas para o interior do Nordeste, especialmente Bahia, Minas Gerais (rio Jequitinhonha), São Paulo, Espírito Santo (vale do rio Doce), vale do Ribeira do Iguape visavam descobertas de ouro, esmeralda e safira, prata ou minerais em geral.

Em 1603 foram anunciados os regulamentos sobre a exploração das minas no Brasil. Entre os itens constava aquele em que a Coroa tinha o direito da quinta parte sobre a produção da mina ou como ficou conhecido “o quinto”, estopim mais tarde da revolta ocorrida em Vila Rica no ano de 1792.

Embora reconhecidas posteriormente como pedras verdes sem valor, a expedição organizada em 1674 e chefiada por Fernão Dias Paes, o Caçador de Esmeralda, tornou-se

famosa quando em 1681 encontraram pedras verdes nas bacias dos rios Jequitinhonha e Araçuaí.

Em virtude de grave crise econômica, a Coroa Portuguesa estimulou ainda mais a busca de riquezas minerais, oferecendo em 1694 mais concessões. Entre as concessões o governo português dava domínio completo sobre as minas descobertas, com exceção do pagamento do quinto.

Em 1698 Manuel Borba Gato, genro de Fernão Dias, chefiando uma expedição, descobriu na região de Sabará em Minas Gerais ocorrências ricas de ouro. Logo em seguida, no ano de 1699, descobriu-se ouro em Vila Rica, hoje Ouro Preto. Entre 1700 e 1709 sucessivas ocorrências foram localizadas no rio Pardo, Ribeirão do Carmo, Ribeirão Bento Roiz, Catas Altas, Serra do Caraça, Rio das Mortes, Santa Bárbara, São João Del Rei, Rio Grande e Pitangui. A província de Minas Gerais tornou-se o centro produtor da colônia, estimando-se produção de 715 toneladas de ouro no período entre 1700 e 1801 (Machado & Figueirôa, 2000).

Fora da Província de Minas Gerais foram localizadas jazidas em Jacobina e no rio de Contas na Bahia em 1718 e rio Coxipó Mirim, afluente do rio Cuiabá, Mato Grosso. Várias expedições organizadas entre 1728 e 1750 em direção a Goiás encontraram ouro nas localidades de Barra, Ouro Fino, Ferreiro, Anta, Santa Cruz, Guarinos, Meia Ponte, Natividade, Crixás, Água Quente, Traíras, São José do Tocantins, São Felix, Cavalcante, Arraias, Pilar, Conceição, Carmo Santa Luzia, Cocal e Anicuns.

As descobertas de jazidas de ouro importantes em Minas Gerais deram novas perspectivas econômicas para a Colônia, tornando Vila Rica, Sabará, São João Del Rei e Vila do Príncipe (Sêrro) centros das casas de fundição, onde o ouro era pesado, separado o “quinto” para a Coroa, fundido, eliminadas impurezas e moldado em barras que eram pesadas e registradas (Ferrand, 1894).

Como sempre, a descoberta de diamantes grandes ou os primeiros achados estão envoltos em contradições e lendas. No caso brasileiro a associação das primeiras descobertas com garimpos de ouro é unânime.

De acordo com Barbosa (1991), o primeiro diamante encontrado no Brasil deve-se a Francisco Machado da Silva em 1714. A pedra foi recuperada no garimpo de ouro denominado São Pedro no córrego Machado ou Pinheiro, próximo à atual cidade de Diamantina, que na época fazia parte do distrito de Serro Frio. Os diamantes achados no fundo da bateia foram presenteados a José Leitão de Oya e ao capitão João de Almeida Vasconcelos que mandou lapidar uma das pedras, verificando tratar-se de diamante.

Diamantes continuaram a aparecer nas bateias dos diversos garimpos de ouro da região, sendo usados pelos garimpeiros como apostas sem valor em jogos de cartas.

Ainda segundo Barbosa (1991), em 1721 o português Bernardo Fonseca Lobo descobriu diamante no garimpo do córrego Morrinhos no arraial do Tejuco, hoje Diamantina. Em 1730 o governador da capitania D. Lourenço de Almeida enviou Fonseca Lobo a Lisboa levando um pacote de diamantes. O português foi reconhecido na corte como o descobridor oficial do diamante no Brasil, recebendo prêmios e títulos. Segundo outra versão, foi Sebastião Leme do Prado, que viveu antes na Índia, quem descobriu ou identificou diamante no garimpo do córrego Morrinhos em 1725, posteriormente levados para Lisboa por Bernardo Fonseca Lobo (Machado & Figueirôa, 2000).

A descoberta de diamantes tornou-se pública pelo governo português em 1729, que por meio de decreto tornou a região produtora como propriedade da Coroa Portuguesa, criando imediatamente o distrito de Serro Frio para onde foram deslocadas tropas (Machado & Figueirôa, 2000).

A cronologia dos descobrimentos em outras regiões de Minas Gerais ou da colônia não é clara. Em muitos casos diamantes apareceram na mesma ocasião em diferentes locais de Minas Gerais ou mesmo em outras áreas do país.

Entre 1764 e 1781 diamantes foram recuperados nas regiões de Abaeté e no vale do rio Itacambirucu em Grão Mogol. Consta que em 1764 descobriu-se em Abaeté o diamante conhecido como Bragança com peso de 1.680 quilates. Embora considerado como a maior pedra descoberta até o momento, não existem provas concretas sobre a autenticidade do achado. O Bragança seria na realidade topázio ou safira colorido (Machado & Figueirôa, 2000).

No século dezanove, principalmente entre 1830 e 1840, foram explorados os depósitos diamantíferos na Chapada Diamantina, Bahia. A região tornou-se famosa pela produção de carbonados, que são agregados porosos de micro-diamantes cinzas ou negros. Em 1895 foi encontrado em Lençóis o carbonado Sérgio com peso de 3.167 quilates (Franco, 1981; Barbosa, 1991).

Também por volta da metade do século dezanove descobriram-se os depósitos no rio Bagagem a oeste de Coromandel. Foi nos aluviões deste rio a recuperação em 1853 do soberbo diamante Estrela do Sul pesando 261,88 quilates, cuja lapidação em Amsterdam produziu um diamante oval com 128,8 quilates, comprado em Londres no ano de 1862 por um marajá indiano. Em 1857, na mesma região, descobriu-se o diamante Dresden com 119,5

quilates, que lapidado produziu diamante com 76,5 quilates no formato de pãera (Franco, 1981; Machado & Figueirãa, 2000).

A leste de Coromandel, mais precisamente nos aluviães dos rios Santo Antãnio do Bonito, Santo Inãcio e Douradinho foram recuperados entre 1937 e 1943 diamantes acima de 200 quilates, inclusive o Presidente Vargas com 726 quilates, considerado o maior descoberto no Brasil (Franco, 1981; Barbosa, 1991; Machado & Figueirãa, 2000) (Tabela 07) (Fig. 79).

Nome	Data	Peso (quilates)	Local
Desconhecido	1739	165.5	Rio Abaetã, MG.
Regente ou Braganãa	1798	144.0	Rio Abaetã, MG.
Imperatriz Eugãnia	Final do sãc. XVIII	100.0	Diamantina, MG.
Estrela do Egito	1859	~ 250	Oeste de Minas Gerais
Estrela do sul	1853	254.5	Rio Bagagem, Estrela do Sul, MG.
Dresden	1857	122.5	Rio Bagagem, Estrela do Sul, MG.
Desconhecido	1867	105.5	ãgua Suja, Romaria, MG.
Goiãas	1906	300.0	Rio Verãssimo, Catalão, GO.
Estrela de Minas	1909	179.5	ãgua Suja, Romaria, MG.
Jalmeida	1924	109.5	Rio Bandeira, afluente do Rio das Garãas, MT.
Desconhecido	1925	195.0	Abadia dos Dourados, MG.
Abaetã	1926	238.0	Rio Abaetã, MG.
Cruzeiro do Sul	1929	118.0	Rio Bagagem, Estrela do Sul, MG.
Coromandel I	1934	180.0	Rio Preto, Abadia dos Dourados, MG.
Coromandel V	1935	141.0	Coromandel, MG.
Coromandel III	1936	228.0	Rio Santo Inãcio, Coromandel, MG.
Tiros II	1936	198.0	Rio Abaetã, Tiros, MG.
Tiros III	1936/1937	182.0	Rio Abaetã, Tiros, MG.
Patos	1937	324.0	Rio São Bento, Quintinos, MG.
Minas Gerais	1937	172.5	Rio Santo Antãnio do Bonito, Coromandel, MG.
Carmo do Paranaãba	1937	245.0	Carmo do Paranaãba, MG.
Estrela do Sul II	1937	140.0	Rio Abaetã, MG.
Presidente Vargas	1938	726.6	Rio Santo Antãnio do Bonito, Coromandel, MG.
Tiros I	1938	354.0	Rio Abaetã, Tiros, MG.
Tiros IV	1938	173.0	Rio Abaetã, Tiros, MG.
Abadia dos Dourados	1938	104.0	Rio Dourado, Abadia dos Dourados, MG.
Darci Vargas	1939	460.0	Rio Santo Antãnio do Bonito, Coromandel, MG.
Charneca I	1940	428.0	Charneca, Rio Santo Inãcio, Coromandel, MG.
Coromandel IV	1940	180.0	?
Coromandel VI	1940	400.5	Rio Santo Antãnio do Bonito, Coromandel, MG.
Governador Valadares	1940	108.0	Afluente do Rio Bagagem, Estrela do Sul, MG.
Independãncia	1941	107.0	Rio Tijuco, Ituiutaba, MG.
Diãrio de Minas	1941	375.0	Rio Santo Antãnio do Bonito, Coromandel, MG.
Desconhecido	1941	176.0	Rio Paranaãba, Catalão, GO.
Vitãria I	1942	261.0	Rio Santo Antãnio do Bonito, Coromandel, MG.
Vitãria II	1943	328.0	Rio Santo Antãnio do Bonito, Coromandel, MG.
Desconhecido	1944	170.0	Estrela do Sul, MG.
Brasãlia	1947	176.0	Rio Preto, Abadia dos Dourados, MG.
João Neto	1947	201.0	Buritã, Rio Paranaãba, Catalão, GO.
Bonito I	1948	346.0	Rio Santo Antãnio do Bonito, Coromandel, MG.
Presidente Dutra	1949	408.0	Rio Douradinho, Coromandel, MG.
Desconhecido	1950/1970	100.0	Campina dos Pupos, Telãmaco Borba, PR.
Juscelino Kubitschek	1954	174.5	Rio Bagagem, Estrela do Sul, MG.
Desconhecido	1954	108.0	Estrela do Sul, MG.
Desconhecido	1970/1980	112.0	Canoas, MG-SP.
Charneca II	1971	107.0	Rio Santo Inãcio, Coromandel, MG.
Charneca III	1971	105.0	Rio Santo Inãcio, Coromandel, MG.
Desconhecido	1972	132.0	Rio Santo Antãnio do Bonito, Coromandel, MG.
Desconhecido	1979	115.0	Rio Indaiã, Cedro do Abaetã, MG.
Desconhecido	1982	277.0	Fazenda Natãlia, Vilela, Coromandel, MG.
Princesa do Carmo do Paranaãba	1986	165.0	Rio São Bento, Carmo do Paranaãba, MG.

Tabela 07 – Maiores diamantes recuperados no Brasil. (reproduzido de Machado & Figueirãa, 1999)

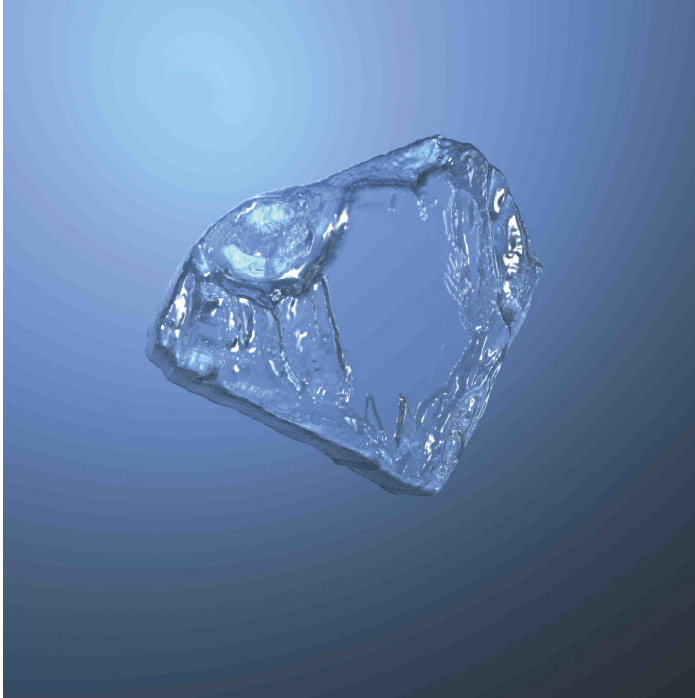


Figura 79 – Reprodução gráfica do diamante Presidente Vargas; dimensões originais da pedra: 56,2 x 50,0 x 24,4 mm (Machado et al., 2000).

A importância das descobertas no Brasil refletiu-se no mercado de diamante europeu. A produção entre 1730 e 1735 inundou a Europa, produzindo queda dramática no preço do diamante. Talvez a influência maior tenha sido o fato de se acreditar que, além da facilidade na extração, as fontes descobertas na colônia fossem inesgotáveis. De acordo com dados do governo português (Machado & Figueirôa, 2000), a produção média anual até a independência foi:

1730 – 1740: 20.000 quilates

1741 – 1772: 52.000 quilates

1773 – 1780: 27.000 quilates

1807 – 1822: 12.000 quilates

Para evitar a produção clandestina o governo português proibiu o trabalho individual em favor de grandes empresas, naturalmente mais fáceis de controlar. Apesar deste fato, foi impossível harmonizar a produção com a demanda. A situação só se normalizou em 1830, quando grande procura fez o preço do diamante chegar ao mesmo patamar de 1730 (Machado & Figueirôa, 2000).

Após 1870, com as descobertas sucessivas de kimberlitos diamantíferos na África do Sul, Rússia, Botswana, Canadá e do lamproíto na Austrália, a produção brasileira declinou continuamente, não passando hoje de 0,17% da produção mundial (Tabela 08).

País	Reserva (Mct)-2005	Produção (ct)		
		2004	2005	%
Rússia	65	38.865.770	38.000.990	21,50
Congo (Kinshasa)	350	30.040.479	33.054.998	18,71
Austrália	230	21.160.262	32.941.063	18,64
Botswana	225	31.036.367	31.889.771	18,05
África do Sul	150	14.092.132	15.559.531	8,81
Canadá	-	12.618.080	12.299.733	6,96
Angola	-	6.146.381	7.079.121	4,01
Namíbia	-	2.046.962	1.866.320	1,06
Serra Leoa	-	691.757	668.710	0,38
Guiana	-	457.258	337.798	0,19
Brasil	44,6	(*) 300.000	(*) 300.000	0,17
China	20	0	71.774	0,04
Índia	-	78.574	60.124	0,03
Venezuela	-	248.262	-	0,00
TOTAL	-	157.782.284	174.129.933	98,55

* Produção oficial

Tabela 08 – Produção mundial de diamante (fonte: Sumário Mineral 2006, DNPM).

A partir de 1970 ocorreu grande transformação na forma de extrair o cascalho nas áreas de garimpo. O desmonte do estéril e cascalho, feito por meio de pá, picareta, alavanca e carrinho de mão, foi substituído por jato d'água e bombas de sucção, movidos por motores de caminhão. Depois de deslamado em reservatório o material passa em meio aquoso sobre calha inclinada, forrada com estopa e ripas de madeira transversais a cada 50 centímetros, que seguram o material pesado e o diamante. O conjunto ficou conhecido como draga.

A mudança no desmonte e tratamento do cascalho trouxe aumento considerável no volume de material tratado e conseqüentemente mais lucro para donos de dragas. A lucratividade levou os donos de garimpos a contratar tratores para desmontes, passando o garimpo desta forma a degradar grandes áreas ao longo dos vales. Embora atuando como garimpeiros segundo o código de mineração, na realidade eram ou são capitalistas que exercem influência sobre políticos locais (Bates, 1997).

Algumas empresas investigaram e exploraram aluviões diamantíferos com critérios. Em 1976 o autor deste trabalho pesquisou aluviões na região de Marilândia, distrito de Nortelândia, Mato Grosso. O material extraído de poços (2 x 2 metros) abertos nos terraços de acordo com malha de 50 x 50 metros foi tratado em pequena planta composta por tromel e jigüe e o diamante recuperado manualmente no concentrado do jigüe por meio de peneiras. Os teores médios encontrados no cascalho dos terraços foram de 0,03 ct/m³ e 0,07 ct/m³ no cascalho do vale (material recuperado em catas de 10 x 10 metros), teores que estão dentro da

média de aluviões diamantíferos em diferentes regiões do Brasil. A situação irregular da posse da terra inviabilizou o projeto.

Na década de 1980 a De Beers teve sucesso parcial na região de Juína, extremo norte do Mato Grosso. A produção de diamante nos aluviões com teores de até 5 cts/m³ em drenagem próxima a kimberlitos diamantíferos atingiu pico de 200.000 cts/ano em 1986. Em 1990 milhares de garimpeiros invadiram as dependências da empresa, obrigando a De Beers a negociar a venda da área. Apesar do teor de 23 cts/100 t verificada em um dos kimberlitos, a baixa qualidade do diamante, avaliado entre 10 e 12 US\$/ct, inviabilizou a exploração do *pipe* (Fig. 80).

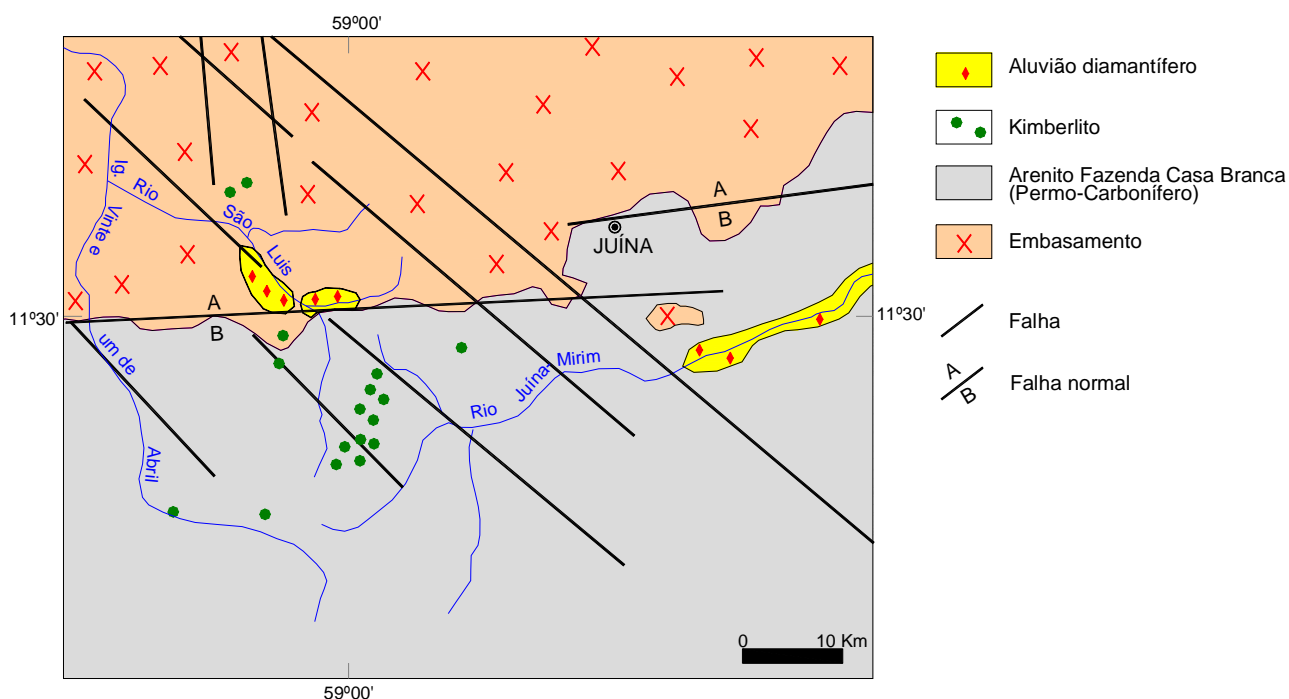


Figura 80 – Distribuição de kimberlitos e aluviões diamantíferos na região de Juína, Mato Grosso (modificado de Pereira, 1986).

Ainda na região de Nortelândia a empresa Camargo Correia desenvolveu na fazenda de sua propriedade lavra mecanizada nos aluviões da bacia do rio Santana, afluente do Paraguai, atingindo produção de 5.000 cts/ano (Bates, 1997).

No final da década de 1960, especificamente em 1967, iniciou-se a dragagem nos aluviões do rio Jequitinhonha, utilizando-se dragas de alcatruzes e sucção. O trabalho da Mineração Te jucana foi bem sucedido. A mina Lavrinha, distrito de Senador Mourão, município de Diamantina, situa-se no alto curso do rio Jequitinhonha, na borda oeste da Serra do Espinhaço, onde o relevo acidentado correspondente aos quartzitos contrasta com os chapadões relativos às rochas do Grupo Macaúbas.

De acordo com a exposição de Fernando M. Duarte Vieira sobre a mina Lavrinha no curso Pesquisa e Lavra de Aluvião promovido pelo IBRAM em setembro de 1984, Belo Horizonte, as três frentes de lavra ao longo do rio Jequitinhonha produziram 956.428 quilates de diamante entre 1967 e 1983 e 1.498.906 gramas de ouro, chegando a 1.000.000 de quilates se considerar a produção anterior ao uso das dragas (Fig. 81). Ainda segundo Vieira, a concentração dos teores na região se relaciona a fatores geomorfológicos, tais como largura do aluvião, depressões no *bedrock*, rochas ou estruturas cruzando o rio, paleo- canais e cones de dejeção de afluentes. Outro fato considerado é de que os teores de diamante, densidade igual a 3,52, acompanham regularmente os teores dos minerais pesados ou satélites recuperados na sondagem. Os satélites típicos na área são turmalina ($d = 3-3,25$), cianita ($d = 3,56-3,66$), rutilo ($d = 6,8-7$) e óxido de ferro ($d = 3,5-4$).

Depois de vendida a uma empresa belga, a mina entrou em declínio decorrente da perda de diamante e elevação de custos, até a paralisação entre 1989 e 1992 devido a danos ambientais.

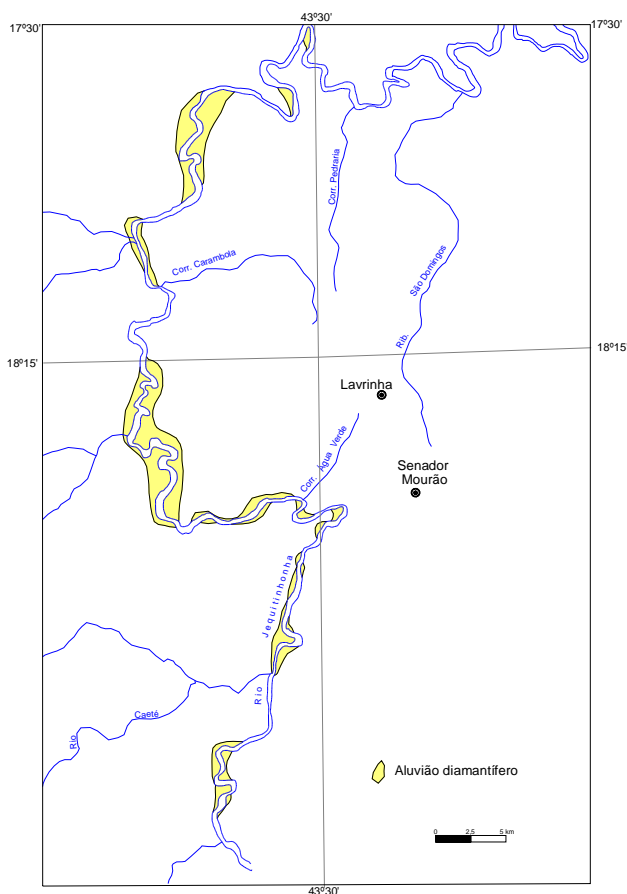


Figura 81 – Localização dos aluviões diamantíferos explorados pela Mineração Tejucana na cabeceira do rio Jequitinhonha (mina Lavrinha).

Atualmente no Cráton do São Francisco pequenas áreas de garimpos estão em atividades na região de Coromandel e bacias dos rios Abaeté, Borrachudo, Bagagem e

Paranaíba. Também na região de Diamantina ainda se observa alguma atividade. Na Bahia as localidades de Lençóis, Morro do Chapéu, Andaraí, Mucugê e Palmeiras apresentaram maiores atividades garimpeiras nas décadas de 1970 e 1980, diminuindo desde então. Na porção oeste da Chapada Diamantina, os garimpos nas localidades de Posses e Santo Inácio estão completamente inativos.

7.3 DISTRIBUIÇÃO

A maioria dos diamantes produzidos no Cráton do São Francisco é proveniente de aluviões de vale e terraços da drenagem atual. Pequenas produções foram ou são provenientes dos conglomerados mesoproterozóicos da Formação Sopa-Brumadinho na região de Diamantina e do Cretáceo em Romaria. Na região da Chapada Diamantina os diamantes recuperados nos aluviões da drenagem atual estão associados diretamente à erosão dos conglomerados diamantíferos das formações Tombador e Morro do Chapéu, da mesma forma que acontece com a erosão dos conglomerados da Formação Salobro (Grupo Rio Pardo) localizados cerca de 50 km a oeste de Canavieiras, sul da Bahia.

Outras unidades citadas como portadoras de diamante no Cráton do São Francisco, embora sem potencial econômico, são as formações Santa Fé de idade carbonífera (Campos, 1992), Jequitaí, Samburá e partes do Grupo Ibiá (Gonzaga et al., 1994) e o Grupo Macaúbas (Karfunkel et al., 2001).

A recuperação de diamante e minerais kimberlíticos juntos em aluviões não significa proveniência de fonte primária comum. Como resistato, o diamante resiste ao transporte por centenas de quilômetros, incorporando-se a diferentes drenagens por processos de capturas e, portanto, na maioria dos casos, sem qualquer relação genética com os minerais kimberlíticos presentes no mesmo depósito. Todavia, a concordância no Cráton do São Francisco entre determinadas localidades de ocorrências de diamante e kimberlitos não é aleatória.

De fato, estudos de proveniência de diamantes, aluviões e dados químicos de minerais kimberlíticos mostram que na porção sul do cráton os diamantes contidos nos depósitos cenozóicos em algumas áreas são oriundos diretamente de fonte ou fontes primárias conhecidas. Embora não localizada propriamente, consideram-se também os diamantes contidos no conglomerado cretáceo em Romaria como proveniente diretamente de fonte primária. Intrusões com idades semelhantes aos kimberlitos identificados na porção norte constituem provavelmente as fontes primárias dos depósitos presentes nos conglomerados proterozóicos das formações Tombador e Morro do Chapéu (Fig. 82).

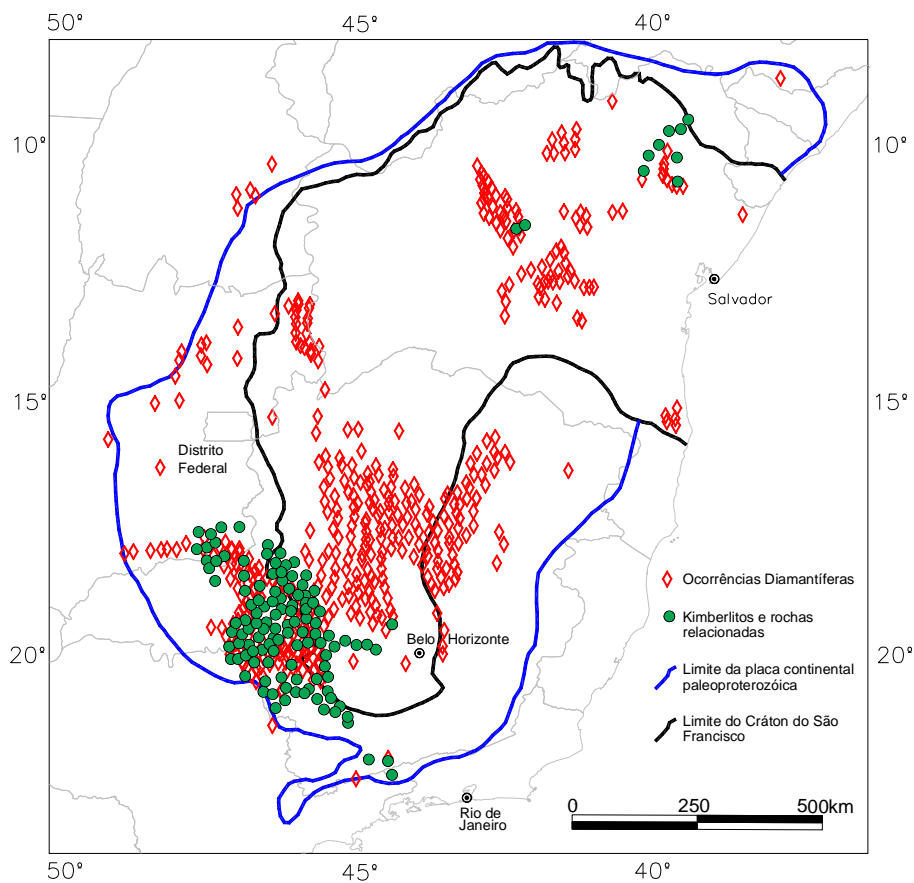


Figura 82 – Distribuição de ocorrências diamantíferas, kimberlitos e rochas relacionadas no interior da Placa Sanfranciscana e do Cráton do São Francisco. (Fonte: De Beers Brasil)

As idades dos conglomerados portadores de diamantes mostram que as intrusões kimberlíticas diamantíferas, algumas identificadas e datadas, ocorreram entre 120 e 80 Ma, em torno de 680 Ma e 1.200 Ma e possivelmente entre 1.800 e 1.600 Ma no Paleoproterozóico.

7.3.1 PORÇÃO SUL

7.3.1.1 ROCHA SEDIMENTAR

Os aluviões diamantíferos no rio Bagagem, afluente da margem direita do rio Paranaíba na região do Triângulo Mineiro, consistem em seixos arredondados e matações de granito e xisto, cimentados por matriz ferruginosa. A distribuição de diamante no aluvião ao longo do rio é descontínua, implicando que os diamantes são provenientes de fontes isoladas ao invés de fonte única grande e erosão regional. A presença de diamante somente em alguns afluentes menores do rio Bagagem, em que a erosão se restringe a áreas pequenas, confirma o fato (Draper, 1911).

A descoberta em 1868 de diamante na margem de um destes pequenos afluentes deu origem à mina e à vila conhecida como Água Suja, hoje a cidade de Romaria.

A geologia local nos arredores da mina descrita por Svisero et al. (1981) e Fleischer (1998) salienta as seguintes feições geológicas (Fig. 83): diamantes estão concentrados principalmente em conglomerado polimítico com espessura máxima de 6 metros, contendo matacões até 80 centímetros e seixos pouco arredondados de micaxisto, filito, quartzito, metabasito, arenito Botucatu e basalto. Localmente o conglomerado denomina-se Tauá. Sotoposto ao conglomerado encontram-se o arenito eólico Botucatu que recobre de modo discordante os micaxistos e granitos intrusivos do Grupo Araxá, que servem de embasamento na área. O conglomerado Tauá é sobreposto por outro conglomerado polimítico denominado Secondina, que contém menos diamante, seixos menores e tem espessura máxima de 3 metros. Cobrindo os conglomerados, encontra-se sequência homogênea composta por arenitos finos a grossos com intercalações conglomeráticas, cuja cor esverdeada contrasta com o avermelhado dos conglomerados Tauá e Secondina. A coloração esverdeada, comum nesta região de Minas Gerais, associa-se a atividades vulcânicas durante o Cretáceo superior. Finalmente, cobrindo toda área, encontra-se material inconsolidado terciário formado por laterita, seixos de arenito, blocos de conglomerados laterizados e argila.

Com base no alinhamento das ocorrências do conglomerado basal em Irai de Minas, Romaria e outra mais a noroeste do mapa (Fig. 83), bem como contradições observadas nos mergulhos das camadas do arenito Botucatu, Fleischer (1998) propôs o desenvolvimento de pequenos *grabens* preenchidos por sedimentos na área. Na realidade a localidade de Romaria faz parte de um conjunto de áreas em outras regiões do país, em que o autor propõe a associação do desenvolvimento de *grabens* com a presença de kimberlitos e conglomerados diamantíferos. De fato, kimberlitos se associam ao desenvolvimento de *grabens* em zonas extensionais. Contudo, é importante relacionar as intrusões que por ventura ocorram na área com as idades dos pulsos do vulcanismo associado à zona de *rifte*, pois kimberlito diamantífero só ocorre enquanto a litosfera mantiver espessura suficiente para preservar o diamante.

Em 1911 a exposição da frente de trabalho na mina de Água Suja permitiu Draper (1911) descrever com detalhe as unidades geológicas (Fig. 84). De acordo com o autor, a boa exposição no local mostra que xisto micáceo contendo estaurolita, granada, rutilo, turmalina e cortado em todas as direções por veios de pegmatitos e diques de anfibolito constitui a parte basal da sequência.

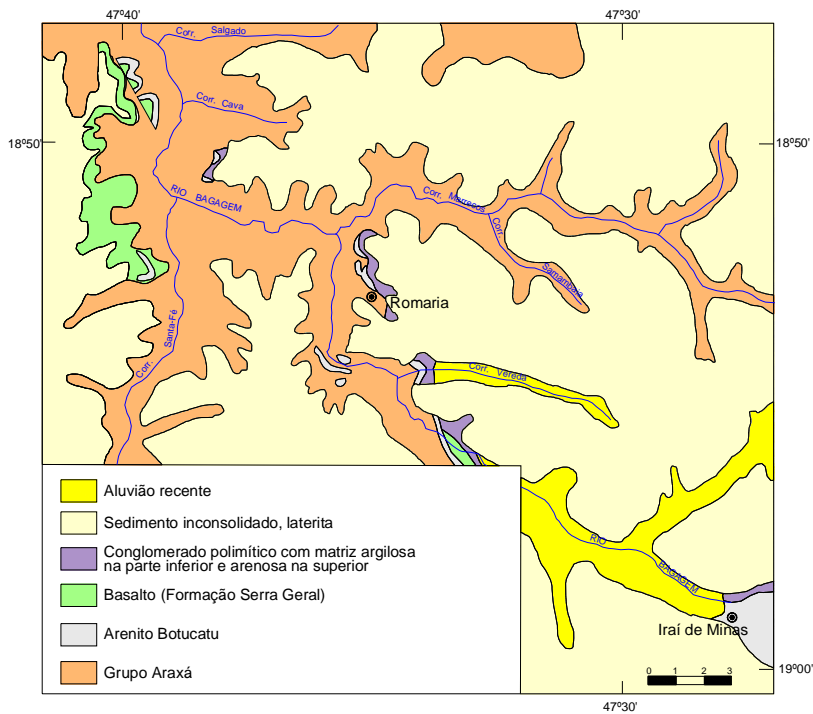


Figura 83 – Mapa geológico da região de Romaria (modificado de Fleischer, 1998).

Apesar de mostrar suas características, a rocha acha-se muito alterada, de modo que os minerais são identificados somente pela suas formas. Mais acima na drenagem nota-se o xisto coberto pelo arenito em todas as direções. Na sua porção basal, o arenito, que apresenta espessura máxima de 16 metros, é friável, tornando-se endurecido na parte superior devido à infiltração de sílica e evidências de erosão na superfície. Ainda segundo Draper (1911), em direção ao centro dos trabalhos nota-se massa de rocha ígnea básica formada principalmente por piroxenito e claramente intrusiva no xisto. Cobrindo a rocha ígnea, que se destaca cerca de 3 metros acima da superfície do arenito, encontra-se camada conglomerática ou brecha com espessura máxima de 13 metros. O conglomerado que repousa discordante sobre o piroxenito e cobre também o arenito é formado por fragmentos angulosos ou pouco arredondados de rocha ígnea básica, granito, quartzo, xisto e arenito, cimentados por argila vermelho escuro. Camadas e massas de opala são observados no conglomerado. Diamante, junto com piropo, perovskita, magnetita, ilmenita e olivina, ocorre no material argiloso que cimenta os fragmentos. Localmente o conglomerado ou brecha portador de diamante recebe o nome de Tauá. Sobreposto ao conglomerado ocorre outro denominado Secondina. A camada Secondina com espessura máxima de 3 metros compõe-se de feldspato caolinizado e outros minerais derivados do xisto e granito. A presença de massas brancas de feldspato decomposto na porção inferior lhe dá o nome local de Estrelado. O contato do Secondina com o conglomerado Tauá acha-se bem definido. Finalmente, cobrindo toda a região encontra-se material inconsolidado conhecido como gorgulho.

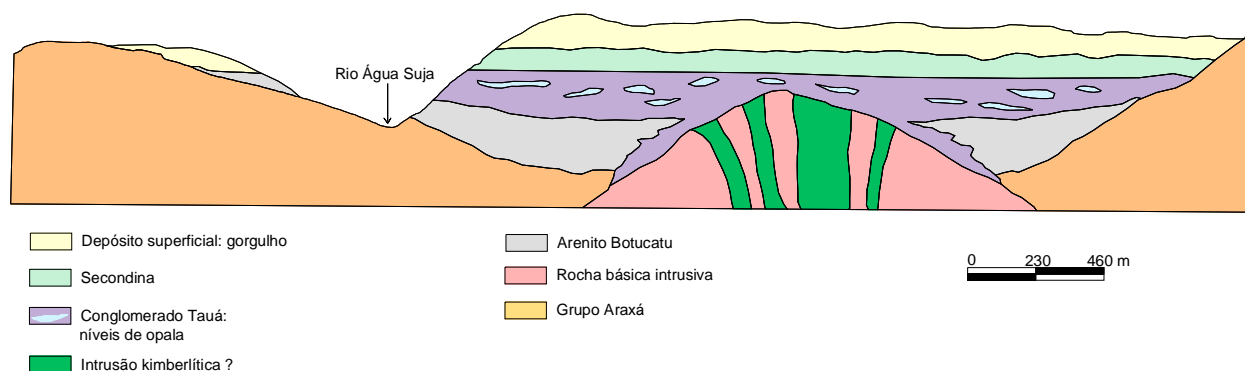


Figura 84 – Perfil sudoeste-nordeste cruzando o rio Água Suja em Romaria (modificado de Draper, 1911).

De acordo com Draper (1911), a camada conglomerática ou brecha, bem com os minerais presentes são de origem local. O autor enumera as seguintes razões para a inferência: (1) área limitada da bacia do córrego Água Suja. Outras drenagens, às vezes maiores, que cortam rochas na mesma região não interceptam camada similar; (2) o conglomerado Tauá é composto por rochas encontradas *in situ*, subjacentes a porções da própria camada conglomerática, o que não é comum na região; (3) os fragmentos das rochas que compõem o conglomerado são angulosos, indicando pouco transporte; (4) a ocorrência do conglomerado no próprio arenito prova que a deposição do Tauá se iniciou antes e manteve-se durante e após a deposição do arenito; (5) o profundo intemperismo observado em toda a camada do Tauá não pode ser atribuída à infiltração de água superficial. Além da decomposição intensa da camada, também as rochas ígneas estão totalmente alteradas (Fig. 84).

As descrições detalhadas de Draper (1911) sobre a mina de Água Suja, hoje Romaria, não deixa dúvida sobre a presença de fonte primária no local. Também, geólogos experientes da De Beers em visita a Romaria durante excursão pós 5ª Conferência Internacional de Kimberlito (1991, Araxá, MG) organizada pela Sopemi foram categóricos em classificar o conglomerado diamantífero em Romaria como depósito kimberlítico epiclástico.

De acordo com Svisero & Meyer (1989), o teor de diamante no conglomerado com base na recuperação da planta de tratamento oscilava entre 0,04 e 0,12ct/m³. Segundo os mesmos autores, uma parcela de 5.317 diamantes estudada pesou 450 quilates, o que corresponde ao peso médio da pedra igual a 0,084 quilate ou aproximadamente 12 pedras por quilate. A produção corresponde à recuperação de diamante no intervalo de peneiras entre > 1 e <11,3 mm, sendo que 50% devem-se aos diamantes entre 1,41 e 2,0 mm.

Embora apresente variações consideráveis, a forma predominante é o rombo-dodecaedro, seguido pelo cubo, octaedro e combinação octaedro rombo-dodecaedro. Apesar de comum a relação entre a forma e tamanho da pedra, não se conseguiu estabelecer um padrão na parcela estudada. Cerca de 20% do lote corresponde a fragmentos de diamante. Independente do tamanho, uma proporção alta dos diamantes é colorida, predominando as cores marrom, verde, rosa e amarelo. As inclusões identificadas opticamente são olivina, piroxênio, granada, cromita e sulfetos (Svisero & Meyer, 1989).

Um lote de 39 diamantes adquirido em Romaria pela De Beers pesou 3,508 quilates, indicando peso médio da pedra igual a 0,09 quilate. A descrição (Robinson 1991; Robinson et al., 1995) dos diamantes revelou a predominância do dodecaedro arredondado, octaedro e entre 10 e 15% de cubo. Diamantes cinza e preto são comuns no tamanho médio das pedras, enquanto as menores tendem a coloridas. No conjunto, a parcela pode ser descrita como uma mistura composta de pedras cúbicas e dodecaédricas de cor cinza, semelhantes à população proveniente do kimberlito Três Ranchos 04 e outra, distinta, constituída principalmente por dodecaedros arredondados. Abrasão não é evidente, sugerindo para os diamantes proveniência de fonte jovem, próxima e primária.

Amostragem sistemática e análises de concentrados recuperados no conglomerado e áreas do garimpo em Romaria indicaram granada com valores de pressão em torno de 48 kbar e grãos de espinélio típicos de inclusão em diamante (Fig. 85). No diagrama da figura 85A e de outras apresentadas no trabalho a linha inclinada inferior, cujas projeções interceptam a linha que divide granada do tipo G10/G9 (Gurney, 1984) e o eixo Y (Cr_2O_3) corresponde ao limite do campo de estabilidade grafita-diamante ou 44 kbar e temperatura de 1.000°C para geoterma cratônica de 40mW/m^2 (Grutter & Sweeney, 2000). Concentrações maiores de Cr_2O_3 no piropo correspondem a condições de equilíbrio em profundidades maiores no manto litosférico e conseqüentemente pressões mais altas.

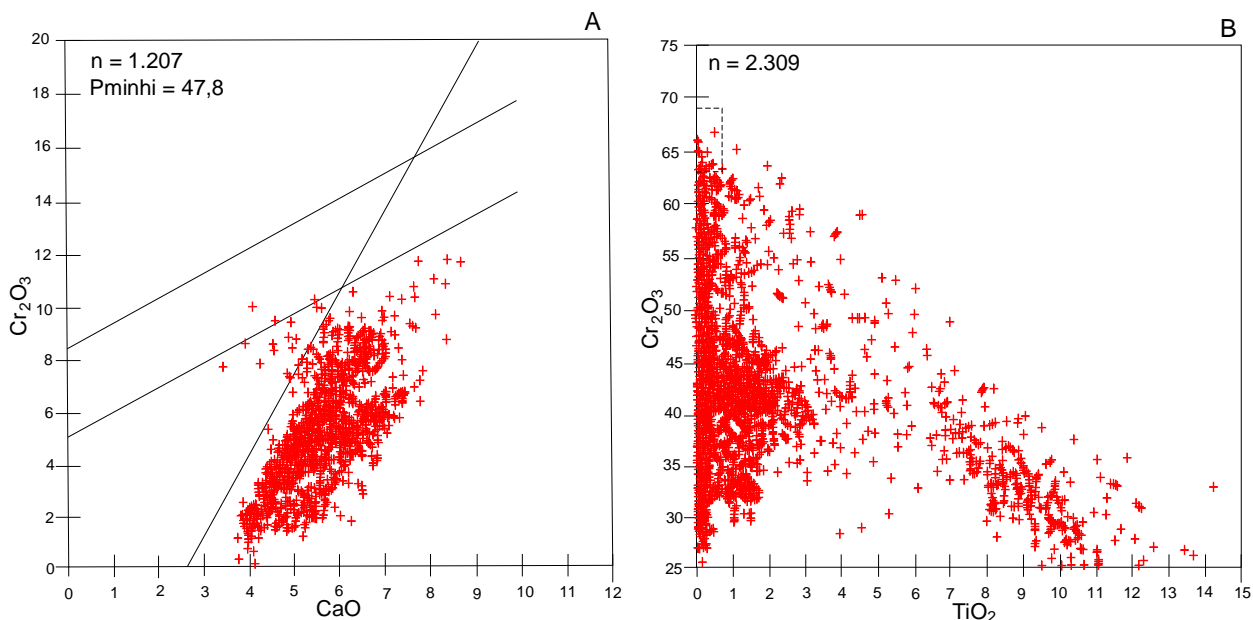


Figura 85 – Análises de concentrados recuperados em conglomerados e áreas de garimpo em Romaria: (A) granada e (B) espinélio (modificado de Skinner, 1996).

Apesar da produção insignificante na porção norte, ainda se nota alguma atividade garimpeira nos conglomerados mesoproterozóicos da Formação Sopa-Brumadinho do Grupo Guinda (Almeida & Abreu, 1993), porção basal do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais. Em conjunto com o conglomerado diamantífero cretáceo da mina inativa de Romaria, constituem as fontes de rochas sedimentares com teores econômicos ou semi-econômicos de diamante no Cráton do São Francisco.

As rochas que compõem o Supergrupo Espinhaço se estendem por uma faixa linear com direção norte-sul, desde a proximidade de Belo Horizonte até os limites da Bahia com o Piauí e Pernambuco (Fig. 86), ampliando-se suas exposições na Chapada Diamantina. A evolução do supergrupo se deu em contexto de *rifte* ensiálico paleo-mesoproterozóico, entre ca. 1.750 Ma (Brito Neves et al., 1980, 1995; Schobbenhaus, 1996) e ca. 1.200 Ma (Babinski et al., 1993). Diques máficos com idades entre 1.100 e 900 Ma, indicam a idade mínima para o Supergrupo Espinhaço (Brito Neves et al. 1980; Machado et al., 1989). Deformação e metamorfismo observados nas seqüências de rochas relacionam-se à ação da Orogenia Brasileira entre 650 e 550 Ma (Uhlein 1991; Uhlein & Pedreira, 1989; Danderfer et al., 1993; Alkmim et al., 1993, 1996; Uhlein et al., 1995; Danderfer, 2000; Danderfer & Dardenne, 2002).

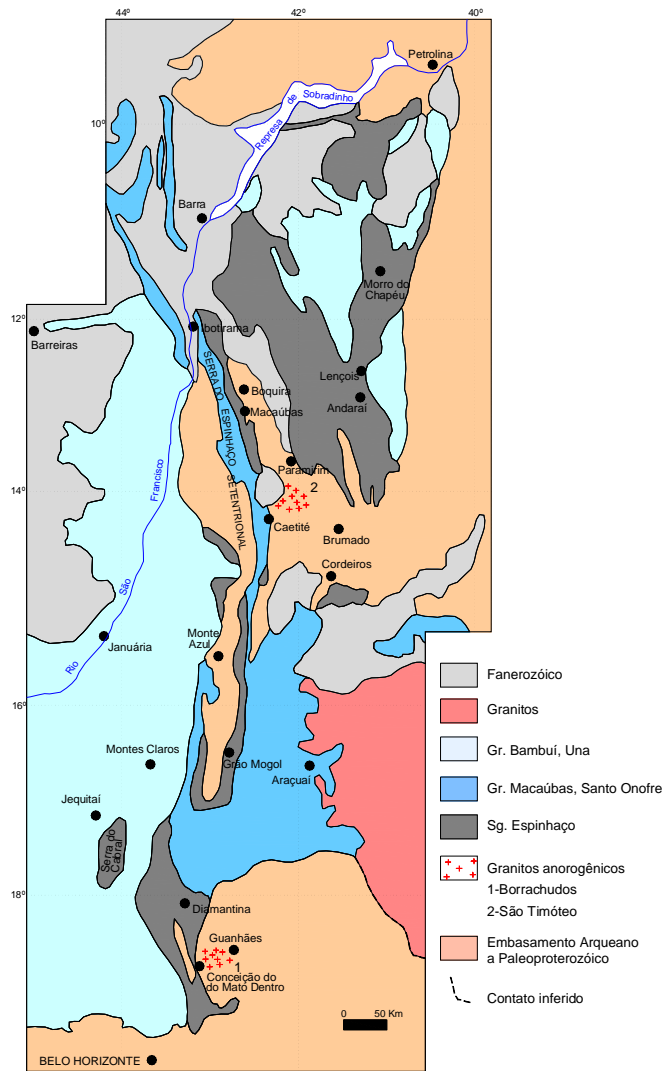


Figura 86 – Supergrupo Espinhaço nos estados de Minas Gerais e Bahia (modificado de Schobbenhaus, 1993).

O Espinhaço Meridional, posicionado mais ao sul da serra, constitui estrutura anticlinal com eixo norte-sul mergulhando para norte. Neste setor do Espinhaço as unidades basais são designadas Grupo Guinda (Almeida & Abreu, 1993), enquanto as superiores formam o Grupo Conselheiro Mata. O Grupo Guinda, situado na parte mais oeste da serra, compõe-se das formações Bandeirinha, São João da Chapada, Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel (Almeida & Abreu, 1993; Silva, 1995). A discordância angular observada entre as formações Bandeirinha, depósitos fluviais e eólicos e São João da Chapada é interpretada como resultado de movimentação tectônica sin-deposicional ocorrida na fase inicial do *rifte* (Uhlein & Chaves, 2001).

O conjunto São João da Chapada e Sopa-Brumadinho representa pacote sedimentar com espessura entre 200 e 1.000 metros composto por quartzitos finos a grossos, por vezes feldspáticos, com estratificação cruzada, níveis de metapelitos e lentes de conglomerados, às vezes diamantíferos (Uhlein & Chaves, 2001). As unidades foram depositadas em ambiente

continental com características faciológicas de leque aluvial, fluvial anastomosado, fan delta e lacustre e passagens laterais para sistema marinho. Possivelmente reativações sin-sedimentares das falhas normais formadoras do *rifte* geraram *horst* e *grabens*, com reflexos na variação faciológica dos sedimentos. Associados ao tectonismo observam-se diques e *sills* de xistos verdes e hematita filitos constituídos por meta vulcanitos de filiação alcalina. A idade Pb-Pb de 1.720 Ma obtida em zircão nos filitos hematíticos (Dossin, 1993) provavelmente representa a época de deposição da porção basal do Supergrupo Espinhaço na região.

Em relação às unidades precedentes, os arenitos maduros da Formação Galho do Miguel foram depositados em ambientes tectônicos calmos. As estratificações cruzadas indicam registro de depósitos eólicos costeiros (Uhlein & Chaves, 2001).

Na região de Diamantina os conglomerados portadores de diamante se distribuem ao longo de duas linhas com direção aproximadamente norte-sul. A linha mais a leste, com cerca de 25 km compreende as áreas de Boa Vista, Cavalo Morto, Extração e Milho Verde.

A oeste, com aproximadamente 60 km de extensão estão os trabalhos de Jabô, Campo Sampaio, Pagão, Duro, Barro, Genesco, Begônia, Morrinho, Perpétua, Damásio, Sopa, Barro Branco, Brumadinho, Lavrinha, Guinda, Datas, Vintém, Palmital e Veludo (Fleischer, 1998) (Fig. 87). Na realidade, as rochas diamantíferas ou conglomerados diamantíferos na região ocorrem em dois tipos distintos, diferindo principalmente quanto à natureza da matriz, composição, percentual relativo dos clastos, espessura e, de acordo com Chaves (1997), no teor médio em diamante. O conglomerado Sopa propriamente dito corresponde à rocha polimítica, clasto-suportada, geralmente com seixos arredondados em matriz arenosa. Apresenta geometria lenticular, com extensões entre 50 e 100 metros, espessura de 2 a 4 metros e contatos planos ou erosivos. Interpreta-se como sedimentação de fluxo de detritos e barras longitudinais em sistemas de leques aluviais, fluvial anastomosado ou sedimentação de fan delta em ambiente lacustre (Almeida & Abreu, 1995; Martins-Neto, 1996, 2000). Por outro lado, a brecha quartzítica possui seixos angulosos de quartzito róseo em matriz pelítica, geometria na forma de lente, espessura entre 2 e 5 metros e dezenas de metros de extensão, inserida no Membro Campo Sampaio, topo da Formação Sopa-Brumadinho (Almeida & Abreu, 1995, 1996). Representam fluxos de detritos coesivos ou *mud-fows*, relacionados à atividade tectônica extensional sin-sedimentar na bacia e vulcanismo (Haralyi et al., 1991; Almeida & Abreu, 1996; Fleischer, 1998).

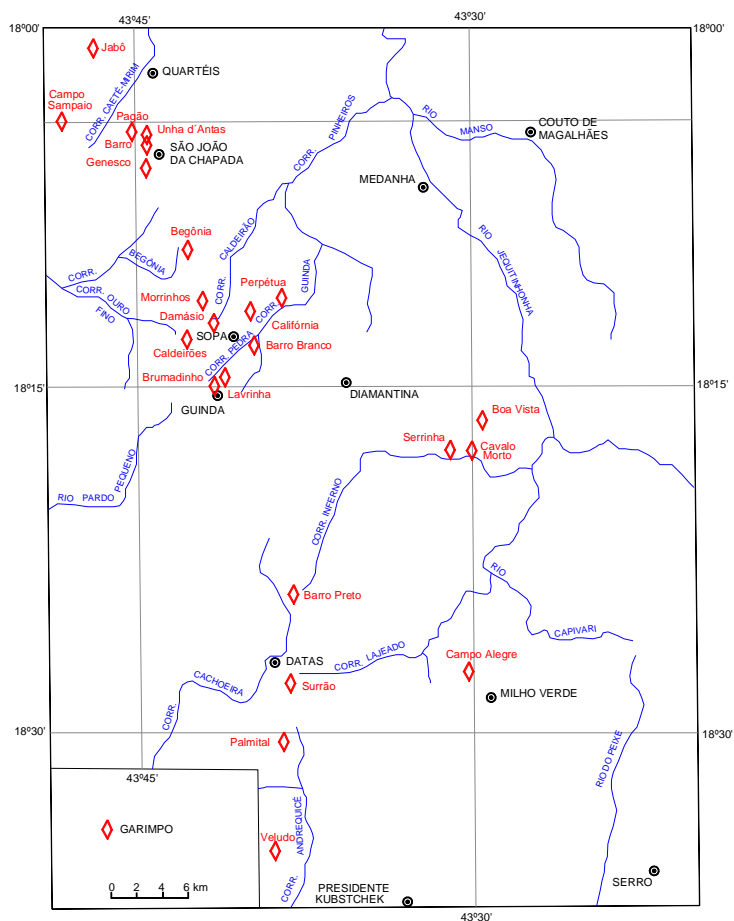


Figura 87 – Distribuição das ocorrências diamantíferas na região de Diamantina (modificado de Fleischer, 1998).

Na região de Grão Mogol os conglomerados diamantíferos se posicionam na base do Supergrupo Espinhaço, acima da sequência de quartzitos finos com estratificações cruzadas de médio a grande porte denominada Formação Resplandecente (Karfunkel, 1976). Os conglomerados diamantíferos da Formação Grão Mogol (Chaves et al., 1999) formam camada clasto-suportada, com seixos quase exclusivamente de quartzitos em matriz arenosa, representando sedimentos depositados sob condições fluviais na forma de barras longitudinais de cascalhos. Segundo Chaves et al. (1999), os conglomerados da Formação Grão Mogol não se correlacionam estratigraficamente aos conglomerados da Formação Sopa-Brumadinho, pois ocorrem acima de fácies eólico correlacionável possivelmente à Formação Galho do Miguel. No caso, os diamantes presentes na formação seriam resultado do retrabalhamento dos depósitos diamantíferos da Formação Sopa-Brumadinho ou provenientes de fontes kimberlíticas mais jovens.

O quadro abaixo mostra as características principais dos diamantes nas regiões de Diamantina e Grão Mogol estudados por Chaves (1997) e Chaves et al. (1998):

Região	Cor	Peso	Feições características
Diamantina	Ausência de Diamantes coloridos	Peso médio ~ 0,25 ct ou 4 pedras/ct	Formas predominantes (>65%) são rombododecaedros e octaedros; ausência de diamantes cúbicos e borts; presença comum de capas verdes (30%) em Sopa-Guinda, Datas, Extração e 90% em São João da Chapada); cerca de 50% apresentam marcas de impacto e 75% são de cristais inteiros ou seja, presença reduzida de fragmentos ou chips; poucas inclusões.
Grão Mogol	Ausência de Diamantes coloridos	Peso médio ~ 0,15 ct ou 7 pedras/ct	Formas mais comuns são rombododecaedros e octaedros; presença rara de cubos e borts; cerca de 25% apresentam capas verdes; 50% mostram marcas de impacto e em torno de 75% são cristais inteiros; poucas inclusões.

Ao adquirir a Mina Campo Sampaio em 1987 (Fig. 87) a De Beers desenvolveu programa de avaliação, incluindo sondagem, amostragem nas frentes de trabalhos desenvolvidas pela empresa ENAC (ex-proprietária), abertura de trincheiras em áreas indicadas como potencialmente favoráveis, mapeamento de detalhe e amostragem de megatrincheiras, visando identificar a unidade mais mineralizada da brecha quartizítica.

A Mina de Campo Sampaio compreendia ou compreende um total de cinco áreas prospectadas e garimpadas no mínimo há cem anos. As áreas são conhecidas como Sampaio Velho, Sampaio Novo, Moricoff, Brejinho-Sampaio, Água Fria e Pagão (Fig. 88A)

O resultado da amostragem na frente de lavra em Sampaio Velho indicou teor de 0,35 ct/m³ ou 0,64 ct/m² e peso médio da pedra igual a 0,65 ct ou menos de dois diamantes por quilate. A figura 88B mostra os resultados das amostras coletadas ao longo da frente de trabalho.

A avaliação da área Sampaio Novo, considerada a mais promissora depois de Sampaio Velho, indicou teor geral entre 0,08 e 0,30 ct/m², muito abaixo da expectativa de 0,70 ct/m².

Os trabalhos detalhados revelaram que o fácies mais diamantífero da brecha quartizítica, ou seja, a meta-brecha com matriz filítica se restringe a canais estreitos e distribuição restrita, tornando a avaliação muito difícil. Atribui-se o fato à variação do ambiente deposicional ao longo de região costeira, acrescido de forte instabilidade tectônica.

Considerando os teores baixos obtidos, somados à dificuldade em bloquear o nível mais diamantífero, a De Beers re-negociou a área.

A fonte primária dos diamantes presentes no Espinhaço Meridional ainda não foi descoberta. Mesmo a presença de kimberlitos com idades compatíveis com intrusões pré ou sin-sedimentares na bacia não foi constatada. Cabe ressaltar que amostragem sistemática e recuperação de minerais pesados na região de Diamantina e áreas vizinhas não revelaram minerais kimberlíticos. A ausência de granada e ilmenita é prevista em função do metamorfismo ocorrido na área. Contudo, como acontece na Chapada Diamantina, espínélio resiste mais ao metamorfismo, permitindo sua recuperação quando presente. Também o material argiloso preenchendo fraturas e provavelmente de origem vulcânica presente na brecha quartzítica em Campo Sampaio não revelou presença de minerais kimberlíticos.

A falta de indícios concretos torna difícil posicionar intrusões kimberlíticas no Espinhaço Meridional. Claramente os diamantes presentes nos conglomerados da Formação Sopa-Brumadinho estão associados a intrusões de kimberlitos diamantíferos relacionados à fase inicial do *rifte* e, provavelmente, como acontece na Chapada Diamantina (Pereira & Fuck, 2005), intrusões mais jovens associadas a reativações das falhas integrantes do *rifte* constituem a fonte dos depósitos diamantíferos da Formação Grão Mogol.

Considerando somente as evidências das características observadas nos diamantes provenientes de Diamantina e Grão Mogol, tais como predominância alta de diamantes inteiros do tipo gema sobre fragmentos ou *chips* e a incidência grande de marcas de impacto ou percussão, sugere-se que os diamantes sofreram transporte longo e a fonte ou fontes primárias se localizam fora da bacia.

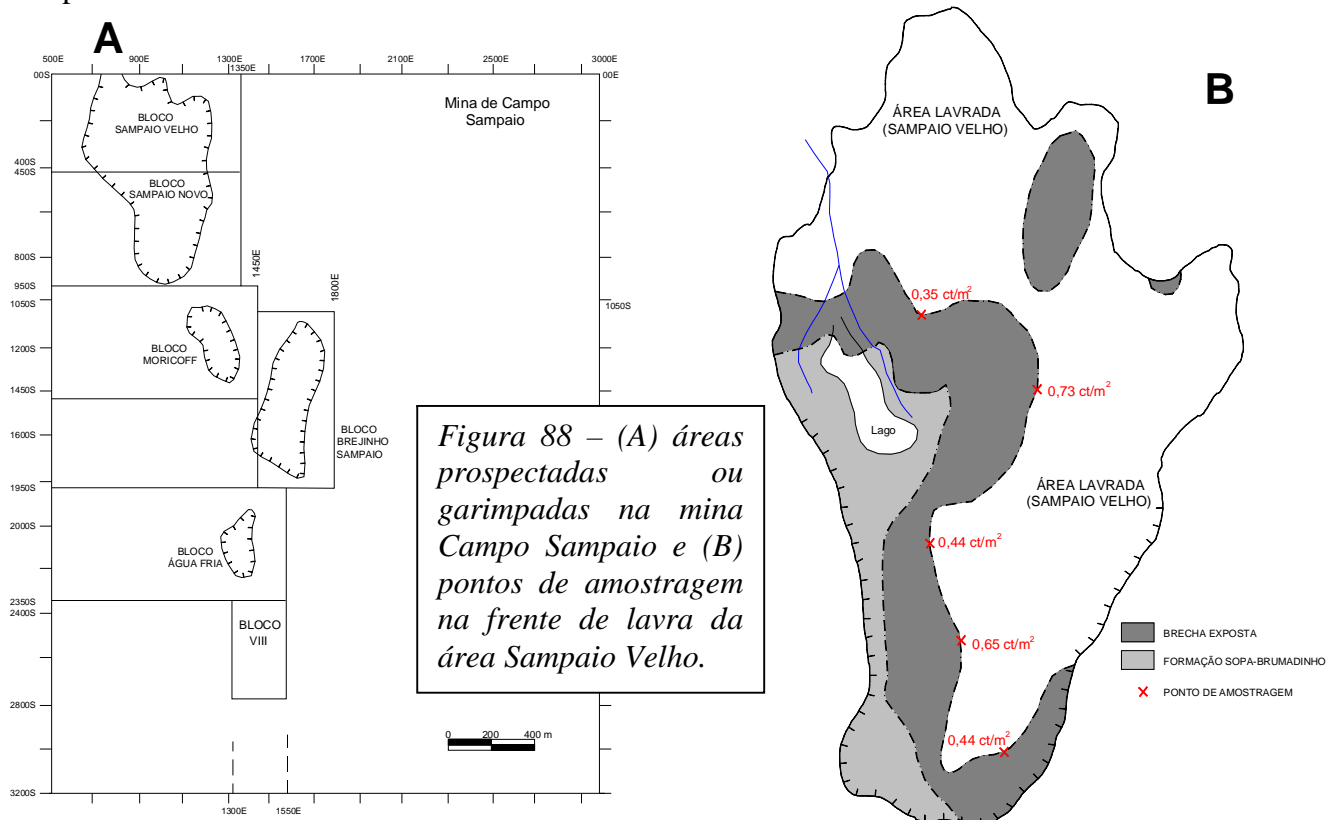


Figura 88 – (A) áreas prospectadas ou garimpadas na mina Campo Sampaio e (B) pontos de amostragem na frente de lavra da área Sampaio Velho.

7.3.1.2 ALUVIÕES CENOZÓICOS

A localização das ocorrências diamantíferas aluvionares no interior da Placa Sanfranciscana e do Cráton do São Francisco compreende levantamento de áreas de garimpo por meio de GPS, diamante recuperado pela De Beers em campanhas de prospecção e citados em bibliografia.

Na porção sul a distribuição das ocorrências mostra concentrações maiores ao longo de faixa orientada grosseiramente noroeste-sudeste na borda sul-sudoeste do cráton e outra sudoeste-nordeste contida totalmente no estado de Minas Gerais (Fig. 82).

Apesar de que na maioria dos casos brasileiros a proximidade entre locais de ocorrências de diamante e kimberlito não significa necessariamente descoberta de fontes primárias, nota-se nesta parte do Cráton do São Francisco que a faixa diamantífera noroeste-sudeste coincide com a distribuição de kimberlitos e rochas relacionadas ao longo da Faixa Brasília e que as ocorrências na faixa sudoeste-nordeste estão contidas aproximadamente no âmbito do sistema extensional com a mesma orientação proposta neste trabalho.

Embora as identificações sejam ainda reduzidas, estudos da proveniência de diamante, aluviões e análises de minerais kimberlíticos permitiram localizar em determinadas áreas a fonte ou fontes primárias diretas de depósitos diamantíferos contidos em aluviões. Em alguns casos, mesmo sem localização exata, indicações sobre a proximidade ou distanciamento da fonte são sugeridas.

No âmbito da grande faixa noroeste-sudeste que engloba as regiões de Coromandel, Três Ranchos, Romaria e Serra da Canastra, extensas áreas de garimpos, a maioria inativos, são observadas em Vargem Bonita no rio São Francisco, rio Bagagem ao longo do trecho entre Romaria e Estrela do Sul, rios Abaeté, Borrachudo e Indaiá, rios Santo Antonio do Bonito, Santo Inácio e Douradinho, afluentes do Paranaíba e áreas menores na proximidade de Três Ranchos.

A área dos garimpos de Vargem Bonita estende-se por cerca de 35 km ao longo do rio São Francisco a partir da cachoeira Casca D'Anta (Fig. 89). Estima-se que a produção desde a década de 1930 seja de 500.000 quilates com teor médio entre 0,02 e 0,05 ct/m³ e peso médio da pedra igual a 0,30 quilate. Os diamantes são do tipo gema, representados principalmente por octaedros e dodecaedros (Pereira, 1995; Wheelock, 1995).

Determinadas características observadas nos depósitos durante as investigações do potencial diamantífero de provável paleo-vale do rio São Francisco na região de Vargem Bonita sinalizaram a presença de fonte primária na área (Anexo III). Na localidade 4 (Fig. 89)

a deposição original do cascalho acha-se parcialmente preservada na forma de terraço mais alto, cerca de 26 metros acima do nível da drenagem atual. Consiste em depósito massivo ou sem classificação e contato com a cobertura bem definido. O depósito mostra textura altamente imatura, incluindo matações de quartzitos com dimensões de 60 centímetros, gerados a expensas de material coletado entre a cachoeira Casca D'Anta (localidade 2) e o próprio depósito (localidade 4). Os diamantes recuperados neste ponto mostram população de cristais octaédricos do tipo gema e em alguns casos maclas. Comparados com as pedras recuperadas nas localidades a jusante, constituem diamantes maiores, com peso médio de 1 quilate. Mais dois terraços situados respectivamente 11 e 17 metros abaixo do terraço mais alto indicam no mínimo dois períodos de movimentação de blocos na região. A observação dos depósitos a jusante da localidade 4 mostra decréscimo progressivo no tamanho dos clastos de quartzito e diamante, chegando a seixos bem arredondados com 10 cm e diamante com peso médio de 0,10 quilate ou 10 pedras por quilate na localidade 10 (Pereira, 1995; Wheelock, 1995; Pereira et al., 1998).

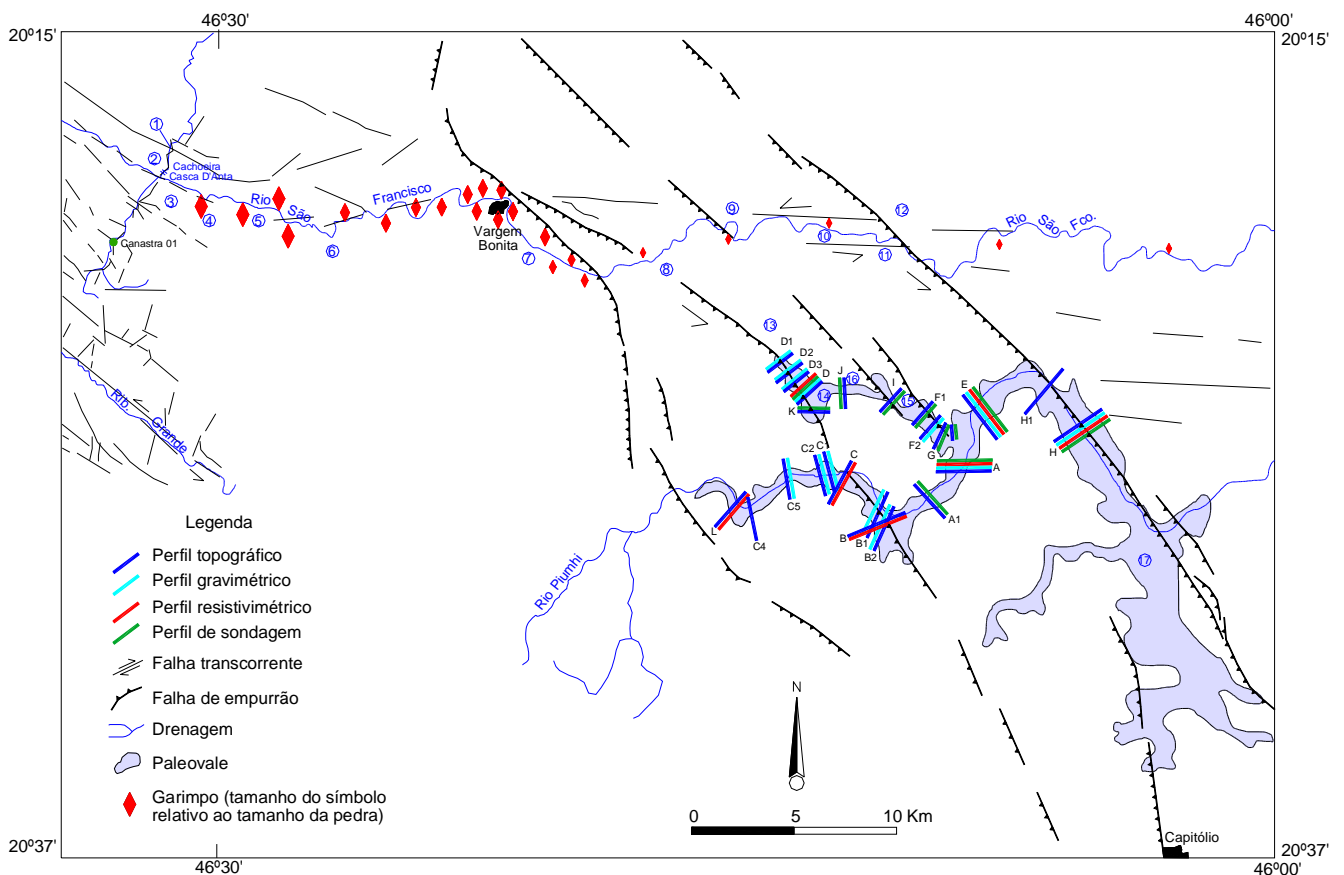


Figura 89 – Garimpos em Vargem Bonita e localização da fonte primária Canastra 01 (modificado de Pereira et al. 1998)

Além das características típicas de diamantes provenientes de fonte primária próxima, parcelas de diamantes recuperados nos aluviões e no kimberlito Canastra 01, localizado no córrego Cachoeirinha, afluente a montante (Fig. 89), indicam formas de cristalização e tipos de corrosão comuns (Robinson, 1991, Robinson et al., 1996). Dados não definitivos apontam para a intrusão área de 1,9 hectare, sendo que os teores significativos estão restritos a 0,9 hectare. Avaliações indicaram teor aproximado de 40cts/100 t e valor em torno de US\$150/ct.

Amostragem sistemática realizada a cada quilômetro nos aluviões do vale ao longo das áreas de garimpo e nos afluentes de ambas margens do rio São Francisco não mostra aporte de populações novas de minerais kimberlíticos ou diamante, indicando que o kimberlito Canastra 01 constitui a fonte primária única dos diamantes nos garimpos de Vargem Bonita. Para evitar contaminações com os minerais kimberlíticos presentes nos aluviões diamantíferos as amostras coletadas nos afluentes foram locadas fora do vale e/ou terraços, previamente definidos em fotografias aéreas (Fig. 90).

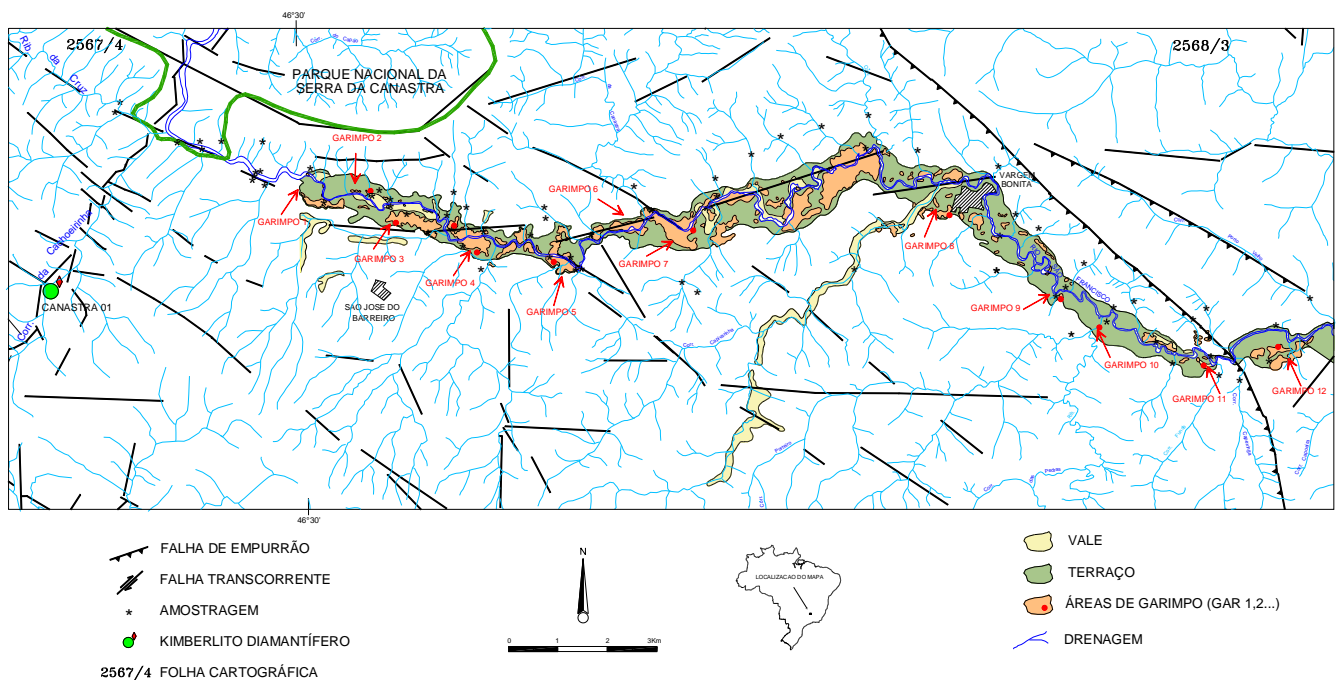


Figura 90 – Amostragem de aluviões ao longo das áreas de garimpo e afluentes de ambas margens do Rio São Francisco (modificado de Pereira, 1995).

Aquisições de 309 diamantes provenientes das principais áreas de garimpo nas localidades de Romaria, Estrela do Sul, Ipameri, Coromandel mais a recuperação de 371 pedras no kimberlito Três Ranchos 04 permitiram discriminar populações distintas de diamantes na região (Robinson, 1991; Robinson et al., 1996). O preço médio pago nas

aquisições foi de US\$60/ct com peso médio da pedra igual a 0,30 quilate (Skinner, 1996). O quadro abaixo discrimina as localidades e as parcelas adquiridas.

Localidade	Diamantes	Quilates (cts)	Peso médio do diamante (ct)
Ipameri (rio Vai e Vem)	23	7,900	0,343
Três Ranchos 04	371	8,680	0,023
São Miguel	10	1,912	0,191
Estrela do Sul	36	6,718	0,187
Romaria	39	3,508	0,090
Coromandel	201	66,488	0,331
Total	680	95,206	

O rio Vai e Vem em Ipameri está situado cerca de 50 km a noroeste de Três Ranchos, em área de ocorrência das rochas do Grupo Araxá. Os diamantes são recuperados em aluviões compostos por clastos angulares de xisto e quartzito que indicam pouco transporte.

A presença de 3 diamantes cúbicos na parcela sugere fonte de manto similar àquele das localidades de Três Ranchos 04, São Miguel, Estrela do Sul e Romaria descritas adiante. Alguns diamantes exibem pontos verdes e marrons característicos da proveniência de fonte secundária. Aproximadamente metade das pedras mostra marcas de percussão e abrasão leve, enquanto a outra metade não mostra efeitos de transporte.

Os 371 diamantes procedentes do kimberlito Três Ranchos 04 (Fig. 91) foram recuperados no tratamento de 296 m³ de material. Cerca de 50% das pedras são descritas como de cor cinza e negra e 30% como cubos mais claros, típicos da amostragem em região de manto rasa ou 44 kbar e 1000 °C. Granadas recuperadas e analisadas indicam valores mais altos das pressões mínimas de 51,6 kbar (Pereira & Fuck, 2005) (Fig. 62A). Amostra de 88 kg forneceu 21 micro-diamantes com peso total de 0,0038 quilate (Skinner, 1996).

O pequeno garimpo no rio São Miguel situa-se cerca de 20 km a nordeste do kimberlito Três Ranchos 04 (Fig. 91). Dodecaedros e octaedros são as formas predominantes. Os diamantes coloridos constituem a maioria e não demonstram feições de transporte. A parcela se assemelha aos diamantes de Romaria, porém com incidência muito mais alta de octaedros. Levantamento de magnetometria terrestre com malha de 25 x 10 metros detectou os kimberlitos Três Ranchos 101, 102 e 104 próximos ao garimpo.

Amostras de 80 kg coletadas em cada um dos três corpos indicaram 4 micro-diamantes para o TRS 102 e 1 para o TRS 104. Amostra de 14 m³ coletada no TRS 101 forneceu 31 diamantes pesando 0,967 quilate e no TRS 102 recuperou-se 49 pedras com peso total de 1,825 quilate

em 9 m³. Em consequência da cobertura espessa de 12 metros no TRS 104 foram tratados somente 1,86 m³ de material recuperado em 2 furos de sondagem, que não forneceu diamante (Skinner, 1996). Os diamantes provenientes do TRS 101, compostos predominantemente por pedras coloridas e formas dodecaédrica e octaédrica, são muito semelhantes aos diamantes recuperados no garimpo do rio São Miguel. Os diamantes cúbicos representam 10% da população recuperada no TRS 101 e 4% no TRS 102. Os kimberlitos TRS 101, 102, 104 são considerados as fontes primárias do pequeno depósito no rio São Miguel (Skinner, 1996) (Fig. 91).

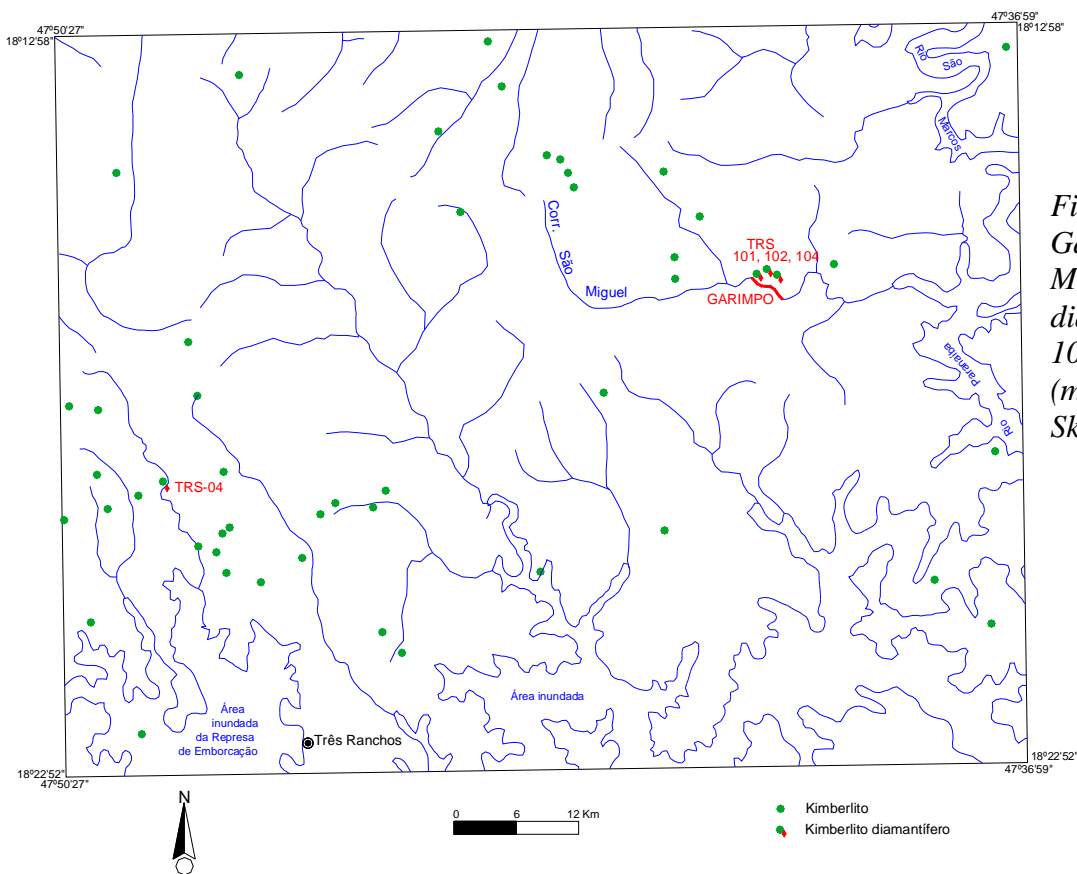


Figura 91 – Garimpo no rio São Miguel e kimberlitos diamantíferos TRS-101, 102, 104 e 04 (modificado de Skinner, 1996).

As áreas de garimpos em Estrela do Sul estão situadas nos aluviões do rio Bagagem, cerca de 25 km a noroeste de Romaria (Figs. 61, 64). Conforme menção anterior, a região tornou-se famosa pela descoberta de diamantes grandes e de qualidade excepcional, como o Estrela do Sul (261 cts) e o Dresden (119 cts). Contudo, predominam na região populações de diamante cúbicos semelhantes aos de Romaria, dodecaedros alongados conhecidos localmente como grão de arroz e diamantes menores coloridos de boa qualidade. As principais diferenças entre as populações recuperadas em Estrela do Sul e Romaria são a presença no primeiro de pedras (3) com marcas de percussão, os diamantes grandes e outros com tipos de corrosões

não comuns em Romaria. Para as populações de diamantes cúbicos e dodecaedros sugere-se fonte jovem, próxima e primária (YPP).

No caso de Romaria os diamantes foram abordados como provenientes de rochas sedimentares e descritos no item correspondente.

Os garimpos de Coromandel e áreas vizinhas localizam-se aproximadamente 70 km a nordeste de Estrela do Sul (Fig. 65). Entre os nove rios que transportam a mesma população de diamante na região os mais importantes são Santo Antonio do Bonito, Santo Inácio e Douradinho. São provenientes desses rios os maiores diamantes descobertos no Brasil, inclusive o Presidente Vargas com 726 quilates recuperado nos aluviões do Santo Antonio do Bonito. O valor médio das pedras provenientes de Coromandel oscila entre US\$200 e US\$300/ct. A população estudada mostra característica única, totalmente diferente dos diamantes oriundos de outras regiões do Brasil. Tipicamente as pedras são marrons, ocasionalmente amarelas ou cinza e usualmente distorcidas. A forma comum é o dodecaedro arredondado onde não se nota remanescentes de faces octaédricas ou cúbicas. Linhas de laminação finamente espaçadas e padrões em zig-zag são bastante comuns. Cerca de 90% dos diamantes não mostram evidências de transporte, que somados às 12 pedras com formas frágeis (maclas) sugerem fonte próxima e primária. Na população estudada 3 diamantes mostram marcas de percussão e somente em 2 pedras procedentes do rio Preto observam-se feições ou pontos verdes causados por radiação. O estudo de proveniência desta parcela enfatiza que não foram detectadas diferenças peculiares em nenhuma das drenagens que indicassem populações individuais. Inclusões de silicatos são raras e de sulfetos foram encontradas somente em 2 pedras (Robinson et al., 1995).

No contexto da faixa de ocorrências diamantíferas sudoeste-nordeste destacam-se os extensos garimpos no rio Abaeté, trabalhado desde a cabeceira até sua foz no rio São Francisco próximo a Três Marias, o Borrachudo e Indaiá (Figs. 58, 92).

Também são observados garimpos em drenagens a leste e nordeste de Três Marias. A área em questão consiste em superfície aplainada terciária-quadernária com altitude média entre 800 e 950 metros em pleno processo de dissecação (Wheelock, 1995; Neves & Pereira, 1997).

Programas de prospecção recuperaram numerosos diamantes em aluviões ao longo de pequeno vale, aproximadamente 25 km a leste da cidade de Pompeu. Trata-se de cascalho com espessura máxima de 50 cm e seixos na maioria de quartzito e quartzo com diâmetros inferiores a 15 cm e em alguns casos bem arredondados. Trabalhos mais detalhados no local, tais como aberturas de trincheiras e amostragem, levantamento aeromagnético e interpretação

de fotografias aéreas não forneceram indicações sobre a fonte da ocorrência (Fig. 92, localidade 11).

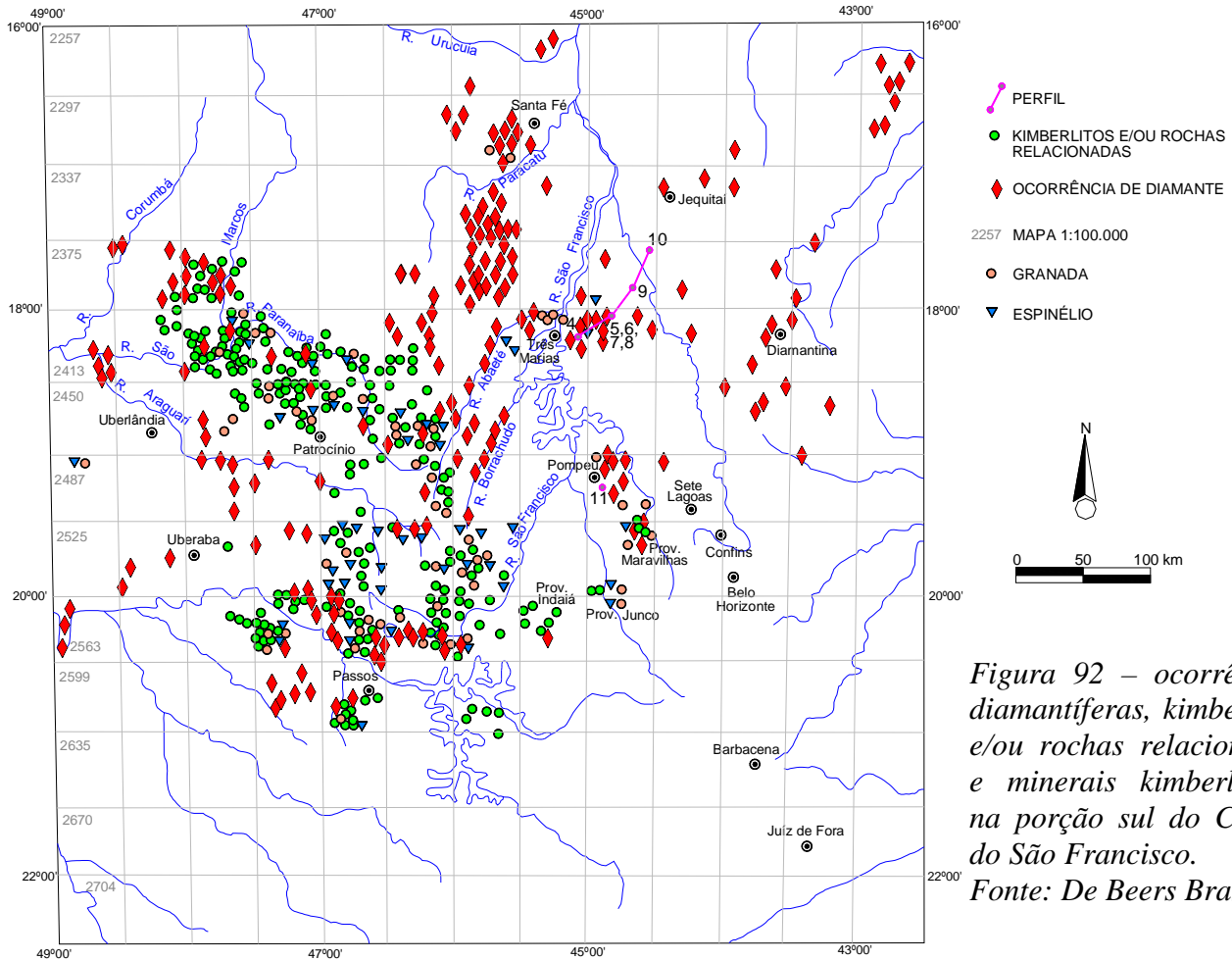


Figura 92 – ocorrências diamantíferas, kimberlitos e/ou rochas relacionadas e minerais kimberlíticos na porção sul do Cráton do São Francisco.
Fonte: De Beers Brasil

A continuidade das investigações em pelo menos duas das regiões citadas é indispensável. Por exemplo, na cabeceira do rio Abaeté as curvas do relevo pré-deposição da Formação Mata da Corda indicam paleo-drenagens como no caso de Coromandel. Provavelmente, também como em Coromandel, os depósitos da Formação Mata da Corda mascaram qualquer resposta magnética relacionada a kimberlitos mais velhos e cobertos pelas rochas desta formação (Pereira, 1991). Contudo, pelo que consta não se sabe exatamente qual a intensidade da resposta magnética das rochas da Formação Mata da Corda no local, além do fato de que não existe mapeamento de detalhe na área. O potencial da região tem se elevado em decorrência de investigações mais detalhadas sobre antigas intrusões descobertas pela De Beers. Recentemente a empresa *Brazilian Diamonds* distribuiu nota comunicando a recuperação de 129 micro-diamantes em testemunhos de sondagem provenientes de dois furos

no kimberlito Regis (Fig. 93). Também, segundo Read et al. (2003), clinopiroxênio proveniente dos kimberlitos Regis e X 270, na área em questão e intrusões Vargem e Santa Rosa 04 em Coromandel foi amostrado em regiões de manto com temperaturas entre 700 e 950 °C. Como se sabe, grãos de minerais amostrados no intervalo de temperatura entre 800 e 950 °C caem no campo de estabilidade do diamante (Fig. 94).

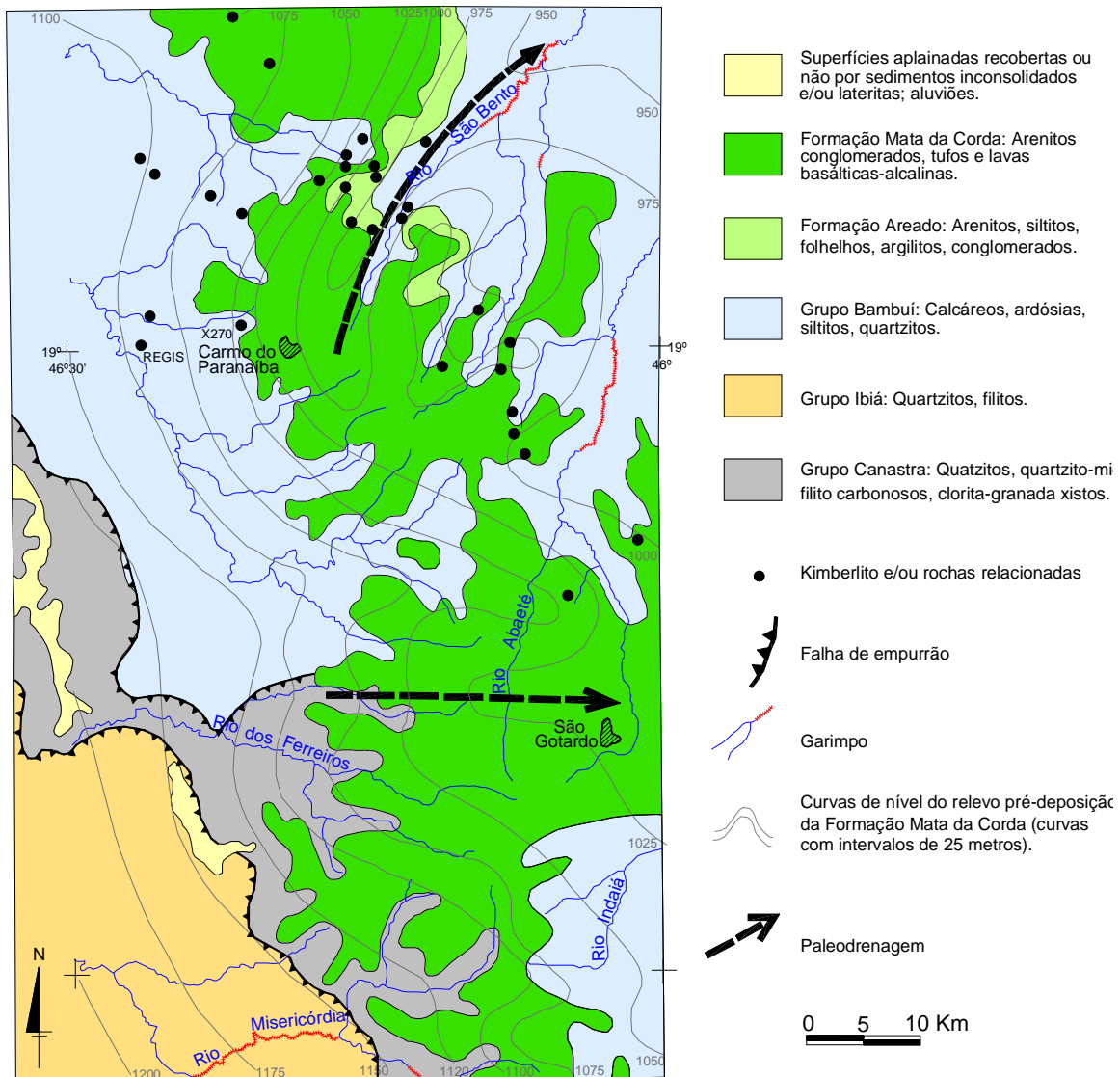


Figura 93 – Relevo pré-deposição da Formação Mata da Corda e prováveis paleo-drenagens na cabeceira dos rios Abaeté, Borrachudo e Indaiá (ver Figs. 58, 92) (modificado de Pereira, 1991).

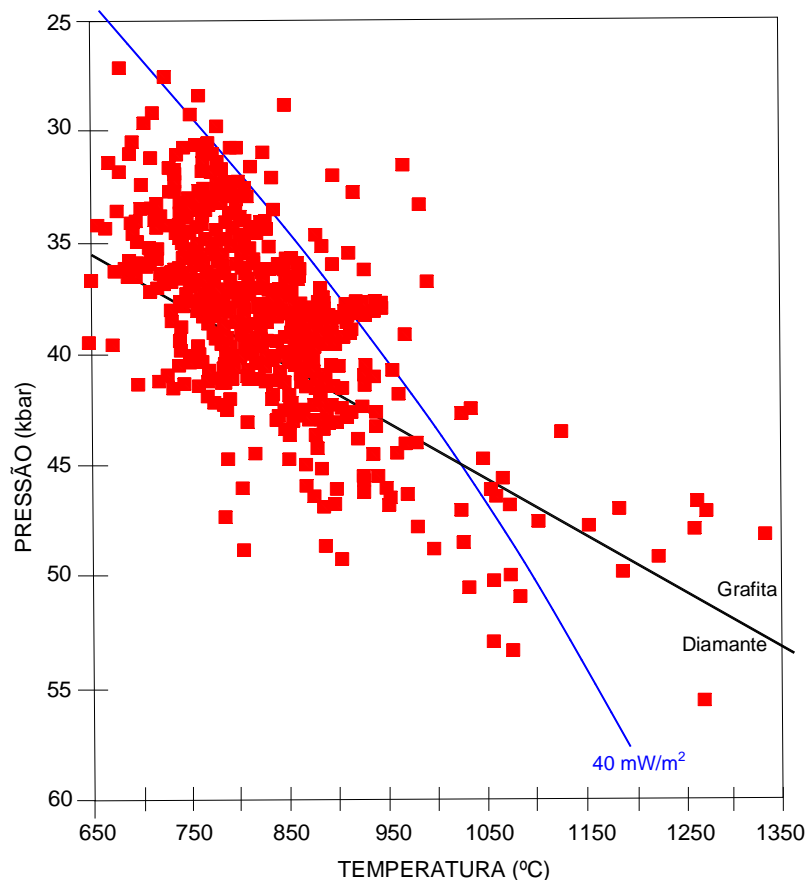


Figura 94 – Cálculo da pressão e temperatura de 517 grãos de granada provenientes dos kimberlitos X270, Regis, Vargem e Santa Rosa 04 (modificado de Read, 2003).

Segundo Wheelock (1995), as investigações no campo ao longo do perfil entre as localidades 4 e 10 (Figs. 92, 95) permitem conclusões sobre os depósitos aluviais a leste de Três Marias, tais como: (1) são depósitos de planície alimentados por fontes localizadas a nordeste; (2) a fonte proximal relativa a nordeste (localidade 10) caracteriza-se pela presença de matações de quartzito derivados do Supergrupo Espinhaço imersos em matriz arenosa com componentes angulares. Considerando a maturidade absoluta dos aluviões nesta localidade, a fonte ou fontes com seu conteúdo em diamante estão ainda a dezenas de quilômetros da localidade 10; (3) a superfície geomórfica entre os pontos 10 e 4 sofreu períodos de retrabalhamento pós deposição do aluvião durante reativações de elementos estruturais noroeste-sudeste. Tais estruturas mapeadas em imagem de satélite (Neves & Pereira, 1997) coincidem com o extenso lineamento magnético que passa por Curvelo e Três Marias (Mapa Geológico do Brasil, 1:2.500.000). A variação composicional do aluvião confirma a zona de erosão-degradação entre as localidades 4 e 9, incluindo aporte de população nova de clastos derivados dos tilitos Santa Fé abaixo da localidade 6; (4) a fonte primária ou secundária dos

diamantes aluviais a leste de Três Maria dista no mínimo em torno de cem quilômetros a nordeste.

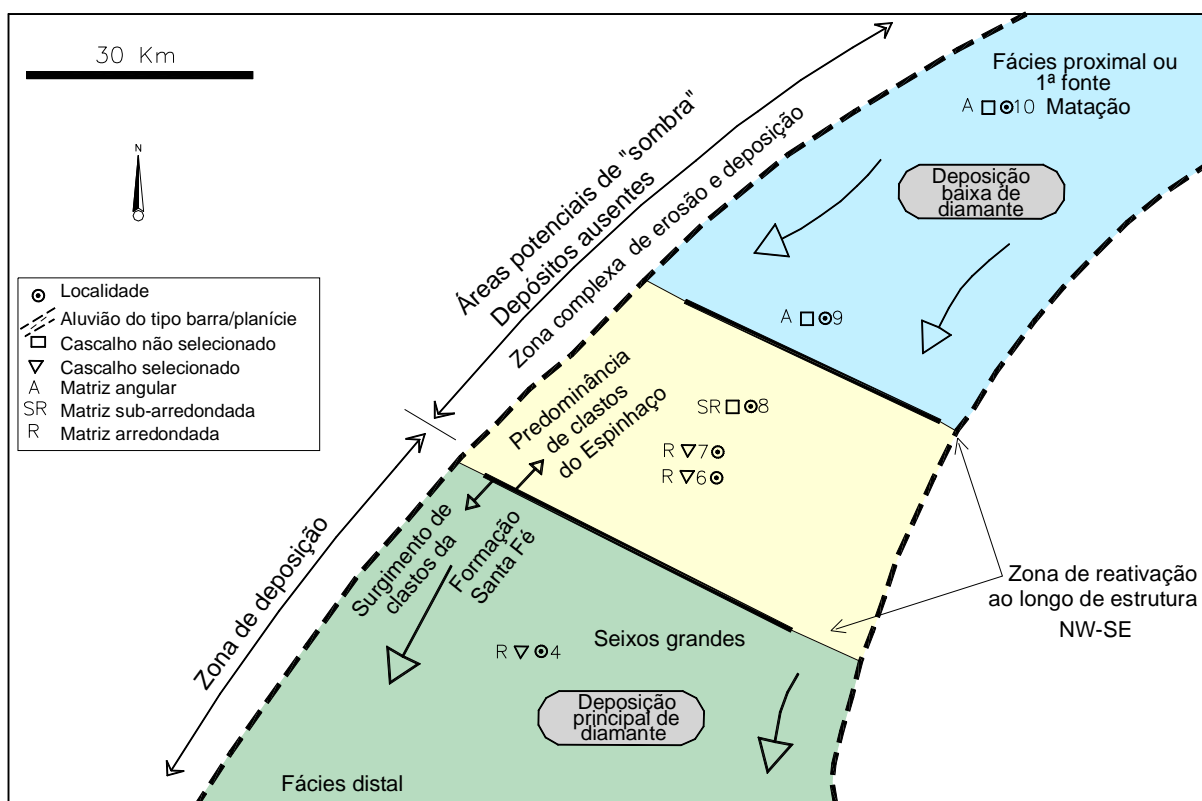


Figura 95 – Estudo dos depósitos aluviais ao longo do perfil (pontos de 4 a 10, Figura 92) localizados a leste da cidade de Três Marias (modificado de Wheelock, 1995).

A observação do depósito a leste de Pompeu (localidade 11, Fig. 92) indica aluviões com textura madura e características de deposição em barra, cuja fonte situa-se aproximadamente a 50 km. A composição do depósito mostra independência em relação ao sistema aluvial de Três Marias (Wheelock, 1995). O kimberlito diamantífero Maravilhas 03 (Província Maravilhas) distante cerca de 50 km da localidade sugere a presença de litosfera favorável à preservação de diamante na região (Fig. 92). Kimberlitos semelhantes não localizados podem constituir a fonte primária dos diamantes.

7.3.2 PORÇÃO NORTE

Embora presentes nos conglomerados das formações Tombador e Morro do Chapéu, os diamantes recuperados na Chapada Diamantina, Bahia, estão contidos em aluviões recentes

formados a expensas da erosão dos conglomerados e concentração posterior na drenagem atual.

No Estado da Bahia a Serra do Espinhaço bifurca-se em vários ramos, formando no extremo norte as serras do Boqueirão e Estreito e na região centro-oeste do estado a Chapada Diamantina, constituída por uma série de altiplanos com altitudes entre 900 e 1600 metros (Uhlein & Chaves, 2001) (Fig. 86)

Correlações estratigráficas entre os domínios meridional, setentrional e Chapada Diamantina foram tentadas por Uhlein (1991), Schobbenhaus (1994, 1996), Silva (1995) e Danderfer (2000). No Espinhaço Setentrional a Formação Pajeú, composta por quartzitos médios a grossos e conglomerados polimíticos que caracterizam a fase *sin-rifte* e correlacionável às unidades basais do Grupo Guinda no Espinhaço Meridional, não mostra depósitos diamantíferos. Por outro lado, na Chapada Diamantina os conglomerados diamantíferos das formações Tombador e Morro do Chapéu são resultados de importantes reativações do rifte ensialico, cujas fases *sin* e *pós-rifte* correspondem, respectivamente, à sedimentação das rochas do Grupo Rio dos Remédios e à base e topo do Grupo Paraguaçu (Uhlein & Chaves, 2001).

Os grupos Rio dos Remédios, Paraguaçu e Chapada Diamantina que compõem o Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina foram descritos no capítulo 6, referente às ocorrências de kimberlitos no Bloco Gavião e não carecem de maiores detalhes.

Os conglomerados diamantíferos da Formação Tombador ocorrem desde sua porção mais a leste, principalmente em Lençóis e Andaraí, até o extremo oeste-noroeste, próximo a Xique Xique na margem do rio São Francisco. Mapeamentos realizados nas regiões de Lençóis e Andaraí indicam a presença de dois níveis conglomeráticos distintos. A camada basal com espessura de 10 metros acha-se intercalada em quartzitos da mesma formação. Apresenta clastos extraformacionais de quartzo e quartzito verde e intraformacionais de quartzitos, rochas efusivas e conglomerados em matriz arenosa. O nível superior, aproximadamente com 10 metros, caracteriza-se pela coloração rosada e predominância de clastos intraformacionais de quartzitos róseos e vermelhos, bem como os mesmos tipos do nível basal. Ambos conglomerados apresentam grande continuidade, representando deposições por fluxos de detritos e barras longitudinais em sistemas de leques aluviais (Montes, 1997; Montes et al., 1981; Domingues, 1993; Misi & Silva, 1996; Pedreira, 1997).

A associação da erosão dos conglomerados diamantíferos da Formação Tombador e concentrações dos diamantes nos aluviões da drenagem atual é indiscutível (Fig. 96).

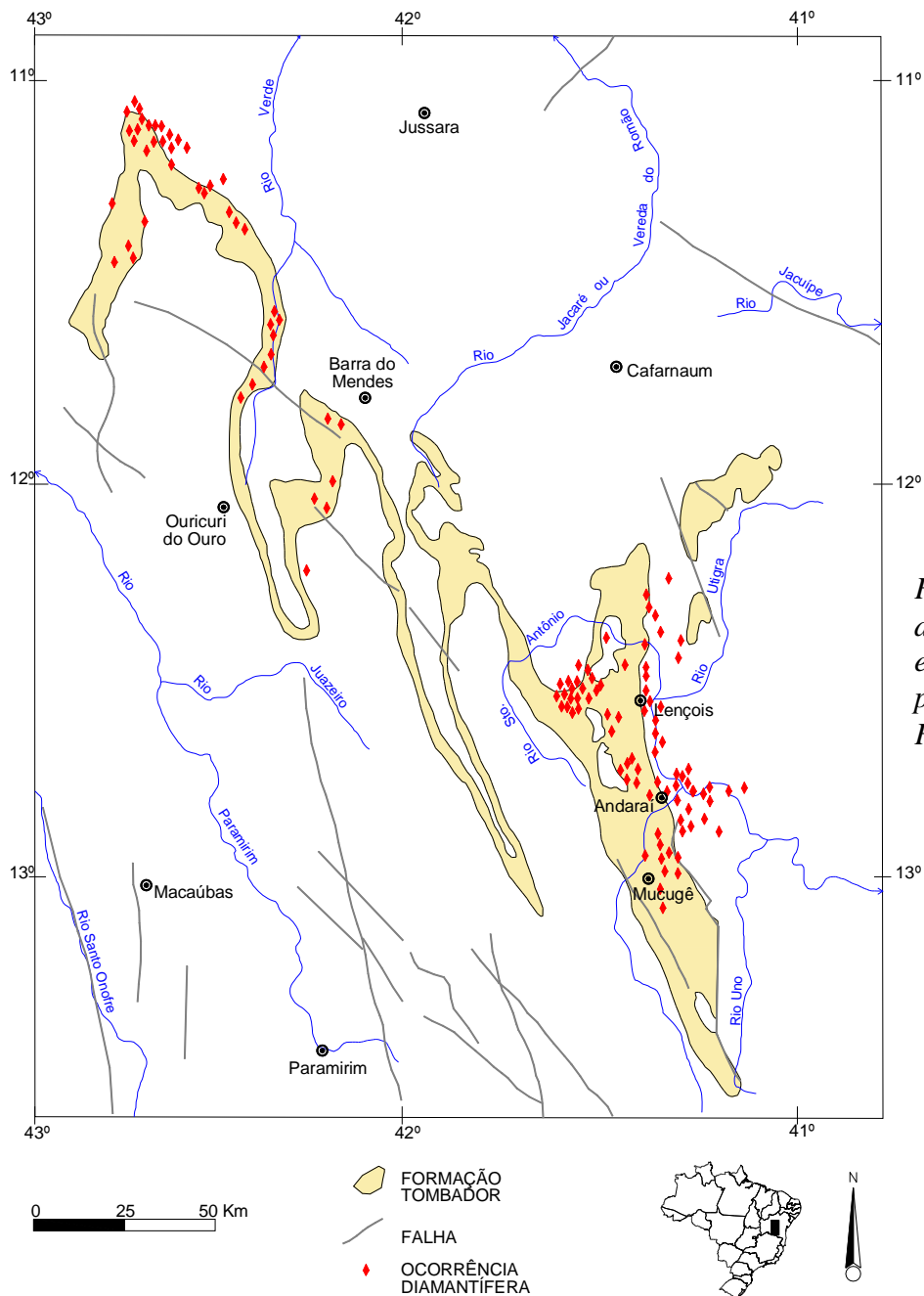


Figura 96 – Ocorrências diamantíferas associadas à erosão dos conglomerados portadores de diamante da Formação Tombador.

A descoberta do kimberlito Salvador 01 no interior de região tradicionalmente produtora de diamante na Bahia somado à idade de 1.152 Ma da intrusão, o metamorfismo sofrido pelo corpo, a recuperação de diamante em pequeno garimpo na superfície da intrusão e afloramentos de conglomerados diamantíferos na área induziu a posicionar o kimberlito imediatamente abaixo da Formação Tombador, sugerindo que intrusões com idades semelhantes seriam as fontes primárias dos diamantes presentes nos conglomerados da formação (Williamson & Pereira, 1991).

A detecção dos kimberlitos nos fácies cratera e metamorfizados Conquista 01 e 02, colocados na base da Formação Morro do Chapéu indica a presença da fonte primária dos depósitos diamantíferos da formação na região (Fig. 78).

Determinações das idades destes kimberlitos seriam especialmente úteis, porém não se conseguiu recuperar minerais para datação nos testemunhos de sondagem cedidos pela De Beers. Supondo que os corpos CQT 01 e 02 indiquem idades semelhantes ao SVR 01 teríamos outro cenário na região em que: (1) o SVR 01 que se apresenta no fácies hipabissal seria também produto da erosão que retirou a Formação Caboclo e partes da Formação Tombador e (2) as fontes primárias dos depósitos diamantíferos da Formação Tombador ainda não foram localizadas.

Finalmente, no Bloco Serrinha os diamantes recuperados em antigos garimpos no rio Itapicuru são provavelmente oriundos dos kimberlitos erodidos (fácies hipabissal) da Província Braúna, em que vários corpos são positivos para micro e macrodiamante. A Província Braúna localiza-se na bacia do rio Itapicuru.

CAPÍTULO 8

8. DISCUSSÃO E COMENTÁRIOS FINAIS

A evolução do Cráton do São Francisco deixa claro que a orogenia paleoproterozóica foi responsável pelo amálgama e deformação de diferentes blocos arqueanos. A unidade geotectônica relativamente estável, constituída pelos terrenos paleoproterozóicos e arqueanos foi parcialmente re-trabalhada durante a orogenia Brasiliana no Neoproterozóico. Histórias polifásicas dos terrenos nas porções norte e sul do cráton são comuns.

A cristalização e preservação de diamante até sua captura por kimberlito e lamproíto requerem a presença de raiz peridotítica espessa, refratária, relativamente fria, de densidade baixa, isolada de aquecimento e retrabalhamento tectônico excessivo. Em quase cem por cento dos casos tais prerrogativas encontram-se em terrenos arqueanos pouco afetados por processos como plumas, recorrências de vulcanismo em regimes extensionais e colisões que destroem as regiões de manto favoráveis sob os crátons arqueanos. Na prospecção de kimberlito diamantífero considera-se importante a identificação desses terrenos.

Embora não se possa estabelecer limite preciso e contínuo entre os terrenos arqueanos re-trabalhados e preservados na porção sul do Cráton do São Francisco, determinadas evidências permitem apontar o núcleo menos afetado durante as orogenias proterozóicas que ocorreram na região.

A integração das informações geradas no processamento e interpretação de dados magnéticos e gama-espectrométricos (Silva et al., 2003) na porção mais meridional do cráton proporcionam a discriminação de vários domínios lito-estruturais, caracterizando, particularmente, o limite entre a área re-trabalhada na orogenia paleoproterozóica que resultou no Cinturão Mineiro e o núcleo arqueano não afetado. Apesar da ausência de cobertura aerogeofísica completa na região, outros fatos como o incremento nos valores das pressões de granada recuperadas em kimberlitos colocados mais no interior do núcleo arqueano, bem como dados isotópicos Rb-Sr na região de Divinópolis-Maravilhas que mostram homogeneização arqueana sem indicação de re-homogeneização paleoproterozóica, consubstanciam a presença da área arqueana preservada. Também o granito peraluminoso Porto Mendes que faz parte da série de granitóides paleoproterozóicos associados ao Cinturão Mineiro serve de parâmetro para inferir a continuidade do limite (Figs. 51, 55, 58). Na porção sul da Bacia Bambuí os limites, especialmente a oeste, são traçados com base nas falhas de

empurrão mais externas associadas à Faixa Brasília. Seção sísmica entre a Serra da Água Fria (Jequitá) e o domo de Cristalina mostra que a parte mais central da bacia foi menos atingida pelas deformações associadas à orogenia Brasileira (Romeiro & Zalan, 2005). Aparentemente o retrabalhamento paleoproterozóico observado na região do Quadrilátero Ferrífero e áreas vizinhas não afetou severamente a litosfera relacionada ao núcleo arqueano (Figs. 97, 98).

Na porção norte a orogenia paleoproterozóica foi também responsável pela aglutinação de blocos arqueanos distintos. A articulação regional entre os blocos principais ocorre ao longo de estrutura norte-sul com aproximadamente 800 km, onde colisões colocaram lado a lado segmentos continentais diferentes. A estrutura conhecida como lineamento Contendas-Mirante estabelece na região o contato entre o domínio mais velho a oeste, representado pelo Bloco Gavião e outro a leste formado pelos blocos Jequié, Serrinha e cinturão Salvador-Curaçá. Extensa zona de falhas de empurrão, transcorrências e granitos peraluminosos com idades em torno de 2.000 Ma, valores ϵ_{Nd} negativos (-13 e -5) marcam cerca de 500 km ao longo do lineamento (Barbosa & Sabaté, 2003, 2004) (Figs. 46, 47).

O Bloco Gavião (Fig.97) foi essencialmente construído no Paleo- e Mesoarqueano (entre 3.400 e 3.000 Ma) por meio da acreção de terrenos TTG e cinturões *greenstone* (Teixeira et al., 2000). O arranjo atual dos terrenos arqueanos no bloco é fortemente controlado pelos eventos proterozóicos, particularmente no Paleoproterozóico, cujos resultados se observam na imbricação de escamas tectônicas ao longo do lineamento Contendas-Mirante, que constitui seu limite leste. Por outro lado, deformações relacionadas à orogenia Brasileira são comuns no interior do bloco. No extremo norte, suturas da Faixa Riacho do Pontal, incluindo terrenos de arco e remanescentes oceânicos, constituem provavelmente o limite setentrional (Jardim de Sá et al., 1992; Jardim de Sá, 1998). Não se sabe com que intensidade a litosfera do bloco foi afetada pela orogenia Brasileira. O aulacógeno Paramirim instalado na porção norte do cráton corresponde a dois riftes superpostos e parcialmente invertidos de idades paleo- e neoproterozóicas. A área de deformação máxima da inversão define corredor em torno de 200 km de largura que corta o Bloco Gavião na direção norte-noroeste (Alkmim et al., 1993, Cruz & Alkmim, 2006). Datações K-Ar e Ar-Ar de rochas do embasamento no aulacógeno indicam conjuntos de idades entre 1900-1800 Ma e 900-500 Ma, interpretadas, respectivamente, como relacionadas ao resfriamento de evento tectônico paleoproterozóico e retrabalhamento durante a orogenia Brasileira no Neoproterozóico (Cruz & Alkmim, 2006). Embora presentes na área, as colocações dos kimberlitos Salvador 01, Conquista 01, 02 que contêm teores baixos de diamante e espínélio de alto interesse são anteriores às deformações neoproterozóicas. A falta

de parâmetros torna difícil estabelecer o limite do núcleo arqueano preservado no Bloco Gavião como foi possível nos casos dos blocos Serrinha e Jequié (Pereira & Fuck, 2005).

O extenso batólito Guanambi-Urandi (Rosa et al., 1996; Rios et al., 2000) situado nas imediações da cidade de Guanambi e imediatamente a oeste da falha que passa por Caetité, considerada por Teixeira et al. (2000) como o limite oeste do Bloco Gavião, acha-se provavelmente intrusivo nos gnaisses e migmatitos metamorfizados no fácies anfibolito alto e granulito do Complexo Santa Isabel, cujas rochas mostram isócrona Rb-Sr em rocha total entre 2.700 e 2.600 Ma (Mascarenhas & Garcia, 1989). Segundo Rosa et al. (1996), o batólito que consiste em múltiplas intrusões compostas por monzonito, sienito e granito, apresenta mineralogia, textura e assinatura geoquímica (alto K) comparáveis à linha equivalente dos sienitos Itiúba, Santanópolis e São Felix situados a leste do Bloco Gavião. Apesar da relação com o Complexo Santa Isabel, considerado como escama tectônica, os plútons mostram menos deformações que seus equivalentes de leste (Teixeira et al., 2000). Datações Pb-Pb em cristais de zircão forneceram as idades de 2.060 e 2.000 Ma para o batólito (Bastos Leal et al., 1996; Leahy et al., 1998). Duas idades T_{DM} em granitóides próximos a Guanambi indicaram idades de 3.100 e 2.420 Ma (Sato, 1998), sugerindo assinatura isotópica similar às rochas do Cinturão Salvador-Curaçá. Apesar dos dados geoquímicos e isotópicos indicarem fonte de manto enriquecido para as intrusões (Paim, 1998), evidências de isótopos de Sr e Nd (Barreto dos Santos et al., 1999; Leahy et al., 1999; Rosa et al., 1999) sugerem participação crustal na gênese do magma.

Embora a ausência de dados consistentes no lado oeste do Bloco Gavião ou porção norte-noroeste do Cráton do São Francisco, as idades paleoproterozóicas das intrusões que compõem o batólito Guanambi-Urandi, as seqüências de rochas metavulcano-sedimentares e plutônicas associadas de idade paleoproterozóica que ocorrem em São Domingos e Correntina (Rendon & Kuyumjian, 2005), bem como as idades arqueanas e paleoproterozóicas na região de Januária consubstanciam as considerações de Fuck et al. (2006) sobre a presença de bloco paleoproterozóico na porção mais oeste da placa Sanfranciscana. O conhecimento limitado na região não permite indicar as relações da acreção paleoproterozóica entre o bloco mais a oeste e os terrenos arqueanos do lado ocidental do Bloco Gavião e em Januária mais ao sul. (Fig. 97).

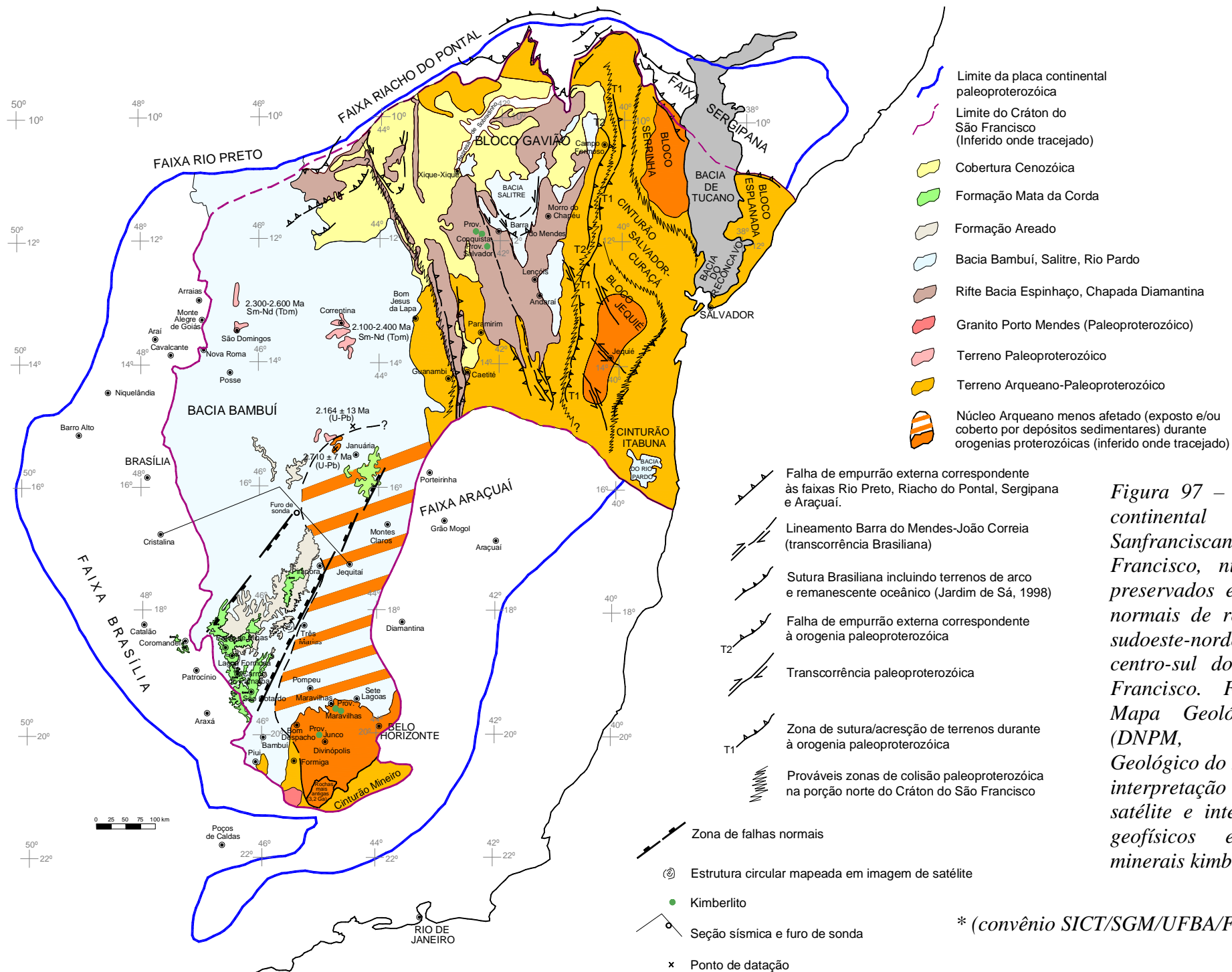


Figura 97 – Limites da placa continental paleoproterozóica Sanfranciscana, Cráton do São Francisco, núcleos arqueanos preservados e zonas de falhas normais de regime extensional sudoeste-nordeste na região centro-sul do Cráton do São Francisco. Fontes da base: Mapa Geológico do Brasil (DNPM, 1984), Mapa Geológico do Estado da Bahia*, interpretação de imagens de satélite e integração de dados geofísicos e químicos de minerais kimberlíticos.

* (convênio SICT/SGM/UFBA/FAPEX/PPPG, 1994).

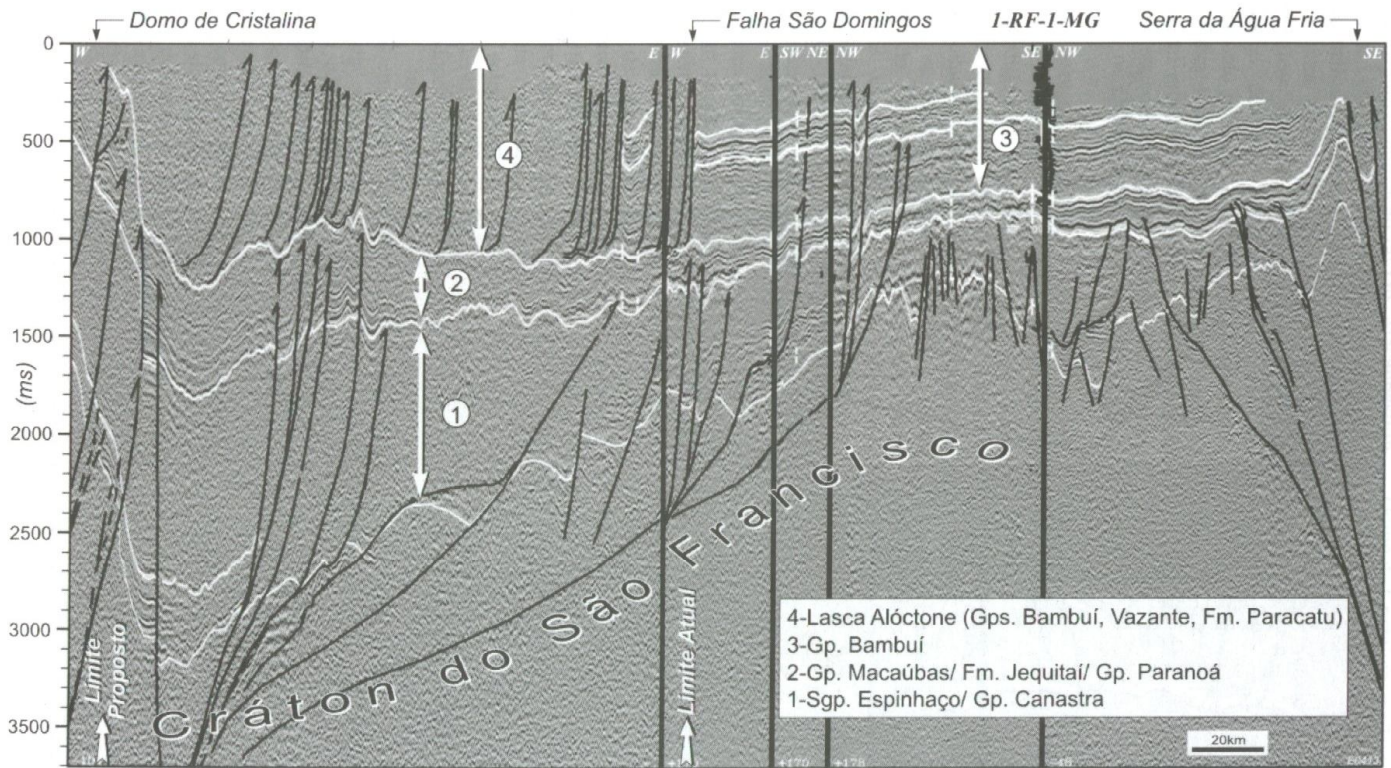


Figura 98 – Seção sísmica da porção central da bacia do São Francisco entre Jequitá (Serra da Água Fria), Minas Gerais e Cristalina (Domo de Cristalina), Goiás (Reproduzido de Romeiro & Zalan, 2005). Seção locada no mapa da figura anterior.

A identificação na porção sul do cráton de sistema extensional que se desenvolve no sentido sudoeste-nordeste, desde a ocorrência dos depósitos das formações Mata da Corda e Areado nas regiões de Patos de Minas, Lagoa Formosa, Carmo do Paranaíba até próximo a Januária no extremo nordeste, constitui fato importante na prospecção de kimberlitos diamantíferos no Cráton do São Francisco. O desenvolvimento ortogonal em relação à orientação noroeste-sudeste dos lineamentos associados ao arqueamento Alto Paranaíba torna-se interessante à medida que se propaga em direção aos terrenos arqueanos mais preservados no interior do cráton (Figs. 97, 98).

Kimberlito e lamproíto geralmente são localizados em zonas de alta permeabilidade magmática, caracterizadas por intrusões sucessivas de vários tipos de rochas ígneas (Kaminsky et al., 1995). Em determinados casos, as zonas de alta permeabilidade na crosta correspondem a áreas alongadas em que estruturas distintas e diferenciadas do tipo *horst* e *graben* evidenciam o desenvolvimento de regime extensional.

A elevação da astenosfera causada por fonte térmica reverte em arqueamento da crosta com geração de falhas lítricas ao longo das quais os blocos se acomodam como *horsts* e *grabens*. Falhas lítricas geralmente controlam o magmatismo associado ao

processo, exercendo no caso de kimberlito e lamproíto controle secundário na colocação das intrusões. Em decorrência do acúmulo das intrusões de rochas densas e magnéticas neste tipo de estrutura, anomalias gravimétricas e magnéticas positivas alongadas marcam a área de implantação do sistema extensional (Kaminsky et al., 1995).

Conforme menção anterior, é possível monitorar a qualidade de manto em zonas arqueadas por meio dos diferentes pulsos de vulcanismo associados ao desenvolvimento do sistema. A continuidade do processo geralmente destrói o ambiente favorável à preservação do diamante. Contudo, como se verifica em várias partes do mundo, inclusive na região do Alto Paranaíba, os primeiros kimberlitos formados podem amostrar regiões de manto ainda preservados. Outra possibilidade são os kimberlitos formados nas laterais da fonte térmica, onde as condições de manto depletado não foram totalmente destruídas (Kaminsky et al., 1995). A expectativa da descoberta de kimberlito diamantífero nas ombreiras do arqueamento é maior. Além da possibilidade de manto subjacente menos afetado, também os kimberlitos estão mais protegidos da erosão pelos depósitos mais espessos nestes locais da estrutura em que os rejeitos verticais são maiores.

As anomalias gravimétricas e magnéticas positivas alongadas coincidentes, a topografia elevada formada pelos depósitos sedimentares das formações Mata da Corda e Areado preservados, provavelmente, em zonas de *graben* (Steenkamp, 1998) e os cursos retilíneos dos rios Abaeté, Borrachudo, Indaiá, encaixados possivelmente em falhas normais orientadas sudoeste-nordeste, caracterizam a implantação do regime extensional na porção sul do Cráton do São Francisco. Amostras coletadas nas drenagens próximas da anomalia circular identificada em imagem de satélite (Pereira, 1991), cerca de 22 km a leste de Três Maria, indicam a presença de espinélio de alto interesse. De acordo com informação oral do prospector Osvaldo Soares França ocorrem fragmentos de rochas kimberlíticas junto da estrutura circular (Figs. 58, 68, 97, 99).

Análises de várias parcelas de diamante adquiridos ou recuperados pela De Beers nas principais áreas de garimpos no oeste de Minas Gerais mostram a presença de população com características distintas na região de Coromandel e áreas vizinhas. As características que tornam a população de diamante de Coromandel única em relação às áreas de Romaria, Estrela do Sul, Três Ranchos e Ipameri são essencialmente o tamanho das pedras e ausência de diamantes na forma cúbica.

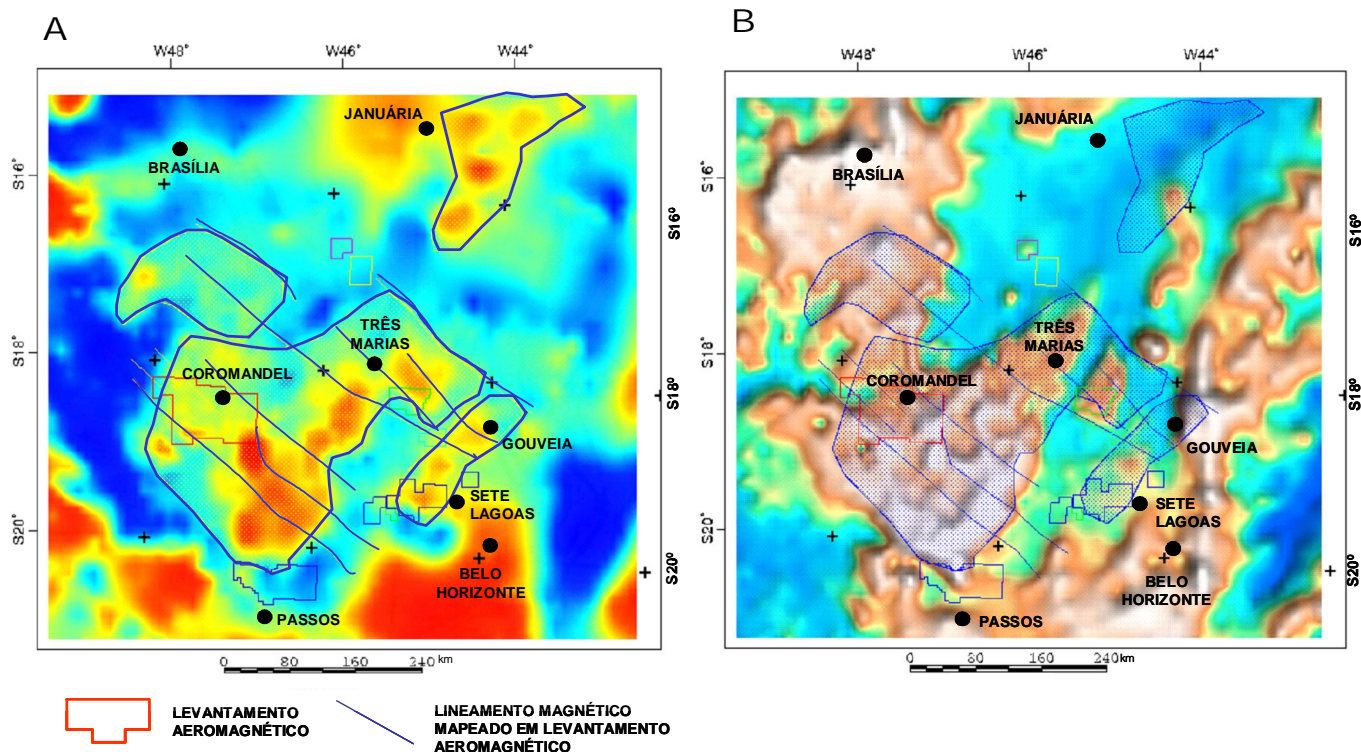


Figura 99 – (A) anomalias gravimétricas positivas alongadas associadas às intrusões de rochas densas e magnéticas que caracterizam a implantação de regime extensional sudoeste-nordeste na porção centro-sul do Cráton do São Francisco; (B) relação entre os limites das anomalias e a topografia mais elevada distribuída na mesma direção. Obs: o tom das cores branco-marrom-laranja, nesta ordem (Fig. 99 B,) representam terrenos com variações das cotas entre mais elevadas e menos elevadas. (modificado de Steenkamp, 1998).

Embora as evidências das análises indiquem pouco transporte e origem próxima para os diamantes, a fonte primária ainda não foi localizada. Entre os vários rios que transportam a mesma população de diamante, o Santo Antônio do Bonito, Santo Inácio e Douradinho têm características comuns, pois nascem no mesmo platô na altitude de 1.100 metros, fluindo em seguida para oeste.

Na realidade, os primeiros garimpos nestes rios ocorrem nas altitudes de 900 e 1.000 metros, imediatamente a jusante de falha lítrica norte-nordeste que corta as drenagens e limita a borda oeste do platô (Skinner, 1996).

Análises de concentrados provenientes de 54 intrusões identificadas em sondagens de anomalias aeromagnéticas na área do platô, ou Chapadão como é conhecido, apontam somente populações de ilmenita e espinélio, típicas do vulcanismo da Formação Mata da Corda do Cretáceo superior.

Da mesma forma, amostragem aluvionar sistemática na borda oeste do Chapadão mostra somente ilmenita e espinélio a leste da falha (Skinner, 1996). Também, ausência de diamantes nos rios Santo Antônio do Bonito, Santo Inácio e Douradinho a montante da falha, bem como em outras drenagens que nascem no mesmo platô e correm para leste indicam que a localização da fonte ou fontes potenciais dos diamantes de Coromandel encontram-se na porção mais oeste do Chapadão ou a jusante dos pontos em que a falha corta as três drenagens .

No bloco caído a oeste são comuns restos preservados ou platôs secundários formados pelos depósitos da Formação Mata da Corda cobertos por capas lateríticas, bem como os condutos do vulcanismo característico da formação. Análises químicas de minerais recuperados nos aluviões diamantíferos dos rios Santo Antônio do Bonito, Santo Inácio e Douradinho a jusante dos platôs, especialmente no platô Buriti, mostram fontes de alto interesse circunscritas às áreas destes platôs. As intrusões e sedimentos vulcânicos da Formação Mata da Corda, sabidamente não portadores de diamante ou minerais kimberlíticos de alto interesse, constituem, portanto, muito provavelmente coberturas mais jovens que mascaram fontes primárias de diamante na região. De fato, em determinadas áreas da grande região de garimpos no oeste mineiro a presença de conglomerados, possivelmente mais antigos, origem local e cobertos por sedimentos do Cretáceo superior contêm diamantes e minerais kimberlíticos próprios, característicos de fontes primárias locais. Conglomerados desse tipo ocorrem sob o platô Buriti, em Coromandel e Romaria (conglomerado Tauá). Em Coromandel, a presença de ventifactos no conglomerado indica condições climáticas mais próprias do Cretáceo inferior. A localização de paleo-drenagens anteriores aos depósitos da Formação Mata da Corda sugere produtos de erosão e deposição local de kimberlitos mais antigos que Cretáceo superior (Fig. 100).

A figura 101 representa a situação hipotética, porém com base em indícios bem fundamentados, sobre a localização da fonte primária dos diamantes contidos nos aluviões dos rios Santo Antônio do Bonito, Santo Inácio e Douradinho.

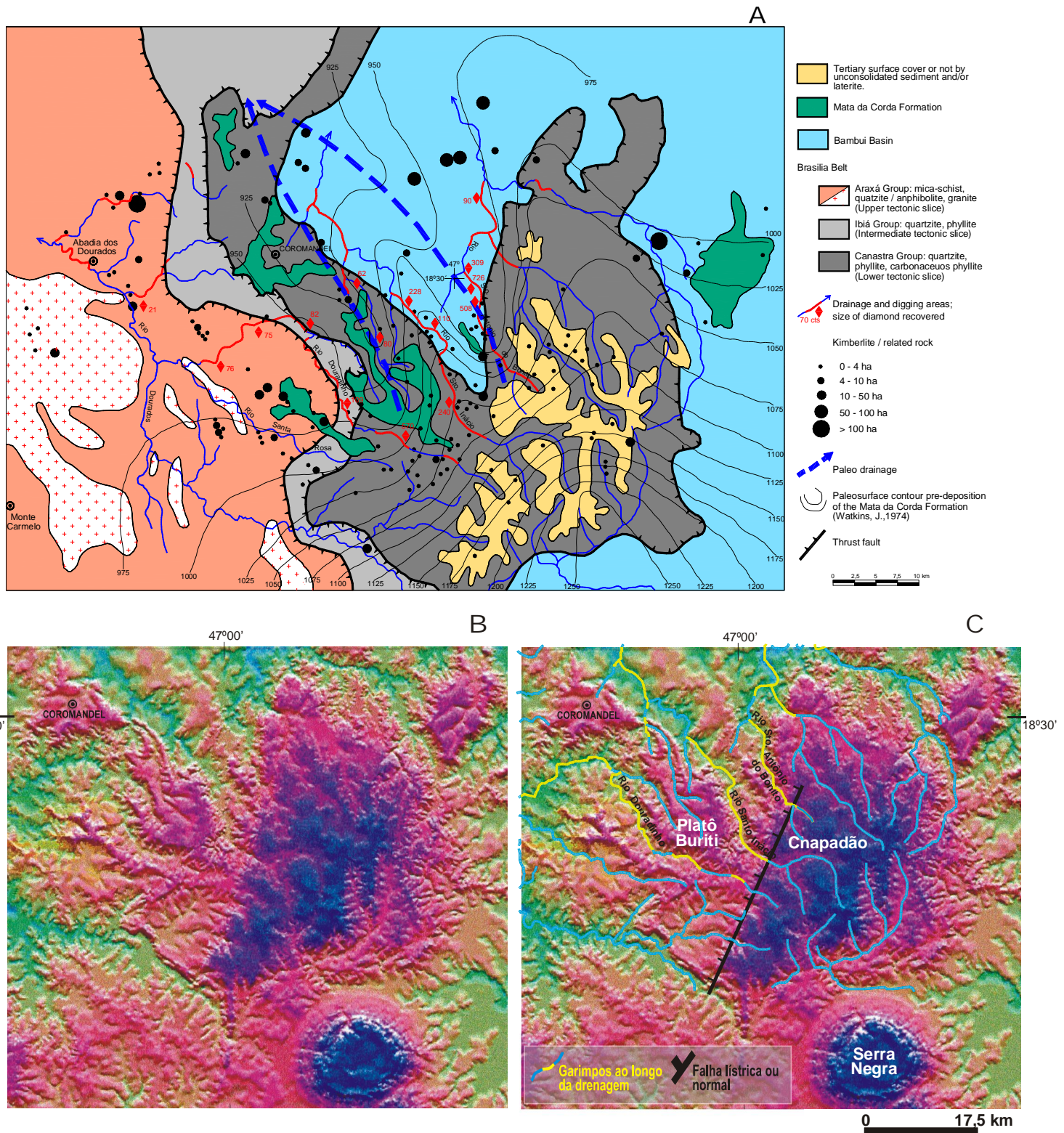


Figura 100 – (A) população de diamantes grandes e dodecaédricos recuperados nos rios Santo Antônio do Bonito, Santo Inácio e Douradinho na área de Coromandel; (B) Modelo Digital de Terreno da área do Chapadão; (C) posição da falha listrica em relação ao início dos garimpos nos rios Santo Antônio do Bonito, Santo Inácio e Douradinho e localização do platô Buriti no bloco caído a oeste da falha. Na figura 100A a continuidade da falha de empurrão ou falha listrica não foi mapeada como na figura 100C. O fato deve-se ao realce da zona de falha obtido no modelo digital de terreno, o que não acontece na imagem de satélite TM banda 4.

Situação semelhante parece ocorrer na cabeceira dos rios Abaeté, Borrachudo e Indaiá. A presença de possíveis paleo-drenagens na área sugere, como em Coromandel, que a drenagem atual, ao entalhar os sedimentos da Formação Mata da Corda, erode e reconcentra depósitos diamantíferos contidos em produtos provenientes da erosão e deposição de kimberlitos do Cretáceo inferior (Figs. 58, 93).

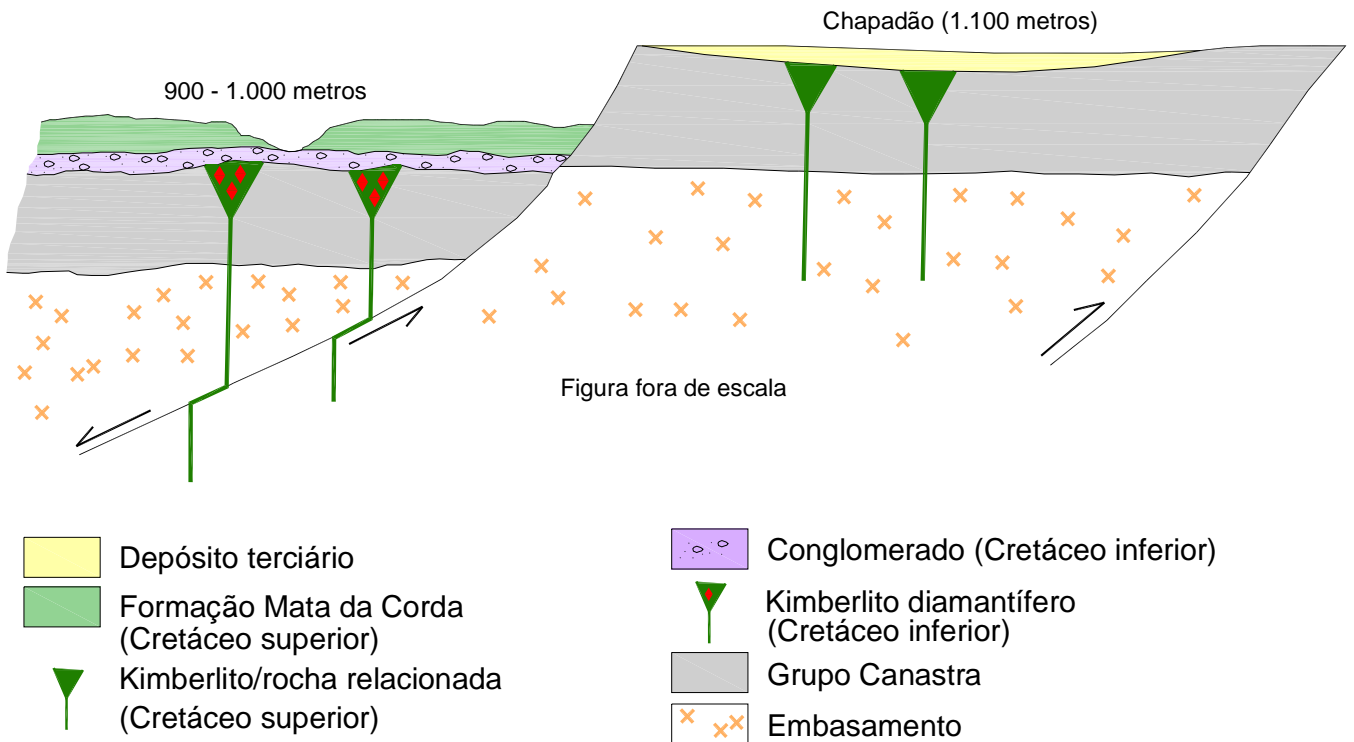


Figura 101 –Ilustração indicando falha lítrica formada durante o soerguimento do alto estrutural Alto Paranaíba. As falhas desenvolvidas ao longo dos planos das falhas de empurrões ligadas à orogenia Brasiliana provavelmente exercem controle secundário na colocação das intrusões, ao mesmo tempo em que sedimentos cretáceo-terciários foram depositados sobre os blocos subsidentes.

Na porção norte do Cráton do São Francisco os kimberlitos Salvador 01, Conquista 01, 02 estão situados na área de influência da extensa falha Barra do Mendes-João Correia (Fig. 75, 97). Localmente o Salvador 01 ocorre junto à falha transcorrente com orientação noroeste-sudeste. Em fotografia aérea o lineamento e o *blow* correspondentes à falha e a intrusão do kimberlito são claros. A continuidade da fotointerpretação nas áreas de garimpos antigos próximos às localidades de Posses e Santo Inácio na extremidade norte-noroeste dos depósitos da Formação Tombador e também da falha Barra do Mendes-João Correia levou à identificação de quadro estrutural muito semelhante à área do Salvador 01. Apesar da ausência de minerais

kimberlíticos frescos nas amostras coletadas nas imediações, a posição da falha, incluindo segmentos preenchidos por diques e a pequena área de garimpo sobre a falha como se fosse um *blow*, repete a situação observada na proximidade do Salvador 01 (Figs. 97, 102). O levantamento hiperspectral executado na região não elimina definitivamente a possibilidade de novas intrusões, pois como se sabe coberturas mais jovens que os kimberlitos constituem regra na área. O caráter fortemente magnético dos kimberlitos conhecidos, aliado ao fato de que as atividades garimpeiras próximas às localidades de Posses e Santo Inácio foram mais intensas que na vizinhança do Salvador 01 justificam a execução de levantamento aeromagnético na região.

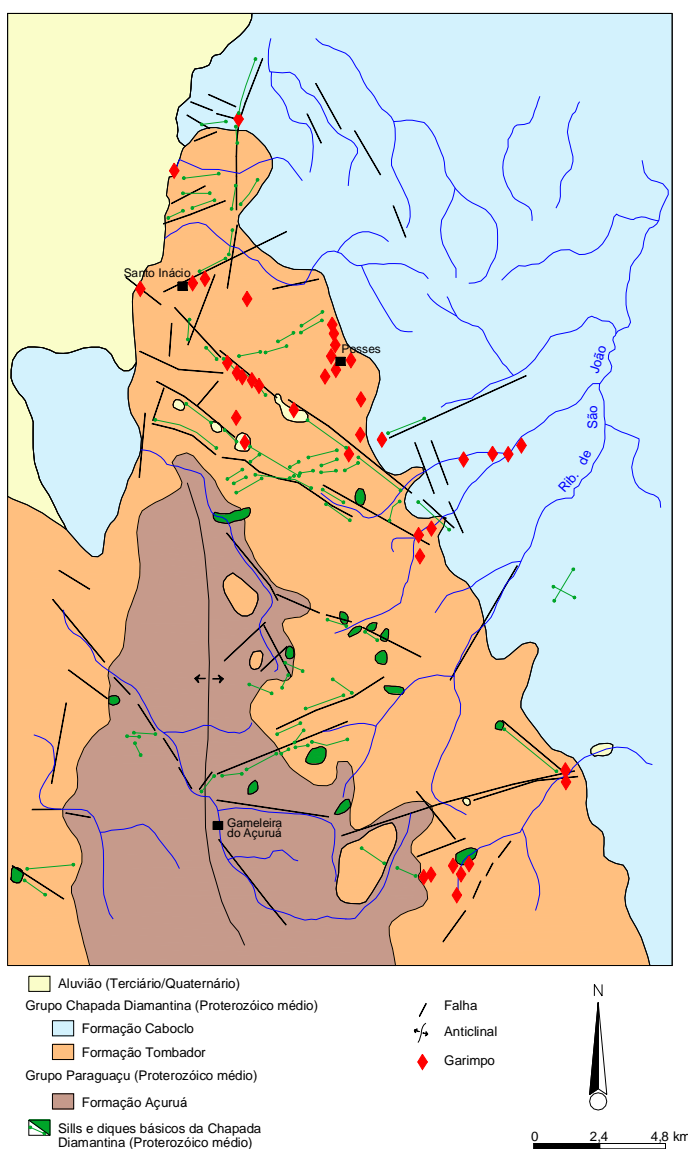


Figura 102 – Interpretação de fotografias aéreas da extremidade norte-noroeste dos depósitos da Formação Tombador e ocorrências de garimpos na região de Posses e Santo Inácio (Pereira & Neves, 1991).

CAPÍTULO 9

9. CONCLUSÕES

- 1) Com exceção do lamproíto diamantífero em Argyle, Austrália, minas de diamante de classe mundial ocorrem em crátons arqueanos estáveis, preservados da ação de processos como pluma, recorrência de vulcanismo em regimes extensionais e colisões durante o desenvolvimento de orogenias.
- 2) Inclusões em diamante e assembléias de minerais em xenólitos diamantíferos mostram que o diamante se forma na base de litosfera subjacente aos núcleos cratônicos arqueanos em temperaturas e pressões que variam entre 900 e 1.300⁰C e 45 a 65 kbar, correspondentes a profundidades de 150 a 200 km.
- 3) No mapa de anomalias Bouguer da América do Sul anomalias gravimétricas lineares positivas marcam a borda de baixo gravimétrico relativo correspondente a paleoplaca continental paleoproterozóica que contém em seu interior o Cráton do São Francisco. Perfis de refração sísmica profunda que cruzam as anomalias gravimétricas na porção ocidental da placa mostram variações nas velocidades das ondas P no manto de 8,0 km/s para 8,25 km/s, respectivamente, entre os terrenos neoproterozóicos do Arco Magmático de Goiás a oeste e paleoproterozóico da placa a leste. As velocidades mais altas das ondas P no interior da placa caracterizam regiões de manto depletado, refratário e mais “frio” que sob o Arco Magmático de Goiás.
- 4) Na porção norte do Cráton do São Francisco os dados disponíveis no projeto *South American Magnetic Mapping Project* discriminam em subsuperfície domínios crustais discretos correspondentes aos blocos arqueanos Serrinha e Jequié. Assinaturas magnéticas próprias definem também as porções mais centrais dos blocos em relação às bordas re-trabalhadas durante as orogenias neo- e paleoproterozóicas.
- 5) A integração dos dados de magnetometria e análises geoquímicas de xenólitos e xenocristais incorporados pelos kimberlitos nas diferentes províncias que ocorrem no Bloco Serrinha indicam, na época das intrusões, a presença de litosfera espessa o suficiente para preservar diamante na porção mais interna do bloco. De fato,

kimberlitos das províncias centrais, denominadas Braúna e Icó, contém micro e macrodiamante.

- 6) Na porção sul do Cráton do São Francisco os limites do núcleo cratônico arqueano preservado não apresentam a mesma visibilidade observada no Bloco Serrinha. Contudo, a conjugação dos resultados de análises químicas de minerais recuperados em kimberlitos colocados mais no interior dos terrenos arqueanos e os limites indicados pela magnetometria-radiometria entre o terreno arqueano e o retrabalhamento paleoproterozóico ou Cinturão Mineiro permitem inferir as bordas do núcleo arqueano preservado nesta porção do cráton.
- 7) Os kimberlitos diamantíferos Três Ranchos 04, 101, 102 e 104, Canastra 01 e a fonte desconhecida dos diamantes na área de Coromandel amostraram regiões de manto favorável à preservação de diamante.
- 8) A distribuição dos kimberlitos diamantíferos ao longo da Faixa Brasília sugere que a orogenia Brasiliana não transformou completamente a litosfera capaz de preservar diamante. Aparentemente os diamantes cúbicos recuperados em kimberlitos colocados nas áreas de ocorrências do Grupo Araxá são reflexos da colisão neoproterozóica mais a oeste que afetou parcialmente a litosfera na região.
- 9) A proximidade de kimberlitos diamantíferos e kamafugitos no oeste de Minas Gerais mostra a evolução complexa da litosfera do bloco provavelmente paleoproterozóico, durante o desenvolvimento do alto estrutural Alto Paranaíba. Análises dos minerais provenientes de kimberlitos e kamafugitos na região indicam aquecimento e provável destruição do manto litosférico favorável à cristalização e preservação de diamante entre o Cretáceo inferior e superior.
- 10) Aparentemente a relação erosão/preservação do fácies mais superior não se aplica no caso das intrusões na região sul-sudoeste do cráton, pois kimberlitos e/ou rochas relacionadas nos fácies cratera e hipabissal ocorrem juntos frequentemente. Apesar da movimentação de blocos na área, a presença dos fácies cratera e hipabissal próximas se deve mais ao tipo de encaixante e quantidade de voláteis no magma que propriamente à erosão.

- 11) A recuperação de granada e diamante nas drenagens junto aos platôs constituídos por depósitos sedimentares sabidamente não diamantíferos da Formação Mata da Corda em Coromandel e áreas vizinhas sugere a presença de fonte ou fontes primárias cobertas pelos sedimentos vulcânicos do Cretáceo superior da formação.
- 12) Aparentemente kimberlitos do Cretáceo superior colocados mais no interior de Minas Gerais, fora da área de influência do Alto Paranaíba, amostraram regiões de litosfera preservada. Apesar da idade de 81 Ma, o kimberlito Maravilhas 03 da Província Maravilhas contém diamante e granada com valores de pressão em torno de 51 kbar.
- 13) A coincidência entre a distribuição de anomalias gravimétricas positivas alongadas e magnéticas com restos de depósitos sedimentares das formações Mata da Corda e Areado preservados em zonas de *grabens*, os cursos retilíneos dos rios Abaeté, Borrachudo e Indaiá controlados por falhas com a mesma orientação geral das anomalias geofísicas caracterizam a implantação de regime extensional sudoeste-nordeste na porção sul do Cráton do São Francisco.
- 14) Na porção norte do cráton, ao contrário da porção sul, as ocorrências de kimberlitos predominam em relação às rochas relacionadas e as idades são proterozóicas ao invés de cretáceas.
- 15) No Bloco Gavião a exposição do kimberlito está sujeita à erosão das rochas que compõem a Formação Morro do Chapéu. Em função do metamorfismo sofrido pelo kimberlito Salvador 01, espinélio e raramente diamante constituem os minerais indicadores da intrusão.
- 16) A impossibilidade de datar os kimberlitos Conquista 01 e 02, fácies cratera, colocados na base dos arenitos da Formação Morro do Chapéu, deixa aberta a questão da fonte primária dos diamantes contidos nos conglomerados da Formação Tombador. No caso de idades semelhantes entre os kimberlitos Conquista e Salvador 01, este último datado em 1.150 Ma, fácies hipabissal e considerado como representante das fontes primárias dos diamantes na região seria intrusivo e não anterior ou sindeposição dos conglomerados diamantíferos da Formação Tombador.

- 17) Pesquisas desenvolvidas na porção sul do Cráton do São Francisco indicam que o foco do modelo de exploração na região do Alto Paranaíba consiste na identificação, em princípio, de kimberlitos do Cretáceo inferior que amostraram em área relativamente restrita regiões de manto com características distintas. Na porção mais oeste do Alto Paranaíba, aparentemente circunscritas às áreas de ocorrências do Grupo Araxá, populações únicas de diamante associadas a fontes primárias apontam amostragem de manto em condições similares. As fontes primárias, como acontece em Três Ranchos e Romaria, são kimberlitos diamantíferos, marginalmente econômicos, em que predominam diamantes pequenos e cúbicos, característicos de manto no limite grafita-diamante ou 44 kbar e 1.000°C para geoterma de 40 mW/m^2 . Mais ao sul os diamantes octaédricos presentes na intrusão isolada Canastra 01 apontam condições de manto mais favoráveis e aparentemente muito restritas. Finalmente, em Coromandel a população de diamantes grandes, dodecaédricos e característicos de fonte primária local, porém desconhecida, implica em condições de manto distintas não somente em relação à região como em todo Cráton do São Francisco.
- 18) No Bloco Gavião os programas de prospecção passam necessariamente pela execução de levantamentos aeromagnéticos ao longo da continuidade noroeste das falhas que controlam as intrusões dos kimberlitos conhecidos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F.F., Chemale Jr. F., Endo I., 1996. A deformação das coberturas proterozóicas do Cráton do São Francisco e o seu significado tectônico. *Revista da Escola de Minas*, **49**: 22-38.
- Alkmim F.F. & Marshak S. 1998. Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brasil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, **90**: 29-58.
- Alkmim F.F., Neves B.B.B., Alves J.A.C. 1993. Arcabouço Tectônico do Cráton do São Francisco – Uma Revisão. *O Cráton do São Francisco*, II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Salvador, Bahia.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**: 349-364.
- Almeida F.F.M. 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. *Anais do Simpósio do Cráton do São Francisco e suas faixas marginais*, Salvador, SGB/NBA-SE, SGM/Séc. Minas e Energia, p.1-10.
- Almeida-Abreu P.A. 1993. *A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil*. Freiburg, (Tese de Doutorado, Albert-Ludwigs-Universität).
- Almeida-Abreu P.A. 1995. O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais: o rifte, a bacia e o orógeno. *Geonomos*, **3**: 1-8.
- Almeida-Abreu P.A. 1996. O caminho das pedras. *Geonomos*, **4**: 71-93.
- Anderson D.L. 1989. *Theory of the Earth*. Oxford, Blackwell Scientific Publications, 366 p.
- Anderson D.L., Tanimoto T., Zhang Y. 1992. Plate tectonics and hotspots: the third dimension. *Science*, **256**: 1645-1651.
- Araújo D.P., Gaspar J.C. & Bizzi L.A. 2001. Morphology and surface features of diamonds from the Juina kimberlite province, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(4): 605-614, dezembro de 2001.
- Assumpção M., Fernandes E.P., Araújo Filho J.O., Sá N.C. 1984. Levantamento gravimétrico no Complexo Barro Alto, GO, resultados preliminares. *Revista Brasileira de Geofísica*, **3**: 1-7.
- Ávila C.A., Valença J.G., Moura C., Ribeiro A., Paciullo, F. 1998. Idade $^{207}\text{Pb}^{206}$ em zircões de corpos metaplutônicos da região de São João Del Rei, borda sul do Cráton do São Francisco, Minas Gerais. *Anais*, XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, SBG, 34.

- Atkinson W.J. 1989. Diamond exploration philosophy, practice and promises: a review. *In* Kimberlites and Related Rocks, J. Rors (ed.). Geological Society of Australia, *Special Publication* n° 14. p.1075-1107.
- Baars F.J. 1997. The São Francisco Craton Greenstone Belts (De Wit M. & Ashwal L.D.), Oxford Monographs on *Geology and Geophysics*, **35**: 529-557.
- Babinski M., Pedreira A.J., Brito-Neves B.B., Schumus W.R. 1999. Contribuição à Geocronologia da Chapada Diamantina. SNET, 7, Lençóis, Bahia, *Anais*, sessão **2**, p.118-120.
- Babinski M., Schmus W.R., Chemale Jr. F., Brito-Neves B.B., Rocha A.J.D. 1993. Idade isocrônica Pb-Pb em rochas carbonáticas da Formação Caboclo, em Morro do Chapéu, Bahia. Simp. Cráton do São Francisco, 2, Salvador, SBG/SGM, *Anais*, v **1**, p.160-163.
- Babinski M., Van Schmus W.R., Chemale F. 1995. The Pb-Pb age of the Minas Supergrupo carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Research*, **72**, 235-245.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2000. Geological features and paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *An. Acad. Bras. Ciências*, **74**(2): 343-359.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2003. Colagem paleoproterozóica de placas arqueanas do Cráton do São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **33** (1-suplemento): 7-14.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamics features. *Prec. Res.*, **133**: 1-27.
- Barbosa O. 1991. *Diamante no Brasil: histórico, ocorrência, prospecção e lavra*. CPRM, Brasília, 136p.
- Barbosa O., Braun O.P.G., Dyer R.C., Cunha C.A.B.R. 1970. *Geologia da região do Triângulo Mineiro*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 140p. (Boletim 136)
- Barreto dos Santos E., Rosa M.C.S., Conceição H., Scheller T., Macambira M.J.B., Meier M., Martin H., Paim M.M., Pereira Santos C.G., Leahy G.A.S. 1999. Geochronology Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb and U-Pb in the syenites and monzonites of Estreito Massil (SW of Bahia state, NE Brazil). II South Amer. Symp. On *Isotope Geology*, Córdoba, Argentina, *Actas*, 11-14.
- Bates G. 1997. Exploração de diamantes no Brasil. *Brasil Mineral*, n° **149**, p. 44-51.
- Bastos Leal L.R.B., Teixeira W., Macambira M.J.B., Cordani U., Cunha J.C. 1996. Evolução crustal dos terrenos TTG's arqueanos do Bloco do Gavião, Cráton do São Francisco, Geocronologia U-Pb 5 (SHRIMP) e Pb-Pb em zircões. Brazilian Geol. Congr. 39° Salvador, *Anais*, SBG, **6**, 539-541.
- Bizzi L.A., De Wit M.J., Smith C.B., Mc Donald I., Armstrong R.A. 1995. Heterogeneous enriched mantle materials and Dupal-type magmatism along the SW margin of the São Francisco Craton, Brazil. *J. Geodynamics*, **20**: 469-491.

- Bizzi L.A., Smith C.B., Meyer H.O.A., Armstrong R., De Wit M.J. 1990. Mesozoic kimberlite and related alkalic rocks in south-western São Francisco Craton, Brazil: a case for local mantle reservoirs and their interaction. Intern. Assoc. Continental Volcanism, Maines, Germany, *Proceedings*, p. 156-171.
- Bizzi L.A. & Vidotti R.M. 2003. Condicionamento do magnetismo pós-Gondwana. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti e J.H. Gonçalves (eds) CPRM, Brasília.
- Berrocal J., Marangoni Y., Sá N.C., Fuck R.A., Soares J.E.P., Dantas E.L., Perosi F., Fernandes C. 2004. Deep seismic refraction and gravity crustal model and tectonic deformation in Tocantins Province, central Brazil. *Tectonophysics*, **388**: 187-199.
- Bologna M.S., Padilha A.L., Vitorello I. 2001. Geophysical signature of the deep lithosphere underlying the Alto Paranaíba igneous province: constraining upper mantle properties. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(4): 471-474, dezembro de 2001.
- Boyd R.F. & Gurney J.J. 1986. Diamonds and the African lithosphere. *Science*, **232**: 472-477.
- Boyd R.F., Gurney J.J., Richardson S.H. 1985. Evidence for a 150-200 km thick Archean lithosphere from diamond inclusion thermobarometry. *Nature*, **325**: 387-389.
- Brito Neves B.B., Cordani U.G., Torquato J.R. 1980. Evolução geocronológica do Pré-cambriano do Estado da Bahia. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos*, SGM/CPM, **1**, 101p.
- Brito Neves, B.B. Sá J.M., Nilson A.A., Botelho N.F. 1995. A tafrogênese estateriana dos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos*, **3**: 1-21.
- Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W.L. 2000. Tectonic history of the Borborema province In U.G. Cordani, Milani E., A. Tomaz Filho, D. A. Campos (eds) *Tectonic Evolution of South America*. 31st Intern.Congr., Rio de Janeiro, p.151-182.
- Brod A.F., Gibson S.A., Thompson R.N., Junqueira-Brod T.C., Seer H.J., Moraes L.C., Boaventura G.R. 2000. The kamafugite-carbonatite association in the Alto Paranaíba igneous province (APIP) Southeastern Brazil. *Revista Brasileira Geociências*, **30**: 404-408.
- Campos J.E.G. 1992. *A glaciação permo-carbonífera nas regiões de Canabrava e Santa Fé de Minas-MG*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.
- Campos Neto M.C. 2000. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasiliano – Pan African Cycle and Orogenic Collage in Southeastern Brazil. In U.G. Cordani, Milani E., A. Tomaz Filho, D. A. Campos (eds) *Tectonic Evolution of South America*. 31st Intern.Congr., Rio de Janeiro, p. 335-365.
- Carneiro M.A., Carvalho Júnior I.M., Teixeira W. 1998a. Petrologia, geoquímica e geocronologia dos diques máficos do Complexo Bonfim Setentrional (QF) e suas

- implicações na evolução crustal do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**: 95-102.
- Carneiro M.A., Teixeira W., Carvalho Júnior I.M., Fernandes R.A. 1998b. Ensilialic tectonic setting of the Archean Rio das Velhas Greenstone Belt: Nd and Pb isotopic evidence from the Bonfim Metamorphic Complex, Quadrilátero Ferrífero, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(2): 189-200.
- Carswell D. & Gibb F.G.F. 1984. Geothermometry of garnet lherzolite nodules with spectral reference to those from the kimberlite of Northern Lesotho. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v.**74**, p. 403-416.
- Chaves M.L.S.C. 1997. *Geologia e Mineralogia do diamante da Serra do Espinhaço em Minas Gerais*. São Paulo, 289 p. (Tese de Doutorado, IG/Univ. São Paulo).
- Chaves M.L.S.C., Karfunkel J., Svisero D.P. 1998. Sobre a polêmica da origem do diamante na Serra do Espinhaço (Minas Gerais): um enfoque mineralógico. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**: 285-294.
- Chaves M.L.S.C., Karfunkel J., Addad J. 1999. Geologia da região diamantífera de Grão Mogol, Minas Gerais. *Geociências* **18**: 129-155.
- Cheng G.Y., Song Z.H., An C.Q., Chen L.H., Zhuang Z. Fu Z.W., Lu Z.L., Hu J.F. 1991. Three dimensional crust and upper mantle structure of the north China region. *Chin. J. Geophys.*, **34**: 177-188.
- Clement C.R. 1982. *Comparative geological study of some major kimberlite pipes in the northern Cape and Orange Free State*. Unpublished Ph.D. thesis, University of Capetown, South Africa.
- Clement C.R., Harris J.W., Robinson D.N., Hawthorne J.B. 1986. The Beers kimberlite pipe – A historic South African diamond mine. In *Mineral Deposits of Southern Africa*. Edited by C.R. Anhaeusser and S. Maske, Vol.**II**, p. 2193-2214.
- Clement C.R. & Reid A.M. 1989. The origin of kimberlite pipes: an interpretation based on a synthesis of geological features displayed by southern African occurrences. In: J. Ross (ed.) *Kimberlite and Related Rock*. Geological Society of Australia, *Special Publication* no. **14**, p. 632-646.
- Clement C.R., Skinner E.M.W., Scott-Smith B.H. 1977. Kimberlite redefined. *Extension abstr. 2nd International Kimberlite Conference*, Santa Fe, New Mexico.
- Clement C.R., Skinner E.M.W., Scott-Smith B.H. 1984. Kimberlite redefined. *Journal of Geology*, **92**: 223-228.
- Clement C.R. & Skinner E.M.V. 1985. A textural-genetic classification of kimberlites. *Transactions of Geological Society of South Africa*, vol. **38**, p. 403-409.
- Clifford T.N. 1966. Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces in Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, **1**: 421-434.

- Coffin M.F. & Edholm O. 1994. Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions and external consequences. *Rev. Geophys.*, **32**: 1-36.
- Condie K.C. 1997. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. Butterworth-Heinemann, Fourth Edition, Great Britain.
- Conrado G., Gasparin P., Mantovani M.S.M., Raparolla A. 1979. Depth of Curie temperature computed from aeromagnetic anomalies in SE Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **9**: 33-38
- Cooper G.C. 1873. The origin and present position of the diamonds of South África. *Proc. Geol. Assoc.*, **3**, p. 336-343.
- Cruz Filho B.E., Conceição H., Rios D.C., Silva Rosa M.L., Marinho M.M. 2003. Geologia, petrografia e litogeoquímica do batólito Thondhemítico Nordestina, Núcleo Serrinha, nordeste da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(2): 177-188.
- Cruz S.C.P. & Alkmim F.F. 2006. The tectonic interaction between the Paramirim aulacogen and the Araçuaí belt, São Francisco craton region, eastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **78**(1): 151-174.
- Cull F.C. & Meyer H.O.A. 1986. Oxidation of diamond at high temperature and 1 atm total pressure with controlled oxygen fugacity. *Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference*, Perth, Western Australia.
- Danderfer A. 2000. *Geologia sedimentar e evolução tectônica do Espinhaço Setentrional, Estado da Bahia*. Brasília, 494 p. (Tese de Doutorado, IG-UnB).
- Danderfer A. & Dardenne M. A. 2002. Tectonoestratigrafia da Bacia do Espinhaço na porção centro-norte do Cráton do São Francisco: registro de uma evolução poli-histórica descontínua. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**(4): 449-460.
- Danderfer A., Lagoeiro L.E., Alkmim F.F. 1993. O sistema de dobramentos e empurrões da Chapada Diamantina (BA): registro da inversão do aulacógeno do Espinhaço no decorrer do evento Brasileiro. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2, Salvador, *Anais*, SBG/SGM, vol.1, p. 197-199.
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In U.G. Cordani, Milani E., A. Tomaz Filho, D. A. Campos (eds). *Tectonic Evolution of South America*. 31st Intern.Congr., Rio de Janeiro, p. 231-265.
- Dawson J.B. 1967. Geochemistry and origin of the kimberlite; In Willie, P.J. (ed.), *Ultramafic and related rocks*, Wiley, New York, p. 269-278.
- Dawson J.B. 1971. Advances in kimberlite geology. *Earth Sci. Review*, **7**, p. 187-214.
- Dawson J.B. 1980. *Kimberlites and their Xenoliths*. Springer-Verlag, Berlin, 252p.
- Dawson J.B. 1984. Petrogenesis of kimberlite. In *Kimberlite Occurrence and Origin: A Basis for Conceptual Models in Exploration*. Edited by J.E. Glover and P.G. Harris. The Geology

- Department and University Extension, The University of Western Australia, *Publication n° 8*, p. 103-111.
- Dawson J.B. 1984a. Ascent and Emplacement of Kimberlite Magma. In Kimberlite Occurrence and Origin: A Basis for Conceptual Models in Exploration. Edited by J.E. Glover and P.G. Harris. The Geology Department and University Extension, The University of Western Australia, *Publication n° 8*, p.113-124.
- Dawson J.B. 1989. Geographic and time distribution of kimberlites and lamproites: Relationship to tectonic process: In Kimberlites and Related Rocks, vol.1. Edited by J.Ross. Geological Society of Australia *Special Publications* no. **14**, p. 323-342.
- Dawson J.B. & Stephens W.E. 1975. Statistical classification of garnet from kimberlite and associated xenoliths. *J. Geol.*, **83**: 589-607.
- De Wit M.J. 1998. On Archean granites, greenstone, craton and tectonics: does the evidence demand a verdict. *Precambrian Research*, **91**: 181-226.
- De Wit M.J., Roering C., Hart R.J., Armstrong R.A., De Ronde C.E.J., Green R.W.E., Tredoux M., Peberdy E., Hart R.A., 1992. Formation of an Archean Continent. *Nature*, **375**: 553-562.
- Deines P., Harris J.W., Gurney J.J. 1984. Associated chemical and carbon isotopic composition variations in diamonds from Finsch and Premier kimberlite, South Africa. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, vol. **48**, p. 325-342.
- Deines P., Harris J.W., Gurney J.J. 1986. On the existence of C-13 depleted carbon in the mantle, evidence from diamond studies. *Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference*, Perth, Western Australia.
- Dominguez J.M.L. 1993. As coberturas do Cráton do São Francisco: Uma abordagem do ponto de vista da análise de bacia. *O Cráton do São Francisco*, II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Salvador, Bahia.
- Dossin I.A., Dossin I.N., Charvet J., Cocherie A., Rossi P. 1993. Single-zircon dating by step-wise Pb-evaporation of Middle Proterozoic magmatism in the Espinhaço range, southeastern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). *In: Simpósio Cráton do São Francisco*, 2, Salvador, Anais, SBG/SGM, vol. **1**, p. 39-42.
- Draper D. 1905. Earliest discoveries of diamonds in Cape Colony and the Transvaal. *South African Mines, Com. Ind.*, **2** (February 4th), p.1501.
- Draper D. 1911. The Diamond Bearing Deposits of Bagagem and Agua Suja in the state of Minas Gerais, Brazil. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, vol. **XIV**, p. 8-23.
- Dussin I.A. 1994. *Evolution structurale de la partie meridionale de l'Espinhaço sur la bordure orientale du Craton São Francisco, Minas Gerais, Brésil: un exemple de tectonique protérozoic superposé*. Dr. Sci. thesis, University of Orleans, France, 200p.

- Edler E. & Bizzi L.A. 1996. PT Estimate for the Serrinha Block, Bahia: Evidence for Delimitation and Adiabatic Upwelling of Mantle Material in the Proterozoic. *Internal Report*, De Beers Brasil, Brasilia.
- Eggler D.H. 1989. Kimberlites: how do they forms? In kimberlite and Related Rocks, Vol.1. Edited by J. Ross. Geological Society of Australia, *Special Publication*, p. 489-504.
- Ellis D.J. & Green D.H. 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene. Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**: 13-22.
- Evans T. & Qi, Z. 1982. The kinetics of aggregation of nitrogen in diamond. *Proceedings Royal Society, London*, A381, 159-178.
- Evans T. & Harris J.W. 1986. Nitrogen aggregation, inclusion equilibration temperatures and the age of diamonds. *Proceedings of the Fourth Kimberlite Conference*, Perth, Western Australia.
- Ferrand M.P. 1894. *L'or a Minas Gerais, Brésil*. Commission de l'exposition preparatoire de l'état de Minas Gerais a Ouro Preto a l'occasion de l'Exposition Minière et Metallurgique de Santiago (Chili) en 1894. Vol. **I-II**. Ouro Preto.
- Fetter A.H., Hackspacher P.C., Ebert H.D., Dantas E.L., Costa A.C.D. 2004. Relationships between Archean and Paleoproterozoic crystalline basement complexes in the Central Mantiqueira Province and its extensions: widespread contributions from the São Francisco Craton? *Precambrian Research* (submitted).
- Field M. & Scott Smith B.H. 1999. Contrasting Geology and Near-Surface Emplacement of Kimberlite Pipes in Southern Africa and Canada *Proceedings of 7th International Kimberlite Conference*. Editors J.J.Gurney, J.L.Gurney, M.D. Paschoe & S.H.Richardson, vol.1, Cape Town, South Africa.
- Figueiredo M.C.H. & Teixeira W. 1996. The Mantiqueira metamorphic complex. Eastern Minas Gerais state: preliminary geochronological and geochemical results. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68** (2): 223-246.
- Finnerty A.A. & Boyd F.R. 1984. Evaluation of thermobarometers for garnet peridotites. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, v. **48**, p.15-27.
- Fipke C.; Gurney J.J.; Moore R. 1995. Diamond Exploration Techniques Emphasising Indicator Mineral Geochemistry and Canadian Examples. *Geological Survey of Canada*, Bulletin **423**, 85p.
- Fleisher R. 1998. A rift model for the sedimentary diamond deposits of Brasil. *Mineralium Deposita*, **33**: 238-254.
- Fouch M., James D.E., VanDecar J., Van Der Kee S. 2004. Mantle seismic structure beneath the Kaapvaal and Zimbabwe Cratons. *South African Journal of the Geology*, Vol.107, no. **1/2**, p. 33-44. Edited by M.J. de Wit, S.H. Richardson and L.D. Ashwal, Kaapvaal Cratons, Special Volume.

- Franco R.R. 1981. *Diamante*. Apostila preparada com base nos livros e publicações: Recursos Minerais do Brasil de Sylvio Fróes Abreu, Editora Blucher Ltda. e Editora da Universidade de São Paulo, vol. I p.267-294. 1973; Van Nostrand's Standard Catalogue of Gems de Sinkankas, Editora Van Nostrand Reinhold Company, New York. 1968. Boletim de Preços, Bens Minerais e Produtos Metalúrgicos MME, DNPM, Brasília, DF. 1980.
- Fuck R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. SBG. Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4. Brasília, *Anais* 184-187.
- Fuck R.A., Dantas E.L., Pimentel M.M., Botelho N.F., Laux J.H., 2006. Paleoproterozoic crust forming Events in the Basement of the Brasília Belt, SE Tocantins – NE Goiás, Central Brazil: Constraints from U-Pb and Sm-Nd Isotopic Data. The Paleoproterozoic record of the São Francisco Craton, Field Workshop, Bahia and Minas Gerais. Hosted by Departamento de geologia, Escola de Minas, UFOP and Instituto de Geociências, Universidade da Bahia. *Field Guide & Abstracts*.
- Gaspar J.C., Araújo A.L.N., Carlson R.W., Sichel S.E., Brod J.A., Sgarbi P.B., Danni J.C.M. 2003. Mantle xenoliths and new constraints of the origin of alkaline ultrapotassic rocks from the Alto Paranaíba and Goiás Igneous Province, Brasil. *8th International Kimberlite Conference Long Abstract*, Toronto, Canada.
- Gibson S.A., Thompson R.N., Leonardos O.H., Dickin A.P., Mitchell J.G. 1995. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume-evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *J. Petrol.*, **36**: 189-229.
- Gonzaga G.M. 2001. Glaciação Samburá (Neoproterozóico-Vendiano?) como possível agente transportador de diamantes no Estado de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(4): 597-604, dezembro de 2001.
- Gonzaga G.M. & Tompkins L.A. 1991. Geologia do Diamante. In: Principais depósitos minerais do Brasil, C. Schobbenhaus, E.T. Queiróz, C.E.S. Coelho (eds). *DNPM/CPRM*, vol. **4a**: 53-116.
- Gonzaga G.M., Teixeira N.A., Gaspar J.C. 1994. The origin of diamonds in Western Minas Gerais, Brazil. *Mineralium Deposita*, vol. **3**, p. 414-421.
- Griffin B.J., Rissanen J., Pooley G.D., Lee D.C., McDonald I., Kinny P.D. 1995. A new diamondiferous eclogite-bearing kimberlite occurrence from Finland. 6th International Kimberlite Conference, Novosibirsk, Russia, *Extended Abstracts*, p. 198-200.
- Griffin W.L., Doyle B.J., Ryan C.G., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Davies R.M., Kivi K., Van Achtebergh E., Natapov L.M. 1988b. Layered mantle lithosphere in the Lac the Gras area, Slave Craton: composition, structure and origin. *Journal of Petrology*, vol. **40**, p. 705-727.
- Griffin W.L., Kaminsky F.V., Ryan C.G., O'Reilly S.Y., Natapov L.M. Ilupin I.P. 1988a. The Siberian Lithosphere Traverse; mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton. *Tectonophysics*, vol. **310**, p. 1-35.

- Griffin W.L., Kaminsky F.V., Ryan C.G., O'Reilly S.Y., Win T.T., Ilupin I. 1996. Thermal state and composition of the lithosphere mantle beneath the Daldyn kimberlite field, Yakutia. *Tectonophysics* **262**: 19-33.
- Griffin W.L., Ryan C.G., O'Reilly S.Y. 1999. The composition and origin of subcontinental lithospheric mantle, in Frei Y. et al., eds. *Mantle petrology; field abbreviations and high-pressure experimentation: a tribute to Francis R. (Joe) Boyd*: Houston, Texas. The Geochemical Society, *Special Publication* **6**, p. 13-13.
- Griffin W.L., Ryan C.G., O'Reilly S.Y., Gaul O., Ionov D. 1988d. Secular variation in the composition of subcontinental lithosphere mantle, in Branin J. et al., eds. *Structure and evolution of the Australian continent*: Washington, D.C., *American Geophysical Union Geodynamics series*, vol. **26**, p. 1-26.
- Griffin W.L., Zhang A., Ryan C.G., O'Reilly S.Y. 1988c. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean Craton in Flower M. et al., eds. *Mantle dynamics and plate interactions in East Asia*: Washington, D.C., *American Geophysical Union*, p.107-126.
- Grutter H. & Menzies A. 2003. Naturally consistent classification schemes for mantle-derived garnet and chromite for use by diamond explorers. *8th International Kimberlite Conference Long Abstract*, Toronto, Canada.
- Gurney J.J. 1984. A correlation between garnets and diamonds in kimberlites. In: J.E. Glover & P.G. Harris (eds). *Kimberlite occurrence and origin: a basis for conceptual models in exploration*. Geology Department and University Extension, University of Western Australia, *Publication* no. **8**, p. 143-166.
- Gurney J.J. 1986. *Diamonds Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference, Extended Abstracts*, Perth, Western Australia.
- Gurney J.J. 1989. Diamonds. In *Kimberlites and Related Rocks*, vol. 2. Edited by J. Ross, Geological Society of Australia, *Special Publication*. **14**, p. 935-965.
- Gurney J.J. 1990. The diamondiferous roots of our wandering continent. *South African Journal of Geology*, **93**: 423-437.
- Haggerty S.E. 1986. Diamond genesis in a multiply constrained model. *Nature*, **320**: 34-38.
- Haggerty S.E. 1992. Diamond in West Africa: tectonic setting and kimberlite productivity. *Russian Geology and Geophysics*, **33**: (10): 35-49.
- Haggerty S.E. 1993. Superkimberlite: A geodynamic diamond window to the Earth's core. *Earth and Planetary Science Letters*, **122**: 57-69.
- Haralyi N.L.E. & Hasui Y. 1982. The gravimetric information and the Archean Proterozoic structural framework of Eastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**: 160-166.
- Haralyi N.L.E. & Hasui Y. 1985. Interpretation of gravity and magnetic data, Central and Eastern Brazil. In: W.J. Hinze (Ed.) *The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps*. Tulsa, Oklahoma, *Society of Exploration Geophysicists*, p. 124-131.

- Haralyi N.L.E., Hasui Y., Morales N. 1991. O diamante Pré-cambriano da Serra do Espinhaço, MG. *In*: Schobbenhaus C. (ed.), Principais Depósitos Minerais do Brasil, DNPM-CPRM, Brasília, IV-A, p. 209-230.
- Harley S.L. 1984. An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contrib. Mineral Petrol.* **86**, 359-373.
- Harris J.W. 1987. Recent physical, chemical and isotopic research of diamond. *In* mantle xenoliths. Edited by P.H. Nixon. John Wiley & Sons, p. 477-500.
- Hart R.J., Tredoux M., De Wit M.J., Damarnpurshad A. 1997. Refractory trace elements in diamonds: further clues in the origin of ancient cratons. *Geology*, **25**: 1143-1146.
- Hawtorne J.B. 1975. Model of a kimberlite pipe. *Physics and Chemistry of the Earth*, vol. **9**, p. 1-15.
- Heilbron M., Machado N., Simonetti A., Duarte B.P., Nogueira J.R. 2006. A Paleoproterozoic Orogen Hidden Within the Neoproterozoic Ribeira Belt, Southeastern Brazil. The Paleoproterozoic record of the São Francisco Craton. Field Workshop, Bahia and Minas Gerais. Hosted by Departamento de Geologia, Escola de Minas, UFOP and Instituto de Geociências, Universidade da Bahia. *Field Guide & Abstracts*.
- Helmstaedt H.H. 1991. Geotectonic controls of diamond and kimberlites and their applications to diamond exploration. Fifth International Kimberlite Conference, Araxá, Brazil. *Extended abstracts*: 173-175.
- Helmstaedt H.H. 1992. Primary diamond deposits: what controls their size, grade and location? *In* Giant Ore Deposits. Edited by B. H. Whiting, R. Mason and C. J. Hodgson, *Society of Economic Geologist*, Spec. Publ. **2**, 13-80.
- Helmstaedt H.H. 1993. Natural diamond occurrences and tectonic setting of “primary” diamond deposits. *In* Diamonds: Exploration, Sampling and Evaluation. *Proceedings of Short Course presented by the Prospectors and Developers Association of Canada*, Toronto, March **1993**, p. 3-72.
- Helmstaedt, H.H. 2002. *Proceedings of short course on Diamond Exploration presented by ADIMB*. Brasilia, June 2002.
- Helmstaedt H.H. & Gurney J.J. 1984. Kimberlites of Southern Africa – are they related to subduction processes? *In* kimberlites I. – Kimberlites and Related Rocks. Edited by J.Kornprobst. *Elsevier*, p. 425-434.
- Helmstaedt H.H. & Gurney, J.J. 1994. Geotectonic controls on the formation of diamonds and their kimberlitic and lamproitic hot rocks: applications to diamond exploration. *In* proceedings volume, Fifth International Kimberlite Conference, Araxá, Brazil. Edited by H.O.A. Meyer and, O.H. Leonardos, *Diamonds: Characterization Genesis and Exploration*. CPRM *Special Publication* **1/B**, p. 236-250.
- Helmstaedt H.H. & Gurney, J.J. 1994. Geotectonic controls of primary diamond deposits: Implications of are selections. *In* Diamond Exploration: Into the 21st century. Edited by W.L. Griffin, *Journal of Exploration Geochemistry*, **53**, 125-144.

- Helmstaedt H.H. & Schulze D.J. 1989. Southern African kimberlites and their mantle sample: implications for Archean tectonics and lithosphere evolution. In kimberlites and Related Rocks, vol.1. Edited by J.Ross. Geological Society of Australia, *Special Publication* **14**, p. 358-368.
- Hill R.I., Campbell I.H., Davies G.F., Griffiths R.W. 1992. Mantle plumes and continental tectonics. *Science*, **256**: 186-193.
- Hoffman P.F. 1990. Geological constraints in the origin of mantle beneath the Canadian Shield. *Philos. Trans. R.Soc. London*, **A331**: 523-532.
- Jaques A.L., Lewis J.D., Smith C.B. 1986. The kimberlites and lamproite of Western Australia. *Geological Survey of Western Australia, Bulletin* **132**, 268p.
- Jaques A.L., Lewis J.D., Smith C.B., Gregory G.P., Ferguson J., Chappell B.W., McCulloch M.T. 1984. The diamond bearing ultrapotassic (lamproitic) rocks of the west Kimberley region, Western Australia. In kimberlite I: kimberlites and related rocks, J. Kornprobst (ed.). *Elsevier*, p. 225-254.
- Janse A.J.A. 1984. Kimberlites - Where and when? In kimberlite occurrence and origin: A Basis for Conceptual Models in Exploration. Edited by J.E.Glover and P.G. Harris. The Geology Department and University Extension, The University of Western Australia. *Publication n° 8*, 19-61.
- Janse A.J.A. 1991a. Is Clifford's Rule still valid? Affirmative examples from around the world. Fifth Int. Kimb. Conf. Araxá, Brazil. *Extended Abstracts*: 196-198.
- Janse A.J.A. 1991b. Non-kimberlitic diamond source rocks. Fifth Int. Kimb. Conf., Araxá, Brazil. *Extended Abstracts*: 199-201.
- Jardim de Sá E.M. 1998. *O Cráton do São Francisco na Bahia e o seu limite com a Província Borborema*. Workshop Interno sobre Geotectônica, De Beers Brasil, Brasília, 55p.
- Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.F., Fuck R.A., Kawashita K. 1992. Terrenos proterozoicos na Província Borborema e a margem norte do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**: 472-480.
- Jennings C.M.H. 1993. Diamonds in the Lac the Gras area, Northwest territories, Canada. In Mid-Continent Diamonds. Edited by K.P.E. Dunne and B.Grant. GAG-MAC symposium volume, Edmonton, Alberta, p. 95-100.
- Jones A.G., Ferguson I.J., Chave A.D., Evans R.L. McNeice G.W. 2001. The electric lithosphere of the Slave Craton. *Geology*, vol. **29**, p. 423-426.
- Jordan T.H. 1979. The Deep Structure of the Continents. *Sci. Am*, **240**: 92-107.
- Jordan T.H. 1988. Structure and formation of the continental tectosphere: *Journal of Petrology Special volume*, p. 11-37.
- Kaminsky F.V., Feldman A.A., Varlamov V.A., Boyko A.N., Olofinsky L.N., Shofman I.L., Vaganov V.I. 1995. Prognostication of primary diamond deposit. *Journal of Geochemical Exploration* **53**: 167-182.

- Kaminsky F., Zakarchenko O.D., Khachatryan & Shiryaev A.A. (2001). Diamonds from the Coromandel Area, Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geologia*, 31(4): 583-596, dezembro de 2001.
- Karfunkel J., Martins M.S., Scholz R., McCandless T. (2001). Diamonds from the Macaúbas River Basin (MG, Brazil): characteristics and possible source. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(4): 445-456, dezembro 2001.
- Kennedy C.S. & Kennedy G.C. 1976. The equilibrium boundary between graphite and diamond. *J. Geophys. Res.* **81**, 2467-2470.
- Kinny P.D. & Meyer H.O.A. 1994. Zircon from the mantle: A new way to date old diamond. *J. Geology*, **102**, p. 475-481.
- Kirkley M.B., Gurney J.J., Levinson A.A. 1992. Age, origin and emplacement of diamonds: a review of scientific advances in the last decade. *CIM Bulletin*, **84**, p. 58-57.
- Kirkley M.B., Gurney J.J., Otter M.L., Hills S.J., Daniels L.R. 1991. The application of C isotope measurements to the identification of the sources of C in diamonds: a review. *Applied Geochemistry*, **6**, p. 477-494.
- Kopylova M. G., Russel J. K., Stanley C., Kookemboo H. 2000 Garnet from Cr – and Ca – saturated mantle: implications for diamond exploration. *Journal of Geochemical Exploration* **62**, p. 1183 – 1199.
- Kramers J.D. 1979. Lead, uranium, strontium, potassium and rubidium in inclusion-bearing diamonds and mantle-derived xenoliths from Southern Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **42**: 58-70.
- Lee C.T., Yin Q., Rudnick R.L., Jacobsen S.B. 2001. Preservation of ancient and fertile lithosphere mantle beneath the southwestern United States. *Nature*, **V. 441**, 3 May.
- Leahy G.A.S., Conceição H., Rosa M.L.S., Macambira M.J.B., Martin H., Paim M.M., Santos E.B., Bastos Leal L.R. 1998. Maciço sienítico de Ceraíma (sudoeste da Bahia): idade, petrografia e geoquímica do magmatismo pós-orogênico alcalino-potássico com afinidade lamprofírica. Contribuição ao estudo dos granitos e rochas correlates, ed. H. Conceição. SBG Núcleo BA-SE, *Publ. Esp.* **5**, 61-77.
- Leahy G.A.S., Rosa M.L.S., Conceição H., Scheller T., Macambira M.J.B., Oberli F., Meier M., Martin H., Barreto dos Santos E., Paim M.M. 1999. Geochronology and isotopic signature of the syenitic intrusion of Ceraíma, Southwest Bahia, Brazil. II South Amer. Symp. on Isotope geology. Córdoba, Argentina, *Actas*, 234-237.
- Lehnert-Thiel, K., Koewer, R.; Orr, R. Robert-Shaw, P. 1991. Diamond bearing kimberlites in Saskatchewan, Canada: The Fort a la Corne Case History. *Abstract for the 1st Annual Field Conference of the Geological Section of Canadian Institute of Mining*, Saskatoon, September, 1991, p. 29-30
- Leite A.A. 1993. Brazilian airborne gradiometric project: four sensor triaxial magnetic gradiometer survey. *Relatório Interno*, Departamento de Geofísica, Sopemi, Brasília. 7p.

- Leite A.A. & Steenkamp B. 1998. Acquisition and processing of airborne geophysical data. *Relatório interno*, Sopemi, Brasília, 9p.
- Leite A. A. & Zang M. W. 1995. Geophysical case study of two kimberlite in Minas Gerais, Brazil. *Anais do 4º Congresso Brasileiro de Geofísica*, Rio de Janeiro.
- Le Roex A.P. 1986. Geochemical correlation between southern African kimberlites and South Atlantic hotspots. *Nature*, **324**: 243-245.
- Lesquer A., Almeida F.F.M, Davino A., Lachaud J.C., Maillard P. 1981. Signification structurale des anomalies gravimétriques de la partie Sud du Craton de São Francisco (Brezil). *Tectonophysics*, **76**: 273-293.
- Lewis H.C. 1887. On a diamondiferous peridotite and the genesis of diamond. *Geological Magazine New Ser.*, **5**: 22-24.
- Machado I.F. & Figuerôa S.F.M. 1999. 500 years of mining in Brazil: A brief review. *Ciência e Cultura Journal of the Brazilian Association for Advancement of Science*, vol. **51**(3/4), p. 287-301.
- Machado I.F. & Souza Filho C.R. 2000. Revisiting the largest diamond found in the Américas. In U.G. Cordani, Milani E., A. Tomaz Filho, D. A. Campos (eds) *Tectonic Evolution of South America*. 31st Intern.Congr., Rio de Janeiro, p. 195-229.
- Machado N. & Carneiro M.A. 1992. A major Archean tectonic thermal event in the São Francisco shield, Brazil: U-Pb evidence from QF, Minas Gerais. *Can. J. Earth Science.*, **29**(11): 2341-2346
- Machado N. & Schrank A. 1989. Geocronologia U-Pb no maciço de Piumnhí – resultados preliminares. Simp. Geol. Núcleo Minas Gerais, 5, Simp. Geol. Núcleo Brasília, 1, Belo Horizonte, *Anais*, Belo Horizonte, SBG, p. 45-49.
- Machado N., Schrank A., Abreu E.R., Knauer L.G., Almeida-Abreu P.A. (1989b). Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. *Simp. Geol. Núcleo Minas Gerais, SBG, Belo Horizonte*, Bol. **10**: 171-174.
- Machado N., Schrank A., Noce C.M., Gauthier G. 1996. Ages of detrital zircon from Archean-Proterozoic sequence: implications for Greenstone Belt setting and evolution of a Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southwest Brazil. *Earth Planetary Science Letters*, **141**: 259-276.
- Machado N., Noce C.M., Belo de Oliveira O., Ladeira E.A. 1989a. Evolução Geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico Inferior com base em Geocronologia U-Pb. *Simp. Geol. Núcleo de Minas Gerais, Belo Horizonte, SBG*, Bol. **10**: 1-5.
- Machado N., Noce C.M., Carneiro M.A. 1992. U-Pb age constraints on a major late Archean event in the Southern São Francisco Craton, Brazilian Shield. GAC/AGC-MAC/AMC joint Ann. Meet., *Abstr.*, Nova Scotia, **17**, A70.
- Marimon M.P.C. 1990. *Petrologia e litogeoquímica da seqüência plutonovulcanosedimentar de Brejo Seco, Município de São João do Piauí, Estado do Piauí*. Dissert. de Mestrado, Inst. Geoc. UFBA, 102p.

- Martins-Neto M.A. 1996. Lacustrine deltaic sedimentation in a Proterozoic rift basin: the Sopa-Brumadinho Tectonosequence, southeastern Brazil. *Sedimentary Geology*, **106**: 65-69.
- Martins-Neto M. A. 1996. O diamante na Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil. *Revista da Escola de Minas*, **50**(4): 45-49.
- Martins-Neto M. A. 2000. Tectonics and sedimentation in a Proterozoic rift-sag basin (Espinhaço Basin, southeastern Brazil). *Precambrian Research*, **103**: 147-173.
- Mascarenhas J.F. & Garcia T.M. 1989. *Mapa geocronológico do estado da Bahia. Texto explicativo*. Secr. Minas e Energia do estado da Bahia, Salvador, 130p.
- Meyer H.O.A. 1985. Genesis of diamond: a mantle saga. *American Mineralogist*, vol. **70**, p. 344-355.
- Meyer H.O.A. 1987. Inclusion in diamond. *In mantle xenoliths*, P.H. Nixon (ed). John Wiley and Sons, Chi Chester, England.
- Milashev V.A. 1973. Structure problems of genesis and prediction of kimberlite provinces. First Int. Kimb. Conf., Cape Town, South Africa. *Extended Abstracts*, p. 229-230.
- Milashev V.A. 1974. The kimberlite provinces. *Nedra, Leningrad*, 2, **XI**: 548-574.
- Mitchell R.H. 1979. The alleged kimberlite-carbonatite relationship: additional contrary mineralogical evidence. *An. J.Sci.*, **279**, p. 570-589.
- Mitchell R.H. 1985: A review of mineralogy of lamproite. *Transactions of the geological society of South Africa*, vol. **88**, p. 411-437.
- Mitchell R.H. 1986. *Kimberlites: Mineralogy, geochemistry, and petrology*. Plenum Press, New York.
- Mitchell R.H. 1989. Aspects of the petrology of kimberlite and lamproite: some definition and distinction. In *Kimberlites and Related Rocks*, J. Ross (ed.), Geological Society of Australia, *Special Publication*, **14**, p. 7-45.
- Mitchell R.H. 1991. Kimberlites and lamproites: primary sources of diamonds. *Geoscience Com.*, **18**, p. 1-16.
- Mitchell R.H. & Bergman, S.C. 1991. *Petrology of lamproite*. Plenum Press, New York.
- Molina E.C., Ussami N., Marangoni Y.R. 2000. *Digital 5'x 5' Gravity Maps of the São Francisco Craton, the Marginal Fold/Thrust Belts and Contiguous Continental Margin/Oceanic Basins (2nd Edition)*. Departamento de Geofísica, Instituto Astronômico e Geofísico, USP, São Paulo, Brasil.
- Montes M.L. 1997. *Os conglomerados diamantíferos da Chapada Diamantina-Bahia, Brasil*. Brasília, 101p. (Dissertação de Mestrado, IG-UnB).
- Montes A.L.S., Montes M.L., Dardenne M.A. 1979. A região da Serra da Jacobina, um paleorelevo ativo durante a sedimentação dos grupos Chapada Diamantina e Bambuí. In:

- Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, *Anais, COM/Soc. Bras. Geol.*, p. 79-86.
- Motta A.C., Gomes R.A.A.D., Delgado I.M., Siqueira L.P., Pedreira A.J. 1981. Feições gravimétricas e magnéticas do Cráton do São Francisco. Simp. Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, 2, Salvador. *Anais, Salvador SBG/CPM*. p. 17-33.
- Muirhead K.J. & Drummond B.J. 1990. The base of the lithosphere under Australia. *Geol. Soc. Austr. Spec. Publ.*, **17**: 23-40.
- Neves R.R., 1991. *Projeto Bahia –Área Barra do Mendes: mapa geomorfológico simplificado (esc. original 1:250.000)*. Unidade de Sensoriamento Remoto, De Beers Brasil, Brasília.
- Neves R.R. & Pereira R.S. 1994. *Fotointerpretação de imagens de satélite TM e fotografias aéreas: confecção de mapas bases nas escalas 1:100.000 e 1:50.000 da região de Coromandel e áreas vizinhas*. Unidade de Sensoriamento Remoto, De Beers Brasil, Brasília.
- Neves R.R. & Pereira R.S. 1997. *Fotointerpretação: Identificação das unidades estratigráficas, níveis de erosão e distribuição de minerais kimberlíticos na região de Três Maria e áreas vizinhas (bacia do rio São Francisco)*. Mapas (esc. original 1:250.000). Unidade de Sensoriamento Remoto, De Beers Brasil, Brasília.
- Nickel K.G. & Green D.H. 1985. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlite and diamond. *Earth Planet. Sci. Lett.* **73**, 158 – 170.
- Nimis P. & Taylor W. R. 2000. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part 1 calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contrib. Mineral Petrol*-**139**, 541-554.
- Nixon P.H., Davies G.R., Slodkevich V.V., Bergman S.C. 1992. Venezuelan kimberlites. *Four Volcanology Geothermal Research*, **50**, p. 101-115.
- Noce C.M., Machado N. 1998. U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (Southern São Francisco Craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(1): 95-102.
- Noce C.M., Teixeira W., Machado N. 1997. Geoquímica dos gnaisses TTGS e granitóides neoarqueanos do Complexo Belo Horizonte, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, **27**(1): 25-32.
- Noce C. M., Zucchetti M., Baltazar O. F., Armstrong R. A., Dantas E. L., Renger F. E., Lobato L. M. 2005. Age of felsic volcanism and the role of ancient continental crust in the evolution of the Neoproterozoic Rio das Velhas greenstone belt (Quadrilátero Ferrífero, Brazil): U-Pb zircon dating of volcanoclastic graywackes. *Precambrian Research*, **141**(1-2): 67-82.
- Nyblade A.A. 2001. Hard-cored continents. *Nature*, **411**, 3 May.

- Oliveira R.G. 1990. Modelo gravimétrico da faixa Riacho do Pontal e de sua correlação com o Cráton do São Francisco. Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal. *Boletim de Resumos*, Natal, Sociedade Brasileira de Geociências, p. 232.
- O'Neil H.S.C. & Wood B.J. 1979. An experimental study of Fé-Mg partitioning between garnet and olivine and its calibration as geothermometer contrib. *Mineral Petrol.* **70**, 59-70.
- O'Reilly S.Y. 1984. The mantle environment. In kimberlite Occurrence and Origin: A Basis for Conceptual Models in Exploration. Edited by J.E. Glover and P.G. Harris. The Geology Department and University Extension, The University of Western Australia, *Publication n° 8*, p. 63-102.
- O'Reilly S.Y. 2001. Journey Beneath Southern Africa. *Nature.* **412**, 777-780, 23 August.
- O'Reilly S.Y. & Griffin W.L. 1996. 4-D Lithosphere Mapping: methodology and examples. *Tectonophysics*, **262**: 3-18.
- O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Poudjorn Djomani I.H., Morgan P. 2001. Are lithospheres forever? Tracking Changes in Subcontinental Lithospheric Mantle Through Time. *GSA Today*, April **2001**, p. 4-10.
- Ortu J.C. 1990. *Modelagem tectonofísica da porção sul da Bacia do São Francisco, MG.* Dissertação de mestrado, UFOP, Ouro Preto, 148p.
- Padilha A.L. 1983. Interpretação de anomalias aeromagnéticas da região do Quadrilátero Ferrífero. *Revista Brasileira de Geofísica*, **2**: 31-38.
- Padilha A.L. 1983. Interpretação de anomalias aeromagnéticas do Cráton do São Francisco. Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, 2, Salvador. *Anais*, Salvador SBG/CPM, p. 17-33.
- Padilha A.L., Vitorello I., Bologna M.S., Pádua M.B. 2005. Estruturas geoeletricas da litosfera sob a borda SW do Cráton do São Francisco. Simp. Cráton do São Francisco, 3, Salvador, Bahia, *Anais*, p. 40-43.
- Paim M.M. 1998. Petrologia da intrusão sienítica potássica de Cara Suja (sudoeste da Bahia). Sienitos alcalino-potássicos e ultrapotássicos paleoproterozóicos do Estado da Bahia, eds. Conceição H. & Cruz M.J.M. SBG, Nucleo BA-SE, *publ. Especial*, **4**, 112-145.
- Pedreira A.J. 1997. Sistemas deposicionais da Chapada Diamantina Centro-Oriental, Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, **27**: 229-240.
- Pedrosa Soares A.C., Noce C.M., Vidal Ph., Monteiro R.L.B.P., Leonardos O.H. 1992. Toward a new tectonic model for the late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) – West Congolian (SW Africa) belt. *Journal of South American Earth Science*, **6**(1/2): 33-47.
- Pedrosa Soares A.C., Wiedemann-Leonardos P. C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connections to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In U.G. Cordani, Milani E., A. Tomaz

- Filho, D. A. Campos (eds) *Tectonic Evolution of South America*. 31st Intern.Congr., Rio de Janeiro, p. 265-310.
- Penha U.C., Karfunkel J., Magalhães P.C.V., Costa K.C., Vol E., Gonzaga G.M., Sabóia L.M., Hartmann M.B., Nassif M.A., Chaves M.L.S.C., Reinhardt M.C., Campos J.E.G. (2000). Diamante em Minas Gerais: o projeto SIGIM-DIAMANTE/98 e Síntese Geológico-Exploratória. *Geociências*, v. **19**, 2: 175-195, São Paulo, UNESP.
- Pereira R.S. 1986. Fotointerpretação regional da área de Juína, mapa (esc. original 1:1.000.000). Unidade de Sensoriamento Remoto, *Internal Report*, De Beers Brasil, Brasília.
- Pereira R.S. 1991. Projeto Minas Sudeste: Interpretação geológica e estrutural de imagens de satélite TM, mapa (esc. original 1:250.000). Unidade de Sensoriamento Remoto, *Internal Report*, De Beers Brasil, Brasília.
- Pereira R.S. 1995. Minas Gerais South Project: paleovalley area. *Internal Report*, De Beers Brasil, Brasília, 21p.
- Pereira R.S.1998. Airborne multispectral scanner (AMS) no Bloco Gavião, Bahia. *Relatório Interno*, Departamento de Sensoriamento Remoto, De Beers Brasil, Brasília.
- Pereira R.S. 1998. South Portion of the São Francisco Shield: distribution of cretaceous sediments and major faults, mapa (esc.original 1:250.000). Remote Sensing Department, *Internal Report*, De Beers Brasil, Brasília.
- Pereira R.S. 2001. Técnicas exploratórias na prospecção de kimberlitos – estudo de caso. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(4): 405-416, dezembro de 2001.
- Pereira R.S. & Fuck R.A. 2005. Kimberlitos e rochas relacionadas no Cráton do São Francisco. *In: Simp. Cráton do São Francisco*, 3, Salvador, Bahia, *Anais*, p. 114-117.
- Pereira R.S. & Fuck R.A. 2005. Núcleos arqueanos no Cráton do São Francisco. *In: Simp. Cráton do São Francisco*, 3, Salvador, Bahia, *Anais*, p. 247-250.
- Pereira R.S. & Fuck R.A. 2005. Archean Nucleii and the distribution of kimberlite and related rocks in the São Francisco Craton, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* **35**(3): 297-310.
- Pereira R.S. & Neves R. R. 1991. *Fotointerpretação de imagem de satélite TM e fotografias aéreas da região do Projeto Barra do Mendes, Bahia*. Unidade de Sensoriamento Remoto, De Beers Brasil, Brasília.
- Pereira R.S. & Neves R.R. 1996. *Fotointerpretação estrutural, anomalias e garimpos (delimitação do vale e terraços) no rio São Francisco. Mapa (esc. original 1:50.000)*. Unidade de Sensoriamento Remoto, De Beers Brasil, Brasília.
- Pereira R.S., Weelock G., Bizzi L.A., Silva H.B., Leite A.A. 1998. Alluvial diamond potential of paleo drainage systems in the headwater of the São Francisco River, Minas Gerais, Brazil. *Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference*, Cape Town, South Africa.

- Pereira R.S., Zang M., Bizzi L.A. 1996. Target selection in the Bahia Project Area using regional scale geophysics, remote sensing and geochemistry. Geophysical Service Division, *Internal Report*, De Beers Brasil, Brasília, 14p.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**: 375-379.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost H., Ferreira Filho C.F., Araújo S.M. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In U.G. Cordani, Milani E., A. Tomaz Filho, D. A. Campos (eds) *Tectonic Evolution of South America*. 31st Intern.Congr., Rio de Janeiro, p.195-229.
- Pinese J.P.P., Teixeira W., Piccirillo E.M., Quemenéur J.J., Bellieni G. 1995. The Precambrian Lavras mafic dykes, Southern São Francisco Craton, Brazil: preliminary geochemical and geochronological results. *Physics and Chemistry of Dykes*, eds. Baer, G. and Heimann, A., p. 205-218. Balkema, Rotterdam.
- Pires A. C. B, Silva C. A., Moraes R. A.V., Franco H.A., Silva L.G. 2005. Classificação de corpos intrusivos na região de Coromandel (MG) com apoio de dados magnéticos e gamaespectométricos: resultados preliminares. *Anais do IV Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante e II South American Symposium on Diamond Geology*. Diamantina, MG. Eds. Pedro Ângelo Almeida & Francisco R. de Abreu. Sociedade Brasileira de Geologia-Núcleo Minas Gerais, vol. **14**, p. 117-120.
- Pizani J.R.T., Tainton K.M., Allan A.F., Silva S.B., Miranda J.V. 2001. Geology and exploration of the Braúna diamondiferous kimberlites, Serrinha Block, Bahia, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**: 663-664.
- Pollack H.N. & Chapman D.S. 1977. On the regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness. *Tectonophysics*, **38**: 279-296.
- Poudjom Djomani Y.H., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Morgan P. 2001. The density structure of subcontinental lithosphere through time. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. **184**, p. 605-621.
- Read G., Grutter H., Winter S., Luckman N., Gaunt F. 2003. Stratigraphic relations kimberlite emplacement and lithospheric thermal evolution, Quiricó Basin, Minas Gerais State, Brazil. *8th International Kimberlite Conference Long Abstract*, Toronto, Canada.
- Rendón C.A. & Kuyumjian R.M. 2005. Mineralizações de ouro do tipo orogênico em arco magmático paleoproterozóico, borda oeste do Cráton do São Francisco, regiões de São Domingos (GO) e Correntina (BA). *Revista Brasileira de Geociências*, **35**(2): 187-198.
- Richardson S.H. 1986. Origin of diamonds of peridotitic and eclogitic paragenesis. *Proceedings of the Fourth Kimberlite Conference*, Perth, Western Australia.
- Richardson S.H., Gurney J.J., Erlank A.J., Harris J.W. 1984. Origin of diamond in old enriched mantle. *Nature*, **310**: 198-202.

- Ringwood A.E., Kesson S.E., Hibberson W., Ware N. 1992. Origin of kimberlite and related magmas. *Earth and Planetary Science Letter*, **113**: 521-538.
- Rios D. C., Conceição H., Macambira J.B., Burgos C.M.G., Peixoto A.A., Cruz Filho B.E., Oliveira L.L., Lisboa M.P., 1998. Granitogênese da parte meridional-oriental do núcleo Serrinha: idade, petrografia e geoquímica. In: H. Conceição, M.J.M. Cruz, J.H.S. Sá, P. Sabaté (eds) Contribuição ao estudo dos granitos e rochas correlatas. *Publicação especial da Sociedade Brasileira de Geologia*, núcleo Bahia-Sergipe, **5**: 91-113.
- Rios D. C., Conceição H., Davis D. W., Macambira M. J. B., Peixoto A. A. Cruz Filho B. E., Oliveira L. L. 2000. Geochronology (U-Pb, Pb-Pb) and isotopic signature (Rb-Sr, Sm-Nd) of the Paleoproterozoic Guanambi batholith, southwest Bahia (NE Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1): 62-65.
- Robinson D.N. 1978. The characteristics of natural diamond and their interpretation. *Minerals Sci. Eng.*, vol. **10**, no.2, April.
- Robinson D.N. 1991. The characteristics and significance of some Brazilian diamond samples examined mainly in the offices of Sopemi. *Internal Report*, De Beers Brasil, Brasília.
- Robinson D.N., Phillips D., Anderson V.G. 1995. The characteristics and interpretation of Brazilian diamond samples examined in the Sopemi office. *Internal Report*, De Beers Brasil, Brasília.
- Robinson D.N., Scott J.A. Van Nickerk A., Anderson V.G. 1986. Events reflected in the diamonds of some Southern African Kimberlites. *Proceedings of the Fourth Kimberlite Conference*, Perth, Western Australia.
- Romano A.W. 1989. *Evolution tectonique de la region NW des Quadrilatère Ferrifère – Minas Gerais, Brésil*. Thèse Docteur, Université de Nancy I, 259p.
- Romeiro Silva P.C. & Zalán P.V. 2005. Contribuição da sísmica de reflexão na determinação do limite oeste do Cráton do São Francisco. In: Simp. Cráton do São Francisco, 3, Salvador, Bahia, *Anais*, p. 44-47.
- Rosa M.L.S., Conceição H., Paim M.M., Santos E.B., Alves da Silva F.C., Leahy G.A.S. and Bastos Leal L.R. 1996. Magmatismo potássico ultrapotássico pós-a tardi-orogênico no oeste da Bahia: batólito monzo-sienítico de Guanambi-Urandi e sienitos de Correntina. *Geochimica Brasiliensis*, **10**: 27-42.
- Rosa M.L.S., Conceição H., Conceição R.V., Rios D.C., Nardi L.V.S., Martin H., Oberli F., Meier M., Scheller T., Macambira M.J.B., McReath I., Pereira Santos C.G., Barreto Santos E., Paim M.M., Leahy G.A.S., 1999. Isotopic of the Paleoproterozoic potassic-ultrapotassic syenites from Bahia state, Brazil. In: II South Amer. Symp. On Isotope Geology. Cordoba, Argentina, *Actas*, p. 272-274.
- Rudnick R.L. 1995. Making Continental Crust. *Nature*, **378**, 571-578, 7 December.
- Sabaté P. 1996. Estruturas e tectônica do embasamento Arqueano e Paleoproterozóico Inferior do Estado da Bahia. In: Texto Explicativo para o Mapa Geológico da Bahia ao Milionésimo, coord. Barbosa, J.S.F. and Dominguez, J.M.L., pp. 201-226. *Publ. Especial SICM/SGM*, Salvador-BA.

- Sato K. 1998. *Evolução crustal da plataforma sul Americana com base na geoquímica isotópica Sm-Nd*. Tese de Dout., Universidade de São Paulo, Brasil, 297p.
- Schiller E.A. 1992. Diamond Exploration in Western Canada. *PDAC Digest*, **5**; 1-3.
- Schrank A. and Silva M.G. 1993. Greenstone belts do Cráton de São Francisco, Brasil. *O Craton de São Francisco*, eds. Dominguez, J.M.L. and Misi, A., p.85-118. SBG, SBG/SGM/CNPq, Salvador.
- Schobbenhaus C. 1996. As tafrogêneses superpostas Espinhaço e Santo Onofre, Estado da Bahia: revisão e novas propostas. *Revista Brasileira de Geociências*, **26**: 265-276.
- Schobbenhaus C., Hoppe A., Baumann A., Lorck A. 1994. Idade U-Pb do vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. Congr. Bras. Geol., **38**, Balneário de Camboriú. *Anais*, v. **2**, p. 397-399.
- Schulze D.J. 1992b. Diamond eclogite from Sloan Ranch, Colorado, and its bearing on the diamond grade of the Sloan kimberlite. *Economic Geology*, **87**, 2175-2179.
- Scott-Smith B.H. 1992. Contrasting Kimberlites and Lamproites. *Exploration Mining Geology*, **1**: 371-381.
- Scott-Smith B.H. & Skinner E.M.V. 1984. A new look at Prairie Creek, Arkansas. In Developments in Petrology 11.A, kimberlites I., Kimberlites and Related Rocks, J. Kornprobst, (ed.). *Elsevier Seismic Publications*, Amsterdam, p. 255-284.
- Seer H.J. 1999. *Evolução Tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma de Araxá, Araxá, Minas Gerais*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 267p.
- Seer H.J., Brod J.A., Fuck R.A., Pimentel M.P., Boaventura G.R., Dardenne M.A. 2001. O Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica neoproterozóica na faixa de dobramento Brasília. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**: 385-396.
- Seer H.J., Brod J.A., Valeriano C.M., Fuck R.A. 2005. Leucogranitos intrusivos no Grupo Araxá: registro de um evento magmático durante colisão neoproterozóica na porção meridional da Faixa Brasília. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**: 33-42.
- Shimizu N & Richardson S.H. 1987. Trace element abundance patterns of garnet inclusions in peridotite-suite diamonds. *Geochemica Cosmochemica Acta*, **51**: 755-758.
- Shirey S.B., Richardson S.H., Harris J.W. 2004. Age, paragenesis and composition of diamonds and evolution of the Precambrian mantle lithosphere of Southern África. *South África Journal of Geology*, vol.107, no. **1/2**, p. 91-106. Edited by M. J. de Wit, S. H. Richardson and L. D. Ashwal, Kaapvaal Craton Special Volume.
- Silva A.M., Souza Filho C.O., Toledo C.L.B., Dantas E.C. 2003. Amalgamation of different crustal blocks in the southernmost part of the São Francisco Craton, constrained by airborne geophysical data, Brazil. Braz. Geoph. Soc., *8th Intern. Geoph. Congr.*, Rio de Janeiro.

- Silva L.G. 2006. *Metodologia geofísica para discriminação de corpos intrusivos na Província Alcalina do Alto Paranaíba – MG*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 78p.
- Silva H.B. & Pereira R.S. 1991. Mission report to Venezuela: Guaniamo and Uriman áreas. *Internal Report*, Sopemi (De Beers Brasil), Brasília, 51p.
- Silva R.R. 1995. *Sequence stratigraphy and depositional systems of the lower Espinhaço Supergroup in the area between Diamantina and Gouveia, Minas Gerais, Brazil*. Freiburg, 145p. (Tese de Doutorado, Albert-Ludwigs Universität).
- Silva R.R. 1996. Correlation of the depositional sequences of the Proterozoic Espinhaço/São Francisco basin system in Minas Gerais and Bahia states, Brazil. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 39, Salvador, *Anais*, SBG, V.G., p. 142-144.
- Sinitsyn A.V., Dauév, Yu M., Grib V.P. 1992. Structural setting and productivity of the kimberlites of Arkhangels K province. *Russian Geology and Geophysics*, **33**: 61-70.
- Skinner C. 1996. Prospecting in Western Minas Gerais, Brazil. *Internal Report*, De Beers Brasil, Brasilia, 47p.
- Skinner E.M.W. 1989. Contrasting Group I and Group II kimberlite petrology: towards a genetic model for kimberlite. In Kimberlite and Related Rocks, J. Rors (ed.). *Geological Society of Australia*, Special Publication n° 14, p. 528-544.
- Skinner E.M.W., Smith C.B., Allsop H.L., Scott-Smith B.H., Dawson J.B. 1986. Proterozoic kimberlites and lamproites and a preliminary age for the argyle lamproite pipe, Western Australia. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 88.
- Smith C.B. 1983. *Rubidium-strontium, uranium-lead and samarium-neodymium isotopic studies of kimberlite and selected mantle-derived xenoliths*. Unpublished PHD thesis, University of Witwatersrand, Johannesburg, South África. 436p.
- Smith C.B. 1989. What is a kimberlite? In kimberlite occurrence and origin: A Basis for conceptual models in exploration. Edited by J.E. Glover and P.G. Harris. The Geology Department and University Extension, *The University of Western Australia*, publication n° 8, p. 1-18.
- Smith C.B., Gurney J.J., Harris J.W., Robinson D.N., Shee S.R., Jagoutz E. 1989. Sr and Nd isotopic systematics of diamond-bearing eclogitic inclusions in diamond from Southern África. *In kimberlites and Related Rocks*, Vol.2. Edited by J.Ross. Geological Society of Australia, *Special Publication*, p. 853-863.
- Söllner F & Trouw R.A. 1977. The Andrelândia depositional cycle (Minas Gerais/Brazil), a post-Transamazonian sequence south of the São Francisco Craton. Evidence from U-Pb dating on zircons of a metasediment. *Journal of South American Earth Sciences*, **10**(1): 21-28.
- Soares J.E.P., Berrocal J., Fuck R.A. 2003. Seismic crustal structure in central Brazil. *8th Intern. Congr. Brazilian Geoph. Soc.*, Rio de Janeiro, Brazil.

- Soares J. E., Berrocal J., Fuck R. A., Mooney W. D., Ventura D. B. R. 2006. Seismic characteristics of central Brazil crust and upper mantle: A deep seismic refraction study. *J. Geophys. Res.*, 111, B12302, doi: 1029/2005JB003769.
- Steenkamp B. 1998. Some questions and answers about the Mesozoic diamond mineralization potential of the Paramirim Shield. Geophysical Service Division, *Internal Report*, De Beers Brasil, Brasília.
- Svisero D.P., Felitti W., Almeida J.S. 1981. Geologia da mina de diamantes de Romaria, município de Romaria, M.G. *Mineração e Metalurgia RJ* 44 (425): 4:14.
- Svisero D.P. & Meyer H.O.A. 1989. Diamonds from Romaria Mine, Minas Gerais, Brazil. *28th International Geological Congress*, p. 113-114.
- Teixeira W. 1993. Avaliação do acervo de dados geocronológicos e isotópicos do Cráton do São Francisco – implicações tectônicas. *O Cráton do São Francisco*, II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Salvador, Bahia.
- Teixeira W. & Canzian, F. 1994. A evolução tectonotermal proterozóica do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas K-Ar em rochas do seu embasamento. *Bol. IG-USP, Ser. Cient.*, 25: 61-80.
- Teixeira W., Cordani V.G., Nuturan A.P., Sato K. 1998a. Polyphase Archean evolution in the Campo Belo metamorphic complex, Southern São Francisco Craton, Brazil. SHRIMP U-Pb zircon evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3): 279-289.
- Teixeira W., Sabaté P., Barbosa J.S.F., Noce C.M., Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: U.G. Cordani, Milani E., A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.) *Tectonic evolution of South America*. 31st Intern. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 101-137
- Toyoda K., Horiuchi H., Tocanami M. 1994. Dupal anomaly of Brazilian carbonatites: geochemical correlations with hotspots in the South Atlantic and implications for the mantle source. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 126: 315-331.
- Underwood, D. 1993. Detection of kimberlite using infra-red reflectance spectroscopy. *Internal Report*, Remote Sensing Section. Anglo American Corporation of South África Limited, Johannesburg, 4p.
- Underwood, D. 1994. *The use of spectral geology as a tool for diamond exploration in Brazil*. Remote Sensing Section. Anglo American Corporation of South África Limited, Johannesburg, 49p.
- Uhlein A. 1991. *Transição craton-faixa dobrada: um exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais*. São Paulo, 295p. (Tese de Doutorado, IG/Univ. São Paulo).
- Uhlein A. & Chaves M.L.S.C. 2001. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais e Bahia: correlações estratigráficas, conglomerados diamantíferos e evolução geodinâmica. *Revista Brasileira de Geociências*, 31: 433-444.

- Uhlein A. & Pedreira A.J. 1989. Considerações sobre a geologia estrutural, tectônica e fácies sedimentares do Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina (BA). *In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 5, Simpósio de Geologia de Brasília, 1, Belo Horizonte, Anais, SBG, p. 180-183.*
- Uhlein A., Trompette R., Egydio-Silva M. 1995. Rifteamentos superpostos e tectônica de inversão da borda sudeste do Cráton do São Francisco. *Geonomos, 3: 99-107.*
- Uren E., Pereira R.S., Richards D.A., Spooner C.N. 1999. *Airborne Multispectral Scanner: report on first pass interpretation of the Bahia Survey, Brazil.* Remote Sensing Unit, Geoscience Center, De Beers, Johannesburg.
- Ussami N. 1981. *Interpretação dos dados aeromagnéticos na área compreendida entre 42°-47° W e 15°-19° S (Minas Gerais, Brasil).* Dissertação de mestrado, IAG-USP, São Paulo, 119p.
- Ussami N. 1986. *Interpretation of the gravity anomaly of Bahia State, Brazil.* PhD Thesis, University of Durham, Durham, England, 234p.
- Ussami N. 1993. Estudos geofísicos no Cráton do São Francisco: estágio atual e perspectivas. *In: Simp. Cráton do São Francisco, 2, Salvador, Bahia.*
- VanDecar J.C., James D.E., Assumpção M. 1995. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implication for plate driving forces. *Nature, 378: 25-31.*
- Wannenburg A. J. & Johnson P. 1990. *Diamond People.* Published by Norfolk House Publishers, 5th floor, St. Andrew's House, 40 Broadway, London SW1H 0BT, England.
- Watkins J.M. 1974. The diamonds of the Coromandel area, Triângulo Mineiro. A preliminary appreciation with suggested approaches for future prospecting. *Internal Report, De Beers Brasil, Brasília, 29p.*
- Wheelock G. 1995. Assessment of the economic potential of the Minas Gerais South Paleovalley prospect. *Internal Report, De Beers Brasil, Brasília, 5p.*
- Wheelock G. 1995. Report on the placerology of the Rio de Janeiro area, Minas Gerais East Project, Brazil – implications for primary source exploration. *Internal Report, De Beers Brasil, Brasília, 4p.*
- Williamson P.A. & Pereira R.S. 1991. The Salvador 01 Kimberlite, Bahia, Brazil: its regional and local geological setting with comments on the sequence of prospecting activities leading to its discovery. Strategic Services Unit, *Internal Report, De Beers Brasil, Brasília, 27p.*
- Wilson A.N. 1982. *Diamonds, from Birth to Eternity.* Gemol. Int. Am., Santa Mônica.
- Wilson L. & Head III J.W. 2007. An integrated model of kimberlite ascent and eruption. *Nature, vol. 447/3, p. 53-57.*
- Yuan X. 1996. Velocity structure of the Qinling lithosphere and mushroom cloud model: *Science in China, Series D, vol. 39, p. 235-244.*

- Wyllie P.J. 1980. The origin of kimberlite. *Journal of Geophysical Research*, **85**: 6902-6910.
- Zang M.W. 1996. Magnetic and gravity study of Eastern Bahia. Geophysical Service Division, *Internal Report*, De Beers Brasil, Brasília.

ANEXO I

TÉCNICAS EXPLORATÓRIAS NA PROSPECÇÃO DE KIMBERLITOS – ESTUDO DE CASO

ROGÉRIO SILVESTRE PEREIRA¹

RESUMO Em escala global, menos de 1% dos kimberlitos podem ser considerados econômicos, e somente 15 pipes constituem minas de diamante de classe mundial. Até a década de 80 do século passado, exceto os depósitos aluvionares, os kimberlitos localizados nos Crátons arqueanos constituíam a única fonte viável de diamante. A descoberta em Argyle – Austrália de uma nova rocha (olivina lamproito) com altos teores de diamante, redirecionou as pesquisas para um novo alvo, as faixas móveis que circundam os cratons arqueanos. A seleção da técnica mais apropriada em um programa de exploração para kimberlito e/ou lamproito diamantífero baseia-se na disponibilidade de mapas geológicos adequados, fotografias aéreas, levantamentos geofísicos e no conhecimento da evolução geológica da área. A técnica de amostragem para recuperação de minerais indicadores é empregada em todo o mundo e vem sendo praticada desde que o kimberlito foi reconhecido em Kimberley, África do Sul, como a rocha fonte do diamante. Os resultados da técnica estão fundamentados nas análises geoquímicas dos minerais singenéticos ao diamante. A magnetometria aérea/terrestre constitui a segunda técnica mais usada na detecção direta de kimberlitos/lamproitos. Em Minas Gerais, essa técnica foi responsável pela identificação de centenas de kimberlitos e rochas relacionadas. A integração de dados sísmicos, gravimétricos e aeromagnéticos com geocronologia e geoquímica dos minerais indicadores podem proporcionar a definição de ambientes da litosfera favoráveis à preservação do diamante. Trabalhos desse tipo foram realizados na porção norte do Craton do São Francisco. A integração de imagens de satélite TM/radar com fotografias aéreas tem sido usada rotineiramente na identificação de feições relacionadas às intrusões de kimberlitos no Brasil. O sucesso do uso de fotografias aéreas na detecção direta de kimberlitos baseia-se principalmente no contraste da cobertura de vegetação entre a intrusão e a encaixante. A partir de 1997, scanners multiespectrais passaram a ser usados na prospecção de kimberlitos. O equipamento opera no intervalo do espectro de ondas do SWIR, destacando anomalias Mg(OH). O artigo apresenta breve recapitulação sobre kimberlito, lamproito, gênese do diamante e revê as técnicas exploratórias mais usadas.

Palavras-chave: kimberlito, lamproito, minerais kimberlíticos, núcleo arqueano, gravimetria, magnetometria, sensoriamento remoto, litosfera, geocronologia, diamante.

ABSTRACT *EXPLORATORY TECHNIQUES IN KIMBERLITE EXPLORATION: CASE STUDY* In a global scale, only 15 kimberlite pipes constitute world class diamond mines. Until the 1980's, except for the diamondiferous alluvial deposits, kimberlites located in the Archaean cratons were the only available diamond sources. The discovery of a new highly diamondiferous rock (olivine lamproite) in Argyle – Australia, re-directed the research for a new target, the mobile belts. The selection of appropriate techniques in a diamondiferous kimberlite/lamproite exploration program is based on the availability of suitable geological maps, aerial photographs, geophysical survey and knowledge of the area's geological evolution. The sampling technique for indicator minerals is used world wide and has been practiced since kimberlite was recognised in Kimberley – South Africa as the source rock of diamond. The technique results are based on geochemical data of diamond syngenetic minerals. The aerial and ground magnetometry constitute the second more used technique for direct detection of kimberlite/lamproite. Mainly in Minas Gerais State this technique was responsible for the identification of hundreds of kimberlites and related rocks. The integration of seismic, gravimetric, aeromagnetic, geochronological and geochemical data of indicator minerals can provide the definition of favorable lithosphere environment for the preservation of diamond. These types of research were developed in the northern portion of the São Francisco Craton. In Brazil, the integration of TM/radar satellite image with airphotographs has been routinely used to identify features related to kimberlite intrusions. The success of kimberlite direct identification using aerial photographs is based mainly on vegetation cover contrast between the intrusion and the country rocks. Since 1997, scanner multispectral technique has been used for kimberlite exploration. The equipment operates in the short wave infrared interval, enhancing Mg(OH) anomalies. The paper presents a brief overview about kimberlite, lamproite, genesis of diamond and a reviewing of the exploration techniques.

Keywords: kimberlite, lamproite, kimberlitic minerals, archaean nucleus, gravimetry, magnetometry, remote sensing, lithosphere, geochronology, diamond.

INTRODUÇÃO Kimberlitos diamantíferos estão predominantemente confinados aos crátons antigos e estáveis no mundo. Em escala global, menos de 1% dos kimberlitos são suficientemente diamantíferos para serem considerados econômicos, e somente cerca de 15 pipes constituem minas de classe mundial. Os sucessos das descobertas dos últimos 35 anos, principalmente na Rússia (Mir, Udachnaya), Botswana (Orapa, Jwaneng), Austrália (Argyle) e no Canadá (Lac de Gras – Northwest Territories) na última década, refletem o êxito das aplicações de técnicas modernas, principalmente nas áreas de geofísica e geoquímica.

Exceto os depósitos aluvionares, os kimberlitos constituíam

a única fonte econômica de diamante até a descoberta, em 1983, do lamproito Argyle (Western Australia). O alto teor de diamante na intrusão demonstrou a possibilidade de que um novo tipo de rocha (olivina lamproito) também seria capaz de conter diamante. As áreas cratônicas antigas e estáveis, tidas até então como únicas na prospecção de diamante, foram consideravelmente ampliadas com a adição do novo ambiente geológico de Argyle, isto é, os cinturões móveis proterozóicos. Em todo o mundo, o novo alvo potencial para a prospecção de diamante passou a ser pesquisado. Kimberlitos, considerados historicamente como a maior fonte primária de diamantes, exibem propriedades físicas e químicas extremamente variá-

¹ Pós-graduação do Instituto de Geociências da UnB, Brasília, DF, Brasil.
SHCGN 708, Bloco H, Apt. 103, Brasília, 70748-768, email: rsp@opendf.com.br.

veis. O reconhecimento de uma segunda fonte primária potencialmente econômica expandiu consideravelmente essas variáveis.

Aspectos de petrologia, mineralogia, geoquímica, geofísica, sensoriamento remoto e dados adicionais de campo, tais como variações da granulometria e cor do solo, anomalias específicas de determinadas espécies de vegetação e minerais identificados no *bota-fora* de formigueiros devem ser integrados aos programas de exploração. A seleção das técnicas mais apropriadas em um programa de exploração está baseada em fatores tais como a disponibilidade de fotografias aéreas/imagens e o tempo hábil em obtê-las, levantamentos geofísicos prévios, mapas adequados, facilidades de acesso e fisiografia do terreno, rocha encaixante, geomorfologia, nível de erosão na área alvo, idades das intrusões, espessura prevista de coberturas e, obviamente, disponibilidade de recursos para a execução do projeto. No Brasil a diversidade de clima, cobertura vegetal e vias de acesso da região amazônica para o nordeste e o sul do país, implica em estratégias diferentes no planejamento da prospecção, incluindo mesmo a adaptação das equipes de campo.

A técnica de amostragem de minerais pesados/indicadores é mundialmente empregada e praticada por mais de cem anos, desde que o kimberlito foi reconhecido em Kimberley na África do Sul como rocha fonte do diamante. No Brasil o *follow up* de minerais indicadores foi responsável pela descoberta de mais de uma centena de corpos kimberlíticos. Os resultados da técnica estão fundamentados nas análises visuais e químicas dos minerais singenéticos ao diamante nas paragêneses peridotítica e eclogítica. A quantidade de granada subcalcica, derivada de harzburgito, e o seu baixo teor em Ca podem assinalar o conteúdo de diamante. Cromita com alto teor de Cr_2O_3 , níveis moderados a altos de MgO e muito baixo TiO_2 , também está associada ao diamante. A geoquímica dos minerais indicadores constitui, portanto, meio eficaz de avaliar o potencial para diamante dos alvos de exploração.

Em países de vasta extensão territorial como o Brasil, a redução das dimensões dos alvos regionais tem sido tentada por meio de modelos estruturais que apontam áreas mais favoráveis dentro de um contexto maior. Recentemente, a análise de produtos da integração dos dados de geofísica, sensoriamento remoto, geoquímica, geocronologia e geologia de superfície têm proporcionado mais consistência na seleção dos alvos. Apesar da ausência de dados sísmicos para o mapeamento de estruturas da litosfera, a integração de dados gravimétricos e magnéticos, geoquímica de minerais indicadores de kimberlitos, imagens de sistemas ótico/radar de satélite e geocronologia tem proporcionado sucesso na delimitação de blocos crustais/manto na porção norte do Craton do São Francisco. A presença de granada de alta pressão proveniente de kimberlitos situados na área mais central ou núcleo do Bloco Serrinha indica a presença de litosfera subjacente mais espessa, preservada do retrabalhamento durante o Ciclo Transamazônico.

Os dados de magnetometria aérea e terrestre têm sido usados com eficiência na detecção direta de corpos kimberlíticos e lamprofíticos. Em áreas magneticamente muito agitadas, ou mesmo devido ao baixo magnetismo apresentado por alguns *pipes* (Argyle), o método deve ser usado com cautela. No Brasil, particularmente em Minas Gerais, o método aeromagnético foi responsável pela identificação de centenas de kimberlitos e rochas relacionadas.

Na área de sensoriamento remoto, imagens TM - Landsat e

fotografias aéreas tem sido usadas. Devido à baixa resolução espacial e espectral das imagens para a detecção direta de kimberlitos ou lamprofritos, essa técnica tem sido integrada com dados geofísicos para análises estruturais. Anomalias de vegetação constituem o principal critério na detecção direta de kimberlitos em fotografias aéreas. Essas anomalias são bem definidas e se relacionam com os solos férteis derivados das intrusões, sendo particularmente contrastantes se os solos originados das rochas encaixantes são arenosos. Associadas a outras técnicas, as fotografias aéreas tem sido usadas em análises estruturais, geomorfológicas, definição de vales e terraços de aluviões diamantíferos e principalmente na integração com dados de geofísica e imagens de satélite para identificação e *follow up* de anomalias. A partir de 1997, imageadores multiespectrais operando no intervalo de comprimento de ondas do SWIR (Short Wave Infrared) passaram a ser usados na prospecção de kimberlitos. Devido à alta resolução espacial e espectral, os sensores são capazes de detectar (pico de absorção) a hidroxila $Mg(OH)$ de argilo-minerais típicos da alteração de kimberlitos. Levantamentos realizados no Brasil apontaram boas anomalias sobre kimberlitos conhecidos.

Por fim, o sucesso das técnicas exploratórias na prospecção de kimberlitos e lamprofritos depende essencialmente do conhecimento e capacidade do geólogo de exploração em reconstruir a história da evolução geológica de uma região, proporcionando a seleção de alvos tão sólidos quanto possível. Depende ainda da tenacidade, perseverança, treinamento e aplicação das equipes de prospecção no campo.

Antes da revisão sobre as técnicas exploratórias usadas na prospecção de kimberlitos e lamprofrito, apresentar-se-á uma recapitulação sobre essas rochas e a gênese do diamante.

KIMBERLITO Kimberlitos constituem variedades de rochas potássicas, volumetricamente insignificantes em escala mundial. Consistem de minerais, fragmentos de rochas e componentes magmáticos formados em ambientes físicos/químicos diversos, amostrados em diferentes profundidades pelo magma kimberlítico ao longo de sua ascensão desde o manto até a superfície.

A definição de kimberlito proposta por Clement et al. (1984), formalmente aceita até hoje, é de que este consiste de uma rocha ígnea ultrabásica, potássica, rica em voláteis, que ocorre em *pipes* vulcânicos, diques e *sills*. Possui textura inequigranular resultante da presença de fenocristais em matriz finamente granular. A olivina ocorre como fenocristal e constituinte da matriz, seguida de flogopita, calcita, serpentina, clinopiroxênio (comumente diopsídio), monticelita, apatita, espinélio, perovskita e ilmenita. Os fenocristais são anédricos, derivados do manto, ferromagnesianos, e incluem olivina, flogopita, picroilmenita, espinélio cromífero, granada magnésiana, clinopiroxênio (comumente diopsídio cromífero) e ortopiroxênio (comumente enstatita). Os fenocristais e os minerais da matriz formados relativamente cedo são frequentemente alterados por processos deutéricos, principalmente serpentinização e carbonitização. Comumente contém inclusões de rochas ultramáficas, derivadas do manto superior, e quantidades variáveis de xenocristais e xenólitos crustais. Kimberlito pode conter diamante, porém como um constituinte raro. Geoquimicamente, são rochas ricas em CO_2 , TiO_2 , K_2O , com componente volátil extremamente alto. Também são ricas em elementos traços incompatíveis tais como Rb, Sr, Zr, Nb, Ba, Cs, Th, U, Pb e Terras Raras Leves.

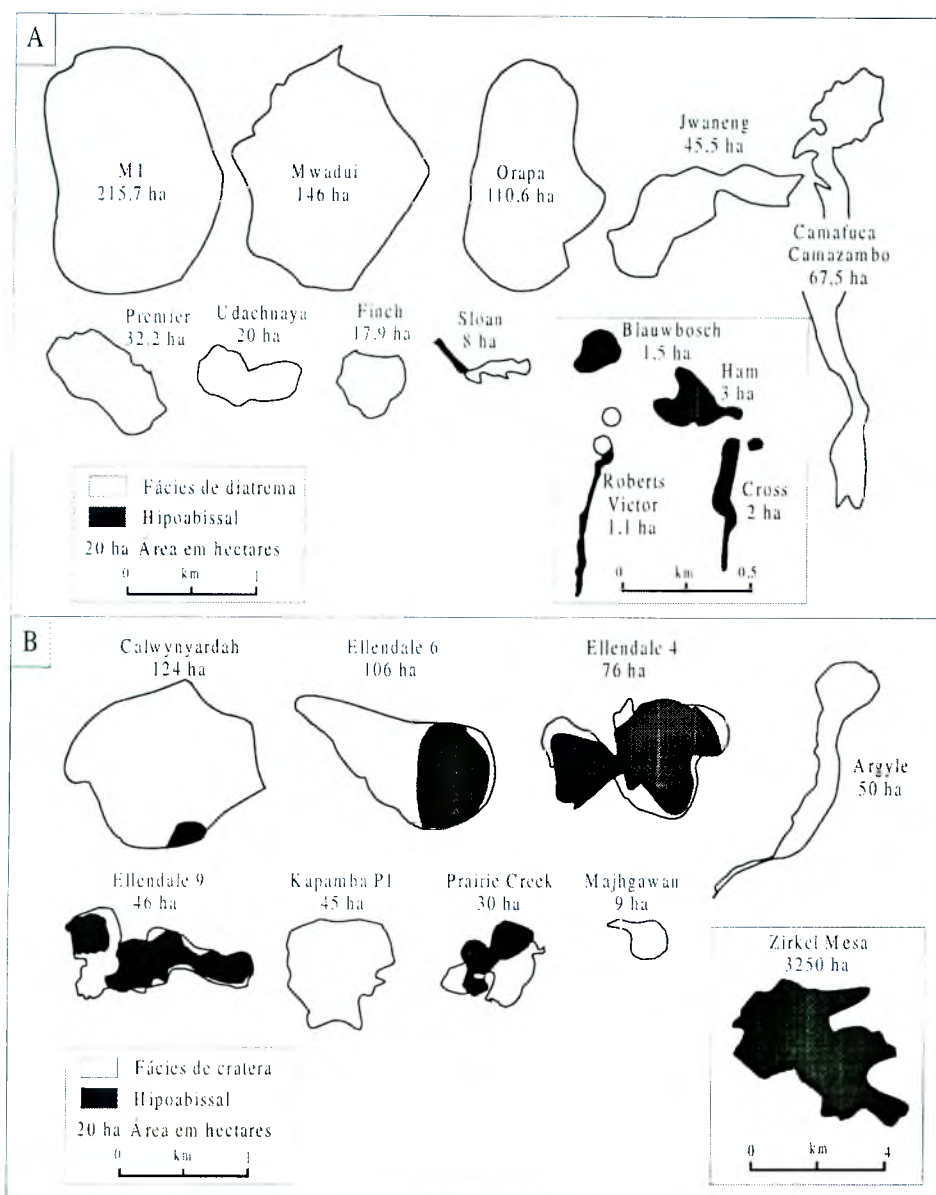


Figura 1 – Nível atual da erosão de diferentes intrusões. (A) - Kimberlitos (reproduzido de Scott-Smith 1992). (B) Lamproítos (reproduzido de Scott-Smith 1992).

A área de ocorrência de um kimberlito, que varia de alguns poucos hectares até mais de 200 hectares, reflete não somente a natureza da erupção, mas principalmente o nível da erosão da intrusão (Fig. 1). Intrusões do tipo *pipe* comumente contêm 3 zonas distintas, isto é, a raiz, o diatrema e a cratera.

A zona da raiz apresenta formato irregular e contém rochas de vários pulsos de magmas com composições diferentes e texturas típicas de intrusões hipabissais. Muitos dos kimberlitos hipabissais formados durante o desenvolvimento inicial do *pipe* podem não atingir a superfície (Clement 1982, Clement & Reid 1989).

A zona do diatrema é a parte principal da intrusão. Ao contrário da zona da raiz, apresenta contatos regulares de mergulhos em ângulos altos com a rocha encaixante. Consiste de rochas com texturas incomuns que refletem a fluidização e a degasificação de sistemas intrusivos ricos em voláteis (CO₂). *Lapilli pelletal* são constituintes característicos destas rochas,

onde a matriz é comumente cimentada por serpentina e micrólitos de clinopiroxênio.

A zona de cratera consiste na expressão superficial da intrusão. Constituída por material piroclástico primário, por vezes retrabalhado, a zona de cratera apresenta contatos de baixos mergulhos e mais irregulares quando comparados com a zona do diatrema.

Em *pipes* kimberlíticos, cada zona apresenta características diferentes na distribuição dos diamantes. Devido ao arranjo interno mais simples, a zona do diatrema mostra baixa flutuação dos teores, ao contrário da zona de raiz onde variam de acordo com as diferentes fases magmáticas. Na zona de cratera, os teores dependem dos resultados de interação dos processos piroclásticos primários com a erosão, re-sedimentação, intemperismo e lixiviação.

Teores economicamente viáveis de diamantes em kimberlitos variam de ~3cts/100t a >200cts/100t. A disparida-

de entre os teores mais baixos e altos deve-se à avaliação (US\$/ct) dos diamantes, que podem variar de US\$10/ct (Juína) até mais de US\$300/ct. As variações dos valores médios dos diamantes podem, portanto, inviabilizar economicamente kimberlito como o Monastery (Orange Free State) que apresenta, em algumas porções do *pipe*, teores de 50cts/100t e viabilizar outros, como o kimberlito Letseng La Terae (Lesotho) com teores de ~3cts/100t, mas que regularmente produz diamantes acima de 20cts do tipo gema.

Datações de kimberlitos e lamproítos indicam idades do Proterozóico ao Terciário. Tentativas de estabelecer uma ciclicidade de intrusões não tiveram êxito. Contudo, concentrações maiores em determinados intervalos de tempo podem ser observadas, como por exemplo, entre o Jurássico Inferior (175Ma – 190Ma) e o Cretáceo Superior (65Ma - 80Ma). No Brasil, a maioria dos kimberlitos se concentra entre 80Ma – 125Ma.

Kimberlitos estão restritos a ambiente de intraplaca continental, mais especificamente às regiões da crosta continental sobrejacente a crátons mais velhos que 2,5Ga. A localização de 95% das minas de diamantes nesse ambiente reforça as observações de Clifford (1966) e Dawson (1980) de que kimberlitos economicamente importantes estão confinados a núcleos cratônicos arqueanos.

LAMPROÍTOS A descoberta de lamproíto diamantífero despertou grande interesse. Estudos sobre o mesmo foram realizados por Scott-Smith & Skinner (1984), Mitchell (1989), Mitchell & Bergman (1991) e Scott-Smith (1992). Lamproíto é uma rocha ígnea magnésiana, ultrapotássica e se caracteriza pela alta razão K_2O/Na_2O e concentrações elevadas de Cr, Ni, Rb, Sr, Zr, e Ba. Ao contrário do kimberlito, o CO_2 é praticamente ausente. Contem quantidades variáveis de leucita como fenocristal primário ou constituinte da matriz. Outros minerais proeminentes são flogopita titanífera, clinopiroxênio (tipicamente diopsídio), richterita titanífera potássica, olivina e sanidina. Priderita, perovskita, apatita, wadeita e espinélio podem ocorrer. A distinção entre lamproíto e kimberlito é feita pela presença, no primeiro, de leucita, anfibólio, sanidina, vidro, priderita, wadeita e ausências de monticelita, carbonato e serpentina primários.

Em contraste com kimberlitos, que atingem profundidades de 2km, os lamproítos não ultrapassam 500m, o que resulta na ausência da zona de diatrema e de zona de raiz menos desenvolvida que nos kimberlitos. O pouco desenvolvimento dessas zonas é atribuído à baixa presença de CO_2 na erupção dos magmas lamproíticos, resultando em maior participação da zona de cratera, acompanhada de pequenos *vents* ou alimentadores, exibindo o conjunto um formato de taça de *champagne*, ao contrário do formato em cone dos kimberlitos. Uma característica muito própria do lamproíto consiste na intrusão de magma tardio no depósito piroclástico, usualmente na forma de lagos de lava.

Lamproítos, como os kimberlitos, são produtos de magmatismo intraplaca. Contudo, ao contrário dos kimberlitos (econômicos) que estão confinados aos crátons arqueanos, os lamproítos geralmente ocorrem nas margens dos crátons, junto aos cinturões móveis.

As diversidades do ambiente tectônico, tipo de *emplacement*, formato do corpo e diferente mineralogia obviamente têm implicações na seleção dos alvos, técnicas exploratórias e determinação dos teores em diamante entre

lamproítos e kimberlitos.

GÊNESE DO DIAMANTE Os kimberlitos diamantíferos estão confinados às áreas cratônicas arqueanas. As relações entre anomalias de alta velocidade das ondas S (shear wave) e a espessura da litosfera permitem estimar nestas áreas a espessura média da litosfera pós-arqueana entre 100 e 200km, podendo alcançar mais de 300km.

Datações Sm/Nd de ortopiroxênio, granada encapsulada em diamantes e Re-Os de xenólitos da litosfera de kimberlitos da África do Sul e Sibéria, indicam que os crátons arqueanos e as litosferas mais espessas subjacentes foram formados no Arqueano (Condie 1997).

Provavelmente devido ao empobrecimento de elementos radiogênicos como U e Th, as áreas arqueanas apresentam fluxo térmico menor que as áreas jovens. A inflexão das geotermas para a base de litosferas subjacentes à crátons arqueanos indica que as temperaturas são menores que as observadas na mesma profundidade, porém fora desse ambiente (Haggerty 1986). A convergência dos dados permite indicar que os diamantes são formados, e permanecem estáveis, na raiz "fria" e menos densa das quilhas litosféricas sob os crátons arqueanos, onde a estabilidade do mineral é limitada por temperaturas entre 900^o e 1300^oC, profundidades de 150 a 200km, pressões entre 45 e 65kba e geoterma próximo a 40mWm⁻².

Estudos de inclusões de minerais em diamantes e da assembléia de minerais em xenólitos diamantíferos mostram que a formação dos diamantes na base da litosfera está associada a 2 tipos de rochas: granada peridotito, com predominância de granada harzburgito sobre o lherzolito, e eclogito. A composição química dessas inclusões indica fonte situada no manto superior, constituída por granada harzburgito com lentes de eclogito, empobrecida em FeO, Al_2O_3 , CaO (Nyblade 2001) e enriquecida em LREE por metassomatismo.

Diamantes peridotíticos (tipo P) e eclogíticos (tipo E) constituem populações distintas. Datações de diamantes do tipo P provenientes de kimberlitos da África do Sul e Sibéria indicam que estes são arqueanos. Por outro lado, diamantes do tipo E recuperados de eclogitos diamantíferos (Roberts Victor, África do Sul) mostram idades entre 2.7Ga e 990Ma. A presença de diamantes de idades diferentes em um mesmo kimberlito, como na mina Finsch (África do Sul), implica em processos distintos de formação dos tipos P e E. Ambos tipos também diferem na composição isotópica de carbono ($\delta^{13}C$), uma vez que nos do tipo P os valores estão confinados entre -2 e -9 per mil, semelhantes aos obtidos em substâncias derivadas do manto, enquanto os do tipo E apresentam valores entre -34 e +3 per mil, semelhantes aos observados em materiais da crosta. Os valores distintos nos dois tipos sugerem que a fonte de carbono dos diamantes peridotíticos é astenosférico e dos eclogíticos é crustal, reciclada para o manto por subducção.

Os diamantes formados no Arqueano e/ou Proterozóico permanecem estáveis na base da litosfera por longo período de tempo até a sua captura por kimberlitos/lamproítos muito mais jovens (preferencialmente paleozóicos e mesozóicos). O transporte do diamante desde seu campo de estabilidade até a superfície implica em grande diluição do teor, indicando um meio física e quimicamente hostil que resulta em absorções, quebra e abrasão dos cristais (Fig. 2). As feições de absorção mostram que os diamantes não estão em equilíbrio com o magma kimberlítico, e são submetidos à oxidação durante o transporte.

Em termos de exploração, os fatores mais importantes na gênese do diamante podem ser resumidos aos seguintes pontos:

- Os macrodiamantes presentes em depósitos econômicos derivam de rochas fontes peridotíticas e eclogíticas e constituem xenocristais em kimberlitos e lamproítos.

- A abundância de inclusões de minerais peridotíticos indica que os do tipo P são mais abundantes que os do tipo E. Entretanto, em relação aos xenólitos observa-se o inverso, sugerindo uma desagregação maior de peridotito diamantífero.

- Ambas as paragêneses do diamante são mais antigas que as rochas transportes/hospedeiras.

- Diamantes peridotíticos são formados em peridotito quimicamente empobrecido (FeO , Al_2O_3 , CaO) na base da litosfera (150 – 200km), onde são enriquecidos em LREE, K e Rb, por meio de evento metassomático pobre em Ti.

- No caso de microdiamantes associados ao magma hospedeiro, seu conteúdo no kimberlito e lamproíto pode não estar relacionado aos macrodiamantes da mesma intrusão.

- Os diamantes são encontrados preferencialmente em regiões onde as rochas antigas são preservadas e mostram uma quilha litosférica espessa e fria em subsuperfície.

- O transporte do diamante do manto até a superfície necessita ser rápido para evitar a destruição do mineral.

TÉCNICAS EXPLORATÓRIAS Durante aproximadamente 100 anos, as técnicas de exploração foram desenvolvidas com o objetivo de localizar kimberlitos. A partir da década de 80 do século passado, a descoberta da rocha com alto teor de diamante no noroeste da Austrália, exigiu das empresas uma reorientação das pesquisas para o novo alvo.

O ambiente geotectônico, aliado à presença menor dos minerais indicadores da nova fonte diamantífera primária, contribuíram para a revisão da tradicional técnica exploratória de amostragem para minerais indicadores, em especial quanto ao volume da amostra. Devido às pequenas proporções de grana-da, espinélio, diopsídio e ilmenita, abundantes no kimberlito típico, o olivina lamproíto de Argyle foi descoberto por meio do *follow up* de diamante, cujos teores são excepcionalmente altos.

Atualmente, as técnicas exploratórias consistem mais e mais na integração dos dados obtidos pelos diferentes métodos. Os alvos definidos para levantamentos aeromagnéticos, de fotografias aéreas ou *scanner* multiespectral, invariavelmente são resultados da integração de amostragens positivas de minerais com modelos estruturais, embasados em interpretações de imagens ótica/radar de satélite e mapas geológicos disponíveis. Por outro lado, amostragens detalhadas ou *follow up* de minerais são planejados seguindo mapas, cujos dados são originados da integração das anomalias selecionadas nos diferentes tipos de aerolevantamentos com resultados mineralógicos, interpretações geológico/estruturais e geomorfológicas detalhadas.

As correlações de dados geoquímicos de minerais singenéticos ao diamante nas paragêneses peridotítica e eclogítica, com dados de sísmica profunda, magnetometria, gravimetria, geocronologia e geologia de superfície, podem indicar a presença de litosfera mais espessa, favorável à preservação do diamante. Nesse aspecto, foram desenvolvidos trabalhos com êxito na porção norte do Craton do São Francisco.

Entre as técnicas exploratórias mais usadas mundialmente na prospecção de kimberlitos e lamproítos destacam-se a amostragem para recuperação de minerais pesados/indicado-

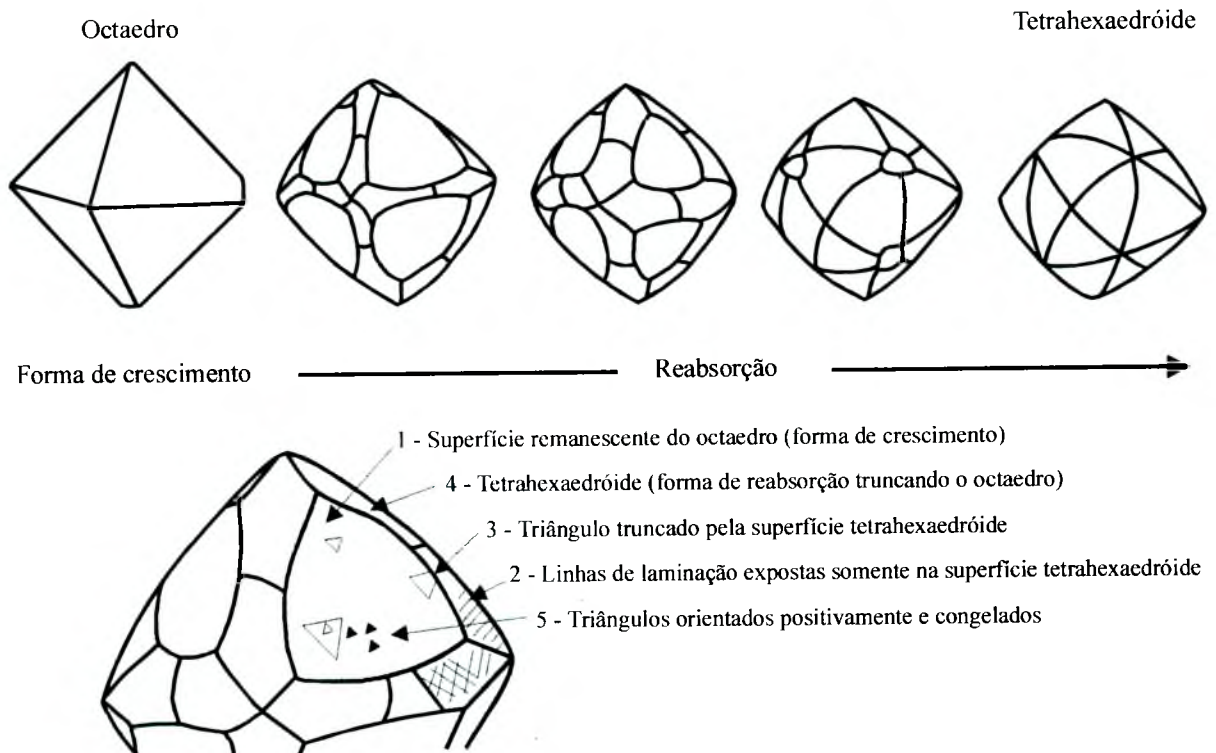


Figura 2 – Feições de reabsorção de diamante

res, a geofísica aérea/terrestre e o sensoriamento remoto. Outras técnicas menos usadas, porém ainda aplicadas, são a amostragem geoquímica e a geobotânica, esta última observada com frequência em fotografias aéreas. A associação de anomalias geoquímicas de solo (Ni, Cr, Nb, Mg) com a intrusão diamantífera de Dachine na Guiana Francesa e a disponibilidade de extensos blocos de amostragens, bem como levantamentos aeromagnéticos de boa qualidade permitiram o uso da técnica de amostragem geoquímica na seleção de alvos para kimberlito/lamproito nesse país.

Amostragem para minerais pesados/indicadores A técnica de amostragem para recuperação de granada, espinélio, diopsídeo e ilmenita constitui a base da prospecção para kimberlito e lamproito (Fig. 3). O método, desenvolvido especificamente para ocorrências de kimberlitos na África do Sul, tem sido aplicado com sucesso em todo o mundo. Na amostragem, incluem-se sedimentos de corrente, solos, tilitos e conglomerados. A densidade e o volume das amostras variam de acordo com as fases de reconhecimento, intensificação, follow up e ambientes mais ou menos concentradores de minerais pesados. A morfologia da superfície dos grãos, tais como grau de abrasão (arestas mais ou menos vivas dos minerais), arredondamento e a proporção maior ou menor da capa que envolve o mineral (superfície kelifítica em granadas), pode ser usada para estimar a distância da fonte primária. Descrições das técnicas de recuperação/separação dos minerais, desde o peneiramento em diferentes granulometrias até o concentrado final obtido em laboratório não cabem nesse trabalho.

A contribuição maior dos minerais indicadores está no acesso ao potencial diamantífero da fonte, definida pela interpretação das composições químicas dos minerais. Cabe frisar que o



Figura 3 – Minerais pesados/indicadores. Fotomicrografia (25x) de minerais provenientes de tilito, coletados a jusante do kimberlito Point Lake, NWT – Canadá. Observa-se a partir do canto superior esquerdo em grupos de 4: granadas eclogíticas, picroilmenitas, megacristais de granadas eclogíticas, Cr diopsídios, granadas peridotíticas (G10), Ti-Cr cromitas (Fipke et al. 1995).

sucesso do método desenvolvido para os minerais se aplica a kimberlitos, e com algumas modificações a lamproítos.

USO DE GRANADA Na paragênese do diamante peridotítico, três subgrupos de rochas são reconhecidos como fontes potenciais de diamantes: granada harzburgito, cromita harzburgito e granada lherzolito. Em razão de que 85% das inclusões de granadas em diamantes são do tipo granada subcálcica, típica do harzburgito, o potencial diamantífero deriva da maior ou menor quantidade deste mineral na rocha. O diagrama $Cr_2O_3 - CaO$ (Fig. 4) para granadas peridotíticas inclusas em diamantes provenientes de várias localidades do mundo, mostra que 85% (G10) caem no campo mais pobre em CaO quando comparadas com as granadas (G9). Na prática, granadas lherzólíticas de alta pressão podem situar-se no campo das subcálcicas, ou o inverso para pressões mais baixas. Contudo, empiricamente nota-se que a maioria das granadas peridotíticas de kimberlitos diamantíferos situam-se sempre no campo das variedades subcálcicas.

USO DA CROMITA A cromita é usada de maneira similar à granada na indicação do potencial diamantífero dos diatremas derivados de harzburgitos (Fig. 5). Cromita associada a diamante mostra alto teor de Cr (>60% wt% Cr_2O_3) e moderado a alto teor de Mg (~ 12 a 16 wt% MgO). Teores muito baixos de TiO_2 (< 0,3 wt%, raramente > 0,6 wt%) também é uma característica. O conteúdo de Cr na cromita constitui o indicador crítico do potencial diamantífero da fonte.

Na paragênese eclogítica, os estudos de xenólitos mostram que determinada variedade de eclogito contém granada e clinopiroxênio anômalos em Na e K respectivamente (Fig. 6). Diamantes estão sempre associados a esse grupo de eclogito, e o parâmetro químico diagnóstico do potencial diamantífero está relacionado ao teor de Na na granada.

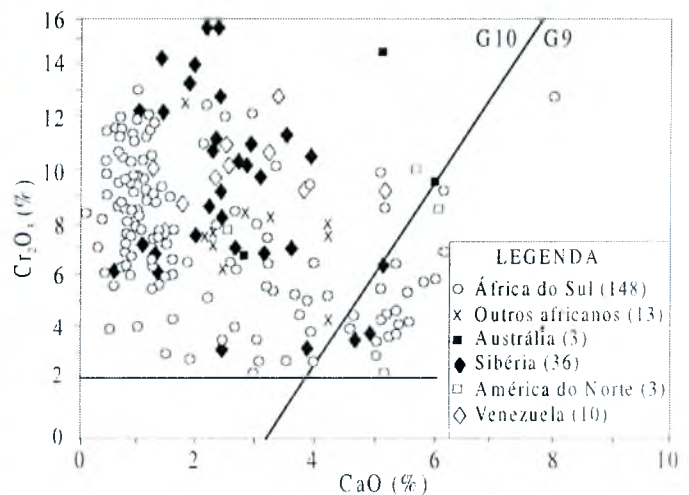


Figura 4 – Diagrama $Cr_2O_3 - CaO$ de inclusões de granada peridotítica em diamante. Oitenta e cinco por cento das granadas situam-se no campo mais pobre em CaO, definido pela linha inclinada estabelecida por Gurney em 1984. As composições subcálcicas referem-se às granadas G10. A linha horizontal de 2% de Cr_2O_3 é usada como divisão arbitrária entre granada eclogítica, abaixo da linha e granada peridotítica acima (Fipke et al. 1995).

Apesar de não ser infalível, o uso da geoquímica dos minerais indicadores é relevante na avaliação de kimberlitos conhecidos. A técnica tem sido aplicada com sucesso em Botswana, Venezuela (Guaniamo), África do Sul, Guiné e recentemente na importante descoberta de Lac de Gras – Northwest Territories, Canadá. No Brasil, mesmo kimberlitos levemente diamantíferos sempre são ricos em granada subcálcica e espinélio de alto interesse. Em geral, alvos que apresentam granada subcálcica, cromita com alto Cr, populações de granada eclogítica com alto Na e ilmenita magnesiana devem ser considerados como de alta prioridade.

O sucesso da técnica em relação aos kimberlitos aplica-se parcialmente aos lamproítos. A razão para isto reside nas populações menores dos minerais indicadores nesse tipo de rocha. Em Argyle, 32 kg de tufo arenoso com alto teor de diamante indicou somente 3 grãos de granada peridotítica e 3 eclogíticas. Resultado semelhante também foi observado no lamproíto de Prairie Creek (Arkansas, USA), onde 42 kg da facies mais diamantífera forneceu 2 granadas eclogíticas e 3 peridotíticas (Fipke *et al.* 1995). Assim, o volume da amostra na prospecção para lamproíto é fundamental. Argyle, responsável por 1/3 da produção mundial de diamante, foi descoberto por meio de 3 amostras de 40kg de aluvião, coletadas em intervalos de 5km a jusante da intrusão, das quais foram recuperados 2, 4, e 5 diamantes respectivamente (Jaques *et al.*, 1986). Volumes inferiores de amostragens obviamente não recuperariam minerais e provavelmente também não diamantes.

No Brasil, após o impacto da descoberta de Argyle, as considerações e implementações mais importantes adotadas foram quanto à adição das novas áreas potencialmente favoráveis à prospecção. Poucas alterações foram introduzidas com respeito à amostragem.

Geofísica A magnetometria aérea/terrestre pode ser considerada como a segunda técnica mundialmente mais usada na detecção direta de kimberlitos. A eficiência da técnica depende da intensidade magnética do corpo em relação à rocha encaixante. A detecção de um kimberlito e/ou lamproíto é portanto facilitada quando a rocha encaixante é pouco condutiva, favorecendo o contraste entre intrusão/encaixante. Em consequência, a técnica deve ser usada com cautela em áreas magneticamente muito agitadas ou quando os kimberlitos conhecidos na região são poucos magnéticos. Principalmente em Minas Gerais, o método foi responsável pela identificação direta de centenas de kimberlitos e rochas relacionadas, intrusivas em quartzitos, xistos, calcários e siltitos. Contrastes particularmente notáveis (anomalias dipolares) são observados quando as encaixantes são quartzitos, arenitos e calcários. Com o objetivo de estabelecer prioridades das anomalias ou facilitar a navegação no campo, os dados aeromagnéticos são integrados com imagens de satélite e fotografias aéreas (Fig. 7).

No Brasil e em outros países, o uso da magnetometria terrestre está limitado ao levantamento de pequenas áreas, comumente na avaliação de anomalias aeromagnéticas, de fotografias aéreas e espectrais (AMS). Nos levantamentos aeromagnéticos para detecção de kimberlitos a altura de vôo varia de 80 a 100m, com espaçamento entre linhas de 300m, 250m e 125m, com ~ 7 leituras/seg. As linhas de controle situam-se a intervalos de 2500m. O custo de um levantamento com volume ~ 40.000km/linha situa-se, no Brasil, em torno de US\$10/km e em levantamentos com gradiômetro (3 sensores) US\$13/km.

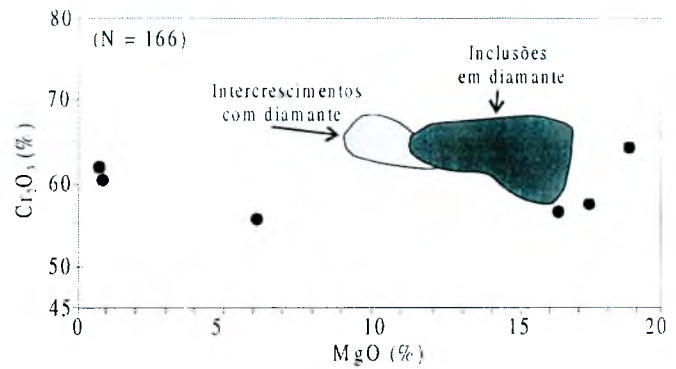


Figura 5 – Inclusões de cromita em diamante. Diagrama Cr_2O_3 – MgO de inclusões e intercrescimentos de cromitas em diamantes de 166 amostras provenientes da África do Sul (140), Sibéria (18), Austrália (1) e outras localidades (6). Observe-se a composição restrita das inclusões e intercrescimentos, exceto algumas amostras que não coincidem com os campos. (modificado de Fipke *et al.* 1995).

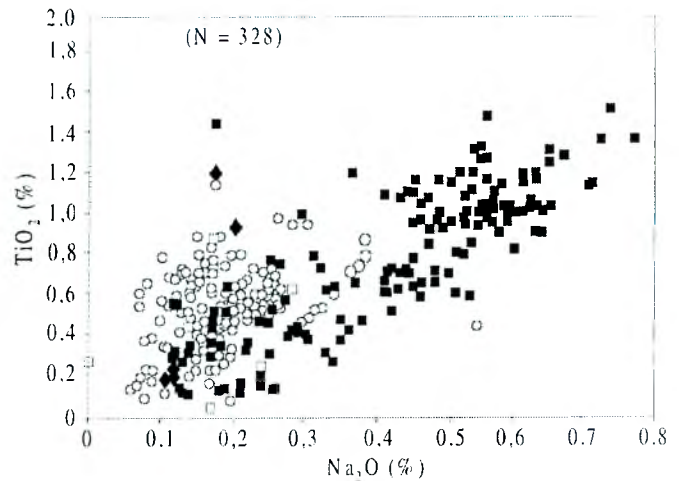


Figura 6 – Inclusões de granada eclogítica. Diagrama TiO_2 – Na_2O para inclusões de granada em diamantes eclogíticos de diferentes localidades do mundo. Granadas com $Na_2O > 0,07\%$ são consideradas significativas na avaliação do potencial diamantífero da intrusão. Os dados das inclusões no diagrama consistem: África do Sul (140), Austrália (134), Sibéria (9), América do Norte (36). Símbolos como da Fig. 4 (modificado de Fipke *et al.* 1995).

Um outro aspecto importante do uso da geofísica na prospecção de kimberlitos tem sido a sua capacidade de delinear blocos crustais/manto por meio de dados sísmicos, gravimétricos e magnéticos, que, associados à geocronologia e geoquímica dos minerais kimberlíticos podem definir ambientes da litosfera favoráveis à preservação de diamante. A delimitação de domínios do manto sob o ponto de vista estritamente geofísico só é possível com a telesísmica (O'Reilly, 1996). Contudo, faz sentido geológico a assertiva de que domínios cratônicos crustais delimitados pela gravimetria/magnetometria e consubstanciados por dados geoquímicos de

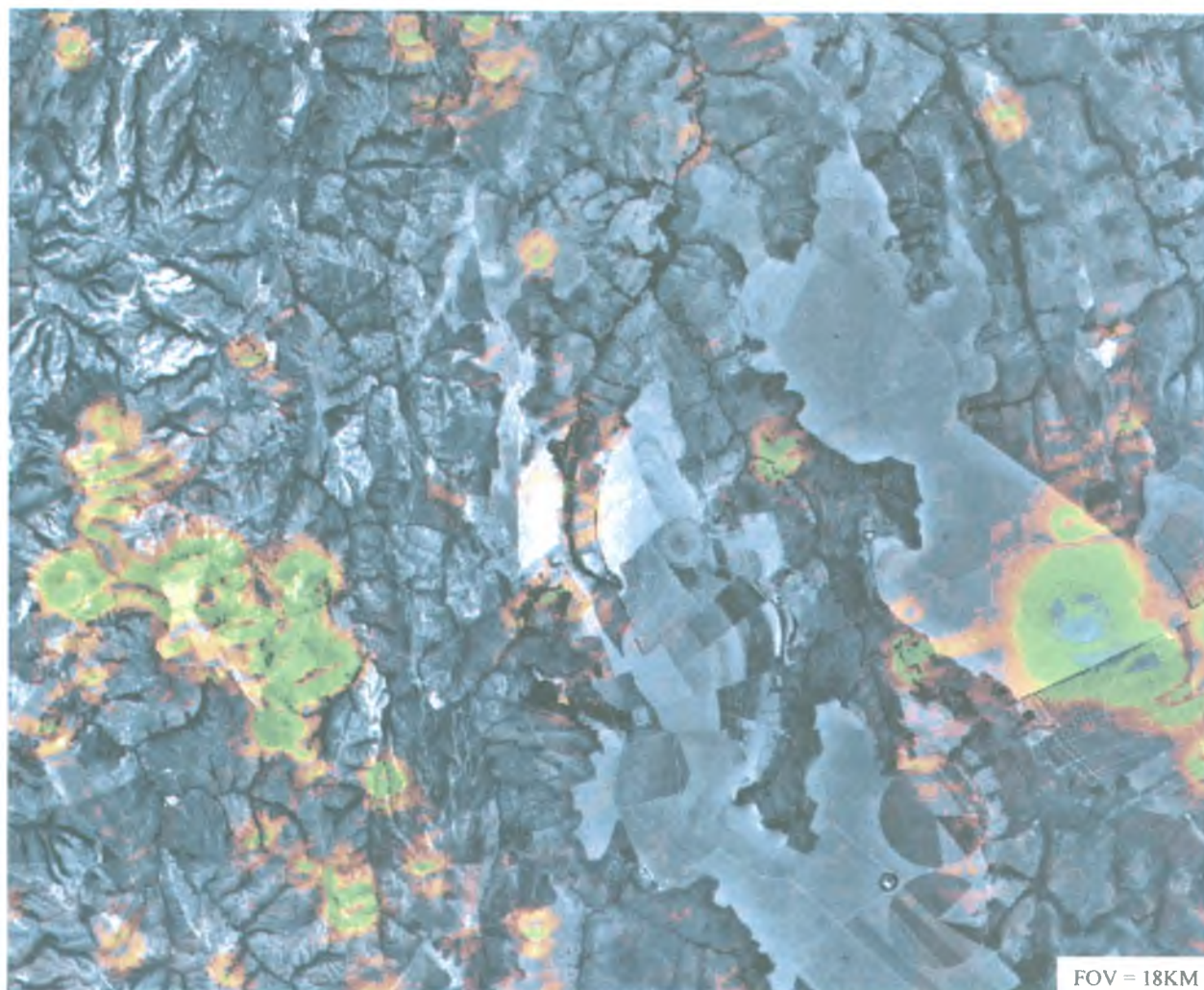


Figura 7 – Anomalias aeromagnéticas de kimberlitos sob cobertura sedimentar terciária. Composição: fotografia aérea + sinal analítico. Fonte dos dados: De Beers do Brasil.

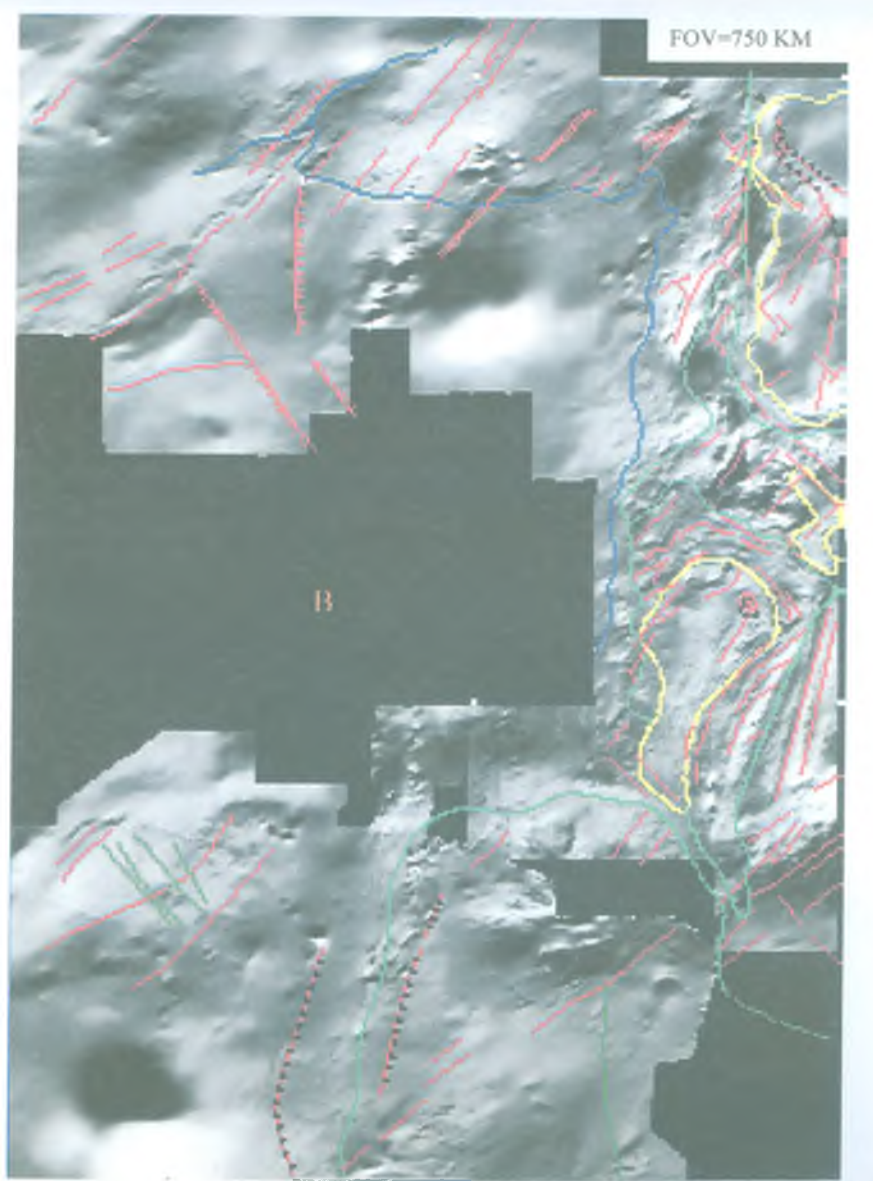
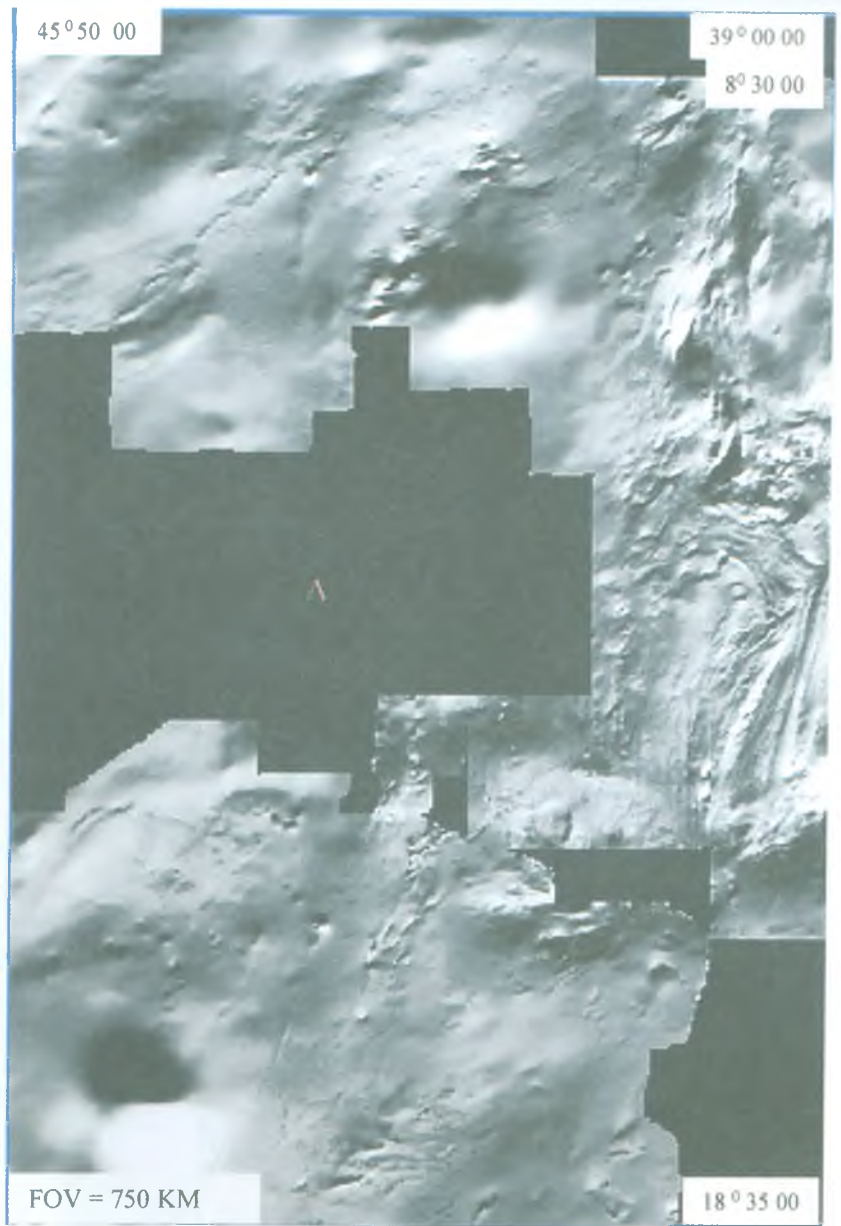
minerais kimberlíticos podem representar, por extensão, domínios de manto.

A interpretação dos dados gravimétricos (South American Gravity Project) e aeromagnetométricos (South American Magnetic Mapping Project) permitiu delinear domínios discretos na porção norte do Craton do São Francisco (Fig. 8A). A integração desses domínios com dados de química mineral, geocronologia e geologia de superfície obtida de imagens de satélite, permitiu, por sua vez, discriminar blocos crustais/manto de idades arqueanas correspondentes ao Complexo Jequié e Bloco Serrinha (Fig. 8B). Análises de granadas e clinopiroxênios de kimberlitos das várias províncias do Bloco Serrinha indicam que o manto da região apresentava temperaturas entre 950°C e 1200°C e pressões entre 34,5kbar e 55kbar (Edler & Bizzi, 1996). Considerando as granadas de pressão mais alta e os dados correspondentes de clinopiroxênios para cada província kimberlítica, o gradiente geotérmico situava-se entre 42mWm^{-2} e 45mWm^{-2} , respectivamente para a porção central e bordas do bloco, estimativas que são consistentes com os resultados de termometria calculados com base no teor de Ni em granada (Fig. 9). Esta variação indica uma litosfera mais

espessa no centro, que se adelgaça em direção às margens retrabalhadas pelas orogêneses proterozóicas. A integração dos dados sugere que o Bloco Serrinha apresenta um núcleo pouco afetado pelo retrabalhamento durante o Ciclo Transamazônico e cuja quilha litosférica mostra ambiente favorável à preservação de diamante (Pereira et al. 1996). Alvos assim definidos constituem os terrenos clássicos para a prospecção de kimberlitos diamantíferos.

Sensoriamento Remoto A integração de imagens de satélite TM/radar, geofísica e fotografias aéreas tem sido usada rotineiramente na identificação de feições relacionadas às intrusões de kimberlitos no Brasil (Fig. 10). A vantagem da integração dos dados de diferentes sistemas está em compor uma única imagem com os ganhos individuais de cada sistema.

A experiência na interpretação de fotografias aéreas, imagens de satélite e radar indica que as feições de superfície relacionadas às intrusões estão intimamente ligadas ao uso da terra, ambiente geológico e pedogênese. Aspectos tais como tipo da rocha encaixante, vegetação, clima, história da erosão e tamanho da intrusão são relevantes. A importância do uso da



— Limite de províncias geotectônicas — Núcleos pouco afetados pelo Proterozóico — Limite de coberturas proterozóicas — Falha interpretada por aeromagnetometria — Dique (?)

Rogério Silvestre Pereira

Figura 8 – Projeto de Mapeamento Magnético da América do Sul – dados processados de aeromagnetometria: (A) - Magnetometria (campo total) da porção N-NE do Craton do São Francisco. Fonte dos dados processados: De Beers do Brasil. (B) - Interpretação dos dados processados campo magnético total. Pereira 1996.

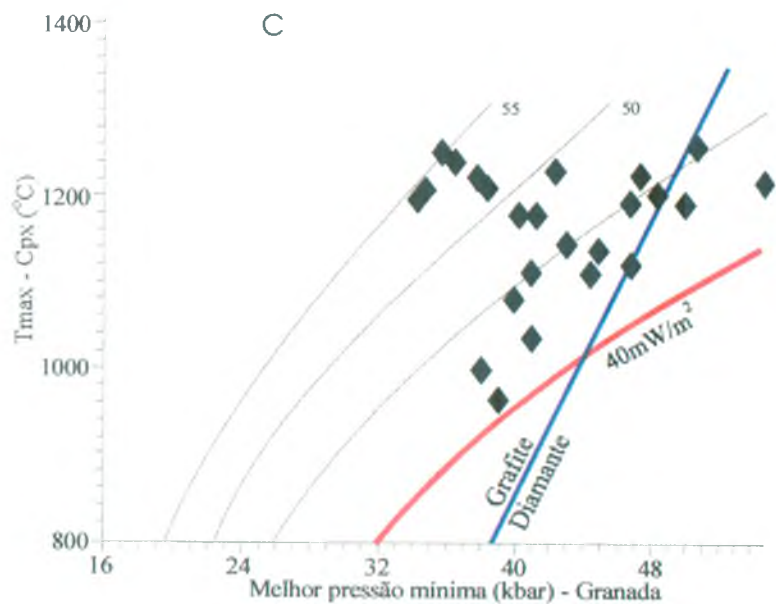
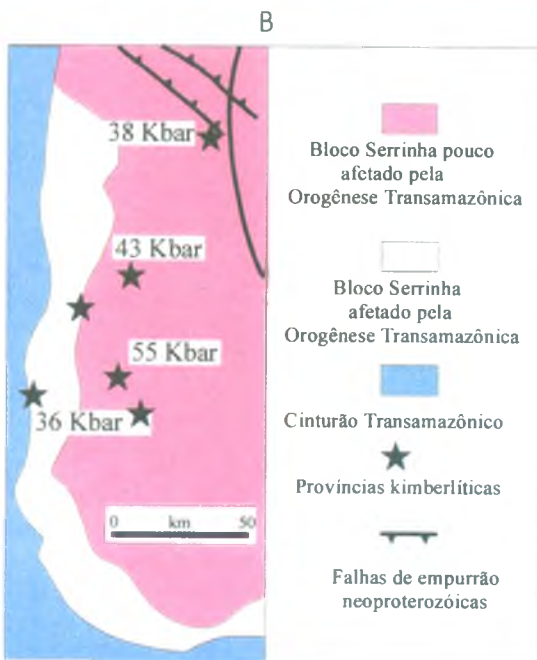
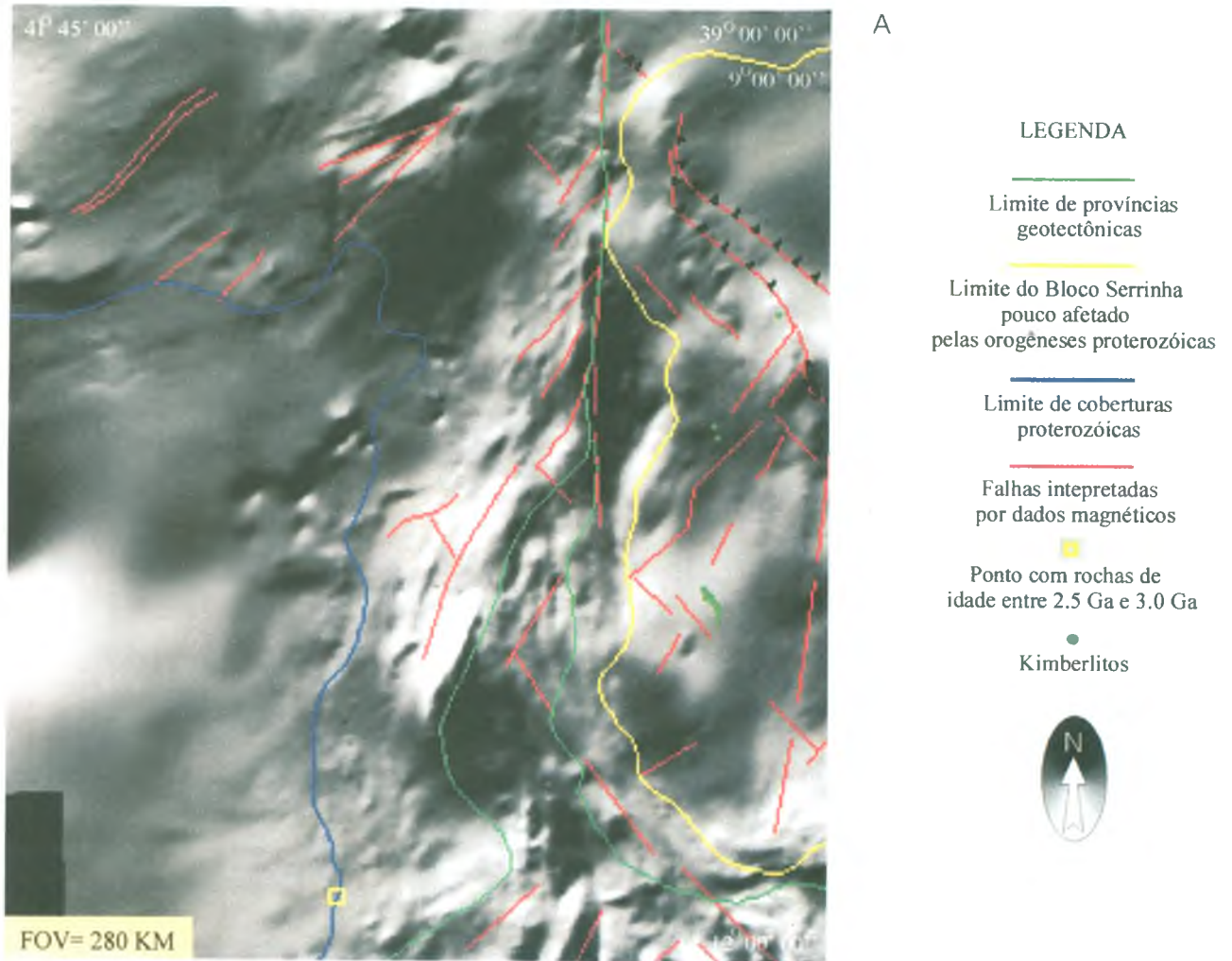


Figura 9 – Bloco Serrinha: (A) - Núcleo Arqueano preservado do retrabalhamento durante o Ciclo Transamazônico. (B) - Pressão de granadas das várias províncias kimberlíticas. (C) – Diagrama temperatura máxima de clinopiroxênio (°C) x melhor pressão mínima de granadas (kbar).

terra está na remoção da vegetação primitiva, nos diferentes tipos e intensidades de culturas, variáveis de pequenas para grandes propriedades.

No Brasil, cerca de duas a três dezenas de kimberlitos foram descobertos pela identificação de anomalias em fotografias aéreas, principalmente em áreas onde as rochas encaixantes produzem solos arenosos e pobres. É importante destacar que, em muitas situações, a área da anomalia é maior que a da intrusão em si. Isto está provavelmente relacionado a fatores tais como a intensidade do sistema de falhas/fraturas que se interceptam muitas vezes na área da intrusão, e a distribuição lateral de solo kimberlítico (mais fértil) que extrapola a feição superficial do corpo. Associadas a outras técnicas, as fotografias aéreas também são usadas em análises estruturais, geomorfológicas e definição de vales e terraços de aluviões diamantíferos.

A partir de 1997, *scanners* multiespectrais, operando no in-

tervalo de comprimentos de ondas de 2000nm a 2500nm (SWIR), passaram a ser usados na prospecção de kimberlitos. As anomalias são geradas pela detecção (assinatura espectral) da hidroxila Mg(OH) presente em argilo-minerais típicos da alteração de kimberlitos. O uso da técnica é restrito às regiões áridas e semi-áridas, com exposições mínimas de solo/rocha em torno de 40%. Levantamentos realizados no Brasil apontaram anomalias sobre kimberlitos conhecidos e também sobre outras rochas anômalas em MgO (Uren et al. 1999).

O êxito das técnicas exploratórias descritas depende essencialmente da habilidade, treinamento e experiência do cientista, geólogo, técnico, ou prospector em atividade.

CONCLUSÕES Diamantes são preferencialmente encontrados em regiões onde rochas arqueanas estejam preservadas e repousem sobre litosfera espessa e fria. Os cratons arqueanos

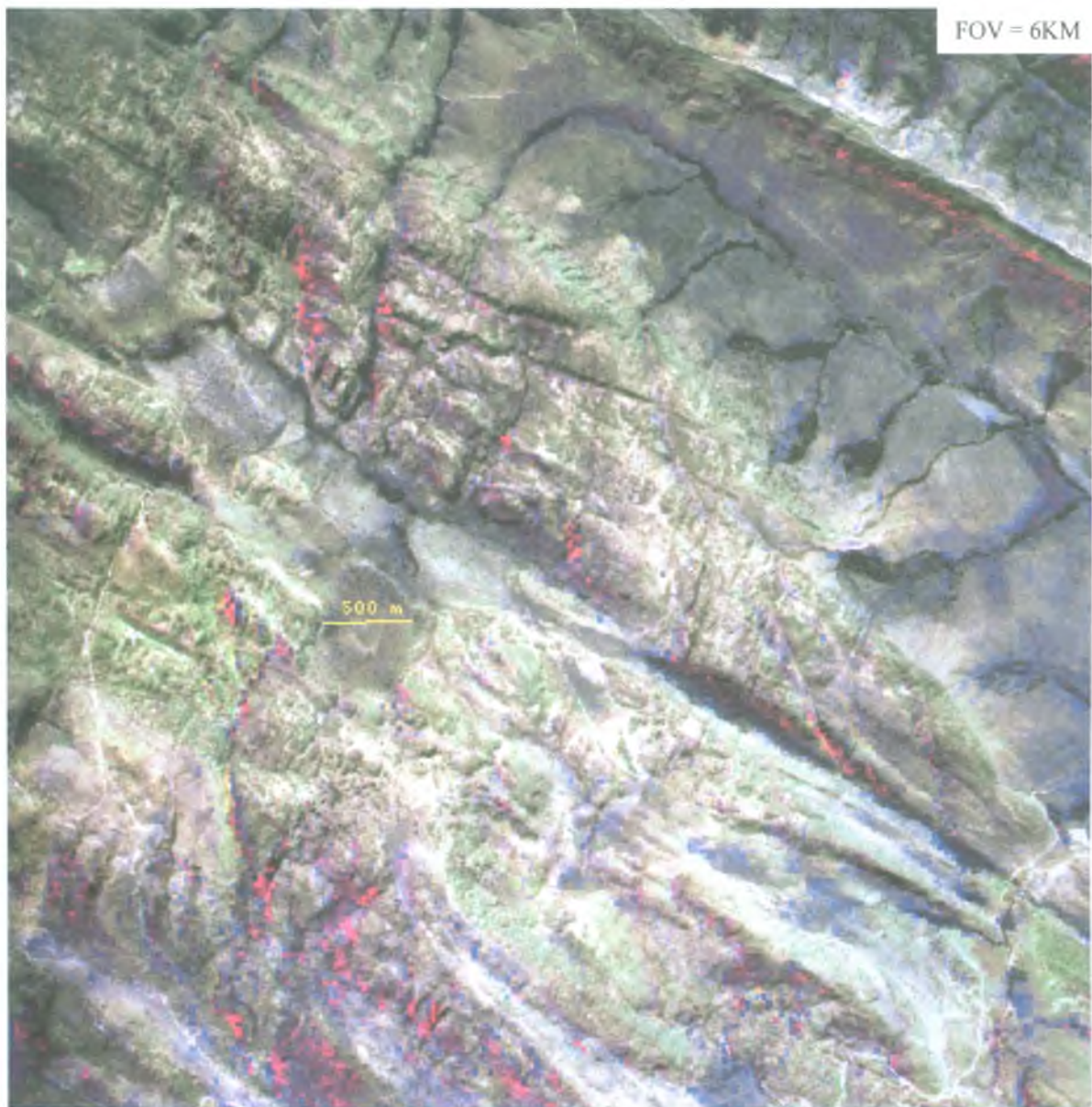


Figura 10 – Feição superficial de kimberlito. Composição: imagem TM bandas 752 + fotografia aérea. Fonte dos dados: De Beers do Brasil.

constituem portanto os alvos prioritários na prospecção para diamante. Os modelos de exploração de depósitos primários devem incorporar estudos de geotectônica e geofísica que permitam identificar as regiões onde a litosfera sob os cratons arqueanos esteja ou esteve preservada à época das intrusões dos kimberlitos e lamproítos.

Kimberlitos e lamproítos diamantíferos estão ligados a ambientes geotectônicos distintos. Apesar de Argyle constituir a única mina de diamante de classe mundial relacionada a lamproíto, o teor alto de diamante desta intrusão justifica investimentos na prospecção deste tipo de rocha. A ocorrência fora dos núcleos arqueanos e a menor quantidade de minerais indicadores presentes no lamproíto implica no redirecionamento da prospecção tradicional para kimberlito.

A prioridade de um alvo relaciona-se à presença de granada subcálcica, cromita com alto Cr e populações de granada eclogítica com alto Na. Variações no Ph do solo (laterização) podem destruir os minerais kimberlíticos próximos à superfície. Exceto a cromita, os minerais indicadores são destruídos quando a intrusão é submetida a processos metamórficos.

A seleção de anomalias aeromagnéticas em áreas magneticamente agitadas deve associar-se ao exame de fotografias aéreas, levantamentos multiespectrais e coleta de amostras para recuperação de minerais indicadores. A associação de anomalias magnéticas com feições do terreno observadas em fotografias aéreas agiliza a identificação da fonte do magnetismo.

Anomalias de vegetação constituem o principal critério na detecção direta de kimberlitos em fotografias aéreas, a exemplo da experiência adquirida na região de Picos, Piauí, onde a

correlação entre pequenos açudes e cultura de subsistência com solos argilosos, mais impermeáveis e férteis resultantes de kimberlitos possibilitou a identificação de várias intrusões em fotografias aéreas.

No Bloco Serrinha, as condições de manto amostradas pelos kimberlitos das diferentes províncias foram estimadas entre 950°C e 1200°C e pressões entre 34,5Kbar e 55Kbar. A variação do gradiente geotérmico entre 42mWm⁻² e 45mWm⁻² amostrada, respectivamente, por kimberlitos da região central do bloco e dos mais próximos as suas bordas, indicam que a espessura da litosfera sob o mesmo foi adelgada em cerca de 40km junto às margens retrabalhadas durante as orogêneses proterozóicas. Os dados de gradiente geotérmico obtidos em kimberlitos da região central sugerem que um manto depletado, favorável à cristalização de diamante, prevalecia na época das intrusões.

No Brasil, o uso de *scanner* aerotransportado multiespectral na prospecção de kimberlito se restringe à determinadas áreas na porção norte do Craton do São Francisco. O período mais favorável para levantamento deste tipo é o mês de agosto, quando a presença de nuvens é mínima, a exposição de solo e rocha é máxima e a cobertura vegetal verde está praticamente ausente.

Agradecimentos À De Beers do Brasil pela anuência da publicação de dados referentes a trabalhos internos dos quais o autor participou ao longo de 18 anos e aos revisores da RBG pelas sugestões ao original.

Referências

- Clement C.R. 1982. *Comparative geological study of some major kimberlite pipes in the northern Cape and Orange Free State*. Unpublished Ph.D. thesis, University of Capetown, South Africa.
- Clement C.R. & Reid A.M. 1989. The origin of kimberlite pipes: an interpretation based on a synthesis of geological features displayed by southern African occurrences. In: J. Ross (ed.) *Kimberlite and Related Rock*. Geological Society of Australia, Special Publication no. 14, p. 632-646.
- Clement C.R. Skinner E.M.W. Scott-Smith B.H. 1984. Kimberlite redefined. *Journal of Geology*, **92**:223-228.
- Cliford T.N. 1966. Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces in Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, **1**:421-434.
- Condie K.C. 1997. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. Butterworth-Heinemann, Fourth Edition, Great Britain.
- Dawson J.B. 1980. *Kimberlite and their Xenolith*. Springer-Verlag, Berlin, 252p.
- Edler E. & Bizzi L.A. 1996. PT Estimate for the Serrinha Block, Bahia: Evidence for Delimitation and Adiabatic Upwelling of Mantle Material in the Proterozoic. Sopemi, Relatório Interno.
- Fipke C. Gurney J.J. Moore R. 1995. Diamond Exploration Techniques Emphasising Indicator Mineral Geochemistry and Canadian Examples. Geological Survey of Canada, Bulletin 423.
- Gurney J.J. 1984. A correlation between garnets and diamonds in kimberlites. In: J.E. Glover & P.G. Harris (eds). *Kimberlite occurrence and origin: a basis for conceptual models in exploration*. Geology Department and University Extension, University of Western Australia, Publication no. 8, p. 143-166.
- Haggerty S.E. 1986. Diamond genesis in a multiply-constrained model. *Nature*, **320**:34-38.
- Haggerty S.E. 1992. Diamond in west Africa: tectonic setting and kimberlite productivity. *Russian Geology and Geophysics*, **33**(10):35-49.
- Helmstaed H.H. 1992. Primary diamond deposits: what controls their size, grade and location. Giant Ore Deposits Workshop, Kingston.
- Jaques A.L. Lewis J.D. Smith C.B. 1986. The kimberlites and lamproite of Western Australia. Geological Survey of Western Australia, Bulletin 132, 268p.
- Jordan T.H. 1979. The Deep Structure of the Continents. *Sci. Am*, **240**:92-107.
- Kaminsky F.V. Feldman A.A. Varlamov V.A. Boyko A.N. Olofinsky L.N. Shofman I.L. Vaganov V.I. 1995. Prognostication of primary diamond deposit. *Journal of Geochemical Exploration* **53**:167-182.
- Lee C.T. Yin Q. Rudnick R.L. Jacobsen S.B. 2001. Preservation of ancient and fertile lithosphere mantle beneath the southwestern United State. *Nature*, **V**, 441, 3 May.
- Mitchell R.H. 1989. Aspects of the petrology of kimberlite and lamproite: some definition and distinction. In Kimberlites and Related Rocks, J. Ross (ed.). Geological Society of Australia, Special Publication, 14, p.7-45.
- Nyblade A.A. 2001. Hard - cored continents. *Nature*, 411, 3 May.
- O'Reilly S.Y. & Griffin W.L. 1996. 4 - D Lithosphere Mapping: methodology and examples. *Tectonophysics* **262**:3-18.
- Pereira R.S. Zang M. Bizzi L. 1996. Target selection in the Bahia Project Area using regional scale geophysics, remote sensing and geochemistry. Geophysical Services Division, Sopemi, Brasília.
- Ringwood A.E. Kesson S.E. Hibberson W. Ware N. 1992. Origin of kimberlite and related magmas. *Earth and Planetary Science Letter*, **113**: 521-538.
- Scott-Smith B.H. 1992. Contrasting Kimberlites and Lamproites. *Exploration Mining Geology*, **1**:371-381.
- Uren E. Pereira R.S. Richards D.A. Spooner C.N. 1999. Airborne Multispectral Scanner: report on first pass interpretation of the Bahia Survey, Brazil. Remote Sensing Unit, Geoscience Center, De Beers, Johannesburg.

Manuscrito A-1190

Recebido em 19 de novembro de 2000

Revisão do autor em 15 de setembro de 2001

Revisão aceita em 30 de setembro de 2001

ANEXO II

ARCHEAN NUCLEII AND THE DISTRIBUTION OF KIMBERLITE AND RELATED ROCKS IN THE SÃO FRANCISCO CRATON, BRAZIL

ROGÉRIOS.PEREIRA & REINHARDT A.FUCK

Abstract Available gravimetric data allow defining the low Bouguer gravimetric anomaly associated with the Paleoproterozoic continental plate, which contains the São Francisco Craton. The high anomalies that mark the border of the relative low gravimetric anomaly are related probably to hidden sutures and dense rocks remains formed during sea-floor spreading and deformed later on along Neoproterozoic collisional belts. Kimberlite mineral analyses allied to interpretation of magnetic, geochronological and surface geology data suggest the presence of thick lithosphere below Archean terrains observed in the northern and southern portions of the craton. Important volcanism represented by kimberlite, kamafugite and alkaline intrusive complexes of Early and Late Cretaceous ages is recorded at the south-southwest border of the São Francisco Craton, along the Neoproterozoic Brasília fold belt. Morphostructural and magnetic data suggest that besides the NW-SE structural control of the Alto Paranaíba high, a NE-SW extensional system is associated with igneous intrusions in inner Minas Gerais. Electron microprobe data on minerals from kimberlite sampled in northern and southern São Francisco Craton indicate that they contain temperatures belonging to the diamond stability field were recorded in some specific areas. Recovery of micro- and macrodiamonds confirm the assumption.

Keywords: continental plate, Archean, kimberlite, mineral chemistry, diamond

INTRODUCTION Data processing and interpretation (Zang 1996, Steenkamp 1998) of the South American Gravity Project (Geophysical Exploration Technology-GETECH, University of Leeds, UK) allowed to define the gravimetric low associated with the continental paleoplate containing the São Francisco craton within the South American Bouguer anomaly map. Limits of the plate are defined by Neoproterozoic ensialic rifts, some of which evolved later on to ocean basins. Positive linear gravimetric anomalies that underline the border of the gravimetric low corresponding to the Sanfranciscana plate are probably related to sutures and remnants of dense rocks formed during ocean floor spreading, deformed afterwards during successive collisions (Steenkamp 1998). Individualization of the craton within the continental plate took place during the Brasiliano orogeny, when inversion caused by collision and basin closure gave place to marginal fold belts surrounding the São Francisco foreland (Alkmin *et al.* 1993).

Interpretation of geophysical data from the South American Gravity Project, South American Magnetic Mapping Project, compiled by Patterson Grant and Watson Ltd. of Toronto, Canada, and from COMIG (State Geological Survey of Minas Gerais) allowed to discriminate discrete crust domains, corresponding to the Archean Serrinha and Jequié blocks in the northern portion (Pereira *et al.* 1996), as well as the limit between Paleoproterozoic Mineiro Belt and the southern Archean block (Silva *et al.* 2003). Pressure values above 50 kbar determined in garnet of kimberlite samples from these Archean areas indicate the presence of a thick underlying lithosphere keel (Pereira *et al.* 1996, Pereira and Fuck 2005).

In 1968 De Beers Brazil discovered the first kimberlite within the São Francisco craton at the Santo Inácio River, in the Coromandel area, Minas Gerais. From then onwards, De Beers and other companies have invested continuously in diamond exploration, discovering hundreds of kimberlites and related rocks in Brazil and neighboring countries.

Most of the close to five hundred identified intrusions occur

within the south-southwest sector of the São Francisco Craton, comprising western Minas Gerais and smaller parts of Goiás and São Paulo. A major part of these findings is placed along the Brasília Belt and neighboring areas of the craton eastwards, apparently controlled by northwest-southeast faults related with the development of the Alto Paranaíba high. Main orientation of the fault system is well defined in aeromagnetic surveys covering the region.

North-northeast and northeast structural trends observed in satellite images (Pereira 1990) and also in magnetic data occur in the area. Part of these structures corresponds probably to normal faults associated with a SW-NE extensional system, which reaches the undisturbed Archean terrains in central Minas Gerais.

In the northern sector of the craton there are kimberlite occurrences within the Archean Serrinha and Gavião blocks. Due to their age, exposure of kimberlites within the Gavião block is subject to erosion of younger stratigraphic units, which conform to horst-type structures. Isotopic determinations indicate ages between 75 and 120 Ma for the intrusions in the southern sector, and Proterozoic ages in the northern sector of the craton.

Geochemical studies of minerals in both sectors indicate progressive increase of subcalcic garnet proportions in kimberlites intruded from the border to more central parts of the Archean nucleii not reworked during later orogenies. So far about ten kimberlites in the whole of the São Francisco Craton contain diamond, only one with content justifying economic evaluation.

CONTINENTAL PLATE AND THE SÃO FRANCISCO CRATON

Diachronic fragmentation of the Rodinia supercontinent during the Neoproterozoic, and following collision of resulting blocks during the Brasiliano orogeny, underline the border of the Paleoproterozoic continental plate and the limits of the São Francisco Craton within the plate, respectively. Limits of the Sanfranciscana plate are defined by Neoproterozoic ensialic rifts, which later on evolved to ocean basins. Records of the rift systems that underline the plate border are continental sedimentary deposits

and acid volcanics dated at ca. 1750 Ma (U-Pb, zircon) in the surrounding fold belts and in the foreland (Alkmim *et al.* 1993). Several workers studied crustal features of the craton and marginal fold belts based on gravimetric data (Mota *et al.* 1981, Lesquer *et al.* 1981, Haralyi and Hasui 1982, 1985, Assumpção *et al.* 1984, Ussami 1986, 1993, Ortu 1990, Molina *et al.* 2000). Processing and interpretation of data from the South American Gravity Project allowed to highlight the gravimetric low corresponding to the Paleoproterozoic continental plate which contains the São Francisco Craton (Zang 1996, Steenkamp 1998) in the Bouguer anomaly map of South America (Figs. 1 and 2).

The positive linear anomalies defining the limit of the relative gravimetric low corresponding to the continental plate are related probably with sutures and juvenile material remnants from sea-floor spreading, later on deformed during Neoproterozoic collisional events.

Although the lack of appropriate geological mapping does not allow to compare the whole of the plate border with geological surface features which might be the source of the anomalies, association of some segments of the limit with juvenile materials and suture zones is observed (Pimentel *et al.* 2000, Pedrosa Soares *et al.* 2000, Brito Neves *et al.* 2000, Campos Neto 2000). In eastern Minas Gerais, the limit is represented by thrust fault zones that place the Juiz de Fora complex upon the Mantiqueira Complex, along the Abre Campo discontinuity, and further north upon the Guanhaes block. In the latter case, tectonic slices of ultramafic rocks recording ocean opening and oceanic crust formation were placed along the thrust zone. The chemical and isotopic signature of these rocks is of MORB type, and their estimated Sm-Nd isochron age is 816 ± 72 Ma ($\epsilon_{Nd} = +4$, Pedrosa Soares *et al.* 1992, 2000). In the Riacho do Pontal belt, the indicated limit coincides with basic metavolcanic rocks of the Monte Orebe/Brejo Seco sequence (Marimon 1990). In the Rio Preto belt, the suggested limit is related probably with rocks of the same composition, presently covered by Paleozoic sedimentary rocks of the Parnaíba Basin. Well-marked gravimetric anomalies are observed along the Brasília belt. The southwest border of the plate is underlined by rather dense high-grade metamorphic rocks from the northern part of the Guaxupé nappe, from where they continue northwestward below the Paraná Basin. In a magneto-telluric profile from the southern São Francisco basement to the Paraná Basin, the high-conductivity anomaly recorded in the western part of the profile was associated with the strong gravimetric gradient marking the plate suture (Padilha *et al.* 2005). At the western border the strong positive gravimetric anomalies suggest that the limit is between the large layered Cana Brava, Niquelândia and Barro Alto complexes and the Goiás magmatic arc. Deep seismic refraction profiles from São Miguel do Araguaia to Posse, across the positive linear gravimetric anomalies, at about $13^{\circ}30'$ south latitude, mantle P wave velocity variations are due to differences between Archean/Paleoproterozoic mantle, which is Fe-depleted and colder (Fig. 3) when compared with the Neoproterozoic mantle below the Goiás magmatic arc (Soares *et al.* 2003, Berrocal *et al.* 2004).

In Almeida's (1977, 1981) proposition, the limits of the São Francisco Craton are represented by important discontinuities and changes of deformation style in the cover. Most of the discontinuities correspond to basement-involved thrust faults that mark the transition from the fold-and-thrust belt to the sub-horizontal cover within the craton. The tectonic significance of these limits were revised and detailed by Alkmim *et al.* (1993). Individualization of the craton within the Paleoproterozoic

continental plate took place during the Brasiliano orogeny, when inversion caused by collision and/or basin closing developed the marginal fold belts that shaped the São Francisco foreland. Therefore, the São Francisco Craton geometry is linked intimately with Paleoproterozoic and Neoproterozoic orogenies. After the first brought together the different Archean crustal segments of the craton, the second, through constructive and destructive lithospheric processes, reworked the paleocontinent margins, shaping them into their present forms (Fig. 3).

PRESERVED ARCHEAN NUCLEI Archean and Paleoproterozoic basement rocks, comprising medium and high-grade metamorphic associations and granite-greenstone terrains, are exposed in the northern and southern sectors of the São Francisco Craton (Teixeira *et al.* 2000, Barbosa & Sabaté 2000). From the geologic and tectonic history of the craton it has been deduced that deformation and amalgamation of the different Archean blocks were the result of Paleoproterozoic orogeny. The relatively stable geotectonic framework, comprising Paleoproterozoic terrains and Archean nuclei, was partially reworked during the Brasiliano orogeny due to the deformation by compression developed in the marginal fold belts. Therefore, polyphase history is common in both sectors of the craton.

Data processing (Zang 1996) and interpretation (Pereira 1996, Pereira & Fuck 2005) of the South American Magnetic Mapping project allowed to discriminating discrete crustal domains in the sub-surface of the northern craton sector, corresponding to the Serrinha and Jequié blocks. Among the images obtained from magnetic data processing, the total magnetic field image (1:1,000,000 scale) offers more information. The magnetic signature allows recognizing limits of the Archean blocks and their nuclei preserved from the Proterozoic orogenies affecting them (Fig. 4).

In the absence of teleseismic studies to defining roots of the Archean blocks identified with gravimetric and magnetic data, geochemical data from xenoliths and xenocrysts incorporated in kimberlite magma work out as proxies to tell about conditions in the lower crust and mantle (O'Reilly and Griffin 1996). Analyses of garnet and clinopyroxene from kimberlites intruded in the Serrinha block indicate that the mantle in this area presented temperatures between 950 and 1200°C and pressure ranging from 34.5 to 55 kbar fixes (Edler and Bizzi 1996). Taking the highest garnet pressure values and corresponding data from clinopyroxene from each kimberlite province, the calculated geothermal gradient at the time of intrusion was between 42 and 45 mW/m, respectively in the central part and at the border of the Serrinha block. The calculated values indicate thicker lithosphere at the center, and thinner lithosphere at block margin, reworked during Proterozoic orogenies. Data integration suggests that the Serrinha block presents a preserved Archean core, whose lithospheric keel represents a favorable environment for diamond preservation. Despite the absence of kimberlite intrusions in the Jequié block, evidence is favorable for core preservation (Fig. 5, 6).

In the southern sector of the São Francisco craton, increasing values of highest minimum garnet pressure from 37 kbar obtained in kimberlite intruding the Brasília belt (Passos Nappe) to 45 and 51 kbar in kimberlite from the Divinópolis-Maravilhas area northeastward indicate transition from a thin lithosphere, typical of mobile belts, to a thick lithosphere of 150 and 200 km (Haggerty 1986), characterizing a preserved Archean core. Figure 7 shows a line of kimberlite intrusions in relation to the limit defined by geophysical data between the Paleoproterozoic Mineiro belt and

the Archean core (Teixeira *et al.* 2000, Silva *et al.* 2003, Pereira & Fuck 2005).

Consistent geochronological data show Archean homogenization, without any evidence of Paleoproterozoic

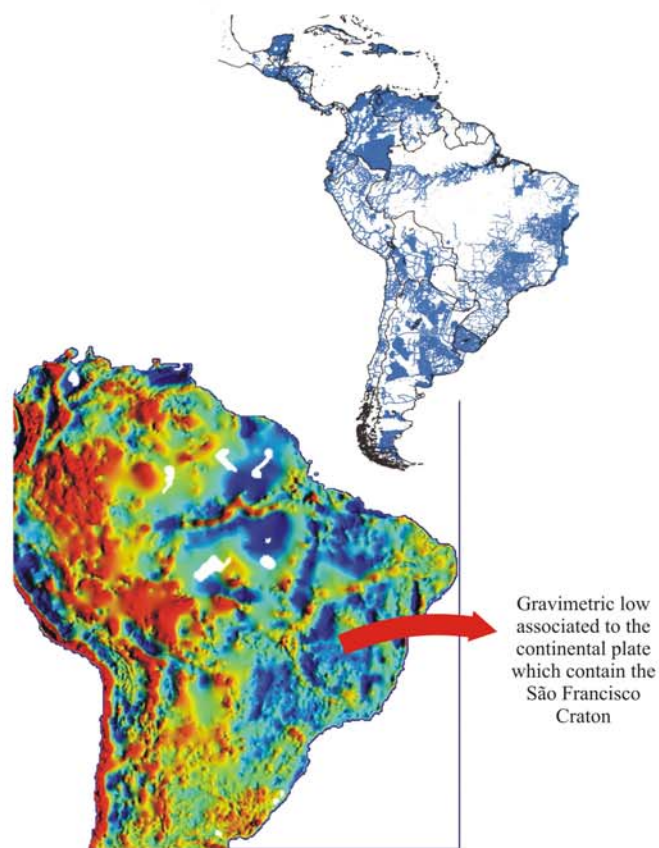


Figure 1 - Final land gravity distribution (South American Gravity Project 1991) and South American Bouguer anomalies map (Zang 1996).

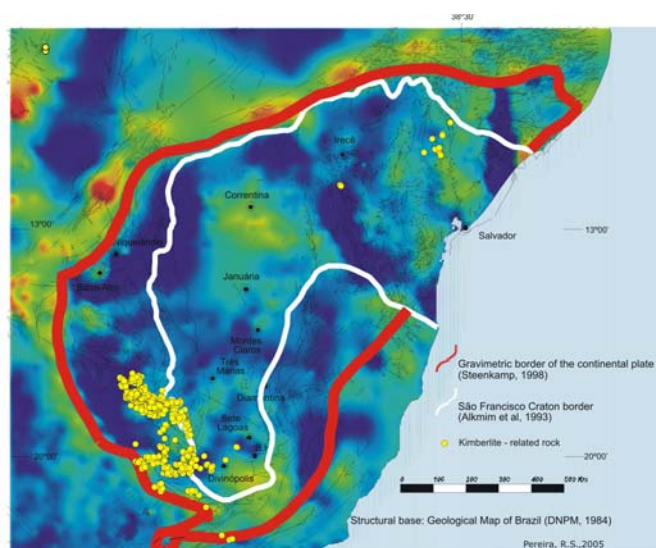


Figura 2 - Distribuição de kimberlito-related rock in the Sanfranciscana continental plate and São Francisco Craton.



Figure 3 - Gravimetric border of the continental plate (Steenkamp 1998) and the São Francisco Craton limit (Alkmim *et al.* 1993) related to geologic map of Brazil.

reworking in the central portion of the basement (Machado & Carneiro 1992, Teixeira *et al.* 2000).

DISTRIBUTION OF KIMBERLITE AND RELATED ROCKS AND GEOLOGICAL ENVIRONMENT

Most kimberlites and related rocks occur at the south-southwest border of the São Francisco Craton, along the Brasília belt, which is the easternmost part of a large orogen developed in central Brazil, between the Amazonian, São Francisco and Paranapanema cratons (Figs. 2, 7). The many units that compose the fold belt, such as Proterozoic sedimentary, metasedimentary and volcano-sedimentary sequences, igneous intrusions, the Goiás magmatic arc, and the Goiás massif, were involved in the tectono-thermal events of the Neoproterozoic Brasiliano orogeny. In general terms, tectonic deformation and metamorphism increase gradually westward, from non-metamorphic sedimentary rocks over the craton in the east, to metamorphic parageneses of amphibolite and granulite facies westward (Pimentel *et al.* 2000, Dardenne 2000). According to Seer (1999), the Araxá, Ibiá and Canastra groups defined by Barbosa *et al.* (1970) and belonging to the southern Brasília belt (Fuck 1994), represent different tectonostratigraphic terrains, apparently without genetic relationship, carried tectonically from different paleogeographic environments. These groups were classified as tectonic slices (Seer *et al.* 2001, 2005): i) Canastra terrane, slice of passive continental margin; ii) Ibiá terrane, slice of volcanic arc sedimentary rocks; iii) Araxá terrane, slice of oceanic crust intruded by collisional granites.

The widespread magmatism recorded by kimberlite, kamafugite, and alkaline complexes in this part of the craton is distributed along a large (300x100-km) NW-SE belt, from the Catalão carbonatite complex in southern Goiás to the upper São Francisco river valley in western Minas Gerais (Fig. 7). Within this belt kamafugites and related alkaline volcanics, which make up the Mata da Corda

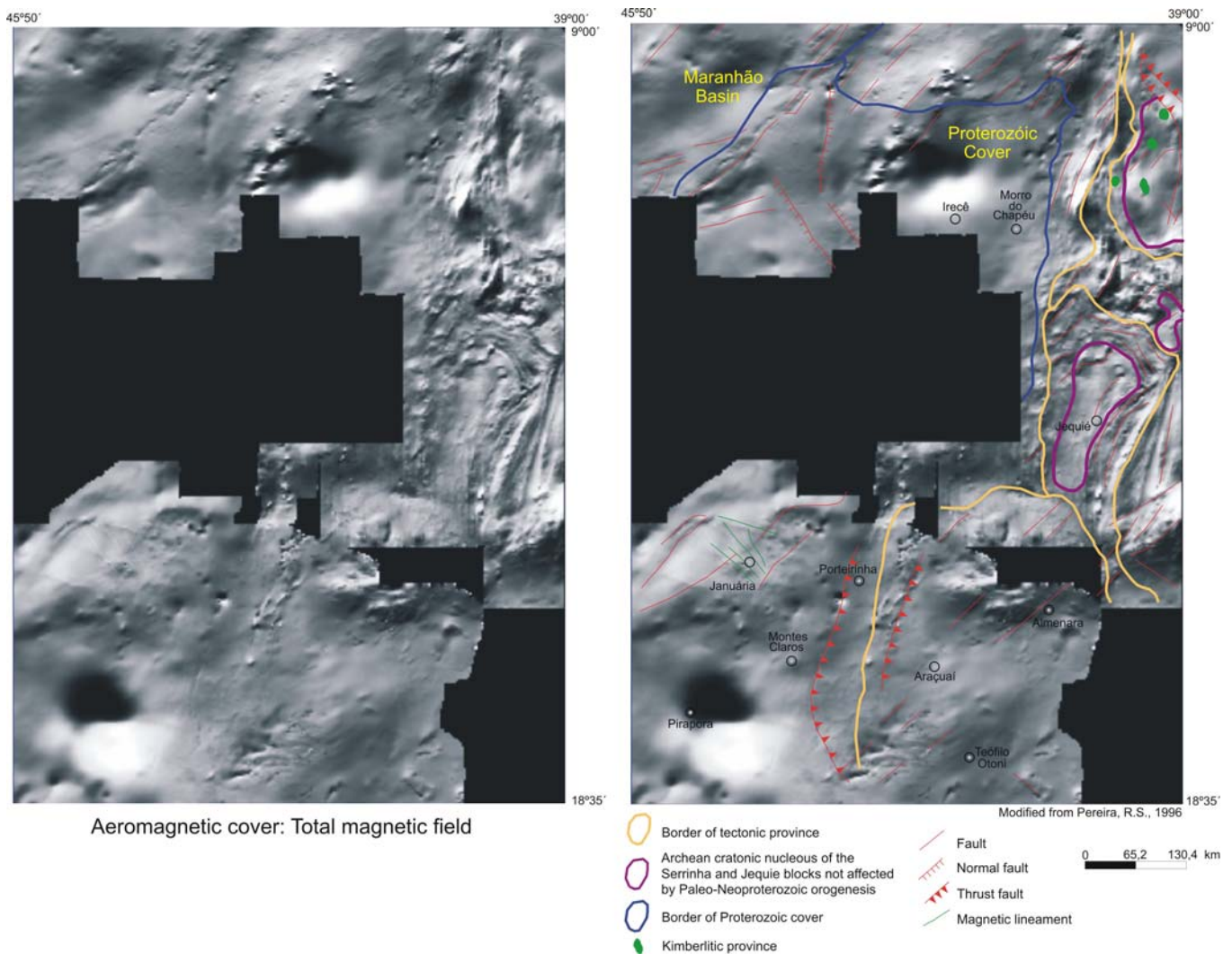


Figure 4 - Northern portion of the São Francisco Craton: Serrinha and Jequié archean cratonic blocks and their preserved nuclei.

Formation, constitute a large igneous province, largely outnumbering the known kimberlite pipes (Bizzi *et al.* 1990, Brod *et al.* 2000, Gaspar *et al.* 2003, Read *et al.* 2003). Hundreds of intrusions are concentrated mainly in Coromandel, Romaria and Três Ranchos, along the Mesozoic Alto Paranaíba high. Kimberlite, related rocks, and Cretaceous-Tertiary sediments commonly occur at the Neoproterozoic thrust fronts. Uplift of the Alto Paranaíba high developed listric faults along the surfaces of thrust faults, exercising probably secondary controls on the intrusions, at the same time as sediments were deposited on subsiding blocks (Pereira 1990, Pereira & Fuck 2005).

Kimberlites and related rocks from Coromandel and neighboring areas were dated between 75 and 120 Ma. These ages correspond to different volcanic pulses related with the development of the Alto Paranaíba structural high. Occurrences of conglomerate bearing abundant garnet, spinel, and ilmenite in Coromandel and Romaria, as well as the presence of ventifacts in Coromandel, suggest different origins for conglomerates and the later cover of volcanic sediment of the Mata da Corda Formation. The conglomerates are probably related to erosion of Early Cretaceous kimberlites associated with the initial volcanism of the

Alto Paranaíba high, as is the case of the ca. 120 Ma Canastra 01 (Can 01) diamond-bearing kimberlite, which occurs close to the Cachoeirinha creek, right margin tributary of the São Francisco river in the Canastra ridge (Pereira 1995, Pereira *et al.* 1998). Contrast between mantle signature sampled in Early Cretaceous kimberlites when compared to Late Cretaceous kamafugite (Mata da Corda volcanism) indicates that the lithosphere from the Alto Paranaíba region was heated and re-equilibrated outside the diamond stability field (Figs. 7, 8).

Mineral chemistry data display evidence of distinct Iherzolite garnet windows in Três Ranchos and Coromandel, where pressures vary between 44 and 52 kbar and 49 and 50 kbar, respectively (Skinner 1996). Studies of diamonds from alluvium in these areas (Robinson 1991, Robinson *et al.* 1995) show five localities with different characteristics, which define young, proximal and primary (YPP) sources. Cubic diamonds from populations recorded in Romaria, Três Ranchos (TRS 04 intrusion) and in the São Miguel river (TRS 101, 102, 104) characterize sampling of mantle at the limit of the graphite-diamond stability field, or ca. 44 kbar and 1,000°C (Haggerty 1986) (Figs. 9, 10, 11). This type of diamond is found only within the Araxá terrane (figure 13), where Neoproterozoic

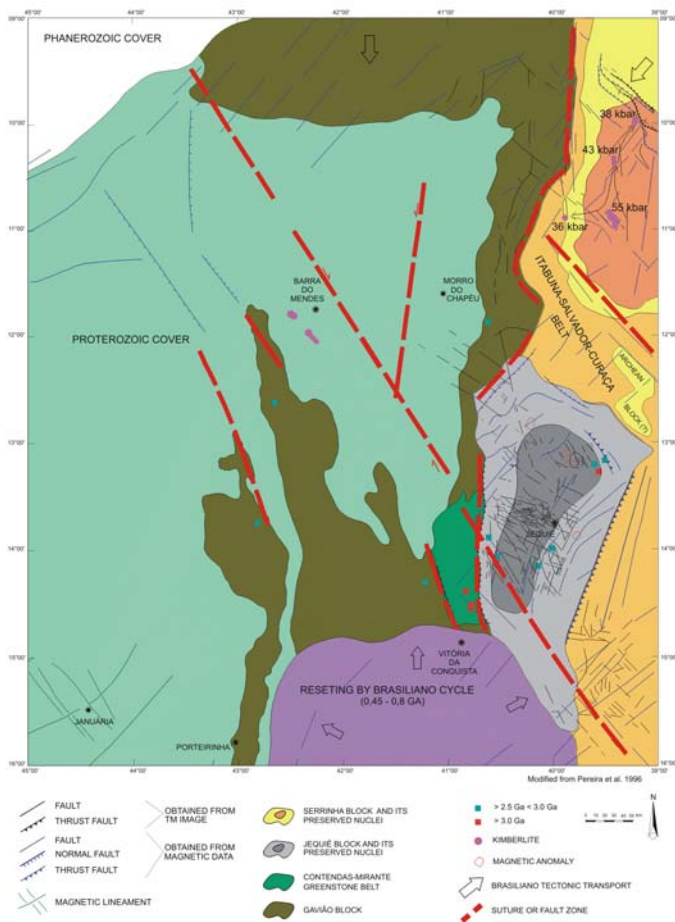


Figure 5 - Northern portion of the São Francisco Craton: Serrinha and Jequé archean block and their preserved nuclei and kimberlite distribution. Note: the Gavião Block was compiled from geological maps and used to compose the figure.

collisional granites indicate deep crust reworking and probable lithosphere thinning (Bizzi *et al.* 1995). On the other hand, diamond provenance studies in Coromandel and neighboring areas show a unique population of large dodecahedral diamonds from a young, proximal and primary source and absence of cubic diamonds. Despite identification of primary sources that provide diamonds for the São Miguel river diggings (TRS 101, 102, 104) and Vargem Bonita (Can 01) in the São Francisco river, at the extreme SE of the large belt of intrusions, the source of the unique and distinct population of large dodecahedral diamonds from the Santo Inácio, Santo Antônio and Douradinho rivers has not been found (Fig. 13).

Outside the Brasília belt, towards central Minas Gerais, a few intrusions are observed. Apparently distributed along a large belt, extending between the northwestern portion of the exposed basement and the Três Marias area, these kimberlites are related to a NE-SW Mesozoic arch. Evidence of this structure is corroborated by lineaments and magmatic rocks recorded in aeromagnetic surveys, as well as by high topography and remnants of Areado and Mata da Corda formations that appear northeastwards, as far as Januária.

Also the straight valleys of the Abaeté, Borrachudo and Indaiá rivers, following apparent normal faults, suggest an extensional system in the area (Pereira 1998, Pereira and Fuck 2005) (Figs. 7, 14).

In the northern sector of the São Francisco craton, the main group of kimberlites occurs in the central part of the Serrinha block. This group comprises several small pipes intruded within the Nordestina granodiorite, considered as syntectonic to the Paleoproterozoic orogeny. The pipes occur along N30W striking faults, the largest one occupying an area of 1.5 hectare. Small dykes appear northwards and westwards of the central province (Figs. 5, 6). The mineral assemblage of the pipes comprises garnet, chrome spinel, clinopyroxene, and rare ilmenite. Grains with chemical signature typical of inclusions in diamonds are common within the spinel population. Phlogopite from one of the kimberlites from the central portion, classified as hypabissal facies diopside-phlogopite kimberlite, was dated by Rb-Sr at 682 ± 20 Ma (Pizani *et al.* 2001). Geothermal gradient of ca. 42 nW/m^2 and microdiamonds recovered from intrusions within the central province, informally

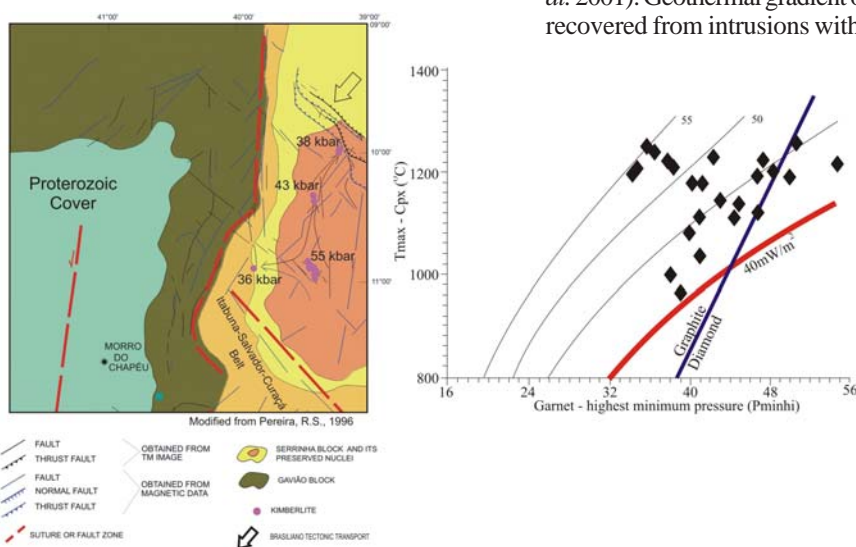


Figure 6 - Serrinha Block - Distribution of garnet pressure in the distinct kimberlitic provinces and diagram $T_{max} - Cpx$ ($^{\circ}C$) x Garnet - highest minimum pressure ($P_{m\ inhi}$).

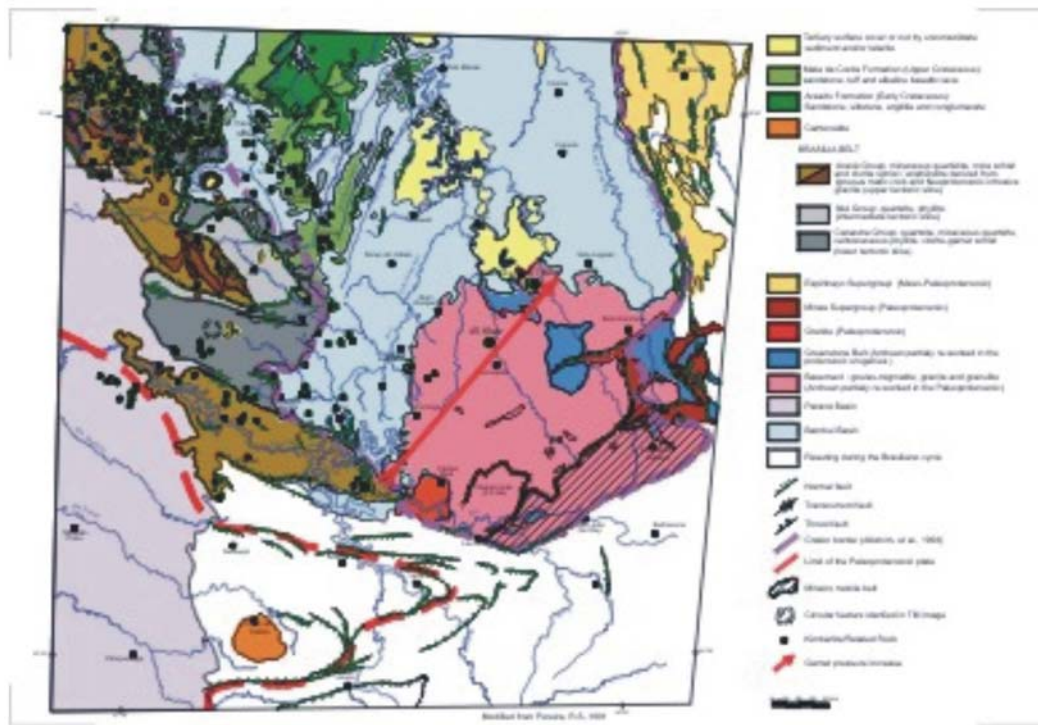


Figura 7 - Distribution of kimberlite-related rocks in the southern portion of the São Francisco Craton and Mineiro Belt.

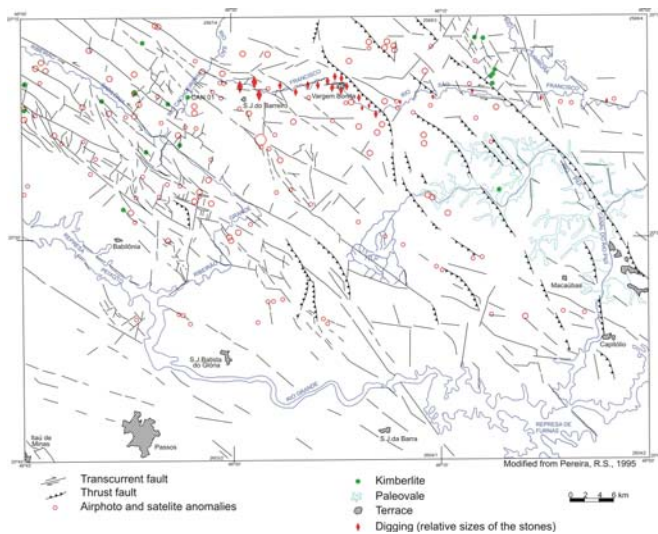


Figure 8 - Southeast portion of kimberlite-related rock distribution in Minas Gerais State: interpretation of satellite image and aerial photo.

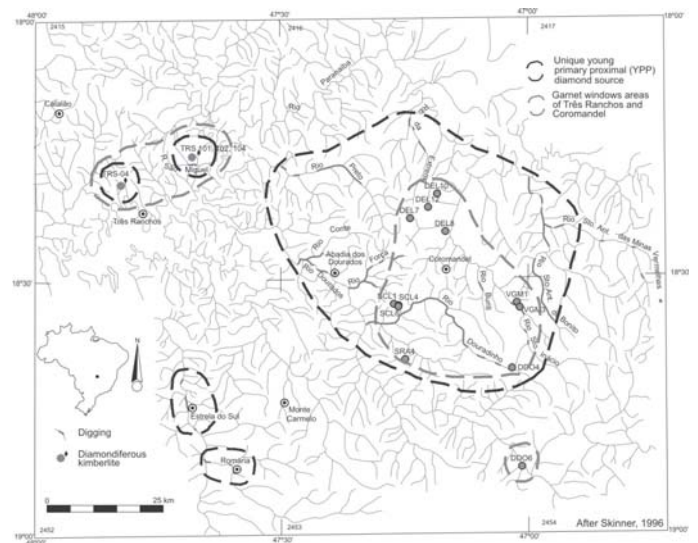


Figure 9 - Três Ranchos and Coromandel garnet windows.

called Braúna province, indicate the presence of an Archean cratonic core, at whose lithosphere base prevailed conditions favorable for diamond preservation (Pereira *et al.* 1996).

Outcrops of only one pipe with ca. 5 ha and a few small dikes have been found within the Gavião block. Aeromagnetic survey pointed out additional anomalies northwestward of these intrusions. Drilling recorded kimberlite at depths of 246 m and 159 m in two of these anomalies, ca. 27 km northwest of the outcropping intrusions. Drill cores record metamorphic kimberlite of crater facies, in both cases emplaced at the base of Morro do Chapéu Formation

quartzite, therefore intruding the underlying Caboclo and Tombador formations of the Chapada Diamantina Group. These findings indicate that these intrusions are younger than the primary sources required for the diamonds of conglomerates of the Tombador Formation. The kimberlites within the Gavião Block occur west-southwest from Barra do Mendes, Bahia, along the area of influence of the Barra do Mendes-João Correia lineament, which divides the eastern and western structural domains of the Chapada Diamantina (Uhlein and Chaves 2001). Regionally the area of kimberlite occurrences is within the Chapada Diamantina (Diamondiferous Plateau, in a literal translation), origin and evolution of which is related with the development of the Espinhaço rift in Bahia (Figs.

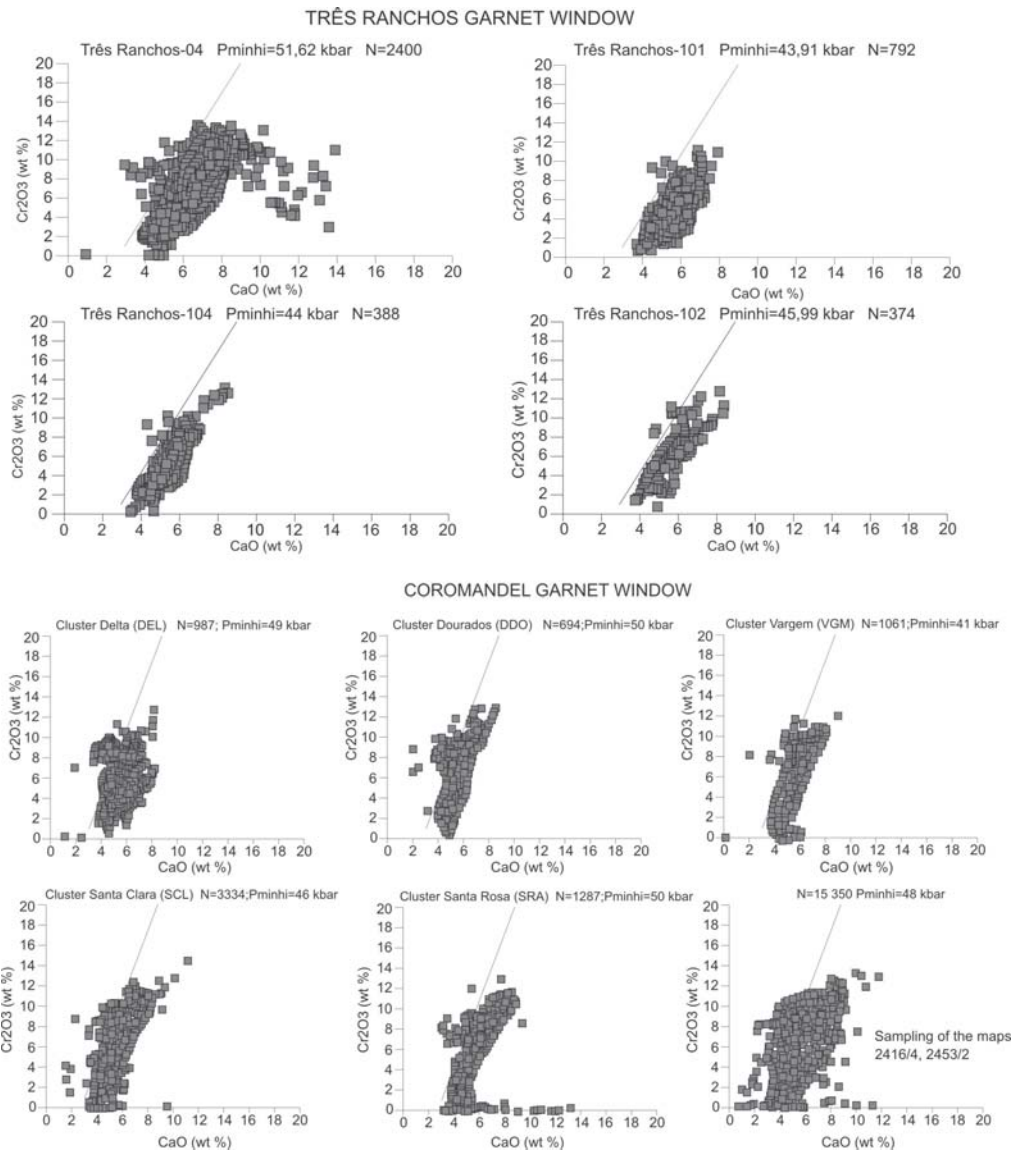


Figure 10 - Três Ranchos and Coromandel garnet windows. Modified from Skinner (1996).

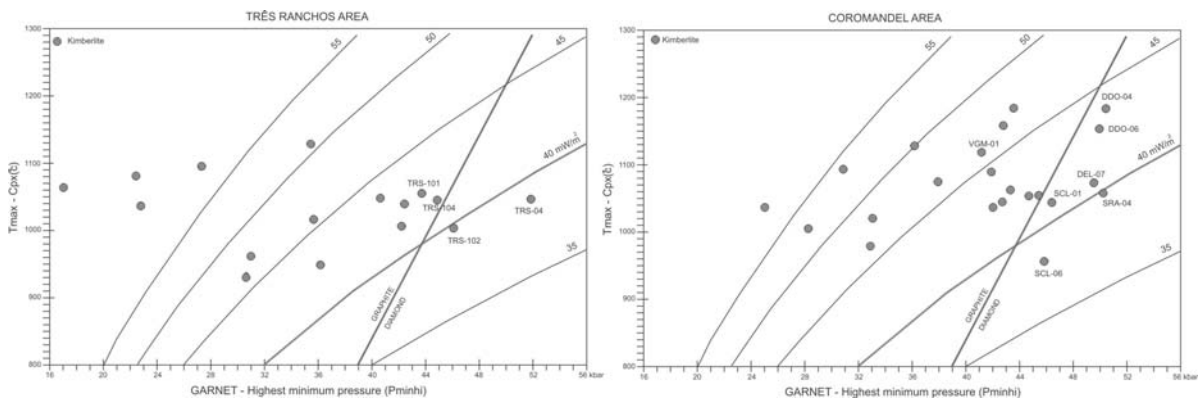


Figure 11 - Diagram $T_{max} - Cpx(ToC) \times$ garnet - highest minimum pressure (P_{minhi}) of Coromandel and Três Ranchos areas. Modified from Skinner (1996).

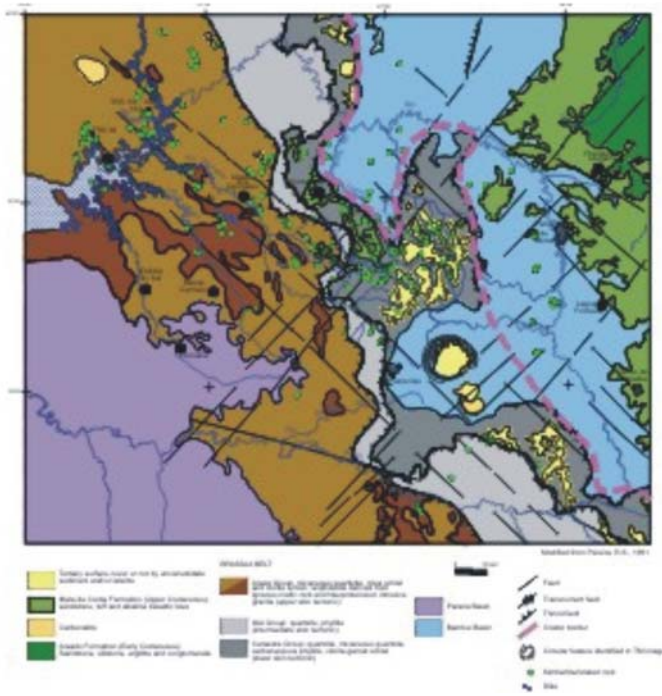


Figura 12 - The Araxá Group and localities with unique young primary and proximal (YPP) diamond source containing cube diamonds.

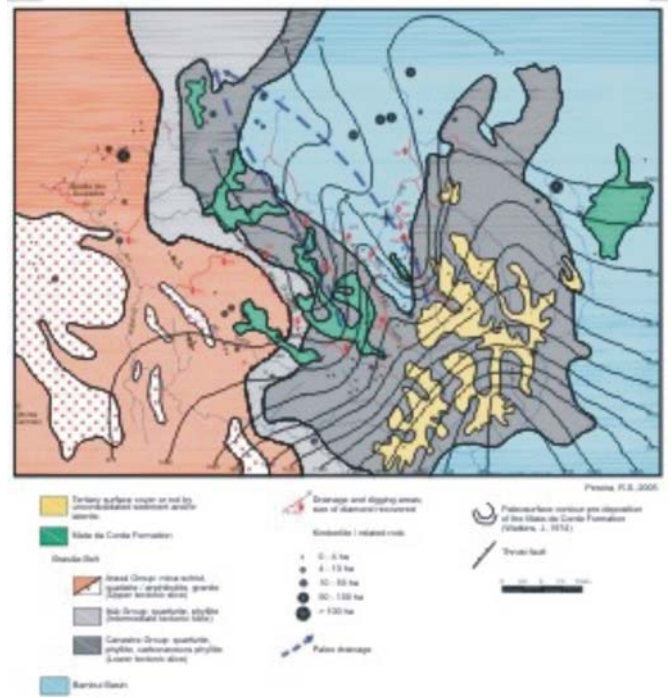
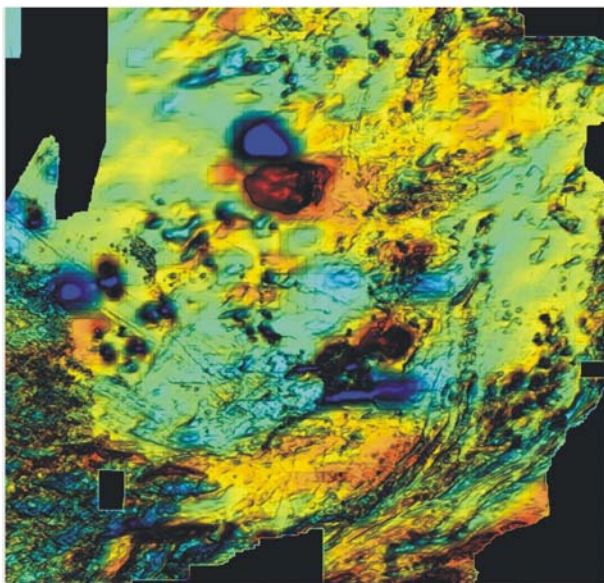
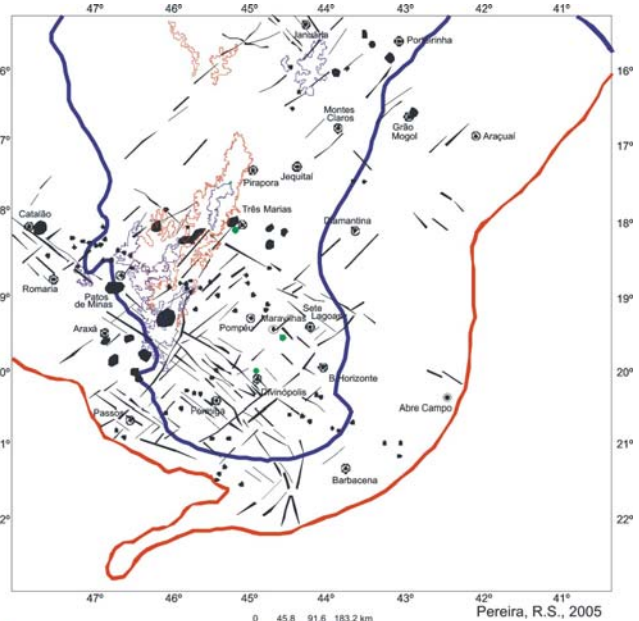


Figura 13 - Occurrence of unique large and dodecahedral diamond population of the Coromandel area.



South portion of the São Francisco Craton
Aeromagnetic cover: total magnetic field



Gravimetric border of the continental paleoproterozoic plate (Steenkamp, 1998)
Border of the São Francisco Craton (Alkmim et al., 1993)
Mesozoic deposits:
Mata da Corda Formation
Areado Formation
Magnetic lineament
Magnetic anomaly
Kimberlite

Figure 14 - Southern portion of the São Francisco Craton: northwest-southeast and southwest-northeast magnetic lineaments, magmatism and distribution of the Areado and MAta da Corda cretaceous deposits.

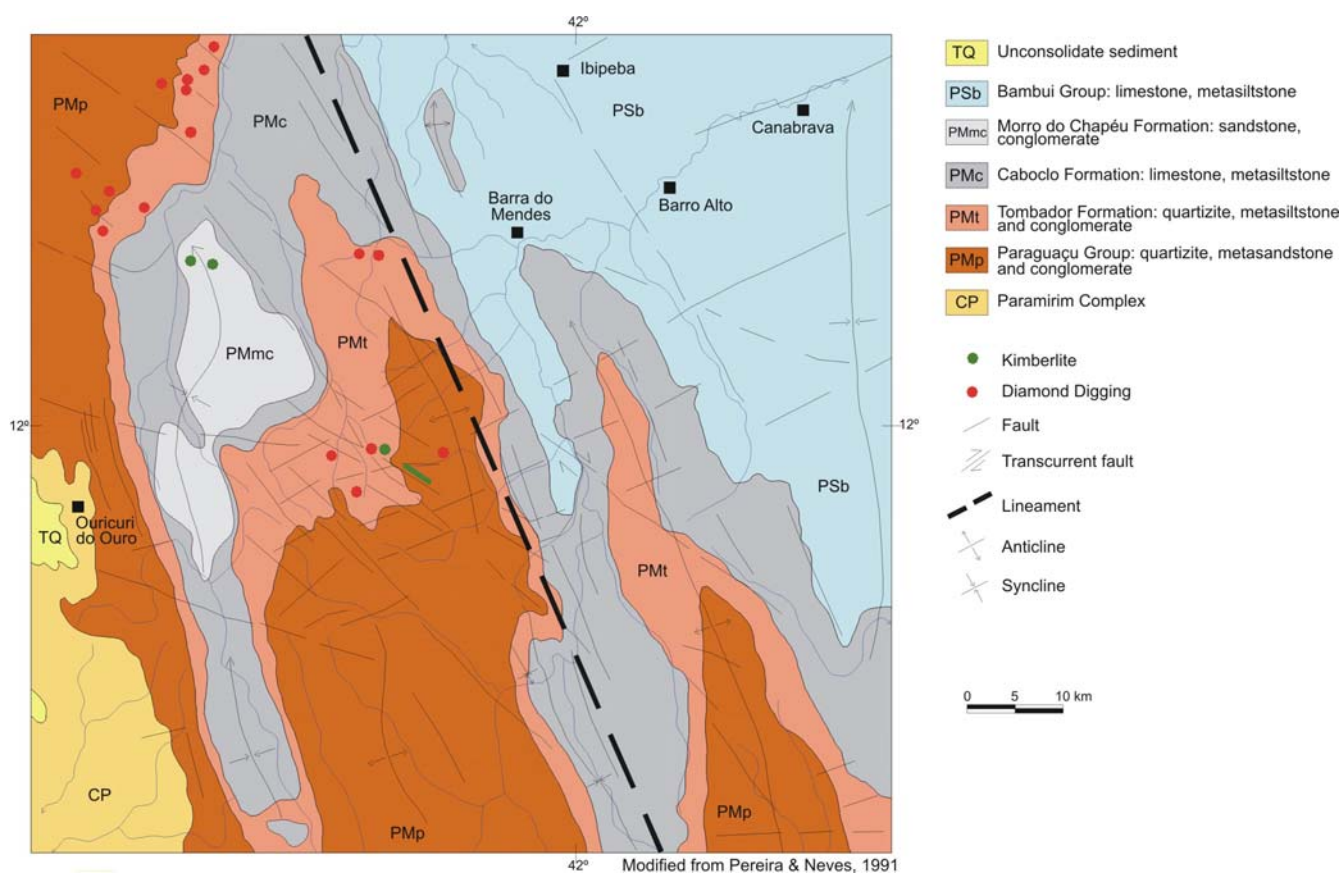


Figure 15 - Gavião Block: interpretation of satellite image and kimberlite occurrences.

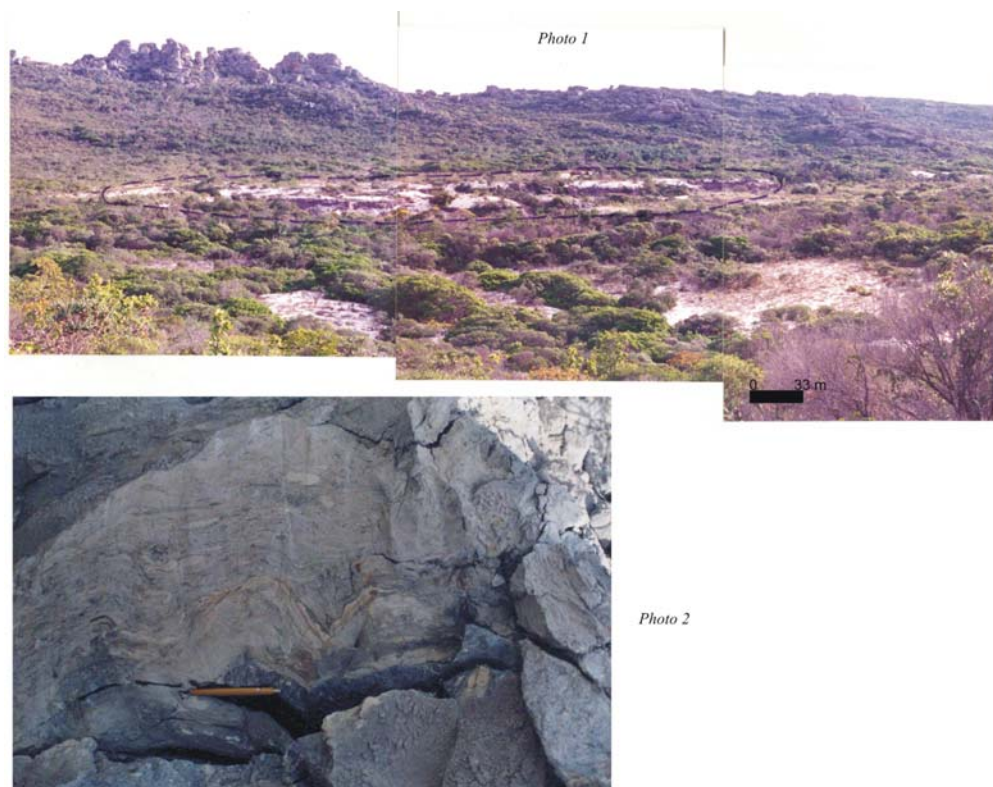


Figure 16 - Photo 1 - Kimberlite outcrop in the Gavião Block. Photo 2 - Detail of the kimberlite folded by the Brasiliano Cycle.

5, 15). Rocks composing the Espinhaço Group in the area are included in the Rio dos Remédios, Paraguaçu and Chapada Diamantina groups. The Chapada Diamantina Group, comprising the Tombador, Caboclo and Morro do Chapéu formations, is the upper unit of the Espinhaço Group. Ages obtained from base to top of the units included in the supergroup indicate Paleoproterozoic evolution for the ensialic rift/basin formed within the São Francisco craton basement rocks (Schobbenhaus et al. 1994, Babinski et al. 1993, 1999).

The outcropping kimberlite occurs as a blow along the NW-SE strike slip fault. Outcrops are of folded talc schist, and observed fold axes display the same strike as regional folding (Williamson and Pereira 1991). Petrography and mineralogical analyses of concentrates describe the intrusion as phlogopite kimberlite of hypabissal facies, metamorphosed under low-grade conditions and altered to talc, quartz and chlorite. Spinel and rare diamond are mineral indicators of the intrusion. Rb-Sr age determination of phlogopite from a drill core sample resulted in 1152 Ma for the kimberlite (Williamson and Pereira 1991). Interpretation of aerial photographs and field work suggest that intrusion of this kimberlite took place during Tombador Formation conglomerate deposition and that kimberlite intrusions of similar age were the source of diamonds found in these conglomerates (Fig. 16).

CONCLUSIONS Processing and interpretation of regional gravimetric and aeromagnetic data from the South American Gravity Project and South American Magnetic Mapping Project allowed to trace the limits of a former Paleoproterozoic continental plate, which contains the present São Francisco craton. The limits suggested by gravity data are associated in part with suture zones and with the occurrence of juvenile rocks recorded within the Brasiliano fold belts that surround the craton. In the deep seismic refraction profile performed across northern Goiás, central Brazil, at about latitude 13°30 S, P wave velocity of 8.0 km/s and 8.25 km/s in the mantle westward and eastward from the large positive gravity anomaly, respectively, record the western border of the continental plate (Soares et al. 2003, Berrocal et al. 2004). The velocity change marks the limit between hotter and denser Neoproterozoic mantle below the Goiás Magmatic Arc and colder, depleted, refractory mantle below the Paleoproterozoic continental plate. Similarly, at the southwestern limit, Padilha et al. (2005) associate the isolated high conductivity anomaly in their magnetotelluric profile with the strong gravimetric gradient, recording the plate suture below the Phanerozoic Paraná Basin deposits (Figs. 2, 3).

Integration of geophysical data with surface geology and geochronology in the northern sector of the craton allowed to defining the limits of the Archean Serrinha and Jequié blocks, as well as their cores not affected by Proterozoic orogenies. Chemical data of minerals from kimberlites intruded into the Serrinha block indicate that at the time of intrusion the temperature of the mantle was probably between 950°C and 1,200°C, whereas pressure values of garnet are between 55 and 34.5 kbar. Comparison of highest garnet pressure values with data from corresponding clinopyroxene data recovered from kimberlite samples from the various provinces identified within the Serrinha block indicate geothermal gradients between approximately 42 and 45 mW/m² in the central part of the block and at its borders, respectively. Available data suggest a preserved Archean core in the Serrinha block, with a lithospheric keel that at its base presents conditions favoring preservation of diamond (Fig. 4, 5, 6).

To the south of the craton, increasing in garnet between 37

kbar observed in kimberlite intruded within the Brasília Belt, to 45 and 51 kbar in intrusions within the Archean basement rocks of Divinópolis-Maravilhas records the transition from relatively thin lithosphere, characteristic of reworked areas, to thick lithosphere, typical of preserved Archean cores, favoring crystallization and preservation of diamond at its base (Fig. 7).

In the south-southwest of Minas Gerais, where most kimberlite intrusions and related rocks are concentrated, chemical data of garnet recovered in samples from alluvial deposits indicate concentration areas generally correlated with intrusions placed upstream from the sampling site. Comparison between chemical data and garnet highest minimum pressure paragenesis and temperature of clinopyroxene led to identification of highly interesting garnet windows in Três Ranchos and Coromandel, defined by kimberlites TRS 04, 101, 102, 104 and SCL 01, 06, SRA 04, DEL 07, DDO 04, 06. Presence of diamond in cubic form in populations from Romaria, Estrela do Sul, Três Ranchos and São Miguel river, characteristic of mantle sampled at the limit of the graphite-diamond stability fields, that is 44 kbar and 1,000°C for 40 mW/m², is confirmed in the Três Ranchos intrusions TRS 04, 101, 102 and 104. These populations, which suggest similar mantle sampling or geotherm, appear to the west of Coromandel, in the Araxá Group terrane domain, where Neoproterozoic collisional granites indicate deeper crust reworking and probable lithosphere thinning. In the Coromandel window, bulk samples of kimberlite have not revealed the presence of diamond, despite the evidence of several intrusions having shown sampling of mantle within the stability field of diamond (Skinner 1996) (Figs. 9, 10, 11, 12).

The Canastra 01 (CAN 01), Três Ranchos 04 (TRS 04) and X270 kimberlites, the latter exposed between Lagoa Formosa and Carmo do Paranaíba (Read et al. 2003) were dated at 120, 95 and 89.5±3.4 Ma, respectively. This demonstrates that the concept that the initial Early Crataceous volcanism in the Alto Paranaíba region was kimberlitic in nature and that the final Late Cretaceous volcanism was kamafugitic can not be held as an absolute rule. The Santa Rosa 04 kimberlite (SRA 04) from the Coromandel area, which apparently sampled mantle within the diamond stability field, has a Rb-Sr mica age of ca. 83 Ma (Skinner 1996). Proximity of true kimberlite, including diamond-bearing kimberlite, kamafugite and carbonatite suggests complex evolution of the mantle in the Alto Paranaíba region (Figs. 9, 10, 11).

Kimberlite intrusions from more internal sectors of the São Francisco Craton in Minas Gerais sampled apparently preserved lithosphere. Despite the young age of ca. 81 Ma, one of the kimberlite intrusions close to Maravilhas bears diamond and pressures of garnet are above 50 kbar (Fig. 7).

Comparison of highest values of minimum pressure (P_{minhi}) of garnet and corresponding clinopyroxene data from the various kimberlite provinces identified within the Serrinha block show variations between ca. 42 mW/m² at the core and 45 mW/m² at the border of this block. Several kimberlite pipes from the central province, one of which was dated at 682±20 Ma, bear microdiamonds (Fig. 6).

The determined phlogopite Rb-Sr age of c. 1152 Ma from the outcropping kimberlite within the Gavião block, as well as field relations, place the intrusion as coeval with deposition of Tombador Formation conglomerate. On the other hand, younger kimberlites, below sand-conglomerate deposits of the Morro do Chapéu Formation, have been recorded also. In this case possibly similar intrusions constitute the source of diamonds found in the locally diamond-bearing conglomerate of the Morro do Chapéu Formation.

Integration of geotectonic units defined in the São Francisco Craton with chemical data from kimberlite minerals, diamond provenance studies, geochronology and field relations allow to conclude: i) in the Alto Paranaíba region the Early Cretaceous kimberlites present greater potential for diamonds than the Late Cretaceous kimberlites; ii) within the Archean core of the São Francisco Craton, in the Quadrilátero Ferrífero and neighboring

areas, in Minas Gerais, Early and Late Cretaceous kimberlite present the same diamond potential; iii) exposure of kimberlite within the Gavião block is favored by horst-type structures, allowing for erosion of younger than Mesoproterozoic units.

Acknowledgments To the RBG reviewers for suggestions to the manuscript.

References

- Alkmim F.F., Neves B.B.B., Alves J.A.C. 1993. Arcabouço Tectônico do Cráton do São Francisco – Uma Revisão. O Cráton do São Francisco, II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Salvador, Bahia.
- Almeida F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7:349-364.
- Almeida F.F.M. 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. Anais do Simpósio do Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Salvador, SGB/NBA-SE, SGM/Séc. Minas e Energia, p.1-10.
- Assumpção M., Fernandes E.P., Araújo Filho J.O., Sá N.C. 1984. Levantamento gravimétrico no Complexo Barro Alto, GO, resultados preliminares. *Rev. Bras. Geofísica*, 3:1-7.
- Babinski M., Pedreira A.J., Brito-Neves B.B., Schmus W.R. 1999. Contribuição a Geocronologia da Chapada Diamantina. SNET, 7, Lençóis, Bahia, Anais, sessão 2, p.118-120.
- Babinski M., Schmus W.R., Chemale Jr. F., Brito-Neves B.B., Rocha A.J.D. 1993. Idade isocrônica Pb-Pb em rochas carbonáticas da Formação Caboclo, em Morro do Chapéu, Bahia. Simp. Cráton do São Francisco, 2, Salvador, SGB/SGM, Anais, v1, p.160-163.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2000. Geological features and paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craaton, Bahia, Brazil. *An. Acad. Bras. Ciências*, 74(2):343-359
- Barbosa O., Braun O.P.G., Dyer R.C., Cunha C.A.B.R. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro, Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 140p. (Boletim 136)
- Bizzi L.A., De Wit M.J., Smith C.B., Mc Donald I., Armstrong R.A. 1995. Heterogeneous enriched mantle materials and Dupal-type magmatism along the SW margin of the São Francisco Craton, Brazil. *J. Geodynamics*, 20:469-491.
- Bizzi L.A., Smith C.B., Meyer H.O.A., Armstrong R., De Wit M.J. 1990. Mesozoic kimberlite and related alkalic rocks in south-western São Francisco Craton, Brazil: a case for local mantle reservoirs and their interaction. Intern. Assoc. Continental Volcanism, Maines, Germany, *Proceedings*, pp. 156-171.
- Berrocal J., Marangoni Y., Sá N.C., Fuck R.A., Soares J.E.P., Dantas E.L., Perosi F., Fernandes C. 2004. Deep seismic refraction and gravity crustal model and tectonic deformation in Tocantins Province, central Brazil. *Tectonophysics*, 388:187-199.
- Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W.L. 2000. Tectonic history of the Borborema province. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, Tectonic Evolution of South America, p.151-182.
- Brod A.F., Gibson S.A., Thompson R.N., Junqueira-Brod T.C., Seer H.J., Moraes L.C., Boaventura G.R. 2000. The kamafugite-carbonatite association in the Alto Paranaíba igneous province (APIP) Southeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 30:404-408.
- Campos Neto M.C. 2000. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: an approach to Brasileiro – Pan African Cycle and Orogenic Collage in Southeastern Brazil. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, Tectonic Evolution of South America, p. 335-365.
- Dardenne M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, Tectonic Evolution of South America, p. 231-265.
- Dawson J.B. & Stephens W.E. 1975. Statistical classification of garnet from kimberlite and associated xenoliths. *J. Geol.*, 83:589-607.
- Edler E. & Bizzi L.A. 1996. PT Estimate for the Serrinha Block, Bahia: Evidence for Delimitation and Adiabatic Upwelling of Mantle Material in the Proterozoic. Internal Report, De Beers Brasil, Brasília.
- Fuck R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica na Província Tocantins. SGB. Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4. Brasília, Anais 184-187.
- Gaspar J.C., Araújo A.L.N., Carlson R.W., Sichel S.E., Brod J.A., Sgarbi P.B., Danni J.C.M. 2003. Mantle xenoliths and new constraints of the origin of alkaline ultrapotassic rocks from the Alto Paranaíba and Goiás Igneous Province, Brasil. 8th International Kimberlite Conference Long Abstract, Toronto, Canada.
- Haggerty S.E. 1986. Diamond genesis in a multiply constrained model. *Nature*, 320:34-38.
- Haralyi N.L.E. & Hasui Y. 1982. The gravimetric information and the Archean Proterozoic structural framework of Eastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 12:160-166.
- Haralyi N.L.E. & Hasui Y. 1985. Interpretation of gravity and magnetic data, Central and Eastern Brazil. In: W.J. Hinze (Ed.) *The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps*. Tulsa, Oklahoma, Society of Exploration Geophysicists, p. 124-131.
- Jardim de Sá E.M. 1998. O Cráton do São Francisco na Bahia e o seu limite com a Província Borborema. Workshop Interno sobre Geotectônica, De Beers Brasil, Brasília, 55p.
- Lesquer A., Almeida F.F.M., Davino A., Lachand J.C., Maillard P. 1981. Signification structurale des anomalies gravimétriques de la partie Sud du Craton de São Francisco (Brezil). *Tectonophysics*, 76:273-293.
- Mahado N. & Carneiro M.A. 1992. A major Archean tectonic thermal event in the São Francisco shield, Brazil: U-Pb evidence from QF, Minas Gerais. *Can. J. Earth Sci.*, 29(11):2341-2346
- Marimon M.P.C. 1990. Petrologia e litogeoquímica da seqüência plutono-vulcanosedimentar de Brejo Seco, Município de São João do Piauí, Estado do Piauí. Dissert. de Mestrado, Inst. Geoc. UFBA, 102p.
- Molina E.C., Ussami N., Marangoni Y.R. 2000. Digital 5' x 5' Gravity Maps of the São Francisco Craton, the Marginal Fold/Thrust Belts and Contiguous Continental Margin/Oceanic Basins (2nd Edition). Departamento de Geofísica, Instituto Astronômico e Geofísico, USP, São Paulo, Brasil.
- Motta A.C., Gomes R.A.A.D., Delgado I.M., Siqueira L.P., Pedreira A.J.

1981. Feições gravimétricas e magnéticas do Cráton do São Francisco. Simp. Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, 2, Salvador. Anais, Salvador SBG/CPM. p.17-33.
- O'Reilly S.Y. & Griffin W.L. 1996. 4-D Lithosphere Mapping: methodology and examples. *Tectonophysics*, **262**:3-18.
- Ortu J.C. 1990. Modelagem tectonofísica da porção sul da Bacia do São Francisco, MG. Dissertação de mestrado, UFOP, Ouro Preto, 148p.
- Padilha A.L., Vitorello I., Bologna M.S., Pádua M.B. 2005. Estruturas geoeletricas da litosfera sob a borda SW do Cráton do São Francisco. Simp. Cráton do São Francisco, 3, Salvador, Bahia, Anais, p. 40-43.
- Pedrosa Soares A.C. P Wiedemann-Leonardos C.M. 2000. Evolution of the Araçuai Belt and its connections to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, Tectonic Evolution of South America, p. 265-310.
- Pereira R.S. 1991. Projeto Minas Sudeste: Interpretação geológica e estrutural de imagens de satélite TM, mapa (esc. original 1:250.000). Unidade de Sensoriamento Remoto, Internal Report, De Beers Brasil, Brasília.
- Pereira R.S. 1995. Minas Gerais South Project: paleovalley area. Internal Report, De Beers Brasil, Brasília, 21p.
- Pereira R.S. 1998. South Portion of the São Francisco Shield: distribution of cretaceous sediments and major faults, mapa (esc. original 1:250.000). Remote Sensing Department, Internal Report, De Beers Brasil, Brasília.
- Pereira R.S. & Fuck, R.A. 2005. Kimberlitos e rochas relacionadas no Cráton do São Francisco. In: Simp. Cráton do São Francisco, 3, Salvador, Bahia, Anais, p. 114-117.
- Pereira R.S. & Fuck R.A. 2005. Núcleos arqueanos no Cráton do São Francisco. In: Simp. Cráton do São Francisco, 3, Salvador, Bahia, Anais, p. 247-250.
- Pereira R.S., Weelock G., Bizzi L.A., Silva H.B., Leite A.A. 1998. Alluvial diamond potential of paleo drainage systems in the headwater of the São Francisco River, Minas Gerais, Brazil. Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference, Cape Town, South Africa.
- Pereira R.S., Zang M., Bizzi L.A. 1996. Target selection in the Bahia Project Area using regional scale geophysics, remote sensing and geochemistry. Geophysical Service Division, Internal Report, De Beers Brasil, Brasília, 14p.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost H., Ferreira Filho C.F., Araújo S.M. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, Tectonic Evolution of South America, p. 195-229.
- Pizani J.R.T., Tainton K.M., Allan A.F., Silva S.B., Miranda J.V. 2001. Geology and exploration of the Braúna diamondiferous kimberlites, Serrinha Block, Bahia, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **31**:663-664.
- Read G., Grutter H., Winter S., Luckman N., Gaunt F. 2003. Stratigraphic relations kimberlite emplacement and lithospheric thermal evolution, Quiricó Basin, Minas Gerais State, Brazil. 8th International Kimberlite Conference Long Abstract, Toronto, Canada.
- Robinson D.N. 1991. The characteristics and significance of some Brazilian diamond samples examined mainly in the offices of Sopemi. Internal Report, De Beers Brasil, Brasília.
- Robinson D.N., Phillips D., Anderson V.G. 1995. The characteristics and interpretation of Brazilian diamond samples examined in the Sopemi office. Internal Report, De Beers Brasil, Brasília.
- Schobbenhaus C., Hoppe A., Baumann A., Lorck A. 1994. Idade U-Pb do vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. Congr. Bras. Geol., 38, Balneário de Camboriú. Anais..., v. 2, p.397-399.
- Seer H.J. 1999. Evolução Tectônica dos Grupos Araxá, Ibiá e Canastra na sinforma de Araxá, Araxá, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 267p.
- Seer H.J., Brod J.A., Fuck R.A., Pimentel M.P., Boaventura G.R., Dardenne M.A. 2001. O Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica neoproterozóica na faixa de dobramento Brasília. *Rev. Bras. Geoc.*, **31**:385-396.
- Seer H.J., Brod J.A., Valeriano C.M., Fuck R.A. 2005. Leucogranitos intrusivos no Grupo Araxá: registro de um evento magmático durante colisão neoproterozóica na porção meridional da Faixa Brasília. *Rev. Bras. Geoc.*, **35**: 33-42.
- Silva A.M., Souza Filho C.O., Toledo C.L.B., Dantas E.C. 2003. Amalgamation of different crustal blocks in the southernmost part of the São Francisco Craton, constrained by airborne geophysical data, Brazil. *Braz. Geoph. Soc.*, 8th Intern. Geoph. Congr., Rio de Janeiro
- Skinner C. 1996. Prospecting in Western Minas Gerais, Brazil. Internal Report, De Beers Brasil, Brasília, 47p.
- Soares J.E.P., Berrocal J., Fuck R.A. 2003. Seismic crustal structure in central Brazil. 8th Intern. Congr. Brazilian Geoph. Soc., Rio de Janeiro, Brazil.
- Steenkamp B. 1998. Some questions and answers about the Mesozoic diamond mineralization potential of the Paramirim Shield. Geophysical Service Division, Internal Report, De Beers Brasil, Brasília.
- Teixeira W., Sabatê P., Barbosa J.S.F., Noce C.M., Carneiro M.A. 2000. Archean and Paleoproterozoic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: U.G. Cordani, Milani E., A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.) *Tectonic evolution of South America*. 31st Intern. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 101-137
- Uhlein A. & Chaves M.L.S.C. 2001. O Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais e Bahia: correlações estratigráficas, conglomerados diamantíferos e evolução geodinâmica. *Rev. Bras. Geoc.*, **31**:433-444
- Ussami N. 1986. Interpretation of the gravity anomaly of Bahia State, Brazil. PhD Thesis, University of Durham, Durham, England, 234p.
- Ussami N. 1993. Estudos geofísicos no Cráton do São Francisco: estágio atual e perspectivas. In: Simp. Cráton do São Francisco, 2, Salvador, Bahia.
- Watkins J.M. 1974. The diamonds of the Coromandel area, Triângulo Mineiro. A preliminary appreciation with suggested approaches for future prospecting. Internal Report Sopemi, De Beers Brasil, Brasília, 29p.
- Williamson P.A. & Pereira R.S. 1991. The Salvador 01 Kimberlite, Bahia, Brazil: its regional and local geological setting with comments on the sequence of prospecting activities leading to its discovery. Strategic Services Unit, Internal Report, De Beers Brasil, Brasília, 27p.
- Zang M.W. 1996. Magnetic and gravity study of Eastern Bahia. Geophysical Service Division, Internal Report, De Beers Brasil, Brasília.

Manuscrito A-1634

Recebido em 08 de outubro de 2005

Revisão dos autores em 15 de novembro de 2005

Revisão aceita em 20 de dezembro de 2005

ANEXO III

Alluvial Diamond Potential of a Paleo-drainage System in the Headwaters of the São Francisco River, Minas Gerais, Brazil

Pereira, R. S.¹, Wheelock, G.², Bizzi, L.¹, Silva, H.¹, Leite, A.¹

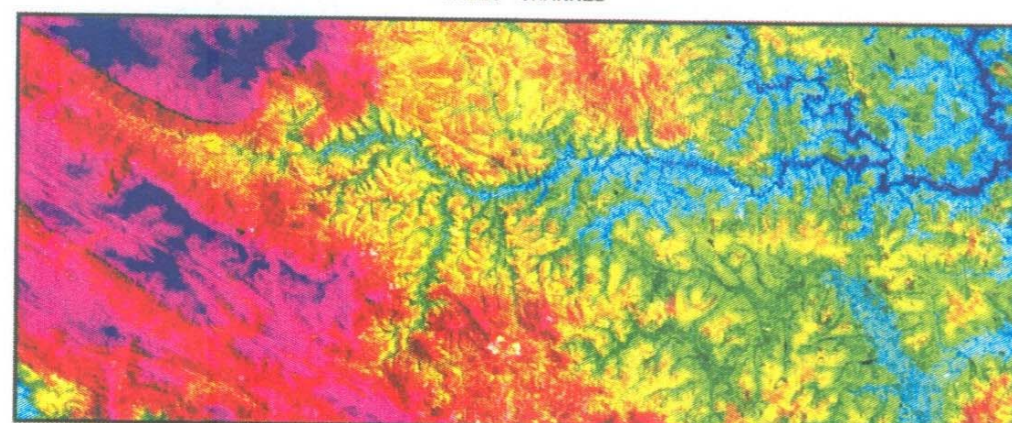


1. Sopemi - Pesquisa e Exploração de Minérios S/A Strategic Services Dept. SIA Trecho 2, lote 1591, Brasília, DF, Brazil.
2. Namaqualand Mines, De Beers Consolidated Mines Ltd. Kleinsee, 8282.



THE PALEODRAINAGE IDENTIFIED IN AIRPHOTO (SCALE 1:30.000 ORIGINAL)

PALEO - CHANNEL

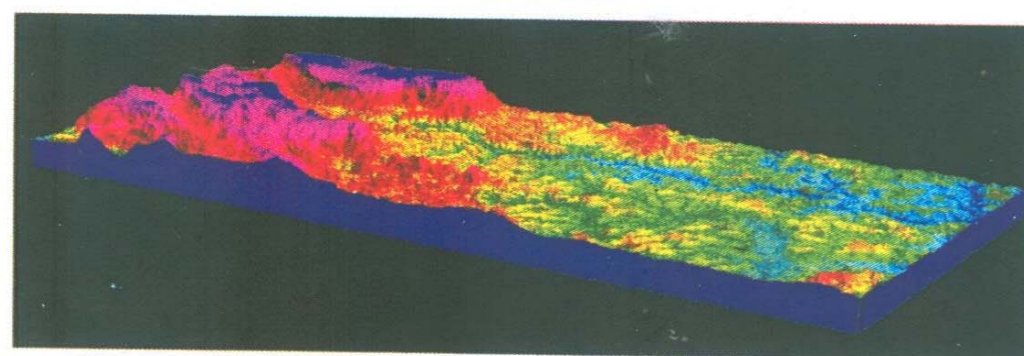


IHS COMPOSITION DIGITAL TERRAIN MODEL

TM BAND 5

FOV = 60 km

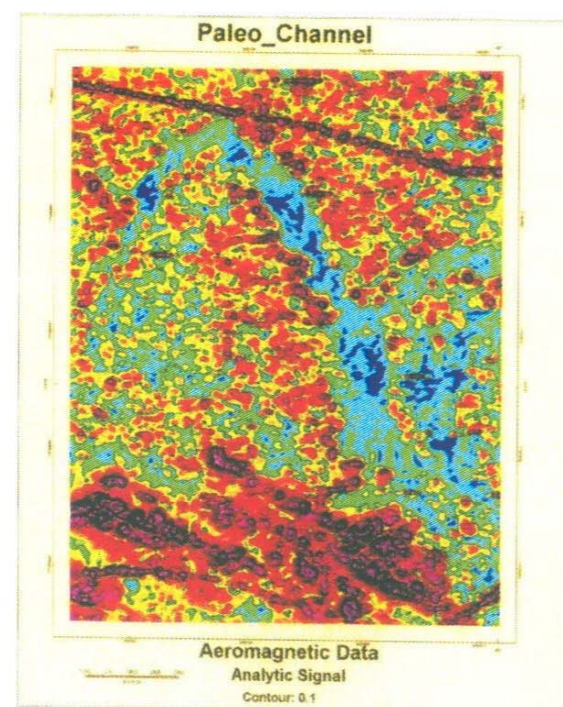
PALEO - CHANNEL



IHS COMPOSITION DIGITAL TERRAIN MODEL

TM BAND 7

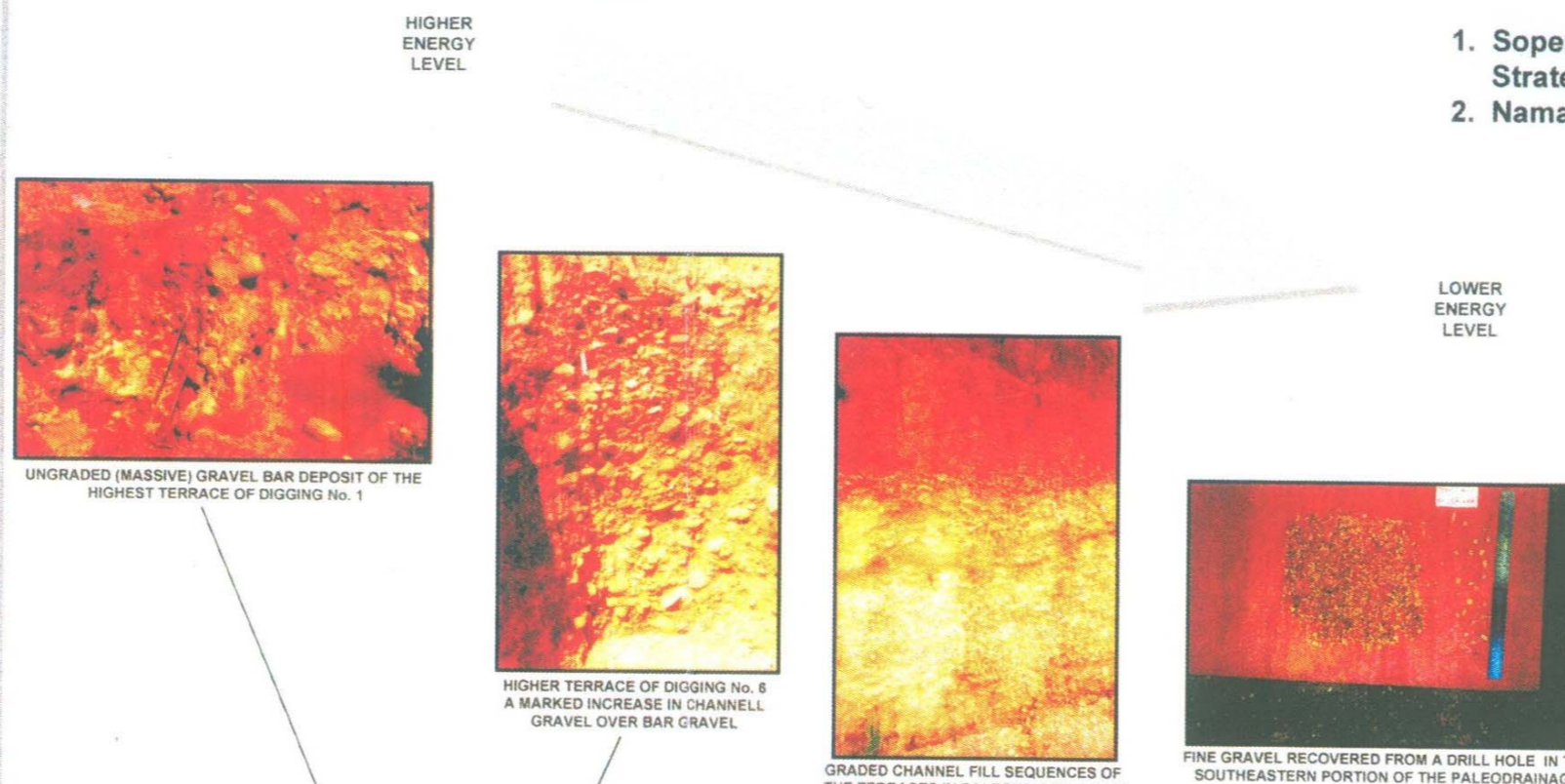
FOV=60 km



Paleo_Channel

Aeromagnetic Data Analytic Signal

Contour: 0.1



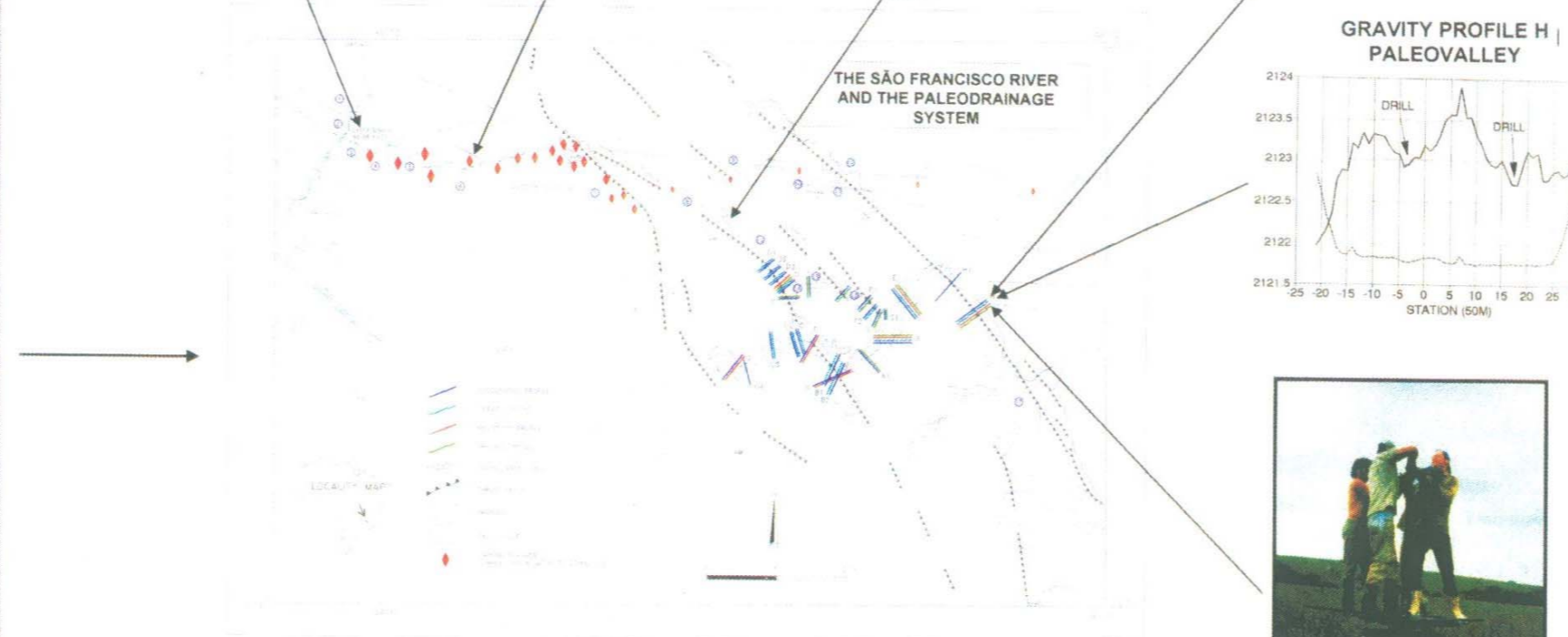
UNGRADED (MASSIVE) GRAVEL BAR DEPOSIT OF THE HIGHEST TERRACE OF DIGGING No. 1

HIGHER TERRACE OF DIGGING No. 6 A MARKED INCREASE IN CHANNELL GRAVEL OVER BAR GRAVEL

GRADED CHANNEL FILL SEQUENCES OF THE TERRACES IN PALEOVALLEY FAULT ZONE

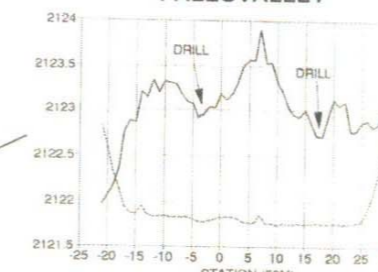
FINE GRAVEL RECOVERED FROM A DRILL HOLE IN THE SOUTHEASTERN PORTION OF THE PALEODRAINAGE

HIGHER ENERGY LEVEL
LOWER ENERGY LEVEL

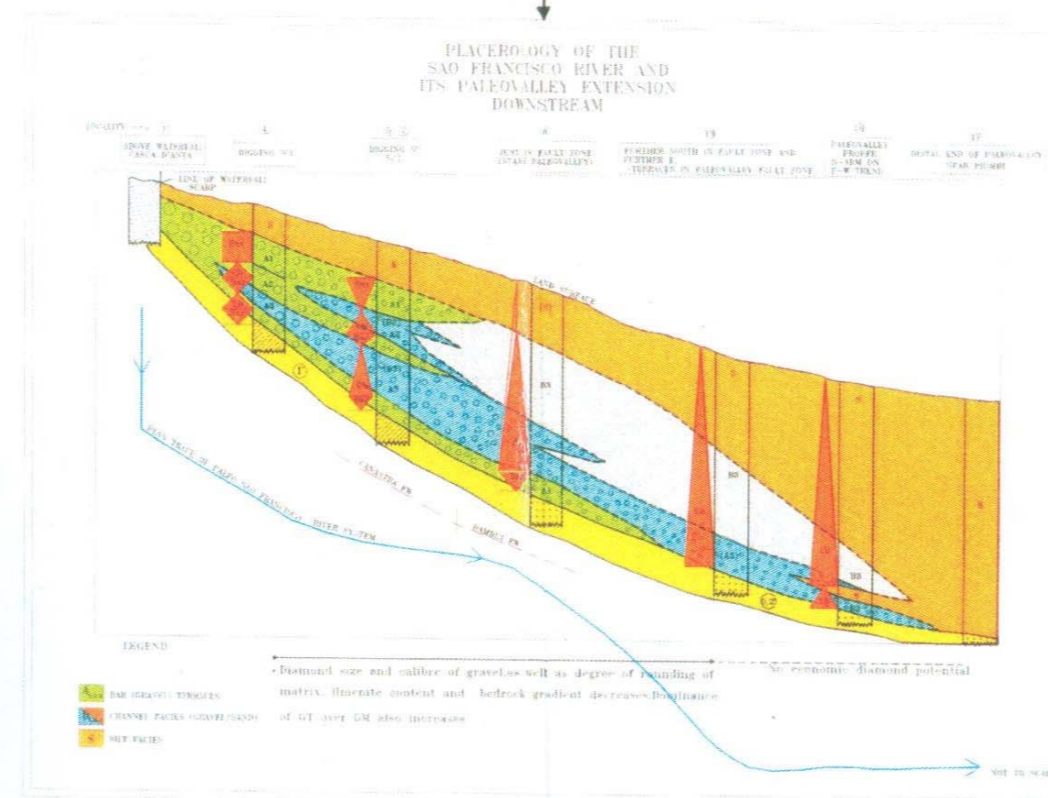


THE SÃO FRANCISCO RIVER AND THE PALEODRAINAGE SYSTEM

GRAVITY PROFILE H | PALEOVALLEY



BANKA DRILLING



PLACEMENT OF THE SÃO FRANCISCO RIVER AND ITS PALEOVALLEY EXTENSION DOWNSTREAM

Legend: High energy terraces, Low energy terraces, River facies (channel fill), Bar facies.

ABSTRACT

Sedimentological, structural and morphologic interpretations using satellite imagery, aerial photographs, airmag and gravimetric data, plus field observations provide evidence for an extensive paleodrainage system situated between the present-day São Francisco and Piumhi river valleys. The possibility that such paleodrainage system was somehow linked to the present-day São Francisco river valley in the past was explored by SOPEMI because of the presence of numerous diamond digging areas (which have been mined over the past 60 years) along this part of the São Francisco river.

The present-day São Francisco river valley is controlled by ancient systems of faults oriented east-west and rejuvenated since Mesozoic time. The paleodrainage was controlled by a combination of this valley and a NW-SE trending group of thrust faults originated in the Upper Proterozoic, during the Brasiliano Orogenesis and rejuvenated in the Mesozoic (attached map). Following the first order delineation of the paleodrainage system using remote sensing techniques, both drilling and geophysical data have been used to assess lateral & depth extension of the paleo river channels and sedimentological techniques were used to assess their economic significance.

The proximal end of the São Francisco river (Locality 1) has evidence for a high gradient, fast flowing river that generated an angular grit composed of fragments from the footwall Canastra quartzite. Beneath the Casca D'Antas waterfall (which marks today's head waters of the São Francisco river; Locality 2), there is evidence for a marked drop in elevation which affected the boulder generation capacity of the river system and led to the formation of a trap site for diamonds. An uplift during rejuvenation (in the Tertiary?) of a WNW-ESE fault system led to erosion of the Canastra foot wall and generation of a valley with a barren reach, with no generation of alluvial deposits up to Locality 4 (Digging n° 1). At Locality 4 deposition occurred as a result of repeated base level reactivations. Evidence for one of such events is preserved in the form of a high level fluvial terrace, some 26m above the present day drainage. This deposit, which is the highest terrace level in the study area, has a highly immature texture and was generated mainly at the expense of materials collected between the waterfall (Locality 2) and Locality 4. A second gravel unit is seen some 11m below the highest level terrace, along the same profile. The internal fabric of such second gravel unit is more ordered than the one above. At an even lower elevation, at the same Locality 4, a third gravel unit occurs. This third gravel unit, which is situated ca 8m above the present day river level, is a normally graded channel deposit which comprises of smaller framework clasts set in a grit matrix almost devoid of clay. Both of the lower elevation deposits (i.e. second and third gravel levels) are younger derivatives of the highest level terrace and indicate at least 2 phases of river rejuvenation and minor degradation.

Downstream from Locality 4 (Localities 5 - 7), a marked decrease in the overall framework clast and diamond size is observed and there is an increase in channel gravel over bar gravel. Reactivation (uplift and nick point development) along the thrust faults at Localities 9 and 12 caused the river to cut down sharply, producing a barren reach (between Localities 9 and 10) and inducing the capture of the paleo São Francisco river (which previously flowed to the SE) and the capture of the paleo São Francisco river (which previously flowed to the SE) and the capture of the paleo São Francisco river (which previously flowed to the SE) and the capture of the paleo São Francisco river (which previously flowed to the SE).

The original São Francisco river valley used to flow to the SE after bypassing Locality 8. The gravel deposits observed at Locality 13 are characterized exclusively by normally graded channel fill sequences with gravel bases fining upward to sand and silt. In addition, the average stone size in this area is very small. The economic diamond potential of this area is thus considered to be low. Further downstream (Locality 16), drilling results from the paleovalley prospect point out that the channel type deposits are still present but are of even smaller caliber. The economic diamond potential of this reach is virtually zero.

Reactivation along the NW-SE fault is clearly represented in the gravel thickness variation observed along the traverses D, J, I and E. The exposures at the localities 14 and 15 are particularly good. The fill of the most extreme southeastern portion of the paleodrainage (Locality 17) is comprised almost exclusively of silt, which represents the final response to downstream degradation of the former São Francisco river valley in favor of its capture and redirection along the east-west fault line valley.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to thank SOPEMI, a Brazilian company of the De Beers Group, for permission to publish this poster. We would also like to thank our colleagues at SOPEMI for their help in the preparation of this poster.

Brasília, April 1998