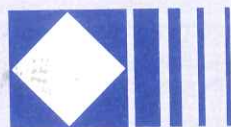


PATROCINADORES:



Companhia
Vale do Rio Doce



RIO TINTO DE BEERS
UM DIAMANTE É PARA SEMPRE



Conselho Nacional de Desenvolvimento
Científico e Tecnológico

ANAIS
IV SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DO DIAMANTE
II SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON DIAMOND
GEOLOGY

*Sociedade Brasileira de Geologia
Núcleo Minas Gerais*

Boletim N° 14

Editores:
Pedro Angelo Almeida-Abreu & Francisco R. de Abreu

Diamantina
2005



Conselho Nacional de Desenvolvimento
Científico e Tecnológico

ANAIS
IV SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DO DIAMANTE
II SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON DIAMOND
GEOLOGY

Sociedade Brasileira de Geologia
Núcleo Minas Gerais

BOLETIM Nº 14

Editores:

Pedro Angelo Almeida-Abreu & Francisco R. de Abreu

Diamantina
2005

FICHA CATALOGRÁFICA

Anais do IV Simposio Brasileiro de Geologia do Diamante
e II South American Symposium on Diamond Geology

Pedro Angelo Almeida-Abreu & Francisco R. de Abreu,
Editores.

Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo-MG; Boletim 14

1. Geologia do diamante; 2. Brasil; 3. América do Sul; 4. Simpósios

Diamantina 2005

Organização e diagramação por Dawn Kelly

Impresso pela Gráfica Urgente, Diamantina-MG.

Sociedade Brasileira de Geologia Diretoria Executiva (Biênio 2003/2005):

PRESIDENTE: Rômulo Machado

VICE-PRESIDENTE: Ignez de Pinho Guimarães

DIRETOR-SECRETÁRIO: Antonio Misson Godoy

DIRETOR-TESOUREIRO: Joel Barbujani Sígolo

DIRETOR DE PUBLICAÇÕES: Luciana Felício

1º DIRETOR-SUPLENTE: Moacir José Buenano Macambira

2º DIRETOR-SUPLENTE: André Luiz Ferrari

SBG – Núcleo Minas Gerais Diretoria (2005-2006)

PRESIDENTE: Luciana Felício Pereira

VICE PRESIDENTE: Andréa Vaz de Melo França

1º SECRETÁRIO: Vanessa Souza Magalhães

2º SECRETÁRIO: Ana Gabriela de P. Brandão

1º TESOUREIRO: Juliana Belém Figueiredo

2º TESOUREIRO: Camila Tavares Grandim

DIR. DE PUBLICAÇÕES: Fernando Flecha de Alkmim

1º CONSELHEIRO: Antônio Carlos Pedrosa Soares

2º CONSELHEIRO: Antônio Wilson Romano

Comissão Organizadora

PRESIDENTE: Pedro Angelo Almeida Abreu

VICE-PRESIDENTE: Friedrich Ewald Renger

COMITÊ EXECUTIVO:

Francisco R. de Abreu

Johan van der Stricht

Luciana Felício Pereira

Lúcio Mauro Soares Fraga

TESOUREIRA: Soraya de Carvalho Neves

PUBLICAÇÕES E DIVULGAÇÃO: Léa Sá Fortes Pedreira

COMITÊ CIENTÍFICO:

Darcy Pedro Svisero

Joachim Karfunkel

José Carlos Gaspar

José M. Correia Neves

Luiz Bizzi – Consultor

Mário Luis de Sá C. Chaves

Noivaldo Teixeira

Paulo de Tarso Amorim Castro

Ricardo Kalikowski Weska

Rogério Rodrigues da Silva

Realização:

Faculdades Federais Integradas de Diamantina – FAFEID
Universidade Federal de Minas Gerais - UFMG
Fundação Diamantinense de Apoio ao Desenvolvimento do Ensino, Pesquisa
e Extensão - FUNDAEPE

Patrocínio:

Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico -CNPq
Companhia Vale do Rio Doce – CVRD
Vaaldiam Resources Ltda.
Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM
Mineração Rio Novo – MRN
Brazilian Diamonds Limited
Rio Tinto
De Beers
Fundação Victor Dequech
GEOSOL

Hotel Tijuco
Pousada dos Cristais
Pousada do Garimpo
Pousada Relíquias dos Tempo
Pousada da Seresta

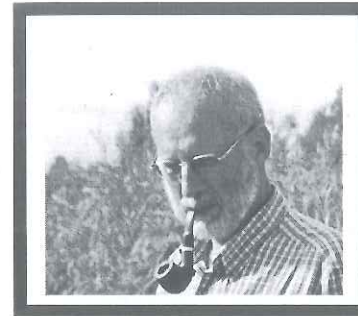
ÍNDICE

Where are the kimberlites?	13
P.A. Almeida-Abreu & F.E. Renger	
Datação por termoluminescência em quartzo dos depósitos coluvionares diamantíferos ("Gorgulhos") da região de Diamantina (MG)	15
L. Benitez; M.L.S.C. Chaves; S.H. Tatum	
Evolution of spinel composition from kimberlites of the diamondiferous Yakutian and Archangelsk provinces (Russia)	19
A.V. Bovkun; V.K. Garanin; G.P. Kudriavtseva; P.A. Samsonov	
The Jequitinhonha river diamonds: geological background, genesis, characteristics and evolution	23
L.M. Chambel; F.R. Cardoso; M.L.S.C. Chaves; D.F.M. Inácio; A.D. Pinto	
Diamond deposits classification into mineral provinces: geological, genetic and quantitative criteria	26
L.M. Chambel; F.R. Cardoso; M.M.G.M.S. Cardoso	
Prospectivity of the Venezuela Guyana Shield for primary diamond deposits	27
D.M.DeR. Chanher; R.E. Cooper; D. Schulze; F.V. Kaminsky	
Diamantes na Serra do Espinhaço entre Serranópolis e Mato Verde (MG): base geológica	31
M.L.S.C. Chaves; V.A. Egger; T.M. Dussin	
Significado geológico das primeiras datações sobre diamantes carbonados do Brasil	35
M.L.S.C. Chaves; L. Chambel; P.R.G. Brandão	
Microdiamantes da Bacia do Rio Douradinho (Coromandel, MG): morfologia primária e aspectos de dissolução	39
M.L.S.C. Chaves; L. Benitez; B.N. Veiga; L.A. Moreira	
Nitrogen centres and mineral inclusions of diamonds from Minas Gerais (Brazil) as revealed by vibrational spectroscopy	43
A.O. Chaves; A. Righi; J.M.C. Neves; M. Hartmann; M. Martins	
Planos de fraqueza associados a diques máficos como controle estrutural das chaminés Meso/Cenozoicas do centro-sudeste do Brasil	49
A.O. Chaves; G.N.C. Sgarbi; J.M.C. Neves; F.J. Rios; J.V. Alves	
Exploration for diamond-bearing kimberlite in the Brasilia Belt of Minas Gerais	51
H.O. Cookenboo	

Glaciações do Neoproterozóico e o retrabalhamento de diamantes na Faixa Araçuaí em Minas Gerais	54
D. Walde & G.M. Gonzaga	
Mineralogy of diamond from the deposits of the Archangelsk diamondiferous province (Russia).....	58
E. Verichev; V. Verzhak; V. Garanin; K. Garanin; G. Kriulina; G. Kudriavtseva; O. Palazhchenko; T. Possukhova	
Mineralogical-petrological models of alkaline-ultrabasic magmatites formation in the territory of Archangelsk diamondiferous province	62
K. Garanin; V. Garanin; G. Kudryavtseva	
Luminescent characteristics of diamonds of the Macaubas River Basin, Brazilian placer deposit	66
Y.V. Glukhov; S.I. Isaenko; A.E. Sukharev; M. Martins; V.A. Petrovsky	
Glaciações do Neoproterozóico e reciclagem de diamantes, carbonados e safiras em Minas Gerais	69
G.M. Gonzaga	
Películas metálicas sobre os diamantes de Juína, Mato Grosso	73
W. Iwanuch; A.B. Makeev; M.M. Kondo	
Mineralogia, inclusões, catodoluminescência e composição isotópica do carbono dos carbonados de Andaraí, Chapada Diamantina, Bahia	76
W. Iwanuch; A.B. Makeev; G.V. Saparin; S.K. Obyden; M.M. Kondo	
The Central African diamond: geological context, production and new legal constraints	80
G. R. Moloto-A-Kenguemba	
Mineralogical and optical-spectroscopic characteristics of alluvial diamonds from Juína diamondiferous field, Mato Grosso, Brazil	81
V.I. Koptil; I.N. Bogush; Y.A. Vasiliev; W. Iwanuch	
Kimberlite magmatism of the Nakyn field (Yakutia)	85
V.P. Kornilova; S.I. Mityukhin; A.I. Zaitsev	
Kimberlitos e kamafugitos da Província Ígnea do Alto Paranaíba no contexto da sistemática de classificação dos kimberlitos e rochas congêneres	88
A.V. Lapin; A.V. Tolstov; W. Iwanuch	
Os grandes diamantes da região de Coromandel (MG) e seu significado geológico	93
A. Liccardo & D.P. Svisero	
On the nature of so-called "crater facies" of diatremes in connection with a problem of "kimberlite volcanism"	97
L. Makhlaev; I. Golubeva; V. Petrovskiy; M. Martins	

The state of geological studies and centers of diamond production in Venezuela	99
J.A. Newman Fernandez; D.T. Newman Carvalho; A.J. Rojas; A.L. Gandini	
Projeto de integração de dados geológicos e mineralógicos para a caracterização dos diamantes na região de Guaniamo, Estado Bolívar, Venezuela	103
J.A. Newman Fernandez; D.T. Newman Carvalho; A.L. Gandini	
Modificações ambientais promovidas pelo garimpo de diamantes nas lavras diamantinas – Chapada Diamantina (BA)	108
M.C. Nolasco & Garimpeiros da Sociedade União dos Mineiros (Lençóis, BA)	
Carbonados from Brazil: mineralogical characteristics and structures	113
V.A. Petrovsky; V.I. Silaev; M. Martins; A.E. Sukharev; J. Karfunkel	
Classificação de corpos intrusivos na região de Coromandel com apoio de dados magnéticos e gamaespectrométricos: resultados preliminares	117
A.C.B. Pires; C.A. Silva; R.A.V. Moraes; H.A. Franco; L.G. Silva	
Início de un banco de datos sobre diamante	121
J.L.B. Presser; A.B.B. Almada; P. Benítez	
Perspectivas en relación al diamante en el Paraguay Oriental	125
J.L.B. Presser	
Diamantes junto al Complejo del Rio Apá (Bloque cratónico Rio Apá), Dpto. de Concepción (Paraguay) frontera con el estado de Mato Grosso do Sul (Brasil)	130
J.L.B. Presser	
Subdivision of the northern part of the European diamond superprovince into districts based on paleogeodynamic indicators	134
A. Pystin & J. Pystina	
Early Precambrian eclogite-bearing complexes from the Urals as possible sources of diamonds of metamorphic genesis	135
A.M. Pystin; Yu. I. Pystina; N.A. Busheneva	
Regimes de extração e produção de diamantes do Serro Frio no século XVIII	139
F.E. Renger	
Os mapas do achamento dos diamantes no Serro Frio	143
F.E. Renger; M.M.M. Machado; M.M.D. Santos	
A origem do diamante do Distrito de Sopa-Guinda, Diamantina - MG	148
R.R. Silva; J.A. Nogueira Neto; C.U.V. Verissimo; F.R. Abreu	
The problem of diamond genesis in natural and experimental systems	150
M.I. Samoilovitch; V.A. Petrovsky; V.P. Khityunin; D.V. Petrovsky	

Kimberlitos e diamantes no oeste mineiro: uma discussão	153
G.N.C. Sgarbi & A.O. Chaves	
Color cathodoluminescence-sem studies of diamonds from the main exploited kimberlite deposits of Yakutia	158
Z.V. Spetsius; P.V. Ivannikov; S.I. Mityukhin	
The mechanism of phase transformation of graphite diamond	162
A.E. Sukharev; V.A. Petrovsky; M. Martins	
Novas evidências de uma origem proximal para o diamante da região de Coromandel, Minas Gerais	166
D.P. Svisero & M.A.S. Basei	
Composição, origem e significado geológico de minerais resistatos de intrusões kimberlíticas da região de Coromandel, Minas Gerais	169
D.P. Svisero; M.N.C. Ulbrich; S.R.F. Vlach	
Geologia e petrologia de minerais resistatos das intrusões Vargem, Coromandel, Minas Gerais	173
A.P. Svisero; M.N.C. Ulbrich; S.R.F. Vlach; M.A.S. Basei; R.A. Schultz-Güttler	
Kimberlites as products of carbonatite magma contamination by mantle peridotites	177
A.V. Ukhanov	
Diamante e ouro nos aluviões do rio Paraúna: novas perspectivas econômicas na região de Diamantina – MG	178
A.T.C. Veiga	
Geophysical and geochemical constraints on pos-Gondwana alkaline magmatism in Brazil	182
R.M. Vidotti & L.A. Bizzi	
Micro- and nanometre sized inclusions in diamonds and microdiamonds: a new source of information about diamond genesis and fluid composition	184
R. Wirth	
Estudo mineralógico de diamantes detríticos da região sul-sudeste do estado de Mato Grosso	185
I.T. Zolinger; F.P. Spinelli; D.P. Svisero	
Field trip to the diamond district of Sopa – Guinda (Diamantina, MG/Brazil)	189
P.A. Almeida-Abreu; F.E. Renger; F.R. Abreu; R.R. Silva	



†
In memoriam
WALTER UWE SCHÖLL
 1945 – 2004

O geólogo Dr. Walter Schöll trabalhou durante muitos anos como perito da GTZ - *Deutsche Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit* - Empresa Alemã de Cooperação Técnica, principalmente no Brasil, nas Filipinas e na Tailândia. Desde 1999, ele conseguiu introduzir com sucesso, apesar da resistência inicial de

burocratas, um novo conceito de economia de reciclagem na capital de província Phitsanulok (cidade de 230.000 habitantes, aprox. 400km ao norte de Bangkok). O enfoque deste projeto era introduzir alterações organizacionais na administração, uma coleta seletiva de lixo, a privatização e a participação de voluntários. Da reciclagem deste lixo surgiram novas microempresas que contribuíram para uma maior arrecadação da prefeitura local. Os bons resultados obtidos por Schöll renderam-lhe diversos convites para congressos na Alemanha, Laos e Tailândia. Além disso, ele apresentou muitas palestras para peritos e estudantes de universidades no país e no exterior.

Em 25 de dezembro de 2004, ele chegou a Khao Lak, um balneário na costa da Tailândia, para um curto descanso. Na manhã de 26 de dezembro ele e sua esposa Birgit foram tragados pelo tsunami e se afogaram. Eles deixaram quatro filhos adultos.

Walter Schöll nasceu em 15 de fevereiro de 1945 em Honau/Alemanha. Tendo concluído o 2º grau em 1964, iniciou no mesmo ano o estudo da geologia e paleontologia na Universidade de Tübingen. Sua dissertação de graduação foi orientada pelo prof. Adolf Seilacher recebendo o conceito "muito bom" sendo publicada em 1971 no *Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie*. Fez sua pós-graduação na Universidade de Heidelberg, dando logo início à sua tese de doutorado sobre a "Sedimentologia e Geoquímica na Margem Sul da Bacia do São Francisco, Minas Gerais, Brasil", sob orientação dos professores German Müller e Reinhard Pflug. Em 1973 ele defendeu com o conceito "summa cum laude" (excelente), obtendo o título *Dr. rer. nat.* da Universidade de Heidelberg. Em seguida ele foi admitido como professor assistente no Departamento de Geologia da Universidade de Freiburg/Alemanha.

Em 1969 foi celebrado um convênio entre o Ministério de Cooperação Econômica da Alemanha com o Ministério das Relações Exteriores do Brasil para a criação de um instituto para ministrar cursos de mapeamento geológico em Diamantina. O objetivo era oferecer estágios de curta duração para estudantes de todas as universidades brasileiras. Idealizado pelo Prof. Reinhard Pflug foi inaugurado no ano de 1970 o INSTITUTO ESCHWEGE em Diamantina sob a direção dos professores Dr. Friedrich Renger e Dr. Gerhard Gortl. Quando Walter Schöll foi para Freiburg, ele já havia sido escolhido para, após a conclusão da primeira fase do projeto de cooperação, dirigir o Instituto Eschwege até 1978 quando terminou o apoio financeiro por parte do governo alemão.

Para a atividade como diretor do INSTITUTO ESCHWEGE, Walter Schöll foi admitido como perito pela GTZ. Seus antecessores haviam adquirido um prédio para o Instituto, onde funcionavam salas de aula e de estudo, bem como dormitórios para os estudantes. Até 1973 os dois professores realizaram dezoito cursos de mapeamento de duas semanas para estudantes de seis universidades. Durante a administração de Walter Schöll o número de cursos ministrados, assim como a

participação de universidades brasileiras nos estágios do Instituto aumentou consideravelmente, incluindo a participação de professores brasileiros, diplomandos e pesquisadores visitantes nos programas e atividades do Instituto. Além disso, ele se concentrou junto com os colaboradores do INSTITUTO ESCHWEGE num projeto de pesquisa objetivando o mapeamento detalhado das unidades litoestratigráficas da parte inferior do Supergrupo Espinhaço, bem como o estudo de sua sedimentologia e litofácies tendo publicado muitos trabalhos sobre a geologia e sedimentologia da Serra do Espinhaço, alguns em co-autoria com doutorandos da Universidade de Freiburg. Com equipamentos trazidos da Alemanha montou também um laboratório de laminação.

Até 1973 os convênios do Instituto Eschwege com os diversos departamentos de geologia de universidades brasileiras, tão bem como o financiamento do Instituto eram muito irregulares. Por isso, Walter Schöll recebeu a incumbência da GTZ, em 1974, de conseguir um convênio com uma universidade brasileira e assegurar apoio financeiro de longo prazo para a manutenção dos salários de professores e de pessoal técnico e administrativo, bem como custeio para garantir a continuidade dos programas após o término do financiamento alemão. Isso requereu negociações demoradas com o governo brasileiro, com a UFMG e com as instituições responsáveis pela implantação do acordo bilateral Brasil/Alemanha. Walter Schöll, apoiado por seus colegas brasileiros, demonstrou grande talento para lidar com essas negociações. Apesar das dificuldades conseguiu fechar um acordo entre o MEC e a UFMG, que garantiu verbas regulares para a manutenção e ampliação do INSTITUTO ESCHWEGE, que culminou com sua incorporação na UFMG em 1979, quando passou a ser chamado "CENTRO DE GEOLOGIA ESCHWEGE". Esse centro mudou-se para um dos mais bonitos prédios históricos de Diamantina, a Casa da Glória, onde funciona até hoje. Os acordos foram mantidos por mais de duas décadas, que se deve, principalmente, às difíceis negociações de Walter Schöll e à excelente preparação por ele dada à sua equipe brasileira de professores para a execução dos estágios de mapeamento.

De março de 1979 até fevereiro de 1983 Walter Schöll trabalhou em Curitiba como professor de geologia na Universidade Federal do Paraná. Durante esse período ele foi responsável por um extenso programa de aulas teóricas, práticas e de mapeamento geológico. Liderou ainda um projeto de pesquisa das unidades precambrianas nos arredores de Curitiba, também para treinamento de parceiros brasileiros. Esse trabalho resultou em diversas publicações, a maioria em parceria com seus colegas brasileiros.

De abril de 1983 a abril de 1990 Walter Schöll trabalhou como chefe de equipe da GTZ num grande projeto de cooperação técnica entre a Alemanha e as Filipinas através da Universidade de Manila semelhante àquele que havia coordenado anteriormente no Brasil. Depois de uma licença de um ano, aproveitada para um curso de especialização na área de ecologia e meio ambiente, tornou-se gerente na matriz da GTZ na Alemanha, de onde foi enviado como consultor, em novembro de 1998, para assuntos de economia de recicláveis na Tailândia.

A versão alemã dessa homenagem póstuma será publicada brevemente também no GMIT, Geowissenschaftliche Mitteilungen da Associação Alemã de Geocientistas.

Junho de 2005

Prof. Dr. Reinhard Pflug, Freiburg/Alemanha e
Prof. Dr. Friedrich E. Renger, Belo Horizonte, MG

Publicações de Walter Schöll sobre a geologia da Serra do Espinhaço e adjacências

Schöll, W.U. & Souza, O.M. (1970) - Geologia da Folha Baldim. Departamento Nacional de Produção Mineral, 3º Distrito, Belo Horizonte; Relatório interno.

Schöll, W.U. (1972) - Der südwestliche Randbereich der Espinhaço-Zone, Minas Gerais, Brasilien Geol Rundschau, 61(1):201-216.

Müller, G.; Schöll, W.U.; Tietz, G. (1973) - Diagenetic development of a Precambrian limestone as interpreted from a modern analogue. Sedimentology, 20: 529-537.

Schöll, W.U. (1973) - Sedimentologie und Geochemie der Bambuí Gruppe am SE-Rand des São Francisco Becken, Minas Gerais (Brasilien), Univ Heidelberg, Tese de Doutorado: 115.

Pflug, R. & Schöll, W.U. (1974) - Sedimentary structures of the Santa Rita Formation, Minas Supergroup, Minas Gerais. Acad Bras Cienc. Anais, 46: 127-131.

Pflug, R. & Schöll, W.U. (1975) - Proterozoic glaciations in Eastern Brazil: a review. Geol Rundschau 64: 287-299.

Schöll, W.U. & Renger, F. (1976) - Excursão Serra do Espinhaço. 29 Cong Bras Geol (Ouro Preto), Bol Rot Exc: 89-100.

Schöll, W.U. (1976) - Estromatólitos (Conophyton) em dolomitos do Grupo Macaúbas. 29 Cong Bras Geol (Ouro Preto). Anais, 2: 67-74.

Schöll, W.U. (1976) - Sedimentologia e geoquímica do Grupo Bambuí na parte sudoeste da Bacia do São Francisco. 29 Cong Bras Geol (Ouro Preto). Anais, 2: 207-231.

Schöll, W.U. & Fogaça, A.C.C. (1979) - Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. 1º Simp Geol Minas Gerais (Diamantina). Atas: 55-73.

Schöll, W.U. (1980) - Estratigrafia, sedimentologia e paleogeografia da região de Diamantina (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil). Münst Forsch Geol Paläont, 51: 223-240.

Schöll, W.U. & Turinsky, F. (1980) - O espectro dos minerais pesados nas sequências quartzíticas pré-cambrianas na parte sul da Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. Münst Forsch Geol Paläont, 51: 257-278.

Schöll, W.U. & Walde, D. (1980) - Diques sedimentares no Grupo Minas da Serra Mineira e Serra do Cabral (Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil). Münst Forsch Geol Paläont, 51: 241-255.

Schöll, W.U. & Fogaça, C.G.A. (1980) - Estromatolitos em dolomitos do Grupo Macaúbas (Super Grupo São Francisco) na região de Conselheiro Mata, M.G. Bol Inst Geos, São Paulo, 11: 40-42.

Brichta, A.; Paternoster K.; Schöll, W.U.; Turinsky, F. (1980) - Die Gruta do Salitre bei Diamantina, Minas Gerais, Brasilien, kein „Einsturzloch“- Z Geomorph, N.F. 24: 236-242.

Schöll, W.U. & Fogaça, A.C.C. (1981) - Geologia das quadrículas Guinda e Gouveia. DNPM/CPRM/CGE, Relatório Interno: 63.

Fogaça, A.C.C. & Schöll, W.U. (1984) - Estratigrafia e tectônica das rochas arqueanas e proterozóicas da região de Guinda e Gouveia, Minas Gerais. XXXIII Cong Bras Geol (Rio de Janeiro). Anais 6: 2638-2653.

Publicações de Walter Schöll sobre a geologia do Paraná

Schöll, W.U. (1980) - Die Açungui Gruppe und ihr Basement im Gebiet von Curitiba, PR, Brasilien. 7, Geowiss. Lateinamerika Kolloquium, Heidelberg.

Lopes, O.F.; Schöll, W.U.; Andrade e Silva, A.C.C.; Prozzi, C.R. (1980) - Metalogenia da fluorita do Rio São Sebastião no Vale do Ribeira, PR. 31 Cong Bras Geol (Balneário de Camboriú). Anais, 3: 1629-1634.

Schöll, W.U.; Lopes, O.F.; Andrade e Silva, A.C.C.; Prozzi, C.R. (1980) - Geologia do Precambriano da região do anticlinal de Setuva (municípios de Bocaiúva do Sul e Rio Branco do Sul, PR). 31 Cong Bras Geol (Balneário de Camboriú). Anais, 5: 3002-3012.

Schöll, W.U. (1981) - Geologia do Grupo Açungui na região a noroeste de Rio Branco do Sul, Parana. 3º Simp Reg Geol (Curitiba). Atas 1: 170-184.

Andrade e Silva, A.C.G. & Schöll, W.U. (1981) - Controles geológicos nos depósitos de barita da região do Tigre, Vale do Ribeira, PR. 3º Simp Reg Geol (Curitiba). Atas 1: 36-41.

Andrade e Silva, A.C.G. & Schöll, W.U. (1982) - Metalogênese da barita de Água Clara no âmbito da evolução da Formação Setuva. 32. Cong Bras Geol (Salvador). Anais, 3: 1017-1023.

Schöll, W.U. & Vasques J.G. (1985) - Nota sobre a petrologia do granito Rio Abaixo e suas mineralizações, município de Rio Branco do Sul, PR. Bol Paranaense Geos (Curitiba). 36:

Where are the kimberlites?

Pedro Angelo Almeida-Abreu (FAFEID, pangelo@fafeid.edu.br)
& Friedrich Ewald Renger CPMTC/IGC/UFMG)

The discovery of diamonds in the southern Serra do Espinhaço (SdEM) occurred in the first quarter of the XVIII century, permitting the Diamantino District to become the biggest diamond producer in the world for just over 100 years beginning in 1730. Since then the primary source rock of Serra do Espinhaço diamonds has been a topic of research and debate (Pflug 1965, Chaves et al. 1998, 1999, Almeida-Abreu & Renger 1999, 2002). The SdEM diamonds are found overwhelmingly in the rivers that drain Serra do Espinhaço and in the meta-conglomerates of the Sopa-Brumadinho Formation (FmSB).

The primary source rock of the diamonds, in the form of kimberlites or lamproites, have not been recognized yet in this region and the surrounding area. The primary source is the main controversial issue regarding SdEM's diamond geology.

The absence of classical primary sources, the high proportion of gem-quality diamonds in relation to industrial-grade diamonds, and the relatively small average size of the diamonds compared to stones from Mesozoic diamond provinces, have prompted authors (Pflug 1965, Chaves *et al.* 1998) to propose that diamonds from Serra do Espinhaço originate in distant areas (e.g., São Francisco Craton).

The average and large diamonds found in SdEM are compatible with diamond production of other provinces, especially those of the Precambrian times, based on a more accurate survey of the average size of diamonds obtained from regional rocks and alluviums, including large diamonds, whether in the historic record (Renger, published in this symposium), or from personal communications from diamond producers and buyers in the Diamantina region. On this point it should be noted that the hosted breccias in FmSB rock, especially the Campo Sampaio and João Boa mines (considered here as vent breccias), produced many diamonds weighing between 10 and 15 karats, and some between 15 and 30 karats, along with three diamonds over 30 karats. If these breccias are considered to be of sedimentary origin due to the complete angularity of their clasts, it would not be possible to explain the incorporation of these diamonds in any known sedimentary process. Furthermore, these breccias, if not as a rule, are almost always found hosted in the form of dikes in other FmSB rocks.

The visualization of relatively deep restricted sedimentary troughs (maar craters) filled with sediments of Sopa-Brumadinho Formation, generated by explosive volcanism accompanied by intense phreatic magmatic activity and installed over the Espinhaço Basin coastal plain as proposed by Almeida-Abreu & Renger (2001) seems reasonable in the context of the diamond geology of SdEM. Further, inside these troughs are rocks with late volcanic pulses outcropping as sinsedimentary dikes that at times are diamondiferous.

Since these volcanic rocks and their pyroclastic products suffered severe sinsedimentary weathering, the petrographic and chemical characteristics of the primary igneous rocks are masked. During the Espinhaço orogeny the weathered products (paleoregolites and paleosoils) were metamorphized in low green schist facies, generating hematitic phyllites and sericite phyllites.

This work will show evidence from source areas of diamonds in the context of the regional geologic evolution and based on the petrographic characteristics of the sedimentary deposits around Sopa-Guinda and São João da Chapada districts, in the geotectonic environment of these domains, the characteristics and dimensions of the yielded diamonds as well as the petrographic character (including "weathering and metamorphic" history) of the intrusive diamondiferous rocks.

Bibliographic References

Almeida-Abreu, P.A. & Renger, F.E. (1999) - Discussão – Sobre a polêmica da origem do diamante na Serra do Espinhaço (Minas Gerais): um enfoque mineralógico – de M. L. de S. C. Chaves, J. Karfunkel & D. P. Svisero. *Rev Bras Geoc*, 29: 669 – 672.

Almeida-Abreu, P.A., & Renger, F.E (2001) - A origem dos diamantes da Serra do Espinhaço Meridional: o exemplo do distrito diamantífero de Sopa-Guinda (Diamantina – MG). *Rev Bras Geoc*, 31(4): 511-520.

Chaves, M.L. de S. C.; Karfunkel, J.; Svisero, D.P. (1998) - Sobre a polêmica da origem do diamante na Serra do Espinhaço (Minas Gerais): um enfoque mineralógico. *Rev Bras Geoc*, 28: 295-294.

Chaves M.L. de S. C.; Karfunkel, J.; Svisero, D.P. (1999) - Réplica da discussão de P. Almeida-Abreu & F. Renger - Sobre a polêmica da origem do diamante na Serra do Espinhaço (Minas Gerais): um enfoque mineralógico. *Rev Bras Geoc*, 29: 673-674.

Pflug, R. (1965) - A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. *DNPM/DGM, Boletim* 226: 55.

Datação por termoluminescência em quartzo dos depósitos coluvionares diamantíferos (“Gorgulhos”) da região de Diamantina (MG)

Leila Benitez (IGC/UFMG, lbenitez@frizzmail.com.br); Mario Luiz de Sá C. Chaves (IGC/UFMG); Sônia Hatsue Tatumi (FATEC-SP)

Introdução

Entre os depósitos diamantíferos secundários que ocorrem na região de Diamantina, destacam-se nos altiplanos serranos sedimentos coluvionares, semi-consolidados, conhecidos popularmente como “gorgulhos”. Esses depósitos têm sido objeto de lavra desde longa data, pela facilidade de extração, embora tenham merecido poucos estudos técnicos ou acadêmicos específicos, por seus baixos teores e também pela “preferência” que em geral foi dada nesses trabalhos à caracterização das unidades metamórficas pré-cambrianas. A importância de estudos detalhados sobre tal depósito adquire ainda relevância em função do seu rápido desaparecimento em muitos locais, em decorrência da larga exploração do material. Um problema que permanecia totalmente em aberto, diz respeito à idade de tais sedimentos. No presente trabalho, apresentam-se as mais recentes datações obtidas por termoluminescência em quartzo efetuadas sobre essa seqüência, que foi alvo de estudos por Benitez (2004) e Benitez *et al.* (2004).

Descrição dos Depósitos

Os depósitos coluvionares diamantíferos ocorrem irregularmente sobre extensa região envolvendo mais que 700 km², pelo menos desde Datas-Presidente Kubitschek ao sul, até o Campo de São Domingos (município de Diamantina) ao norte. Tais depósitos, quando mineralizados, apresentam nítido relacionamento espacial com os metassedimentos da Formação Sopa-Brumadinho (Supergrupo Espinhaço). As áreas em que se desenvolveram os estudos, Sopa-Guinda e São João da Chapada, se destacam por serem os locais onde tais depósitos são mais extensamente lavrados, permitindo assim melhores exposições. Eles possuem espessuras que variam entre 0,10-1,20 m, em geral com 0,40-0,60 m. Essa espessura normalmente é decrescente em direção às partes mais baixas do relevo. Em todos os locais estudados, um material de recobrimento amarelo (solo?), arenoso-siltoso e com menos que 1 m de espessura, aparece sobre tais sedimentos.

Em termos composicionais, os gorgulhos são constituídos na quase totalidade (>98%) por clastos de quartzo angulosos; localmente se observam também raros e esparsos fragmentos de quartzito e/ou filito. Análise granulométrica efetuada sobre diversas linhas, nas duas localidades citadas, indicaram em Guinda dois picos dados pelas frações seixo pequeno (<8>4 mm) – entre 29,4% a 37,43% e areia fina (<0,25>0,125 mm) – 7,6% a 10,8%; enquanto em São João da Chapada os sedimentos são mais grossos, havendo predominância das frações seixo grande (<32>16 mm) – entre 22,8% a 35,8% e areia fina (como em Guinda) – 6,5% a 14,3% (Benitez & Chaves 2003). Os minerais pesados encontrados denotam uma origem em veios hidrotermais da maioria das fases (hematita, magnetita, rutilo, cianita), junto a minerais (mais raros) dos quartzitos e conglomerados da Formação Sopa-Brumadinho (zircão, almandina) e de intrusões básicas (anfíbólio). Tais depósitos sofreram lateritização parcial, principalmente nos arredores de Sopa-Guinda.

O Método de Termoluminescência em Quartzo

O método de datação por termoluminescência em quartzo (TL) permite datar amostras de poucas centenas de anos até cerca de um milhão de anos, sendo portanto bastante aplicável na geocronologia do Quaternário. A base teórica desse método, segundo Tatum (2002), apóia-se no fato de que uma superfície quando exposta à luz solar por mais de dezesseis horas, perde quase totalmente qualquer TL anteriormente induzida (a intensidade da mesma ficará restrita a uma "TL residual"). Assim, à medida em que uma camada sedimentar passa a ser recoberta por novas camadas, os raios de sol deixam de incidir sobre a primeira, que começará a acumular TL. Considerando que toda substância na Terra está sujeita à radiação natural de duas fontes: radioatividade do solo/rochas e raios cósmicos; os grãos de quartzo sob a ação dessa radiatividade natural e protegidos da luz solar, terão sua TL induzida com o tempo. Quando posteriormente aquecido, o sedimento emitirá luz, em geral muito fraca embora detectável em tubo fotomultiplicador. A intensidade da luz emitida será proporcional à dose da radiação acumulada durante o tempo em que permaneceu soterrada. Todo o processo, desde a etapa de coleta de amostras, deve ser efetuado sem a presença de luz solar ou artificial. Inclusive no laboratório, o sedimento é preparado e tem medições realizadas sob luz vermelha, pois a luz solar afeta os centros emissores da TL.

Resultados Obtidos

Para finalidades de datação, quatro amostras foram submetidas à análises por TL em quartzo, sendo duas de cada uma das localidades em foco (Guinda e São João da Chapada), representadas respectivamente por sedimentos coluvionares e pelos materiais de recobrimento sobrepostos aos últimos. De acordo com os resultados das datações, apresentados na Tabela 1 e na Figura 1, o depósito em Guinda possui idade de 31.000 ± 1.500 anos. De outro modo, o material de recobrimento (solo?) foi datado como mais recente, com formação em 14.000 ± 1.500 anos. Na Tabela 2 apresenta-se os valores de urânio, tório e potássio, e com base nas análises fornecidas pode-se observar que o depósito coluvionar e seu material de recobrimento em Guinda mostram valores semelhantes desses elementos. A diferença mais representativa ocorre na quantidade de tório das amostras, a qual é bem menor no material de cobertura superficial. Ainda assim, as características isotópicas observadas nas análises, indicam que o material de recobrimento possa ter sido derivado do próprio colúvio.

Tabela 1: Resultados relativos às análises por termoluminescência em quartzo das doses anuais, doses acumuladas e idades das amostras coletadas em Guinda.

Amostra	Dose Anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)	P (Gy)	Idade (anos)
Material Sobreposto (Solo?)	615 ± 9	8,62	14.000 ± 1.500
Depósito Coluvionar	861 ± 17	26,68	31.000 ± 1.500

Tabela 2: Resultados das concentrações de ^{232}Th , ^{238}U e ^{40}K , bem como da dose anual, nas amostras da área de Guinda.

Amostra	Th (ppm)	U (ppm)	K ($10^{-5}\%$)	Dose Anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)
Material Sobreposto (Solo?)	$1,375 \pm 0,041$	$1,015 \pm 0,025$	0 + 0	615 ± 9
Depósito Coluvionar	$2,935 \pm 0,087$	$1,515 \pm 0,004$	0 + 0	861 ± 17

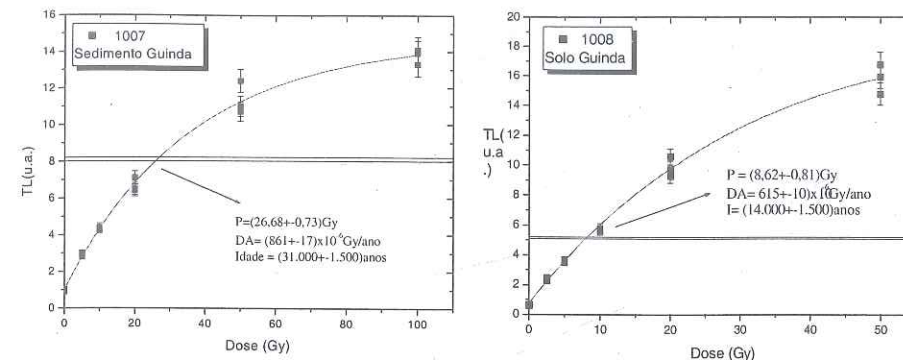


Figura 1: Gráfico com as curvas de termoluminescência do depósito coluvionar e do seu material de recobrimento (solo?) na área de Guinda.

Quanto aos resultados das análises para as amostras de São João da Chapada, apresentadas na Tabela 3 e na Figura 2, as idades obtidas foram de 29.000 ± 1.000 anos para o colúvio e de 3.100 ± 780 anos para o material de recobrimento superficial. Esses resultados apontam para uma forte conformidade com a análise efetuada no depósito em Guinda, e ainda para um material de cobertura de idade bastante mais recente em comparação ao daquele local. Entretanto, pelos conteúdos de urânio, tório e potássio (Tabela 4), observa-se que ambos os tipos de detritos analisados possuem valores composicionais similares, provavelmente denotando uma mesma origem para esses depósitos. Contudo, o fato do material de cobertura apresentar-se bastante recente (± 3.000 anos), pode constituir indício de uma remobilização deste último a partir do depósito coluvionar.

Tabela 3: Resultados relativos às análises por termoluminescência em quartzo das doses anuais, doses acumuladas e idades das amostras coletadas em São João da Chapada.

Amostra	Dose Anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)	P (Gy)	Idade (anos)
Material Sobreposto (Solo?)	796 ± 16	2,43	3.100 ± 780
Depósito Coluvionar	900 ± 17	26,3	29.000 ± 1.000

Tabela 4: Resultados das concentrações de ^{232}Th , ^{238}U e ^{40}K , bem como da dose anual, nas amostras da área de São João da Chapada.

Amostra	Th (ppm)	U (ppm)	K ($10^{-5}\%$)	Dose Anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)
Material Sobreposto (Solo?)	$2,497 \pm 0,074$	$1,305 \pm 0,032$	$0,0221 \pm 0,002$	796 ± 16
Depósito Coluvionar	$2,679 \pm 0,080$	$1,743 \pm 0,044$	0 + 0	900 ± 17

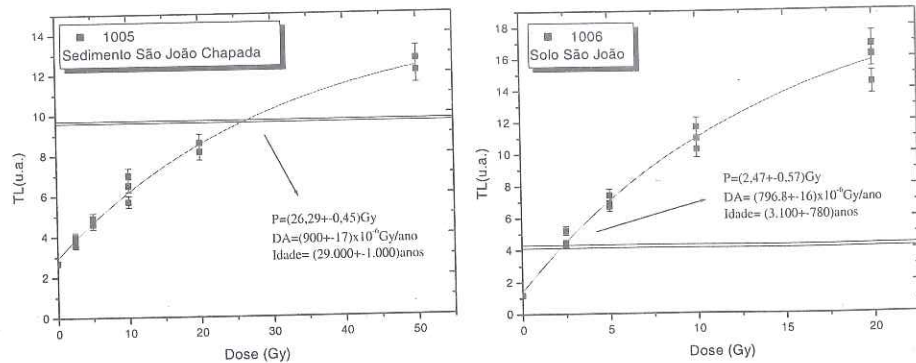


Figura 2: Gráfico com as curvas de termoluminescência do colúvio e de seu material de recobrimento (solo?), na área de São João da Chapada.

Conclusão

Depósitos do tipo descrito ocorrem largamente nos principais campos diamantíferos da região de Diamantina (São João da Chapada, Guinda, Extração e Datas), denotando assim sua importância na economia local. Os mesmos, provavelmente se distribuem ainda por outras áreas da Serra do Espinhaço, o que demonstra estarem associados a um episódio climático particular e característico na evolução do relevo quaternário regional. A utilização do método datação por termoluminescência em quartzo gerou resultados bastante satisfatórios, os quais, aliados aos demais parâmetros estudados, como mineralogia e sedimentologia (Benitez 2004), permitiram importantes correlações quanto às condições de sedimentação do depósito. As idades em torno de 30.000 anos apontam para o ápice do último máximo glacial pleistocênico em termos globais, quando predominava um clima árido nas regiões intertropicais. Não se descarta a ação de gelivação em tal período nas áreas mais elevadas do espigão serrano. Tais condições climáticas certamente favoreceram a perda da cobertura vegetal e intensificaram a atuação do intemperismo mecânico. Em fase posterior à deposição detrítica deram-se novas alterações climáticas, com a instalação de um clima quente-úmido, onde os sedimentos mais finos e solúveis foram lixiviados do perfil. Nesse quadro, os detritos de origem rochosa foram parcial ou totalmente desintegrados, restando o quartzo, mais resistente, o qual constitui mais que 95% do arcabouço dos depósitos. A presença associada de diamantes, assim, ficaria restrita aos locais onde conglomerados do tipo-Sopa (Formação Sopa-Brumadinho) afloram sob condições topográficas mais elevadas.

Referências Bibliográficas

- Benitez, L. (2004) - Caracterização geológica e químico-mineralógica dos depósitos coluvionares diamantíferos da região de Diamantina, Serra do Espinhaço (Minas Gerais). Dissertação de Mestrado, IGC/UFMG, Belo Horizonte: 108.
- Benitez, L. & Chaves, M.L.S.C. (2003) - Depósitos de glaciais diamantíferos da região de Diamantina (MG): sedimentologia e mineralogia. In: Simp Geol Minas Gerais (Ouro Preto), 12(Resumos): 47.
- Benitez, L.; Chaves, M.L.S.C.; Geraldes, M.C. (2004) - Indícios da última glaciação pleistocênica na Serra do Espinhaço (MG). In: Cong Bras Geol (Araxá), 42, CD-ROM (S8-T104).
- Tatumi, S.H. (2002) - A datação por luminescência aplicada à geocronologia do Quaternário. In: Cong Bras Geol (João Pessoa), 41(Resumos): 369.

Evolution of spinel composition from kimberlites of the diamondiferous Yakutian and Archangelsk provinces (Russia)

Angelika Valerievna Bovkun (Moscow State University); Victor Konstantinovich Garanin (Moscow State University, vgaranin@mail.ru); Galina Petrovna Kudriavtseva (Moscow State University); Pavel Alekseevich Samsonov (Moscow State University)

The spinels of kimberlites are polygenetic, determined by the hybrid nature of these rocks. There are 3 genetic varieties of such minerals, which are more interesting for genetic studies of kimberlites and their prospecting and exploration. There are spinels from xenoliths of mantle rocks (Bogatikov, et al. 1999), the reaction spinels ((Bovkun 2000) and microcrystalline spinels from the kimberlite groundmass (Bushueva, et al. 1992).

Spinel from Xenoliths of Upper Mantle Rocks

Spinel xenocrysts are products of disintegration of spinel bearing rocks of the upper mantle. In kimberlites the primary spinels and their fragments are comparatively large (usually 0.1–2 mm), rounded or irregular crystals. Typomorphic features of such spinels are used as a tool in heavy mineral prospecting of kimberlites.

Spinel from inclusions in diamond, intergrowths with it and diamond bearing dunites and harzburgites have comparatively narrow range of compositions (Fig. 1) and are characterized by high Cr-content and low contents of Ti, Al, ÓFe, Fe³⁺ (59.20–68.60 wt.% Cr₂O₃; 0–1.96% TiO₂; 8.58–16.40% MgO; 1.58–7.95% Al₂O₃; 0.04–0.92% MnO; 7.39–19.66 % FeO; 0.68–14.4% Fe₂O₃) (Sobolev et al., 1975; Bushueva et al., 1992). Most of them have Ti-content of less than 0.73 wt.% TiO₂, and only in rare cases up to 1.96 wt.%.

The high Cr-spinels (>60 wt.% Cr₂O₃) of diamond bearing paragenesis with higher Ti-contents (1.99 – 4.39 wt.% TiO₂) were recently discovered in diamondiferous kimberlite pipes of the Arkhangelsk province. The origin of such spinels is related to mantle metasomatism processes on the level of diamond bearing dunites and harzburgites.

Spinel from xenoliths of non-diamond bearing equigranular dunites are also high in Cr, but their compositional variation is broader (51.1–65.6 wt.% Cr₂O₃; 2.5–14% Al₂O₃; 8.1–12.6% MgO; 0–3.5% TiO₂; 13.9–20.1% FeO; 0–11.8 %Fe₂O₃) (Fig. 1) (Bushueva, et al. 1992; Matsuyk, et al. 1989). In xenoliths of sheared dunites (from the Aikhal and Udachnaya pipes of the Yakutian kimberlite province) the spinels have higher contents of Ti and Fe³⁺ with varying Cr-content (43.8–60.3 wt.% Cr₂O₃; 4.7–8.3% Al₂O₃; 9.8–13.9% MgO; 1.3–6.4 %TiO₂; 17.7–19.2% FeO; 5.0–13.6% Fe₂O₃).

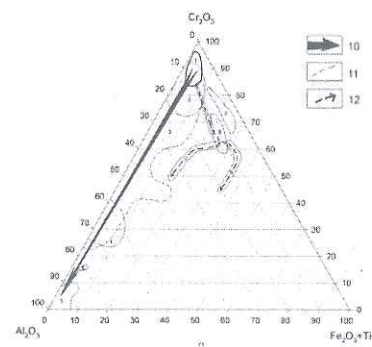


Figure 1: Compositions of spinels from mantle xenoliths: 1 – inclusions in diamond, intergrowths with it and diamond bearing dunites and harzburgites; 2 – dunites; 3 – wehrlites, harzburgites, lherzolites, websterites; 4 – pyroxenites; 5 – alkremites; 6 – inclusions in zircon; 7 – garnet-clinopyroxene-chromespinel intergrowths; 8 – sheared dunites and lherzolites; 9 – zonal garnets; 10 – peridotite-pyroxenite trend; 11 – border of area of spinel compositions from wehrlites, harzburgites, lherzolites and websterites; 12 – trend for spinels from garnet-clinopyroxene-chromespinel intergrowths, sheared rocks and zonal garnets

The spinel composition of non-diamond bearing wehrilites, harzburgites and lherzolites vary in a wide range: from high-Cr to low-Cr at high content of Al (17.6–64.4 wt.% Cr₂O₃; 1.2–51.6% Al₂O₃; 8.2–20.0% MgO; 0–4.8% TiO₂; 0.6–13.4% Fe₂O₃). Compositional differences between spinels from garnet bearing and non-garnet bearing harzburgites and lherzolites are not established.

The spinels from pyroxenites (including websterites) usually differ by decreasing of Cr-content and increasing of Al-content (15.7–36.4 wt.% Cr₂O₃; 31.9–51.3% Al₂O₃; 12.3–21.4% MgO; 0–0.4% TiO₂; 6.2–14.9% FeO; 0.5–5.5% Fe₂O₃).

The highest alumina and magnesia spinels with extremely low contents of Cr, Fe and Ti (0.1–16.0 wt.% Cr₂O₃; 50.5–67.9% Al₂O₃; 17.2–25.1% MgO; 0–0.3% TiO₂; 4.5–14.7% FeO; 0–4.4% Fe₂O₃) were found in the alkemite xenoliths.

Thus primary spinels from xenoliths of most deep ultrabasic rocks differ by low Ti- and Fe³⁺-contents (usually <1 wt.% TiO₂; on the average < 5–6 wt.% Fe₂O₃) and appear to be isomorphic substitutions on the base Cr³⁺→Al³⁺ (peridotite-pyroxenite trend). In a series of deep rocks dunites → harzburgites → lherzolites → pyroxenites → alkemites in the primary spinel composition the Cr-contents are regularly decreasing, but Al-contents are increasing (Fig. 1). PT-conditions of deep rock crystallization are decreasing in the same direction.

The spinels from garnet-clinopyroxene-chromespinel intergrowths, sheared lherzolites and inclusions in the zonal grains of garnets and zircon are characterized by higher contents of Ti (1.8–5.63 wt.% TiO₂) and Fe³⁺ (on the average > 9 wt.% Fe₂O₃). It shows on a presence of ulvospinel (Fe₂TiO₄, Mg₂TiO₄) and magnetite (FeFe₂O₄) minerals in these spinel compositions at wide variations of Cr (30–60 wt.% Cr₂O₃). Another evolution trend of spinel composition is related to decreasing Cr- and increasing of Ti- and Fe³⁺-contents (Fig.1) in the garnet-clinopyroxene-chromespinel within the row intergrowths → sheared lherzolites → zonal garnets with chromespinel inclusions.

Thus in spinels from mantle rocks two trends of compositional evolution are established (Fig. 1), which reflect crystallization of mantle rocks at wide interval of PT-parameters and oxygen fugacity. These trends reflect different genetic features of the rocks. The mentioned trends have a single initial point. It points out to a genetic relation of part of these intergrowths with deep rocks. Probably these intergrowths are fragments of lherzolites, which were recrystallized under cataclastic conditions and influence of high temperature fluids. Probably the zonal garnets with spinel inclusions are disintegration products of intensively altered sheared rocks.

So the first peridotite-pyroxenite trend is related to a regular evolution of spinel composition of deep paragenesis, and the second one to recrystallisation of lherzolites with formation of the sheared lherzolites, garnet-clinopyroxene-chromespinel intergrowths and zonal garnets with spinel inclusions.

Spinel from Kelyphitic Rims on Garnets

It is known that kelyphitic rims on the surfaces of garnet grains can be formed in depth, perhaps under mantle conditions, as well as at the rising of kimberlite melts to Earth surface. Spinel from such rims are usually small (size 0.01 – 0.5 mm) and of irregular or rounded shape, rarely octahedron. It was shown by Vishnevsky et al. (1987) that spinels from kelyphitic rims on garnets from mantle xenoliths and kimberlite groundmass of the Yakutian pipes typically occur in the following mineral associations: phlogopite+spinel, phlogopite+orthopyroxene+ clinopyroxene+spinel, orthopyroxene+ clinopyroxene+spinel. The phlogopite-spinel kelyphitic rims are developed on

high-Cr garnets, whereas bi-pyroxene-spinel rims are developed on medium- and low-Cr garnets.

Spinel composition from phlogopite + spinel paragenesis varies widely, but most of them are high-Cr spinels with ratios Cr/(Cr+Al)≥0.54. Spinel of this association on garnet grains from kimberlite groundmass are characterized by the following composition (on average): 16.7–56.9 wt.% Cr₂O₃; 0–6.9% TiO₂; 10.5–21.8% MgO; 8.2–44.3% Al₂O₃; 3.5–15.3% Fe₂O₃. They differ from spinels on garnets from mantle xenoliths (9.6–50.8 wt.% Cr₂O₃; 0–3.1% TiO₂; 12.6–23.9% MgO; 11.3–54.3% Al₂O₃; 3–16.8% Fe₂O₃).

The kelyphitic paragenesis orthopyroxene + clinopyroxene + spinel is found only on garnet grains from mantle xenoliths, characteristically with low-Cr spinels (7.6–25.5 wt.% Cr₂O₃; 0–2% TiO₂; 13.9–21.8% MgO; 37.5–57.9% Al₂O₃; 0–7.1% Fe₂O₃) with ratios Cr/(Cr+Al)=0.16–0.30.

The spinels of the phlogopite + orthopyroxene + clinopyroxene + spinel association on garnets from mantle xenoliths vary from medium- to low-Cr and are characterized by comparatively high contents of Mg and Al (0.3–42.8 wt.% Cr₂O₃; 0–0.9% TiO₂; 16–22.3% MgO; 20.8–62.7% Al₂O₃; 0.7–6.8% Fe₂O₃).

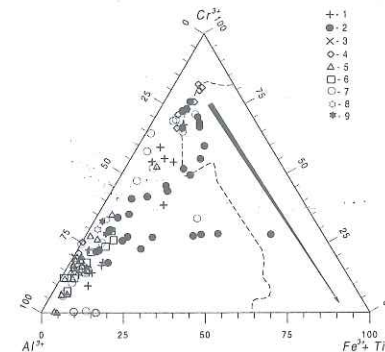


Figure 2: Composition of spinels from the kelyphitic rims on garnet grains (1–9) and microcrystalline spinels from the kimberlite groundmass (area is limited by dotted line). Symbols: 1–2 — Phlog+Sp paragenesis (1 — from mantle xenoliths; 2 — from kimberlite concentrate); 3 — Opx+Cpx+Sp paragenesis (from mantle xenoliths); 4 — Phlog+Cpx+Sp paragenesis (from kimberlite concentrate); 5 — Phlog+Cpx+Opx+Sp paragenesis (from mantle xenoliths); 6 — Opx+Cpx+Amf+Sp paragenesis (from mantle xenoliths); 7 — paragenesis is not defined (from mantle xenoliths and kimberlite concentrate); 8–9 — Chl+Sp and Amf+Sp+Phlog associations of the kelyphitic rims on garnets from the groundmass of kimberlites of the Arkhangelsk province (in the centre and the periphery of the kelyphitic rims, accordingly). Arrow shows direction of compositional evolutionary trend for microcrystalline spinels from the kimberlite groundmass

There are three evolutionary trends of spinel composition at the transition from internal to peripheral zones of the kelyphitic rims (Matsuyk et al., 1989): 1 – decreasing of Cr- and Ti- contents and increasing of Al- and Mg-contents; 2 – decreasing of Al- and Mg- contents and increasing of Cr-, Ti- and Fe²⁺- contents; 3 – decreasing of Al- and Mg- contents and increasing of Ti-, Fe²⁺- and Fe³⁺- contents at constant Cr- contents.

It has been determined (Vishnevsky, et al. 1987) that phlogopite-spinel kelyphitic rims are formed at P>15 kbar and T≅1200°C. Then, at lower pressure and high temperature of replacement, the bi-pyroxene-spinel association in rims on garnet grains is formed.

The kelyphitic rims on garnet grains from some kimberlite pipes of the Arkhangelsk province have another structure (Bogatikov, et al. 1999). Thus, the kelyphitic rims on the medium-Cr garnets from the kimberlite groundmass of the Lomonosov pipe consist of chlorite and low-Cr spinels. The kelyphitic rims on the high-Cr garnets from inclusions in olivine consist of amphibole and spinels (core) and of phlogopite (peripheral zone). It is assumed that the fluid phase of kimberlite melt has higher Na-content, and kelyphitic rims are formed at lower PT-conditions than such rims on garnets from the Yakutian pipes.

Microcrystalline Spinel from Kimberlite Groundmass

Microcrystalline spinels from the groundmass of kimberlites are one of the products of crystallization of rising kimberlite melt. Their characteristic features are size less 0.1 mm (usually < 10–50 mikron) and idiomorphic form. They are scattered in the kimberlite groundmass as homogeneous or zoned crystals, sometimes mantled by Mn-ilmenite, rutile and perovskite, inclusions in phenocrysts of olivine and phlogopite, mantles on xenocrysts of magnesian ilmenite and Cr-spinel (Bogatikov, et al. 1999; Bovkun 2000).

Spinel from the groundmass differ from those of mantle xenoliths by higher contents of Ti (1.7–33.9 wt.% TiO₂), Fe³⁺ (2,2–71%) and in some cases Mn (>1 wt.% MnO) at an Al₂O₃ contents in the range from 0–16.5 %.

Composition of the kimberlite groundmass spinels varies from high-Cr Ti-bearing microchromite (43–60 wt.% Cr₂O₃; 1.7–7% TiO₂; 7–14.7% MgO; 0.5–11.5% Al₂O₃; 0–1.5% MnO; 12.8–25.3% FeO; 2.5–17.3% Fe₂O₃) to magnesian and almost pure magnetite (0–3.6 wt.% Cr₂O₃; 0–5% TiO₂; 0–20% MgO; 0–9% Al₂O₃; 0–8% MnO; 10.5–34% FeO; 56.5–71% Fe₂O₃) (Bogatikov, et al. 1999; Bovkun 2000). Main crystallization trend of the chemical composition evolution for microcrystalline spinels is a regular decreasing Cr-content and increasing Ti, Fe and Fe³⁺/Fe²⁺ (Fig. 2) with isomorphic substitutions on schemes Cr³⁺→Fe³⁺ and 2Cr³⁺→Ti⁴⁺(Mg, Fe²⁺).

Cr-enriched chromespinels with minimum contents of Ti and Fe³⁺ are crystallized under conditions of a kimberlite melt chamber at the level of mantle rocks (including diamondiferous rocks) at high thermodynamic conditions and at low oxygen fugacity. The Cr-spinels with maximum high Cr-content and very low contents of Ti and Fe³⁺ (54.3–60 wt.% Cr₂O₃; 1.7–3.5% TiO₂; 3.5–8.7% Fe₂O₃) crystallized at T≅ 1200–1400°C are widely distributed in high-grade diamond bearing kimberlites of the Yakutian (Nyurbinskaya, Botuobinskaya and Aikhal pipes) and Arkhangelsk (M.V. Lomonosov deposit) provinces. Spinel with prevailing magnetite and titanomagnetite components are crystallized at the final stages of kimberlite formation at T≅ 450–750°C.

Chemical and phase composition features of microcrystalline spinels from the kimberlite groundmass are sensitive indicators of conditions of kimberlite melt generation and consolidation during processes of formation of kimberlite bodies. These features reflect directly the diamond potential of kimberlites accounting for the diamond preservation in the kimberlite magmas.

Therefore, typomorphic features of the composition of spinel xenocrysts can be used for prospecting for diamondiferous kimberlites and estimation of their economic potential, and microcrystalline spinels from the kimberlite groundmass are presently a powerful tool for grade estimation of diamond rocks with low volume sampling.

Bibliographic References

- Bogatikov, O.A.; et al. (1999) - Arkhangelsk diamond bearing province (geology, petrography, geochemistry and mineralogy). Moscow, Moscow University: 524.
- Bovkun, A.V. (2000) - Mineralogy of oxides from the kimberlite groundmass of Yakutia (genetic and applied aspects). PhD Thesis, Moscow State University: 324.
- Bushueva, E.B.; et al. (1992) - The data banks, chemical composition features and classification of spinels from kimberlites. VINITI, 2879(B92): 274.
- Matsuyk, S.S.; et al. (1989) - Spinel of mantle rocks. Naukova Dumka, Kiev: 212.
- Sobolev, N.V.; et al. (1975) - Chemical composition features of chromespinels from the diamonds and kimberlite of Yakutia. Geol Geophys, 1: 7–24.
- Vishnevsky, A.A. (1987) - Chemical composition features of kelyphite rims on garnet from kimberlite rocks. Min J, 2: 53–59.

The Jequitinhonha river diamonds: geological background, genesis, characteristics and evolution

Luís M. Chambel F. R. Cardoso (Sínese- Consultoria Ld.^a e CVRM, luischambel@sinese.pt); Mário Luiz de Sá Carneiro Chaves (IGC-UFMG); Diogo Filipe Martins Inácio (Sínese- Consultoria Ld.^a); António Diogo Pinto (LAGA, Instituto Superior Técnico)

Introduction and Objectives

The first Brazilian diamonds were found in the first quarter of the 18th century near Tejuco (today Diamantina), in the Jequitinhonha basin. Those were the first diamonds found outside India and their discovery disrupted the production balance and trading routes, creating a new diamond world, with Brazil becoming the main world diamond producer for almost 150 years. In addition to their historical importance, the Jequitinhonha alluvial deposits have been an important and continuous source of the Brazilian diamond production until our days and they still have an important untapped diamond reserves base, possible support for new mining projects. In the sequence of several previous works on the Jequitinhonha River and Espinhaço Range diamond deposits – e.g. (Chaves and Chambel 2004), the authors discuss the geological background, genesis, characteristics and population evolution of diamond deposits along that river.

Jequitinhonha Diamond Geology

The Jequitinhonha River alluvial deposits are characterized by facies variations with sands, black muds and basal mineralized gravels – (Karfunkel, Chaves et al. 1994). The alluvium deposit presents wide variations either in what concerns its wideness (in channels or in big alluvial plains with 200 – 2.000 m), thickness, depth and nature of the bedrock.

The diamond mineralization is brought to the alluvium by the left margin Jequitinhonha tributaries that cut the E and F members of the Sopa-Brumadinho Formation, Middle Proterozoic conglomerates – in a role equivalent to the cretacic Calonda (Lunda, Angola) and Carnot (CAR) formations – thus constituting a new erosion-deposition cycle. Diamond grade and size change along the deposit depending on the tributaries characteristics, namely the location of their mouths.

The diamonds primary sources are still a matter of controversy - (Karfunkel, Chaves et al. 1994), (Chaves, Karfunkel et al. 1998), (Almeida-Abreu and Renger 1999), (Almeida-Abreu and Renger 2001).

Diamond Populations: Characteristics and Evolution

Being relatively small - Figure 1, the Middle Jequitinhonha River diamonds have an extremely high gem content, reaching a value over 82% - (Chaves and Chambel 2004).

As expected, the Jequitinhonha diamonds show a marked downhill weight decrease - Figure 1. In comparison with other river basins studied by one of the authors (Chambel 2000) and elsewhere (Sutherland 1982), the Jequitinhonha river diamonds size decrease shows marked irregularities in comparison to the general tendency, a fact can be explained by a more important lateral feed along the river course.

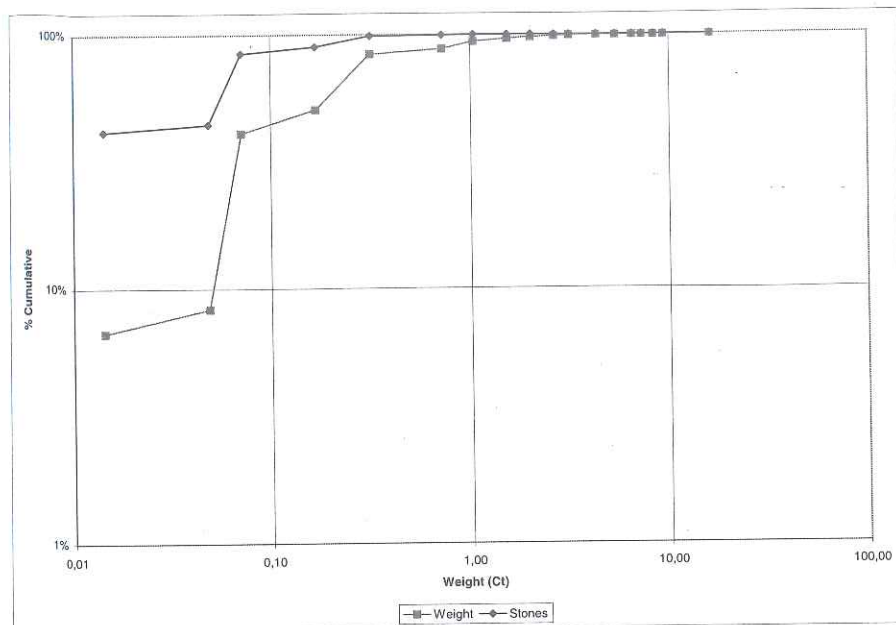


Figure 1 – Global size distribution of the sampled productions.

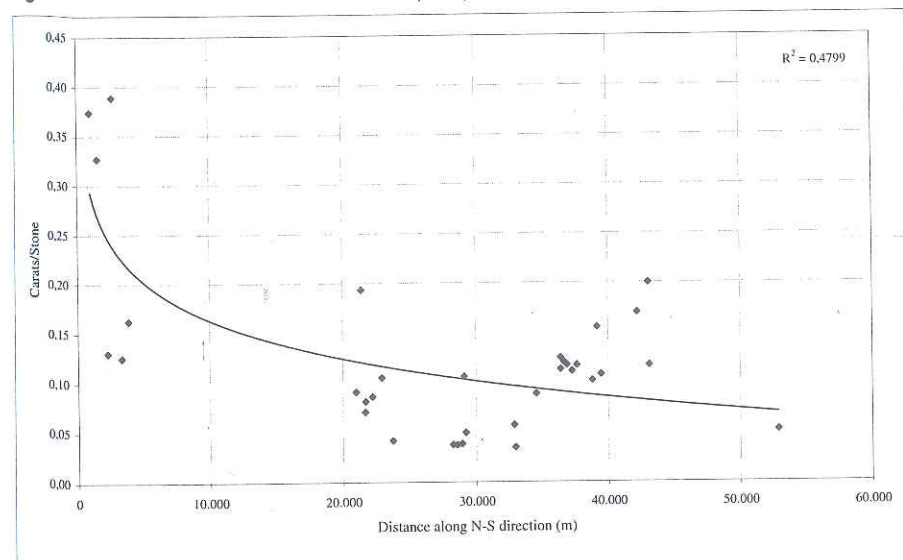


Figure 2 – Average diamond size evolution in the Jequitinhonha river (Chambel 2000).

Acknowledgement

One of the authors – Luís Chambel – was supported by a grant of FCT and FSE (III Quadro Comunitário de Apoio).

References

- Almeida-Abreu, P.A. & Renger, F.E. (1999) - Sobre A Polêmica da Origem do Diamante na Serra do Espinhaço (Minas Gerais): Um Enfoque Mineralógico - de Mário Luiz de Sá Carneiro Chaves, Joachim Karfunkel & Darci Pedro Svisero. 1998. RBG 28:285-294. Rev Bras Geociências 29: 669-674.
- Almeida-Abreu, P.A. & Renger, F.E. (2001) - Origem dos diamantes da Serra do Espinhaço Meridional: o exemplo do Distrito Diamantífero de Sopa-Guinda (Diamantina - MG). Rev Bras Geociências 31 - Geologia do Diamante(4): 511-520.
- Chambel, L. (2000) - Discussão duma estratégia para a fileira dos diamantes em Portugal. Lisboa, Universidade Técnica de Lisboa: 409.
- Chambel, L. (2000) - Evolução do peso dos diamantes ao longo do rio Chicapa (Lunda, Angola). Rev Esc Minas 53: 3.
- Chaves, M.L.d.S.C. & Chambel, L. (2004) - Diamantes do médio rio Jequitinhonha, Minas Gerais: qualificação gemológica e análise granulométrica. Revista da Escola de Minas 57(4): 267-275.
- Chaves, M.L.d.S.C.; Karfunkel, J.; et al. (1998) - Sobre a polêmica da origem do diamante na Serra do Espinhaço (Minas Gerais): um enfoque mineralógico. Rev Bras Geociências 28(3): 285-294.
- Karfunkel, J.; Chaves, M.L.d.S.C.; et al. (1994) - Diamonds from Minas Gerais, Brazil: an update on sources, origin, and production. Intl Geol Rev 36: 1019-1032.
- Sutherland, D.G. (1982) - The transport and sorting of diamonds by fluvial and marine processes. Eco Geol 77(7): 1613-1620.

Diamond deposits classification into mineral provinces: geological, genetic and quantitative criteria

Luís M. Chambel F. R. Cardoso (Sínese - Consultoria Ld.^a e CVRM, luischambel@sinese.pt) & Maria Margarida G. M. S. Cardoso (Dept.^o Métodos Quantitativos - Business School ISCTE)

Abstract

The application of the mineral province, district and field concepts (should they be based on geological/genetic criteria) is a powerful tool in diamond deposits exploration. These concepts are nested in a hierarchical fashion: a mineral province contains mineral districts that contain mineral fields made of mineral deposits. A literature review on the subject of mineral provinces finds several diverging classification methodologies, e.g.;

1) (Mitchell 1986) classifies cratonized regions of the lithosphere which have acted as foci for kimberlite magmatism as kimberlite provinces. A kimberlite field is defined as a geographically and genetically closely related group of kimberlites of similar age. (Mitchell 1986) recognizes three types of kimberlite provinces:

- Type 1 kimberlite provinces. Provinces consisting of a single kimberlite field.
- Type 2 kimberlite provinces. Provinces consisting of several kimberlite fields of similar age.
- Type 3 kimberlite provinces. Provinces containing several kimberlite fields of differing age and petrological character. Kimberlite provinces of the types 1 and 2 may evolve into type 3 provinces should these regions remain sites of kimberlite magmatism.

2) (Reis & Aires-Barros 1981) adopt a subjective classification scheme, using a much looser province definition. They consider the existence of seven kimberlite provinces in Angola, recognizing that those provinces are usually located in a large tectonic trend orientated NE-SW, with great inflexions ENE, cut by secondary NNW-SSE fractures. According to the authors, this volcanic belt has a development of about 1200 km and several kimberlite fields and countless carbonatite annular structures.

In general, the criteria used in the successive agglomeration of mineral deposits into fields, districts and provinces include:

- Geographical proximity, including administrative criteria (national, state and municipal boundaries).
- Similarity or interdependence of the geological and genetic processes.
- The deposits formation epoch.
- The cluster's geographical dimension and number of deposits.
- The scale of the analysis.
- The deposits economical importance.
- Historical nomenclature.

This paper has the purpose of discussing some of the current classification approaches and to present a clustering scheme of diamond deposits into mineral fields, districts and provinces.

The clustering methods and criteria used and their combinations are discussed in this paper based on Brazilian and Angolan cases. The authors present a methodology for diamond deposits classification based on genetic/geological characteristics and using clustering techniques.

Prospectivity of the Venezuela Guyana Shield for primary diamond deposits

D. M. De R. Channer (Guaniamo Mining Company, dchanner@genesisbci.net); R. E. Cooper (Guaniamo Mining Company); D. Schulze (University of Toronto); F. V. Kaminsky (KM Diamond Exploration Ltd.)

For more than 100 years diamonds have been mined on a small scale from alluvial sediments, both recent and ancient, on the Guyana Shield in southern Venezuela. Diamondiferous alluvium is widespread over approximately 120,000 km², but diamondiferous kimberlite has so far been found only in Guaniamo (Channer et al.; 2001), located well to the west of the principal diamond-bearing alluvial deposits (Fig. 1). Exploration, methods development, and research conducted over a number of years by Guaniamo Mining Company have shown that many more kimberlites remain to be found within the Guyana Shield.

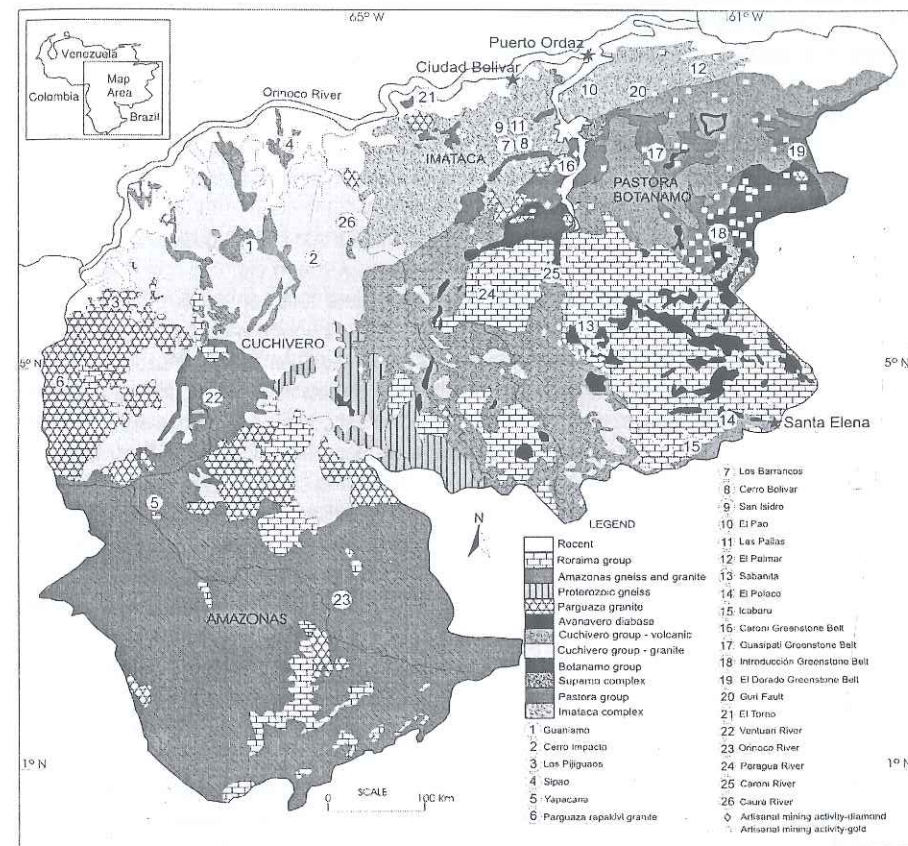


Figure 1: Geology of the Venezuela Guyana Shield, showing widespread occurrence of alluvial diamonds and the Guaniamo region (location 1).

Until the discovery in 1982 of kimberlite in Guaniamo by Cooper, Baxter-Brown, and Drew it was thought that Venezuelan diamonds had been eroded out of sandstone and conglomerate of the Mesoproterozoic Roraima Group, and deposited in recent to modern river sediments (Reid, 1974). This theory was based in part on the strong geographical association between the distribution of diamondiferous alluvium and the lower part of the Roraima Group. However, diamond studies in Guaniamo, located well to the west of outcrops of the lower part of the Roraima Group, showed that the rich alluvial deposits of the Quebrada Grande valley were derived almost entirely from erosion of the large system of shallow-dipping, high grade, kimberlite sheets in the region (Kaminsky et al., 2000). These kimberlites have been dated at 712 Ma (Kaminsky et al., 2004), much younger than the basal Roraima Group (ca. 1.9 Ga, Santos et al. 2003). Diamond populations in alluvial deposits around outcrops of the lower part of the Roraima Group show variations in diamond size, quality, and intactness (Reid and Bisque, 1975), although no formal studies have been published. Where are the kimberlites that sourced these diamonds? The rivers that laid down the Roraima sands and gravels starting around 1.9 Ga could have eroded Paleoproterozoic diamond-bearing kimberlites in the Guyana and West African shields. Alternatively (and more likely), younger kimberlites could be widespread across the Guyana Shield (as indicated by the presence of diamondiferous kimberlites in Guaniamo), and may have intruded the Roraima Group and then formed secondary diamondiferous deposits within the area of distribution of the Roraima sediments.

As a starting point, it is logical to analyze the regional geology and geophysics of the Guyana Shield from the perspective of diamond prospectivity (e.g., Kaminsky et al., 1995). In this assessment Guaniamo plays a key role since it is the highest-grade kimberlite in South America (to our knowledge) and is still the only kimberlite known on the Guyana Shield.

The Guyana Shield has a number of important attributes that make it geologically favorable for the formation of diamondiferous kimberlites. 1) It has an Archean cratonic core, the Imataca Province (Fig. 1) (Gibbs and Barron, 1993), which was rifted and served as the nucleus for numerous Proterozoic accretion and crustal reworking events that involved underthrusting by oceanic lithosphere (Santos et al., 2000). 2) It has preserved Archean sub-continental lithospheric mantle (SCLM), as shown by the high proportion of harzburgitic G10 garnets in Guaniamo kimberlite (Nixon et al., 1994; Schulze et al., 2003a) which is at least 150 km west of surface outcrops of the Imataca province. A published diamond inclusion analysis for a diamond from the Caroní River shows a peridotitic inclusion assemblage, with harzburgitic G10 garnet and enstatite (Svisero and Baptista, 1977), consistent with Archean SCLM beneath the original kimberlite source for this diamond. 3) The SCLM was modified by Proterozoic subduction events, shown by the very high proportion of eclogitic diamonds in Guaniamo (Sobolev et al., 1998; Kaminsky et al., 2000), and particularly by the extremely elevated $\delta^{18}\text{O}$ values (from +10.2 to +16.4 ‰) in coesite inclusions, derived from subducted altered oceanic crust (Schulze et al., 2003b). 4) Diamonds have complex growth histories, whereby eclogitic diamonds with strongly negative carbon isotope values are overgrown by carbon with typical mantle carbon isotopic values (Schulze et al., 2004). 5) Geothermobarometric calculations are consistent with a typical sub-cratonic geotherm for the Guaniamo region at 712 Ma, the time of kimberlite eruption. No major geological events have since occurred which might have disrupted this geotherm (Schulze et al., 2005). 6) Seismic refraction data show that the crustal thickness in the Guyana shield is high, from 42 to 46 km, while gravity data indicate that higher density rocks, possibly eclogitized oceanic crust, occur at depth in the west (Schmitz et al., 2002). 7) The presence of highly diamondiferous kimberlite in Guaniamo is a key signal that conditions for diamond formation and preservation in the SCLM were favorable and that mantle was metasomatized in preparation for

kimberlite magma formation. In addition, regional structural analysis shows that numerous areas on the shield are structurally favorable for kimberlite emplacement.

The post-Cretaceous geomorphologic history of the Guyana Shield is complex, due to both sea level changes and tectonic uplift or subsidence. These driving forces, along with climatic changes, have had a major influence on the evolution of drainage and sedimentation in the shield. In some cases, modern drainage systems follow ancient bedrock topography that has been exposed by erosion (Gibbs and Barron, 1993). Within this overall context, several observations suggest high preservation potential for kimberlite in the Guyana Shield. 1) Variations between diamond populations around the Roraima Massif point towards local sources. In fact, recent studies of alluvial diamonds from other areas around Guaniamo show that undiscovered local primary sources must be present (Kaminsky et al., 2005). However, the complex drainage pattern of the shield requires careful geomorphologic analysis before mounting sampling campaigns, since heavy mineral suites may not be directly tied to primary sources via current drainage. 2) Relative movements between fault blocks influence the preservation or erosion of different lithologies, including kimberlite. The strongly block-faulted nature of the Guyana shield provides an environment in which kimberlites, even those of significant age, may be well preserved (c.f. studies in the Man Craton of West Africa show good preservation of the 800 Ma Weasua kimberlite pipes in the Kpo Mountains of Liberia, but deeper erosion of much younger, Jurassic kimberlites at Kumgbo and Mano Godua, which are on lower plains; Skinner et al, 2004). 3) The structural emplacement level of the Guaniamo kimberlites is close to the projected basement – Roraima Group unconformity, a relationship that, if repeated across the shield, would favor similar areas recently exposed by erosion. 4) The prospective area is large (approx. 400,000 km²) and is comparable with other prospective shield areas such as the Slave Craton 350,000 km² where kimberlite pipes, dykes, and sheets of different ages occur at similar structural levels.

South America is the only continent without major primary diamond mines. The kimberlite discoveries made in Brazil and Venezuela prove that kimberlites were emplaced repeatedly across the Amazon Craton, one of the largest cratonic areas. The high diamond grade and value in kimberlite already found in Venezuela show that economic kimberlites do occur. Although the south of Venezuela is a tough exploration environment that requires significant investment in exploration methods development and in logistics, the highly prospective regional conditions justify the effort and investment required to find diamond-rich kimberlite pipes.

References

- Channer, D.M.DeR.; Egorov, E. & Kaminsky, F. (2001) - Geology and structure of the Guaniamo diamondiferous kimberlite sheets, southwest Venezuela. *Rev Bras Geociencias* 31: 615-630.
- Gibbs, A.K. & Barron, C.N. (1993) - *Geology of the Guiana shield*, Oxford University Press, 246p.
- Kaminsky, F.V.; Feldman, A.A.; Varlamov, V.A.; Boyko, A.N.; Olofinisky, L.N.; Shofman, I.L.; Vaganov, V.I. (1995) - Prognostication of primary diamond deposits. *J Geochem Expl* 53: 167-182.
- Kaminsky, F.V.; Zakharchenko, O.D.; Griffin, W.L.; Channer D.M.DeR.; Khachatryan-Blinova, G.K. (2000) - Diamond from the Guaniamo area, Venezuela. *Can Mineralogist* 38: 1347-1370.
- Kaminsky, F.V.; Sablukov, S.M.; Sablukova, L.I.; Channer, D.M.DeR. (2004) - Neoproterozoic "anomalous" kimberlites of Guaniamo, Venezuela: mica kimberlites of "isotopic transitional" type. *Lithos* 76: 565-590.

Kaminsky, F.V.; Zakharchenko, O.D.; Khachatryan, G.K.; Griffin, W.L.; Channer D.M.DeR. (2005) - Diamond from the Los Coquitos area, Bolívar state, Venezuela. *Can Mineralogist*, submitted.

Nixon, P.H.; Griffin, B.L.; Davies, G.R.; Condliffe, E. (1994) - Cr-garnet indicators in Venezuela kimberlites and their bearing on the evolution of the Guyana craton. In *Kimberlites, related Rocks and mantle Xenoliths. Proceedings of the 5th International Kimberlite Conference, Araxa, Brazil 1991, CPRM Special Publication, 1994, 1: 378-387.*

Reid, A.R. (1974) - Proposed origin for Guianian diamonds. *Geology* 2: 67-68.

Reid, A.R. & Bisque, R.E. (1975) - Stratigraphy of the diamond-bearing Roraima Group, Estado Bolívar, Venezuela. *Quart Colorado Sch Mines* 70: 61-82.

Santos, J.O.A.; Hartmann, L.A.; Gaudette, H.E.; Groves, D.I.; McNaughton, N.J.; Fletcher, I.R. (2000) - A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research* 3: 453-488.

Santos, J.O.A.; Potter, P.E.; Reis, N.J.; Hartmann, L.A.; Fletcher, I.R.; McNaughton, N.J. (2003) - Age, source, and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. *Geol Soc Amer Bul* 115: 331-348.

Schulze, D.J.; Valley, J.W.; Spicuzza, M.J.; Channer, D.M.DeR. (2003a) - Oxygen isotope composition of eclogitic and peridotitic garnet xenocrysts from the La Ceniza kimberlite, Guaniamo, Venezuela. *Intl Geo Rev* 45: 968-975.

Schulze, D.J.; Harte, B.; Valley, J.W.; Brenan, J.M.; Channer, D.M.DeR. (2003b) - Extreme crustal oxygen isotope signatures preserved in coesite in diamond. *Nature* 423: 68-70.

Schulze, D.J.; Harte, B.; Valley, J.W.; Channer, D.M.DeR. (2004) - Evidence of subduction and crust-mantle mixing from a single diamond. *Lithos* 77: 349-358.

Schulze, D.J.; Canil, D.; Channer, D.M.DeR.; Kaminsky, F.V. (2005) - Complex layered mantle structure beneath the Western Guyana shield, Venezuela: evidence from diamonds and xenocrysts in Guaniamo kimberlites. *Geochim Cosmochim Acta*, submitted.

Schmitz, M.; Chalbaud, D.; Castillo, J.; Izarra, C. (2002) - The crustal structure of the Guayana shield, Venezuela, from seismic refraction and gravity data. *Tectonophysics* 345: 103-118.

Skinner, E.M.W.; Apter, D.B.; Morelli, C.; Smithson, N.K. (2004) - Kimberlites of the Man Craton, West Africa. *Lithos* 76: 233-259.

Sobolev, N.V.; Efimova, E.S.; Channer, D.M.DeR.; Anderson, P.F.N.; Barron, K.M. (1998) - Unusual upper mantle beneath Guaniamo, Guyana Shield, Venezuela: evidence from diamond inclusions. *Geology* 26: 971-974.

Svisero, D.P. & Baptista, J. (1977) - Composición y origen de inclusiones minerales en diamantes de Venezuela. In: *V Congreso Geológico Venezolano* 3: 1225-1234.

Diamantes na Serra do Espinhaço entre Serranópolis e Mato Verde (MG): base geológica

Mario Luiz de Sá C. Chaves (IGC/UFMG, mchaves@igc.ufmg.br); Valdeine Alves Egger (IGC/UFMG); Tânia Mara Dussin (CPMTC-IGC/UFMG)

Introdução

A Serra do Espinhaço na região de Serranópolis-Mato Verde, norte de Minas Gerais, se destaca por ser a porção mais setentrional do Estado onde se localizam ocorrências diamantíferas relacionadas com esse conjunto orográfico. Embora os depósitos já descritos na área não sejam considerados de importância econômica maior no contexto geológico regional, os mesmos devem ser reconhecidos como de significado metalogenético para o esclarecimento da "antiga" questão, a de onde e como os diamantes chegaram às rochas conglomeráticas, fontes secundárias dos depósitos diamantíferos na Serra do Espinhaço. Os estudos ora desenvolvidos, abrangendo a estratigrafia do Supergrupo Espinhaço na escala original de 1:50.000, além das ocorrências diamantíferas nesse contexto, têm como objetivo principal contribuir com tal questão.

Aspectos Geológicos Regionais

A Serra do Espinhaço em todo domínio compreendido desde a região de Itacambira, ao sul, até a zona fronteira com a Bahia ("Espinhaço Central"), é ainda pobremente conhecida em termos geológicos. A maior parte do espigão serrano é constituído por metassedimentos do Supergrupo Espinhaço. Estudos de caráter regional nessa seqüência, nas escalas de 1:100.000 ou maiores, existem principalmente nos arredores de Itacambira (Karfunkel & Karfunkel 1976), Grão Mogol (Chaves *et al.* 1999) e Porteirinha (Drumond *et al.* 1980), onde ficaram patentes uma diferenciação quanto à estratigrafia anteriormente identificada nas proximidades de Diamantina ("Espinhaço Meridional"). O Projeto Espinhaço (COMIG/IGC-UFMG), com base na integração de dados já existentes, mapeou parte da região na escala de 1:100.000, adotando a divisão informal de "Espinhaço Inferior" e "Espinhaço Superior" (p. ex., Roque *et al.* 1996) para a seqüência correspondente ao Supergrupo Espinhaço. Rochas metavulcânicas intercaladas na porção basal do Supergrupo Espinhaço, provenientes dos arredores de Mato Verde e de regiões mais ao sul, foram datadas em @1,75 Ga (Brito-Neves *et al.* 1995).

Geologia do Supergrupo Espinhaço a Leste de Porteirinha

O Supergrupo Espinhaço recobre em discordância angular e erosiva profunda, na porção oeste da área, rochas graníticas, gnáissicas e xistosas do Complexo Basal. A leste da serra, o pacote quartzílico serrano é sobreposto concordantemente pelo Grupo Macaúbas. A este respeito, existem controvérsias importantes de onde realmente "situar" o contato Espinhaço/Macaúbas. Karfunkel & Karfunkel (1976), consideraram a existência de uma unidade quartzítica na base do Grupo Macaúbas na região de Itacambira-Botumirim, no extremo sul do "Anticlinório de Itacambira", do mesmo modo que Chaves *et al.* (1999) na região de Grão Mogol. Entretanto, outros autores como Drumond *et al.* (1980) e o Projeto Espinhaço (p. ex., Roque *et al.* 1996), colocaram tal unidade no topo do Supergrupo Espinhaço. Embora a questão desse contato ainda esteja sendo alvo de pesquisas específicas, a princípio, como o padrão geomorfológico dos quartzitos situados a leste é bastante distinto da seção serrana contígua (observável em campo e nas aerofotos), eles serão inseridos na base do Grupo

Macaúbas, não sendo assim detalhados no atual trabalho, ainda que constem no mapa anexo (Fig. 1).

A largura da Serra do Espinhaço, que na região diamantífera de Grão Mogol (ao sul) varia entre 2-3 km, na área estudada aumenta para cerca de 8-9 km. Isto se reflete também na espessura do pacote (vulcano) sedimentar, que aumenta de 300 m para algo em torno de 1.000 m, nestas respectivas áreas. O mapeamento geológico realizado, com apoio de fotografias aéreas da USAF (1:60.000) e imagens de satélite da EMBRAPA (1:50.000), permitiu o reconhecimento em caráter preliminar de cinco unidades de mapeamento no Supergrupo Espinhaço. Essas unidades, orientadas N-S, foram designadas informalmente de Mato Verde, Talhado, Gerais de Santana, Resplandecente e Serra Nova, da base para o topo (Fig. 1). Estudos adicionais encontram-se em curso, para legitimar a distribuição de tais seqüências e propor correlações estratigráficas com as unidades formais que afloram nas regiões de Grão Mogol e Itacambira, bem como na porção serrana em direção ao norte, compreendida no extremo meridional do Estado da Bahia.

Unidade Mato Verde

A unidade inclui metavulcanitos e metaconglomerados associados, ocorrendo com maior expressão a leste de Mato Verde. No entanto, ela se estende na borda oeste da serra desde o extremo norte, onde possui maior espessura (>50m), acunhando daí para sul até cruzar o Rio Mosquito, onde as unidades superiores passam a constituir a base do supergrupo. As rochas metavulcânicas foram reconhecidas por Schobbenhaus (1972) e melhor caracterizadas por Drumond *et al.* (1980). A unidade foi subdividida em dois níveis (mapeáveis), inferior e superior. O primeiro é constituído de metaconglomerados, polimíticos, com xistos arcosianos associados. Os clastos são de rochas gnáissicas e migmatíticas, rochas metabásicas alteradas e quartzos de veio; os primeiros atingem as maiores dimensões, com até cerca de 25 cm de diâmetro. Em geral, tais clastos variam de angulosos a sub-arredondados (os de quartzo). A matriz é filítica ou xistosa, de tons cinza, rica em óxidos de ferro. O nível superior, inclui rochas metavulcânicas de naturezas ácida e intermediária. Na primeira categoria, ocorrem riolitos, dacitos e riodacitos, enquanto a segunda (menos abundante) abrange lavas andesíticas e rochas tufáceas associadas.

Unidade Talhado

É composta por quartzitos finos e puros, às vezes micácios, com pequenas intercalações de filitos e quartzitos ferruginosos, que se situam sobre as metavulcânicas Mato Verde ou mesmo diretamente sobre o Embasamento Cristalino, como a leste de Serranópolis. Tal denominação foi proposta em alusão ao "Canyon do Talhado", no Rio Mosquito próximo a Serranópolis. Em termos geomorfológicos, os quartzitos constituem cristas alongadas, delimitadas por vales paralelos à estruturação regional do conjunto serrano. Esses litotipos têm por característica marcante a presença de pacotes métricos maciços, separados por horizontes ricos em marcas de ondas. As principais estruturas sedimentares são marcas de ondas de oscilação e, subordinadamente, estratificações cruzadas planares (de pequeno porte) com terminações assintóticas na base. Observou-se que as marcas de ondas tornam-se mais abundantes no topo da seqüência, determinando assim um adelgaçamento das camadas naquela direção. A espessura da unidade, estimada com base em três perfis, oscila entre 300-350 m. As rochas e estruturas sedimentares presentes, indicam ambiente litorâneo a marinho raso, concordando com o trabalho prévio de Drumond *et al.* (1980) para rochas situadas na mesma posição estratigráfica.

Unidade Gerais de Santana

Nas aerofotos, reconhece-se de modo nítido uma queda brusca do relevo e uma textura mais lisa, a leste da Unidade Talhado. No campo, foi verificado que essa mudança morfológica no relevo é representada por uma seqüência constituída de quartzitos médios a grossos, com níveis métricos de metaconglomerados e filitos, e logo, tal heterogeneidade litológica explicaria a citada mudança. A designação Gerais de Santana tomada do nome da chapada alta que ocorre a oeste do vilarejo de Serra Nova, onde provavelmente uma seqüência de dobramentos apertados causou o expressivo "alargamento" da unidade, de cerca de 1 km no perfil do Talhado, para algo em torno de 4-6 km nessa localidade (Fig. 1). Em termos de espessura, o pacote possui cerca de 100 m. As litologias presentes e as estruturas sedimentares abundantes, como estratificações cruzadas acanaladas, permitem considerar para a unidade um ambiente de deposição fluvial.

Unidade Resplandecente

A terminologia Resplandecente, na categoria de formação, foi primeiramente utilizada por Karfunkel & Karfunkel (1976), para caracterizar um pacote de quartzitos finos e micácios, brancos a vermelhos, que ocorrem em lâminas delgadas na região de Itacambira (Serra Resplandecente). Esse tipo litológico foi reconhecido também em Grão Mogol (Chaves *et al.* 1999), quando a unidade foi considerada um nível-guia estratigráfico no contexto meridional do Espinhaço Central. Rochas idênticas, incluídas na Unidade Resplandecente afloram de modo descontínuo na região em apreço, principalmente no seu extremo sul, sobrepondo os litotipos da Unidade Gerais de Santana. Além da granulometria e textura dos quartzitos, tal unidade apresenta como característica marcante estratificações cruzadas tabulares, de pequeno, médio e grande portes, que ocorrem repetidamente ao longo de todo o perfil com cerca de 200 m. Esses metarenitos possuem nitidamente uma origem eólica.

Unidade Serra Nova

Margeando a leste o espigão serrano, aparece quase continuamente por toda área estudada uma potente seqüência quartzítica, designada de "Unidade Serra Nova". Este nome foi tomado da localidade situada junto à borda da serra (município de Rio Pardo de Minas), de onde sai uma trilha de importância local que cruza inteiramente a serra de leste a oeste. A unidade é constituída predominantemente por quartzitos brancos, finos, pobres em estruturas primárias que não a estratificação plano-paralela. Ao que parece, apresenta contato gradacional (a oeste) com a Unidade Resplandecente, fazendo contato ainda alvo de detalhamentos (a leste) com diferentes litotipos do Grupo Macaúbas. A espessura estimada para a mesma foi de 250 m, e sua deposição ocorreu, possivelmente, sob condições litorâneas (em parte expostas) e de mar raso.

Ocorrências Diamantíferas no Contexto

São reportadas, ainda que originalmente baseadas em informações locais, ocorrências diamantíferas nas seguintes localidades de norte para sul, todas aluvionares (Fig. 1): (1) ao sul da Vereda da Cruz, (2) ao norte da localidade de Garrote, ambas a leste de Mato Verde (Drumond *et al.* 1980), (3) Ribeirão São Gonçalo, ao norte de Serra Nova (Geól. J. Addad, comunic. verbal), (4) Riacho Água Branca, a leste de Serranópolis (Schobbenhaus 1972), (5) Rio Mosquito, no local "Poção do Talhado" (inf. dos autores). Todas essas ocorrências estão sobre, ou nas proximidades onde a Unidade Gerais de Santana aparece a montante. Como essa última contém abundantes lentes conglomeráticas, revela-se assim uma provável associação de relacionamento. Deste modo, estudos sobre a fonte do diamante na região devem priorizar essa unidade, constituindo objetivo (entre outros) da Dissertação de Mestrado de um dos autores (V. Egger).

Significado geológico das primeiras datações sobre diamantes carbonados do Brasil

Mario Luiz de Sá C. Chaves (IGC/UFMG, mchaves@igc.ufmg.br); Luis Chambel (IST e Sinese Consultoria); Paulo Roberto Gomes Brandão (E Eng/UFMG)

Introdução

Diamantes da variedade policristalina conhecida como carbonado ocorrem no Brasil principalmente na região da Chapada Diamantina, Serra do Espinhaço (Bahia), onde foram descritos pela primeira vez em 1842-43. Nessa região, em algumas localidades os carbonados chegam a ser mais abundantes do que os diamantes comuns, monocristalinos. Em Minas Gerais, as ocorrências de maior importância situam-se no "Espinhaço Central", entre Itacambira e Grão Mogol, notadamente nos rios Jequitinhonha e Macaúbas (no Jequitinhonha, abaixo da confluência com o último). Amostras de carbonados de três áreas distintas: Lençóis, Andaraí (Chapada Diamantina) e Rio Jequitinhonha (Espinhaço Central) foram pela primeira vez alvo de datações geocronológicas, através da metodologia Pb-Pb com microsonda iônica. Os resultados dessas análises, bem como o significado geológico que as mesmas podem representar, constituem o objetivo do presente trabalho.

Contexto Geológico Regional

A unidade litoestratigráfica que sustenta a Serra do Espinhaço, tanto em Minas Gerais como na Bahia é o Supergrupo Espinhaço. Na região da Chapada Diamantina, assim como no Espinhaço Central, diamantes (monocristalinos) e carbonados ocorrem juntos em depósitos aluvionares, e possuem suas fontes relacionadas a conglomerados pré-cambrianos, posicionados estratigraficamente em porções basais do Supergrupo Espinhaço, nas formações Grão Mogol (MG) e Tombador (BA). Essa megassequência foi depositada a partir de @1,75 Ga, conforme datações sobre zircões extraídos de rochas magmáticas colocadas na mesma porção (discussões em Dussin 1994). Não se comprovou ainda se os diamantes (monocristalinos e/ou carbonados) foram originados de rochas fontes primárias posicionadas dentro da própria bacia de sedimentação ou se essas rochas intrudiram em estágio anterior, nas zonas externas à bacia de sedimentação, onde teriam chegado nos estágios iniciais da sua evolução.

Resultados Obtidos

São reportados os resultados das datações Pb-Pb com microsonda iônica sobre minerais inclusos (quartzo, rutilo e uma argilo mineral) e da matriz de carbonados das citadas regiões, e os desdobramentos geológicos que tais informações podem fornecer. A tabela 1 apresenta as relações $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de diversas inclusões de quartzo e rutilo da amostra GM-01 (Rio Jequitinhonha-MG), e da inclusão de argilo mineral e matriz da amostra DO-03 (Andaraí-BA). Números seqüenciados, como "Q727.1" e "Q727.2" indicam diferentes pontos em um mesmo grão; novo número como "Q727.6.1" e "Q727.6.2", representa medição no mesmo ponto em outra instância, sendo porém a segunda medição cerca de 1 mm mais profunda que a primeira. Devem ser observadas as variações importantes na composição isotópica do Pb em um mesmo ponto sob diferentes profundidades. Os diagramas de correlação $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para inclusões de quartzo/rutilo no carbonado do Rio Jequitinhonha (Fig. 1A e 1B), e da matriz do carbonado de Andaraí (Fig. 1C) são mostrados na figura 1.

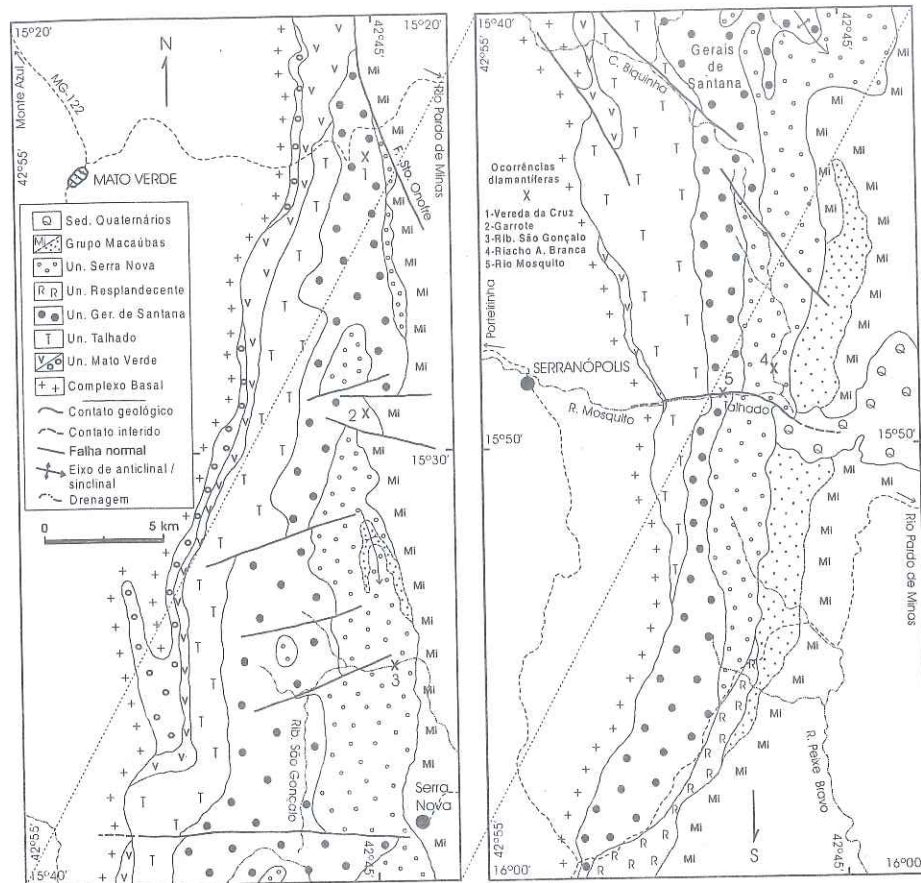


Figura 1: Geologia da Serra do Espinhaço entre Mato Verde e Serranópolis, MG (a parte direita do mapa se encaixa ao sul da parte esquerda do mesmo). Escala original de 1:50.000.

Referências Bibliográficas

- Brito-Néves, B.B.; Sá, J.M.; Nilson, A.A.; Botelho, N.F. (1995) - A tafrogênese estateriana nos blocos proterozóicos da América do Sul e processos subsequentes. *Geonomos* 3:1-21.
- Chaves, M.L.S.C.; Karfunkel, J.; Addad, J. (1999) - Geologia da região diamantífera de Grão Mogol (MG). *Geociências* 18:129-155.
- Drumond, J.B.V.; Von Sperling, E.; Raposo, F.O. (1980) - Projeto Porteirinha - Monte Azul, Relatório Final. Belo Horizonte, Convênio DNPM/CPRM, 550p.
- Karfunkel, B. & Karfunkel, J. (1976) - Geologia da Serra do Espinhaço no norte de Minas Gerais (Itacambira - Botumirim). *Congr Bras Geol* 29, Ouro Preto, Anais, p.169-177.
- Roque, N.C.; Guimarães, M.L.V.; Noce, C.M.; Knauer, L.G.; Grossi-Sad, J.H. (1996) - Projeto Espinhaço - Folha Rio Pardo de Minas. Belo Horizonte, Conv. COMIG/IGC-UFMG, 1 folha.
- Schobbenhaus, C. (1972) - Geologia da Serra do Espinhaço entre Porteirinha e Monte Azul, norte de Minas Gerais. Recife, SUDENE - Div. de Geologia, 19p. (Relat. Inédito).

Observa-se a existência de uma correlação positiva das razões $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre o quartzo e o rutilo, explicada ou pela presença de $^{207}\text{Pb}^*$ - $^{206}\text{Pb}^*$ radiogênico, ou pela mistura entre as componentes Pb radiogênico e Pb comum. Atribuindo-se tal correlação positiva ao Pb radiogênico, o ajuste dos mínimos quadrados (método York), fornece a idade isocrônica $^{207}\text{Pb}^*$ - $^{206}\text{Pb}^*$ de 3.247 ± 800 Ma para o quartzo, e 3.916 ± 1.300 Ma para o rutilo. No diagrama, o *trend* de distribuição de dados no quartzo é idêntico ao do rutilo e assim, levando em consideração todos os dados, a idade de 3.315 ± 720 Ma representa a idade de formação das inclusões no carbonado do Rio Jequitinhonha.

Em relação aos dados isotópicos do Pb, obtidos na inclusão argilosa do carbonado de Andaraí, a maior parte desses é similar aos valores obtidos para as inclusões de quartzo/rutilo do carbonado do Rio Jequitinhonha (Tabela 1). Esses dados não forneceram qualquer idade isocrônica $^{207}\text{Pb}^*$ - $^{206}\text{Pb}^*$. De outra forma, observa-se a existência de uma correlação positiva entre as relações $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ na matriz da amostra (Fig. 1-C). Se isto for atribuído ao decaimento radioativo, o ajuste dos mínimos quadrados (método York) fornece uma idade isocrônica de 3.811 ± 1.800 Ma. Tal idade é compatível com a do quartzo/rutilo do carbonado GM-03 dentro das margens experimentais de erro. Entretanto, o *trend* de distribuição de dados da matriz no diagrama $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, mostrou-se discrepante daquele dos minerais argilosos. Assim, o Pb inicial da matriz parece ser derivado de uma fonte mais antiga, não radiogênica, que possuía uma relação $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ muito baixa comparada com sua relação $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, embora a larga faixa experimental de erro não permita definições mais seguras.

Significado Geológico das Datações

A idade Pb-Pb da matriz do carbonado de Andaraí ($3,8 \pm 1,8$ Ga), certamente é mais antiga que o início da sedimentação do Supergrupo Espinhaço em $\approx 1,75$ Ga. Deve-se ressaltar que Ozima & Tatsumoto (1997), encontraram Pb extremamente radiogênico na matriz de carbonados da República Centro-Africana (RCA), possuindo composições isotópicas que indicavam a idade de formação dos cristalitos em $3,2 \pm 0,6$ Ga. Logo, a idade do carbonado de Andaraí (matriz) concorda de modo satisfatório com aquela reportada na RCA, ambas demonstrando uma assinatura certamente arqueana. Tendo como base observações microestruturais e composições isotópicas similares, De *et al.* (1998) também encontraram evidências para uma ligação genética entre carbonados do Brasil e da RCA, sugerindo suas formações sobre uma massa de terra unificada no Neoarqueano.

A idade $3,3 \pm 0,7$ Ga na amostra do Rio Jequitinhonha, também mais antiga que a deposição do Supergrupo Espinhaço, indica que em toda a bacia os carbonados formaram-se em tempo anterior à sedimentação dos conglomerados Tombador e Grão Mogol. Acredita-se assim que a fissão radiogênica de U e/ou Th em matriz rica em carbono pode ter produzido pelo menos os "gêrmens" de desenvolvimento dos carbonados, baseado na enorme quantidade de Xe de fissão contida (Ozima & Tatsumoto 1997). Os estudos de Daulton & Ozima (1996), evidenciaram altas concentrações uraníferas em certas rochas carbonáceas pré-cambrianas, indicando que a formação dos carbonados estaria relacionada à energia originada como resultado do decaimento radioativo do urânio. Embora os cristalitos formados tivessem diâmetros ínfimos (<0,5 mm), eles demonstram que a interação entre partículas altamente energéticas com matéria carbonácea sólida poderia em princípio produzir um diamante carbonado.

Considerações Finais

A questão mais importante ainda em aberto relaciona-se ao ambiente geológico que os gêrmens se agregaram formando os carbonados. Neste sentido, Chaves (1997) relatou o expressivo percentual de "capas-verdes" recobrimdo diamantes da Serra do Espinhaço, de 30-40% em média (em certos locais alcançando 90% dos indivíduos). Tal feição nos diamantes geralmente é atribuída à radiação-a emitida por minerais ricos em U e/ou Th (p. ex., Vance *et al.* 1973). Os gêrmens dos carbonados GM-01 e DO-03, podem ter sido produzidos por radiação, no mesmo ambiente geológico que formou as capas-verdes nos diamantes ordinários. O processo de agregação dos gêrmens para formarem os carbonados ainda é assunto meramente especulativo. Entretanto, Zhao *et al.* (1997) reportaram a cristalização hidrotermal de diamantes em sistemas metal-C-H₂O; os experimentos desses autores converteram carbono em agregados de diamantes de ± 100 nm, sob regime de P/T hidrotermal (800°C/1,4 kbar), a partir de gêrmens com $\approx 0,25$ mm. Tal estudo não conseguiu o desenvolvimento de diamantes na ausência dos gêrmens, propondo como catalisadores no processo o Ni (utilizado), Pt ou Fe.

Sano *et al.* (2002) sugeriram que um sistema hidrotermal proveniente de vulcanismo pode ter atuado na efetivação do processo de agregação. Inclusões de minerais nativos metálicos (Fe, Ti e Si) bem como ligas metálicas, muitas delas complexas (SiC, Fe-Cr, W-Co-carbono amorfo, etc.), têm sido identificadas em carbonados (De *et al.* 1998, Sano *et al.* 2002). Nesse caso, esses elementos ou compostos seriam os catalisadores do processo. Em suma, o conjunto de informações determinadas pela geocronologia Pb-Pb com os dados mineralógicos disponíveis, parecem apontar para um quadro onde a geração dos carbonados aconteceu em três fases distintas, as quais, relacionadas ao ambiente geológico em questão, permitem sugerir: (1) Formação dos gêrmens em ambiente sedimentar carbonáceo rico em partículas radiativas, na região cratônica, em idade por volta de 3,5 Ga; (2) Agregação dos gêrmens em ambiente hidrotermal, sob possível influência de vulcanismo e catalisadores metálicos, entre 2,5-2,0 Ga, quando as inclusões de minerais crustais teriam se inserido e; (3) Aporte dos carbonados na bacia sedimentar que propiciou a deposição do Supergrupo Espinhaço, a partir de $\approx 1,75$ Ga.

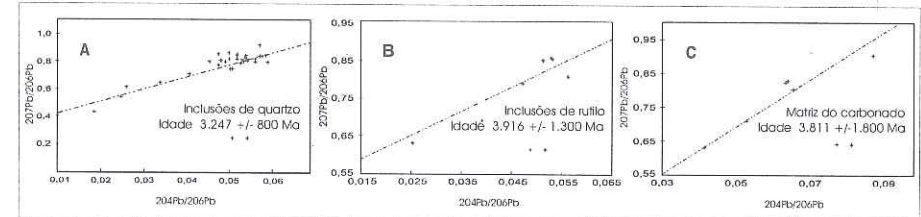


Figura 1: Diagramas de correlação das razões $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mostrando as respectivas idades em: (A) inclusões de quartzo, (B) inclusões de rutilo, e (C) matriz, de carbonados das regiões do Rio Jequitinhonha (A/B) e de Andaraí (C).

Tabela 1: Relações $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em inclusões minerais e na matriz de carbonados das regiões do Rio Jequitinhonha-MG (GM-01) e de Andaraí-BA (DO-03).

	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
GM-01 Inclusões de quartzo				GM-01 Inclusões de quartzo (continuação)			
Q725.1.1	0.0490 ± 0.0031	0.799 ± 0.058	1.945 ± 0.140	Q730.1.1	0.0560 ± 0.0038	0.799 ± 0.070	1.965 ± 0.134
Q725.1.2	0.0519 ± 0.0017	0.843 ± 0.023	2.101 ± 0.052	Q730.1.2	0.0518 ± 0.0037	0.856 ± 0.086	2.146 ± 0.162
Q725.1.3	0.0554 ± 0.0043	0.836 ± 0.080	2.024 ± 0.220	Q731.1.1	0.0570 ± 0.0041	0.922 ± 0.033	2.136 ± 0.242
Q727.2.1	0.0246 ± 0.0051	0.544 ± 0.061	1.158 ± 0.214	Q731.1.2	0.0570 ± 0.0051	0.842 ± 0.094	2.271 ± 0.211
Q727.2.2	0.0184 ± 0.0050	0.433 ± 0.033	1.065 ± 0.351	Q733.1.1	0.0560 ± 0.0040	0.821 ± 0.047	2.016 ± 0.192
Q727.5.1	0.0542 ± 0.0044	0.807 ± 0.083	2.051 ± 0.202	Q733.8.1	0.0529 ± 0.0027	0.815 ± 0.020	1.982 ± 0.108
Q727.5.2	0.0518 ± 0.0028	0.819 ± 0.050	2.003 ± 0.137	GM-01 Inclusões de rutílio			
Q727.6.1	0.0453 ± 0.0051	0.801 ± 0.105	1.969 ± 0.331	R727.10	0.0563 ± 0.0148	0.808 ± 0.088	1.944 ± 0.225
Q727.6.2	0.0540 ± 0.0022	0.821 ± 0.056	2.048 ± 0.147	R727.11	0.0529 ± 0.0037	0.860 ± 0.039	2.179 ± 0.231
Q727.6.3	0.0474 ± 0.0063	0.776 ± 0.078	1.624 ± 0.254	R727.8	0.0512 ± 0.0126	0.853 ± 0.064	1.967 ± 0.173
Q727.7.1	0.0479 ± 0.0014	0.812 ± 0.040	1.988 ± 0.107	R727.9	0.0252 ± 0.0095	0.631 ± 0.056	1.216 ± 0.270
Q727.7.2	0.0538 ± 0.0012	0.845 ± 0.022	2.054 ± 0.071	R728.2	0.0472 ± 0.0033	0.792 ± 0.025	2.040 ± 0.059
Q727.7.3	0.0474 ± 0.0020	0.858 ± 0.020	2.083 ± 0.067	R733.2	0.0531 ± 0.0041	0.855 ± 0.040	2.375 ± 0.407
Q727.7.4	0.0259 ± 0.0035	0.616 ± 0.100	1.226 ± 0.118	DO-03 Inclusões de argilo mineral			
Q727.7.5	0.0480 ± 0.0038	0.810 ± 0.055	1.916 ± 0.184	C39.1.1	0.0544 ± 0.0040	0.854 ± 0.055	2.139 ± 0.102
Q727.7.6	0.0499 ± 0.0029	0.821 ± 0.031	1.955 ± 0.134	C39.1.2	0.0505 ± 0.0069	0.811 ± 0.063	1.976 ± 0.161
Q727.8.1	0.0501 ± 0.0045	0.749 ± 0.052	1.844 ± 0.228	C39.2.1	0.0558 ± 0.0076	0.857 ± 0.029	2.164 ± 0.145
Q727.9.1	0.0338 ± 0.0058	0.649 ± 0.044	1.222 ± 0.249	C39.2.2	0.0548 ± 0.0065	0.855 ± 0.027	2.140 ± 0.125
Q727.9.2	0.0406 ± 0.0063	0.712 ± 0.096	1.951 ± 0.479	C39.2.3	0.0550 ± 0.0026	0.843 ± 0.024	2.144 ± 0.069
Q728.1.1	0.0506 ± 0.0023	0.749 ± 0.024	2.009 ± 0.101	C44.1	0.0554 ± 0.0039	0.848 ± 0.030	2.143 ± 0.080
Q728.1.3	0.0584 ± 0.0034	0.848 ± 0.069	2.081 ± 0.153	C50.1.1	0.0562 ± 0.0024	0.867 ± 0.011	2.131 ± 0.113
Q728.8.1	0.0526 ± 0.0047	0.790 ± 0.070	1.911 ± 0.219	DO-03 Matriz			
Q729.1.1	0.0589 ± 0.0091	0.798 ± 0.121	2.277 ± 0.339	M21.1	0.0532 ± 0.0136	0.715 ± 0.034	2.026 ± 0.185
Q729.1.2	0.0517 ± 0.0023	0.846 ± 0.047	1.936 ± 0.081	M22.1	0.0415 ± 0.0121	0.633 ± 0.034	1.987 ± 0.201
Q729.1.3	0.0576 ± 0.0045	0.841 ± 0.077	2.065 ± 0.199	M31.1	0.0655 ± 0.0205	0.803 ± 0.050	2.491 ± 0.549
Q729.7.1	0.0536 ± 0.0007	0.831 ± 0.022	2.028 ± 0.056	M32.1	0.0871 ± 0.0255	0.905 ± 0.117	2.953 ± 0.638
Q729.8.1	0.0533 ± 0.0016	0.803 ± 0.026	1.951 ± 0.087				
Q729.8.2	0.0498 ± 0.0019	0.866 ± 0.023	1.930 ± 0.088				

Referências Bibliográficas

- Chaves, M.L.S.C. (1997) - Geologia e mineralogia do diamante da Serra do Espinhaço em Minas Gerais. Tese de Doutorado, IG/Univ. São Paulo, 289p.
- Chaves, M.L.S.C. & Brandão, P.R.G. (2004) - Diamante variedade carbonado na Serra do Espinhaço (MG/BA) e sua enigmática gênese. *Rev Esc Minas*, 57: 33-38.
- Chaves, M.L.S.C.; Karfunkel, J.; Addad, J. (1999) - Geologia da região diamantífera do Grão Mogol-MG. *Geociências*, 18: 129-155.
- Daulton, T.L. & Ozima, M. (1996) - Radiation-induced diamond formation in U-rich carbonaceous materials. *Science*, 271: 1260-1263.
- De, S.; Heaney, P.J.; Hargreaves, R.B.; Vincenzi, E.P.; Taylor, P.T. (1998) - Microstructural observations of polycrystalline diamond: a contribution to the carbonado conundrum. *Earth Planet Sci Lett*, 164: 421-433.
- Dussin, T.M. (1994) - Associations plutono-volcaniques de l'Espinhaço Méridional: un exemple d'évolution de la croûte protérozoïque. These Docteurat, Univ. d'Orleans, 177p.
- Ozima, M. & Tatsumoto, M. (1997) - Radiation-induced diamond crystallization: origin of carbonados and its implications on meteorite nanodiamonds. *Geoch Cosm Acta*, 61: 369-376.
- Sano, Y.; Yokoshi, R.; Terada, K.; Chaves, M.L.S.C.; Ozima, M. (2002) - Ion microprobe dating of carbonado, polycrystalline diamond. *Prec Research*, 113: 155-168.
- Trueb, L.F. & De Wis, E.C. (1969) - Carbonado: natural polycrystalline diamond. *Science*, 165: 799-802.
- Vance, E.R.; Harris, J.W.; Milledge, H.J. (1973) - Possible origins of a-damage in diamonds from kimberlite and alluvial sources. *Mineralogical Mag*, 39: 349-360.
- Zhao, Z.; Roy, R.; Cherian, K.A.; Badzian, A. (1997) - Hydrothermal growth of diamond in metal-C-H₂O systems. *Nature*, 385: 513-515.

Microdiamantes da Bacia do Rio Douradinho (Coromandel, MG): Morfologia primária e aspectos de dissolução

Mario Luiz de Sá C. Chaves (IGC/UFGM, mchaves@igc.ufmg.br); Leila Benitez (IGC/UFGM); Bárbara Nassif Veiga (IGC/UFGM); Luiz Alberto Moreira (Dailance Mineração)

Introdução

A região de Coromandel, oeste de Minas Gerais, se destaca como a segunda maior produtora de diamantes no âmbito estadual. Essa região é ainda mundialmente famosa pelas descobertas periódicas de diamantes "gigantes", isto é, aqueles com pesos superiores a 100 ct, destacando-se o "Presidente Vargas" com 726,70 ct, o sétimo maior diamante já encontrado. Embora tenha também revelado alguns diamantes notáveis (p. ex., o "Presidente Dutra" com 407,68 ct), a bacia do Rio Douradinho é reconhecida em termos locais como produtora de um percentual expressivo de pedras miúdas ("xibius" para os garimpeiros), o que constitui uma certa anomalia em relação a outras localidades diamantíferas daquele distrito mineral. Prospecção aluvionar efetuada sobre 11 pontos em cerca de 60 km ao longo de todo o curso do rio, levou à amostragem de 745 microdiamantes (<1mm ou 0,003-0,025 ct), que foram estudados em detalhe e cujos resultados são apresentados neste trabalho.

Quadro Geológico Regional

A região de Coromandel está inserida na Província Diamantífera do Alto Paranaíba, onde os aluviões mineralizados estão espacialmente associados a um contexto geológico envolvendo rochas metassedimentares pré-cambrianas, kimberlitos e rochas parentais (cretácicas ou de idade desconhecida) e conglomerados (do Cretáceo Superior). As rochas mais antigas dessa região são xistos, quartzitos e metadiamictitos, dos grupos Araxá, Canastra e Ibiá, respectivamente. Essas unidades afloram em faixas de direção aproximadamente N-S; a parte alta da bacia do Rio Douradinho, a leste, é feita sobre o Grupo Canastra (±30% do rio), a parte média no Grupo Ibiá (±20%) e a parte inferior, a oeste, no Grupo Araxá (±50%). Os conglomerados eocretácicos são relacionados à Formação Uberaba, do Grupo Bauru, aflorando nas partes mais altas do relevo. As possíveis rochas-fontes dos diamantes aluvionares têm sido alvo de muitas discussões. Diversos autores atribuem tal fonte aos conglomerados cretácicos e/ou também a kimberlitos e rochas parentais, que ocorrem às centenas como diques e pequenas chaminés intrudindo as seqüências pré-cambrianas (p.ex., Barbosa et al. 1970, Svisero et al. 1979). Uma outra corrente de opiniões (p. ex., Tompkins & Gonzaga 1989, Gonzaga et al. 1994), no entanto, considera os metadiamictitos da Formação Ibiá (Neoproterozóico) como de origem glaciogênica, e que geleiras relacionadas a tal episódio teriam trazido os diamantes desde uma área-fonte desconhecida, no Cráton do São Francisco à leste de Coromandel. A bacia do Rio Douradinho é afluente do Rio Dourados (Fig. 1), por sua vez um afluente direto do Rio Paranaíba.

Mineralogia do Diamante da Região de Coromandel

Os aspectos mineralógicos dos maiores diamantes produzidos na região de Coromandel até a década de 1950 foram sumarizados em Reis (1959). A simples observação das fotos contidas nesse trabalho deixam perceber o alto grau de dissolução a que foram submetidos praticamente todos os exemplares mostrados. O diamante Presidente Dutra, achado na parte alta do Rio Douradinho (Fig. 1), não fugiu a tal regra (Fig. 2A). Essa feição predominante, contrasta fortemente com a dos diamantes da região de Diamantina, onde as populações estudadas, além de possuírem um padrão de peso médio muito inferior, contém raríssimas pedras mostrando estruturas de dissolução acentuadas (Cha-

ves 1997). O fenômeno de dissolução (ou corrosão) atuante sobre os diamantes, é ocasionado pela ação de ácidos durante o *emplacement* de sua rocha-fonte primária e, sobre esse aspecto, é importante ressaltar que o fato de tanto diamantes "gigantes" como diamantes menores (ou mesmo microdiamantes) possuírem características semelhantes, indica uma provável fonte comum.

Resultados Obtidos

As 745 pedras do lote, pesando 12,53 ct (média de »0,017 ct/pedra), foram examinadas uma-a-uma tendo em vista seus aspectos morfológicos e outras características superficiais. Elas foram recolhidas da fração granulométrica <1 mm, das 11 amostragens de grande volume tiradas em cascalhos do leito vivo do Rio Douradinho (Fig. 1). Essa amostragem tratou em cada ponto cerca de 5.000 litros de sedimento aluvionar, que foi concentrado na fração <5 polegadas (a empresa que conduziu as pesquisas solicitou sigilo sobre seu nome). Diamantes maiores que 1 mm foram recuperados por tal empresa; nos pontos 4 e 5, respectivamente, pedras expressivas com 6 ct e 8 ct foram achadas, sendo que tal amostragem revelou um teor médio de 0,1 ct/m³ para o depósito como um todo. A fração menor que 1 mm, juntada e tratada em cada ponto no moinho-de-bolas, recuperou os microdiamantes examinados no presente trabalho. As amostras, inicialmente lavadas com HF e depois observadas sob lupa binocular (aumento 40x), foram classificadas em tabela específica proposta por Chaves & Svisero (2000).

Os cristais inteiros predominaram largamente (613 pedras – 82,28%) sobre cristais fortemente clivados ou fragmentos de clivagem (132p. – 17,72%). Em ordem decrescente de abundância, as seguintes formas foram determinadas: irregulares (268p. – 35,97%), rombododecaedros (144p. – 19,33%); octaedros (133p. – 17,85%); fragmentos de clivagem (98p. – 13,15%); geminados (94p. – 12,62%); e cubos (8p. – 1,07%). Algumas pedras (24p. – 3,22%) apresentaram a feição superficial conhecida como "capa-verde", o que demonstra uma leve anomalia para depósitos diamantíferos considerados mais recentes; na região de Diamantina, em depósitos conglomeráticos pré-cambrianos, pedras com tal feição variam entre »30% e »90% segundo diferentes áreas diamantíferas (Chaves 1997). A forma predominante, de cristais irregulares, constituiu alvo de enfoque particular, tendo em vista que a larga maioria dessas pedras (>90%) apresentava feições de dissolução extremamente intensas, bem como uma fase de corrosão que parecia sobrepor-se à primeira.

A dissolução na superfície dos diamantes ocorre seletivamente em função do plano cristalográfico, a saber: (110) > (100) > (111), ou seja, existe uma diferença relativa significativa na velocidade de dissolução entre esses planos, a qual facilita o desgaste segundo os planos do rombododecaedro (110) em detrimento aos do octaedro (111). Esse fato explica porque os cristais, que geralmente crescem na forma octaédrica, tornam-se progressivamente dodecaedros rômnicos ou mesmo irregulares ao final do processo. No estudo, foram de início selecionados 15 microdiamantes, que mostravam (sob lupa binocular) alguma característica mineralógica considerada importante, para exame detalhado sob microscopia eletrônica de varredura. Essas análises foram conduzidas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Depto. de Engenharia de Minas da UFMG. Na reprodução da fotografia do diamante Presidente Dutra (Fig. 2A), bem como nas fotomicrografias fornecidas (Figs. 2B a 2F), estão representados diversos diamantes com características notáveis quanto aos seus aspectos de dissolução.

No diamante Presidente Dutra (5,45 cm x 3,85 cm x 2,30 cm), embora desproporcionado, permitia-se a identificação do hábito octaédrico com faces curvas. No cristal, quatro dos planos do octaedro (111) eram muito desenvolvidos, como consequência da deformação segundo dois de seus eixos cristalográficos. Uma das grandes faces (em destaque), exibia planos escalonados de clivagem (100), além de uma depressão de fratura provavelmente adquirida no transporte fluvial. Entre os

diamantes da região do Rio Douradinho, muitas vezes a dissolução pode ser tão extremada que os cristais adquirem uma forma arredondada (então classificada como irregular), quando tornam-se difíceis observações de ordem cristalográfica (conforme observa-se na imagem MEV-2B). De outro modo, são também bastante freqüentes os rombododecaedros dissolvidos, mostrando arredondamento acentuado de faces e arestas (2C) e os octaedros de desenvolvimento escalonado, também dissolvidos naqueles setores (2D). Além da dissolução que causou o arredondamento das faces e arestas originais do cristal, uma nova fase de corrosão provavelmente atuou em certos setores, e assim, podem aparecer formas estranhas como a do rombododecaedro (2E) e a do cubo arredondado ("cubóide") (2F), quando então ocorrem no mesmo cristal tanto feições de dissolução como de corrosão superimpostas.

Considerações Finais

O Distrito Diamantífero de Coromandel ainda é pobremente conhecido em termos geológicos e, principalmente, quanto aos aspectos mineralógicos dos seus diamantes, o bem mineral mais importante dessa região. Os estudos ora desenvolvidos constituem a ponta-de-lança de um projeto de pesquisa que envolve os processos de dissolução e corrosão atuantes sobre as populações de diamantes de diferentes localidades de Minas Gerais. Ressalta-se que o simples fato de coexistência de diamantes "gigantes" (como o Presidente Dutra) junto com micro-diamantes em uma mesma população, como a estudada no Rio Douradinho, aponta a favor de uma origem comum para ambos os tipos. Embora a rocha fonte de tais diamantes ainda não seja conhecida, deve-se ressaltar a presença de diversos corpos kimberlíticos na área e o fato de que a faixa dos metassedimentos (glaciais?) do Grupo Ibiá, a outra fonte presumida; aflora a jusante dos pontos 1 e 2 de amostragem (onde cerca de 1/5 dos microdiamantes examinados foram recuperados), como também do local em que foi encontrado o diamante Presidente Dutra.

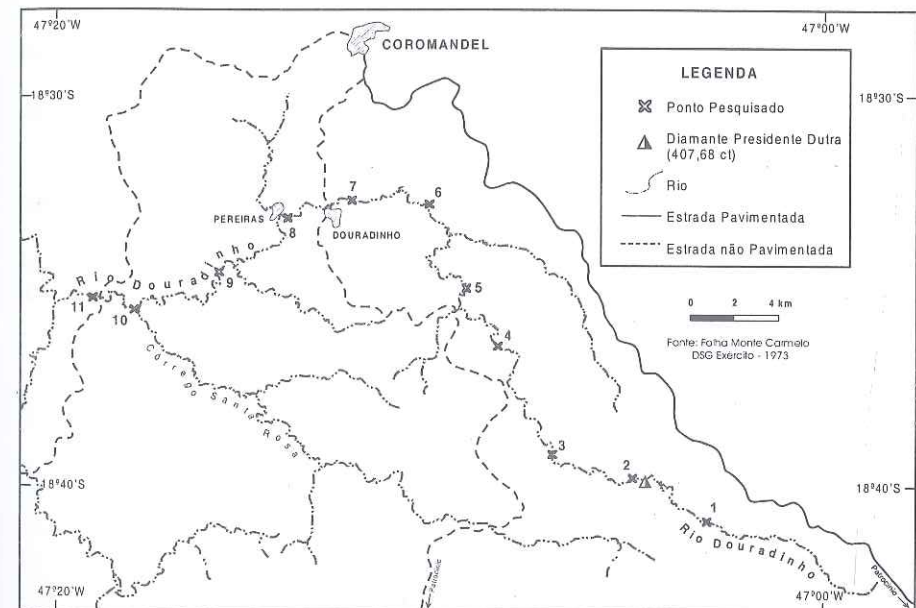


Figura 1: A bacia do Rio Douradinho, ao sul de Coromandel, indicando os pontos pesquisados.

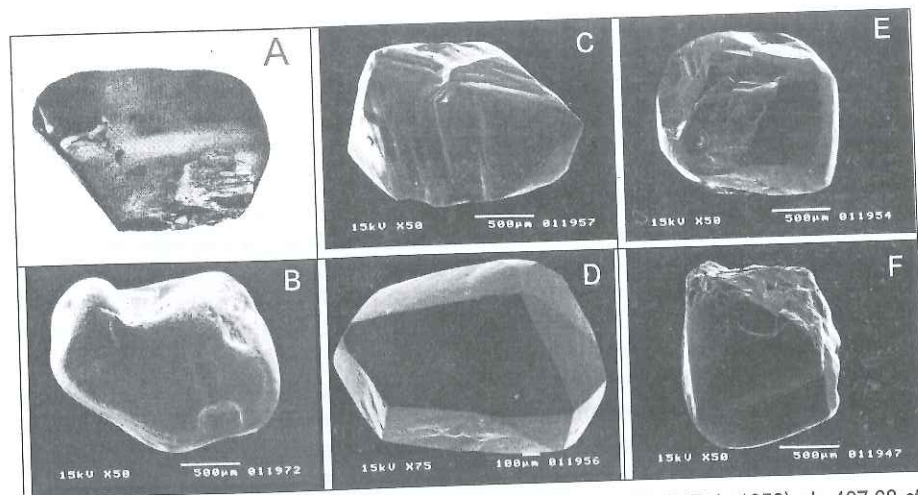


Figura 2: (A) Fotografia do diamante Presidente Dutra (reproduzido de Reis 1959), de 407,68 ct, em contraste com imagens (MEV) de microdiamantes do Rio Douradinho, onde se destacam características distintas quanto à forma e grau de dissolução dos cristais (Fotomicrografias B-F).

Referências Bibliográficas

- Barbosa, O.; Braun, O.P.G.; Dyer, R.C.; Cunha, C.A.B.R. (1970) - Geologia da região do Triângulo Mineiro. Boletim DNPM/DFPM, 136: 1-140.
- Chaves, M.L.S.C. (1997) - Geologia e mineralogia do diamante da Serra do Espinhaço em Minas Gerais. Tese de Doutorado, IG-USP: 297.
- Chaves, M.L.S.C. & Svisero, D.P. (2000) - Uma proposta para a classificação mineralógica de diamantes naturais. Geoc, 19: 21-33.
- Gonzaga, G.M.; Teixeira, N.A.; Gaspar, J.C. (1994) - The origin of diamonds in Western Minas Gerais, Brazil. Min Dep, 29: 414-421.
- Reis, E. (1959) - Os grandes diamantes brasileiros. Boletim DNPM/DGM, 191: 1-66.
- Svisero, D.P.; Hasuy, Y.; Drumond, D. (1979) - Geologia de kimberlitos do Alto Paranaíba, Minas Gerais. Min Metal, 406: 34-38.
- Tompkins, L.A. & Gonzaga, G.M. (1989) - Diamonds in Brazil and a proposed model for the origin and distribution of diamonds in the Coromandel region, Minas Gerais, Brazil. Eco Geol, 84: 591-602.

Nitrogen centres and mineral inclusions of diamonds from Minas Gerais (Brazil) as revealed by vibrational spectroscopy

Alexandre de Oliveira Chaves (Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear, aoc@cdtn.br); Ariete Righi (Instituto de Ciências Exatas/UFMG); José Marques Correia Neves (Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear); Marcos Hartmann (Citel Ltda); Maximiliano Martins (Instituto de Geociências/UFMG)

Introduction

In the last 70 years, considerable progress has been made in the investigation and interpretation of optically active structural defects (centres) in diamond (*e.g.* Woods, 1986; Evans, 1992; Mendelsohn & Milledge, 1995). Nitrogen is the most common impurity in natural diamonds and it causes many of these defects. Historically, diamond has been grouped into two types, I and II (Robertson et al, 1934). On the basis of the ultraviolet and infrared (IR) absorption, type-I diamond contains nitrogen in a number of different forms, whereas type-II diamond (IIa and IIb) is considered a nitrogen free variety (less than 20 atomic ppm nitrogen, which is not detected by IR). Type-I diamond was further subdivided into type Ia (IaA, IaAB and IaB) and type Ib depending on the arrangement that the nitrogen takes within the structure of the crystal. Rare in natural diamonds, type Ib absorbance indicates the presence of a C-centre, a single substitutional N atom (type-C defect). This is considered to be the state in which nitrogen is initially incorporated into diamond (Dyer et al, 1965), but C-centres are unstable at mantle temperatures and N atoms rapidly diffuse to form pairs (A centres) (Chrenko et al, 1977). The aggregation of nitrogen in type Ia diamond proceeds from A to B defects (Evans & Qi, 1982). The A-centre consists of two adjacent substitutional N atoms (Kaiser and Bond, 1959). The B-centre is thought to consist of four N atoms tetrahedrally arranged around a vacancy (Jones et al., 1982). The diffusion-controlled process of aggregation from A to B centres is promoted by high temperatures, time, high concentrations of nitrogen defects and plastic deformation (Evans, 1992). Most natural type Ia diamonds contain a component of both A and B defect structures (IaAB). A further result of nitrogen aggregation from A to B centres is the development of platelets (type-D defect), which are nanometric to micrometric {001} enigmatic planar structures found only in type Ia diamonds. Platelets are destroyed by high temperatures and are sometimes absent in highly aggregated IaB diamonds. The degradation of platelets results in dislocation loops and voidites (Woods, 1986; Evans et al., 1995). Voidites are nanometric octahedral {111} faceted defects that occur in the cubic {100} plane in association with dislocation loops (Woods, 1993). The spectral classification of diamonds is summarized in the table 1.

Table 1: Spectral classification of diamonds.

TYPE	CHARACTERISTICS	DEFECT	IR LINE (cm ⁻¹)
IIa	Up to 20 atomic ppm nitrogen	-	-
IIb	Up to 20 atomic ppm nitrogen, contains Boron	-	-
Ib	Single substitutional N	C (or N)	1130
IaA	Two adjacent substitutional N	A	1282
IaB	Four tetrahedrally arranged substitutional N	B	1175
IaAB	IaA + IaB, most of natural diamonds	A and B	1282 and 1175
platelets	{001} planar structures	D	~1365
voidites	Inclusions with N	-	-

Our main goal in this study is to characterize the nitrogen contents and aggregation states of diamonds from Minas Gerais (Brazil) by infrared spectroscopy as well as its mineral inclusions by Raman spectroscopy in order to propose some geological implications.

Sample	Sampling area	a.u. at 1282cm ⁻¹ (A)	a.u. at 1175cm ⁻¹ (B)	a.u. at 1365cm ⁻¹ (D)	B/A	N (A) (atomic ppm)	N (B) (atomic ppm)	N total (atomic ppm)	%la B	Spectral classification	
ARJ3	Diamantina - Alto Rio Jequitinhonha	5.254	2.522	0.452	0.480	841	0	841	0	laA	
ARJ4		2.476	1.078	0.000	0.435	396	0	396	0	laA	
ARJ5		3.240	1.829	1.352	0.565	518	63	581	3	laAB	
ARJ6		0.613	0.348	0.065	0.568	98	12	110	3	laAB	
ARJ7		0.748	0.526	0.522	0.703	120	46	166	10	laAB	
ARJ8		2.650	2.155	1.086	0.813	424	249	673	16	laAB	
CMRJ1		Couto de Magalhães - Rio Jequitinhonha	2.590	1.083	0.548	0.418	414	0	414	0	laA
CMRJ2	0.674		0.420	0.334	0.623	108	25	133	6	laAB	
CRJ1	Caçaritiba - Rio Jequitinhonha	0.560	0.550	0.458	0.982	90	81	171	24	laAB	
CRJ2		1.048	0.560	0.180	0.534	168	11	178	2	laAB	
CRJ3		1.136	1.172	1.465	1.032	182	181	363	27	laAB	
CRJ4		0.762	0.495	0.453	0.650	122	34	156	7	laAB	
CRJ5		0.376	0.300	0.215	0.798	60	34	94	15	laAB	
CRJ6		0.216	0.136	0.033	0.630	35	8	43	6	laAB	
CRJ7		2.276	1.268	0.685	0.557	364	39	403	3	laAB	
CRJ9		2.476	1.381	0.638	0.558	396	43	439	3	laAB	
CRJ11		0.428	0.311	0.144	0.727	68	29	97	11	laAB	
CRJ12		0.086	0.033	0.000	0.384	14	0	14	0	laA	
CRJ13		3.170	1.456	0.227	0.459	507	0	507	0	laA	
DRCM3		Diamantina - Rio Caeté Mirim	1.046	0.542	0.216	0.518	167	6	173	1	laAB
DRCM4			0.497	0.226	0.065	0.455	80	0	80	0	laA
DRCM5	1.249		1.244	1.381	0.996	200	186	386	25	laAB	
DRCM7	2.424		1.625	1.158	0.670	388	124	512	9	laAB	
DRCM8	0.635		0.449	0.422	0.707	102	39	141	10	laAB	
DRCM9	3.340		1.968	1.424	0.589	534	89	623	4	laAB	
DRCM10	3.080		2.350	2.219	0.763	493	243	736	13	laAB	
DRCM11	2.410		1.098	0.105	0.456	386	0	386	0	laA	
DRCM12	3.450		1.610	0.362	0.467	552	0	552	0	laA	
DRCM13	2.720		1.690	1.171	0.621	435	99	534	6	laAB	
DRCM14	0.206		0.174	0.053	0.845	33	21	54	17	laAB	
DRCM15	3.890		2.500	1.880	0.643	622	167	789	7	laAB	
ESRB4	Estrela do Sul - Rio Bagagem		0.084	0.189	0.000	2.250	13	44	57	88	laAB
ESRB6			0.136	0.188	0.062	1.376	22	36	58	44	laAB
ESRB7			0.765	0.345	0.000	0.451	122	0	122	0	laA
ESRB8		1.120	0.618	0.142	0.552	179	17	196	3	laAB	
ESRB9		0.547	0.254	0.030	0.464	87	0	87	0	laA	
ESRB10		0.049	0.072	0.008	1.477	8	14	22	49	laAB	
ESRB11		0.413	1.149	0.000	2.782	66	248	314	100	laB	
CRD1	0.286	0.286	0.150	1.000	46	43	89	25	laAB		
IRM1	Itacambira - Rio Macaúbas	3.041	1.479	0.600	0.486	487	0	487	0	laA	
IRM2		0.084	0.167	0.000	1.988	13	38	51	74	laAB	
IRM3		5.643	2.754	0.156	0.488	903	0	903	0	laA	
IRM4		0.178	0.282	0.195	1.582	29	58	87	54	laAB	
IRM5		0.209	0.157	0.127	0.749	33	16	49	12	laAB	
IRM6		1.066	1.536	2.092	1.441	171	301	472	47	laAB	
IRM7		3.201	1.509	0.377	0.471	512	0	512	0	laA	
IRM9		1.942	0.992	0.483	0.511	311	6	317	1	laAB	
IRM11		0.392	0.186	0.052	0.474	63	0	63	0	laA	
IRM14		1.619	1.039	0.773	0.642	259	69	328	7	laAB	
IRM15		1.362	0.993	0.628	0.729	218	94	312	11	laAB	
IRM16		2.689	1.664	1.071	0.619	430	96	526	6	laAB	
IRM17		0.960	0.448	0.029	0.467	154	0	154	0	laA	
IRM18		1.076	1.273	1.465	1.183	172	221	393	34	laAB	
IRM19		1.302	0.660	0.310	0.507	208	3	211	1	laAB	
IRM20		0.928	0.951	1.056	1.025	148	146	294	26	laAB	
IRM21		1.424	0.697	0.390	0.489	228	0	228	0	laA	
IRM22		3.408	2.176	1.427	0.639	545	142	687	7	laAB	
IRM23		2.430	1.940	2.030	0.798	389	218	607	15	laAB	
IRM24		0.508	0.406	0.335	0.799	81	46	127	15	laAB	
IRM25		5.475	2.207	0.136	0.403	876	0	876	0	laA	
IRM26		0.346	0.310	0.261	0.897	55	41	96	20	laAB	
IRM27		1.346	1.880	2.692	1.397	215	362	577	45	laAB	
IRM28		1.395	0.790	0.177	0.566	223	28	251	3	laAB	
IRM29		1.674	2.255	2.042	1.347	268	425	693	42	laAB	

IRM30	1.523	1.230	1.155	0.808	244	141	385	15	laAB		
IRM31	5.474	3.219	0.827	0.588	876	145	1021	4	laAB		
IRM32	0.556	0.448	0.224	0.805	89	51	140	15	laAB		
IRM33	0.166	0.200	0.236	1.203	27	35	62	35	laAB		
IRM34	0.872	0.632	0.561	0.724	140	59	199	11	laAB		
IRM35	2.575	1.365	0.321	0.530	412	23	435	2	laAB		
IRM36	0.109	0.096	0.064	0.881	17	12	29	19	laAB		
SGRA1	0.618	0.514	0.448	0.832	99	61	160	17	laAB		
SGRA2	2.703	1.457	0.773	0.539	433	32	465	2	laAB		
SGRA5	0.133	0.128	0.100	0.962	21	18	39	23	laAB		
SGRA7	3.747	1.960	1.067	0.523	599	26	625	1	laAB		
SGRA8	São Gonçalo do Abaeté - Rio Abaeté	2.984	2.488	2.046	0.834	477	299	776	17	laAB	
SGRA9		0.604	0.925	0.866	1.532	97	187	284	52	laAB	
SGRA10		0.481	0.398	0.287	0.829	77	47	124	16	laAB	
SGRA11		0.180	0.116	0.056	0.644	29	8	37	7	laAB	
SGRA12		0.503	0.391	0.175	0.777	80	42	122	14	laAB	
SGRA13		0.199	0.144	0.065	0.727	32	14	46	11	laAB	
SGRA15		4.587	2.095	0.776	0.457	734	0	734	0	laA	
TRA1		Tiros - Rio Abaeté	0.743	1.500	1.236	2.018	119	338	457	76	laAB
TRA2			2.266	1.160	0.539	0.512	363	8	371	1	laAB
TRA3											
TRA4			2.238	1.926	1.344	0.860	358	242	600	18	laAB

In order to understand the evolution of nitrogen aggregation from A to B centres, we plotted the ratio B/A between the 1175cm⁻¹ (B) and 1282cm⁻¹ (A) normalized absorption versus the absorption of the line corresponding to platelets (D) defects. We observed four sample groups aligned in four different linear curves (see figure 1). These groups were also well distinguished in the plot of total nitrogen (Ntotal) versus B-centres-related % of aggregation (%laB) shown in the figure 2. Samples from Group 1 presented the lowest B-centres-related aggregation related to total nitrogen (ratio < than 0.02). Samples from Group 4 presented the highest B-centres-related aggregation related to total nitrogen content (ratio > than 0.30).

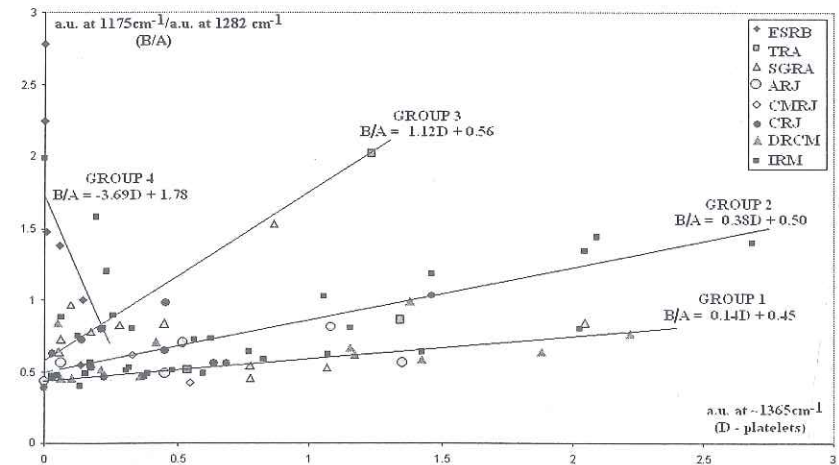


Figure 1: The ratio between normalized absorption of the 1175cm⁻¹ (B) and 1282cm⁻¹ (A) lines versus the platelets (D) absorption of diamonds from Minas Gerais.

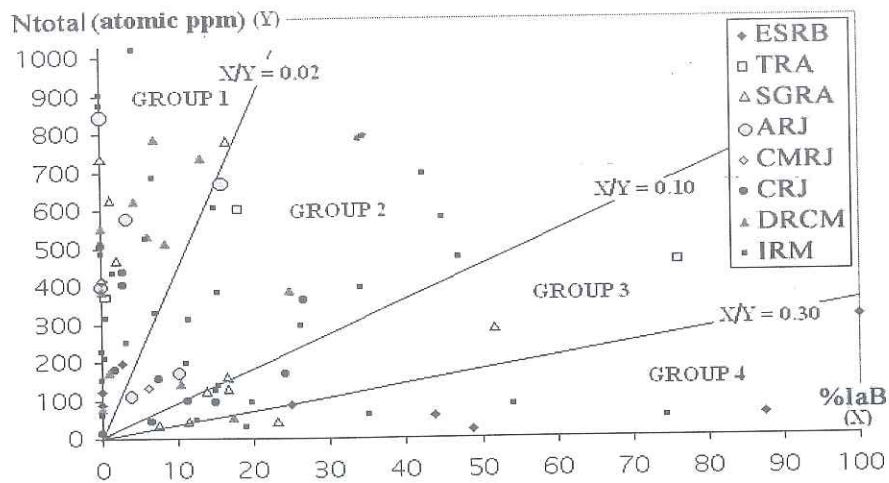


Figure 2: Plot of total nitrogen (Ntotal) versus B-centres-related % of aggregation (%laB) for diamonds from Minas Gerais.

The composition of some mineral inclusions were determined for diamonds SGRA8 (Group 1), CMRJ2 (Group 2), IRM32 (Group 3) and SGRA5 (Group 4) by Raman spectroscopy (figure 3). Forsterite was found in diamonds from all groups. Lilac pyrope garnet, typical of peridotitic suite, was found inside sample SGRA5. Finally, graphite was observed inside sample SGRA8.

Discussions and Conclusions

Based on IR data, samples from Group 1 presented the lowest B-centres-related aggregation related to total nitrogen content. This fact in association to the presence of graphite seem to indicate that diamonds from Group 1 were formed at shallow mantle (lowest temperature and pressure among 4 groups, ~1150°C and ~45 Kbar), near the limit of graphite/diamond stability field (~150 km depth).

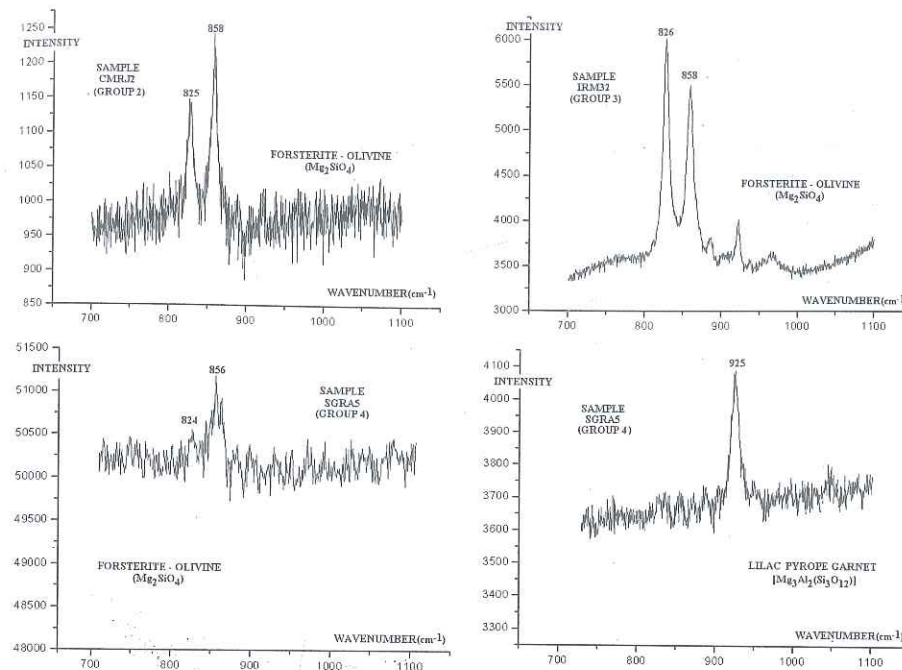
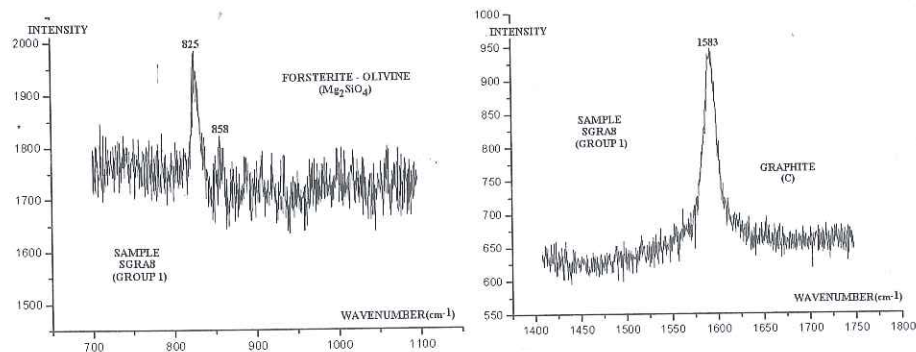


Figure 3: Raman spectra of mineral inclusions for diamonds from all groups.

From Group 2 to 4 the diamond formation depth is increasing and the last one keeps diamonds generated at highest temperature and pressure (deep mantle?) among the studied groups. In these conditions, platelets were partially destroyed and sometimes are absent in highly aggregated laB diamonds mainly found in low N samples from Group 4. In fact, figure 1 shows that platelets tend to decrease or disappear with increasing aggregation (B/A ratio) in the Group 4 diamonds. The presence of forsterite in all diamonds tells us that they belong to ultramafic (peridotitic) suite. It is important to remark that samples of a same group are not necessarily from same sampling geographic area.

References

- Chrenko; Tuft; Strong (1977) - Transformation of the state of N in diamond. *Nature*, 270: 141-144.
- Dyer; Raal; Du Preez; Loubser (1965) - Optical absorption features associated with N in diamond. *Phil Mag*, 11: 763-774.
- Evans & Qi (1982) - The kinetics and aggregation of N in diamond. *Proc Roy Soc Lond*, A381: 159-178.
- Evans (1992) - Aggregation of N in diamonds. In Field (Ed) *Properties of synthetic and natural diamonds*. Ac Press: 259-290.
- Evans; Kiflawi; Luyten; Van Tendeloo; Woods (1995) - Conversion of platelets into dislocation loops and voidite formation in type laB diamonds. *Proc Roy Soc Lond*, A449: 295-313.

Jones; Briddon; Oberg (1982) - First-principles theory of N aggregates in diamond. *Phil Mag Lett*, 66: 67-74.

Kaiser & Bond (1959) - Nitrogen, a major impurity in common Type I diamonds. *Phys Rev*, 115: 857-863.

Mendelssohn & Milledge (1995) - Geologically significant information from diamond IR spectra. *Intl Geol Rev*, 37: 285-312.

Robertson; Fox; Martin (1934) - Two types of diamonds. *Phil Trans Roy Soc*, A232: 463-535.

Woods (1986) - Platelets and IR absorption of type Ia diamonds. *Proc Roy Soc Lond*, A407: 219-238.

Woods (1993) - IR spectra of type IaB diamonds. *Phil Mag Lett*, 67: 405-411.

Planos de fraqueza associados a diques máficos como controle estrutural das chaminés Meso/Cenozóicas do centro-sudeste do Brasil

Alexandre de Oliveira Chaves (CDTN-CNEN/MG, aoc@cdtn.br); Geraldo Norberto Chaves Sgarbi (IGC/UFMG); José Marques Correia Neves (CDTN-CNEN/MG); Francisco Javier Rios (CDTN-CNEN/MG); James Vieira Alves (CDTN-CNEN/MG)

Do Arqueano até o Mesozóico pelo menos sete diferentes enxames de diques máficos predominantemente toleíticos intrudiram a litosfera do que hoje representa o Centro-Sudeste do Brasil (Fig. 1). Grande parte destes enxames aparentemente se posicionou a partir do intenso fraturamento magmático derivado da ascensão de plumas mantélicas ou a partir de rifteamentos passivos que possibilitaram processos de fusão por descompressão (Chaves & Neves, in press). O mais expressivo destes enxames em termos de dimensões e quantidade de diques (Enxame Pará de Minas ~1,72 Ga, Silva et al., 1995), certamente esteve vinculado à pluma mantélica em função de estudos de anisotropia da susceptibilidade magnética (Raposo et al., 2004) e evidências de campo (Chaves & Neves, in press) que revelaram a existência de fluxo magmático subhorizontal. Este tipo de fluxo foi interpretado a partir do fraturamento magmático causado pela dissipação lateral de magma quando a pluma atingiu a base da litosfera. Um outro enxame, conhecido como Enxame Paraopeba (2,2 Ga – Chaves & Neves, in press), guarda diques com intrusão e deformação relacionadas ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis verticais formadas na evolução do Cinturão Mineiro, durante o Transamazônico.

Quer seja por fraturamento magmático ou através do desenvolvimento de zonas de cisalhamento, uma grande rede de superfícies verticais entrecruzadas foi gerada na litosfera da região Centro-Sudeste do Brasil desde o Arqueano em associação aos processos de intrusão de enxames de diques máficos. Estas superfícies são profundas feições planares de fraqueza, representando locais preferenciais de intrusão durante eventos magmáticos posteriores (Vearncombe & Vearncombe, 2002; Stott & Halls, 2002). Dentre estes eventos destaca-se o magmatismo Meso/Cenozóico, durante o qual chaminés kimberlíticas, alcalinas félsicas, alcalino-carbonatíticas e kamafugíticas (90 a 50 Ma, Gibson et al., 1995; Thomaz Filho & Rodrigues, 1999; Sgarbi et al., 2004) preferencialmente intrudiram nos referidos planos. As coordenadas destas chaminés, apresentadas na Fig. 1, foram obtidas de Rodrigues & Lima (1984) e de Sgarbi et al. (2005). As diferentes direções de fraturamento se entrecruzando certamente ampliam as zonas de fraqueza, formando "espaços vazios" através dos quais a pressão litostática é aliviada e, em última análise, favorecendo o processo de intrusão magmática, como ocorre na região do Oeste Mineiro. Cabe finalmente destacar que a direção das intrusões mesozóicas do Oeste Mineiro e Goiás, alinhadas segundo o azimute AZ125, coincide com a direção do principal sistema de superfícies verticais definida pelo alinhamento dos diques do enxame mais expressivo (Pará de Minas, Fig. 1).

Agradecimentos

Geraldo Norberto Chaves Sgarbi agradece à FAPEMIG pelo suporte ao projeto "Critérios de campo para o reconhecimento de condutos vulcânicos no Oeste Mineiro", em andamento.

Referências Bibliográficas

Chaves, A.O. & Neves, J.M.C (2005) - Radiometric ages, aeromagnetic expression and general geology of mafic dykes from Southeastern Brazil and implications for Africa-South American correlations. *J S Am Earth Sci*, in press.

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 Petrology* 36(1): 189-228.

Raposo, M.I.B.; Chaves, A.O.; Lojkasek-Lima, P.; D'Agrella-Filho, M.S.; Teixeira, W. (2004) - Magnetic Fabrics and Rock Magnetism of Proterozoic dike swarm from the southern São Francisco Craton, Minas Gerais State, Brazil. *Tectonophysics*, 378: 43-63.

Rodrigues, C.S. & Lima, P.R.A.S. (1984) - Complexos carbonatíficos do Brasil. In: CBMM (Ed). *Complexos carbonatíficos do Brasil: Geologia*: 2-13.

Silva, A.M.; Chemale J.R.F.; Kuyumjian, R.M.; Heaman, L.M. (1995) - Mafic dyke swarms of Quadrilátero Ferrífero and Southern Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Rev Bras Geoc*, 25(2): 124-137.

Sgarbi, G.N.C.; Sgarbi, P.B.A.; Filho, J.P.L. (2005) - Relatório Final do Projeto "Critérios de campo para o reconhecimento de condutos vulcânicos no Oeste Mineiro". Fapemig: 96.

Sgarbi, P.B.A.; Heaman, L.M.; Gaspar, J.C. (2004) - U-Pb perovskite ages for Brazilian kamafugitic rocks: further support for a temporal link to a mantle plume hotspot track. *J S Am Earth Sci*, 16: 715-724.

Stott, G.M. & Halls, H.C. (2002) - Project Unit 02-007. Paleomagnetic, Geochemical, and U-Pb Geochronologic studies of mafic dykes in Northern Ontario: relevance to mineralization associated with the Nipigon Embayment and kimberlites. *Ontario Geol Surv, Open File Report 6100*: 13-1-13-10.

Thomaz Filho, A. & Rodrigues, A.N. (1999) - O alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na cadeia Vitória-Trindade. *Rev Bras Geoc*, 29(2): 189-194.

Vearncombe, S. & Vearncombe, J.R. (2002) - Tectonic controls on kimberlite location, southern Africa. *J Struc Geol*, 24: 1619-1625.

Exploration for diamond-bearing kimberlite in the Brasília Belt of Minas Gerais

Harrison O. Cookenboo (Watts Griffis and McQuat Consulting Geologists and Engineers, harrison@cookenboo.com)

Brazil has been a major producer of diamonds from alluvial sources for more than 270 years (Levinson, 1998) with a significant proportion of the production being derived from the geologic region known as the Brasília Belt in Minas Gerais. Included among this production are concentrations of some very large diamonds (e.g. 9 gems >300 carats from a 5 km stretch of the Santo Antônio do Bonito river between Coromandel and Patos de Minas), and some strikingly different local diamond populations (e.g. colored gems famously produced from Rio Abaeté, mostly rounded and resorbed forms from the Coromandel area, and minimally resorbed clear white octahedral from the Vargem Bonita and Serra da Canastra region). The long history of alluvial production, supported by locally variable diamond populations and concentrations of very large stones, has inspired vigorous exploration for the bedrock origins of the Brasília Belt diamonds.

Brazilian Diamonds, a Canadian Junior mining and mineral exploration company, has become a leader in exploration for bedrock diamond sources in Brasília Belt during the past 4 years by pursuing a strategy of acquiring high potential properties, producing new data, and purchasing important diamond exploration data sets. This strategy has led to acquisition of the diamondiferous Canastra 1 kimberlite, which is currently undergoing permitting for mining, and high-priority properties covering the Santo Antonio do Bonito and parts of the neighboring Sta. Inacio rivers, which have produced remarkable concentrations of large gem diamonds. Perhaps even more important, however, the purchase and expansion of extensive diamond exploration data sets has led to a focused geological and geochemical model for priority exploration targets. This model includes a demonstrably diamondiferous indicator mineral signature specific to the Brasília Belt, and a preferred timing of emplacement.

The "Brasília Belt" indicator mineral signature characterizes known diamond-bearing kimberlites (Fig. 1), and is associated with at least 5 high-priority target areas currently being explored by Brazilian Diamonds.

Simplified Regional Geology – Brasília Belt

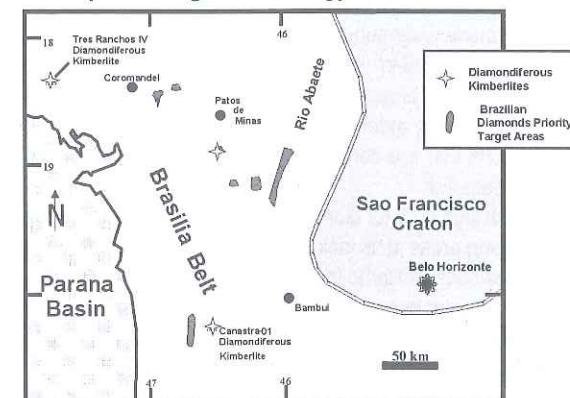


Figure 1: Diamond-bearing pipes which provide the indicator mineral signature for the Brasília Belt.

The Brasília Belt indicator mineral signature for diamond-bearing kimberlites is most distinctly seen among the Cr-pyrope garnets and chromites (Fig. 2).

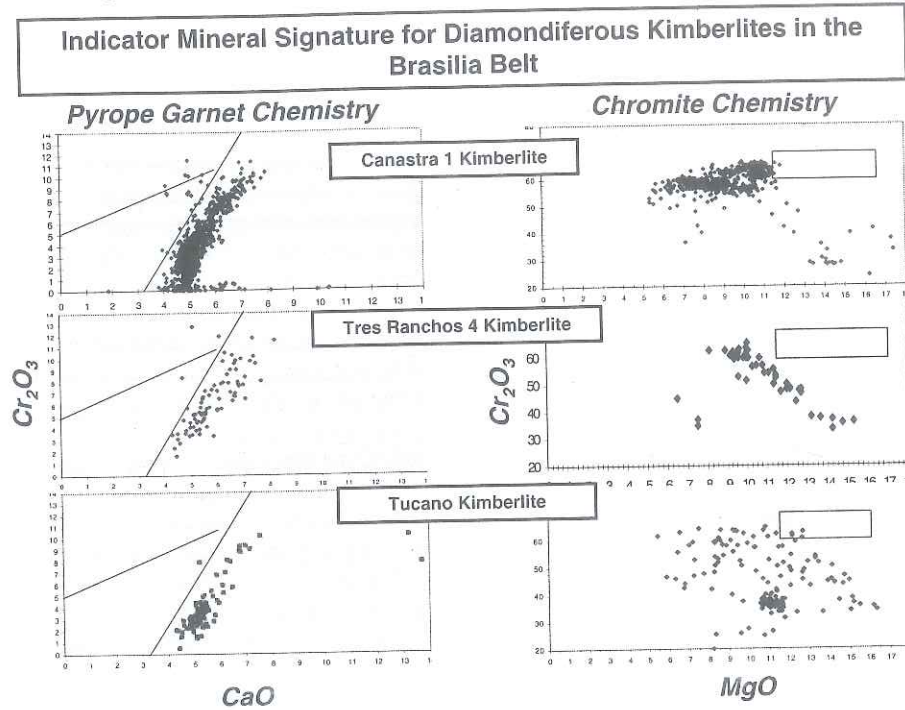


Figure 2: Indicator mineral signature from diamondiferous kimberlites in the Brasília Belt. Data derived from datasets purchased from Canabrava and De Beers Group, as well as samples collected and processed by Brazilian Diamonds subsidiary Samsul Mineração Ltda.

The Cr-pyrope population is dominated by a strongly developed lherzolite trend and a small population of Cr-rich, moderately sub-calcic (G10) garnets. A few of these moderately sub-calcic G10s plot above the “diamond-in” line derived from comparison to diamond and graphite bearing peridotite xenoliths (Grüttler *et al.*, 2004), but none of the G10 pyropes are very sub-calcic (CaO in G10s >3.5%). Chromites extend to Cr-rich levels above 62% Cr₂O₃, but usually at moderate MgO concentrations that are comparable to chromites intergrown with diamond rather than those included within diamond.

The indicator mineral signature for diamondiferous kimberlites in Brasília Belt contrasts with many other diamond producing areas in its lack of very sub-calcic, Cr-rich G10 pyropes, as well as the rarity of chromite compositions similar to inclusions in diamond. Although not common, similar pyrope and chromite signatures are known in other diamondiferous provinces (e.g. Banankoro and Bouro clusters in Mali; Skinner *et al.*, 2004). Further work is required to determine whether this Brasília Belt signature applies to the São Francisco craton in general.

The preferred timing of emplacement for diamondiferous kimberlites in Brasília Belt is shortly before the initiation of widespread kamafugitic magmatism during Late Cretaceous. The known

diamond-bearing kimberlites are older than approximately 85 Ma, when mantle more favourable to diamond preservation likely existed beneath the Brasília Belt (Read *et al.*, 2003).

Combining the Brasília Belt indicator mineral signature with a preferred timing for kimberlite emplacement has allowed prioritization of targets in Brazilian Diamonds' exploration program. High priority targets fitting this model have been identified in the headwaters of the Santo Antonio do Bonito and Sta. Inacio rivers, in or near the Rio Abaeté drainage, and in the Serra da Canastra region. These targets are currently the focus of Brazilian Diamonds exploration program.

References

- Grüttler, H.S.; Gurney, J.J.; Menzies, A.H.; Winter F. (2004) - An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers. *Lithos*, 77: 841-857.
- Levinson, A.A. (1998) - Diamond Sources and Their Discovery. In: Harlow, G.E. (Ed.), *The Nature of Diamonds*. Cambridge University Press: 72-104.
- Read, G.; Grüttler, H.; Winter, S.; Luckman, N.; Gaunt, F.; Thomsen, F. (2004) - Stratigraphic relations, kimberlite emplacement and lithospheric thermal evolution, Quirico Basin, Minas Gerais State, Brazil. *Lithos*, 77: 803-818.
- Skinner, E.M.W.; Apter, D.B.; Morelli, C.; Smithson, N.K. (2004) - Kimberlites of the Man Craton, West Africa. *Lithos*, 76: 233-259.

Glaciações do Neoproterozóico e o retrabalhamento de diamantes na Faixa Araçuaí em Minas Gerais

Detlef Hans-Gert Walde (Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, detlef@unb.br) & Guilherme Modesto Gonzaga (Instituto de Geociências, Universidade de Brasília)

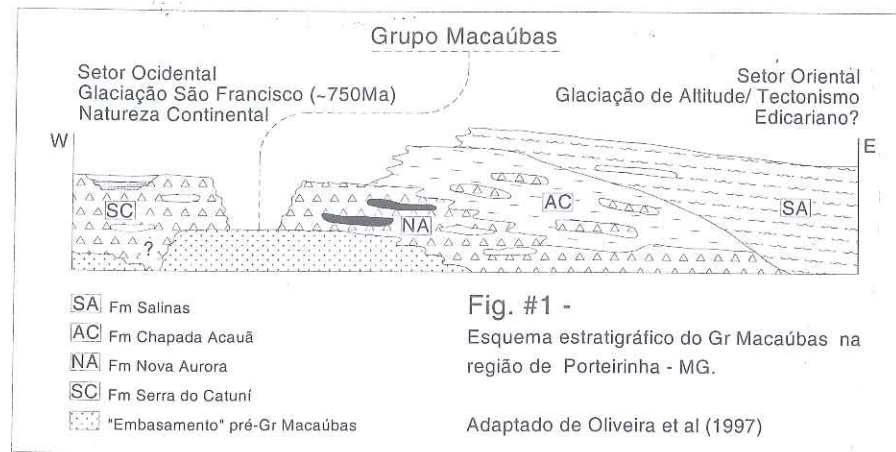
Introdução

Este trabalho irá mostrar o retrabalhamento de diamantes relacionado a dois eventos glaciais neoproterozóicos que estão registrados no Grupo Macaúbas. É bem conhecida a existência do evento glacial São Francisco (Karfunkel et al., 2000) de idade neoproterozóica (~750 Ma, Pimentel et al., 2002) anterior ao Evento Tectônico Brasileiro e de natureza continental que ocorre associado ao Cráton do São Francisco. Atualmente são considerados como produtos dos processos desta glaciação no Estado de Minas Gerais a Formação Jequitai sobre o Cráton do São Francisco, o Grupo Ibiá na Faixa Brasília e o Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí. Além disso é denominado como "Complexo Jequitinhonha" um conjunto de rochas de grau metamórfico elevado que ocorre na Faixa Araçuaí. Novos trabalhos de campo e detalhado levantamento bibliográfico realizado pelos autores sugerem que os sedimentos do Grupo Macaúbas na realidade são produto de dois eventos glaciais distintos. Sua unidade basal, Formação Serra do Catuni, que ocorre no setor ocidental (fig.1), é de natureza continental e produto do evento glacial São Francisco. Já as formações Nova Aurora, Chapada Acauã e Salinas, que ocorrem no setor oriental (fig.1), são produtos de um segundo evento glacial neoproterozóico (Edicariano) relacionado à altitude/tectonismo durante o desenvolvimento da Faixa Araçuaí (~580 Ma) no Evento Brasileiro. Esta idéia, a respeito de um segundo evento glacial neoproterozóico, foi sugerida inicialmente por Gonzaga (2001) e denominado "Glaciação Samburá" nas faixas Brasília e Ribeira. No mesmo trabalho foi sugerido que este segundo evento glacial, que ocorre em diferentes faixas do Evento Brasileiro, não foi sincrônico devido ao escalonamento temporal das faixas. Retrabalhamento gravitacional é freqüente e pode ocorrer a presença de fosforita e/ou formação ferrífera. Walde & Gonzaga (2005) estenderam a distribuição dos depósitos relacionados ao evento glacial Edicariano (?) para varias regiões do Brasil inclusive para a parte superior do Grupo Macaúbas, denominada neste trabalho informalmente "Macaúbas oriental".

Grupo Macaúbas

A fig. 1 (Oliveira et al., 1997) mostra o Grupo Macaúbas dividido na região de Porteirinha em dois setores: ocidental e oriental. O setor ocidental inicia-se com a Formação Serra do Catuni, formada por clássicos depósitos glaciogênicos de natureza continental comparáveis a Formação Jequitai (Karfunkel et al., 2000, Karfunkel et al., 2001 e outros). O setor oriental do Grupo Macaúbas inicia-se com a Formação Nova Aurora, que apresenta sedimentos glaciogênicos com evidências de retrabalhamento gravitacional (Uhlein, 1991). São conhecidos importantes depósitos de formação ferrífera e também algumas ocorrências de fosforita (Oliveira et al., 1997 e outros). Esta formação grada horizontalmente e verticalmente (Leste) para a Formação Chapada Acauã, que representa depósitos turbidíticos (Uhlein, 1991, Oliveira et al., 1997). Também são conhecidas algumas ocorrências de formação ferrífera. A Formação Chapada Acauã grada para a Formação Salinas que é constituída por depósitos turbidíticos mais distais (Oliveira et al., 1997 e outros). Lima et al.,

(2003) apresentam uma datação de zircão (U-Pb) para a Formação Salinas com valores que limitam a idade máxima da sedimentação para 568 Ma. A Formação Salinas representa sedimentação tardi-orogênica depositada no intervalo 568-500 Ma (Lima et al., 2003). Além desta datação da Formação Salinas, outras evidências como ocorrências de formação ferrífera e fosforita reforçam a hipótese de que a seqüência Macaúbas oriental (fig.1) está relacionada a um segundo evento glacial neoproterozóico. Formação ferrífera na Formação Nova Aurora, na região de Porteirinha, revelou um teor médio de fósforo de 0,33% através de média ponderada em 1.364 amostras (Vilela et al., 1978). Também ocorre apatita disseminada e em níveis contínuos com espessura média de 1 mm (Oliveira et al., 1997). O sincronismo com o Evento Tectônico Brasileiro sugere que este conjunto de sedimentos do setor oriental (fig.1) está diretamente relacionado ao desenvolvimento da Faixa Araçuaí. É uma glaciação de altitude/tectonismo e não uma glaciação continental como é o caso do Macaúbas ocidental. O Complexo Jequitinhonha, considerado como unidade mais metamórfica e correlacionado ao Grupo Macaúbas, apresentou um zircão com idade de 630 ± 19 Ma, que representa a idade máxima de deposição (Noce et al., 2004). O evento sincollisional (ca. 585-565 Ma) do Orógeno Araçuaí pode limitar a sedimentação do Complexo Jequitinhonha no intervalo de ca 631-585 Ma ou seja, em alguma época do estagio inicial do orógeno (Noce et al., 2004). É importante ressaltar que Queiroz & Renger (2004) apontam uma origem de altitude para o Grupo Macaúbas na região de Couto de Magalhães de Minas e Inhaí. Um modelo de glaciação de altitude, relacionada a tectonismo da Faixa Araçuaí, é reforçado por evidências de retrabalhamento dos diamictitos da Formação Nova Aurora, que segundo Uhlein (1991), foi ocasionado por atividade tectônica à época da sedimentação.



Geologia do Diamante

O Grupo Macaúbas foi considerado glaciogênico e diamantífero por Moraes & Guimarães (1930), Guimarães (1951) e por outros geólogos pioneiros. A questão foi retomada por Gonzaga & Tompkins (1991), Gonzaga & Dardenne (1991), Campos & Gonzaga (1999), Karfunkel et al. (2001) e outros. Até o presente momento todos os autores consideraram apenas um evento glacial (Glaciação São Francisco) como responsável pelo transporte e distribuição dos diamantes a partir do Cráton do São Francisco. Tendo em vista as novas idéias apresentadas neste trabalho, podemos considerar que em uma primeira etapa os diamantes, bem como carbonados, foram transpor-

tados por processo da Glaciação São Francisco a partir do norte. Posteriormente os sedimentos Macaúbas ocidental (fig.1) foram retrabalhados pelo segundo evento glacial Edicariano que originou a seqüência Macaúbas oriental, como também o Complexo Jequitinhonha. O mapa geológico do Brasil 1:2.500.000 (Schobbenhaus et al., 1981) apresenta a ocorrência de diamante nº 576 no Complexo Jequitinhonha. Esta ocorrência de diamante é isolada. Provavelmente representa um depósito de diamante retrabalhado a partir dos sedimentos Macaúbas ocidental e do Supergrupo Espinhaço.

Comentários

Processos de dois eventos glaciais distintos no Neoproterozóico participaram do transporte e distribuição de diamantes. Glaciação São Francisco: depósitos glaciogênicos de natureza continental transportaram diamantes e carbonados a partir do Cráton do São Francisco. Glaciação do Edicariano: este evento glacial de altitude e diretamente relacionado ao desenvolvimento da Faixa Araçuaí, retrabalhou os diamantes dos sedimentos da primeira glaciação bem como dos sedimentos do Supergrupo Espinhaço. Este segundo evento glacial, embora nunca tenha sido sugerido anteriormente na Faixa Araçuaí, no Estado de Minas Gerais, pode justificar a forte analogia que alguns autores (Walde, 1986, Hoppe et al., 1987) fizeram como o evento glacial Edicariano na Faixa Paraguai, na região de Corumbá-MS. Trompette (1994) mencionou que os depósitos de formação ferrífera, na África, são mais jovens do que a idade admitida para a formação ferrífera de Porteirinha (Grupo Macaúbas). A associação de diamictitos com formação ferrífera do tipo Rapitan ocorre entre 700-400 Ma (vide Goodwin, 1996, p.268). Neste tipo de depósito também ocorre fosforita (Klein & Beukes, 1993).

Referências Bibliográficas

- Campos, J.E.G. & Gonzaga, G.M. (1999) - O transporte de diamantes por sistemas fluviais a longas distâncias: uma visão crítica. *Rev Bras Geoc* 29: 113-118.
- Gonzaga, G.M. (2001) - Glaciação Samburá (Neoproterozóico – Vendiano?) como possível agente transportador de diamantes no Estado de Minas Gerais. *Rev Bras Geoc*, 31(4): 597-604.
- Gonzaga, G.M. & Dardenne, M.A. (1991) - The Jequitaiá Glaciation and the dispersion of diamonds during Upper Proterozoic. In: 5th International Kimberlite Conference. Field Guide Book. CPRM-Special Publication 3/91: 89-93.
- Gonzaga, G.M. & Tompkins, L.A. (1991) - Geologia do Diamante. In: Schobbenhaus, C.; Queiroz, E.T. & Coelho, C.E.S (Coords.) Principais Depósitos Minerais do Brasil, DNPM/CPRM, IVa: 53-116.
- Goodwin, A.M. (1996) - Principles of Precambrian Geology. Academic Press: 327.
- Guimarães, D. (1951) - DFPM/DNPM Boletim: 88.
- Hoppe, A.; Schobbenhaus, C.; Walde, D.H.G. (1987) - Precambrian iron-formation in Brazil. In: Precambrian Iron-Formation. Edited by Appel, P.W.U. & LaBerge, G.L., Theophasstus Publications S.A.: 347-390.
- Karfunkel, J.; Dupont, H.; Hoppe, A.; Schobbenhaus, C.; Noce, C.M.; Peregovich, B. (2000) - The Neoproterozoic São Francisco Glaciation in central-eastern Brazil. In: XVII Simposio sobre la Geologia de Latinoamérica. Universitat Stuttgart.
- Karfunkel, J.; Martins, M.S.M.; Scholz, R.; McCandless (2001) - Diamonds from the Macaúbas river basin (MG, Brazil): Characteristics and possible source. *Rev Bras de Geoc*, 31(4): 445-456.

Klein, C. & Beukes, N.J. (1993) - Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic late Proterozoic Raptian iron-formation in Canada. *Geology*, 88: 542-565.

Lima, S.A.A.; Martins-Neto, M.A.; Pedrosa-Soares, A.C.; Cordani, U.G.; Nutman, A. (2003) - A Formação Salinas na área-tipo, NE de Minas Gerais: uma proposta de revisão da estratigrafia da Faixa Araçuaí com base em evidências sedimentares, metamórficas e idades U-Pb SHRIMP. *Rev Bras Geoc*, 32(4): 491-500.

Moares, L.I. & Guimarães, D. (1930) - Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais. Rio de Janeiro. DNPM, Boletim 19: 115-138.

Noce, C.M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Campos, C.; Medeiros, S.R.; Armstrong, R. (2004) - Idades U-Pb (SHRIMP) de zircões detríticos do Complexo Kinzigítico do norte do Espírito Santo. Evidência de sedimentação em Bacia de Retroarco do Orógeno Araçuaí. In: XLII Cong Bras de Geol. Araxá-MG, Resumos. CD-ROM.

Oliveira, M.J.R.; Grossi-Sad, J.H.; Romano, A.W.; Lobato, L.M. (1997) - Geologia da Folha Grão Mogol. In: Projeto Espinhaço, COMIG, em CD-ROM: 611-713.

Pimentel, M.M.; Alvarenga, J.S.; Armstrong, R. (2002) - Proveniência da Formação Jequitaiá, Brasil Central, com base em dados U-Pb SHRIMP em zircões detríticos. In: XLI Cong Bras Geol, Anais: 503.

Queiroz, W.P. & Renger, F.E. (2004) - O Grupo Macaúbas nos arredores de Couto de Magalhães de Minas (MG): caracterização litológica e faciológica dos depósitos glaciogênicos. In: XLII Cong Bras Geol, Anais: CD-ROM.

Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. (Coordenadores) (1981) - Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000. Brasília, DNPM.

Trompette, R. (1994) - Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brazilian aggregation of South America and Africa. A.A. Balkema: 350.

Uhlein, A. (1991) - Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais. Dissertação de doutoramento, USP: 259.

Vilela, O.V.; Pena, C.A.T.; Barsotti, T.M.; Jorge, A.S. (1978) - Prospecção das jazidas de minério de ferro dos municípios de Porteirinha, Rio Pardo de Minas, Riacho dos Machados e Grão Mogol, norte de Minas Gerais. In: XXX Cong Bras Geol. Recife 1: 1914-1923.

Walde, D.H.G. (1986) - Geologia do ferro. Schobbenhaus, C.; Queiroz, E.T.; Coelho, C.E.S. (Coordenadores). In: Principais Depósitos Minerais do Brasil. DNPM/CPRM. II: 3-6.

Walde, D.H.G. & Gonzaga, G.M. (2005) - Neoproterozoic Glaciation in Brazil related to the Brasileiro Orogeny: discussion and model. 19th Colloquium on Latin American Geosciences. Potsdam. Abstract (subm).

Mineralogy of diamond from the deposits of the Archangelsk diamondiferous province (Russia)

Elisey Verichev (Moscow State University); Vladimir Verzhak (Moscow State University); Victor Garanin (Moscow State University, vgaranin@mail.ru); Konstantin Garanin (Moscow State University); Galina Kriulina (Moscow State University); Galina Kudriavtseva (Moscow State University); Olga Palazhchenko (Moscow State University); Tatyana Possukhova (Moscow State University)

The Arkhangelsk diamond bearing province (ADP) already now totals about 100 bodies composed by alkaline-ultrabasic rocks (Bogatikov, et al. 1999). Industrially diamondiferous objects are presented by the V. Grib kimberlite pipe and 6 kimberlite pipes of the M.V. Lomonosov deposits. The rocks of these two deposits are presented by kimberlites of two different mineral types - I and II (Granin, et al. 2001). In the first type (kimberlites of the V. Grib pipe) in heavy fraction picroilmenite is most distributed, then garnet and Cr-diopside at the low contents of chromespinels. In the second type the chromespinels are most distributed among heavy minerals, then garnet and Cr-diopside at full absence of picroilmenite (Bogatikov, et al. 1999).

Comparison of the data on morphology of diamond from the V. Grib high diamondiferous pipe with the appropriate data on diamonds from diamondiferous pipes of the M.V. Lomonosov deposit with lower diamond grade reveals their essential differences. At close granulometry of crystals the diamonds of the V. Grib pipe differ the increased share of octahedrons, it is especial in large classes (+2 mm), low quantity of rhombododecahedrons, high amount of crystals of transitive combinational forms with facets of the octahedron and dodecahedron, cubes and pseudogemimorphic individuals (see table 1). Contents of tetrahedrons almost on two order are lower, than in pipes of the M.V. Lomonosov deposit.

Table 1: Distribution on habit of the diamond crystals from the V. Grib and M.V. Lomonosov deposits

Name of pipes, deposits	Octahedrons (O)	Dodecahedrons (D)	Combinational forms (O-D)	Cubes (K)	Tetrahedrons (T)	Pseudogemimorphic
Pipe – V. Grib deposit	27.6	38.3	22.4	5.7	0.4	5.6
M.V. Lomonosov deposit						
Pomorskaya	12.6	66.4	0.6	0.9	19.1	0.4
Lomonosov	15.1	76.6	2.3	0.5	4.6	0.9
Arkhangelskaya	13.2	55.1	2.9	1.0	27.3	0.5
Karpinskogo -1	4.8	80.0	1.1	0.6	12.7	0.8
Karpinskogo -2	13.3	74.2	0.4	0.8	10.5	0.8
Pionerskaya	9.1	80.5	2.8	0.9	5.9	0.8

Conditions of final stage formation of crystals sharply differ for two deposits. For diamonds of the V. Grib dissolution is insignificant. Diamonds from the M.V. Lomonosov pipes have traces of deep etching and gradual oxidizing dissolution that has resulted in prevalence of rhombododecahedron habit forms. It is observed for diamonds of the M.V. Lomonosov deposit the obvious tendency to more essential increase of quantity of the strongly dissolved and etching crystals in comparison with the V. Grib pipe.

The described distinctions testify to features of conditions of crystallization and different safety

of diamonds in the two diamond deposits of the ADP. As a whole among diamonds of the M.V. Lomonosov deposit, as against the V. Grib deposit, the raised amount of crystals with the normal mechanism of growth is established. Among mineral inclusions in diamonds of the both deposits prevail inclusions of ultrabasic paragenesis.

New data was received for diamond microcrystals from the V. Grib and M.V. Lomonosov deposits. In higher grade V. Grib among microcrystals with smooth-facets the octahedrons prevail which are the diamonds of the second generation. It is proposed the origin of such microcrystals with sizes less than 200 mkm is connected with crystallization from the kimberlite melt. In much less diamondiferous kimberlite pipe the Pionerskaya (M.V. Lomonosov deposit) among microcrystals are met smooth-facet octahedrons and strongly dissolved diamonds down to box-shaped skeletal forms. So it is possible to establish correlation between morphological features and diamond grade of kimberlites.

The amount of high transparent, colorless diamonds and crystals with light shadow are similar on the V. Grib and M.V. Lomonosov deposits. The relative amount of high transparent crystals on the average makes 82 %, colorless is 30 %, crystals with light shadow - about 48 % in the kimberlites of V. Grib pipe. With increase of dimension the share of colorless diamonds raises. In pipes of the M.V. Lomonosov deposit the contents of high transparent crystals changes from 69 up to 95.8 %, the total relative quantity of colorless crystals and diamonds with light shadow varies within the limits of 76-92 %.

The V. Grib pipe compare with pipes of the M.V. Lomonosov deposit has the highest relative share of diamonds with blue, violet luminescence and the lowered amount of crystals with a yellow and green luminescence. The pipes of the V. Grib and M.V. Lomonosov deposits are close on relative quantity of crystals with a zone luminescence.

By study of IR-spectra of diamonds from the V. Grib and M.V. Lomonosov deposit the nitrogen defects in A- and B-forms, hydrogen (H) and pleitelets (P) are established. For majority of diamond samples from the pipes of the M.V. Lomonosov deposit the concentration of nitrogen varies from 10 up to 2900 at. ppm, and with peak is higher 4000 at. ppm in some crystals from the Pomorskaya and Arkhangelskaya. In macrocrystals of diamond among nitric defects the A-centres dominate, on the average a share of the aggregated nitrogen (set %N_B) no more than 30 %. Diamonds of group II on physical classification, free from nitrogen, are rare. The majority of them is found among crystals from the Lomonosov pipe, however their amount does not exceed 5 %. In fine crystals the contents of nitrogen changes from 20 up to 1300 at. ppm. Fine (<1mm) octahedron crystals, as a whole, are characterized by the lowered contents of a total impurity of nitrogen in comparison with macrocrystals. Fine low-nitrogen (N_A = 260 at. ppm) crystals have more homogeneous distribution of the centres of nitrogen impurities.

Bright feature of diamond crystals from the M.V. Lomonosov deposit is the raised concentration of a structural impurity of hydrogen (2.1-4.4 cm⁻¹) that is much higher (Fig. 1), than for diamonds from kimberlite pipes of Daldyno-Alakitsky and Malo-Botuobinsky fields of Yakutia (Khachatryan, et al. 2003). It is established, some of the investigated crystals get in area of distribution of concentration of nitrogen of diamonds from other deposits: Coromandel (Brasil), Mir (Yakutia). The area of distribution of diamonds of the Karpinskogo-1 is allocated on the diagram (Fig. 1) to a field with the high contents of hydrogen and rather low concentration of nitrogen in the B-form.

Non-uniform distribution of an impurity of nitrogen is revealed. Feature of diamonds from the M.V. Lomonosov deposit is the raised content of nitric defects in a peripheral zone. Crystals of diamond with octahedron zoning structure (the tangential mechanism of growth) are characterized by the lowered contents of nitrogen and homogeneous distribution of the impurity centers; their crystallization occurred in equilibrium conditions. Crystals with the combinational mechanism of growth with temperature of formation of a nucleus on 15-50° N are lower, than peripheral zones, are formed in non-equilibrium conditions, speed of their crystallization was higher, than speed of aggregation of nitrogen atoms in the diamond.

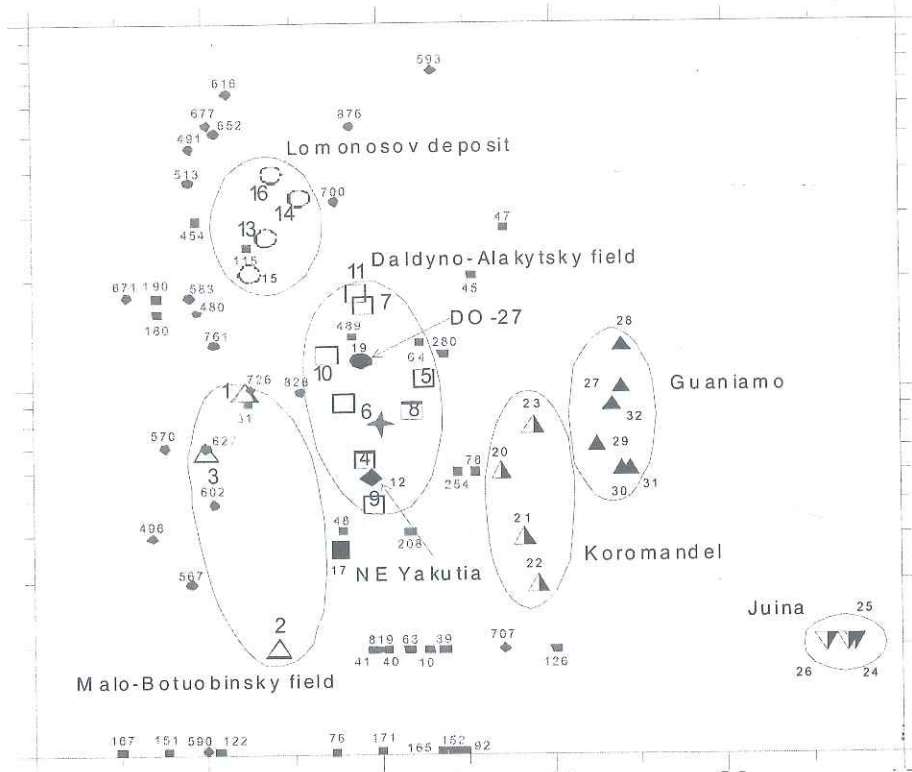


Figure 1: Relative contents of hydrogen (H) and nitrogen in Å-form (%Å) in diamonds from the Karpinskogo-1 (M.V. Lomonosov deposit) and V. Grib pipes. Areas of compositions are shown on G. Khachatryan and F. Kaminsky data (Khachatryan, et al. 2003). Blue circles correspond to original data of diamond study from the Karpinskogo-1 pipe, red small square – of diamond study from V. Grib pipe.

Diamonds of the V. Grib pipe are characterized by significant concentration of pleitelets. The crystals of this pipe differ by wide variations in concentration of the hydrogen centers in comparison with diamonds of Yakutia and other regions of the world, though and a little bit lowered that are established for crystals of diamond from the pipes of the M.V. Lomonosov deposit. Distinctive feature of the investigated samples in comparison with diamonds from the M.V. Lomonosov is presence of group of crystals with rather low contents of a structural impurity of the hydrogen which has made $0.2-2.7 \text{ cm}^{-1}$ (on average of 0.8 cm^{-1}). More than half of crystals are characterized by insignificant concentration of this impurity which are not exceeding 0.4 cm^{-1} .

Features of distribution the active optical centers of hydrogen and the aggregated nitrogen (%Å) in the investigated crystals from the V. Grib pipe are reflected on Fig. 1. Most number of figurative points for diamond of octahedron habit from this pipe is located in area delineated for diamonds of the Daldyno-Alakitsky field of Yakutia. At the same time, for diamonds from the V. Grib pipe the big group of dodecahedron and transitional habit crystals with low contents of structural

impurity of hydrogen at wide variations of nitrogen aggregation (%Å) is allocated. On these features the diamonds from the V. Grib pipe differ from diamonds from Yakutia and other regions of the World. Having assumed, that age of mantle diamonds makes 3.0 billion years, was designed, the formation of large crystals of diamond from the M.V. Lomonosov begins at temperatures about 1080°N . Diamonds from the V. Grib were formed at temperatures about $1100-1125^\circ\text{N}$.

Following groups of crystals with basic paramagnetic centers are established by electron-spin resonance (ESR)-method among diamonds from the M.V. Lomonosov deposit (Mineeva, et al. 1996): 1 - with dominant centre D1; 2 - with dominant centre D2; 3 - with dominant centre N2; 4 - with simultaneously observably centers D2 and N2; 5 - without the observably paramagnetic centers. An observably set of defects in researched crystals from the M.V. Lomonosov and ratio between their concentration are enough typical for similar groups of diamond of other deposits, however among them there are crystals of the 3- and 4- groups occur more rarely while diamonds of the 1- and 5-groups are distributed more widely. Various Ni-bearing defects are absent in studied crystals as against Yakutia.

In the investigated series of samples from the V. Grib pipe diamonds with ESR-spectra of the 1st group make essentially a smaller part (Mineeva, et al. 1996). In crystals of the 2nd group with yellow colouring concentration of centre D2 on the order is lower, than in similar diamonds of Yakutia, and does not exceed $5 \cdot 10^{17}$ centers/g. In the 3- and 4-groups of the investigated diamonds concentration of the basic centre corresponds to its contents in the Yakutian crystals. The raised contents of the paramagnetic centre N2 connected to plastic deformations in crystals of diamond from the V. Grib pipe distinguishes them from the diamonds from the M.V. Lomonosov deposit. This fact is according to absence or is insignificant the small contents of xenoliths of sheared ultrabasites in kimberlites of the M.V. Lomonosov deposit and a wide distribution of such rocks in the V. Grib pipe.

Ni-containing centers in the investigated crystals from the V. Grib pipe are absent, that is a typomorphic feature for two mineral types of the deposits on territory of the ADP. Probably, absence of nickel in melts, formed of the mantle ultrabasic diamondiferous rocks in cratonic parts of the ADP, is connected with liquation of sulphidic melts on early stages of mantle rock differentiation and proves to be true practically full absence of Ni-containing sulfides as inclusions in diamond from the pipes of the ADP. It should be noted that Ni-bearing sulfides in the Yakutian diamonds are prevailing type of inclusions. Significant amount of inclusions such as «diamond in diamond» in the V. Grib and M.V. Lomonosov confirms the assumption of non-continuous events of diamond formation process in the ADP. Differences are observed in physical-chemical and thermodynamic conditions of growth and the subsequent dissolution of diamonds of the two mineral types of deposits on the ADP.

Bibliographic References

- Bogatikov, O.A.; Garanin, V.K.; Kononova, V.A.; et al. (1999) - Arkhangelsk diamond bearing province. Moscow State University: 135-144.
- Garanin, V.K.; Kudriavtseva, G.P.; Possukhova, T.V.; et al. (2001) - Two types of diamondiferous kimberlites in the Arkhangelsk province. Geol Explor, 4: 36-49.
- Khachatryan, G.K. & Kaminsky, F.V. (2003) - "Equilibrium" and "non-equilibrium" diamond crystals from deposits in the east European platform, as revealed by infrared absorption data. Can Min, 41: 171-184.
- Mineeva, R.M.; Bershov, L.V.; et al. (1996) - The first data on features of the paramagnetic centres in crystals of diamond from kimberlites of the Arkhangelsk province. Proc Rus Acad Sci, 348(5): 668-670.

Mineralogical-petrological models of alkaline-ultrabasic magmatites formation in the territory of Archangelsk diamondiferous province

K. Garanin (Moscow State University); V. Garanin (Moscow State University, vgaranin@mail.ru); G. Kudryavtseva (Moscow State University)

Magmatites of the Zimnerezhny area (Archangelsk diamondiferous province, North-West of Russia) are presented by pipes, dykes and sills of kimberlites, olivine melilitites and toleitic basalts.

As objects of research, the following bodies of the ADP composed by rocks of alkaline ultra basic composition were chosen: 1. *Kimberlite pipes* of the M.V. Lomonosov deposit (Zolotitsky field), V. Grib (Verkhotinsky field), Shocha (Kepinsky field), An-734 (Kepinsky field), the Solokha pipe (Kepinsky field). 2. *Olivine melilitites pipes*: Suksoma (Kepinsky field), Chidviya (Chidvinsky field), Verkhotina (Verkhotinsky field). 3. *Carbonatized kimberlites* of the Mela river sills. Industrially diamondiferous pipes are concentrated in the Zolotitsky field (6 pipes of the M.V. Lomonosov deposit) and Verkhotinsky field (the V. Grib pipe).

Two main mineralogical types of kimberlites were determined. These types are different on features of heavy fraction minerals, the kimberlite groundmass and xenoliths of deep rocks and also on diamond crystal morphology and the diamond grade. There are although following three basic varieties of olivine melilitites: 1 – non-pyroxene bearing melilitites; 2 – olivine-pyroxene melilitites; 3 – olivine-phlogopite melilitites.

General age formation of magmatic objects in Zimnerezhny area as Late Devonian - Early Carboniferous (400-350 million years). The age (on mineral remains and preliminary measurements of absolute age) for the Kepinsky, Izhmzersky, Verkhotinsky and Zolotitsky fields magmatites can be determined in an interval 375-350 million years. The age of the rocks composing of objects of alkaline ultrabasic and basic complexes, kimberlites and olivine melilitites of the Kola Peninsula to North-West from ADP has similar parameters.

The following petrochemical series are represented by the rocks from the pipes: high-Mg – V.Grib deposit kimberlites; Al-Mg – M.V. Lomonosov deposit kimberlites; Ti-Fe – low diamond grade kimberlites of the Kepinsky field; Al – olivine melilitites of the Izhmzersky, Verkhotinsky and Kepinsky fields; Ba-Ca – rocks from the Mela river sills. The petrochemical series correlate with diamond grade of rocks. There is reduction of diamond grade in the next sequence: Mg?Al-Mg?Ti-Fe?Al?Ba-Ca.

The carried out analysis of geochemical features of alkaline ultrabasic rocks specifies on their decreased contents of rare and rare-earth elements, and also on insignificant small prevalence of sulfides. Each pipe is characterized by specific (typomorphic) attributes of diamonds caused by distinctions in conditions of formation of kimberlite bodies. The law change of diamond grade (from industrial to poor) is established at transition from the V. Grib deposit to the pipes of the Zolotitsky field (including the M.V. Lomonosov deposit pipes), further to the bodies of the Verkhotinsky and Kepinsky fields, accompanying with natural changes of dimension, morphology and properties of diamond. Diamond from all bodies of the ADP, as against this mineral from others kimberlite provinces of the World, is characterized by universal development of sculptures of oxidizing dissolution that specifies duration of stay of diamond in the aggressive water-silicate fluid, resulted to abnormal contents of dodecahedron-like crystals in all pipes of the ADP.

Research of deep rocks xenoliths from the studied objects of the Zimnerezhny area has

allowed to establish their major varieties and to allocate of their distribution features in the rocks.

It is necessary to note on characteristic for the ADP peridotite (ultra basic) and eclogite (basic) paragenesis of heavy fraction minerals at prevalence of the first. The same law is established for mineral inclusions in diamond and xenoliths of deep rocks. Investigated xenoliths of the mantle rocks specify on deepness of the center generation of kimberlite melts.

The river Mela sills have most simple morphology, which represent by typical stratum-like bodies, mainly of carbonate composition. Calcite is present both as magmatic differences, and as a mineral replacing of initial rock of olivine-phlogopite-calcite composition. It is allocated three layers of "kimberlites", deposited on different hypsometric levels in the vendian red-color thickness in an interval of absolute marks from 15 up to 62 m. The thickness of separate layers changes from 0.4 up to 4 m. The sills are composed by dark grey, greenish-grey, frequently reddish-brown massive aphanite rocks of olivine-phlogopite composition, intensively carbonatized. Process of formation different sills is various by duration for Melskoe field and characterized by low PT-parameters. All of these features allow relate these rocks to carbonatites, and as a conclusion it is coordinated to models of interaction for kimberlites and carbonatites.

The pipes of the M.V. Lomonosov deposit have structure. To the greater degree of complexity of a structure is observed for the pipes, having the greatest amount of phases of introduction (Pionerskaya, Karpinskogo-2). The Pomorskaya pipe is composed of one kind of rock (xenotuffobrecia) and the Arkhangelskaya pipe is basically composed by autolithic breccia. These pipes have more simple structure. Formations of crater facia for the Pionerskaya, Karpinskogo-2, Arkhangelskaya are represented by tuffs, tuffites, tuff-sandstones and tuff-auleurolites. The crater facia is not established for the Lomonosova, Karpinskogo-1 and Pomorskaya pipes. The diatreme facia of pipes are executed by one or several varieties of tuffsite breccia, which is in most cases determined by stages of pipe formations. Diatremes of the biphasic pipes are mainly composed by two varieties of tuffsite breccia. The first phase is represented by xenotuffbreccia; the second phase by lapilli's autolithic breccia. The porphyritic kimberlite is established in the Pionerskaya pipe, in its root part, on depth of 985 m.

General model of the M.V. Lomonosov pipe formation can be described as follows. The weak zones of an earth's crust of northeast orientation in the ADP were formed as a result of deep faults. There was possible a break of the magma enriched with fluids on a surface as a result of formation of fractures system and dyke at an initial stage. Formation of pipes in time at active participation of fluids is accompanied by formation of a cavity of tubular type in a sedimentary rocks cover by means of explosive influence on them from explosive energy of the deep magmatic centre. The pipes are filled by magmatic material, and also by blocks and fragments of wall rocks. The system of underground and superficial water actively fills in a crater and at the subsequent introductions of a magmatic material interactions of high-temperature formations with the water environment occur. Formation of the pipes was in the water-saturated conditions and it explains development of autolithic breccia with "bubble" structure. At the final stage there were of injections of massive kimberlites. In the subsequent stages the pipes are exposed to denudation process, and the degree of its display can serve as the information on relative age of pipes.

Formation of the V. Grib pipe had several stages. In the beginning there was a formation of cracks as a result of the fault of northeast orientation. A pipe-form cavity was formed as a result of destruction of walls diatreme, gradual expansion of cracks under dynamic and thermal influence of the fluid sated with gases, and also as a result of shock-abrasive influences of hard small parts, which were absorbed by a fluid. Further the depression was filled with crushing of boards and walls of a

cavity and with introduction of kimberlite melt at the kept pulsing character of eruptions. Corking of the volcanic channel by tuff- and xenotuffbreccia has resulted in gradual accumulation of pressure of gases under this "tire cover" and to their subsequent break with emission of significant volume of tuff- and xenotuffbreccia and formation of a new pipe-like cavity. The massive, porphyritic kimberlites and tuffbreccia are generated on contact of kimberlites with earlier formed rocks at this stage at cooling of melt. It comes to the end of actually eruptive stage of diatreme formation, and the stage of crater deposits formation begins. There was active infiltration of superficial waters in system of cracks and intergrained space in diatreme. The last act in a role of a geochemical and mechanical barrier on which processes of chemical leaching actively proceed and the weathering zone is formed. After the final consolidation the pipe was in denudation conditions up to Middle Carbon period. The pipe was blocked by coast-sea sands in Urzuga time. It was the epoch of the sea transgression (C₂).

Formation of the Shocha pipe occurred on characteristic for bodies of the ADP kimberlites sequences. There was a formation of system of fractures and cracks as a result of tectonic deformations, then cavity of diatreme was formed by the pressure from magmatic gases emission. Later diatreme was filled by wall rocks and a magmatic material. Further introduction of kimberlite melt with formation of eruptive breccia has repeated. At the last stage of the diatreme formation there was an introduction of porphyritic kimberlites in the water-sated environment. The crater part of pipe has denudation during of development. Pipe was blocked by sandstones in Urzuga period. Time formation of the diatreme was long. There was an introduction of a southern column of diatreme, and then through long time during which above a southern column of tuffogenic-sedimentary deposits of crater facia were generated, there was the introduction of a magmatic material surpassing on the capacity an initial phase. In result the northern ore column of diatreme was generated. Magmatic material still come, but was insignificant on volume.

The An-734 pipe has the complex "three-ray" form in the plan, and it has mushroom-like form in a section with a diatreme part as narrow dyke of the northwest dipping, extended in N-NE direction. The pipe was generated as a result of introduction of several phases of kimberlite melt.

The Solokha pipe has simple structure and composed xenotuffbreccia with contact zone on border with wall rocks as a usual single-phase pipe. The model of formation assumes the process including of initial break of high-temperature fluids of magmatic melt, which generated contour of diatreme, and subsequent its filling thrown out and crushing of wall rocks. Later column xenotuffbreccia was finally generated of diatreme.

The Verkhotina pipe has a simple structure. It is a single-phase pipe and contents one textural variety of alkaline ultrabasic rocks (xenotuffbreccia). The diatreme part of the pipe is filled by the xenotuffbreccia with the variable contents of the main components of fragment material. There is a subordinated amount breccias of sedimentary wall rocks, mainly near to boards of a pipe. Individual low intervals of tuffbreccia are marked in the xenotuffbreccia thickness, in the central part of the pipe. Formation of diatreme was occurred in during one phase, including of column cavity formation and filling it by fragments of wall rocks and lithoclasts of magmatic material.

The Suksoma pipe was formed as a result of explosion with formation of depression, then crushing of wall rocks and filling of the pipe by magmatic material. Formation of the pipe went on long time. There were systematic intrusions of a magmatic material. Rocks of the pipe are present several mineral varieties as a result of this process (rocks of tuffogenic-sedimentary thickness, tuffisitic, eruptive breccia and injections of massive olivine mellilitites). There was a denudation of tuffogenic thickness during the diatreme evolution. In the Carbon period, the pipe was blocked by sandstones of Urzuga suite, and formation of thickness sedimentary rocks, overlapping of diatreme began.

The Chidviya pipe is represented by two ore columns which have a similar structure. Both columns of the pipe are composed by autolithic and massive olivine mellilitites. There is a xenotuffbreccia in the central part of the pipe as a result first phase of intrusion. The magmatic material is composed by lithoclasts and low volume of crystalloclasts. The second phase of intrusion is represented by autolithic and eruptive breccia. Formation of the pipe continued during long time. There were conditions with strong degree of water saturation in the upper horizons of diatreme, that proved saponite, quartz, distribution of Fe-hydroxides in the compositions of pipe rocks.

Thus, the general model of formation of the pipe in the ADP province includes the following basic stages:

1. At the first stage there is a formation of the weak zones and fracture zones in an earth's crust as a result of deep mantle faults, mainly in places of crossing of breaks with sublongitude and NE orientation. The system of dykes and sills, previous to diatreme formation is generated.

2. At the second stage there is a formation of a pipe-form cavity in a sedimentary cover due to emission of the compressed and heated up gases with particles of magmatic substance. Thermodynamic influence of a fluid and the hard particles seized by it on wall rocks results in emission of a magmatic material for walls of a crater, with formation of tuff rings around diatreme, composed by a pyroclastic material, and also to crushing of walls diatreme inside, under influence of shock waves and erupted material. Pyroclastic material is marked up to depths of 600 m that proves to be true detection in pipe rocks the remains of flora and fauna on these depths. Some blocks rocks form the pipe walls has sizes up to several meters.

3. At the third stage, the crater is filled by wall rocks and rocks of the second phase of introduction with formation of tuffisites breccia.rocks in enriched water condition. Distribution of autolithic tuffisites breccia among the rocks, forming of diatremes, is shown high degree of saturation of water component diatremes. There is a dynamical moving of breccia on the diatreme body. The system of "floating rifts" in the diatremes is formed, that is huge fragments of wall rocks are immersed in the diatreme body. An explosive process proceeds for a long time and has phytomagmatic character. The general size of the pipe was formed as a result depends on interaction of system: magmatic material – meteoric waters. The crater lake is formed.

4. The fourth stage includes the pipe stoppage by wall rocks and eruptive rocks material. There are separate injections of massive differences of rocks in the root parts of the pipes, filling emptiness and cracks. The diatreme gets final borders, there is melt outgassing of system that results to decreasing of its thermodynamic parameters. The crater lake is gradually replaced by tuffogenic-sedimentary material, and processes of chemical leaching with formation of the weathering zones begin.

5. At the last stage of the pipe formation the denudation processes of crater parts of pipes are developing. Physical and chemical conditions determine intensity of the basic processes of secondary replacement of the basic minerals of alkaline ultrabasic intrusions. The SiO₂ contents rise due to presence of Riphean wall rocks in the diatreme. High water contents of the upper horizons of pipes and specific thermodynamic conditions are reasons for replacement of initial minerals of alkaline ultrabasic rocks by serpentine, calcite, saponite, chlorite, and also other minerals, mainly of Al-Si group. The pipes were in the denudation conditions after the final consolidation up to the Middle Carbon time. Pipes were blocked by the coast-sea sands in the Urzuga time, in epoch of Middle Carbon sea transgression.

Luminescent characteristics of diamonds of the Macaubas River Basin, Brazilian placer deposit

Yury V. Glukhov (Institute of Geology of Komi SC UB RAS); Sergey I. Isaenko (Institute of Geology of Komi SC UB RAS); Alexander E. Sukharev (Institute of Geology of Komi SC UB RAS); Maximiliano Martins (Federal University of Minas Gerais); Vitaly A. Petrovsky (Institute of Geology of Komi SC UB RAS, petrovsky@geo.komisc.ru)

By means of a method of a photoluminescence (80É) we had been investigated sample of 34 crystals of natural diamonds of Macaubas River Basin (State Minas Gerais, Brazil).

In spectra photostimulation luminescences of monocrystals of diamonds almost always (occurrence - 97 %) is shown the N3-system varying on intensity connected to defects such as N3V (three atoms of nitrogen and carbon vacancy). This spectrum will consist from narrow resonant (zero-phonon) lines of 415 nanometers and the structured strip phonons recurrences with characteristic individual maxima 429, 439 and 451 nanometers. Center N3 causes a blue luminescence and straw-coloured painting of diamonds.

It is more than at half of spectra (88 %) in flavovirent area there is a $\{3\}$ -system with zero-phonon line of 503 nanometers. Quite often together with her the $\{4\}$ -system (79 %) is registered. The $\{3\}$ -system with zero-phonon component of 503 nanometers represents a pair of atoms of nitrogen and a pair of vacancies in a trance - configuration. It is known, that greenish painting and a yellow photoluminescence are induced in natural nitrogen - containing diamonds by an irradiation neutrons or electrons and the subsequent annealing at temperature is higher 800. In works (Alekseev, et al. 2000; Amosov, et al. 2000) it is informed on formation in diamonds such as IIa H3-defects from GR1-defects at annealing (400Ñ and is higher) crystals preliminary irradiated in a nuclear reactor. $\{3\}$ -defects also can be formed as a result of ductile deformation (Phaal 1964; Sobolev & Lisovain 1971; Sobolev & Lisovain 1972). One of conditions of occurrence of H3-defects in diamonds is presence in them of the basic nitric Å-defects (Dudnikov 1975; Davies 1977). Thermal stability of H3-defects reaches 1200-1500K.

In a small number of spectra were registered: a line 490, 538, 575 nanometers, and also diffuse strips in the field of 550-700 nanometers and 640-720 nanometers.

The line of 490 nanometers is connected to pair atoms of nitrogen and the next vacancy. The given kind of defect is shown in spectra of absorption and a photoluminescence of natural diamonds with traces of plastic deformations (Bokiy, et al. 1986) which are in turn shown in smoke-brown and lilac colors. This center is dated for areas of diamond with lines of sliding and borders between zones of growth.

Table: Specialized spectra of a photoluminescence (80 É) diamonds on specific structure of defects

Deposit	Number of samples	Frequency of occurrence of systems of nitric defects, %			
		N3	H3	H4	S1
Icheŕ'yu	99	93	27	12	0
Tube it XXIII Party congress the CPSU	33	100	9	0	9
Tube it ?? Lomonosov	16	63	19	0	19
Area Krasnovishersky	14	100	21	7	0
Minas Gerais (Brasil)	34	97	88	79	3

In a unique case in a spectrum of sample MGD11-1 together with N3-system the S1-system (NV) with zero-phonon line of 503 nanometers and fashions phonons recurrences in a long-wave part of a spectrum located. This kind of defect is encountered only in spectra of a photoluminescence of natural diamonds such as Ia+Ib. This kind of defect causes yellow line diamonds which is characterized by presence of two zero-phonons lines - 503.4 nanometers and weaker - 510.7 nanometers.

With respect to diamonds from some placers of Brazil, representation about plurality of having sources already expressed. So the Brazilian researchers had stated the assumption of two groups placers diamonds of Macaubas River Basin (state Minas Gerais) (Karfunkel, et al. 2001) which distinctly differ on morphology. On the basis of it authors have assumed, that placers can have some sources of diamonds. An origin of one group of the diamonds having mechanically damaged ("worn out") surfaces they have connected with ancient collectors. "Fresh" the shape of other group of diamonds is an encouraging attribute their possible geology a "recent" presence in radical occurrence (this radical source is not found out yet). Indirect acknowledgement of plurality of sources of diamonds for looses of Macaubas River Basin it has been received by S.I. Isaenko with co-authors (Isaenko, et al. 2003), which by means of a photoluminescent method (77 K) have established simultaneous presence at the investigated diamonds of nitric defects (H4 and S1), being, in their opinion, expression of contrast of mechanical durability of diamonds. On the basis of these data the conclusion about simultaneous presence at looses of diamonds of two groups - by one, having long exogenic history and the second, not having place mechanical selection has been made.

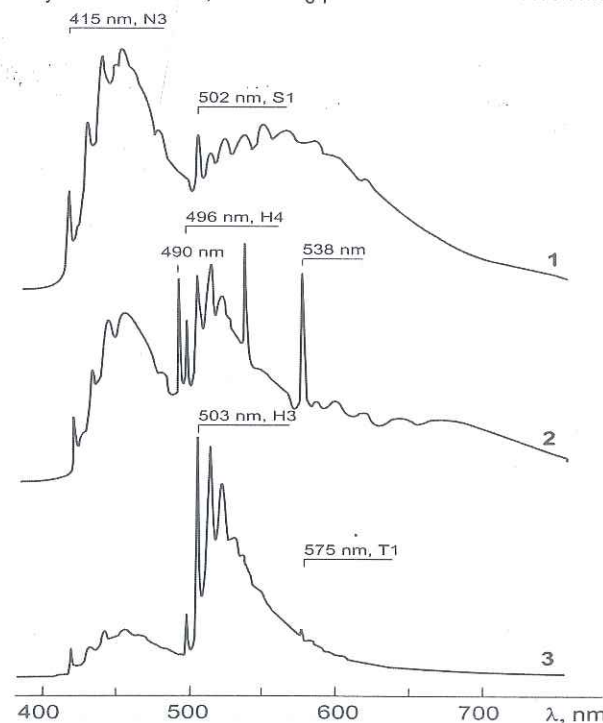


Figure 1: Spectra of a photoluminescence (77É) the Brazilian diamonds. 1. MGD11-1, 2. MGD6, 3. MGD11-5.

'Glaciações do Neoproterozóico e reciclagem de diamantes, carbonados e safiras em Minas Gerais

Guilherme Modesto Gonzaga (Gonzaga Geologia S/C Ltda., gmg@terra.com.br)

Glaciações do Neoproterozóico

Gonzaga (2001) mostrou a existência de um segundo evento glacial Neoproterozóico (Edicariano ?- ex. Vendiano) no Estado de Minas Gerais. Este segundo evento glacial (Glaciação Samburá) é bastante diferente do primeiro (± 750 Ma. Pimentel et al., 2002) atualmente denominada Glaciação São Francisco (Karfunkel et al., 2000). A Glaciação São Francisco foi de natureza continental (Karfunkel et al., 2000 e outros) e ocorreu no Cráton do São Francisco e nas suas bordas. Os sedimentos glaciogênicos foram, em parte, recobertos por carbonatos da Formação Sete Lagoas datados por Babinski & Kaufman (2003), apresentando uma idade de 740 ± 22 Ma. O segundo evento glacial Neoproterozóico, Glaciação Samburá de Gonzaga (2001), foi uma glaciação de altitude diretamente relacionada ao Evento Tectônico Brasileiro. Os depósitos glaciogênicos não são sincrônicos, mas sim foram formados de forma escalonada, seguindo o desenvolvimento dos diversos cinturões ou fixas do Brasileiro. Depósitos relacionados a retrabalhamento gravitacionais são freqüentes e pode ocorrer a presença de fosforita e/ou formação ferrífera em ambiente glacio-marinho (Gonzaga, 2001).

Os diamictitos fosfatados e diamantíferos da Formação Samburá (Grupo Bambuí) em São Roque de Minas (Gonzaga & Tompkins, 1991) e os diamictitos fosfatados e diamantíferos do Rio Santo Antônio do Bonito, em Coromandel (Gonzaga & Tompkins, 1991), que atualmente faz parte da base do Grupo Vazante (Souza, 1997), foram apontados por Gonzaga (2001) como produtos dos processos da Glaciação Samburá. Os sedimentos pertencentes a Sequência de Seer et al. (1987), na região de Lagoa Formosa, Tiros, Quintinos, etc., bem como os sedimentos neoproterozóicos de Fernandes et al (2000) e Carvalho et al. (2000), em Fortaleza de Minas e Itaú de Minas (com fosforita e formação ferrífera) foram correlacionados por Gonzaga (2001) com a Formação Samburá. Dardenne et al. (2003) identificaram um zircão detrítico com idade de 670 Ma em conglomerados da Formação Samburá, reforçando assim a possível idade edicariana para a Formação Samburá. Gonzaga (2001), através de ralações estratigráficas, também correlacionou o topo da Bacia Andrelândia, que apresenta sedimentos glaciogênicos (Trouw et al., 2000), com os sedimentos do Evento Glacial Samburá (Edicariano?). Valeriano et al. (2004) identificaram um zircão com uma idade máxima de ca. 670 Ma para o topo da Bacia Andrelândia na Faixa Ribeira. Heilbron et al (2004) afirmaram que a idade mínima pode ser estipulada pelo Evento Brasileiro na Faixa Brasília (630-580 Ma) e na Faixa Ribeira (605-650 Ma).

Os grupos Bambuí e Vazante iniciaram-se com a deposição de sedimentos glaciogênicos da Glaciação Samburá. Os diamictitos fosfatados e diamantíferos (Gonzaga & Tompkins, 1991), depósitos turbidíticos, pelitos fosfatados, formação ferrífera, etc. foram depositados durante e/ou logo após os grandes cavalgamentos da Faixa Brasília, que segundo Valeriano (1999) ocorreu por volta de 640-620 Ma, o que coincide com o início do Edicariano (630 Ma). Babinski et al. (2002) indicaram uma idade de 690 ± 74 Ma para o fosforito do Grupo Vazante, como também, valores (razão 85 Sr/ 86 Sr) esperados para a água do mar entre 730 e 600 Ma. Misi et al. (2003) sugerem através de estudos isotópicos que o Grupo Vazante possa ser correlacionado com o evento da segunda glaciação neoproterozóica, ou seja, Glaciação Samburá de Gonzaga (2001).

Often occurrence in the Brazilian diamonds of Á4-defects, obviously, is connected to specialization of diamonds on Á2-defects. Accumulation of diamonds with Á2-defects can be caused not only processes of aggregation nitrogen in mantle the period of "biography" of diamonds, but also natural mechanical selection of diamond crystals during their sedimentary "history". It is known (McCormik, et al. 1997) that nitric segregation are stoppers of dispositions at mechanical influences. Therefore at mechanical destruction at transportation diamonds owing to mechanical loadings share B2 and H4-defects will increase. It is in accordance with data McCormik and co-authors (Sobolev & Lisovain 1971; Karfunkel, et al. 2001) presence of S1-defects at diamonds reduces their mechanical durability. Therefore it is possible to suppose, that at pressure of sedimentary processes the share of crystals with such defects should be reduced. Thus, it is possible to believe, that the majority of the Brazilian diamonds are rather far in space and time from the initial magmatic sources. The extremely rare presence of diamonds with S1-defects can be interpreted doubly. On the one hand, the small part of such diamonds could be kept nevertheless by freakish image in a loose. On the other hand, one more source of diamonds from which S1-containing crystals acted "recently" is not excluded.

Acknowledgement

This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (projects 11 03-05-64382; 05-05-64615).

Bibliographic References

- Alekseev, A.G.; Amosov, V.N.; Krasil'nikov, A.V.; et al. (2000) - Transformation of defect GR1 in natural diamond such as Ila at it annealing. Letter in JTF, 26(12): 1-7. (in Russian)
- Amosov, V.N.; Krasil'nikov A.V.; Tugarinov S.N.; et al. (2000) - The radiationally-induced defects in natural diamond and them annealing. Letter in JTF, 26(11): 36-40. (in Russian)
- Bokiy, G.B.; Bezrukov, G.N.; Klyev, Yu.A.; et al. (1986) - Natural and synthetic diamonds. I Sci: 222 p. (in Russian)
- Davies, G. (1977) - The optical properties of diamond. In: Chemistry and physics of carbon. P.L. Walker & P.A. Thrower (Eds), 13.
- Dudenkov, Yu.A. (1975) - Studying of laws of distribution optically active centers in natural diamonds. Avtoref Dis Kand Geol -mineral. Nauk, M: MSU: 28. (in Russian)
- Isaenko, S.I.; Sukharev, A.E.; Martins, M. (2003) - Photoluminescence of diamonds of the Brazilian placer. Materials 12th conference of young scientists: structure, substance, a history lithosphere Timan-NorthernUralian segment. Syktyvkar: 95-98.
- Karfunkel, J.; Martins, M.; Scholz, R.; et al. (2001) - Diamonds from the Macaúbas river basin (MG, Brazil): characteristics and possible source. Rev Bras Geoc, 31: 445-456.
- McCormik, T.L.; Jackson, W.E.; Nemanich, R.J. (1997) - The characterization of strain impurity content, and crush strength of synthetic diamond crystals. J Mat Res, 12(1): 253-263.
- Phaal, C. (1964) - The absorption spectra and irradiation of plastically deformed diamond. Philos Mag, 11(10): 369-378.
- Sobolev, E.V. (1984) - More firmly diamond (sketchs). Novosibirsk: Nauka.
- Sobolev, E.V. & Lisovain, V.I. (1971) - Abstracts INCh SB SC USSR. 8th accounting scientific conference: 60. (in Russian)
- Sobolev, E.V. & Lisovain, V.I. (1972) - Abstracts of reports III Symposium on processes of growth and synthesis of semi-conductor crystals and film. Novosibirsk: 71. (in Russian)

Reciclagem de Diamantes, Carbonados e Safiras

Gonzaga & Tompkins (1991) foram os primeiros a apontar os sedimentos glaciogênicos do Grupo Ibiá (Glaciação São Francisco) como diamantíferos. Os diamantes foram transportados por processos glaciais a partir de fontes diamantíferas primárias e secundárias localizadas no Cráton do São Francisco. Dardenne et al. (1978) sugeriram que o Grupo Ibiá representa depósitos em parte glacio-marinhos que ocorrem na Faixa Brasília e correlacionáveis aos sedimentos glaciais continentais da Formação Jequitá sobre o Cráton do São Francisco. Gonzaga (2001) pesquisou garimpos e ocorrências de diamantes na região do Rio Santo Antônio do Bonito (Coromandel), Rio Abaeté, Rio da Prata, etc., concluindo que os diamantes, na sua imensa maioria, e em algumas áreas a totalidade estão associados a sedimentos glaciogênicos da Glaciação Samburá, representados por diamictitos da base do Grupo Vazante (Coromandel) e da Formação Samburá do Grupo Bambuí (Seqüência de Seer, et al. 1987; "Molassa Samburá" de Barbosa et al. 1970).

Kaminsky et al. (2001) estudaram 1055 diamantes da região e concluíram que, de forma predominante, os diamantes apresentam formas rombododecaédricas, alta proporção de cristais com pontos de pigmentação marrom e uma alta proporção de cristais com marcas de intensa ação de erosão mecânica. Marcas de corrosão demonstram que um significativo número de cristais foram submetidos a retrabalhamento em um ambiente marinho costeiro (Kaminsky et al., 2001). Este ambiente deve ter sido associado a Formação Cubatão (Pereira, 1992) do Grupo Ibiá. Os diamantes passaram por uma longa história até chegarem aos aluviões atuais (Kaminsky et al., 2001). Os autores também afirmam que para o surgimento da pigmentação marrom ("spots") foi necessário que os diamantes tenham "residido" em um ambiente de alta temperatura (500^o -550^o C). Esta importante informação é plenamente compatível com uma "residência" no Grupo Ibiá e nos diamictitos da Glaciação Samburá. Haralyi et al. (1994) informaram a descoberta do segundo maior diamante brasileiro (Santo Antônio com 602 quilates) no Rio Santo Antônio do Bonito, em Coromandel, na mesma área que ocorre o diamictito fosfatado e diamantífero (Gonzaga & Tompkins, 1991) da base do Grupo Vazante e que foram descobertos os diamantes Presidente Vargas (726,6 quilates) e Darcy Vargas (460 quilates). O diamante Santo Antônio apresenta "spots" escuros ao longo de planos de clivagem (Haralyi et al., 1994) sendo, provavelmente, o mesmo fenômeno apontado por Kaminsky et al (2001). Kaminsky et al. (2001) também afirmam que alguns diamantes não apresentam "spots" e/ou evidências de intenso retrabalhamento mecânico, sugerindo que possam ser oriundos de fontes primárias locais. Este fato, na opinião do autor deste trabalho, não significa que os diamantes sejam oriundos de kimberlitos/lamproítos locais, pois, estes diamantes podem ter sido transportados em um ambiente submetido a um pequeno desgaste mecânico (topo de geleiras) e não terem "residido" por muito tempo em ambientes de alta energia.

O mineralogista José Vieira Couto em sua memorável expedição à região do Rio Abaeté e adjacências em 1801, exatamente 200 anos antes de Kaminsky et al (2001) relatou o seguinte a respeito dos diamantes: "*Mas pelo que diz respeito às pedras maiores, estas não guardam forma alguma constante e regular de cristallisação; umas são redondas e lisas, outras chatas, outras alongadas, e sempre por alguma ponta ou extremidade mostrando lados abruptos, como se lhes faltasse a sua continuação, ou algum pedaço. Em muitas d'ellas observam-se além d'isso jacas, pontos interiores negros ou verdeados...*" (Couto, 1842, pg.119). Aqui temos os "spots" de Kaminsky et al. (2001). "*Os diamantes mais arredondados, suas quinas mais boleadas, quasi todos estalados, jaçados, mormente os maiores, como os que oferecem uma maior superficie e resistencia á impulsão, e que por essa razão mostram ter soffrido uma rotação ou fricção de longos séculos...*" (Couto, 1842 - pg.127). Aqui temos o intenso retrabalhamento mecânico de

Kaminsky et al (2001). Sá Rêgo & Gonzaga (2003) apontaram a associação de carbonados e safiras aos diamantes do Grupo Ibiá. Couto (1842) também indicou a existência de safiras associadas a diamantes no Rio Abaeté: "*...vi uma no Rio Abaité; era de feição redondada com alguns lados meios apagados, pequena, que teria de peso de 4 até 6 grãos, de um azul celeste bem vivo, e perfeita*". No Rio Abaeté também foi encontrado um carbonado com 827,5 quilates (Leonardos, 1937).

Comentário

Os diamantes, carbonados e safiras são, na sua imensa maioria e em algumas áreas a totalidade, provenientes do Craton do São Francisco. Foram transportados por processos da Glaciação São Francisco (~750 Ma) que deram origem ao Grupo Ibiá. Durante os cavalgamentos do Brasileiro para leste (640-620 Ma - Valeriano, 1999) ocorreu glaciação de altitude que produziu depósitos glacio-marinho turbidíticos, fan-delta, etc. Estes sedimentos (Glaciação Samburá de Gonzaga, 2001) são oriundos de oeste e em grande parte são produtos do retrabalhamento do Grupo Ibiá. Diamantes, carbonados e safiras foram reciclados para os diamictitos da base do Grupo Vazante como também para os diamictitos da Formação Samburá (Grupo Bambuí). Os sedimentos glaciogênicos Samburá foram retrabalhados pelos conglomerados basais da Formação Abaeté do Grupo Areado (Cetáceo Inferior).

A existência de no mínimo dois eventos glaciais durante o Neoproterozóico no Brasil é plenamente compatível com o cenário geológico do oeste africano, bem como do Gabão, Angola, Namíbia e África do Sul. Walde & Gonzaga (2005) apontam vários exemplos de um segundo evento glacial Neoproterozóico (altitude/ tectonismo) nas diferentes faixas do Brasileiro.

Referências Bibliográficas

- Barbosa, O.; Braun, O.P.G.; Dyer, R.C.; Cunha, C.A.B.R. (1970) - Geologia de região do Triângulo Mineiro. Rio de Janeiro. DNPM/DFPM, Boletim, 136: 140.
- Babinski, M. & Kaufman, A.J. (2003) - First direct dating of a Neoproterozoic post-glacial cap carbonate. In: IV S Am Symp Isotope Geol. Short Papers: 321.
- Babinski, M.; Sanches, A.L.; Misi, A.; Ruiz, I.R. (2002) - Datação Pb-Pb do fosforito de Lagamar, MG. In: XLI Cong Bras Geol, Anais: 488.
- Carvalho, S.G.; Brenner, T.L.; Zanardo, A.; Waring, M.H.; Feola, J.L. (2000) - Proterozoic phosphat deposits near Fortaleza de Minas, southwest Minas Gerais, Brazil. In: 31st Intl Geol Cong Rio de Janeiro, Brazil. Abstracts, CD-ROM.
- Couto, J.V. (1842) - Memoria sobre as minas da Capitania de Minas Geraes, suas descrições, ensaios, e domicilio proprio; á maneira de itinerario com um appendice. Eduardo & Henrique Laemmert, Rio de Janeiro: 159.
- Dardenne, M.A.; Faria, A.; Magalhães, L.; Soares, L.A. (1978) - O tilto da base do Grupo Bambuí na borda ocidental do Cráton do São Francisco. In: SBG, Núcleo Centro-Oeste Boletim, 7-8: 85-97.
- Dardene, M.A.; Pimentel, M.M.; Alvarenga, C.J.S. (2003) - Provenance of conglomerates of the Bambuí, Jequitá, Vazante and Ibiá Groups: Implications for the evolution of the Brasília Belt. In: IX SNET, Búzios, Boletim de Resumos: 47-49.
- Fernandes, N.H; Brenner, T.L.; Carvalho, S.G.; Soares, P.C.; Morales, N. (2000) - Late Proterozoic iron and phosphatic formations in the Brasília Colisional Belt, south Minas Gerais, Brazil. In: 31st Intl Geol Cong Rio de Janeiro, Brazil. Abstracts, CD-ROM.

- Gonzaga, G.M. (2001) - Glaciação Samburá (Neoproterozóico-Vendiano?) como possível agente transportador de diamantes no Estado de Minas Gerais. *Rev Bras Geoc*, 31(4): 597-604.
- Gonzaga, G.M. & Tompkins, L.A. (1991) - Geologia do Diamante. In: Schobbenhaus, C.; Queiroz, E.T. & Coelho, C.E.S. (Coords.) Principais Depósitos Minerais do Brasil, DNPM/CPRM, IVa: 53-116.
- Haralyi, N.L.E.; Hasui, Y.; Rodrigues, A.S. (1994) - O segundo maior diamante brasileiro: 602 quilates. *Geociências* 13(1): 213-221.
- Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Campos Neto, M.C.; Silva, L.C.; Trouw, R.A.J.; Janasi, V.A. (2004) - Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto et al. (org.) Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, VIII, Beca Prod Culturais: 203-234.
- Karfunkel, J.; Dupont, H.; Hoppe, A.; Schobbenhaus, C.; Noce, C.M.; Peregovich, B. (2000) - The Neoproterozoic São Francisco Glaciation in central-eastern Brazil. In: XVII Simposio sobre la Geologia de Latinoamérica. Universitat Stuttgart.
- Kaminsky, F.V.; Zakharchenko, O.D.; Khachatryan, G.K.; Shiryayev, A.A. (2001) - Diamonds from the Coromandel área, Minas Gerais, Brazil. *Rev Bras Geoc*, 31(4): 583-596.
- Leonardos, O.H. (1937) - Diamante e Carbonado no Estado da Bahia. DNPM, Avulso 19.
- Misi, A.; Teixeira, J.B.G.; Gaucher, C.; Remus, M.V.D.; Boggiani, P.C.; Iyer, S.S.S. (2003) - Chemostratigraphic correlation of the neoproterozoic sequences from South América. In: IV S Am Symp on Isotope Geology, Short Papers: 368-371.
- Pereira, L.F. (1992) - Relações tectono-estratigráficas entre as unidades Canastra e Ibiá na região de Coromandel, MG. Dissertação de Mestrado. UnB, Brasília: 73.
- Pimentel, M.M.; Alvarenga, J.S.; Armstrong, R. (2002) - Proveniência da Formação Jequitai, Brasil Central, com base em dados U-Pb SHRIMP em Zircões detriticos. In: XLI Cong Bras Geol, Anais: 503.
- Sá Rêgo, F.M. & Gonzaga, G.M. (2003) - Os meta-diamictitos diamantíferos da Formação Cubatão (Grupo Ibiá) no Rio Verde, divisa Goiás/Minas Gerais. In: VIII Simp Geol Centro-Oeste, Cuiabá, Brasil. Boletim de Resumos: 74-75.
- Seer, H.J.; Moraes, L.C.; Fogaça, A.C.C. (1987) - Faciologia e estruturação tectônica dos metassedimentos com diamictitos e jaspelitos da região de Lagoa Formosa-MG (Gr. Bambuí?). In: 4º Simp Geol de Minas Gerais. Anais: 199-213.
- Souza, J.C.F. (1997) - Litoestratigrafia e sedimentologia da Formação Vazante na região de Coromandel, MG. Tese de Mestrado. UnB, Brasília: 75.
- Trouw, R.; Heilbron, M.; Ribeiro, A.; Paciullo, F.; Valeriano, C.M.; Almeida, J.C.H.; Tupinambá, M.; Andreis, R.R. (2000) - The central segment of the Ribeira Belt. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz filho, A.; Campos, D.A. (eds.). Tectonic Evolution of South América. In: 31st Intl Geol Cong, Rio de Janeiro, Brazil: 287-310.
- Valeriano, C.M. (1999) - A Faixa Brasília meridional com ênfase no segmento da Represa Furnas: modelos de evolução tectônica. Tese de Livre Docência. Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil: 89.
- Valeriano, C.M.; Machado, N.; Simonetti, A.; Valladares, C.S.; Seer, H.J.; Simões, L.S. (2004) - U-Pb geochronology of the southern Brasília Belt (SE Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West-Gondwana. *Precambrian Res*, 130(1-4): 27-55.
- Walde, D.H.G. & Gonzaga, G.M. (2005) - Neoproterozoic Glaciation in Brazil related to the Brasiliano Orogeny: discussion and model. 19th Colloquium on Latin American Geosciences. Potsdam. Abstract (subm.).

Películas metálicas sobre os diamantes de Juína, Mato Grosso

Woldemar Iwanuch (Consultor Independente, wold@uol.com.br); Aleksandr Borisovich Makeev (Institute of Geology, Uralian Branch of Russian Academy of Sciences); Márcio Masatoshi Kondo

O primeiro achado de películas metálicas (Au, Ag, Fe, Ni, Ti, Pb, Sn, Bi, Ta) e de compostos intermetálicos (Au-Ag, Au₂Pd₃, Fe₇Cr, Cu₃S, Cu₃Zn₂) sobre diamantes, ocorreu em cristais do tipo Uraliano ou Brasileiro, amostrados nas aluviões do rio Ichet'yu – Timan Médio-República Komi, e posteriormente, em diamantes de vários *pipes* das províncias kimberlíticas de Arkhangelsk e Yakutiya (Makeev & Makeev 2000). Após a descoberta de películas metálicas sobre diamantes de fontes primárias (kimberlíticas), não era mais possível alegar, que as películas haviam se formado, após a deposição dos diamantes nas aluviões, pela redução de compostos metálicos.

Com base nessa descoberta é possível efetuar algumas importantes deduções genéticas. Em primeiro, a presença de películas metálicas sobre diamantes naturais elucida o mecanismo natural de formação do diamante – crescimento a partir de uma solução de metais fundidos com carbono, isto é, do mesmo como ocorre, durante a síntese artificial do diamante. Em segundo, os cristais de diamante com faces encurvadas (arredondadas) do tipo Uraliano ou Brasileiro segundo a denominação de Kukhareno (1954) e Shafranovskiy (1940 e 1948) são de crescimento, e não de dissolução (Makeev & Filippov 1999).

Os fragmentos de películas metálicas, foram preservadas em formas negativas de relevo nas faces dos cristais: nos contatos induzidos com outros minerais, suturas de geminação, depressões, cavernas e entre vicinais de crescimento. Podemos pressupor, que inicialmente, as películas metálicas cobriam toda superfície dos diamantes. No entanto, durante o processo de transporte dos diamantes do manto até a crosta em meio agressivo do magma kimberlítico *l.s.* ou do lamproítico as películas eram dissolvidas e, posteriormente eliminadas por abrasão mecânica nas aluviões.

Com o concurso do microscópio eletrônico de varredura da Jeol modelo JSM-6400, muni-do do dispositivo de análise por energia dispersiva Isis-300 da Link, operando em regime Campo, foi possível identificar na superfície de diamantes de Juína, amostrados em diversas aluviões e nos mantos de intemperismo de kimberlitos, restos de delgadas películas de metais e de diversas ligas metálicas, bem como, uma série de minerais, tanto primários como secundários, aderidos ou intercrescidos com o diamante.

Foram encontradas na forma de inclusões rasas: ilmenita, zircão, coesita (?), piropo-almândina e rutilo, minerais que fazem parte de parageneses eclogíticas do diamante. Como minerais aderidos à superfície dos diamantes foram identificados: feldspato potássico (sanidina?), flogopita, muscovita, fayalita, hortonolita e monazita. As dimensões dos minerais primários situam-se entre 10 a 40 μm , e raramente excedem os 50-100 μm .

Nas formas deprimidas de relevo nas faces dos diamantes foram encontradas: caulinita, hematita, clorita, barita, calcita, quartzo, florencita e torita.

Além dos minerais acima citados, foram identificados 26 tipos de fragmentos de películas metálicas, constituídas por 23 metais: Au-Ag-Cu, Ag(Cl), Fe, Ni, Ti, Fe-Cr, Fe-Cr-Mo, Fe-Zn, Ni-Fe, Fe(Cd), Fe-Zn-Mg, Sn-Fe, Fe-Ni-Cu, Cr-Fe-Ni, Fe-Cu, Fe(Ni,Pt), Zn, Pb, Al, Cu, Cu₂Zn, Cu₃Zn₂, Cu-Zn-Sn, (Ce,La,Nd,Al,Ca)₂O₃, Zr-Yb, (Ce,Nd,La,Y)₂O₃. A película mais freqüente é a do Fe-Cr com (10-16% de Cr). As dimensões das partículas metálicas são pequenas, situam-se na

faixa de 3-40 μm . Dentre as materiais metálicos encontrados pela primeira vez cobrindo o diamante, destacam-se o alumínio e uma liga de terras raras. Os dois materiais são muito instáveis, pois, tendem a se transformar rapidamente em óxido e florencita. A relação completa de metais, ligas, minerais, sais e compostos orgânicos encontrados na superfície e sub-superfície dos diamantes de Juína podem ser vista na tabela 1.

Tabela 1. Relação dos minerais, películas de metais, ligas, sais e compostos orgânicos encontrados na superfície ou sub-superfície dos cristais de diamantes de Juína

	Minerais Primários	Minerais Secundários	Metais e Ligas	Sais de Inclusões
J 1	K-felds, ilmenita, coesita, zircão, granada (piropo-almandina), flogopita	Caulinita, quartzo, barita, calcita	Fe, Ti, Zn, Al, Zr-Yb,	$\text{Ca}(\text{SO}_4) \cdot \text{H}_2\text{O}$, (K,Na)Cl, betume
J 2	Picroilmenita, zircão, mica	Caulinita, SiO_2 , hematita, barita, rutilo, ThPO_4	Fe(Cd), Fe-Zn-Mg, Fe, Fe-Ni, Cr-Fe-Ni, Ti, Cu-Zn-Sn, (Ce,La,Y,Ca) $_2\text{O}_3$	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, (K,Na)Cl, betume, NaCl
J 3	Picroilmenita, zircão, mica	Caulinita, hematita, calcita, monazita, apatita.	Fe, Fe-Cr, Fe(Ni,Pt), Ni, Ni-Fe	Betume, KCl, NaCl
J 4	Ilmenita, rutilo	Caulinita, hematita	Fe, Ti, Fe-Cr, Ni-Fe	
J 5	Zircão, coesita?, ilmenita, faiárita, granada?(Piropo-almandina)	Caulinita, hematita, clorita, SiO_2	Fe, Fe-Cr, Fe-Ni-Cu, Fe-Cu, Cu, Ti	Betume
J 6	K-felds, plagioclásio, zircão, muscovita, rutilo	-	Ti	$\text{Ca}(\text{SO}_4) \cdot \text{H}_2\text{O}$, betume
J 7	Picroilmenita, zircão, mica, coesita ?	Caulinita, hematita, monazita, rutilo, SiO_2	Fe-Cr, Fe, Ti	KCl
J 8	-	-	Ti, Fe-Cr, Cu_2Zn	(K,Na)Cl
J 9	Zircão, mica	Caulinita, hematita	Au-Ag-Cu, Fe, Fe-Cr, Fe-Zn, Ti, Zn, Sn-Fe, Ce-La-Nd-Y-Ca-Al	$\text{Ca}(\text{SO}_4) \cdot \text{H}_2\text{O}$, betume, Fe, Zn, Al(Cl, SO_4 , PO $_4$)
J 10	-	Caulinita, hematita, clorita, barita, calcita, SiO_2	Fe, Fe-Cr-Mo, Ni, Pb, AgCl, Cu_2Zn , Cu_3Zn_2 ,	(K,Na)Cl, betume

Foi notada a formação de eflorescências de sais (NaCl , KCl , $(\text{Na,K})\text{Cl}$, $(\text{K,Na})_2(\text{CO}_3)_2$, $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, $\text{K,Ca}(\text{SO}_4)_n\text{H}_2\text{O}$, $\text{Fe,Zn,Al}(\text{Cl},\text{SO}_4,\text{PO}_4)$), bem como a exsudação de betumes da sub-superfície do diamante, durante o processo de retirada do ar na câmara de vácuo, utilizada na cobertura de amostras com carbono.

A exsudação foi encontrada em sete dos dez diamantes estudados. Tais inclusões, até o presente não haviam sido descritas na literatura técnica especializada. A forma dos betumes é arredondada a reniforme. Na composição deles detectam-se K, Cl, S e P, que ocorrem em pequena porcentagem, e como componentes principais aparecem o C e o H. É possível, que os betumes representem hidrocarbonetos mantélicos, conservados na forma de minúsculas inclusões na sub-superfície do diamante. A propósito, esse achado, confirma a hipótese, de que a matéria

prima para a síntese do diamante, poderia ser constituída de fluidos de hidrocarbonetos derivados da desgaseificação do manto, os quais, reduziriam a metais nativos, os óxidos de metais contidos nos silicatos.

O achado de películas metálicas sobre os diamantes naturais permite formular algumas hipóteses genéticas e suas conseqüências:

1. A presença de películas metálicas nos diamante naturais (hoje se conhecem mais de 40 tipos), as quais coincidem no que tange a morfologia e em alguns casos com a composição com as películas metálicas encontradas nos diamantes sintéticos Fe-Ni-Mn, Cu-Zn, e elucida o mecanismo de formação do diamante natural – crescimento à partir do carbono dissolvido em metais fundidos: $(\text{C}, \text{CH}_4, \text{CO}, \text{CO}_2)$? Me ? diamante;

2. A preservação de películas metálicas nas formas de relevo negativas dos cristais, testemunha, que com a mudança das condições de equilíbrio P-T a dissolução dos diamantes ocorre através de membranas metálicas: diamante? Me ? $(\text{C}, \text{CH}_4, \text{CO}, \text{CO}_2)$;

3. Os metais nativos, suas ligas e os intermetalídeos – constituem uma nova classe de minerais satélites singenéticos do diamante;

4- A espessura de poucos μm das películas de metais é suficiente para a síntese natural carbono – diamante;

5- O fato das películas metálicas terem um caráter fragmentário, isto significa, que o meio de transporte dos diamantes é extremamente agressivo (Cl, S, O,P e outros) desde a sua formação no manto até a superfície terrestre, por isso, parte das películas, sobretudo, nos cristais de faces planas pode ter sido eliminada;

6- Os cristais de diamante do tipo Uraliano-Brasileiro, constituídos por tetrahexaedróides e octaedróides são formas de crescimento e não apenas de dissolução, de vez que, apresentam restos de películas metálicas nas superfícies lisas. Há imagens em microscópio eletrônico (provas diretas) de crescimento de formas de faces curvas sobre planares;

7- A descoberta de películas metálicas na superfície dos diamantes naturais semelhantes as encontradas nos diamantes sintéticos, prova, que existe um único mecanismo, tanto natural como tecnógeno de crescimento e dissolução do diamante, isto significa, que as composições das membranas metálicas naturais podem ser utilizadas na formulação de *batches* para a síntese de diamantes sintéticos, inclusive dos de grandes dimensões.

Referências Bibliográficas

- Kukhareno, A.A. (1954) - A respeito dos cristais arredondados de diamante. Uchenye Zapiski Leningradskogo Gosudarstvenogo Universiteta. 178: 96-136. (em russo)
- Makeev, A.B. & Filippov, V.N. (1999) - Películas metálicas sobre diamantes naturais (jazida de Ichetyu, Médio Timan). Dok. Russian Ak. Sciences, 368(6): 808-812. (em russo)
- Makeev, A.B. & Makeev, B.A. (2000) - Novos dados sobre os diamantes e minerais satélites do Timan. Syktivkar, Centro Científico de Komi, Divisão Uraliana da Academia da Ciências da Rússia. Comunicações Científicas 424: 32. (em russo)
- Shafranovskiy, I.I. (1940) - A respeito da cristalografia do diamante "Tipo Brasileiro". Doklady Akademii Nauk URSS. 26: 670-673. (em russo)
- Shafranovskiy, I.I. (1948) - Cristalografia de diamantes arredondados. Leningradskiy Gosudarstvennyy Universitet Leningrad. 132pp. (em russo)

Mineralogia, inclusões, catodoluminescência e composição isotópica do carbono dos carbonados de Andaraí, Chapada Diamantina, Bahia

Woldemar Iwanuch (Consultor Independente, wold@uol.com.br); Aleksandr Borisovich Makeev (Institute of Geology, Komi Scientific Center, Uralian Branch of Russian Academy of Sciences); Gennadiy Vasilevich Saporin (Faculty of Physics, Moscow State University); Sergey Konstantinovich Obyden (Faculty of Physics, Moscow State University); Márcio Masatoshi Kondo

Carbonados e diamantes são encontrados e lavrados concomitantemente nas aluviões quaternárias, coluviões, eluviões e em mantos de intemperismo de conglomerados da Formação Tombador de idade mesoproterozóica no entorno da cidade de Andaraí, Chapada Diamantina, região central do Estado da Bahia.

Os carbonados apresentam-se na forma fragmentos angulosos ou pedaços irregulares, com bordos e cantos arredondados, mui raramente encontram-se exemplares bem arredondados, a baixa incidência de exemplares com esse hábito é devida a alta dureza desse tipo de diamante. Exibem coloração muito variada: cinzenta-clara, cinzenta, cinzenta-escura, marrom-clara, marrom, marrom-escura, "chocolate", preta e mui raramente branco-acinzentada. Normalmente, a parte interna é mais clara que a externa, não raro eles apresentam manchas de pigmentação. A superfície pode ser brilhante, fosca, com aspecto de *esmalte* ou de porcelana *biscuit*. Podem ser densos, maciços com superfície lisa, ou de baixa densidade, nesse caso normalmente ásperos, alveolados e porosos lembrando escória. A densidade situa-se entre 3,1 e 3,4g/cm³, a grande variação pode ser explicada pela diferença da porosidade e composição das inclusões. As dimensões dos carbonados situam-se predominantemente entre 4 e 12mm, o maior exemplar achado no município de em Andaraí (Carbonado Xique-Xique) tinha 71x49x43mm e pesava 931,65 quilates (Scorza.1940). Os carbonados são constituídos por um agregado policristalino porfirítico de microcristalitos inequigranulares, octaédricos e cúbicos, intercrescidos, caoticamente orientados com dimensões de alguns a 20µm, podendo atingir até 80µm. Estudo de fragmentos com TEM, mostra que não há fase cimentante entre os microcristalitos (Trueb & Butterman. 1969; Zinchuk e Koptil. 2003). Por vezes os exemplares de carbonado apresentam zoneamento ou variação brusca entre o tipo maciço e o alveolar, não raro ocorrem exemplares, nos quais a massa "criptocristalina" se alterna com a notoriamente granular (Orlov.1963). De acordo com dados de análise por EDS o teor de impurezas nos microcristalitos é pequeno, por outro lado, o alto teor de resíduo na queima é atribuído a inclusões entre os microcristalitos (Zinchuk e Koptil, 2003).

O estudo da superfície e da parte interna de cinco carbonados (após a partição dos exemplares) foi efetuado em microscópio eletrônico de varredura da JEOL, modelo JSM-6400 dotado do dispositivo para análise por energia dispersiva Isis-300 da LINK. Na superfície dos carbonados foram encontrados onze tipos de películas metálicas (Au, Au-Ag, Sn, Bi, Pb-Cr, Fe, Ni, W, Fe₂Cr, Fe-Ni-Cr, Fe-Sn), cujas dimensões variam desde alguns até centenas de µm, enquanto as espessuras oscilam entre 0,1 até 2 µm. Um dos exemplares estudados estava totalmente coberto por uma película de hematita, enquanto um outro ostentava restos de película de composição semelhante. Além, da película de hematita, foi encontrada na superfície dos carbonados uma série de minerais aderidos, sobrecrecidos e/ou intercrescidos: zircão, baddeleyita, rutilo, SiO₂ (coesita?), cianita, anfibólio, goiazita, caulinita, hematita, pirita, gipsita, barita, CuSO₄.nH₂O.

No interior dos carbonados foram encontrados: fragmentos de doze tipos de películas metálicas [Au, Ag, Fe, Ti, Ni, Fe-Ni, Fe-Cr, Fe-Ni-Cr, Ni(Fe,Co), Ni-Cr, Sn-Cu, W(Fe,Cr,V)]; óxido de ferro (hematita), óxi-hidróxidos de ferro (goethita), óxido de titânio (rutilo), silício (coesita?); fosfatos: monazita (CePO₄), fosfato de estrôncio (Sr₃(PO₄)₂); alumínio-sulfato-fosfato de terras raras (da série hinsdalita-florencita); alumossilicatos: caulinita, estauroilita, moscovita; sulfetos: argentita (Ag₂S), galena (PbS), calcopirita (CuFeS₂), pirita (FeS₂) e pentlandita cobaltífera [Fe,Co,Ni)₉S₈]; barita (BaSO₄); zircão (ZrSiO₄); calcita (CaCO₃); sal duplo de silvinita e halita (Na,K)Cl. A espessura das inclusões planas na forma de películas varia de frações até centenas de µm.

Os estudos de catodoluminescência de cor real (CCL), foram efetuados no equipamento desenvolvido por Saporin (1988 e 1999), totalizando mais de 100 imagens, com aumentos de 20 a 500x) em superfícies planas obtidas pela partição dos carbonados. A maioria dos carbonados exibe na superfície uma fraca luminescência de cor verde-amarelada sob raios x, representada por uma larga banda na região de 575 nm. Admite-se, que essa luminescência seja devida aos centros S1, H3 e H4 do nitrogênio (Makeev & Makeev.2000; Makeev *et al.* 2000), formados devido a um longo período de exposição dos carbonados à radiação por elementos radioativos (actinídeos) ocorrentes em minerais como actinídicos a monazita, zircão e outros nos metaconglomerados da Formação Tombador. No interior dos carbonados foram encontrados dois tipos de CCL. O primeiro tipo é representado pela CCL zonada, e o segundo pela mosqueada. A intensidade da luminescência varia de exemplar para exemplar. No primeiro tipo de CCL, temos quatro zonas distintas de cores, as quais mudam bruscamente do vermelho no núcleo para uma zona preta não luminosa mais externa, depois para uma verde intensa e, finalmente para verde amarelada na superfície do grão de carbonado. A espessura de cada zona é da ordem de 200-300µm. A mudança de cor de cada zona é nítida, com limites bruscos. Nas imagens branco e preto ao microscópio eletrônico de varredura, não se vêem os limites observáveis e definidos na CCL. Em um dos carbonados com CCL zonada, encontrou-se na área central com CCL vermelha uma zona com intensa catodoluminescência azul, representada por um monocristal octaédrico de diamante clivado de 3mm de dimensão (a coloração azul é correlacionada com os centros N3 do nitrogênio, observados nos diamantes naturais). O segundo tipo de CCL encontrada, pelo arranjo do desenho e da sua coloração (mosqueada ou manchada), pode ser grosso modo comparada à da pele de uma onça pintada, pois, num fundo de cor laranja vêem-se inúmeras manchas ovais pretas com contornos nítidos e bruscos sem luminescência. As dimensões das manchas pretas normalmente oscila de 20 a 300 µm, mas pode ser maiores. Ao microscópio eletrônico, a grande aumento, não se vêem, os limites das manchas não-luminescentes. No entanto, mesmo assim é possível observar, que essas manchas correspondem a poros com microcristalitos de diamante, os quais podem corresponder a regiões sub-esféricas de recristalização. Parte das áreas não-luminescentes coincide com presença de delgadas películas de alumossilicatos, óxidos de ferro e titânio que blindam ou servem de barreira a CCL.

A CCL de coloração vermelha no carbonado, ao que tudo indica, é devida a presença de níquel estrutural nos microcristalitos de diamante do carbonado. Essa assertiva tem por base, os estudos dos espectros de fotoluminescência e de luminescência aos raios x efetuados por Makeev *et al.*(1999), o qual identificou pela primeira vez a presença da CCL de coloração vermelha e laranja em diamantes naturais. Outrossim, a CCL de coloração vermelha é encontrada amiúde nos diamantes sintéticos sinterizados em sistemas com níquel, sendo atribuída por Nadolnny & Yelishev (1993) à luminescência dos centros de níquel. Por outro lado, a CCL de coloração laranja é devida a superposição dos centros de coloração amarela de nitrogênio com os de coloração vermelha do

níquel, que ocorrem concomitantemente. Na deconvolução da curva da CCL de coloração laranja do carbonado, identifica-se a presença dessas duas cores no gráfico. Salienta-se, que a interpretação da origem CCL de cor vermelha apresentada, difere da proposta por Gorshkov *et al.* (1997), o qual a atribui a interação dos raios catódicos (elétrons) com o Eu³ das inclusões de alumínio-fosfatos de estrôncio com terras raras no carbonado.

As manchas circulares pretas no carbonado maciço, são provavelmente, testemunhos de recristalização do agregado de microcristalitos de diamantes, que se liberaram do níquel estrutural por exsolução da estrutura do diamante, onde esse se encontrava substituindo isomorficamente o carbono. Microcristalitos de níquel nativo com dimensões de 1µm já haviam sido encontrados no diamante por Garanin *et al.* (1991) e em carbonados por Gorshkov *et al.* (1995). Nos carbonados de Andaraí, as inclusões de metais nativos - Fe, Cr e Ni, de ligas metálicas de Ni-Fe e Ni-Cr e de sulfetos (Fe,Co,Ni)S, tem dimensões maiores (1-20 µm), que as citadas pelos autores acima.

Os dados isotópicos do carbono ¹³C,‰ de cinco carbonados situam-se entre -13,85 e -21,34‰ (média de -19,01 ± 3,09 ‰) e com valores um pouco maiores aos encontrados por Selkov *et al.* (1997) e sobrepõem-se aos de De *et al.* (2001), respectivamente $\delta^{13}C = -23,6$ a -30% e $-20,25\%$. A amostra com o valor mais alto, corresponde ao carbonado no qual foi encontrado o diamante de 3mm, é possível, que o valor encontrado seja devido à contaminação por fragmento do diamante, o qual deve ter composição isotópica mais leve.

A gênese do carbonado vem sendo debatida de longa data, tanto pelos especialistas do diamante como pelos estudiosos dos isótopos do carbono, nitrogênio, gases nobres, etc. Mas, com o achado do carbonado por Argunov *et al.* (1985) e de carbonado e do agregado de carbonado com lonsdaleita e diamante por Gorshkov *et al.* (1998) no *pipe* kimberlítico de Udachnaya, fez com que muitas das hipóteses e suposições de sua origem caíssem por terra, sobretudo as de sua proveniência cósmica. Segundo Zinchuk *et al.* (1993) o carbonado ou agregado microcristalino de diamante ocorre apenas nos níveis superiores do diatrema. Assim, na cota - 25m sua população é de 28%, atingindo por vezes até 60% em relação ao total de diamantes contidos; na cota -115 - 21%, na cota -190m - 9%.

Segundo Gorshkov *et al.* (1998) a formação do agregado de microcristalitos de diamante (carbonado) ocorreu durante o processo de intrusão dos kimberlitos da primeira fase, em condições termodinâmicas fora de equilíbrio, em regime de bruscas quedas de temperatura e pressão, característico dos ambientes de decompressão em estruturas explosivas sub-superficiais. O mais provável, que a cristalização tenha ocorrido predominantemente a partir de fase gasosa em meio com grande concentração de metais, os quais serviram como catalisadoras e inúmeros centros de cristalização.

Referências Bibliográficas

- Argunov, K.P.; Zinchuk, N.N.; Zuev, V.M.; Kvasnitsa, V.N.; Melnikov, V.S.; Sleptsov, V.V. (1985) - Carbonado e cristais defeituosos entre os diamantes pequenos de kimberlitos (em russo). *Mineral Zhurnal*, 7(2): 95-98.
- De, S.; Heaney, P.J.; Hardgraves, R.B.; Vicenzi, E.P.; Wang, J. (2001) - Chemical heterogeneity in carbonado, an enigmatic polycrystalline diamond. *Earth Planet. Sci Let*, 185(3/4): 315-330.
- Garanin, V.K.; Kudryavtseva, G.P.; Marfunin, A.S.; Mikhaylichenko, O.A. (1991) - Inclusões no diamante e rochas diamantíferas (em russo). Moscou, Editora MGU: 240.
- Gorshkov, A.I.; Bershov, L.V.; Vinokurov, S.F.; Oton, Kh. L.; Sivtsov, A.V.; Mokhov, A.V.; Bogacheva, E.O. (1997) - Carbonado dos arredores de Lençóis, Estado da Bahia (Brasil): inclusões

minerais, propriedades físicas, características geoquímicas e condições de formação (em russo). *Geol Rudn Mestorzhd*, 1: 269-277.

Gorshkov, A.I.; Titkov, S.V.; Sivtsov, A.V.; Bershov, L.V.; Marfunin, A.S. (1995) - The first finds of native Cr, Ni e α -Fe in carbonado from the diamond deposits of Yakutia. *Geoch Intl*, 33(1): 588-591.

Gorshkov, A.I.; Vinokurov, S.F.; Solodov, D.I.; Bershov, L.V.; Mokhov, A.V.; Solodova, J.P.; Sivtsov, A.V. (1998) - Polycrystalline aggregate from the "Udachnaya" pipe (Yakutia): mineralogical and genetic features. *Litol Polezn Iskop*, 6: 1-16.

Makeev, A.B.; Dudar, V.A.; Lyutoev, V.P.; Derevyanko, I.V.; Glukhov, Yu.V.; Isaenko, S.I.; Filippov, V.N. (1999) - Diamantes do Médio Timan (em russo). *Syktvykar, Geoprint*: 80.

Makeev, A.B.; Obyden, S.K.; Saparin, G.V. (2000) - Catodoluminescência dos diamantes da jazida de Ichetyu (em russo). *Bol Inst Geol Komi*, 1: 9-11.

Nadolniny, V.A. & Yelisseyev, A.P. (1993) - New paramagnetic center containing nickel ions in diamond. *Diam Rel Mat*, 3: 17-21.

Orlov, Yu.L. (1963) - Morfologia do diamante. Moscou. *Gosgeoltekhizda*: 235.

Saparin, G.V. & Odyden, S.K. (1988) - Color display of video information in scanning electron microscopy: Principles and applications to physics, geology, soil sciences, biology and medicine. *Scanning*, 10: 87-106.

Saparin, G.V.; Odyden, S.K.; Titkov, S.V. (1999) - Use of cathodoluminescence scanning electron microscope with color TV display for study of natural diamonds internal structure. *Ext Abs, Seventh Intl Kim Conf, Cape Town*: 763-765.

Shelkov, D.; Vershovsky, A.B.; Milledge, D.; Pillinger, C.T. (1997) - Carbonado: a comparison between Brazilian and Ubangui sources with other forms of microcrystalline diamond based on carbon and nitrogen isotopes. *Rus Geol Geophys*, 38(2): 332-340.

Skorza, E.P. (1940) - Um grande carbonado baiano. *Min Met*, 5(25): 44.

Trueb, L.F. & Buttermann, W.C. (1969) - Carbonado: a microstructural study. *Am Min*, 54(3/4): 412-425.

Zinchuk, N.N.; Spetsius, Z.V.; Zuenko, V.V.; Zuev, V.V. (1993) - Pipe kimberlítico Udachnaya. Novosibirsk. Editora da Universidade de Novosibirsk: 146.

Zinchuk, N.N. & Koptil, V.I. (2003) - Tipomorfismo dos diamantes da Plataforma Siberiana. Moscou. Nedra: 603.

The Central African diamond: geological context, production and new legal constraints

Gaétan Roch Moloto-A-Kenguemba (University of Bangui, molotokg@yahoo.fr)

Diamond deposits are one of Central African Republic's (CAR) main assets. The production amounts up to 600,000 carats per year (609360.1 carats in 1968, 531992.37 carats in 1994 and 329649.05 carats in 2003). It comes essentially from alluvial deposits, resulting from rework of Cretaceous Carnot and Mouka-Ouada sandstone formations located southwest and east, respectively, from the main area of exploitation. The very source of diamonds is still speculative. Despite the close geographic association of the present-day alluvial diamond deposits with these sandstone veneers, no diamond has ever been recovered from the Cretaceous sandstones, which by their turn consist of fluvial sediments with paleo-currents towards the north. Neither has any primary kimberlitic or other source been recognised to date, despite the location of the region in a diamond-prone geotectonic setting, on the border of the Congo Craton. Here we discuss possible primary sources for the RCA's diamonds and potential prospective targets for primary diamond occurrences. In addition, a new regulatory law on the exploration of mineral resources will be presented.

Mineralogical and optical-spectroscopic characteristics of alluvial diamonds from Juína diamondiferous field, Mato Grosso, Brazil

Vasilij Ivanovich Kopti'l (ALROSA Co. Ltd.); Irina Nikolaevna Bogush (ALROSA Co. Ltd., bogush@cnigri.alrosa-mir.ru); Yevgeniy A. Vasiliev (ALROSA Co. Ltd.); Woldemar Iwanuch (Fundação Universidade do Tocantins)

A collection of 137 alluvial diamonds from Juína Diamondiferous Field were mineralogically studied and some physical properties were investigated by optical spectroscopy. The collection was randomly selected from seven different places (São Luiz, Cinta Larga, Mutum, Vinte e Um de Abril - known as km 180 - Juíinha and Lambari rivers and Linha 01) and were mainly constituted by -4+2 and -2+1 mm grain-size class diamonds. In spite of the statistically non-representative quantity of samples on individual watercourses, this selection enables us to have an idea about the spectrum of diamonds from the Juína area and on their typomorphism.

The prevailing number of diamonds is represented by colorless, often epigenetically colored in violet-brown tints due to plastic deformation of diamonds of Type I variety, according to Orlov (1973) classification; rhombic dodecahedra coated crustals colored in grey tints (due to inclusions of graphite) of Type IV variety ("coated diamonds") from Km180 and Cinta Larga river; and polycrystalline intergrowths of Type VIII variety from Cinta Larga river. Earlier, we noticed a significant quantity (up to 10%) of Type IV variety diamonds in Mutum river (Iwanuch & Bogacheva, 1999). Dodecahedroids with shagreen and bands of plastic deformation of "vein" type, are also found in some kimberlite bodies with industrial near-stones diamonds (Verkhne-Muna field) of the Siberian platform (Zintchouk & Kopti'l 2003), more than 55% of the diamonds crystals are of Type I variety (Orlov, 1973). Laminar rhombic dodecahedra with rough striation that come in second place according to the distribution of morphological crystals types. High content of octahedral crystals (50%) has been established only in Line 01, on most sites the total crystals content of octahedral and transitional from octahedral to rhombic dodecahedral habits vary from 7 to 24%.

The general content of twins and intergrowths is low (13% on average). Increased content of twins and intergrowths is characteristic for the Cinta Larga river placer (21%), São Luiz river (22%), and Linha 01 (25%). Small content of twins and intergrowths was noted on the alluvial deposit on site Km180 (7%), Juíinha river (6%) and are absent in the samples from the Lambari creek.

The content of diamonds with indications of natural etching and corrosion is high (71% in average), with variations from 50% to 100% on each site. Scars and caverns, and pits with hexagonal shape and their combinations prevail. Presence of stones with matting (2-6%) is the characteristic of placer deposit at Km180, Juíinha and São Luiz rivers. High content of diamonds with caverns and pits are also common in diamonds from kimberlite bodies of Verkhne-Muna field of Upper Paleozoic age, and from the Dyanga pipe (Kuoyka field) of Mesozoic age situated in the northern part of the Siberian Platform; these is a typical feature indicating a catalytic oxidation of diamonds at high-temperature by kimberlite melt.

Very high content of epigenetic graphite-sulphide inclusions, 69% in average, is a typical feature of the studied diamonds. The content of inclusions decrease from the Cinta Larga (44%) to the Lambari (33%) rivers diamonds. As syngenetic inclusions were found colorless (presumably olivine) in diamonds from the Km180, and orange color garnet of eclogite association in Cinta Larga

river. According to Kaminsky et al. (2001) ultradeep (670 km - lower mantle) paragenesis inclusions were found in diamonds from Juina Diamond Province. Isotopic composition of carbon is mainly "heavy" with variations of $\delta^{13}C = -7,8$ to $-2,5\%$ (Kaminsky et al., 2001).

The degree of diamond integrity is comparatively high. However, unlike the known deposits of Yakutia, broken stones (37% in average) prevail. Somewhat increased degree of whole crystals is a characteristic of placer deposits situated at 180Km, Juinha and Lambari, among which whole and insignificantly defective stones (52-67%) constitute more than the half. Whole crystals are usual for kimberlite bodies and placers of near drift and it is decreased in comparison with other placers of Brazil among which whole stones sharply (90%) prevail (Metelkina et al., 1976). Most diamonds (78% in average) are fissured to a certain extent, the increased fissuring is a characteristic of São Luiz river (with fissures – 93%) at that, which is one of the reasons for their low quality of diamonds. Alluvial (26% in average) and protomagmatic (29% in average) chips prevail in comparable quantities in diamonds. Mechanical wear is absent in diamonds.

Low degree of transparency with high content (about 65% in average) of half-transparent stones is a feature of the studied diamonds. A little more transparent are the stones from Juinha, Cinta Larga rivers and Lambari creek, where about half of all stones are transparent. The content of diamonds with indications of feeble ferrugination is comparatively low (16% on average). However, it reaches 50-67% along Lambari creek and Linha 01. Considerable quantity of diamonds with indications of ferrugination may be an indication of their origin from alluvial deposits of modern age and ancient secondary sedimentary collectors of Cretaceous-Tertiary age known locally as "Chapadão". Colored stones constitute more than half (58% in average), with prevalence of epigenetic lilac-brown and smoky-brown (due to plastic deformation) color, which is one of the reasons of their low quality. Their content is increased in Mutum River (86%). High content of colored diamonds with lilac-brown and smoky-brown color brings the studied diamonds together with crystals of lamproite pipe Argyle (Australia), characterized by the lowest quality among the mined deposits of the world at the average cost of 8.26 \$/car. Increased content (up to 40-75%) of stones of such color among Yakutian deposits is a characteristic from Verkhne-Muna and Kuoyka kimberlite fields and from pipe Krasnopresnenskaya in Alakit-Markhinskiy field (Zintchouk & Koptil 2003).

There is structureless band in absorption spectra of visible area in most of the crystals, with an absorption factor of 400 nm $0.5-4 \text{ cm}^{-1}$, falling to nearly zero in the red area of the spectrum. The color is not related to admixtures of nitrogen but is stipulated by disrupted links on dislocations, usually created by plastic deformation (Vecherin et al. 1997); 80% have weakly expressed absorption bands of nitrogen-vacancy defects H3 (503.2 nm) and H4 (495.8 nm). Center N3 with phononless line on 415/6 nm is seldom registered. Absorption bands, stipulated by plastic deformation and H3-H4 centers, impart crystals with light-smoky to brown color. The maximum absorption factor of band H3 is 0.6 cm^{-1} . Diamonds with stramineous and yellow colorings are absent.

There are no crystals of IaA type by physical classification in the studied selection, constituting the majority (98%) in deposits of Yakutia (Vecherin et al. 1997). There are mostly crystals of IaB type with low content of nitrogen admixture (about 70 at. ppm in average), mainly in B1 form (85% in average), which is close to the published data (Kaminsky et al. 2001), very rare in primary and placer deposits of Russia, which corresponds to literary data (Kaminsky & Khachatryan. 2001). The characteristic of B2(P) centers absorption in spectra of 90% of crystals is not registered. The maximum concentration of admixture nitrogen among the studied crystals constituted 420 at. ppm. Admixture nitrogen was not registered by absorption spectra of IR and UV bands in 30% of the crystals. They belong to IIa type by physical classification. Weak band of 3107 cm^{-1} is revealed in

50% of diamonds in IR absorption spectra.

According with the photoluminescent features diamonds with pink-lilac (39% on average) and blue-light-blue (about 32%) luminescence prevail. We should note decreased (only 8-11%) content of diamonds with yellow-green luminescence from placer mine Km180 and Juinha, for both of which increased (47-67%) content of stones with pink-lilac photoluminescence is typical. On Lambari river all the studied crystals have blue-light-blue luminescence. Unlike diamonds of the Siberian Platform and from other deposits of Russia, for which linkage of increased content of nitrogen-free crystals of IIa type with bluish-green and yellow-green photoluminescence was established, this regularity is not a feature of Juina diamonds, which may testify about specific nature of their genesis.

N3 band is revealed in luminescence spectra of all crystals and H3 and H4 systems are often present, being registered in absorption spectra as well. Availability of narrow bands in luminescence spectra on wavelength 537 and 575 nm is a feature of the studied diamonds, not revealed in the registered absorption spectra of these samples. It is indicated by Collins et al. (2002) that these bands are formed in irradiated by electrons crystals of IaB type further annealed at 1600°C temperature. The H3 centers are derivatives of A defects but at high temperatures they are formed due to decay of H4 centers (Collins et al. 2002) derivatives from B1. Availability of H3 and H4 centers testifies about annealing of diamonds with vacancies. In natural processes of formation of vacancies usually arise during plastic deformation in course of which disrupted ties are formed, forming vacancies and interstitial atoms easier. Absence of B2(P) centers in absorption spectra of most crystals, originating from the aggregation of nitrogen to form A into B1, may be explained by their decomposition with formation of dislocation loops and octahedral "voidetes" containing nitrogen (Goss et al. 2003). Such decomposition is observed experimentally at temperatures ranging from 2400 to 2700°N. Due to such high-temperature annealing, all admixture nitrogen in diamond is contained in aggregated B1 form. The internal structure of Juina diamonds is homogeneous enough. It does not possess a zonal-sectorial structure, but a block-mosaic one. The absence of a zonal-sectorial structure is caused by uniform conditions of growth, and the block structure is secondary and testifies about plastic deformation. Crystals of the IaB type also occur among diamonds from placer and primary deposits of Yakutia, with the absence of B2(P) and green luminescence of H4 centers. Crystals of such type are usually not colored and are often represented by spinel twins without traces of dissolution, with multiple interchange of yellowish-green zones in internal structure. The absence of dissolution traces, the plastic deformation, the H3 system and the narrow bands on wavelength of 537 and 575 nm luminescence spectra testify about quite different conditions of their genesis and post-growth history.

Thus, the main typomorphic features of the diamonds are: small occurrence twins, intergrowths, high signs of corrosion, dissolution and etching, predominance of stones of brown-lilac and brown-smoky color dodecahedroids with shagren and bands of plastic deformation, low degree of transparency and prevalence of stones with epigenetic graphite-sulphide inclusions, high degree of fissures and cracks, small content of nitrogen in stones submitted to plastic deformation, and low quality of the diamond raw material. After formation the diamonds were subjected to plastic deformation in conditions of shearing and cooling. After that the crystals were subjected again to heating and suffered enough high-temperature annealing, being partially dissolved (resorbed). High correlation of IaB among the diamonds indicates that these diamonds had a long high-temperature history. By luminescence spectra, absorption in visible area, IR range, external and internal morphology, diamonds of the IaB type from the Juina Diamondiferous Province differ a lot from crystals of some

type found in Yakutia. On the whole, the studied diamonds are close to the crystals (studied earlier by Iwanuch & Bogacheva (1999) and Kaminsky et al (2001) from the placers of Juina province (São Luiz, Mutum and Vermelho rivers and Córrego Chicória creek). In spite of the closeness to typomorphic features of the diamonds from that region, on the whole some differentiation of their typomorphic features on individual sites is observed; these features may be the reason for the plurality of their primary sources. They sharply differ from crystals of Pre-Cambrian terrigenous diamondiferous formations of the World (Brazil, Sierra-Leone, South Africa and others). There are no typical crypto-stratified rounded diamonds of the type called "Brazil" among them, neither there are such indications of "antiquity" as green and brown spots of pigmentation, silicification and mechanical wear of diamonds.

Bibliographic References

- Collins, A.T. & Ly, C. (2002) - Misidentification of nitrogen-vacancy absorption in diamond. *J Phys Condens Mat*, 14(25): L467-L471.
- Kaminsky, F.V.; Zakharchenko, O.D.; Davies, R.; Griffin, W.I.; Khachatryan, G.K.; Shiryaw, A.A. (2001) - Superdeep diamonds from the Juina area, Mato Grosso State, Brasil. *Contrib Min Petr*, 140(6): 734-753.
- Iwanuch, W. & Bogacheva, E.I. (1999) - Características morfológicas e físicas dos diamantes do Campo "Kimberlítico" de Juína, Juína, MT-Dados preliminares. In: VI Simp Geol Amaz: 539-542. Soc Bras Geol, Núcleo Norte. Manaus-AM: 596.
- Kaminsky, F.V. & Khachatryan, G.K. (2001) - Characteristics of nitrogen and other impurities in diamond, as revealed by infrared absorption date. *Can Min*, 39: 1733-1745.
- Metelkina, M.P.; Prokopchuk, B.I.; Sukhodol'skaya, O.V.; Frantsezon, Y.V. (1976) - Pre-Cambrian diamondiferous provinces of the world. Moscow, Nauka: 134.
- Orlov, Y.L. (1977) - The mineralogy of diamond. New York. John Wiley & Sons: 235.
- Vecherin, P.P.; Zhuravlev, V.I.; Kvaskov, Y.A.; et al. (1997) - Natural diamonds of Russia. Moscow, Polyaron: 304.
- Zintchouk, N.N. & Koptil', V.I. (2003) - Typomorphism of the Siberian platform's diamonds. Moscow, Nedra: 603.

Kimberlite magmatism of the Nakyn field (Yakutia)

V.P. Kornilova (ALROSA Joint-Stock Company, kornilova@mail.ru); S.I. Mityukhin (ALROSA Joint-Stock Company); A.I. Zaitsev (Yakutian Institute of Geological Sciences, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences)

The Nakyn kimberlite field is situated in the central part of the so-called Vilyuy-Markhinskaya zone of deep faults. The known Malo-Botuobinsky kimberlite field is confined to the southern termination of this same tectonic zone. Magmatic formations of the field are represented by kimberlites, basic rocks of normal and alkaline composition and basic explosive breccias. During formation kimberlites occupied an intermediate position between various stages of basic magmatism. The age of kimberlite pipes has been determined on phlogopite by Rb-Sr method yielding 366 ± 10 Ma (Agashev, et al. 1998), and on phlogopite by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method with 380 ± 12 Ma (G.B. Kiviets, CGS De Beers). According to geological data (Silurian brachiopods and Ordovician conodonts, Silurian and Devonian sedimentary xenoliths) the intrusion age of kimberlite pipes is bracketed as post-Early-Devonian.

Kimberlite magmatism of this field is represented by two pipe structure complexes – Botuobinskaya and Nyurbinskaya – and two veins (Vein 96 and Markhinsky). Among the rocks constituting the kimberlite bodies of the field the following has been identified by fabric and texture: porphyric kimberlites, autolithic kimberlite breccias, kimberlite tuff breccias. Markhinsky Vein is filled with explosive breccias containing numerous xenoliths of sedimentary rocks and individual clasts of porphyric kimberlites. Fragmented material in the latter ones is cemented by fine-grained carbonate with newly formed K-feldspar.

All distinguished varieties of kimberlite rocks are characterized by very high (5 vol. %) content of different metamorphic xenoliths, high content of minor phlogopite laths (up to 30%vol), low content (0.5-0.6vol.%) of fine opaque minerals represented by picrochromites with high content of Cr_2O_3 , Mn-bearing Fe-ilmenites, rarely titanomagnetite, perovskite is absent. Clinopyroxene (0.03-0.07mm) in porphyric kimberlites of Nyurbinskaya pipe was originated in deep transition levels. Both, ultrabasic rocks and eclogites represent the rare mantle inclusions.

The different varieties of kimberlite rocks are characterized by abnormally low contents of both the whole heavy fraction and specific diamond indicator minerals – pyrope and chromspinelides with a complete absence of picroilmenite.

The presence of pyrope grains in small volume samples, containing up to 15 wt.% Cr_2O_3 , is a specific feature of these kimberlite pipes, as well as low percentage of diamond associated pyropes of ultrabasic paragenesis at high diamond grade. The content of pyropes of eclogitic paragenesis constitutes 54% in PK of Botuobinskaya pipe, 33% and 29% in AKB of Botuobinskaya and Nyurbinskaya pipes, respectively. Low Zr-content (<30 ppm) and high Y (>15 ppm), Zr, Ti, Ga (Kornilova, et al. 2001) in garnets is a specific feature.

The content of diamond-associated chromspinelides constitutes 44-46% in the Botuobinskaya pipe, which never has been described before in kimberlites (Smith, et al. 1985), and 23 and 27% in AKB and PK of Nyurbinskaya pipe.

By content of petrogenic elements, kimberlite rocks of the pipes also sharply differ from kimberlite rocks of known pipes of the Yakutian Kimberlite Province. These are low-titaniferous (less than 1 wt.% TiO_2), low-ferruginous, medium-magnesia and relatively high-potassic rocks. In con-

trast to other fields of the southern part of the province they are depleted in REE on the whole. According to Golubeva, et al. the La_N value is a unique feature of these kimberlites, ranging from 57 to 96, and also that at relatively high K-content they show extremely low Ti-content. By correlation of TiO_2 - K_2O samples of kimberlites are plotting in both, kimberlite fields of group 1 and group 2, forming a horizontal band stipulated by an almost constant Ti-content at high variations of K_2O .

At the same time petrogenetic elements of kimberlite rocks of the Nakyn field standardized regarding the average composition of group 1 kimberlites of Southern Africa (Smith, et al. 1985) are closer to group 2 kimberlites of Southern Africa by its distribution. This conforms with initial isotopic Sr ratio (0.7060-0.7073) of the kimberlites. According to the Sr-content (616-1152 ppm) they correspond to kimberlites of group 2 and 1B subtype. However by their Rb-content (13-45 ppm) they are closer to kimberlites of type 1. The Nd isotope composition ($\lambda = 0.26$ -0.85) indicates a kimberlite source with small degree of depletion (1), and the $^{147}Sm/^{144}Nd$ values of kimberlites (0.122-0.125) are characteristic for an enriched mantle. The latter is in good agreement with the initial isotopic composition of Sr ($\lambda = 29.5$ -46.9) of the kimberlites of this field.

The complex nature of these kimberlites is clearly shown by the chemistry of its garnets. Ni-geothermometry in garnets (Canil 1999) detected a significant interval of temperatures (670-1150°C) and a bimodal distribution (700-850 and 950-1100°C). Based on the distribution of garnets both peaks correspond to fertile mantle in different levels (surface near and abyssal). However such significant interval of temperatures may be the result of local thermal impulse timely related to uplifting of asthenospheric magmas (Griffin, et al. 1999) and subsequent slow cooling according to the continental geotherm.

In the Y-Zr diagram both trends of fertility are proximate to the field of depleted mantle (Figs.1, 2). This may point to a more complicated nature and history of the kimberlite protolith. It is illustrated clearly in the Zr-TiO₂ diagram (Fig.3), which discriminates fields of depleted mantle and mantle sites modified by various processes of abyssal metasomatism (Griffin, et al. 1999). Garnet data of lherzolite paragenesis of the pipes are basically localized in the field of depleted mantle and partially in the fields of phlogopite-related metasomatism and melt metasomatism. Thus, depleted mantle is most probably the basis of protolith for kimberlites of the field, later modified by melt metasomatism during uplifting of asthenospheric magmas on the one hand and by potassic abyssal metasomatism on the other hand. The calculated age of kimberlite source separation from the depleted mantle below the Nakyn field yields 1098-1100 Ma (Golubeva, et al.; Pokhilenko, et al.). The age of mantle metasomatism that caused modification of depleted mantle, their synchronism or diversity require additional research. It is possible that these processes took place at one stage but occurred at various depth levels of the mantle, where potassic metasomatism took place in its cooler or less deeper sites.

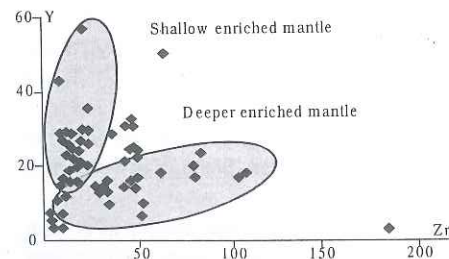


Fig.1. Zr vs. Y in garnet from the Botuobinskaya pipe

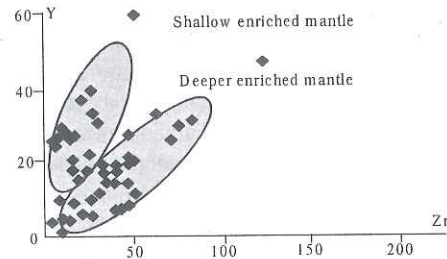


Fig.2. Zr vs. Y in garnet from the Nyurbinskaya pipe

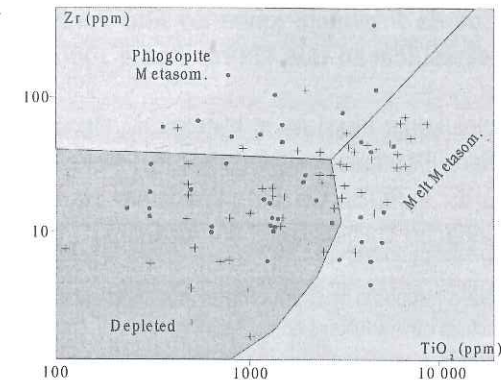


Fig.3. Zr vs. TiO_2 in garnet from kimberlites of the Nakyn field, with fields of depleted peridotites, peridotites with phlogopite-related metasomatism and high-temperature peridotites affected by melt-related metasomatism (4). Thick points garnets of pipe Botuobinskaya, daggers (crosses) garnets of pipe Nyurbinskaya

Bibliographic References

- Agashev, A.M.; Fomin, A.S.; Watanabe, T.; Pokhilenko, N.P. (1998) - Preliminary age determination of recently discovered Kimberlites of the Siberian Kimberlite Province. In: 7th Int Kimberlite Conf (Extended Abstracts), Cape Town.
- Canil, D. (1999) - The Ni-in-garnet geothermometer: calibration at natural abundances. *Contrib Min Petro* 136: 240-246.
- Golubeva, Y.Y.; Ilupin, I.P.; Zhuravleva, D.Z. Rare earth elements (ISP-MS-geochemistry) in kimberlites of Yakutia. *DAS*, 390(5): 668-672.
- Griffin, W.L.; Ryan, C.G.; Raminsky, F.V.; O'Reilly, S.Y.; Natapov, L.M.; Win, T.T.; Kinny, P.D.; Ilupin, I.P. (1999) - The Siberian lithosphere traverse: mantle terrains and the assembly of the Siberian Craton. *Tectonophysics*, 310: 1-35.
- Kornilova, V.P.; Fomin, A.S.; Zaitsev, A.I. (2001) - New type of diamondiferous kimberlite rocks on the Siberian platform. *Reg Geol Metallog* 13-14: 105-117.
- Pokhilenko, N.P.; Sobolev, N.V.; Cherny, S.D.; Mityukhin, S.I.; Yanygin, Y.T. Pyropes and chromites from kimberlites of the Nakyn field (Yakutia) and region Snap-Lake (Slave province, Canada): evidence of anomalous lithosphere structure. *DAS*, 372(3): 356-360.
- Smith, C.B.; Gurney, J.J.; Skinner, E.N.W.; Clement, C.R.; Ebrahim, N. (1985) - Geochemical character of Southern African kimberlites: a new approach based on isotopic constraints. *Trans Geol Soc S Afr* 88: 267-280.

Kimberlitos e kamafugitos da Província Ígnea do Alto Paranaíba no contexto da sistemática de classificação dos kimberlitos e rochas congêneres

Aleksandr Vladimirovich Lapin (Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystallochemistry of Rare Elements, nata@comoc.ru); Aleksandr Vassilevich Tolstov (BGRE, ALROSA Co. Ltd); Woldemar Iwanuch (Fundação Universidade do Tocantins)

O Brasil não explora até o momento nenhuma fonte primária de diamantes, embora ocorram algumas intrusões kimberlíticas diamantíferas como Três Ranchos IV, Canastra I, etc. A Província Ígnea do Alto Paranaíba - PMIP é uma das poucas regiões do globo terrestre, onde assomam na mesma área kimberlitos e complexos carbonatíticos, bem como rochas ultrapotássicas - kamafugíticas constituindo diatremas, *stocks*, *plugs*, diques e derrames de tufo-lavas, do mesmo modo que ocorre em alguns países do centro-leste e leste da África.

Os diversos tipos de magmatitos alcalinos da província ascenderam à crosta em curto espaço de tempo. As idades das intrusões kimberlíticas situam-se entre 120-89 M.a., dos kamafugitos entre 85-75 M.a., e dos carbonatitos de 87-80 M.a. (Araujo *et al.* 2001 e Gomes *et al.* 1991). Os dados da composição isotópica do Sr, Nd e Pb nos kimberlitos e kamafugitos mostraram que não existem diferenças significativas entre eles (Araujo *et al.* 2001).

O estudo das rochas magmáticas mesozóicas da PIAP vem sendo realizado desde longa data, e ao longo do tempo a classificação de algumas rochas foi mudando, particularmente no que concerne as reconhecidas hoje como kimberlitos e kamafugitos. Face o significativo progresso no desenvolvimento da sistematização mineralógico-formacional dos kimberlitos e das rochas congêneres (parentais), tentaremos aqui revisar a posição formacional dos magmatitos dessa província com base nos critérios e diagramas discriminantes elaborados por Lapin *et al.* (2004). O conceito de *formação magmática* foi proposto em 1888 por Loewinson-Lessing e desenvolvido por Kuznetsov (1934, In: Lapin *et al.* 2004) como sendo uma associação natural de rochas, que se sucedem em determinada ordem, apresentam composição petroquímica e especialização mineralógica semelhante, e que se formam nas mesmas condições geológicas alojando-se em estruturas e ambientes tectônicos análogos.

A atual estrutura da classificação formacional do clã das rochas kimberlíticas e congêneres pressupõe a distinção de duas associações formacionais: I- kimberlitos diamantíferos, picritos não-diamantíferos, alpicritos (da série picrito-alnoito) não-diamantíferos, kamafugitos (da série ugandito-mafurito) que se associam aos carbonatitos, bem como kimpicritos com mineralização pobre em diamantes os quais se colocam numa posição intermediária entre os kimberlitos e picritos e não apresentam uma nítida nem expressiva especialização mineralógica; II- olivina lamproítos, orangeitos e majhgawanitos (Lapin & Kharkiv.2003).

Para checar a posição *formacional* dos magmatitos da PIAP utilizamos os dados publicados de composição química de rochas por Araujo *et al.* (2001). Parte das rochas tidas como kimberlitos no trabalho retrocitado, quando *plotadas* no diagrama discriminante $\text{SiO}_2/\text{MgO} - \text{MgO}/\text{FeO}$ (Fig. 1a), situa-se na área de superposição dos campos dos kimberlitos diamantíferos e dos kimpicritos, enquanto que a outra parte dispõe-se no campo dos kimpicritos. No diagrama da figura 1b, parte dos pontos dos kimberlitos coloca-se no campo dos kimpicritos, tendendo para a região dos maiores valores da soma de álcalis e do óxido de alumínio, enquanto os outros pontos dispõem-se fora dos

limites desse campo, estando deslocados dele ao longo do eixo $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, devido ao alto teor de álcalis nas rochas, particularmente ao de K_2O . Isto sugere uma tendência "lamproítica" da composição química das rochas da região.

As rochas kamafugíticas no diagrama discriminante (Fig.1) colocam-se no campo dos kamafugitos-alpicritos, sendo que menos da metade dos pontos situa-se na parte de sobreposição desse campo com o dos kimpicritos, enquanto que os outros se enquadram no campo dos kimpicritos propriamente ditos.

O estudo comparativo das rochas kimberlíticas de diversas regiões do mundo nas últimas décadas, mostrou que existe nelas uma significativa variação nos parâmetros geoquímicos, fato que permitiu identificar e distinguir alguns tipos, as quais se diferenciam marcadamente pelo conteúdo e pelas razões dos elementos vestigiais característicos. As rochas kamafugíticas do PMAP ocupam uma posição singular, entre os kimberlitos e kimpicritos.

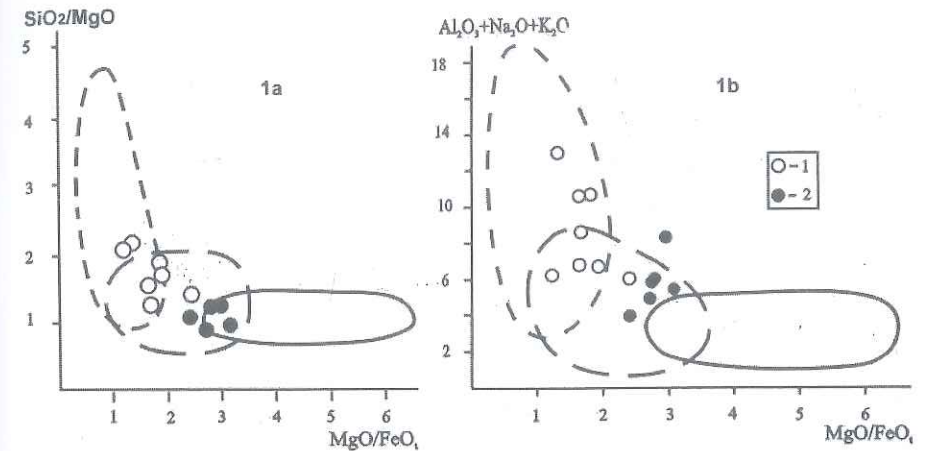


Figura 1: Posição dos kimberlitos e kamafugitos da Província Ígnea do Alto Paranaíba no diagrama $\text{SiO}_2/\text{MgO} - \text{MgO}/\text{FeO}_1$, (b) $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{MgO}/\text{FeO}_1$; 1- kimberlitos, 2- kamafugitos. Os dados analíticos foram extraídos de Araujo *et al.* (2001) e Carlson *et al.* (1996). Os limites dos campos foram elaborados com base nos padrões formacionais: linha contínua - campo dos kimberlitos, tracejado longo - campo dos kimpicritos; traço curto - campo dos alnoitos.

Para a identificação mineralógico-formacional das rochas kimberlíticas, que possuem uma clara e nítida individualização geoquímica, reportemo-nos inicialmente ao diagrama discriminante petroquímico $\text{SiO}_2/\text{MgO} - \text{MgO}/\text{FeO}$ e ao $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{MgO}/\text{FeO}$ (Fig.2). Nestes, no campo dos kimberlitos diamantíferos colocam-se os corpos diamantíferos tradicionais de vários campos da Província Diamantífera da Yakutia (PDY), que servem de *petrotipo formacional* e definem contorno do campo no diagrama; também se alojam nesse campo os kimberlitos do Campo de Nakin, descobertos em 1994 na mesma província e os do *pipe* V.Grib do Campo de Verkhotinsk da Província Diamantífera de Arkhangelsk - PDA (Bogatikov.2000, Beard *et al.* 2000). Os kimberlitos do *pipe* Três Ranchos, bem como os da região de Koidu - Serra Leoa (Taylor *et al.* 1994) e Aries-Austrália Ocidental (Edwards *et al.* 1992) ocupam outra posição.

As rochas do PIAP e de Koidu ocupam uma área comum na região de superposição dos kimberlitos e kimpicritos e as do *pipe* Áries distinguem-se das demais, colocando-se no campo dos kimpicritos próximo do limite com o campo dos alpicritos. É necessário frisar que a composição média

dos kimberlitos 1b, distinguidos na República Sul Africana, identificam-se com a composição dos kimpicritos, ao mesmo tempo em que os kimberlitos do grupo 1a colocam-se na região de superposição dos campos dos kimberlitos e kimpicritos.

As particularidades geoquímicas das rochas, de um lado confirmam a existência de distinções formacionais entre elas, e de outro testemunham em prol da existência de uma considerável variação dos parâmetros geoquímicos dentro de cada formação (série). Essa variação atinge, sobretudo, os elementos radioativos e os raros de alta carga (HFSE), bem como o rubídio, o estrôncio e o bário. As rochas, diagnosticadas como kimberlitos, subdividem-se nitidamente em dois tipos geoquímicos distintos (Fig.3). O tipo geoquímico

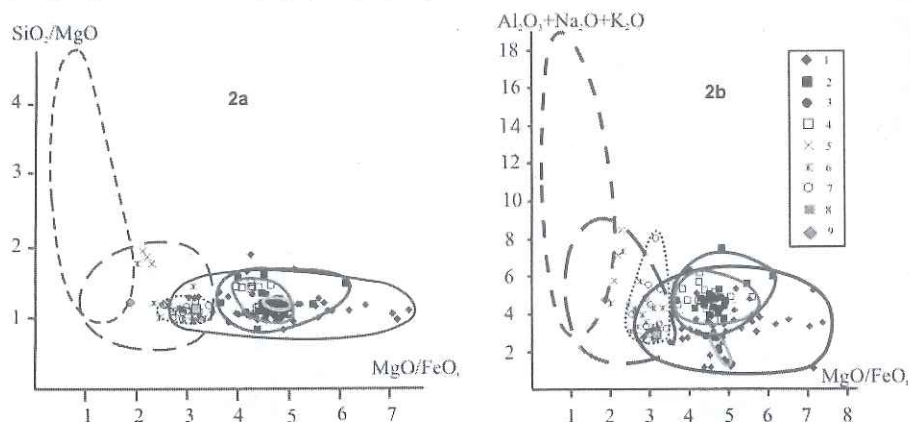


Figura 2: Kimberlitos e rochas congêneres de vários locais nos diagramas (a) - $\text{SiO}_2/\text{MgO}-\text{MgO}/\text{FeO}$; (b) - $(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{MgO}/\text{FeO}$. 1- kimberlitos dos campos de Malo-Botuobiya e Daldyno-Alakit (pipes Mir, Internatsionalnaya, Udachnaya, Aikhal, Yubileynaya, Komsomolskaya da Província Diamantífera da Yakutia -PDY); 2- kimberlitos do Campo de Nakin (pipes Botuobinskaya e Nyurbinskaya, contorno cinza-escuro); 3- kimberlitos do pipe V.Grib (PDA, contorno cinza-claro); 4- kimberlitos do Campo de Zolotitskoe, PDA (pipes Lomonosov, Pionerskaya, Karpinskogo 1 e 2, contorno cinza); 5- rochas do pipe Aries (Austrália Ocidental); 6- rochas de Koidu (Serra Leone); 7- rochas da PMAP (Brasil); 8- composição média dos kimberlitos do grupo 1a; composição média dos kimberlitos do grupo 1b. Fontes de dados: Araujo et al. (2001), Beard et al.(2000), Carlson et al.(1996), Edwards et al, (1992) e Taylor et al. (1994), e dados inéditos de A.V.Lapin.

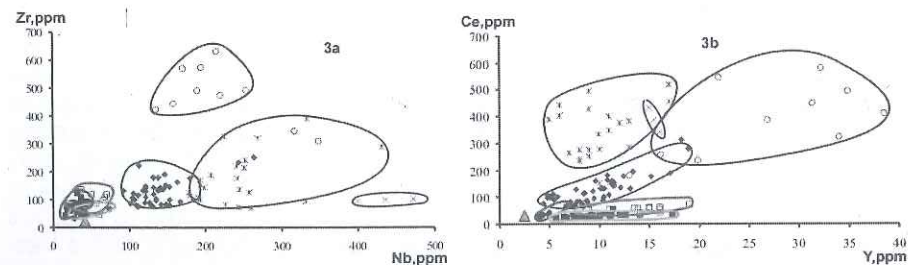


Figura 3: (a) - Relação entre o conteúdo de Zr e Nb, (b) - Relação entre o conteúdo de Ce e Y em diversos tipos de kimberlitos e rochas congêneres. Legenda igual a da Fig.1 (de 1-7), triângulos em cor cinza indicam rochas do pipe Victor North (Canadá). As fontes dos dados- vide legenda da Fig.2.

principal que corresponde ao petrotipo formacional de kimberlito e é representado pelas rochas de pipes diamantíferos tradicionais da PDY. O conteúdo de HFSE, e também do Rb nessas rochas é caracterizado por valores pouco elevados desses elementos. Por outro lado, os kimberlitos do Campo Kimberlítico de Nakin - PDY e os do Campo Kimberlítico de Zolotitskoe-PDA distinguem-se marcadamente dos kimberlitos anteriormente citados, pela anomalia negativa de HFSE e do Rb, bem como pelo baixo teor de titânio. Essas rochas caracterizam-se pelas altas razões Zr/Nb e por razões mais baixas de Ce/Y (Fig.4). Fazem também parte desse tipo geoquímico as rochas do pipe V.Grib (Campo de Verkhotitskoe-PDA, bem como alguns corpos da Província de Slave (Canadá). Com a diminuição da concentração dos HFSE, do Rb e das razões Zr/Nb, Ce/Y e Th/U nessas rochas, elas tenderão a se aproximar dos kimberlitos do grupo geoquímico principal.

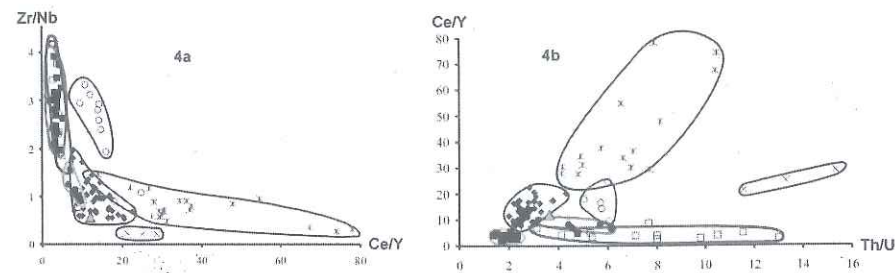


Figura 4: Relação entre as razões (a) - Zr/Nb e Ce/Y; (b) - Ce/Y e Th/U (b) em vários tipos de kimberlitos e rochas congêneres. Legenda vide Figura 2.

Nos diagramas geoquímicos as rochas do corpo Três Ranchos IV, da mesma forma que as de Koidu e Aries acham-se deslocadas em relação aos kimberlitos típicos, colocando-se na região de maiores concentrações de HFSE, Rb, Sr e Ba. A posição distinta dessas rochas em relação aos kimberlitos não pode ser interpretada como resultado do enriquecimento das rochas com HFSE pela mera transição de kimberlitos para kimpicritos, mas sim como prova da origem de fontes enriquecidas de HFSE distintas, especializadas em Zr (no caso das rochas da PMAP) ou em Nb (no caso das rochas de Koidu e Aries). Desta forma, as variações dos parâmetros geoquímicos das rochas kimberlíticas testemunham a favor da existência de três possíveis tipos de fontes mantélicas, as quais se caracterizam por alta, baixa e média concentração de HFSE. Ao mesmo tempo em que as variações dos parâmetros geoquímicos das rochas indicam que essas fontes podem estar especializadas nesses ou naqueles HFSE.

O posicionamento formacional dos "kimberlitos" analisados da PMAP como rochas transicionais entre kimberlitos diamantíferos e kimpicritos, predetermina de antemão um baixo teor em diamantes nessas rochas.

Referências Bibliográficas

Araujo, A.L.N.; Carlson, R.W.; Gaspar, J.C.; Bizzi, L.A. (2001) - Petrology of kamafugites from the Alto Paranaíba Alkaline Province, Minas Gerais, Brazil. Contrib Min Pet, 142: 163-177.

Beard, A.D.; Downes, H.; Hegner, E.; Sablukov, S.M. (2000) - Geochemistry and mineralogy of kimberlites from the Arkhangelsk Region NW Russia: evidence for transitional kimberlite magma types. *Lithos*, 51: 47-73.

Bogatikov O.A. (Ed.) (2000) - *Província Diamantífera de Arkhangelsk*. Moscou. MGU: 522.

Carlson, R.W.; Esperança, S.; Svisero, D.P. (1996) - Chemical and Os isotopic study of cretaceous potassic rocks from Southern Brazil. *Cont Min Petrol*, 125: 393-405.

Edwards, D.; Rock, N.M.S.; Taylor, W.R.; Griffin, B.J.; Ramsay, R.R. (1992) - Mineralogy and petrology of the Aries diamondiferous kimberlite pipe, Central Kimberley Block, Western Australia. *J Petrol* 33(5): 1157-1191.

Gomes, C.B.; Ruberti, E.; Morbidelly, L. (1991) - Carbonatite complexes from Brazil: A review. *J S Am. Earth Sci*, 3: 51-63.

Lapin, A.V.; Tolstov, A.V.; Lesitsin, D.V. (2004) - Kimberlitos e rochas convergentes (em russo). Moscou. IMGRE: 226.

Lapin, A.V. & Knarkiv, A.D. (2003) - Majhgawanito - um tipo particular de magmatito diamantífero (em russo). *Geokhimiya*, 11: 1-10.

Taylor, W.R.; Tompkins, L.A.; Haggerty, S.E. (1994) - Comparative geochemistry of West African kimberlites: evidence for a micaceous endmember of sublithospheric origin. *Geochim Cosmoch Acta*, 58(19): 4017-4037.

Os grandes diamantes da região de Coromandel (MG) e seu significado geológico

Antonio Liccardo (Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, liccardo@ambienteimagem.com.br) & Darcy Pedro Svisero (Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo)

Introdução

Os garimpos da região oeste do estado de Minas Gerais, notadamente aqueles situados em torno da cidade de Coromandel, são famosos pela ocorrência periódica de megadiamantes, ou seja, pedras com pesos acima de 50 quilates (1ct=0,2g). Compilações apresentadas por alguns autores (e.g. Abreu 1973) mostraram que a maior parte destas pedras foi encontrada nas adjacências da cidade de Coromandel, sobretudo ao longo do curso dos rios Santo Antônio do Bonito, Santo Antônio das Minas Vermelhas e Santo Inácio, todos afluentes da margem esquerda do rio Paranaíba; Douradinho, afluente pela margem direita do rio Dourados, e Bagagem, afluente da margem esquerda do Paranaíba (Figura 1). Alguns destes diamantes notórios foram objeto de estudos mineralógicos, de que são exemplos os trabalhos pioneiros de Derby (1911) e Barbosa (1938). Outros diamantes famosos documentados posteriormente são representados pelo Presidente Vargas de 726,6ct (Leinz 1939), Darcy Vargas de 460ct (Leonardos e Saldanha 1939) e Governador Valadares de 108ct (Saldanha 1942). Esses registros reduziram-se após a segunda guerra mundial, muito embora outros exemplares de grande quilatagem continuassem sendo encontrados nos aluviões dos rios da região de Coromandel. Reis (1959) apresentou um inventário detalhado das pedras famosas e de outros achados ocorridos posteriormente, conforme Tabela 1. Registros mais recentes são representados pela pedra Princesa de Estrela do Sul de 82,25ct, cujo achado foi documentado (Fotografia 1) por um dos autores (DPS) em um garimpo no perímetro urbano da cidade de Estrela do Sul (Svisero e Haralyi 1978), e pelo Santo Antônio de 602ct (Haralyi e Hasui 1993), encontrado próximo ao local do famoso Presidente Vargas. Os objetivos desta comunicação são: a) registrar em mapa os locais de achados resgatados com a ajuda de compradores antigos da região, b) adicionar novos registros ocorridos nos últimos anos, c) discutir as implicações geológicas da presença destes grandes diamantes nas cercanias de Coromandel e suas implicações para a origem do diamante da região.

Novos Registros

A Figura 1 apresenta a localização de alguns dos grandes diamantes registrados na literatura geológica, bem como de novas pedras compiladas por um dos autores (DPS) durante os trabalhos de campo realizados na região no decorrer dos últimos trinta anos. Os diamantes, cuja localização foi obtida com a ajuda de compradores e/ou garimpeiros, estão projetados no mapa da Figura 1, e relacionados na Tabela 1 por um número entre parêntesis. Os demais, apesar de constarem em tabelas conhecidas na literatura (Abreu 1973, Svisero 1993), e também presentes na Tabela 1, não foram incluídos no mapa da Figura 1 por falta de informações complementares.

Conclusões

A ocorrência de grandes diamantes na região de Coromandel vem sendo ressaltada por diversos autores nos últimos anos (Reis 1959, Svisero 1993). Conforme se pode observar pelos dados contidos na Tabela 1, os registros ali relacionados vêm se processando com regularidade histórica indicando que este fato é uma característica marcante da região de Coromandel, e que a diferencia das demais regiões garimpeiras do

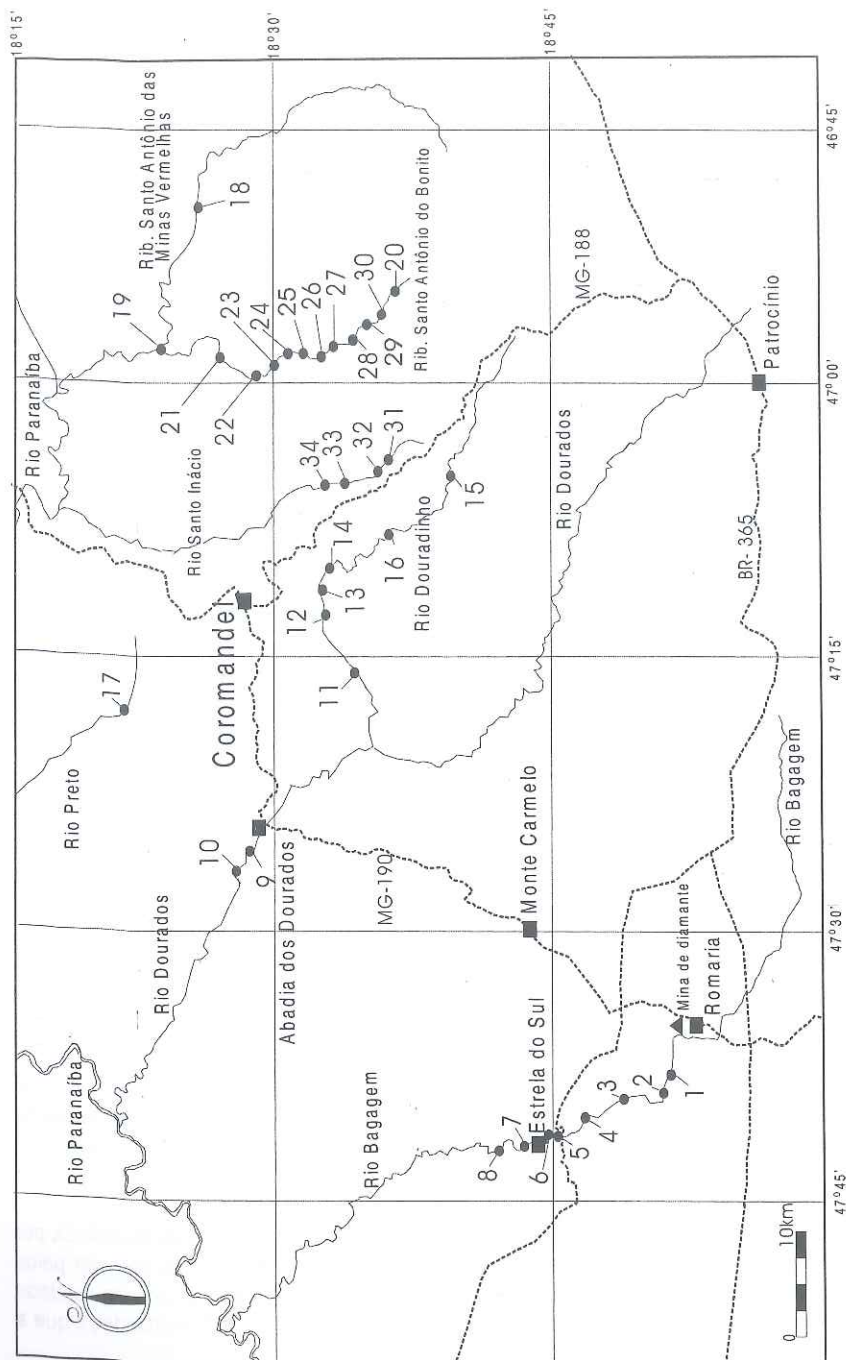
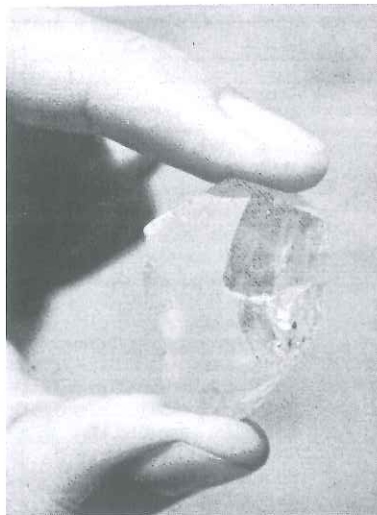


Figura 1 - Mapa geográfico da região de Coromandel indicando os principais rios diamantíferos e a localização dos pontos onde foram encontrados alguns dos grandes diamantes brasileiros listados na Tabela 1.

Tabela 1: Relação dos principais diamantes encontrados na região de Coromandel e áreas adjacentes (Modificado de Abreu 1973 e Svisero 1993).

Nome	Peso (ct)	Ano da descoberta	Localidade
Presidente Vargas (27)	726,6	1938	Rio Sto. Antônio, Coromandel, MG
Santo Antônio (28)	602	1933	Rio Sto. Antônio do Bonito, Coromandel, MG
Darcy Vargas (29)	460	1939	Rio Sto. Antônio do Bonito, Coromandel, MG
Chameca I (33)	428	1940	Rio Santo Inácio, Coromandel, MG
Presidente Dutra (12)	407,68	1949	Rio Dourados, Abadia dos Dourados, MG
Coromandel VI	400,65	1940	Coromandel, MG
Diário de Minas (25)	375,1	1941	Rio Sto. Antônio, Coromandel, MG
Vitória I	375	1945	Rio Abaeté, MG
Tiros I	354	1940	Rio Abaeté, MG
Bonito I (24)	346	1948	Rio Sto. Antônio do Bonito, Coromandel, MG
Vitória II	328	1943	Rio Abaeté, MG
Sem nome (23)	328	-	Rio Sto. Antônio do Bonito, Coromandel, MG
Sem nome (26)	309	-	Rio Sto. Antônio do Bonito, Coromandel, MG
Estrela do Sul (8)	261,38	1853	Rio Bagagem, Estrela do Sul, MG
Cruzeiro (22)	261	1942	Coromandel, MG
Carmo do Paranaíba	245	1937	Rio Bebedouro, MG
Abaeté	238	1926	Rio Abaeté, MG
Coromandel III (34)	228	1936	Rio Santo Inácio, Coromandel, MG
Regente de Portugal	215	1732	Rio Abaeté, MG
João Neto de Campos	201	1947	Rio Paranaíba, Catalão, GO
Tiros II	198	1935	Rio Abaeté, MG
Tiros III	182	1935	Rio Abaeté, MG
Coromandel IV	180	-	Coromandel, MG
Estrela de Minas	179,38	1910	Rio Dourados, MG
Rio Preto (17)	177	1972	Rio Preto, Coromandel, MG
Brasília	176	1944	Rio Preto, Abadia dos Dourados, MG
Juscelino Kubitschek (2)	174,5	1954	Rio Bagagem, Estrela do Sul, MG
Tiros IV	173	-	Rio Abaeté, MG
Minas Gerais (21)	172,5	1937	Rio Sto. Antônio do Bonito, Coromandel, MG
Princesa do Carmo de Paranaíba	165	1986	Rio São Bento, Carmo do Paranaíba, MG
Sem Nome (1)	147	1970	Faz. Boa Sorte, Estrela do Sul, MG
Coromandel V	141	1935	Coromandel, MG
Nova Estrela do Sul	140	1937	Rio Abaeté, MG
Minas Vermelhas (18)	140	1960	Rio Sto. Antônio do Bonito, Coromandel, MG
Chameca III	132	1972	Rio Sto. Antônio, Coromandel, MG
Dresden Branco	122,48	1857	Rio Bagagem, Estrela do Sul, MG
Cruzeiro do Sul	118	1929	Rio Bagagem, Estrela do Sul, MG
Vargem I (31)	110	1940	Rio Santo Inácio, Coromandel, MG
Governador Valadares (4)	108,3	1940	Rio Bagagem, Estrela do Sul, MG
Independência	107	1941	Rio Tejuco, Iluiutaba, MG
Vargem II (32)	105	1942	Rio Sto. Inácio, Coromandel, MG
Abadia dos Dourados (9)	104	1975	Rio Dourados, Abadia dos Dourados, MG
Sem Nome (6)	99	1955	Estrela do Sul, MG
Sem Nome (10)	91	1977	Abadia dos Dourados, MG
Sem Nome (30)	90	1970	Rio Sto. Antônio do Bonito, Coromandel, MG
Sem Nome (19)	90	1980	Rio Sto. Antônio do Bonito, Coromandel, MG
Princesa de Estrela do Sul (7)	82,25	1977	Rio Bagagem, Estrela do Sul, MG
Rosa do Abaeté	80,3	1935	Rio Bagagem, Estrela do Sul, MG
Sem Nome (20)	80	1977	Rio Sto. Antônio do Bonito, Coromandel, MG
Douradinho II (14)	82	1987	Rio Douradinho, Coromandel, MG
Douradinho I (11)	76	1976	Rio Douradinho, Coromandel, MG
Douradinho III (13)	75	1986	Rio Douradinho, Coromandel, MG
Sem Nome (3)	67	1965	Fazenda Mamoeira, Estrela do Sul, MG
Douradinho IV (15)	60	1989	Rio Douradinho, Coromandel, MG
Douradinho V (16)	56	1990	Rio Douradinho, Coromandel, MG
Sem Nome (5)	50	1956	Chácara José Mota Leite, Estrela do Sul, MG



Fotografia 1: Diamante Princesa de Estrela do Sul de 82,25ct, encontrado na margem direita do Rio Bagagem no dia 22 de janeiro de 1977 (Foto Darcy Pedro Svisero).

país. Considerando que o diamante possui clivagem perfeita e baixa tenacidade, parece pouco provável que os megacristais referidos pudessem sobreviver intactos a transporte prolongado antes de alcançar os sítios atuais, o que constitui uma evidência de que o diamante da região é proximal. Outras evidências discutidas neste volume corroboram este fato: a) presença de minerais derivados de xenólitos de lherzolitos no saprolito que capeia diversas intrusões kimberlíticas da região, com características químicas semelhantes às de lherzolitos de kimberlitos de outras localidades (Svisero et al., neste simpósio), b) presença de zircões de idades semelhantes nas intrusões e em conglomerados regionais portadores de diamante, sugerindo que o zircão e os demais minerais indicadores, inclusive o diamante, sejam provenientes de fontes locais (Svisero e Basei, neste simpósio).

Referências Bibliográficas

- Abreu, S.F. (1973) - Recursos minerais do Brasil, Ed. Blucher, São Paulo, Vol. 1: 267-311.
- Barbosa, O. (1938) - O diamante em Minas Gerais. *Min Metal*, III(14): 69.
- Derby, O.A. (1911) - A notable brazilian diamond. *Am J Sci*, XXXII: 191-194.
- Haralyi, N.L.E. & Hasui, Y. (1993) - O segundo maior diamante brasileiro: 602ct. *Geoc*, 13: 213-221.
- Leinz, V. (1939) - O diamante Presidente Vargas. *Min Metal*, IV(21): 185-186.
- Leonardos, H.O. & Saldanha, R. (1939) - O diamante Darcy Vargas e outros grandes diamantes brasileiros. *Boletim FFCL/USP, Mineralogia*, 3: 3-27.
- Reis, E. (1959) - Os grandes diamantes brasileiros. Rio de Janeiro. DNPM/DGM, *Boletim*, 191: 65.
- Saldanha, R. (1942) - O diamante Coromandel. *Boletim FFCL/USP, Mineralogia*, 5: 17-23.
- Svisero, D.P. (1993) - Os grandes diamantes da região de Coromandel e o problema da origem dessa gema no oeste mineiro. *An Acad Bras Ciênc*, 65(3): 328.
- Svisero, D.P. & Haralyi, N.L.E. (1978) - O diamante Princesa de Estrela do Sul. *Min Metal*, XLII(405): 38-4.

On the nature of so-called "crater facies" of diatremes in connection with a problem of "kimberlite volcanism"

Lev Makhlaev (Institute of Geology of Komi SC of RAS, lev@geo.komisc.ru); Irina Golubeva (Institute of Geology of Komi SC of RAS); Vitaly Petrovskiy (Institute of Geology of Komi SC of RAS); Maximilian Martins (Institute of Geology of Komi SC of RAS)

According to traditional models, the rocks of crater facies were generated by means of mixing of kimberlite substances and sedimentary materials, which was thrown away at explosion, but has afterwards fallen back into the volcanic orifice. It is strange however, that this material is absent on adjacent sites of a terrestrial surface outside a volcano, but completely comes back into orifice. Then, as believe, in the top parts of stopped diatremes could be formed superficial crater lakes, whose sediments lay (In that case) above the block of crater ksenotuffizites.

As the crater lakes could be formed only after eruptions, their deposits should overlaps volcanic complexes with precise disagreement. Therefore a mixing of a material of diatreme facies with crater lakes deposits is never observed. However obvious differentiations between these complexes are not present: diatreme tuffisites, heterogenic and mixed xenotuffisites of crater facies and deposits of crater lakes are frequently conjugate and do transition gradually from each to other.

To explain really observable gradual transitions between these three connected complexes (diatreme kimberlite tuffisites, crater xenotuffisites and deposits of crater lakes) we offer a new model of formation of crater zones of kimberlite diatremes. The essence of this scheme consists in the following. Till the forming pipe develops in limits of the granite-metamorphic zone of the lithosphere, solidity and monolithic character of walls of the channel prevent from outflow of gas out of the intruding fluidisated masses. At this stage all intruded matter moves to shortest direction to the terrestrial surface. It promotes development of the vertical cylindrical channel - the column-shaped part of the diatreme. Nevertheless, solidity of sedimentary rocks is the less, than of crystal rocks. Therefore intensity of erosion of walls of a pipe grows. For this reason diameter of the channel is gradually increased: the column-shaped form will be transformed in conical.

However, the situation essentially varies, when the intruding column of kimberlite tuffisites (the kimberlite pipe) achieves the subsurface cover of friable deposits. These deposits are being easily pierced for fluid phases, including gas components. For this reason gas directs now not only upwards, but also into sides, being deviated from a vertical. In results the walls of pipe was eroded and crushed down partly. It was leading to formation the cup-shaped expansions (craters), exactly as it takes place, when the volcanic channel achieves to terrestrial surface and became open into atmosphere. At this stage of evolution of kimberlite system was taking place a partial mixing of substance of the top part of a pipe which still remains fluidisated, with the crashed down material of the walls. In result of this mixing are formed the xenotuffisies of the crater facies.

Thus the share of alien (not kimberlitic) components in this crater mixture steadily grows, reaching finally to 100 %. Parallel to this process, a degree of fluidization of the material of the friable deposits overlapping a tube was reduced too. Consequence of it was being the termination of movement of hard particles. Outflow of gas components proceeded only. Therefore the top layers of the overlapping thickness have kept their structure not broken. It essentially that the diatreme crater was always latent: it never achieved a terrestrial surface and was not conjugate directly with an atmosphere. A diatreme crater, was against volcanic some, are always initially blocked by a cover of the friable deposits.

Proceeding outflow of gases reduces internal pressure of kimberlite system, until equalizing it finally with atmospheric. Accordingly ensemble of hard particles was transit from conditions of suspension to conditions of "normal - gravitational" system. Gas environments around of grains and fragments disappear. Grains adjoin with each other. The volume of kimberlite masses decreases a little. In result overlapping deposits was slightly cave in (sagging) above the pipe. This "sagging" part of an overlapping cover is interpreted frequently as deposits of a post-crater lake.

The state of geological studies and centers of diamond production in Venezuela

Newman Fernandez, J.A. (Universidade Federal de Ouro Preto/Departamento de Geologia/Escola de Minas, newman@degeo.ufop.br); Newman Carvalho, D.T. (UFOP/Departamento de Geologia/Escola de Minas); Rojas, A.J. (UFOP/Departamento de Geologia/Escola de Minas); Gandini, A.L. (UFOP/Departamento de Geologia/Escola de Minas)

Situation

Diamond deposits occur in the south of Venezuela, in the state of Bolívar, in the pre-Cambrian Guyana Shield. Geographically, this area consists of jungle and the Gran Sabana to the east of the Orinoco river, and is crossed by its tributaries, among which are the rivers Caroní, Aro, Caicara and Guaniamo; diamond placers are found in all these systems and many of their tributaries.

According to Gomes and others (1968) diamond-bearing deposits in Venezuela can be classified as follows:

Those subject to actual watercourses (river-bed alluvial),

Those connected with ancient rivers or paleochannels (basin, meseta, high and low terrace alluvial),

Those unconnected with the present hydrographic system (conglomerates, alluvial strata, slope material).

The River Caroní and its tributaries are one of most important hydrographic systems from the point of alluvial diamond deposits. Deposits increase in size as the river enters the deep valleys of the Roraima Formation. Diamonds have been found approximately as far as the mouth of the Antabará and the rapids of Tuyucay, with larger and smaller deposits than in Urimán, Avequi, Parupa and San Salvador de Paúl. In the most important diamond producing area in the mining district of Guaniamo, diamond-bearing deposits cover the alluvial plain of Quebrada Grande and its main tributaries.

Up until the end of the 70s diamond production in the country was mostly concentrated in the Caroní and Paragua basins, with smaller amounts from the Cuyuní, Aro and Pao basins.

Themelis (1997), using morphological criteria, divides the zones as follows:

(a) River Guaniamo: the largest and remotest (almost inaccessible) area. There are mines scattered along the banks of this river, such as Caicara, Guaniamo and Quebrada Grande.

(b) River Caura: banks and beds near the headwaters of the Caura.

(c) River Aro: banks and beds in the lowest part of the river upper reaches and headwaters of the Aro, around the Veri and Dori.

(d) River Caroní: banks and beds bordering on the Caroní. This is one of most important hydrographic systems from the point of alluvial diamond deposits. Deposits increase in size as the river enters the valleys of the Roraima Formation and are found as far as the mouth of the Antabará and the rapids of Tuyucay. This zone is subdivided into the Lower, Middle and Upper Caroní. The Lower Caroní includes Caruachi, Playa Blanca, Ancho Caroní, Rio Claro, El Merey, Caroní, Piar, Paviche, El Pao, San Pedro de las Bocas, Manare and El Perro. The most important areas are Rio Claro and Caruachi, about 70 Km from Ciudad Bolívar. The Middle Caroní includes El Caroní, San

Salvador de Paúl, Chiguao, Asa, Caparo, Parupa, Guacharaca, among others. The Upper Caroní is subdivided into three areas: (a) Eastern, (b) Central and (c) Western.

This zone also includes Sabanita de Antabará, La Candelaria and Juan Ramón with small-scale mining.

The zone of the River Cuyuní: Bizkaitarra (Las Claritas), Hoja de Lata, Bochinche, Apanao, Nuevo Corazón de Jesús and San Antonio in Sifontes Municipality and Supamo Parapapoy in Piar Municipality in the upper reaches of this river are the zones connected with the Rivers Chicanan, Yuruari and Yuruan. The basin of the Cuchivero, especially the tributaries Cuchiverito and Guaniamo (Quebrada Grande), and finally, in the state of Amazonas the upper reaches of the Orinoco and the Ventuari.

The upper reaches of the River Caura, River Merevari and its tributaries are also included in this zone, Sabanita de Antabará, La Candelaria and Juan Ramón.

Thus the principal diamond producing localities or zones are:

1. The Upper Caroní

1.1 Eastern: the Gran Sabana, Santa Elena, River Kukenan, Guara, River Aponwao, Paramichí, Los Caribes, Paraitepui.

1.2 Central: River Surukum, La Hoyada, Surukún, El Valle, Paraitepui; El Polaco, Santa Teresa, Agua Negra, Salva la Patria and El Valle.

1.3 Western: Caroní, River Icabarú, Guri, Uaiparú, Cinco Ranchos and Los Caribes.

2. The Middle Caroní

2.1 River Caroní, Guri, La Pelota, Los Brasileños, La Guacharaca, Amansa Guapos, Avequí, Capaura, Uriman, Parupa, San Salvador de Paúl, Paviche, El Sute, El Carrao, El Franco, Isla Monagas, Los Frijoles.

3. The Lower Caroní: Caruachi, River Claro, El Merey, El Pao de la Fortuna, Playa Blanca, Coroyma.

4. The Middle and Upper Paragua: San Pedro de las Bocas, La Paragua, El Casabe, Manare, El Perro.

Historical Antecedents

Diamonds were first discovered in this region in 1927, after Dr Lucas Fernández Peña had founded the town of Santa Elena de Uairén in 1924. This town, on the Cerro Acurimá, is 20 km from the Brazilian frontier and close to the River Uairén. People started settling in the Gran Sabana, which is the basin of the Upper Caroní, in 1927 and in 1930 gold and diamond mining began. When gold and diamonds were found near Cerro Surukum, 40 km west of Santa Elena, both the national Government and private individuals became very interested. Slowly the area around the mines began to be developed and mining camps such as El Polaco, El Valle, Salva la Patria, Santa Teresa and Agua Negra were created.

However, production was sporadic and haphazard until 1942 when a diamond of 154 carats was discovered. This diamond, named "El Libertador", is still the biggest diamond to have been found in Venezuela and set off a "diamond rush" which led to mining on the rivers Icabarú, Uaiparú, Guri and elsewhere.

From 1943 to 1950 there was a lot of activity in diamond exploration and exploitation. In 1963 specialized boats began to be used, and sand from river-beds was extracted and classified by machines which greatly increased production.

In 1970 began the exploitation of the alluvial deposits of the River Guaniamo and until 1978 this represented 85% of Venezuelan diamond production.

According to statistics from the Ministry of Energy and Mines for the years 2003 and 2004, 20,781.06 carats of industrial diamonds, 14,844.98 carats of gemstone and 4,410.19 carats of bort were produced. Of this total of 40,036.23 carats the percentages are as follows: gemstone, 37.08%, industrial, 51.9% and bort 11.02%.

One of the problems of diamond mining in Venezuela is that the annual production figures are almost certainly far from accurate, since a considerable quantity of Venezuelan diamonds are smuggled across the frontier and sold in Brazil.

Local Geology

The diamond producing areas of Venezuela are found on the Guyana Shield; specifically in the Roraima Formation, composed of sandstone, lutite, quartzite, tufa. This formation is estimated to be between 1700 and 1800 million years old, although age decreases from east to west. The Guyana Shield accounts for about 50% of Venezuelan land area and goes back to the pre-Cambrian era. This, along with other cratons, is considered to be one of the oldest parts of the planet.

Diamond producing areas are also found in the Cuchivero area (Parupa diamonds), which is composed of plutonic and volcanic igneous rock, and in the La Pastora geological formation, with volcanic and sedimentary rock and intrusive acid rock. Both groups date from the pre-Cambrian (Brown and Sawkins, 1875).

Almost all Venezuelan diamonds are found in alluvial deposits from the basal formation of Roraima. However, in 1982, in the Guaniamo area (Cuchivero geological formation) *Canteras El Toco* discovered an ultramafic diamond-bearing rock. Later, using petrographic, mineralogical and geochemical analysis, a system of kimberlite/lamproite layers was found. These were up to three meters thick, about 710 million years old and made up of olivine, phlogopite, carbonate, serpentine and opaque minerals.

In general terms, it is possible to differentiate three main alluvial diamond deposits:

- Sedimentary and secondary concentrations in stream and river beds.
- Low alluvial *mesetas* and old water courses.
- Alluvial terraces.

On the basis of the content and composition of diamond-bearing gravels, there are two kinds of alluvial deposits which may be related with their geographical location.

Sieved alluvial concentrates of a light color are found in or at the foot of the Roraima Formation: Gran Sabana, Uriman, Avequí, Parupa, San Salvador de Paúl, Paramichi, the Upper Paragua, Casabe, Asa, the Upper Caroní, etc. These are characteristically white and mostly composed of quartz and rutile, with small amounts of limonite, hematite and magnetite.

Alluvial concentrates that are dark in color are found outside and even at some distance from the Roraima Formation: the Lower Caroní (Caruachi, Playa Blanca, Rio Claro, etc.), Coroima, Paviche, the area now covered by the Guri Lake, San Pedro de las Bocas, River Yuruari and the River Yuruán. The sieved concentrates are very dark and coarse. Typically, they contain large amounts of ferrous minerals, and a small amount of jasper, rutile and zircon, and in this case are replaced by abundant quantities of ilmenite, limonite and hematite (Baptista and others 1992).

Studies of placer sediments in the Guaniamo area have shown that diamonds found here are essentially derived from kimberlites. Variations in the deposits suggest this conclusion which is supported by tests carried out all along the Quebrada Grande (Nixon and others 1992).

Almost none of the diamond-bearing deposits in Venezuela have been evaluated, with the exception of those worked by *Canteras El Toco* with a yield of 1.5 carat per tonne, which is high compared with

similar deposits in other parts of the world. Explorations in the Guaniamo area show great potential for diamond-bearing kimberlites, with possible reserves of 45 million tonnes. This company has begun to exploit the first kimberlite mine in form of mantles in the history of South America, and putting another kimberlite-producing area on the geological map (Kaminsky F.V., 2000).

Characteristics of Venezuelan Diamonds

Venezuela produces the three kinds of diamonds recognized on the world market: gemstones (for cutting), industrial and bort.

Color is of importance in gemstone diamonds and those in Venezuela vary from colorless (called "white drop" by miners), comparable with diamonds from other countries of high quality and commercial value, to yellow diamonds, the color of which is caused by a high nitrogen content, those which go from light to dark brown, which is caused by impurities. There are also diamonds with a green or brown patina made up of a film which disappears with polishing, giving colorless stones of great value. More than 50% of the diamonds have pigmentation resulting from natural radiation, and approximately 20% have a very low nitrogen content.

Morphologically prevail the octahedral and dodecahedral crystals, combination of octahedral and dodecahedral type, aggregates and a high percentage of grains of morphology not defined and the unclassifiable habit prevail. Rarely are crystals found in forms of cubes.

Current State of the Centers of Production

The Ministry of Energy and Mines and the CVG (Venezuelan Guyana Corporation) have granted concessions to Cooperative Associations and given mining contracts to (among others) Miners of Icabarú (Trompa 1, Uaiparú 1 and 2, Zapata 1 and 2) and Miners of El Polaco (Camyc 1-11) in the Municipality of the Gran Sabana; La Salvación (Salvación 1-7) and Guaniamo (Guaniamo 1-7) in the Municipality of Cedeño; Valerio d'Amico (Delta A, B, C and D) in the Municipality of Raúl Leoni; the Lower Caroní Mining Company (Alpha 1, 2 and 3) in the Municipalities of Piar and Raúl Leoni, all of which function as concessions.

At time of writing Venezuelan mining laws promote and encourage non-industrial and small-scale mining.

Bibliographic References

- Baptista, J. (1981) - El diamante en Venezuela. 01817. Bol Geominas, 10: 60-64.
Chacon, I.E. (2001) - Pequeña y mediana minería aluvional, oro y diamante. (Resumen) El oro en Venezuela. Compilación 1829-2001, II: 898.
Coenraads, R.R. (1977) - Depósitos diamantíferos del Río Guaniamo. Estado Bolívar, Venezuela. (Nota Geológica). 0349 Bol SVG, 3: 1225-1234.
Kaminsky, F.V. (2000) - Diamond from the Guaniamo Area, Venezuela. Can Mineralogist, 38: 137-1370.
López, V.M.; Ascanio, G.; Iribarren, D. (1980) - El diamante: 137.
MEM. Dirección de Fiscalización y Control Minero. Datos y Estadísticas. Disponible en <http://www.mem.gov.ve/>, asesado Octubre 2002.
Nixon P.H.; Davis, G.R.; Rex, D.; Gary, A. (1992) - Venezuela Kimberlites. J Volcan Geotherm Res, 50: 100-115.
PDVSA, Código Estratigráfico de Las Cuencas Petroleras de Venezuela. Léxico Estratigráfico de Venezuela. Disponible en <http://www.pdv.com/lexico/>, asesado Octubre 2002.
Themelis, T. (1978) - Diamonds from Venezuela. Lapidary Journal, July: 59-68.

Projeto de integração de dados geológicos e mineralógicos para a caracterização dos diamantes na região de Guaniamo, Estado Bolívar, Venezuela

J.A. Newman; D.T. Carvalho Newman; A.L. Gandini

Desde 1970, estudos abrangendo os depósitos diamantíferos da região de Guaniamo, no estado Bolívar (Venezuela), vêm sendo desenvolvidos por diversos autores, Mc Candless (1965), Reid (1973), Cassedanne & Cassedanne (1976), Baptista & Svisero (1978), Calvo & González (1992), Channer *et al.* (1997), Kaminsky *et al.* (2000), dentre outros, envolvendo aspectos geológicos e mineralógicos dos depósitos aluvionares associados à Formação Roraima e aos kimberlitos. No entanto esses estudos, em sua maioria, referem-se à região de Canteras El Toco. As demais ocorrências de diamante da região são lavradas sob a forma de garimpo, trabalho esse coordenado por meio de cooperativas mineiras, cujo poder de investimento em pesquisas geológicas específicas é muito restrito. Dessa forma, somente se encontram dados disponíveis para os corpos kimberlíticos de Los Indios, Area 024, Candado e La Bicicleta. e para os depósitos aluviais de Quebrada Grande, Ringi-Ringi, Chihuahua e La Centella (Kaminsky *et al.* 2000). Dessa forma a maior porcentagem dos depósitos conhecidos de diamante não possuem estudos específicos de caracterização mineralógica e genética dos cristais, a região alvo de estudo é carente de dados mais específicos.

A principal proposta desta investigação é a integração dos dados de natureza geológica e mineralógica dos depósitos diamantíferos, tendo entre seus objetivos: a integração de dados geológicos nos principais distritos diamantíferos da região de Guaniamo e zonas adjacentes, visando a caracterização do condicionamento geológico das ocorrências de diamante; a partir da caracterização mineralógica das feições de superfície do diamante; analisando certas propriedades químicas do diamante, tais como: luminescência, espectroscopia de raios infravermelhos e elementos químicos anômalos a serem determinados por irradiação com nêutrons; da caracterização mineralógica dos concentrados de bateia visando o possível reconhecimento de fases minerais diretamente relacionadas com as fontes primárias do diamante, em particular objetivando a identificação dos minerais satélites; proposição quanto as fontes primárias que alimentaram os depósitos diamantíferos em questão; e a caracterização gemológica dos cristais de diamante, a partir de classificações comparativas com as principais escalas de cor e de pureza, tamanho e forma.

Sabe-se que o diamante, assim como os minerais satélites que o acompanham, guardam uma assinatura geoquímica do ambiente geológico no qual foram formados. Desse modo, a caracterização químico-mineralógica desses, bem como o estudo das inclusões cristalinas contidas nos cristais de diamante e o tratamento estatístico dos dados, auxiliariam em traçar as assinaturas típicas de cada depósito, levando ao conhecimento de sua origem o que, por conseguinte contribuiria para a caracterização geológica-genética dos depósitos da região.

A existência de alguns dados geológicos, geomorfológicos, mineralógicos e geoquímicos publicados acerca da região associada diretamente aos kimberlitos descritos que podem servir como base comparativa para possíveis correlações geológicas e mineralógicas. Com esse intuito pretende-se realizar estudos específicos, em campos diamantíferos a serem selecionados, relacionados tanto ao diamante propriamente dito, como aos seus minerais satélites, procurando correlacioná-los à(s) rocha(s) fonte(s).

Desta forma, determinar as condições geológicas de formação dos depósitos diamantíferos

secundários e suas relações com as paragêneses minerais presentes nos corpos kimberlíticos descritos na região de Guaniamo; a partir da análise dos dados obtidos, compará-los com os dados já publicados referentes à área em questão e às áreas similares descritas na literatura internacional, de maneira que auxiliem na interpretação genética dos depósitos diamantíferos da região de Guaniamo. Por meio de métodos estatísticos discriminantes, elaborando de esta forma um provável modelo genético para tais depósitos diamantíferos.

A área de estudo localiza-se na região de Guaniamo à, aproximadamente, 320km a sudoeste da cidade Bolívar, capital do estado Bolívar; e a 100km a sul de Caicara, centro administrativo do município de Cedeño, ao qual ela pertence. Estende-se sobre parte da bacia do rio Cuchivero (perto da nascente) e ao oeste do região principal do Supergrupo Roraima (Cassedanne & Cassedanne 1976, Figura 1).



Figura 1: Mapa de Localização da área de estudo (modificado de PDVSA 2005).

Os depósitos diamantíferos da região de Guaniamo, cobrem a planície aluvionar do rio Quebrada Grande e seus principais afluentes, rios esses que constituem a zona de maior produção no distrito de mineração de Guaniamo. Nesta região, têm-se dois tipos de ocorrência de cascalho diamantífero cuja separação está baseado no intemperismo de rochas ígneas (diabásio), como por exemplo, na Mina Salvação, onde ocorre uma argila verde-azulada, proveniente da decomposição desta e de outras rochas ferromagnesianas (Cassedanne & Cassedanne 1976).

A área de Guaniamo está incluída na região da Guiana, que corresponde a uma zona constituída por rochas muito antigas de idade Pré-Cambriana, denominada Escudo das Guianas, abrangendo ainda territórios na Colômbia, Brasil, Guiana, Suriname e Guiana Francesa. Geocronologicamente, são as rochas mais antigas da Venezuela, pertencem ao Escudo das Guianas, na qual distinguem-se quatro províncias geológicas (Figura 2), a Província Imataca, a Pastora, a Roraima e a Cuchivero (PDVSA 2005).

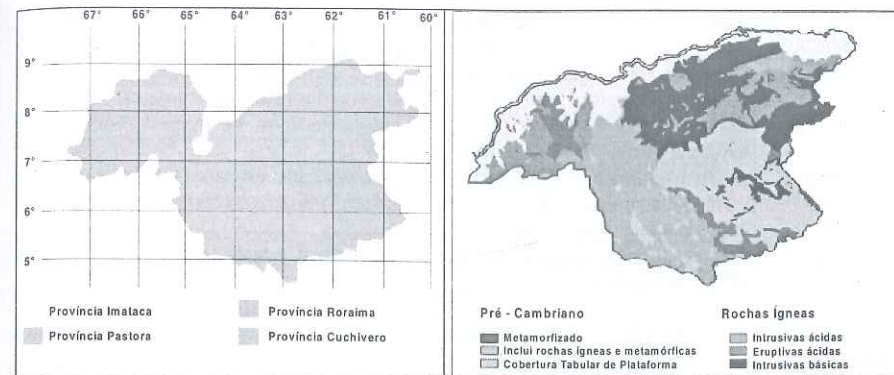


Figura 2: Mapa geológico do estado Bolívar e das Províncias geológicas da Guiana Venezuelana no estado Bolívar (modificado de PDVSA 2005).

A Província Imataca esta localizada na porção nordeste do estado Bolívar, estende-se desde o Rio Caura até o delta do Rio Orinoco, formando uma faixa de 500km de comprimento até 130km de largura, e direção NE-SW (PDVSA 2005). Litologicamente é constituída por gnaisses félsicos e máficos, anfíbolitos, corpos graníticos e minério de ferro, metamorfizados em grau elevado. A idade das rochas varia de 3.200 a 3.700Ma, correspondendo ao evento tectono-termal de Gurí e ainda inclui outros eventos conhecidos como: evento Imataca de idade entre 2.600 e 2.800Ma, evento Pré-Transamazônico de idade entre 2.100 e 2.300Ma e evento Transamazônico com idade em torno de 1.900Ma (PDVSA 2005).

Na Província Pastora distingue-se uma unidade representada por uma rocha vulcânica máfica em sua parte inferior e uma unidade de rochas vulcânicas félsicas e sedimentares associadas em sua parte superior e, engloba também, a unidade máfica identificada como Grupo Carichapo, que é constituído pelas formações Callao e Cicpra além da unidade félsica da Formação Yuruari. Adicionalmente, Menéndez (1994) diferenciou na base do Grupo Carichapo a Formação Florinda, representada por rochas ultramáficas como o seperinito e o peridotito. A partir dos trabalhos de Benaím (1972 e 1974) nas unidades da Província Pastora, foram identificadas rochas verdes, de baixo grau metamórfico. A idade das rochas desta província varia de 2.000 a 2.700Ma.

A Província Roraima foi originalmente descrita como formação por Brown & Sawkins (1875), esses sedimentos Pré-Cambrianos, localizados na região limite da Venezuela com a Guiana e o Brasil, foram posteriormente designados como a Série Roraima por Dalton (1912). Mais tarde, Tate & Hitchcock (1930), descrevem-na no Monte Duida, no Território Federal do Amazonas, atualmente estado Amazonas. Pinheiro (1990) o denomina como parte do Supergrupo Roraima. Na região de Santa Elena de Uairén, Reid (1973) agrupou esses sedimentos em sua área tipo, no Monte Roraima, com o nome de Grupo Roraima e subdividiu-o em quatro formações: Uairén, Cuquenán, Uaimapué e Matatui. Os sedimentos sub-horizontais e em posições normais são principalmente constituídos por arenitos, com proporções menores de arenitos feldspáticos, lutitos e tufo vulcânicos silicificados, na área tipo, as quatro formações descritas, da base para o topo são representadas na Tabela 1.

Tabela 1: Formações que compõem a Província Roraima (Pdysa 2002).

FORMAÇÃO	DESCRIÇÃO
Uairén	Composta por conglomerados e arenitos com estratificação cruzada, alguns lutitos e uma camada superior fina (2-4m) de laterita hematítica (850m da espessura).
Cuquenán	Constituída por lutitos de cor variável, posicionando-se de maneira discordante à formação Uairén (50-100m da espessura).
Uaimapué	Representada por um seqüência de conglomerado basal, gradando para cima a arcósió vermelho, com intercalações do jaspe e "filanitas" vulcânicas (vermelhas e verdes) com estratificação cruzada (250m da espessura).
Matatui	Compreendida por arenitos de granulação fina, com abundantes estruturas sedimentares (600m da espessura).

A Província Cuchivero, situada na área de Guaniamo, foi classificada por Mc Candless (1965) originalmente como *Série Ígnea Cuchivero*, englobando as rochas ígneas ácidas expostas na região norte ocidental do estado Bolívar, na área do rio Suapure. Tal seqüência é composta de rochas extrusivas, representadas por riolitos pórfiros, metamorizados termalmente ou pelo contato com intrusões ácidas posteriores, rochas intrusivas representadas por riolitos pórfiros e graníticos com textura de gnaiss, granito hornblendítico e biotítico além da Formação Cinaruco. Na área do rio Suapure, ocorre a Formação Caicara, os granitos Santa Rosalía e Guaniamito. Na região do médio e alto Caura, ocorrem rochas da Província Cuchivero.

A Formação Caicara é constituída principalmente, por rochas extrusivas riolíticas com tufo associados. O Granito Guaniamito apresenta zonas gnaissicas e os Granitos Santa Rosalía e San Pedro apresentam-se na forma de maciços. O Grupo Suapure é pós-tectônico e nas rochas apresentam-se ligeiramente metamorizados com formas maciças com baixo teor de quartzo e altos teores de biotita, hornblenda e feldspato potássico. Os granitos Pijiguao também estão incluídos neste grupo e compreendem intrusões de gabro e diques de diabásio que aparecem na seqüência superior da Província Cuchivero, mas são mais velhos que as rochas do Grupo Suapure.

A região de Guaniamo está representada pelos granitos San Pedro e Santa Rosalía (1.900Ma) na base e pelo Granito Guaniamito no topo (1.800-1.700Ma), metabasitos: anfibolitos (1.850Ma) e diques de diabásio separam os dois grupos dos precedentes granitos. Em termos gerais, a parte ocidental da área de Guaniamo é coberta por rochas extrusivas félsicas, a oriental por rochas graníticas foliadas e ao sul por intrusões de granito de granulação grossa. As intrusões de gabro são muito comuns em toda a região e as formações principais são similares às descritas para o Grupo Cuchivero e possivelmente para o Grupo Suapure.

Na região de Guaniamo há dois tipos de rochas básicas: os anfibolitos e os diabásios. Rios (1969) observou diques de anfibolitos com inclinação norte a noroeste e diques de diabásio intrudidos nos granitos de Santa Rosalía e de Guaniamito. O anfibolito corresponde aparentemente aos últimos estágios do Ciclo Vulcânico de Cuchivero. Já o diabásio está intrudido em todo o Escudo das Guianas e possivelmente é de idade Mesozóica

Referências Bibliográficas

- Baptista, G.J. & Svisero, D.P. (1978) - Geología de los depósitos diamantíferos de la parte noroccidental de la Guayana venezolana. Ministerio de Energía y Minas, Dirección General Sectorial de Minas y Geología, Caracas, Venezuela. Bol Geol (Caracas), 13(24): 3-46.
- Brown, C.B. & Sawkins, J. (1875) - Reports on the physical, descriptive and economic geology of British Guiana. Longmans, Green and Co., London: 297.

Calvo, B. & González, J. (1992) - Minas y Minerales de Iberoamérica. 1ª ed. Madrid. Instituto Tecnológico Geominero de España: 100-103.

Cassedanne, J.P. & Cassedanne, J.O. (1976) - Etude de Quelques Concentrés de la Quebrada Grande (Venezuela) Origine de leurs Diamants. Instituto de Geociências, universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: 177-193.

Channer, D.M.deR.; Egorov A.; Kaminsky F. (2001) - Geology and structure of the Guaniamo diamondiferous kimberlite sheets. South-west Venezuela. Rev Bras Geoc 31: 615-630.

Channer, D.M.deR. & Cooper, R.E.C. (1997) - The Guaniamo diamond region, Bolivar state, Venezuela: a new kimberlite province. Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano Society. Venezolana de Geología 1: 143-146.

Dalton, L.V. (1912) - On the Geology of Venezuela. J Geol Mag, 9(5): 203-210.

Kaminsky, F.V.; Zakharchenko, O.D.; Griffin, W.L.; Channer, D.M.deR.; Khachatryan-Blinova, G.K. (2000) - Diamond From The Guaniamo Area, Venezuela. Can Mineralogist, 38: 1347-1370.

McCandless, T.E. & GURNEY, J.J. (1989) - Sodium in garnet and potassium in clinopyroxene: criteria for classifying mantle eclogites. In Kimberlites and Related Rocks. Their Mantle/Crust Setting (J. Ross et al., eds.). Geol Soc Aust, Spec Publ, 14: 827-832.

Menéndez, V.deV.A. (1994) - Cinturones de Rocas Verdes del Escudo de Guayana en Venezuela; Revisión Estratigráfica; III Simposio Internacional del Oro en Venezuela; libro de Memorias Asociación Venezolana del Oro: 123-139.

PDVSA (2005) - Código Estratigráfico de las Cuencas Petroleras de Venezuela. Disponível em <http://www.pdvs.com/lexico/lexicoh.htm>.

Reid, A.R. (1973) - Stratigraphy of the type area of the Roraima Group, Venezuela Conf Geol Interguayananas, Estado Bolívar: 343-354.

Modificações ambientais promovidas pelo garimpo de diamantes nas lavras diamantinas - Chapada Diamantina (BA)

Marjorie Cseko Nolasco (Universidade Estadual de Feira de Santana, mcn@uefs.br) & Garimpeiros da Sociedade União dos Mineiros (Lençóis, BA)

A área do Parque Nacional da Chapada Diamantina (PARNA) e seu entorno é um monumento histórico-geológico do ciclo do diamante. O conhecimento geológico especialmente sobre o Pré-cambriano é significativo, contrastando com o período de 0,8 b.a. ao Recente, descrito como fase erosiva, sem registros. Nos últimos 163 anos, processos de erosão e construção foram intensificados com a colonização pelo garimpo de diamantes, promovendo completa modificação na dinâmica local, que hoje parece caminhar para nova fase de estabilização.

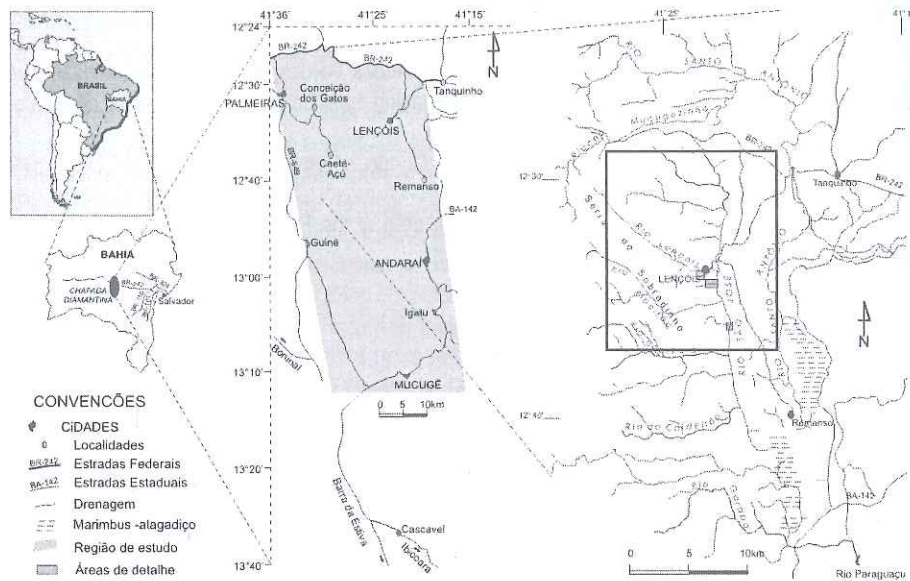


Figura 1: Localização da área

A ação garimpeira na região atingiu, em especial, coberturas inconsolidadas. Remobilizou sedimentos disponibilizando para outros agentes sedimentares assim como para a ação antrópica (tecnogênica). Acelerou a ação dos rios e da gravidade e possibilitou a atuação do vento, antes inexistente. Foram formados novos e diferenciados depósitos e cicatrizes. Estas modificações atingiram a dinâmica e a relação entre a água superficial e subterrânea, afetando estas nascentes do Rio Paraguaçu, a distribuição e tipo de solo e, consequentemente a biota local.

Estudadas entre 1998 e 2001, por meio de observações de campo, cadastramento de garimpos num trecho da bacia hidrográfica do rio São José, das cabeceiras ao seu trecho médio (fig.1); somados a relatos orais com resgate de memória (mais velhos), e bibliográficos: descrições de pesquisadores, naturalistas e viajantes, estas modificações tiveram seus processos historicizados,

identificados e descritos.

Os resultados obtidos foram transformados em tabelas que descrevem as modificações promovidas em cada fase do trabalho garimpeiro dividido em preparação do terreno, desmonte e beneficiamento, a semelhança da mineração.

A preparação do terreno começa com a procura do terreno e a cubagem, encerrando com o desmatamento por fogo ou destoca, e promove retirada de vegetação com denudação de solo, intensificando o escoamento superficial e a erosão.

O desmonte, seco ou úmido, fará o desabamento da parede a ser trabalhada e a separação de blocos grandes, realizando voçorocamento, retirada de sedimentos com denudação da rocha não friável e esvaziamento de fraturas, é uma etapa erosiva que fornece sedimentos, ao destruir os aquíferos subterrâneos, alarga o vale fluvial e constrói o depósito tecnogênico mais grosseiro – as *monteiras*.

O beneficiamento separa o intervalo sedimentar 5cm a 0,5mm, descartando os demais e o trabalha, com bateia ou peneiras, retirando os diamantes; no processo utiliza de fluxos denominados corridas ou de mangueiras e bicas (dragas) gerando depósitos em leque e assoreando o canal ou transformando-o numa seqüência de lagoas; que modifica em definitivo o rio, que antes perene, profundo e navegável, torna-se vale de areia, intermitente ou temporário. Este processo que pode ser visualizado no gráfico 1 onde apresentamos, a evolução sedimentar do Rio São José, exemplo do que ocorre nos rios das Lavras Diamantinas, incluso alguns trechos do Paraguaçu.

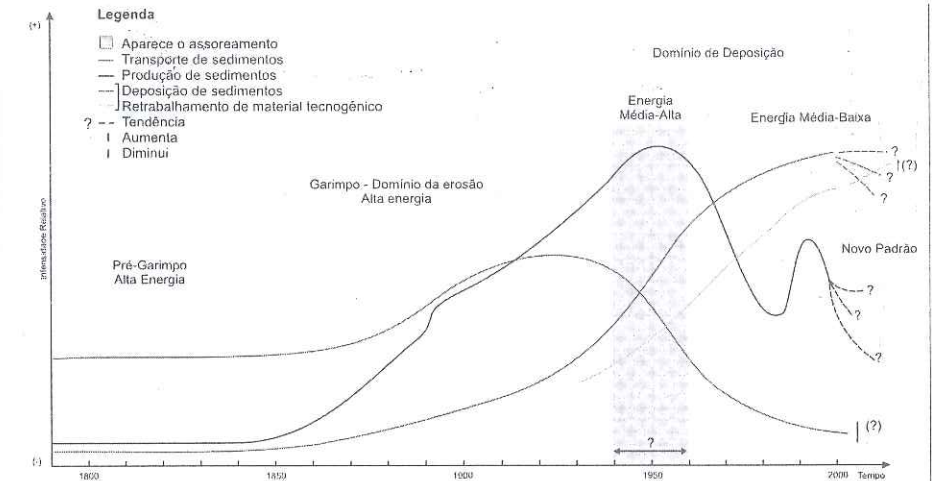


Gráfico 1: Evolução sedimentar do Rio São José (Nolasco, 2002).

Compreendendo o conjunto de modificações ocorridas e os processos por ela deflagrados, no contexto de uma bacia hidrográfica, podemos apresentar para toda a região do PARNA - Lavras Diamantinas, um quadro de intensidade das modificações promovidas pelo garimpo de diamantes e seus desdobramentos, em uma análise histórica e qualitativa ao longo de 161 anos (gráfico 2).

As mudanças ambientais que ocorreram na região foram ditadas pelo mercado internacional de diamantes e grandes empresas compradoras, como se vê ainda hoje em todo mundo, especialmente na África. Tanto as modificações promovidas pelo garimpo de base manual, com

ferramentas rústicas, que se desenvolve hoje especialmente na serras e que dominaram durante cerca de cem anos (1842-1950), quanto aquelas das dragas, que se desenvolveram intermitentemente por dez anos (1986-1996), foram estudadas, bem como diversas áreas e comunidades contactadas em outras cidades como Mucugê e Andaraí. O garimpo de dragas por ter potencial ainda mais modificador e por estar proibido na área, apesar da forte resistência na cidade de Andaraí, não foi envolvido nesta pesquisa.

A comunidade garimpeira, especialmente a tradicional, foi co-responsável pelas mudanças, e acompanhou dando suporte os estudos realizados. Após a análise das modificações, os resultados foram discutidos e trabalhados com e por esta comunidade, representadas pela SUM - Lençóis. Nesta discussão, usando conhecimentos garimpeiros tradicionais, resgatando importância e responsabilidade regional, construiu, em conjunto conosco, propostas de intervenções direcionadas a recomposição dos aquíferos que favorecem o (re)armazenamento d'água, a (re)perenização de rios e, indiretamente, recuperam de solos e biota, apresentadas nas tabelas 1 e 2, a título de conclusão. Esta proposta poderia ser base para um processo que garantisse trabalho para a comunidade garimpeira e descendentes, e fiscais para o PARNA, especialistas na região, comprometidos com a recomposição e manutenção da água, de extrema importância na região semi-árida onde se insere.

	Situação atual	Medidas p/ recuperação de áreas desativadas.	Uso atual ou possível	Impacto decorrente (médio-longo prazo)
RECOMENDAÇÕES GERAIS	1. Estratégia compensatória de troca, IBAMA/SUM, p/ garimpeiros acima de 50 anos, s/direitos de herança e venda.	1. Preencher c/ o rejeito grosso, vazios do garimpo (frinchas, canalões, catras) ou bloquear, para contenção de finos e água. Reduz assoreamento, retarda escoamento.	Reservar áreas p/ manutenção do processo garimpeiro, p/ registro histórico, educação e turismo.	1. Manutenção de descarga fluvial, perenização.
	2. projeto IBAMA e Sec. Munic. p/ Educ. Ambiental no 1º grau; sobre o Parque, a região e relacionamento homem-natureza.	2. Avaliar qualidade da água, observando % de minerais pesados, que podem ter sido recolocados pela remobilização do garimpo.		2. Recuperação de reservatórios subterrâneos, estruturação de áreas de recarga e retomada do escoamento. 3. Recuperação de mata ciliar.

Tabela 1: Recomendações gerais para recuperação, área das Lavras Diamantinas (vide tabela 2.).

Quadro 2: Modificações ambientais promovidas pelo garimpo de diamantes (Nolasco, 2002).

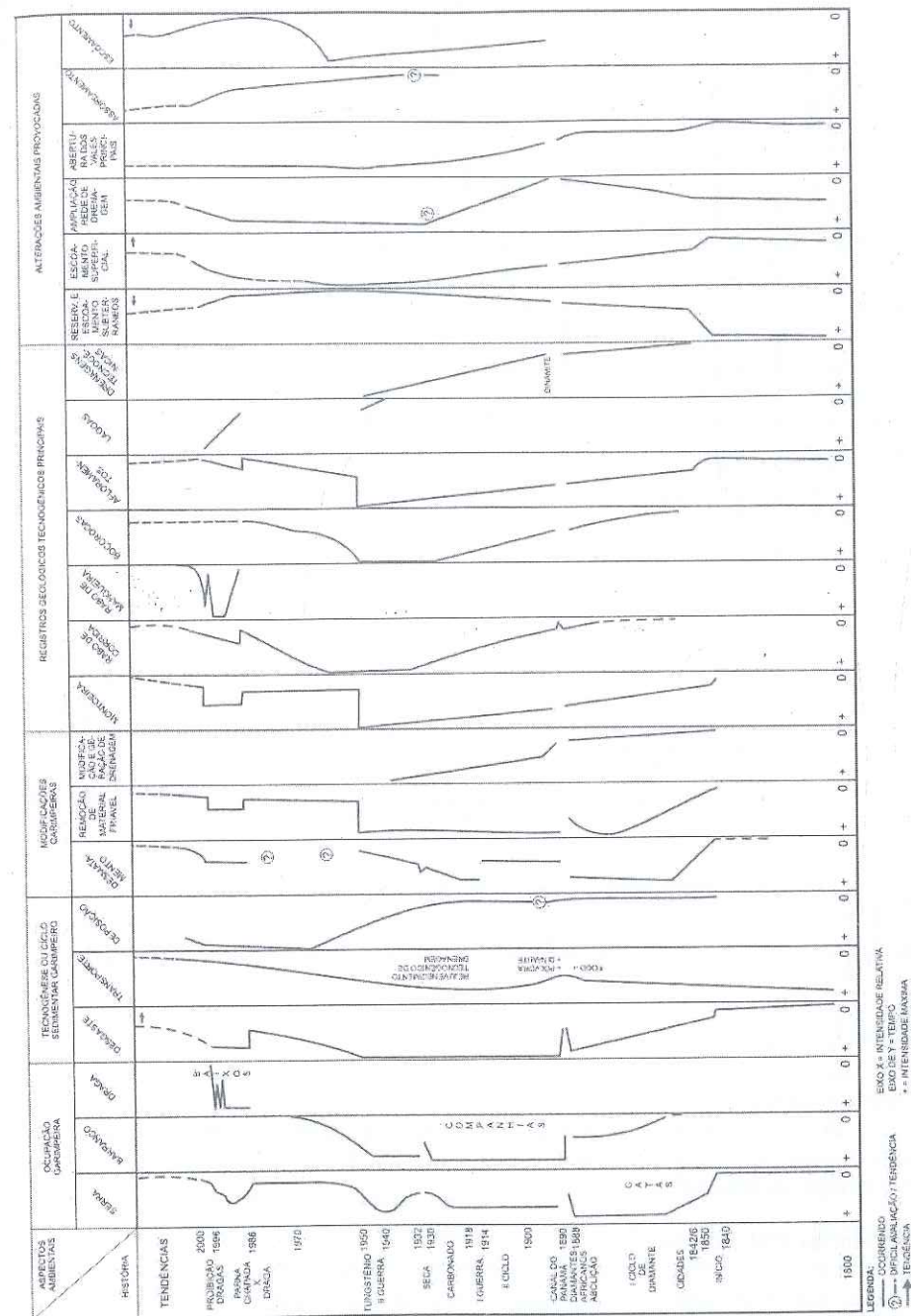


Tabela 2: Estratégias para recuperação de áreas modificadas pelo garimpo – sugestões.

FASE FECOCES	Situação atual		Impacto decorrente
	T-3	T-2	
Trilhas, valetas e estradas	Areas abandonadas, passadas, suspensas do garimpo. Recuperação/ reutilizar áreas. Ação	Semelhante a garimpos tradicionais. A cisterna abandonada do garimpo de barragem configura vocação em solo arenoso argiloso cravamento, equivalente a valetas e canais de adução. Apresenta graus de estabilidade, de acordo com a ocorrência de processos urbanos e situação de adução. Algumas áreas, próximas a cidades, estão sendo a expansão urbana.	Aumento circunção, ampla velocidade erosão. Concentra água pluvial, facilita ravinamento.
Barragens	Areas abandonadas, passadas, suspensas do garimpo. Recuperação/ reutilizar áreas. Ação	Recomposição da declividade buscando as inclinações adequadas e estabilização	Provaável Controle e manutenção do fluxo e do canal fluvial
Terrenos sem cobertura vegetal	Areas abandonadas, passadas, suspensas do garimpo. Recuperação/ reutilizar áreas. Ação	Recomposição da declividade buscando as inclinações adequadas e estabilização	Ampliação de área de cobertura vegetal, micro-clima, ampliação de reservatórios subterâneos.
Tocos*	Areas abandonadas, passadas, suspensas do garimpo. Recuperação/ reutilizar áreas. Ação	Recomposição da declividade buscando as inclinações adequadas e estabilização	Ampliação de leitos, adequado a paisagem. Problema de saneamento - Disposição de esgoto
falésias**	Areas abandonadas, passadas, suspensas do garimpo. Recuperação/ reutilizar áreas. Ação	Recomposição da declividade buscando as inclinações adequadas e estabilização	Comparação de área exigida acompanhamento para evitar crescimento e queda de blocos.
Fatura (4-6)	Areas abandonadas, passadas, suspensas do garimpo. Recuperação/ reutilizar áreas. Ação	Recomposição da declividade buscando as inclinações adequadas e estabilização	Geração de reservatórios
Vogoroca	Areas abandonadas, passadas, suspensas do garimpo. Recuperação/ reutilizar áreas. Ação	Recomposição da declividade buscando as inclinações adequadas e estabilização	Reatuação do processo erosivo com aceleração de vocacionamento e ravinamento, piloso ou fluvo.
depressões e lagos (caixas)	Areas abandonadas, passadas, suspensas do garimpo. Recuperação/ reutilizar áreas. Ação	Recomposição da declividade buscando as inclinações adequadas e estabilização	2. Escorregamentos
Drenagem técnica**	Areas abandonadas, passadas, suspensas do garimpo. Recuperação/ reutilizar áreas. Ação	Recomposição da declividade buscando as inclinações adequadas e estabilização	3. Possível contaminação de água e solo por esgoto
Drenagem TOS relativos sólido	Areas abandonadas, passadas, suspensas do garimpo. Recuperação/ reutilizar áreas. Ação	Recomposição da declividade buscando as inclinações adequadas e estabilização	1. Recomposição do canal e mata ciliar do São José, geração de novas atividades na região.
Convenções - Tipos de Garimpos:	Areas abandonadas, passadas, suspensas do garimpo. Recuperação/ reutilizar áreas. Ação	Recomposição da declividade buscando as inclinações adequadas e estabilização	2. Inserção de espécies exóticas.
1. Serras;	Areas abandonadas, passadas, suspensas do garimpo. Recuperação/ reutilizar áreas. Ação	Recomposição da declividade buscando as inclinações adequadas e estabilização	3. Contaminação química pesados, ressupeços.
2. Dragões;	Areas abandonadas, passadas, suspensas do garimpo. Recuperação/ reutilizar áreas. Ação	Recomposição da declividade buscando as inclinações adequadas e estabilização	4. Ampliar erosão e assoreamento das lagoas
3. Subterâneos e 4. Dragões;	Areas abandonadas, passadas, suspensas do garimpo. Recuperação/ reutilizar áreas. Ação	Recomposição da declividade buscando as inclinações adequadas e estabilização	5. O soterramento de caixas pode acelerar assoreamento ou a reconstrução do canal.
Aspecto específico desse tipo de garimpo:	Areas abandonadas, passadas, suspensas do garimpo. Recuperação/ reutilizar áreas. Ação	Recomposição da declividade buscando as inclinações adequadas e estabilização	1. Se, preenchidos, generalizar os reservatórios subterâneos (longo prazo).
a. posicionamento em relação a declividade do terreno; se, acompanha acelera o escoamento superficial; se e perpendicular reduz a velocidade; b. eficiência para captura de sedimentos; c. quantidade de sedimento retido; se a fratura esta vazia acelera o escoamento superficial, quanto maior a quantidade de sedimento maior a retenção, favorecendo o escoamento subterâneo e tornando-se reservatório.	Areas abandonadas, passadas, suspensas do garimpo. Recuperação/ reutilizar áreas. Ação	Recomposição da declividade buscando as inclinações adequadas e estabilização	2. Favorecer a contaminação por minerais pesados e esgotos (curto prazo).
b. eficiência para captura de sedimentos; c. quantidade de sedimento retido; se a fratura esta vazia acelera o escoamento superficial, quanto maior a quantidade de sedimento maior a retenção, favorecendo o escoamento subterâneo e tornando-se reservatório.	Areas abandonadas, passadas, suspensas do garimpo. Recuperação/ reutilizar áreas. Ação	Recomposição da declividade buscando as inclinações adequadas e estabilização	1. Modificação de paisagem, destruição de montanhas.
c. quantidade de sedimento retido; se a fratura esta vazia acelera o escoamento superficial, quanto maior a quantidade de sedimento maior a retenção, favorecendo o escoamento subterâneo e tornando-se reservatório.	Areas abandonadas, passadas, suspensas do garimpo. Recuperação/ reutilizar áreas. Ação	Recomposição da declividade buscando as inclinações adequadas e estabilização	2. Possibilidade de contaminação de águas e solo por esgotos.

Agradecimentos

Dr. Antonio Manoel de S. Oliveira e Prof.. Rodi Ávila Medeiros (in memorian), as valiosas contribuições durante nosso doutoramento na UFRGS. A CAPES a bolsa PICD, a banca examinadora, as boas idéias.

Referências Bibliográficas

Nolasco, M.C. (2002) - Registros geológicos gerados pelo garimpo de diamantes, Lavra Diamantinas – Bahia, Tese de Doutorado, Pós graduação em Geociências-UFRGS, 2002: 361.

Carbonados from Brazil: mineralogical characteristics and structures

Vitaly A. Petrovsky (Institute of Geology of Komi SC UB RAS, petrovsky@geo.komisc.ru); Valery I. Silaev (Institute of Geology of Komi SC UB RAS); Maximiliano Martins (Federal University of Minas Gerais); Alexander E. Sukharev (Institute of Geology of Komi SC UB RAS); Joachim Karfunkel Federal University of Minas Gerais)

The program of scientific cooperation Russia-Brazil is directed to mineralogical studies of mono- and polycrystalline diamonds and has been developed in the Institute of Geology of Komi Republic–Syktvykar, Russia. The diamond polycrystalline aggregate–carbonados–represent infrequent varieties of diamonds. In a view of unusual structure, unique properties and unknown of all aspects related to its genesis, this diamond involves interest of geologist and material engineers.

In this article are reported the analytical results made in Brazilian carbonados from Macaúbas River Basin (Minas Gerais State), Chapada Diamantina (Bahia State) and Mato Grosso State (Petrovsky, et al. 2003; Petrovsky, et al. 2003B; Silaev, et al. 2004; Petrovsky, et al. 2004; Petrovsky, et al.). All the samples were extracted from recent alluvial sediments.

Based on experimental data, it is postulated that the mechanisms and conditions of diamond growth in nature have many similarities with those of synthetic diamond genesis. The discovery of metal films on natural diamonds are correlated with the data of diamond synthesis from the solutions in metal-graphite fusion at high P-T parameters.

The metal-catalyst or metal containing a phase (MC) plays an important role in diamond formation and influences on formation of special structures in the polycrystal (Petrovsky, et al. 2004B).

The growth of diamonds occurs mostly to the side of the nearest carbon source in accordance with symmetry of feeding medium. A thin metallic film separates diamond from a carbon source. Experimental researches have shown that, while increasing the crystal size, the metal film thickness increases as a rule too. The reason for this phenomenon may be the difference in specific densities of initial carbon in the form of graphite and the final carbon in the form of diamond.

Calculated parameters of an elementary cell for all carbonado samples appeared approximately at 1% more than for a monocrystal diamond. This fact must be attributed to the presence of single atoms of nitrogen (P1-defect) in the microdiamond that compose the carbonados. Segregation of the carbonados into single nitric defects can be interpreted as absence of “mantle annealing”. ESR and luminescence data show that there are two types of carbonados, by contrast differing on the contents of impurities and vacancy defects. Thus, relatively high-nitrogenous carbonados are characterized, at least, by lower contents of metal phases. Essentially various compositions of defective structure of a diamond phase and inclusions indicate polygenity of Brazilian carbonados.

The heterogeneity of carbonados implies in variations of the physical and chemical parameters during their formation. It is possible that some parts of the one same sample must contain aggregates that crystallized at the presence of metals–catalysts. On the other hand, other parts could be formed by recrystallization of graphite into diamond, under influence of the NH-fluid. Experimental modeling of polycrystalline diamonds exhibit similar morphological and structural characteristic compared with natural samples.

The carbonados under study are composed of a dense aggregate of diamond grains, recognized by shape as crystallomorphous and granular individuals.

They are porous and contain many cavities in which some of them are composed by druse-like formations of diamond microcrystallites. Some parts of such microcrystallites, in which haven't been affected by the oxidation processes, are cemented by metal-catalyst. Others parts are affected by components of secondary cementation with metamorphic minerals.

In some cavities a "gear" structure of the diamond crystallites (fig. 1, A) was revealed. It can probably testify to a joint crystallization of the diamond and certain phases (presumably metal-containing). This characteristic indicates a crystallization from a low viscosity melt in which occurred the reduction of carbon content in the cavity. At the finishing stage of diamond formation process many crystallites probably appeared at the interaction with "a boiling fluid". It is the evidence of the first time established rather unusual shell-shaped or sphere-shaped carbonic formations—lonsdaleite, which are exposed on the diamond crystallites in interstices after chemical etching of metallic phases (fig. 1, B; fig.2).

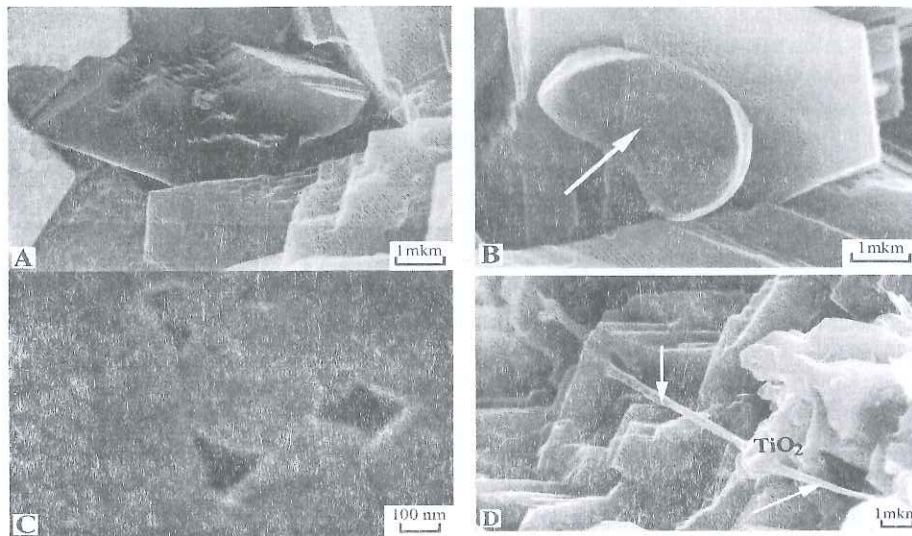


Figure 1: Natural carbonados. A - surfaces of joint growth on diamond crystallites (sample MGC0, metallic phase is etched), B - arrow are shown spherical thin-walled carbonic the formation probably describing "boiling up" of a fluid (sample MGC0); C - interstices in diamond crystalline, formed as a result of accretion disorienting microblocks (sample MGC6/3); D - a threadlike crystal of diamond (it is shown by arrows) (sample MtGrC1).

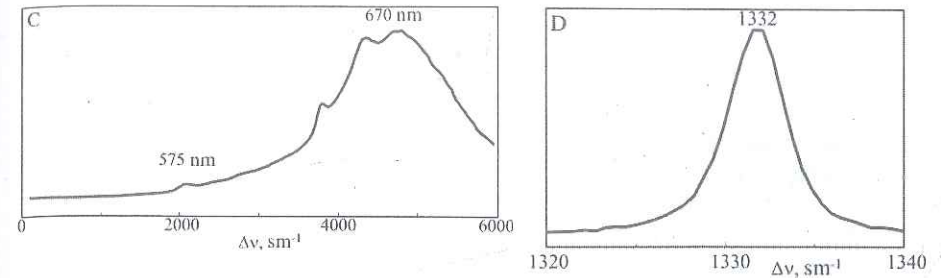
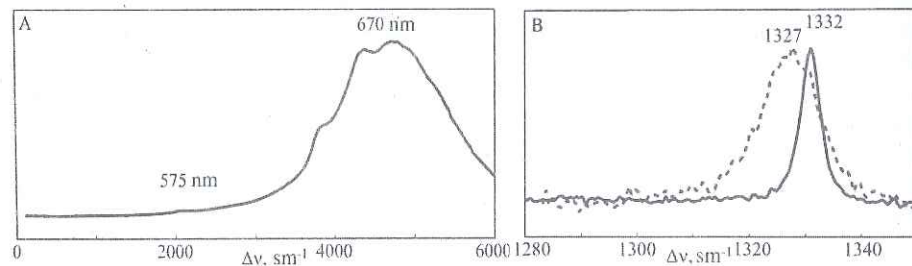


Figure 2: Spectra of a luminescence (A, C) and combinational dispersion (C, D) natural carbonados MGC2: A, B and C, D – various sites of a sample.

It is established also, that diamond crystallites of natural carbonados with micron sizes disoriented relatively to each other are made by blocks less than 100 nanometers. About the features of crystallite block structure it is possible to judge according to geometry of cavities - interstice (fig. 1, C). As a result of the researches carried out by us in Brazilian carbonados are revealed more than 80 mineral kinds solid-phase inclusions, including native metals of 27 kinds, sulfides - 9, halides - 3, oxides and hydroxides - 16, silicates and aluminosilicates - 12, oxygen salts - 15.

Most xenomineral impurities in Brazilian carbonados can be easily referred to the type of epigenetic inclusions. This status is rather determined when relating to hydrogoethite, cerianite, aluminosilicates, phosphates, phosphate-alumophosphate solid solutions, sulfates, carbonates and halide compounds. Quite likely, the epigenetic status can be referred to native metals and sulphides. Nevertheless, ontogenetic inclusions of spinelide, ilmenite and ilmenorutile-struverite solid solutions are complicated task. By morphology and peculiarities of localization these minerals can be not so epigenetic than the above-mentioned. However, the above-mentioned spinelide, ilmenite and ilmenorutile-struverite don't have anything in common with typical minerals-satellites and kimberlitic diamonds, even their chemical and mineral compositions.

The only xenomineral impurity probably referred to primary than secondary inclusions is phase-homogenous solid solutions based on zircon. Composition and structure of the phases have much in common with juvenile inclusions as Ti-Fe-Si-Zr-Al of oxide solid solutions in monocrystal diamonds. So, the solid solution can be supposed as a prototype of parazircon phases determined on Brazilian carbonados. An impurity of orthosilicates, hafnium and thorium can be considered as an additional criterion of priority of these phases. Endocryptic impurity of yttrium and scandium phosphates in parazircon phases is also a mark of a deep (mantel) substance.

The obtained data don't prove the conclusions on rapid isotopic-carbon contrast between carbonados and monocrystalline diamonds supposedly testifying to practically different origins of their carbon – "crusted" origin in the first case and mantel origin in the second case. These records can be better interpreted from the point of existence of isotopic heterogeneity in carbon.

Finally, it should be pointed out that the data obtained by us permit refuse from a genetic opposition of micropolycrystalline and monocrystalline diamonds. It is not so evident that carbonados represent only variations of a unique process in the mantle during diamond formation.

Acknowledgement

This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (projects 03-05-64382 & 05-05-64615).

Bibliographic References

Petrovsky, V.A.; Karfunkel, J.; Filippov, V.N. Alternative models of carbonados formation: new ideas and conceptions in mineralogy. Proc III Intl Mineralogical Sem (Syktyvkar). Geoprint: 174-175.

Petrovsky, V.A.; Karfunkel, J.; Martins, M.; et al. (2004) - Morphological and substructural a structure natural carbonados. Surface X-ray, Synchrotron and Neutron Researches, 9: S73-85. (in Russian)

Petrovsky, V.A.; Martins, M.; Lutoev, V.P.; et al. (2003B) - Mineralogical and genetic features carbonados from state Minas Gerais (Brazil). Syktyvkar Mineralogical Collection, 33: 41-69. (in Russian)

Petrovsky, V.A.; Rakin, V.I.; Êarfunkel, J.; et al. (2003) - Diamonds in modern looses of river basin Macaubas (Brazil). Syktyvkar Mineralogical Collection, 33: 13-40. (in Russian)

Petrovsky, V.A.; Troshev, S.A.; Sukharev, A.E. (2004B) - A mechanism of diamond formation in the presence of metals-catalysts. Doklady E Sci, 5: 703-706.

Silaev, V.I.; Petrovsky, V.A.; Sukharev, A.E.; Martins, M. (2004) - Carbonados: the brief resume of results of researches. Vestnik, 11: 7-13. (in Russian)

Classificação de corpos intrusivos na região de Coromandel com apoio de dados magnéticos e gamaespectrométricos: resultados preliminares

Augusto César Bittencourt Pires (UnB, acbpirez@unb.br); Claudia Arantes Silva (HGeo); Roberto Alexandre Vitória de Moraes (HGeo); Heitor de Araújo Franco (HGeo); Leandro Guimarães Silva (UnB)

Introdução

No Brasil, os complexos alcalinos-carbonatíticos e as províncias kimberlíticas ocorrem em zonas arqueadas e falhadas nas bordas das bacias do Paraná, Parnaíba e do Amazonas. Ao menos três grandes lineamentos estruturais controlam a posição das províncias alcalinas brasileiras (Frantsesson, 1970; Bardet, 1973; Biondi, 2003). O mais importante é identificado pela sigla 125°AZ, por ter direção geral dada pelo azimute 125°. Este lineamento, conhecido na região do Triângulo Mineiro como Lineamento Alto Paranaíba, estende-se desde o litoral do Rio de Janeiro até o leste de Rondônia. Junto a ele ocorrem, em Minas Gerais, os complexos alcalinos-carbonatíticos economicamente mais importantes e a maior província kimberlítica-lamproítica conhecidos no País.

A Província Alcalina do Alto Paranaíba contempla ocorrências de kimberlitos, lamproítos, kamafugitos e carbonatitos. (Sgarbi, P. B. A., e Gaspar, J. C., 1995, Araújo, A. L. N., et al., 1998, Araújo, A. L. N., 2000). Estes corpos têm expressão característica em levantamentos magnéticos, na região, representada por anomalias circulares ou dipolares. Contudo, somente com base na magnetometria, não é possível separar, na região, rochas intrusivas de composições diferentes. Usualmente, a identificação de anomalias em mapas magnéticos é seguida de trabalho de campo para coleta de amostras para análise química e/ou mineralógica visando à classificação da intrusiva. Neste estudo estamos propondo o desenvolvimento de uma metodologia de interpretação integrada de magnetometria e gamaespectrometria que permita auxiliar na separação entre corpos intrusivos de naturezas diferentes, ocorrendo na região de Coromandel, MG.

Método

O presente estudo usa dados de aerolevantamento regional realizado pela Secretaria de Estado de Minas e Energia (SEME), de Minas Gerais (CODEMIG, 2002). Levantamento gamaespectrométrico e magnetométrico aéreo, correspondente à ÁREA 1, com linhas de vôo espaçadas de 250 m cobrindo uma faixa de direção aproximada norte-sul se entendendo de Unaf a Coromandel, serviu de base para este projeto (Figura 1). Variações no conteúdo de potássio e terras raras nas intrusivas na Província Intrusiva do Alto Paranaíba sugerem a possibilidade de utilização, além dos dados magnetométricos, da gamaespectrometria para discriminação de rochas de naturezas diferentes (Brod, J. A. et al., 2000, Brod, T. C. J. et al., 2002, Orris, G. J. e Grauch, R. I., 2002).

O processamento de todo o conjunto de dados aerogeofísicos foi executado visando melhoria da relação sinal/ruído. As medidas de campo são geralmente influenciadas por uma grande quantidade de fenômenos, sejam naturais ou não. Os ruídos (alta frequência) são normalmente corrigidos na etapa de campo. Todavia, nem toda alta frequência é indesejável e deve ser eliminada. O interesse neste estudo por anomalias relacionadas a corpos de pequenas dimensões (poucas centenas de metros de diâmetro) requer um processamento cuidadoso que garanta o maior conteúdo de alta frequência possível. Neste estudo, anomalias magnéticas de dimensões da ordem do

espaçamento entre linhas de vô puderam ser identificadas, apesar das limitações teóricas impostas pelo teorema da amostragem (Figura 2).

O processamento, interpretação e apresentação de dados gamaespectrométricos aéreos foi efetuado com aplicação de métodos estatísticos visando realçar variações em teores de potássio, urânio e tório. Uma análise dos produtos gamaespectrométricos não permite, a princípio, a identificação direta de anomalias associadas a corpos intrusivos.

A interpretação integrada de dados aerogeofísicos utilizando procedimentos estatísticos e a construção de imagens híbridas permite retirar dos conjuntos de dados os melhores atributos para identificação de corpos de interesse (Pires, A C B, 1990 e 1995). Esta etapa foi fortemente apoiada com o uso de sistemas de informações geográficas.

Resultados Preliminares

O re-processamento cuidadoso dos dados magnetométricos permitiu a manutenção de dados de alta frequência compatíveis com a geometria de corpos de interesse. Uma grande quantidade de anomalias dipolares, típicas de corpos intrusivos, foi identificada na região. Elevada resolução dos dados e processamento adequado permitem a identificação de anomalias com padrão espacial relevante e facilita a modelagem tridimensional.

Processamento dos dados gamaespectrométricos com o auxílio de filtros especiais permite a identificação de anomalias com associação explícita com anomalias magnéticas de interesse identificadas na região (Figura 3). Informação gamaespectrométrica permite identificar duas famílias distintas de corpos intrusivos (Figura 4).

Processamento integrado magnético e gamaespectrométrico associados à ferramentas estatísticas permite identificar na região um grande conjunto de anomalias com respostas magnética e gamaespectrométrica representando, pelo menos três famílias distintas de corpos intrusivos (Figura 5).

Conclusões

Processamento cuidadoso dos dados magnéticos e gamaespectrométricos permitiu a identificação de anomalias associadas a corpos intrusivos de diâmetro de poucas centenas de metros. A incorporação adequada dos dados gamaespectrométricos mostrou ser possível a identificação de anomalias correlacionadas com corpos com expressão magnética. Processamento integrado dos dados magnéticos e gamaespectrométricos permitiu a identificação geofísica de pelo menos três famílias de corpos intrusivos.

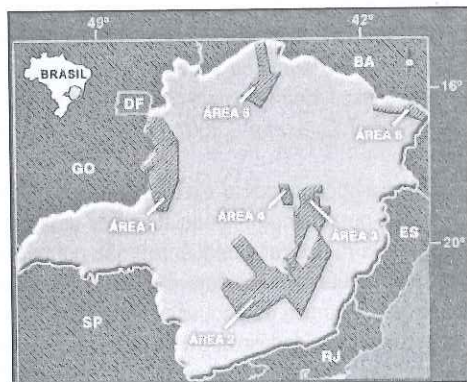


Figura 1: Mapa de localização de aerolevantamentos geofísicos em Minas Gerais (CODEMIG, 2002).

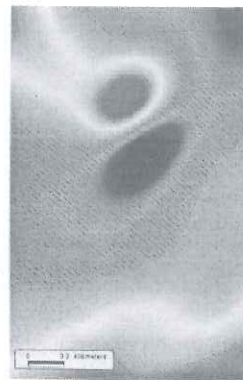


Figura 2: Anomalia dipolar característica de corpo intrusivo com diâmetro estimado de 200 metros.

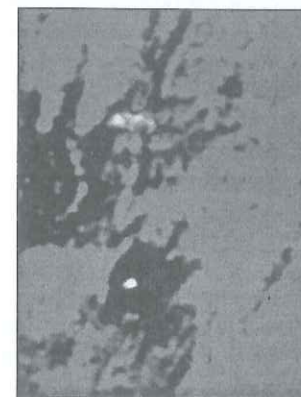
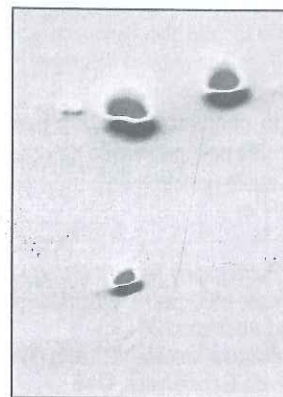
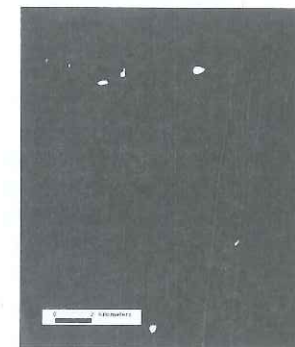
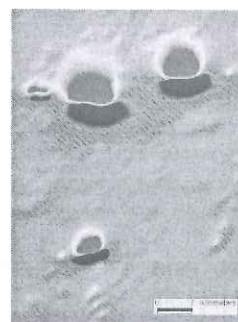


Figura 3: No mapa A: três anomalias magnéticas associadas corpos intrusivos. No mapa B: anomalias gamaespectrométricas em tons azulados associadas com duas anomalias magnéticas.



A.

B.

C.

Figura 4: Processamento com base em dados magnéticos e gamaespectrométricos permite identificar, na cor amarela, duas famílias de corpos intrusivos (mapas B e C).

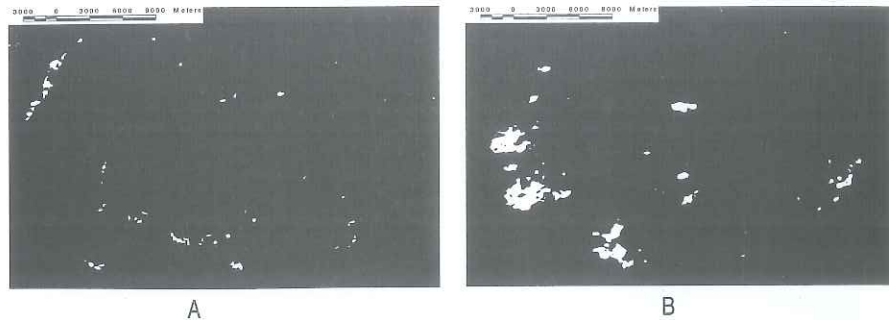


Figura 5: Famílias de corpos intrusivos caracterizados por geofísica (mapas A e B). Algumas anomalias do mapa A e outras no mapa B têm correspondência espacial com corpos kimberlíticos de Schobbenhaus (2004). Nem todos os corpos kimberlíticos estão associados às duas famílias, sugerindo a possibilidade de uma terceira ou mais famílias.

Agradecimentos

Agradecemos à CODEMIG pela liberação do conjunto de dados aerogeofísicos. Agradecemos, também, à HGeo-Tecnologia em Geociências pela permissão no uso de sua infraestrutura computacional e incentivo no desenvolvimento deste projeto.

Referências Bibliográficas

- Araújo, A.L.N.; Gaspar, J.C.; Bizzi, L.C. (1998) - Petrography and mineralogy of kimberlites and kamafugites from the Alto Paranaíba Igneous Province, MG, Brazil: preliminary studies. In: 7th International Kimberlite Conference, Cape Town, Extended Abstracts: 26-28.
- Araújo, A.L.N. (2000) - Petrologia dos pipes kimberlíticos e kamafugíticos da província alcalina do Alto Paranaíba, MG e GO, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UnB.
- Bardet, M.G. (1973) - Géologie du diamant part 1: généralités. Mémoires du BRGM, Orléans, 83.
- Biondi, J.C. (2003) - Processos metalogenéticos e depósitos minerais brasileiros, Oficina de Textos, S Paulo.
- Brod, J.A.; Sally, A.G.; Thompson, R.N.; Brod, T.C.J.; Seer, H.J.; Moraes, L.C.; Boaventura, G.R. (2000) - The kamafugite-carbonatite association in the Alto Paranaíba Igneous Province, Southeastern Brazil, *Rev Bras Geoc*, 30(3): 408-412.
- Brod, T.C.J.; Roig, H.L.; Gaspar, J.C.; Brod, J.A.; Menezes, P.R. (2002) - A província alcalina de Goiás e a extensão do seu vulcanismo kamafugítico. *Rev Bras Geoc*, 32(4): 559-566.
- CODEMIG (2002) - Levantamento aerogeofísico de Minas Gerais, Secretaria de Estado de Minas e Energia, Companhia Mineradora de Minas Gerais, Belo Horizonte.
- Frantsesson, E.V. (1970) - The petrology of kimberlites, Univ of Camberra, Camberra.
- Orris, G.J. & Grauch, R.I. (2002) - Rare earth element mines, deposits, and occurrences, Open File Report 02-189, USGS, Denver.
- Pires, A.C.B. (1990) - Statistical characterization of greenstone sequences using magnetic and gamma-ray spectrometric data: Guarinos-Pilar de Goiás area, Brazil. *Rev Bras Geoc*, 20(1-4): 293-298.
- Pires, A.C.B. (1995) - Identificação Geofísica De Áreas De Alteração Hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. *Rev Bras Geoc*, 25(1): 61-68.
- Sgarbi, P.B.A. & Gaspar, J.C. (1995) - Perovskites from the Mata da Corda kamafugites, MG, Brazil, In: International Kimberlite Conference, 6, Novosibirsk, Extended Abstracts: 498-499.

Início de un banco de datos sobre diamante

Jaime Leonardo Báez Presser (jaleo@telesurf.com.py);
Adolfo Benicio Báez Almada; Pedro Benítez

Desde los últimos 10 años atrás la información sobre la presencia de diamante en el Paraguay viene siendo cada vez más destacada. Este hecho abre inevitablemente un amplio espectro de informaciones que de no acompañarse puede quedar disperso. Dejado de lado ineludiblemente resultará con la consiguiente pérdida de información que podría ser de interés de las diferentes comunidades socio-económicas y como científicas.

Con intención de buscar, al menos en parte, encaminar por buen rumbo a la información, presente y futura, sobre el diamante en Paraguay, a seguir se presenta un sencillo esquema de Banco de Datos donde se quiere reunir todo acervo de datos sobre este mineral.

La base del mismo (Banco Matriz) está dada por una planilla en M_Excel montada de forma simple como se muestra en la tabla abajo:

Tabla 1:

Material	Procedencia	Macro_d	Micro_d	Calidad	Color	Otr. Inf.
D-NP04	Concepción	X		gema	I	VS- Sawable
D-NP03	Concepción	X		gema	I	VS- Sawable 2
D-NP02	Concepción	X		gema	E	VVS- Sawable 1
D-NP01	Concepción	X		gem/casi g	H	VS- Makeable
D-UH01	Concepción	X		indus/gema	?J	VS
D-BRC01	Concepción	X		gema	?	VS

Claro está que para la construcción del Banco Matriz antes se deberán abrir diferentes carpetas que estarán interconectadas y cuyo fluxograma de construcción podría ser, en principio, el siguiente:

Banco de datos -Banco Matriz- ?País (Paraguay)?Departamento (eg. Concepción)?Mina/pipe (si lo hubiere o una carpeta especial donde se colocan los colectados no en minas o pipes volcánicos) ?Ficha del "Material" (eg. D-NP04).

El "Material" se procede a una descripción más demorada, operación para la cual se adopta, básicamente, el esquema de descripción para diamantes de Otter et al. (1994). A esto se suman adaptaciones breves y optimizaciones construidas con base a McCallum et al. (1994) entre otros. Vea la Tabla 2.

El "Material" se acompaña, de ser posible, con micro-fotografías. Vea por ejemplo lo mostrado en la Tabla 2. La Tabla 1 a través de enlaces, permite acceder a la ficha (eg. D-NP04) que guarda los datos de la Tabla 2 y también las micro fotografías. En la Tabla 1 Inter-enlaces entre las diferentes columnas también deberá darse.

Se espera que este pequeño banco de datos sirva también de umbral a otras comunidades del diamante, nacionales como internacionales.

Tabla 2: Esquema, para describir características del diamante

Material: D-NP04 (acompaña micro-fotografías)

1. Forma del diamante

1.1 Regularidad de cristal

X FIG.A y B1.	Aproximadamente Equidimensional
	Distorsionado
	Desconocido

1.2 Morfología primaria

1.2.1 Formas simples del cristal

X FIG.A.	Octaedro
	Cubo-Octaedro
	Cubo
	Dodecaedro romboédrico
	Lonsdaleite (Hexagonal)

1.2.2 Formas de cristales maclados

	Macla
	Inter penetrados

1.2.3 Formas de agregado de cristales

	Grano grueso (>1 cristales del mm)
	Grano fino (<1 cristales del mm)
	Ballas

1.2.4 Otras las formas

1.2.5 Desconocidos

1.3 Morfología secundaria (reabsorción)

Categorías de	Porcentaje de	Preservación
	Factor	Preservación
	6	99-100% (1.0)
X	5 (0.5)	90-99%
	4 (0.85)	80-90%
	3 (0.75)	70-80%
	2 (0.625)	55-70%
	1 (0.55)	<55%
	Desconocidos	
	No Uniforme	

1.4 Estado del Cristal

X FIG. A	Entero
	Roto
	Desconocido

2. Color del diamante

2.1 Transparencia

X FIG.A y B1.	Transparente
	Translúcido
	Opaco
	Desconocido

2.2 Color del cuerpo

X FIG.A y B1.	Incoloro	X FIG.A y B1.	Amarillo
	Ámbar		Gris
	Blanco		Marrón
	Negro		Azul
	Verde		Desconocido
	Rosa		Otro

3. Tamaño del diamante

3.1 Masa / tamaño secundario

	2,5 ct.
--	---------

3.2 Masa primaria

--	--

4. Inclusiones minerales

4.1 Inclusiones secundarias

	Presente
	Ausente
	Desconocido

4.2 Inclusiones primarias

4.2.1 Inclusiones transparentes

	In color (olivina, Opx, Coesita)
	Púrpura (Granate)
	Rojo (Granate, Ruby)
	Naranja (Granate)
	Ámbar (Granate, rutilo)
	Verde (Cr- rico-Cpx)
	Azul (Kyanita)
	Castaño (Rutilo, Zircón)
	Bi mineral
	Otros

4.2.2 Inclusiones opacas

	Rosetón (Sulfuros)
X FIG.B2.	Discreto (Sulfuros, Espinela, Ilmenita, Grafito)
	"Red" (Grafito)
	Nube

4.2.3 Paragenesis

X	Peridotítica
	Eclogítica
	Desconocida

5. Características de superficie

5.1 Xenolithic

	Bordes afilados/Caras Lisas
X FIG.G.	Asprezas en Forma de Bulto
	Parecido a costillas ("acostillado")
	Laminas serradas
	Placas puntuales
	Gravados acanalados
	Cobertura de grafito/Sobre crecimiento

5.2 Deformación

X FIG.E.	Líneas de la laminación
	Textura de "Shagreen"
	Serie lineal de Grabados en forma de Hoyos
	Montículos piramidales

5.3 Otros

	Placas triangulares
	Laminas en forma de escudo
	Terrazas
X FIG.F.	Grabado de Posos en forma de Triángulos (+/-)
X FIG.C1 y C2.	Grabado de Posos en forma de Hexágonos
	Grabado de Posos en forma de Tetraégonos(+/-)
	"escalones" crecientes

	Línea de Macla
X FIG.G. ?	Montículos alargado
	Superficies de bajos relieves
	Zig-zag-Textura
X	Depresiones poco profundas
X	Escultura de corrosión
	"Butte"-Estructura
	Micro Discos/Micro Hoyos
	Montículos transversos
	Formas de la Cuña imbricadas
	Dentadura rómbica
	Hoyo de la inclusión en Superficie Corroída
X	Superficie pulida
	Modelos de red
	Rodada
	Discos deshuesados
	Cavidades Hemisféricas deshuesadas
	Grabado Esculturado
X FIG. C1 y C2.	Parecido a Hielo (brillo)
X FIG. E.	Estricciones en paralelo
	Ranuras lineales
	Líneas onduladas
	Manchas verdes o Castañas
	Hoyo de inclusión en Superficie de la Rotura
	Reabsorción en Superficie de la Rotura
	Grabado en Superficie de la Rotura
	Marcas en forma de "arañazos"
	Figuras de percusión
	"Spall"-Cicatriz
	Superficie terrosa
X FIG.D.	Caras apiladas (layered growth surface)
X FIG.C1 y C2.	Caras parecidas a galletita
	Lumpy corners
	Otros

6. Método

Lupas mono (10X), binoculares de pequeño (20X) a alto aumento (160X - QUIMIS Q-106-Z2)	Inspección visual
Lupa alto aumento (160X -QUIMIS Q-106-Z2)	Observación de inclusión
Cámara Digital OLYMPUS D-520ZOOM	Fotografía/Micro fotografía
Balanza Powrpack (PW-290)	Peso del diamante
Visual-comparativa	Color
Lavado (agua y solución diluida de HCl y/o solución diluida de soda cáustica)	Otros ensayos

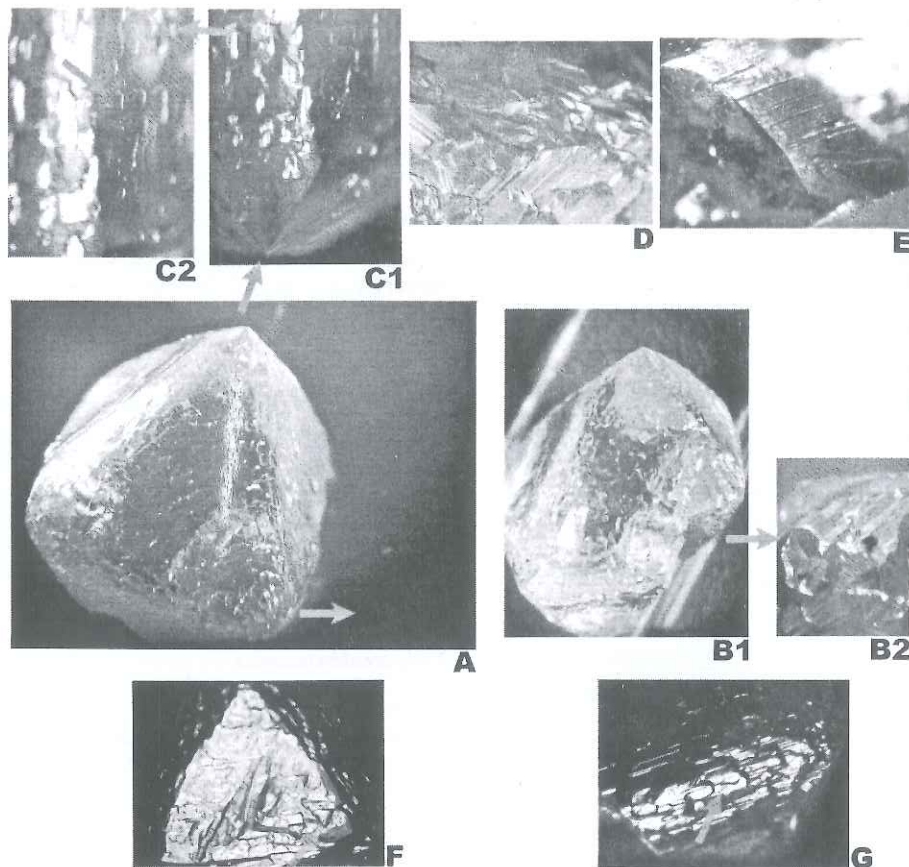
7. Observación resumida

7.1 Comentarios breves

Diamante octaédrico parcialmente corroído (Clase 5) que presenta en uno de los bordes crecimiento truncado (origen xenolítico? Peridotítico).
Visibles inclusiones de cromita que se sitúan en las porciones mas externas del cristal y con ello sugiriendo crecimiento con zonación.
Se observan abundantes esculturas de posos (*etch* irregulares a hexagonales y así con aspecto de galletita -*cokey surface*) corrientemente posicionadas en las fases octaédricas.
Este cristal en sus bordes presenta brillo hielo (frosting).
Se nota algo de pulido natural en las fases octaédricas con pocos *etchs*.
Calidad gema: Cristal - I - VS - Sawable.

7.2 Otros datos

Coordenadas de recolección del material: -22°19'00" S y 56°51' 52" W de latitud y longitud. (Dpto. de Concepción - Paraguay).
Colector/es: campesinos del Asentamiento Campesino de Antebi-cué.



Referencias Bibliograficas

McCallum, M.E.; Huntley, P.M.; Falk, R.W.; Otter, M.L. (1994) - Morphological, Resorption and etch Feactu Trends of Diamonds from Kimberlite Populations with the Colorado-Wyoming Sate Line District, USA. Proc 5th Intl Kim Conf, CPRM Spec Pub, 1/B, Jan/94: 32-50.

Otter, M.L.; McCallum, M.E.; Gurney, J.J. (1994) - A physical characterization of the Sloan (Colorado) diamonds using a comprehensive diamond description scheme. Proc 5th Intl Kim Conf, CPRM Spec Pub, 1/B, Jan/94: 15-31.

Perspectivas en relación al diamante en el Paraguay Oriental

Jaime Leonardo Báez Presser (jaleo@telesurf.com.py)

El Clifford's Rule observa que kimberlitas diamantíferas económicas están confinadas a las regiones que consisten de un núcleo de rocas muy antiguas (>2,4 giga años) a las que se han fusionado posteriormente rocas más jóvenes (>1,0 giga años) de cinturones móviles. Este proceso de amalgama de una faja móvil al núcleo antiguo es conocido como cratonización (Mitchell, 1986).

De acuerdo con lo comentado en Janse (1994) la parte del Cratón en que el basamento esta expuesto es llamado escudo (shield), el que en parte puede estar cubiertos por sedimentos posteriores -poco a nada deformados- y en este caso recibir la denominación de plataforma (platform). La mayoría de los cratones son del tipo plataforma, si no en todos, si en la generalidad de los casos, dificultando con ello la observación directa para determinar la edad del basamento subyacente. Ante esta dificultad eventual los geólogos del diamante utilizan como recurso la toma de datos sobre la edad de rocas (p.ej. sedimentos) de fajas móviles que cubren a estos cratones y que actúan como "foreland", i.e. cinturones móviles que consisten de rocas del Proterozoico Inferior y/ o del Arqueozoico que envuelven los bloques del Arqueozoico (mas antiguo) (Janse, 1994).

Un inconveniente adicional se da en regiones de amplias plataforma donde se hace imposible el contacto directo con las rocas antiguas. En estos casos para caracterizar estructuras cratónicas subyacentes se utilizan herramientas indirectas como la gravimetría (donde regiones de núcleo muy antiguo muestran anomalías gravimétricas positivas), la medición del flujo de calor térmico (dominios del Arqueozoico o el Proterozoico Inferior muestran, típicamente, entre 30 a 41 mWm⁻²) entre otras técnicas. En ocasiones también se recurre a un procedimiento más indirecto que delata la presencia cratónica antigua subyacente; esto es a partir de la información de los datos de presión y temperatura obtenidos de xenólitos peridotíticos y mas recientemente también de minerales xenolíticos individuales transportados por rocas alcalinas atípicas como las kimberlitas, las lamproitas y los lamprófidos (P-T compatibles con los 800 a 1200° C y profundidades de entre 145 a 300 km.).

El Paraguay se caracteriza por exponer en la mayor parte de su territorio rocas sedimentarias formadas, fundamentalmente, desde el Paleozoico al Reciente. A pesar de todo, la región Oriental expone en dos zonas, aun que pequeñas, rocas antiguas que se encuentran separadas una de la otra por centena de kilómetros: al N el Alto Rio Apá (=BRA, Fig. 1) y al S Alto Rio Tebicuary (=BRT, Fig. 1).

La Fig. 1 sugiere la distribución parcial y aproximada de bloques cratónicos repartidos entre Bolivia, Brasil, Uruguay, Argentina y Paraguay que han sido trazados con base a la información de gravimetría (Vidotti et al, 1998 y menor mente Quintas, 1995): Escudo de Guaporé (EG); BRA: Bloque Paranapanemá (BP) y BRT. Estos dos últimos considerados como parte del Cratón Río de la Plata (CRP).

Así mismo la Fig. 1 insinúa a BRA como un mega bloque con alrededor de 900 Km. de largo y 300 Km. de ancho. El BRA se encuentra amalgamado, al menos en una parte, al EG en el NNW a través de una faja móvil (identificado en la Fig. 1 por una franja con anomalías negativas en miligal) con edad del Proterozoico Superior. En este mega bloque la porción conocida como Complejo del Río Apá (CRA), de ~100 Km. de ancho y ~300 Km. de largo, ubicada en las fronteras de Paraguay y Brasil se conocen edades K/Ar y Rb/Sr de 1,8-1,7 giga años para un "foreland" ubicado en la faja situada al N y NW (ver comentarios de Báez Presser, este evento), que envuelve

un núcleo aparentemente más antiguo. Este núcleo expuesto (shield) del CRA se caracteriza por anomalías positivas muy altas (valores de Mgal. ~30-35), como visto en regiones cratónicas con raíz espesa (i.e. Arqueozoica). El mismo en su borde E se encuentra cubierto por sedimentos del Paleozoico Superior al Mesozoico (ver más información en Báez Presser, este evento). Junto a este núcleo en el 2003 a partir de concentrados de minerales pesados, provenientes de sedimentos de corriente recogidos junto a arroyos situados en los alrededores de la Col. Jose Felix Lopez (J.F.L.) (Dpto. de Concepción), fueron primeramente identificados 3 cristales octaédricos de diamante incoloro y de calidad gema de entre 1 a 2 mm. Siendo que un año más tarde se encontraron en grava de deflación cuatro cristales (octaedros y romboedro) de diamantes de aproximadamente 1,1 a 3,5 ct y de calidad gema, estando uno de ellos mostrados en la Fig. IIA. Báez Presser (este trabajo) habla de intrusiones de kimberlita en los alrededores de J.F.L. que serían fuente de los diamantes encontrados en sus alrededores. Otras ocurrencias de diamantes (aluvial) en vuelta de BRA son las de Arroyo Cagatá (Paraguay), Aquidauana y Bonito (Ambos en Brasil)(ver Báez Presser, este evento). Con base a estas informaciones se cree que BRA presenta alentadoras perspectivas para la ocurrencia de kimberlita portadoras de concentraciones económicas de diamantes en el Paraguay (Oriental)-Brasil-Bolivia(?).

Al Sur del BRA aparentemente se puede trazar un mega lineamiento con rumbo NW-SE (Fig. I) el cual es interpretado como una zona de falla trans continental o plano de sutura entre bloques?. Esta falla parece separar de BRA del BRT. El BRT expone parcialmente un núcleo de rocas cristalinas del Proterozoico Inferior/Arqueozoico (los datos publicados apuntan a >2,0 giga años) que en su porción NW-N-NE esta envuelto por rocas del Proterozoico Medio a Superior ("foreland"); i.e. escudo. Este BRT es ocultado en sus sub límites/límites por unidades estratigráficas atribuidas a la Cuenca del Paraná y/o por unidades estratigráficas atribuidas a estructuras tipo rift (p/ ej los rift-graben de Asunción y Sta. Rosa). El BRT al igual que CRA presenta, en parte, anomalías positivas muy altas (~30 Mgal.), como visto en regiones cratónicas con raíz espesa (i.e. Arqueozoica). Báez Presser (2001; ver también sus referencias) describe en la región "foreland"/dominios del rift de Asunción -sub límite cratónico- pipes de rocas lamprofídicas calco alcalinas (p/ ej. picríticas Ymi-1) portadoras de diamante. Un cristal de color amarillo oro anaranjado (Fancy color) de ~1-2 mm. es mostrado en la Fig. IIE. Junto a los departamentos ubicados sobre BRT situados en el Paraguay en los límites con la Argentina en sedimentos de corriente fueron levantados KIMs (sobretudo granates de color vino tinto, vino rosado, rosa brillante, amarillo miel, naranja, naranja rojizo, entre otras coloraciones; cromitas, diopsido verde esmeralda, y otros minerales). Como ya levantado, el BRT es vinculado con el CRP. Siendo así, otros sitios con ocurrencia de diamantes en el CRP aún se desconocen, sin embargo cluster de kimberlitas fue encontrado en la región de Rosario do Sul (Brasil) y por otro lado en el Uruguay (Rio Arapey) se levantaron KIMs (minerales indicadores de kimberlita). Así se cree que este bloque presenta también alentadoras perspectivas, aun poco exploradas, para la ocurrencia de kimberlita portadoras de diamantes, se espera que en concentraciones económicas, en el Paraguay (Oriental)-Argentina-Uruguay-Brasil.

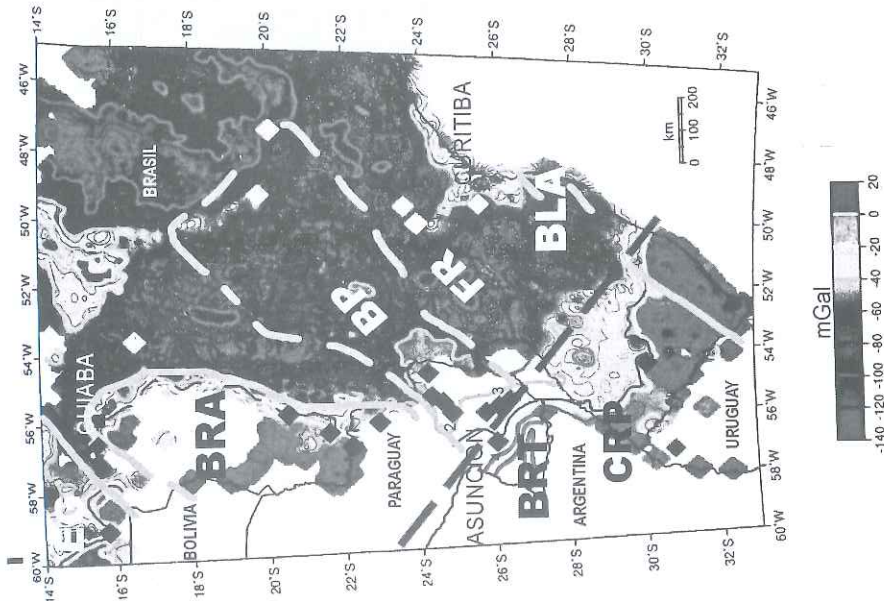
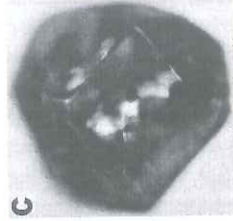
Por otro lado la misma Fig. I muestra que al E de los BRT y BRA se trazo el Boque Paranapanemá (BP). Este bloque, que se proyecta entre el Brasil y el Paraguay (menormente), fue inicialmente levantado por Cordani et al. (1984) y más tarde definido con base a datos de gravimetría por Quintas (1995). Aparentemente BP se habría fusionado (en el ?Proterozoico Superior) a BRT y BRA. El trabajo de Vidotti et al. (1998), que es la base de la Fig. I, a diferencia del modelo gravimétrico de Quintas (1995), muestra valores de ~30 (negativos) miligals lo que parece compatible

con una raíz cratónica no espesa, que se entiende se debería al hecho de este bloque cratónico haberse formado a partir de Proterozoico Inferior (ver p/ ej. Cordani et al., 1984). El BP se encuentra totalmente cubierto por unidades estratigráficas pertenecientes a la Cuenca del Paraná (i.e., plataforma). De cualquier forma, se conocen sobre el BP numerosas localidades con diamante aluvial en el Brasil (Rio Grande y Franca S.P.) y el Paraguay (Arroyo Retama Fig. IIC y D, Paso Yovai Fig. IID) así como también diamante en lamprófidos de afinidad lamproítica (reporte *on line* de la Rex Diamond Mining Corporation Set. 30 del 2003). Kimberlitas y/o KIMs (Puente Kyjhá, Melgarejo, Tabai (W. Vartel (Rex Diamond Mining Corporation) 2003 en declaraciones a medios de prensa escrita de Asunción Paraguay), Curuguaty y alrededores (este trabajo), Volcan-cué (este trabajo), entre otras localidades. Este BP al E limita con la faja móvil Ribiera (Fig. I). Se piensa que el BP presenta perspectivas poco alentadoras para la ocurrencia de kimberlitas (portadoras de diamante) económicas en Paraguay (Oriental) y el Brasil.

Comentarios de la Figura

En I se muestra un mapa gravimétrico (entre el Paraguay, parte del Brasil, parte de la Argentina y el Uruguay) construido con base a un mapa original de Vidotti et al. (1998) y Quintas (1995). En el se trazaron 3 bloques cratónicos (cuyos límites se muestran en trazo grueso): BRA y BP que estarían separados del BRT por una falla trans continental o plano de sutura entre bloques?. Indicándose además el EG, CRP, la FR y el BLA (Bloque cratónico Luiz Alves). Se muestran en rombos (blancos o negros) los sitios de ocurrencia de diamantes (primario y/o aluvial), kimberlitas (y/o lamproitas, lamprófidos) y KIMs. Aquí se asigna con un número los diamantes mostrados en la Fig. II: 1=A, 2=B/C, 3=D y 4=E.

En II diamantes de diferentes localidades mostradas en la Fig. I. A, representa un cristal octaédrico de ~2,2 ct., incoloro y con inclusiones peridotíticas, rico en figuras de corrosión (p/ ej. triángulos) de Norte Puajhú (J.F.L.) colectado de gravas de deflación. B y C corresponden a un octaedro de ~1,5 mm. incoloro mal formado y con un borde mostrando triángulos de sobre-crecimiento (en B) y el borde opuesto exponiendo corrosión marcada (fases de romboedro, C) colectado por garimperos de sedimentos de corriente (arroyo Retama)(foto en microscopio petrográfico, Pol. Inf.). En D un microcristal incoloro tetrahexaedroide colectado de sedimentos de corriente rico en oro (Arroyo Itá, Paso Yobai). E, pequeño macrocristal (~1-2 mm.) irregular de diamante amarillo oro anaranjado (foto en microscopio petrográfico, Pol. Inf.) extraído del *pipe* de lampróvido picrítico calco alcalino Ymi-1. (Mayores comentarios ver texto.)



Referencias Bibliográficas

Báez Presser, J.L. (2001) - Proyecto Curuguay, Dpto. de Canindeyú, Paraguay Oriental. CD: III Simposio de Aguas Subterráneas y Perforación de Pozos.

Cordani, et al. (1984) - Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. PETROBRAS, Centro de Pesquisas e Desenvolvimento, CENPES, DIVEX: 70.

Janse, A.J.A. (1994) - Is Clifford's Rule still valid? Affirmative examples from around the world. Diamonds: characterization, genesis and exploration. MEYER & LEONARDOS (Eds.). CPRM Special Publication 1/BJan/94: 215-235.

Mitchell, R.H. (1986) - Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology. Plenum Press: 442.

Quintas, M.C.L. (1995) - O embasamento da Bacia do Paraná: reconstrução geofísica de seu arcabouço. Tese de Doutorado, IAG-USP: 213.

Vidotti, et al. (1998) - Gravitational signature of the western Paraná basin, Brazil. Herat and Planetary Sci Let, 159: 117-132.

**Diamantes junto al Complejo del Río Apá (Bloque cratónico Río Apá),
Dpto. de Concepción (Paraguay) frontera con el
estado de Mato Grosso do Sul (Brasil)**

Jaime Leonardo Báez Presser (jaleo@telesurf.com.py)

La mayoría de los conductos volcánicos/sub volcánicos diamantíferos económicos representan reservas de ciento de millones a varios miles de millones de dólares americanos. Siendo que un "volcán" o *pipe* kimberlítico podría tener vida minera de entre unas decenas a centena de años. Así se tiene por ejemplo la kimberlita Merlín que representa una de las minas de menor beneficio económico aportando alrededor de \$7,7 millones anualmente. En otro extremo se tiene la mina de kimberlita de Jwaneng (Botswana) que aporta un beneficio de alrededor de 1.357.000\$ millones anualmente.

Por otro lado, a partir del descubrimiento de kimberlita con diamantes (1991) en Point Lake en Canadá, NT. junto a la apertura de 2 minas de diamante (Ekati y Diavic) la inversión en pro de nuevos descubrimientos habría contribuido con más de \$5.1 mil millones (CAN) en el PIB de este país. El proyecto minero Ekati habría creado entre 675 y 1000 fuentes de trabajo. Es decir un depósito de diamante económico produciría riquezas considerables para un país en relación a trabajos, royalties, inversión minera y otras actividades económicas directa o indirectamente vinculadas.

De las kimberlitas, solo una cantidad pequeña tienen diamantes. Así por ejemplo de aproximadamente de 1000 kimberlitas conocidas en África del Sur tan solo alrededor de 50 de ellas cargan con cantidades significativas de diamantes (i.e. son económicas a sub económicas). De acuerdo a la literatura internacional, sobre las kimberlitas, se puede notar que se posicionan en cluster que posee 30 a 40 Km. de diámetro; donde el número de intrusiones kimberlíticas es variable. Por ejemplo, de 6 en Finsch -África del Sur (con 1 económico) a 120 Aikhal/Jubilee/Udachnaya/etc.-C.I.S (con 4 económicos). De esta forma queda claro que el hallazgo de una kimberlita económica es un desafío nada fácil de alcanzar.

A 350 Km. al NE de la ciudad de Asunción en el Dpto. de Concepción junto a la Col. José Félix López (J.F.L.) - Paraguay, fueron descubiertos unos conductos aparentemente volcánicos de de probables kimberlitas (que en adelante serán referidas como kimberlitas). Las informaciones introductorias señalan 12 anomalías distintas de intrusión de kimberlitas extremadamente alteradas (algunos exponiendo material vulcano epiclástico portador de macrocristales de cromitas, de ilmenita, de granate, cristales redondeados de turmalina y/o de micro fenocristales de flogopita-pseudomorfizada). Estos conductos sugieren caracteres volcánicos/sub volcánicos que poseerían varias decenas de metros a juzgar por las formas circulares concéntricas con hasta 2000 m de diámetro que se dibujan en imágenes de satélite (Imágenes Landsat Circa 1990/2000 de la NASA). Imágenes que también permiten ver que cada punto de anomalía coincide con la intersección de fallas/fracturas con rumbo NW-SE (por lo general de carácter regional, i.e. corredor estructural), N-S, NE-SW y menor mente E-W. Un conjunto de anomalías que se reúnen en un aparente cluster de alrededor de 30 Km. de diámetro (C-J.F.L.).

La Fig. 1 muestra que el C-J.F.L. parece estar posicionado junto al núcleo sur, se estima que Arqueozoico (AR), del denominado Complejo del Río Apá (CRA). El CRA, que posee ~100 Km. de ancho y ~300 Km. de largo y esta ubicado en las fronteras de Paraguay y Brasil, cuenta con

edades K/Ar y Rb/Sr de 1,8-1,7 giga años (Projeto RadamBrasil, 1982) para un "foreland" ubicado en la faja situada al N y NW. Como mostrado en la Fig. 1 el núcleo que esta compuesto por rocas metamórficas cristalinas (gneises, entre otras rocas) se encuentra cubierto parcialmente por calcáreos del Proterozoico (Grupo Corumbá) y sedimentos Paleozoicos de origen glaciar (perteneciente a la Cuenca del Paraná) en la parte E-que esta expuesta en el territorio paraguayo. El CRA parece ser la porción de un mega bloque con alrededor de 900 Km. de largo y 300 Km. de ancho que es referido como Bloque del Río Apá (BRA)(ver comentarios de Báez Presser, este evento). Al BRA se lo ve como siendo parte del Escudo de Guaporé -Cratón Amazónico. Elementos que llevan a suponer que C-J.F.L. se sitúa en condiciones geológicas muy favorables desde el punto de vista económico de la geología del diamante.

El interés por J.F.L. se inicia alrededor de 15 de octubre del 2003; fecha en que los Geólogos Jaime Báez y Adolfo Báez colectaron sedimentos de corriente de tres causas hídricas distintos, y que posteriormente fueron lavados con bromoformo para producir concentrado de minerales pesados (KIMs). Esta tarea llevo al hallazgo, junto a KIMs (rico en cromitas y granates Fig. 2), de 3 cristales octaédricos de diamante incoloro y de calidad gema de entre 1 a 2 mm, Alrededor de un mes después, en el asentamiento campesino Norte Puajhú (distante como 12 Km. al NE de J.F.L. y a menos de 4 Km. de la frontera con el Brasil) se identificaba una anomalía puntual de kimberlita que expone una roca rojo sangre arcillosa de aspecto brechoso portadora de cristales de cromita y de granate. A esta anomalía se le asigno el nombre de KNP-1. Ya en octubre del 2004 se separan de un depósito de grava de deflación en las proximidades de KNP-1 cuatro cristales (octaedros y romboedro) de diamantes de aproximadamente 6 a 9 mm (1,1 a 3,5 ct) y de calidad gema, estando uno de ellos mostrados en la Fig. 2.

Cromitas DIM que fueron analizadas (recopilación de datos inéditos obtenidos de material proveniente de sedimentos de corriente) muestran: Cr_2O_3 de ~57 a 70%, MgO de ~3 a 13%, TiO_2 de ~0 a 0,2% y Al_2O_3 de ~2 a 12%. Ya ciertas cromitas extraídas de la masa arcillosa kimberlítica mostraron: Cr_2O_3 de ~44 a 52%, MgO de ~6 a 9%, TiO_2 de ~0,5 a 0,8% y Al_2O_3 de ~16 a 19% (recopilación de datos inéditos) i.e. cromitas KIM. En una otra kimberlita, que deja expuesta fracciones de roca epiclástica que carga cristales de cromitas, se separaron cristales de granate de color marrón miel (Fig. 2D). Granate que según un microanálisis parcial se trataría de Mg almandino.

En la J.F.L. se viene desarrollando, por empresas de carácter privado, proyectos de pesquisa de fuentes primarias de diamante. Hasta el presente se han reconocido algunos blancos de kimberlitas y de diamante. Un hallazgo que por su posición geográfica y geológica es también un nuevo reto para el Brasil.

Resta en los proyectos de esta región realizar un trabajo esmerado y mantener la constancia en el real reto a la meta preciada: el hallazgo de kimberlita/s económica/s.

Referencias Bibliográficas

- Ministerio das Minas e Energia, Secretaria Geral: Projeto RadamBrasil (1982) - Folha SF.21, Mapa 1:1.000.000, Campo Grande: 107.
T.A.C. (1981) - Geologic Map of Eastern Paraguay, 1:500.000 (compilación por F. Wiens), 1 mapa (inédito), Asunción.

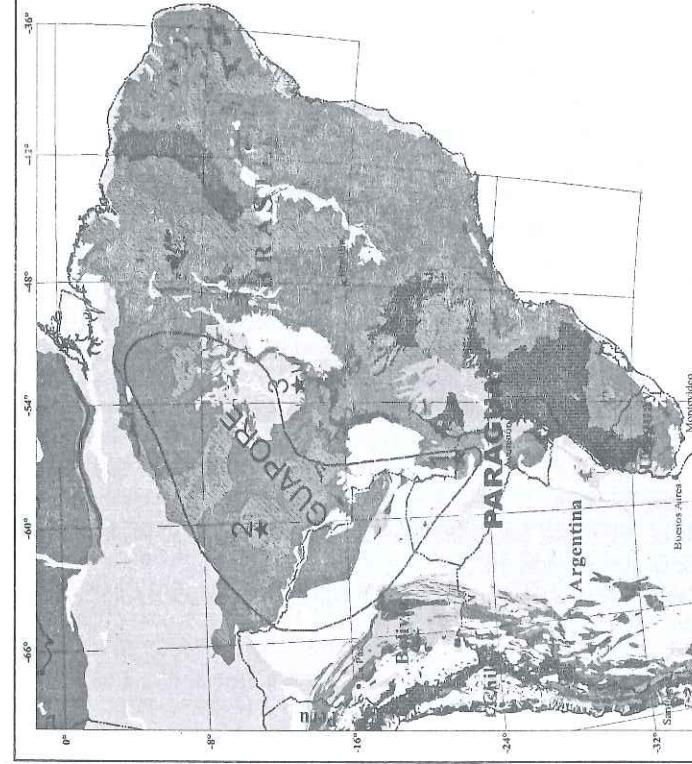


Figura 1: Escudo de Guaporé, porción cratónica entre Paraguay y Brasil. En la Fig. de la izquierda posición del mega bloque (escudo) Guaporé adaptado de <http://www.vaalidiam.com> (Proyecto Fimanta Bueno); donde se da la posición de 1 = J.F.L. 2=Pimenta Bueno y 3= Tamburi. En el lado derecho, geología simplificada construida con base a T.A.C. (1981) combinado mapas geológicos del Brasil (p/Ej. Projeto RadamBrasil, 1982). Se muestra la posición aproximada C-J.F.L. -indicado por el asterisco que se situaría junto al núcleo (sur) mas antiguo (se estima que Arqueozoico) del CRA. Porción cratónica formada por rocas cristalinas antiguas parcialmente cubierta por sedimentos calcáreos (Proterozoicos) y por sedimentos del Paleozoico de la Cuenca del Paraná. Leyenda: AR-Arqueozoico; MP-(Paleo a) Mezo Proterozoico; NP-Neo Proterozoico; PZ-Paleozoico; MZ-Mesozoico; Alc.-intrusiones de rocas alcalinas; rombos oscuros-diamante aluvial (Aquaduana, Bonito, Arroyo Cagatá).

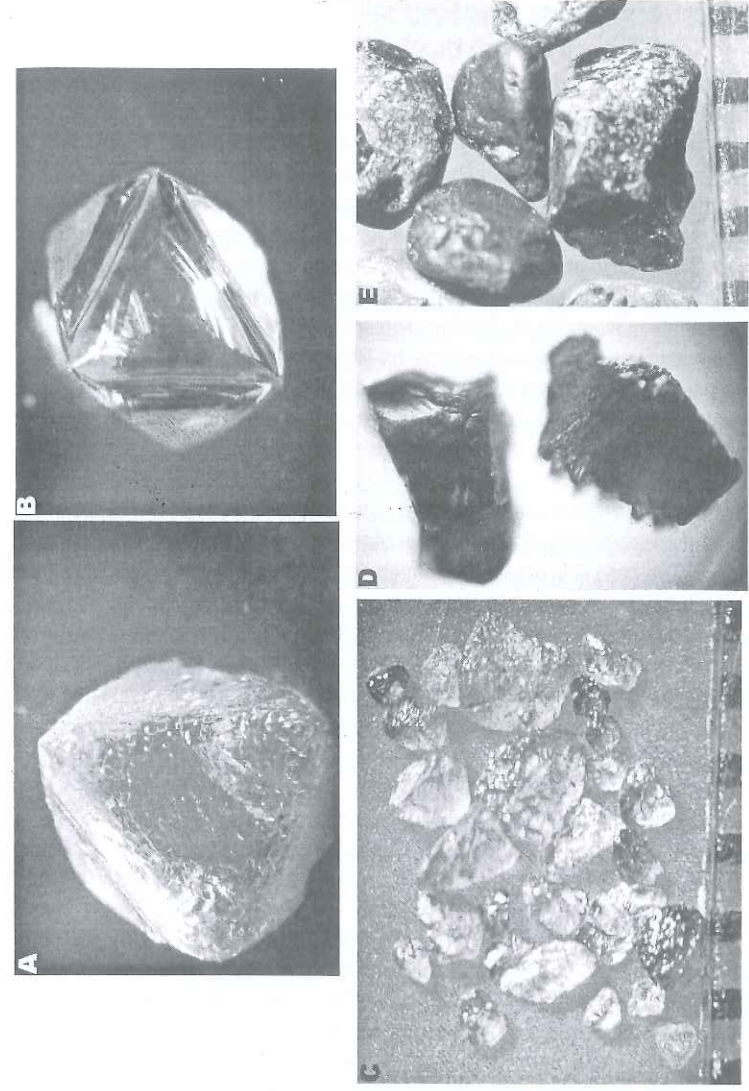


Figura 2: Macrocristales de KIMs de J.F.L. A, un octaedro (~2.25 ct) con figuras de corrosión -cokey surface y en B un perfecto cristal octaédrico (1,1 ct) incoloro de excelente calidad como gema (white crystal -E-VVS-Sawable 1). La foto C muestra la asamblea de cristales de granate (rosados, vino rosado, rojo violeta, violeta, anaranjado, amarillo miel barajando, etc.) colectados de sedimentos de corriente en los alrededores de J.F.L. En D dos pequeños (~0,5 mm.) cristales de granate marrón miel extraídos de una de las anomalías de probable kimberlita epiclásticas (rica en cristales de cromita). Finalmente en E, macrocristales de kimberlita like chromites. En C y E la escala se da en milímetros

Subdivision of the northern part of the European diamond superprovince into districts based on paleogeodynamic indicators

Alexander Pystin (Institute of Geology, Komi Science Centre, Ural Branch of RAS, pystin@geo.komisc.ru) & Julia Pystina (Institute of Geology, Komi Science Centre, Ural Branch of RAS)

It is a well-known rule that diamondiferous kimberlites coexist with Early Precambrian cratones (Clifford's principle). However, they are non-uniformly distributed within the cratons. The lateral heterogeneous distribution of alkaline-ultrabasic magmatism and associated diamond fertility over the cratons is conditioned to different factors. An assumption on connection of the heterogeneity with the location of Early Proterozoic junction zones of lithospheric plates has been made in the last few years.

According to O. G. Sorokhtin, the expected distance from an ancient subduction zone to the areas of productive magmatic manifestations is estimated as 390-660 km. It is taken into account that the speed of lithospheric plate movements during Early Proterozoic was 5-6 times greater than the contemporary one, the maximum thickness of continental lithosphere reached 220 km, and the minimum depth of diamondiferous melt formation was at least 130 km.

On the base of the above hypothesis, O. G. Sorokhtin and other researchers have explained the spatial distribution of alkaline-ultrabasic magmatism within the Archangelsk diamondiferous province.

Another Early Proterozoic paleosubduction zone in the northern European craton has been established on the basis of investigations of the structural complexes in the Ural Mountains, Timan, and Southeast Pritimanie. The zone is southeast orientated and southwest dipping. The southeast fragment of the zone is exposed in the subpolar Urals.

The territory including the Polyudov uplift in the Northern Urals (presently a region of diamond extraction from placers), the Timan, the Kanin Peninsula, and the Southwestern Pritimanie is prospective in respect to exploration for diamondiferous alkaline-ultrabasic rocks connected with the zone mentioned. The territory can be treated as the Timan-Ural diamondiferous province.

Early Precambrian eclogite-bearing complexes from the Urals as possible sources of diamonds of metamorphic genesis

A.M. Pystin (Komi Science Center of Ural Division, Institute of Geology, Pystin@geo.komisc.ru); Yu. I. Pystina (Komi Science Center of Ural Division, Institute of Geology); N.A. Busheneva (Komi Science Center of Ural Division, Institute of Geology)

In the Urals, eclogites are mainly confined to the so-called high-pressure belt, which is traced along the Main Ural Deep Fault (MUDF) from the river Tschuch'ya in the North to the river Ural in the south at a distance of 2000 km. However, within the limits of the belt, eclogites are distributed locally. They only occur in four polymetamorphic complexes: Maksyutov in the South Urals, East Ufaley in the Middle Urals, Marunkeu and Nerkayu in the North and South parts of the Polar Urals, correspondingly.

The eclogite-bearing complexes crop out onto the surface as narrow tectonic blocks stretched along the MUDF, the largest of them – Maksyutov – is ca. 200 km in length. All the above complexes are located westward of the MUDF and confined to sharp bendings of the Ural fold belt. Besides, the Marunkeu, Nerkayu, and East Ufaley complexes are adjacent to the Kharbey, Nyartin, and Ufaley gneiss-migmatite complexes, respectively. Their location as well as that of some other eclogite-bearing complexes (Dabeshan' in China, Kokchetav in Kazakhstan, etc) may be viewed within the frames of A. Miashiro conception of paired metamorphic belts (Miashiro, 1981). Such a connection is not so far obvious for the Maksyutov complex though the Taratash, Alexandrov, and Ufaley gneiss-granulite and eclogite-bearing complexes in the area of the Ufim transverse uplift are supposed to be its paired ones.

Within the complexes to be studied, eclogites are controlled by the earliest structures strongly discordant in respect to the Riphean and Paleozoic folds strike. In the North of the Urals, the earliest structures in the eclogite-bearing complexes are of the sublatitudinal and northwest orientation; in the South Urals, they are traced from the west-south-west to the east-north-east. Relicts of eclogites and eclogite-like rocks were also found in other Uralian regions incoherent with the MUDF: the Saldin complex in the Middle Urals, Beloretsk complex in the South Urals, and Taldyk complex of Mugodzhazhar. The question on the Uralian eclogite ages is one of the most important subjects in working out a model of these rocks formation and in estimation of their probable diamondferosity.

Numerous K-Ar datings of white micas (phengite, muscovite) stably give ages of 350-400 Ma. An age of the main, probably one-act, Palaeozoic stage of formation of glaucophane associations in the Urals falls within this interval. According to (Valizer & Lennykh, 1998), it corresponds to the figure 400 ± 20 Ma though there is a concept of multistage manifestation of glaucophane metamorphism in the Urals during the Paleozoic (Butin et al., 1976). These figures correlate well with the Ar-Ar ages of white micas from glaucophane schists and eclogites of the Maksyutov complex: 388 ± 4 , 378 ± 4 , 373 ± 4 Ma (Matte et al., 1993), 375 ± 2 Ma (Beane et al., 1996). A concordant U-Pb age of rutile from eclogites – 378 ± 3 Ma – is also adduced in (Beane et al., 1996). In the last few years, new radiological data on the Maksyutov complex have been obtained, which point to the Paleozoic age of rock metamorphism. Sm-Nd isochrone (366 ± 8.5 Ma) of phengite-bearing barroisite eclogites was received by V.S. Shatsky and his colleagues (Shatsky et al., 2000). Similar ages of eclogites from this complex were derived by J. Glondy and his co-workers (Glondy et al.). According to these investigations, zircon date 358 ± 3 Ma indicates the age of the eclogite-facies metamorphism. Besides the above dates mainly obtained on amphibole- and mica-bearing eclogites, there are older ages. N.G. Udovkina adduces (Udovkina, 1985) Pb/Pb dates of zircon from

eclogites of the Maksyutov complex: 1.17, 1.13, 0.93, 0.87 Ga; of single zircons 1.89 Ga. Relying upon (Lennykh & Valizer, 1996), an age of high-pressure metamorphism of this complex can be estimated as ca. 1.8 and 1.2 Ga. On the basis of the U-Pb geochronological study of zircons and rutiles from rocks of the Maksyutov complex the following variant of age interpretation is proposed: zircon age 1800 ± 20 Ma corresponds to the age of a provenance of terrigenous material. Figure 1517 ± 140 Ma, which was obtained on rutiles from eclogites, can be accepted as an age indicator of an early stage of basic rocks metamorphism. Zircons and rutiles in the intervals 1216 ± 93 , 547 ± 40 , 352 ± 22 Ma record the complicated multistage evolutionary history of the Maksyutov complex. Later, the same researchers (Krasnobayev et al., 1998) made a more concrete conclusion that the dates 1517 ± 140 and 547 ± 40 Ma define the main evolutionary stages of the Precambrian eclogite formation, beginning from crystallization of eclogites (the eclogite-facies metamorphism) up to their regressive alteration (the glaucophane facies).

K-Ar ages of the Marunkeu eclogites reach 1.56 Ga. Pb/Pb zircon dates confirm this figure and point to the presence of a more ancient phase with the age 1.7 Ga (Krasnobayev et al., 1986; Udovkina, 1985). The eclogite (the whole rock + omphacite + kyanite) age 1540 Ma, which is similar to the above ages, was obtained by the Sm-Nd method (V.L. Andreichev's collection, cited on the basis of (Yushkin & Kotova, 2003). V.L. Andreichev (2000) explains the Paleozoic ages, determined on eclogites from the Marunkeu complex by V.S. Shatsky, J. Glondy, et al., (2000), by manifestation of superposed processes, in particular, such as muscovitization and amphibolitization. Thus, the comparison of Pb-Sr dates of unaltered and muscovitized eclogites from this complex displays decreasing of dates from 626 ± 20 down to 397 ± 37 Ma. Prepalaeozoic dates were also determined for eclogite-bearing complexes incoherent with the MUDF. Thus, according to K-Ar dating of garnets and metamorphic schists (Alekseyev, 1976; Lennykh, 1966) the age of the main metamorphic phase of the Beloretsk rocks is limited by 635-510 Ma. Relying upon Ar-Ar dating (Glasmacher et al., 1999; Matte et al., 1993), the time of metamorphic complexes cooling is scattered in the range of 597-542 Ma. Zircon from eclogites of the Taldyk complex is dated at 568 ± 70 Ma (Institute of Geology and Geochemistry, 2002). The Proterozoic ages were established for rocks of the Saldin complex: 1871 ± 35 and 590 ± 20 Ma.

Dates comparable to those of the Uralian eclogites were published for the eclogite-bearing complexes with established diamondiferosity: Dabeshan' (Claoue-Long et al., 1991) and Kokchetav (Hacker et al., 1998; Liou et al., 1996). Zircon from eclogites of the former is dated at 2.58 Ga by the U-Pb method, it apparently records the protolith age. Younger ages falling within the interval 1.70-0.13 Ga indicate the long and complicated history of metamorphic alteration of eclogites and host rocks. The most ancient ages of zircons from eclogites of the Kokchetav complex are estimated as 1.98 and 1.95 Ga, zircons of 560-520 Ga predominate there. The Uralian eclogites were formed under conditions of the Earth's crust. The temperatures of eclogite equilibrium are estimated as 600-800°C (Udovkina, 1985; Shatsky et al., 2000), the lowest pressure boundary as 13-15 kbar. The presence of kyanite and omphacite paragenesis can point to the pressure over 20 kbar.

For estimation of thermodynamic conditions of eclogites formation as well as for correct interpretation of geochronological data, the fact that garnets from eclogites of the Marunkeu complex displays the distinct regressive zoning, which manifests itself as increasing of grossular component and ferriferosity from the core towards the rim, is of great importance. This can point to that the calculated temperatures and pressures indicate not the metamorphic peak but much later processes of rock alterations associated, for example, with eclogite exhumation (Shatsky et al., 2000).

The pressures, which exceed 20 kbar at the equilibrium temperatures of 600-800°C, can only occur in subduction zones. The subduction mechanism of eclogites formation seems rather preferable with account to both the finds of coesite pseudomorphic replacement by quartz and established diamondiferosity

of a number of eclogite-bearing components in the Urals.

At the same time, a hypothesis of the polychronic (at least trice-repeated) eclogite-facies metamorphic manifestations at such formation mechanism of eclogites appears to be unlikely.

Available dates apparently reflect the long history of eclogites origin and their successive metamorphic alterations. It is likely that the most ancient dates falling within the interval 2.0-1.6 Ga record the time of the eclogite-facies metamorphic occurrence. This conclusion can be grounded on the fact that eclogite bodies and zones of eclogitization in metamorphic complexes of the Urals are controlled by the earliest "non-Uralian" structures.

The above data show that the Uralian eclogite-bearing complexes are related to the early Precambrian formations. Eclogites were formed under the conditions of the Earth's crust and are of the metamorphic origin. The established by means of calculation temperatures (600-800°C) can be realized at the pressure over 20 kbar only in the subduction zones. The metastable conditions (at pressures less than 35-40 kbar), which are necessary for crystallization of diamonds over graphite, could occur at the collision stage of the geodynamic development of the region at manifestation of strong shift and fracture deformations ca. 1.9 Ga (Pystina & Pystin, 2002).

Direct finds of diamonds in the eclogite-bearing metamorphic complexes in the Urals as well as similarity of their tectonic position and age with those of diamondiferous eclogites of the Kokchetav and Dabeshan' massifs propose wide possibility for searching of the deposits of diamonds of metamorphic genesis in the Urals.

Bibliographic References

- Alekseyev, A.A. (1976) - Magmatic complexes in the Uraltau Range's zone. M., Nauka: 170.
- Andreichev, V.L. (2000) - Geochronology metamorphic and magmatic processes in the crystal evolution of the Polar Urals. INTAS Europrobe Timpebar-Uralides workshop (St. Petersburg). Abstracts: 1.
- Bobrov, A.V. & Butvina, V.G. Petrology and possible diamondiferosity of eclogite complexes in the Urals. Conference.
- Beane, R.J.; Lion, J.G.; Connely, J.N. (1996) - Evidence for Devonian eclogite-facies metamorphism in the Maksyutov Complex, southern Ural Mountains, Russia. *Geol Soc Am Abst with Prog*, 28: A-170.
- Butin, V.V.; Alekseyev, A.A.; Grevtsova, A.G. (1976) - On the question of the time of high-pressure metamorphic manifestation in the Urals. *Proceedings of Sverdlovsk Institute of Mines*, 127: 61-65.
- Chesnokov, B.V. & Popov, V.A. (1965) - Increasing of the volume of quartz grains from eclogites of the South Urals. *Rep Acad Sci USSR*, 162: 176-178.
- Glasmacher, U.A.; Reynolds, P.; Alekseev, A.A.; et al. (1999) - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Thermochronology west of the Main Uralian Fault, southern Urals Russia. *Geol Rdsch*, 87: 515-525.
- Glondy, J.; Austrheim, H.; Montero, P.; Rusin, A. The Marun-Keu metamorphic complex, Polar Urals, Russia: Protolith ages, eclogite-facies fluid-rock interaction, and exhumation history. *EUG10, J Conf Abst* 4: 80.
- Claoue-Long, J.C.; Sobolev, N.V.; Shatsky, V.S.; Sobolev, A.V. (1991) - Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massive, USSR. *Geol*, 19(7): 710-713.
- Hacker, D.R.; Ratschbacher, L.; Webb, L.; et al. (1998) - U-Pb zircon ages constrain the architecture of the ultra-high-pressure Qinling-Daboe orogen, China. *Earth Planet Sci Let*, 161: 215-230.
- Institute of geology and geochemistry. Informational issue. The main scientific and scientific-

organizational results in 1997-2001. (2002) - Ekaterinburg: UD of RAS: 175.

Karsten, L.A. & Ivanov, K.S. (1994) - Conditions of formation of eclogites in the Urals and their diamondiferosity. Rep RAN, 335(3): 335-339.

Keylman, G.A. & Lukin, V.G. (1993) - Diamonds from the gneiss complex. Proc Uralian Inst Mines, 2: 92-94.

Krasnobayev, A.A. (1986) - Zircon as an indicator of geological processes. M. Nauka: 152.

Krasnobayev, A.A.; Davydov, V.A.; Lennykh, V.I.; et al. (1995) - The age of zircons and rutiles from the Maksyutov complex (preliminary data). An Inst Geol Geochem: 13-16.

Krasnobayev, A.A.; Lennykh, V.I.; Davydov, V.A. (1998) - Geochronological evolution of the Maksyutov complex, the Urals. Rep RAS, 362(3): 397-401.

Lennykh, V.I. (1966) - Zoning and stages of metamorphism occurring in the miogeosynclinal area of the South Urals. Absolute dating of tectonomagmatic cycles and that of mineralization stages according to data of 1964. M. Nauka: 169-183.

Lennykh, V.I. & Valizer, P.M. (1996) - The Precambrian and lower Palaeozoic in the Maksyutov complex (the South Urals). Palaeogeography of the Vendian, early Palaeozoic. All-Russian Conference (Ekaterinburg): 183-185.

Letnikov, F.A. (1983) - Formation of diamonds in deep-seated tectonic zones. Rep Acad Sci USSR, 271(2): 433-435.

Leech, M.L. & Ernst, W.G. (1998) - Graphite pseudomorphic after diamond? A carbon isotope and spectroscopic study of graphite cuboids from the Maksyutov Complex, south Ural Mountains, Russia. Geochim Cosmochim Acta, 62(12): 2143-2154.

Liou, J.G.; Zhaohg, R.Y.; Wang, X.; et al. (1996) - Metamorphism and tectonics of high-pressure and ultra-pressure belts in the Dabie-Sulu region, China. In: The tectonic evolution of Asia. Cambridge Univ Press: 300-344.

Miyashiro, A. (1981) - Metamorphism and metamorphic belts. Geogr Allen and Unwin, 4: 1-31.

Marakushev, A.A.; San Lonkan; Bobrov, A.V.; et al. (2000) - The Asian diamondiferous eclogite fold belt. Pac Ocean Geol, 1: 3-36.

Matte, P.; Maluski, H.; Nicolas, A.; et al. (1993) - Geodynamic model and $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating for the generation and emplacement of the high pressure metamorphic rocks in SW Urals. C R Acad Sci Paris, 315: 1667-1674.

Pystin, A.M. (1994) - Polymetamorphic complexes of the East Ural side. St.-Petersburg: 208.

Pystina, Yu.I. & Pystin, A.M. (2002) - Zircon chronicle of the Uralian Precambrian. Ekaterinburg: Publishing House of UD, RAS: 167.

Shatsky, V.S.; Simonov, V.A.; Yagouts, E.; et al. (2000) - New data on ages of eclogites from the Polar Urals. Rep RAS, 371(4): 519-523.

Udovkina, N.G. (1985) - Eclogites of the USSR. M. Nauka: 286.

Valizer, P.M. & Lennykh, V.I. (1988) - Amphiboles from blue schists of the Urals. M. Nauka: 203.

Yushkin, N.P.; Kotova, O.B.; Marchenko-Vagapova, T.I. (2003) - Institute of geology: results and papers of 2002 (Syktyvkar). Geoprint: 100.

Regimes de extração e produção de diamantes do Serro Frio no século XVIII

Friedrich E. Renger (CPMTC/IGC/UFMG, frenger@netuno.lcc.ufmg.br)

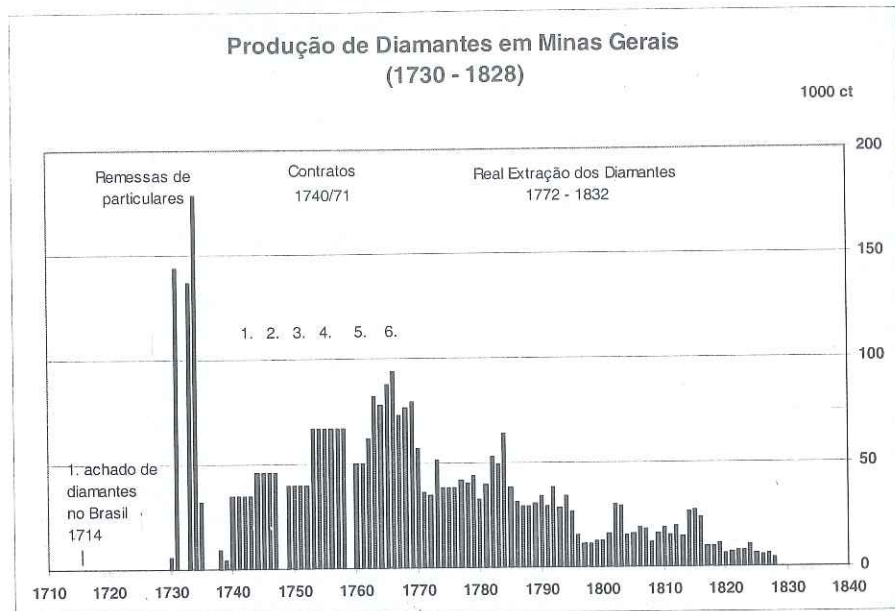
Até o início do séc. XVIII diamantes eram encontrados unicamente na Ásia (Índia e Bornéu), sendo que o comércio era monopólio da Índia. Segundo Martinho de Mendonça de Pina e de Prouença, enviado especial do rei de Portugal para a questão da regulamentação da lavra de diamantes no Brasil, o primeiro achado data de 1714, quando Francisco Machado da Silva encontrou por acaso "uma pedrinha muito clara e dura" no Ribeirão do Machado (RAPM 7: 251). Outros achados logo se seguiram. Em 1721 ou 1722, Bernardo da Fonseca Lobo achou tais pedras na sua lavra no Córrego dos Morrinhos, afluente do Rio Pinheiro, entre Guinda e São João da Chapada, porém sem a identificação de sua verdadeira natureza, o que se deu somente por forasteiros que tinham viajado pela Índia. Com a divulgação da notícia da ocorrência de diamantes começou uma corrida às lavras, até então consideradas meramente auríferas, dando início a uma primeira fase de lavra clandestina. Já por volta de 1727/8 pedras brasileiras apareceram na praça de Lisboa, mas somente em 22 de julho de 1729, o governador da Capitania, D. Lourenço de Almeida, oficializou a descoberta, porém sem dar muito crédito a esse fato.

Em dezembro do mesmo ano, D. Lourenço declarou caducas todas as concessões de lavra da região. Atendendo ao clamor dos mineiros recuou da decisão no ano seguinte e autorizou a extração de diamantes contra pagamento de uma taxa anual por escravo de propriedade dos mineiros, inicialmente 5.000 réis, aumentado-a nos próximos anos até 40.000 rs. Esse período de lavra livre foi certamente o mais produtivo de todo o ciclo dos diamantes no Brasil dos setecentos. Os manifestos de navios das frotas do Brasil (Noya Pinto, 1979) dão uma idéia da fatura da produção de diamantes: em 1731 constam 143.440 ct de remessas de particulares do Brasil para Lisboa, 137.000 ct em 1733 e 178.740 ct em 1734. Em 1734 encontra-se ainda o registro de duas pedras grandes, uma de 140, outra de 115 quilates. Mesmo sendo dados incompletos e não oficiais, eles dão uma boa idéia da magnitude da produção do início do ciclo dos diamantes (ver gráfico). A enorme quantidade de diamantes comercializadas na Europa a partir de Lisboa abalou os mercados de Amsterdã e Londres e causou apreensão na corte portuguesa. Os números das remessas registradas certamente não representam o total da produção daquele período, pois muitas pedras foram contrabandeadas. Os quase 180.000 ct remetidos em 1734 representam aproximadamente o dobro do ano mais produtivo do 6º contrato (1766 com 94.000 ct). Por essa razão a coroa tomou medidas enérgicas para preservar a "reputação", isto é, o preço dos diamantes.

A missão dada a Martinho de Mendonça era de demarcar as terras diamantinas no Serro Frio e implantar o monopólio régio da lavra e este, chegando ao Arraial do Tejuco em junho de 1734, então o centro da atividade extrativa, decretou, já em agosto, com a demarcação diamantina, o fechamento das minas que vigorou até o fim de 1739. Os manifestos dos navios refletem a proibição da lavra com uma acentuada queda dos diamantes declarados durante os anos 1735 a 1739. Como a coroa não tinha intenção de operar as minas por conta própria optou pelo arrendamento da extração. Em 1º de janeiro de 1740 teve início o primeiro contrato de arrendamento das minas diamantíferas. Não obstante as primeiras descobertas terem sido feitas em córregos e ribeirões do alto da Serra do Espinhaço, os trabalhos de extração de diamantes se concentraram desde o início dos contratos nos aluviões no Rio Jequitinhonha e afluentes de 1ª e 2ª ordens. O valor do 1º

contrato era uma taxa anual de 230.000 rs por cabeça com limitação a 600 escravos, número sempre burlado, chegando a 4 mil ou mais. Os diamantes eram vendidos em Lisboa por conta do contratador. Houve seis contratos entre 1740 e 1771 com interrupções nos anos de 1748 e 1759. Como os contratos ficaram inadimplentes, a venda das pedras foi transferida em 1753 para a administração régia, que comercializou a maior parte (ca. 80 %) para o exterior.

Em 1772, também a operação das lavras passou para a administração direta da coroa com a criação da Real Extração dos Diamantes. As operações, bem como a produção e despesas de todas as lavras trabalhadas durante o período de janeiro de 1772 até junho de 1815 estão registradas minuciosamente nos *Livros da Razão e Balanço Geral da Real Extração dos Diamantes*, documentos hoje pertencentes ao Museu do Ouro de Sabará. Esse registro contábil permite uma análise da produção, custo, mão-de-obra escrava, produtividade, etc. de cada uma das mais de 140 lavras da Demarcação Diamantina. Além da produção de diamantes consta também a de ouro, às vezes até de maior valor, bem como todas as despesas com o aluguel, alimentação, hospital e farmácia dos escravos, despesas de animais de carga e insumos, principalmente tábuas para desvios de rios. Constam também despesas com pesquisas (socavões no Itacambiruçu ou no sertão do Abaeté). Os dados dos balanços semestrais refletem a sazonalidade da lavra diamantina.



Para fins comparativos, os números foram recalculados para anos calendários e todos as medidas de peso (oitavas ou quilates (qt) de Lisboa e frações) foram uniformizadas em quilate métrico (ct). Para os anos 1815 até 1828 os dados foram compilados da bibliografia; de 1829 a 1832, ano da extinção da Real Extração, não existem estatísticas confiáveis. Os dados coligidos permitiram a construção de uma base de dados a partir da qual foi gerado um diagrama da produção diamantina de 1730 a 1828 (abaixo), conforme os dados de Noya Pinto (1730/39); Hist. Chron. (1740/71); Balanço da Real Extração (1772/1814); Spix e Martius (1814/18); Eschwege (1819/28).

Para a conversão das medidas antigas ao sistema métrico foram usados os seguintes valores:

1 oitava = 17 ½ quilates de Lisboa = 70 grãos = 3,586 gramas
1 quilate de Lisboa = 4 grãos = 32 vinténs = 205 miligramas
1 qt (Lisboa) = 1,025 ct (métrico); 1ct métrico = 0,976 qt (Lisboa)

Enquanto no período dos contratos há uma tendência ascendente até o pico de 1766 com 94.000 ct, a curva de produção durante a Real Extração mostra uma queda do patamar inicial em torno de 40.000 ct anuais nos anos 1770/80 para menos de 10.000 ct nos anos de 1820. Sobressaem alguns picos da curva geral, como por exemplo, o de 1782/4 que se deve à extração na Serra de Santo Antônio (Grão Mogol), o de 1802/3 causado pelos resultados da Lavra do Monteiro no Jequitinhonha, entre Mendanha e Inhaí, ou ainda o de 1814/6 relacionado à lavra do Mata-Mata, também no Jequitinhonha. A lavra do Monteiro rendeu 86.803 ct no período de 1801 a 1815, além de 145 kg de ouro, sendo que em 1802/3 produziu mais de duas mil oitavas, isto é, cerca de 35.000 ct contra 59.000 ct de todo o resto da Demarcação Diamantina. Em 1803 o número de escravos ultrapassou 1200 somente nesse serviço. O viajante inglês John Mawe visitou a lavra do Monteiro em 1809, na época ainda uma das mais importantes do distrito.

Nos primeiros anos das atividades da Real Extração, o número de escravos oscilava em torno de 4000, atingindo seu pico em 1782 com 5280. A partir de 1796 houve uma drástica redução para cerca de 1700 por causa da redução da verba de custeio de 200 para 100 contos anuais que se reflete nitidamente no resultado da produção diamantina e voltou a subir para o patamar de 2500 entre 1810 e 1815.

A Real Extração definiu desde a década de 1790 por falta de verba de manutenção e também em consequência da exaustão das lavras. Em 1832 foi decretada a sua extinção, mas a lavra diamantina foi liberada somente nos anos 1840. A Real Extração, nos últimos anos de sua existência, chegou a comprar diamantes de garimpeiros ou sociedades de mineração. Os dados mostram que a produção era geralmente proporcional ao número de escravos; a Real Extração trabalhou com até mais de 5000 escravos/ano. Os 600 escravos permitidos pelos contratos não teriam sido suficientes para uma produção satisfatória, nem para os contratadores, nem para a coroa. Jazidas mais ricas elevaram a média anual e baixaram o custo médio por quilate. O lucro da operação para a coroa não era grande e nos anos 1780 o custo operacional por quilate era por vezes maior que o preço de venda.

Apesar do controle rigoroso de saída de diamantes para fora do distrito, são raras as anotações de confiscos de diamantes contrabandeados e, quando existem, registram geralmente quantidades de pequeno vulto. Entre as despesas constam também prêmios pagos aos negros por terem achados diamantes grandes. No caso de uma pedra de 20 quilates (ou uma oitava) o escravo ganhou, além de roupa nova e uma faca, sua liberdade, sendo o proprietário indenizado do seu valor monetário, como se vê ocasionalmente nos livros contábeis da Real Extração.

É interessante notar que a unidade de peso usada na Real Extração do Tejuco era a oitava (= 17,5 quilates), enquanto as vendas em Lisboa foram medidas em quilates. Também não houve uma preocupação com pedras de maior tamanho ou de melhor qualidade, sendo raras as menções de tamanhos extraordinários. De fontes diversas conseguiu-se reunir alguns dados que mostram que pedras acima de 50 quilates eram realmente bastante raras.

Grandes diamantes da região de Diamantina (séc. XVIII)

Ano	Nome	Peso (qt / oit.-grão)	Lugar	Observação	Fonte
1730		38 / 2-12		Molde em cera para o Rei	RAPM VII: 273
1731		35 / 2-0			idem, id.
1731/2		45			Jacob de Castro Sarmiento (1732)
1732/3	"D. Lourenço"	82½			Diário Conde de Ericeira (Boxer)
1733	Diogo Soares	105 / 6	Currallinho		Mapa de Diogo Soares, 1734 (ms)
1734		140		Frota de 1734	Noya Pinto, p. 157
1734		115		Frota de 1734	Idem anterior
O alvará de 24 de dezembro de 1734 reservava os diamantes maiores de 20 quilates para o Rei.					
1736	"Grande diamante roubado"	455 / 26-0		diamante legítimo ?	RAPM 7: 282/5; RAPM 16: 442
1740/71		122½ / 7-0		quebrado na bigorna	Spix & Martius, v. 2: 438
1780		72 ¾ / 4-11¼			Idem anterior
Pré 1788		140 / 8	Jequitinhonha (Milho Verde)	quebrado na bigorna	Hist. Chron. (mapa p. 6)
Idem		110 / 6 ¼	C. Cafundó	(Extração)	idem, id.

Abreviaturas, Fontes e Referências

- RAPM: Revista do Arquivo Público Mineiro
 Ef. Min.: Efemérides Mineiras de P. Xavier da Veiga. Belo Horizonte, 1998.
 Hist. Chron.: História cronológica dos contratos da mineração dos diamantes (1788) - Biblioteca Nacional, Lisboa: reservados, cód. 746 (manuscrito).
 Beltrão de Gouvêa, L. (1798) - Discurso sobre a arrecadação dos diamantes. Academia de Ciências de Lisboa, Série Azul, cód. 648, n.12 (manuscrito).
 Do descobrimento do diamantes e diferentes métodos que se tem praticado na sua extração. (1960) - Anais da Biblioteca Nacional, v. 80, Rio de Janeiro.
 Boxer, C.R. (1969) - A idade de ouro do Brasil. São Paulo.
 Calógeras, J.P. (1904/5) - As minas do Brasil e sua legislação. Rio de Janeiro.
 Eschwege, W.L. (1833) - Pluto brasiliensis. Berlim.
 Mawe, J. (1812) - Travels in the interior of Brazil. Londres.
 Noya Pinto, V. (1979) - O ouro brasileiro e o comércio anglo-português. São Paulo.
 Santos, J.F. dos (1978) - Memórias do Distrito Diamantino. Petrópolis.
 Santos Pires, A.O. A mineração - riquezas minerais. RAPM, 8: 879-1037.
 Sarmiento, J. de Castro (1732) - Transact Phil Soc, Londres.
 Spix, J.B. & Martius, C.F.P. (1828) - Reise in Brasilien 1817 - 1820. vol 2, München.

Os mapas do achamento dos diamantes no Serro Frio

Friedrich E. Renger (Instituto de Geociências/UFMG, frenger@netuno.lcc.ufmg.br);

Maria. Márcia M. Machado (Instituto de Geociências/UFMG);
 Márcia M. Duarte dos Santos (Instituto de Geociências/UFMG)

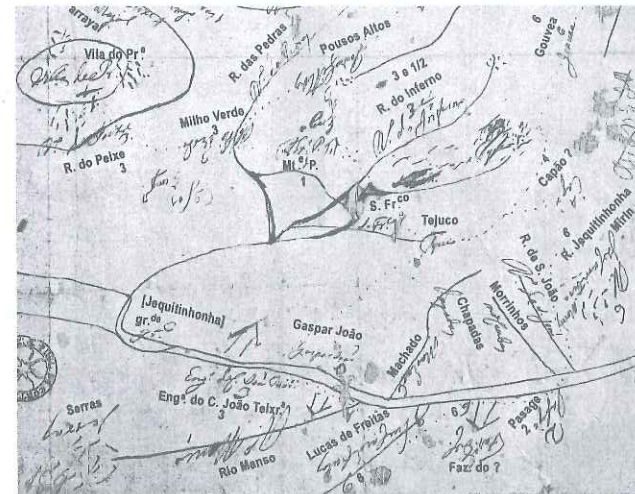
Antes de se notabilizar como terra dos diamantes, o atual nordeste mineiro foi visitado por bandeirantes a procura de esmeraldas, tais como Marcos de Azeredo em 1596 e 1611/12 e Fernão Dias, que passou pela região no final dos 1670. No início do século XVIII, foi descoberto ouro no Serro Frio por aventureiros, vindos de São Paulo e da Bahia, dando início à ocupação da região, irradiando das lavras velhas do Lucas de Freitas que deram origem à Vila do Príncipe em 1714. Na segunda década daquele século, foram achadas algumas pedras de brilho diferente junto com o ouro nas bateias, porém quem as identificou como diamantes manteve segredo. Parece que, só a partir de meados dos anos 1720, a notícia da descoberta correu o país, atraindo cada vez mais aventureiros. Apesar do conhecimento das autoridades locais, o achado foi comunicado à coroa somente em 1729, pelo então governador D. Lourenço de Almeida, por força de um notável derrame dessas pedras preciosas na praça de Lisboa.

Existem apenas alguns poucos mapas da região do Serro Frio dos primórdios da história dos diamantes no Brasil, espalhados em arquivos brasileiros e portugueses (ver Costa et al., 2000 e Santos, 2003). Para esse trabalho foram selecionados cinco mapas confeccionados entre 1724 e 1735. No início, fase de mineração velada, não há registros cartográficos dos achados; em seguida aparecem mapas com localização das lavras e, depois, a primeira demarcação das terras diamantíferas, refletindo o processo de instituição da estrutura administrativa para planejamento e controle da exploração do novo achado, como atesta o parecer do Cardeal Mota ao Conselho Ultramarino, de 03/02/1732, sobre a

melhor forma de cobrança dos direitos dos diamantes.

Uma das primeiras tentativas de mapeamento da região é um esboço rústico de 1724, distorcido e sem orientação ou escala, conhecido como "Borrão para fazer um mapa da Comarca do Serro Frio".

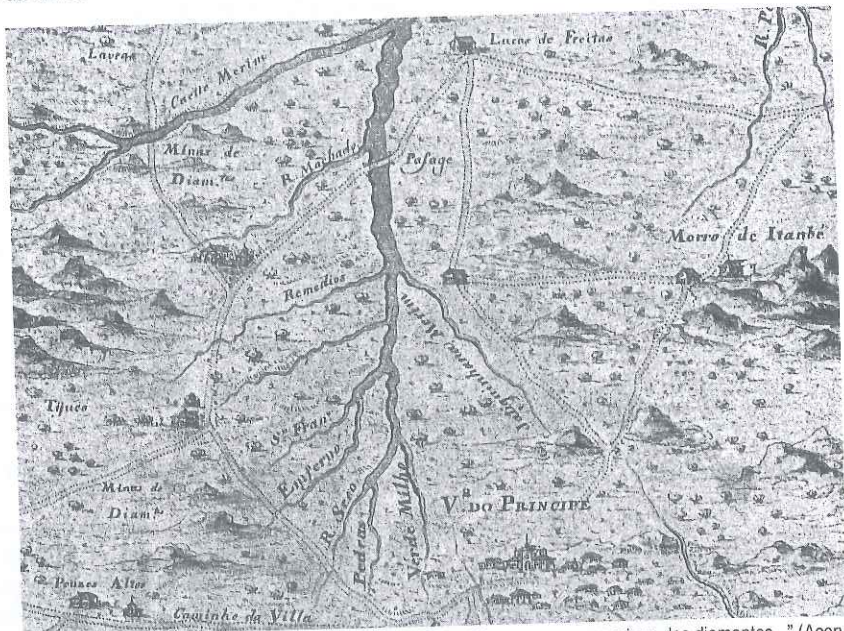
O borrão foi feito provavelmente por ou para sertanistas em busca de ouro (e de diamantes?). A representação abrange o território entre os rios das Velhas e Jequitinhonha. Estão as-



"Borrão para fazer um mapa da Comarca do Serro Frio" (Acervo BNRJ, reprodução parcial; integral em Costa et al. 2000)

sinalados o Pico do Itambé que, por sua magnitude, servia de orientação para os aventureiros, a escarpa da Serra do Cipó, a Serra da Piedade, arraiais e caminhos com distâncias em léguas (ou horas?). São evidentes as confusões na localização das informações. Entretanto, a análise do esboço não passa pela avaliação de sua precisão, mas pela sua toponímia. Nesse sentido, é interessante notar que estão indicados o Ribeirão do Inferno, os córregos do Machado e dos Morrinhos em torno do arraial do Tejuco, bem como a lavra nova de Lucas de Freitas na beira do Jequitinhonha, sem que haja qualquer referência a presença de diamantes que, por esta época, apareciam nas bateias há quase dez anos.

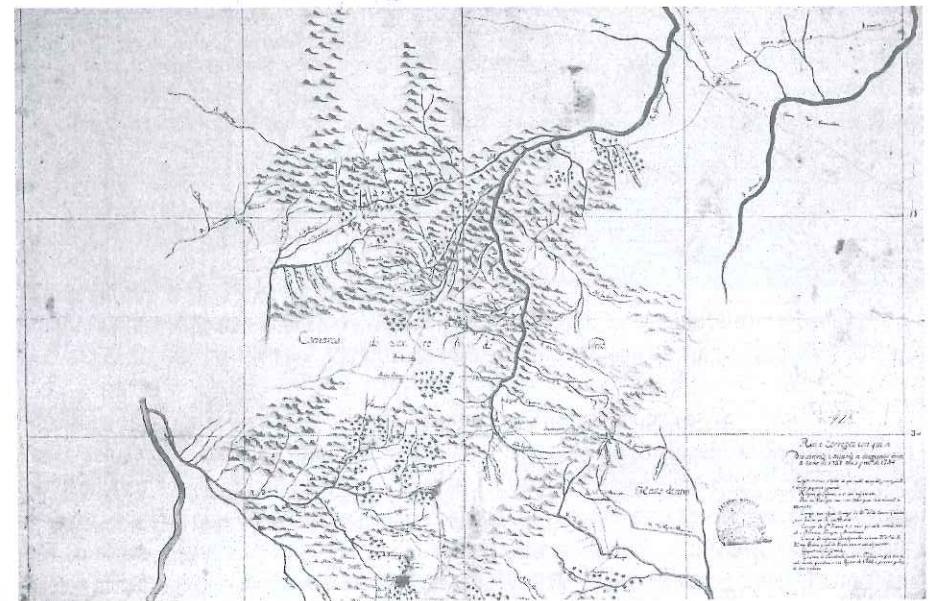
Uma vez que a existência de uma base cartográfica é essencial para administração territorial, diante da necessidade de disciplinar a lavra desenfreada nos córregos diamantíferos, foi designado o engenheiro militar José Rodrigues de Oliveira, comandante dos dragões de Vila Rica, para fazer o primeiro mapa do distrito dos diamantes. A "Carta Topographica das terras entremeyas do sertão e Serro Frio com as novas minas dos diamantes...", datada de 1731, foi dedicada ao Sr. Cardeal Mota, Ministro de Estado de D. João V e encarregado de cuidar do assunto dos diamantes. Trata-se de um mapa de acabamento cuidadoso, que apesar de estar orientado com o Norte na vertical superior e parecer obedecer escala, essas informações não estão presentes. Abrange boa parte da Serra do Espinhaço meridional; é limitado pelo Rio Jequitinhonha e Morro de Itacambira ao norte; Rio Santo Antônio e Morro do Pilar ao sul; Rio das Velhas a oeste e, a Leste chega aos "sertões despovoados" dos rios São Mateus e Santo Antônio. No centro do mapa está localizada a Vila do Príncipe bem como duas minas de diamantes ao sul e norte do Tejuco. Ao longo do Rio Jequitinhonha não há nenhuma indicação de ocorrências de diamantes; as minas estão situadas no alto da serra.



«Carta Topographica das terras entremeyas do sertão e Serro Frio com as novas minas dos diamantes...» (Acervo AHEX, reprodução parcial; integral em Costa et al. 2000)

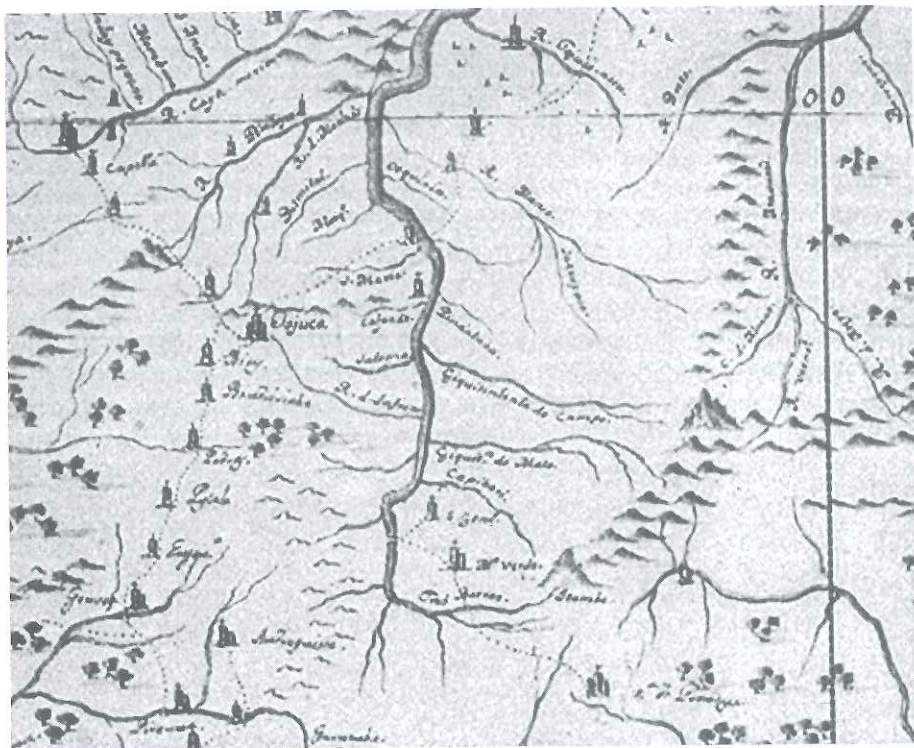
Os jesuítas Diogo Soares e Domingos Capassi, os chamados Padres Matemáticos, foram contratados por D. João a fim de produzir o Novo Atlas da América Portuguesa, um projeto há muito protelado. A decisão de enviar finalmente os padres para o Brasil, em novembro de 1729, parece ter sido provocada pelo recebimento da notícia da descoberta dos diamantes no Serro Frio: a carta de D. Lourenço ao rei sobre o achado data de 22 de julho de 1729 e pode ter chegado a Lisboa em outubro do mesmo ano. A provisão régia aos Padres Matemáticos com as instruções para seus trabalhos no Brasil é de 18 de novembro de 1729. Chegando ao Rio em janeiro de 1730, montam um observatório astronômico no Colégio dos Jesuítas no Morro do Castelo e determinam o meridiano do Rio em relação ao de Paris. Partem em seguida para o sul do Brasil onde realizam vários levantamentos e, somente, em 1733 encontram-se em Minas: Pe. Diogo assiste a inauguração da nova matriz do Pilar em Vila Rica em 24 de maio de 1733.

É certamente deles ou de um dos o mapa dos "Rios e Córregos em que se descobrirão e minerão os diamantes desde o anno de 1729 até o presente 1734". O mapa é limitado pelas latitudes 17° 30' e 19°, constam longitudes de 30' em 30', porém sem numeração e indicação do meridiano de origem. No centro do mapa destaca-se a inscrição "Comarca do Serro Frio" e na legenda estão especificados os nomes dos rios e córregos diamantíferos: Caeté-mirim, das Lajes, Pinheiro, Inferno, Santa Maria, Cafundó, N.S. do Ó, entre outros, e por último há a anotação "Grujiara do Curalinho junto ao Tejuco em que se tem tirado muita grandeza e este agosto de 1733 a preciosa pedra de seis oitavas" (= 140 quilates). É um dos maiores diamantes do distrito registrado, na época o maior reportado (ver a tabela dos grandes diamantes do sc. XVIII in Renger 2005, neste simpósio). É de supor que esse mapa serviu de base para a primeira demarcação das terras diamantíferas.



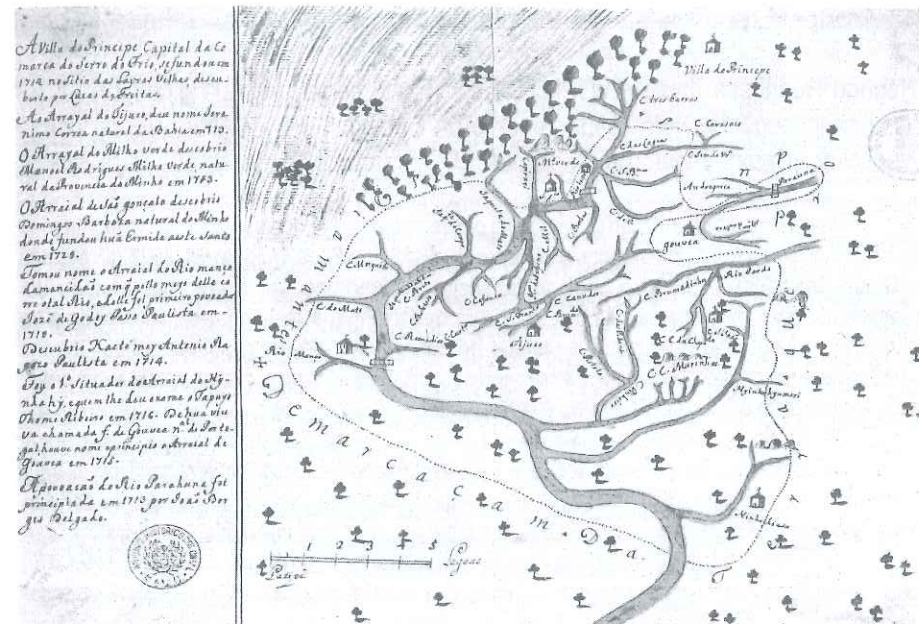
"Rios e Córregos em que se descobrirão e minerão os diamantes desde o anno de 1729 até o presente 1734" (Acervo Gabinete de Estudos Arqueológicos de Engenharia Militar, Lisboa, reprodução em Ferrand 2001)

O distrito dos diamantes do Serro Frio está representado também no conjunto do levantamento topográfico em 4 folhas (sem título, nem data e autor). Os mapas cobrem as partes na época economicamente mais importantes da Capitania de Minas Gerais entre as Minas Novas do Fanado (ou do Araucaí) no norte e a Zona da Mata no Sul, uma faixa de aproximadamente 550 km na direção norte – sul e foram elaborados mediante observações astronômicas (ver também Renger, em preparação). A escala é ca. de 1: 930.000, menos detalhada do que o mapa da Comarca do Serro Frio.



Conjunto do levantamento topográfico em 4 folhas (sem título, nem data e autor) (Arquivo AHU, reprodução parcial; integral em Costa et al. 2000)

O primeiro registro cartográfico da Demarcação Diamantina, decretada em 18 de agosto de 1734 por Martinho de Mendonça é o mapa da “Demarcação da Terra que produz Diamantes” (sem autor, nem data). Parece *art naïve*, apresenta a direção norte para baixo, não há marcação de coordenadas, mas a escala está presente em *petipé* de 5 léguas. No centro está o Tejuco, próximo à margem superior a Vila do Príncipe e nas cabeceiras dos afluentes da margem direita do Rio Jequitinhonha está indicada a zona do Mato Dentro. Há ainda uma legenda elucidativa com nomes e datas dos primeiros moradores de: Vila do Príncipe (Lucas de Freitas nas lavras velhas), Tejuco (1713), Milho Verde (1713), São Gonçalo (1729), Rio Manso (1719, hoje Couto de Magalhães), Caeté-mirim (1714), Inhaí (1716), Gouvêa (1715), Paraúna (1713, hoje Costa Sena).



“Demarcação da Terra que produz Diamantes” (Arquivo AHU, reprodução em Costa et al. 2000)

Com a demarcação e a instituição da Intendência dos Diamantes no Tejuco, em 1734, a lavra foi definitivamente proibida e o distrito submetido a uma dracônica legislação de exceção, vigente até os primórdios do Império, que vedou o acesso a qualquer forasteiro e interrompeu também a produção cartográfica da região. Somente quase quatro décadas depois, em 1772, com a instituição da Real Extração dos Diamantes (ver Renger, neste Simpósio) a produção de mapas foi retomada com o objetivo de obter maior conhecimento e controle sobre as lavras e sua localização. Esse período deixou uma rica documentação cartográfica que será objeto de outro estudo. Não são conhecidos mapas do Distrito Diamantino do período de 1736 a 1772.

Abreviaturas e Referências Bibliográficas

AHEX: Arquivo Histórico do Exército, Rio de Janeiro.

AHU: Arquivo Histórico Ultramarino, Lisboa.

Almeida, A.F. de (2001) - A formação do espaço brasileiro e o projecto do Novo Atlas da América portuguesa, Lisboa.

BNRJ: Biblioteca Nacional, Rio de Janeiro.

Cortesão, J. (1971) - História do Brasil nos velhos mapas, v2, Rio de Janeiro.

Costa, A.G., et al. (2002) - Cartografia das Minas-da Capitania à Província. Belo Horizonte (com reprodução de 31 mapas em pranchas soltas 48x64 cm).

Lima Jr., A. (1945) - A história dos diamantes em Minas Gerais. Lisboa/Rio de Janeiro.

Renger, F.E. (2005) - Regimes de extração e produção de diamantes do Serro Frio no século XVIII. IV Simp Bras Geol de Diamante, Diamantina, Anais (subm).

Renger, F.E. Os primórdios da cartografia das Minas Gerais. Em preparação.

Santos, J.F. dos (1978) - Memórias do Distrito Diamantino. Petrópolis.

Santos, M.M.D. dos (2003) - Minas Gerais em mapas. CD-ROM, Belo Horizonte.

A origem do diamante do Distrito de Sopa-Guinda, Diamantina - MG

Rogério Rodrigues da Silva (CPMTC/IGC/UFMG, geologiasilva@ig.com.br); José de Araújo Nogueira Neto (Departamento de Geologia/UFC); César Ulisses Vieira Veríssimo (Departamento de Geologia/UFC); Francisco R. de Abreu (Terra Nova)

Desde as primeiras décadas do século passado tem sido documentado que determinados sericita-filitos são a fonte primária dos diamantes do distrito de Sopa-Guinda. Em 1927 (cf. Moraes & Guimarães 1930), o famoso geólogo brasileiro Luciano Jacques de Moraes efetuou um experimento com 15 m³ de sericita filito da Lavra da Perpétua e recuperou algumas pedras de diamante, a maior de 1,5 quilate. No resíduo do concentrado desse mesmo material, Correns (1932) recuperou mais dois diamantes. Assim como reportado por Moraes, estes diamantes deveriam estar expostos no museu do DNPM do Rio de Janeiro.

Alguns dos garimpos de diamantes da parte central da Serra do Espinhaço Meridional foram e/ou estão hoje sendo desenvolvidos pela exploração exclusiva de sericita-filitos. Dentro deste contexto, o objetivo deste trabalho é apresentar os dados disponíveis a respeito dos sericita-filitos diamantíferos do distrito de Sopa-Guinda e tecer alguns comentários interpretativos.

No Distrito diamantífero de Sopa-Guinda o diamante primário ocorre nos sericita-filitos e de forma secundária nos metaconglomerados de origem deltáica da Sequência Depositional Sopa-Brumadinho/Galho do Miguel de idade Proterozóica, assim como nos depósitos aluviais recentes.

Trataremos em detalhe da ocorrência primária do diamante neste distrito. O sericita filito diamantífero ocorre em corpos ígneos intrusivos e extrusivos, na forma de diques, edifícios vulcânicos isolados ou coalescentes e mesmo na forma de derrames vulcânicos. Os diques vulcânicos são verticais e possuem até 50 metros de largura, cortando os metaconglomerados diamantíferos e demais rochas associadas (metarenitos e pelitos). São constituídos basicamente por sericita-filitos maciços, exibindo clivagem ardosiana muito bem desenvolvida. Não apresentam quaisquer estruturas primárias e mostram-se, em geral, homogêneos. Na área de Sopa-Guinda não ocorrem derrames vulcânicos, diferentemente do que ocorre na área de São João da Chapada.

Foram observados três edifícios vulcânicos na área do distrito abordado, todos intrudindo os metarenitos da Sequência Depositional São João da Chapada e as seqüências depocionais mais antigas. Dois destes edifícios são coalescentes e juntos formam o corpo Girino, que possui comprimento de 2,3 km e largura de 900 m. A profundidade estimada é de 300 m. Em perfil, os edifícios que compõem o corpo Girino apresentam a forma de funil e em planta é disforme. O terceiro edifício vulcânico é isolado, com forma circular em planta e diâmetro aproximado de 800 m. No levantamento realizado recentemente pela COMIG, nas áreas de Sopa e Guinda, os edifícios vulcânicos são facilmente identificados por anomalias magnetométricas e gamma-espectométricas.

Três fácies vulcânicas constituem o Corpo Girino: (a) fácies explosiva, originada nas caldeiras vulcânicas; (b) fácies maciça, de origem nas raízes das caldeiras e (c) fácies porfírica, constituinte dos canais alimentadores. Os pontos topograficamente mais altos do Corpo Girino representam as caldeiras vulcânicas e são constituídos basicamente por brechas vulcânicas autolíticas. As brechas são constituídas por fragmentos centimétricos de sericita filito com formato irregular, envolvido por matriz de filito hematítico. Os fragmentos de sericita filito apresentam bordos quelíficos milimétricos compostos por hematita. A fácies maciça ocorre na raiz do corpo girino, sendo constituída basicamente por sericita filitos, de cor cinza a esbranquiçada. A fácies porfírica é bastante

heterogênea, sendo caracterizada pela presença de pelo menos dois pseudomorfos distintos, que substituíram pórfiros primários. Estes pseudomorfos estão imersos em matriz homogênea de sericita filito de cor cinza. Um pseudomorfo é constituído basicamente por hematita, possui formato preferencial hexagonal em planta, com tamanho de poucos centímetros e espessura de alguns milímetros e pode representar uma mica mantélica do tipo flogopita, ou até mesmo uma granada. O outro pseudomorfo é bem menor e não foi possível reconhecer o sistema cristalino original. É constituído por filito hematítico e sobrecrecimento irradiado de turmalina, tipo afrisita. A matriz é intrudida por enxames de diques de escalas microscópicas e mesoscópicas, compostos por sericita filito brancos e filitos hematíticos. Todo o conjunto apresenta clivagem ardosiana conspícua.

Os sericita-filitos são constituídos de quantidades variáveis de sericita, muscovita e hematita e têm como minerais acessórios, turmalina, zircão, apatita, magnetita e granada. Dois tipos de granada foram reconhecidos por difração de raios-x: *essartita* e *knorringita* (G10). Os sericita filitos do Corpo Girino são em geral pobres em sílica (SiO₂=39,72%), com altos valores de K₂O (8,95%), Al₂O₃ (25,6%) e Fe total (Fe₂O₃+FeO=17,15) e baixos valores de Na₂O (0,06%) e CaO (0,01), enquanto o TiO₂ chega a 3%. O teor de bário é relativamente alto, podendo atingir até 2.056 ppm.

O posicionamento estratigráfico dos corpos vulcânicos desse distrito indica que o magmatismo que deu origem aos sericita-filitos se desenvolveu durante a sedimentação dos metaconglomerados diamantíferos Sopa-Brumadinho. Inicialmente ocorreu a formação dos edifícios vulcânicos com a fase vulcânica explosiva. Após este evento ocorreu a intrusão nos canais alimentadores. Durante a etapa evolutiva final, o magma se cristalizou nas raízes dos edifícios vulcânicos e ocorreu a intrusão de diques nos metaconglomerados Sopa-Brumadinho. Esta etapa vulcânica foi duradoura, recorrente e bastante complexa. Na superfície e em sub-superfície, durante a etapa vulcânica, os protólitos vulcânicos foram quimicamente alterados em um clima continental, quente e húmido. O intemperismo causou o enriquecimento relativo de Al e Fe e perda de Si, Na e Ca. Os altos conteúdos de K e Ti observados nos sericita-filitos podem ser endereçados para a composição química original dos protólitos lamproíticos. Durante a orogênese Brasileira, os protólitos quimicamente alterados foram deformados e metamorfisados sob condições de fácies xisto verde e então transformados em sericita-filitos. Os sericita-filitos diamantíferos não podem e não devem ser confundidos com os filitos hematíticos, que representam rochas vulcânicas mais antigas, de origem basáltica e que não são portadoras de diamantes primários.

Referências Bibliográficas

- Correns, C. W. (1932) - Über die Diamantenlagerstätten des Hochlandes von Diamantina, Minas Gerais, Brasilien. *Zeitsch Prak Geol*, 10: 161-168, 177-181.
- Moraes, L. J. de & Guimarães, D. (1930) - Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais. *Anais, Acad Bras Ciênc*, 2: 153-186.

The problem of diamond genesis in natural and experimental systems

Mikhail I. Samoilovitch (JSC Central Research Technological Institute TEXHNOMASH, samoylovich@technomash.ru); Vitaly A. Petrovsky (Institute of Geology of Komi SC UB RAS); Vasily P. Khityunin (Institute of Geology of Komi SC UB RAS); Dmitry V. Petrovsky (Institute of Geology of Komi SC UB RAS)

Modeling of natural processes under high temperatures and pressures has become of great interest during the last decade, although data of natural systems are not always comparable with experiments and theoretical work. Critical examination of theoretical, experimental, and natural data should be considered to avoid misinterpretation. The aim of the present paper is to compare experimental-analytical data of diamond synthesis with magmatic systems of basite-hyperbasite petrochemical types from the Kamchatka region (Samoilovitch, et al. 1985; Petrovsky, et al. 1996; Samoilovitch, et al. 1997; Samoilovitch, et al. 2000).

Successful studies of natural and synthetic diamond structures by physical methods (Evan, T., Chernko, R., Devis, D., Sobolev, E., Klyuev, Yu. cf. Sobolev, et al. 1981), as well as experimental modeling of the conditions of the formation of structural defects (pleistilites, disc-like accumulations of vacancies, dislocations, defects of bagging C, A, N₃, B₁-centers etc.) provide some data on features of diamond genesis. As a result of such studies diamonds have been synthesized. They showed analogic morphological structures compared to all basic mono- and polycrystalline varieties of natural crystals. Formation of segregated kinds of nitrogen impurities and disc-like accumulations of carbon vacancies are the result of ascending diffusion at high P-T conditions in a post-growth period. The segregation process of nitrogen is followed by parachrosis of these crystals, and explosions of metallic inclusions and dislocations of nongrowth origin. Nitrogen impurities in the growth system contribute to the formation of crystals, resulting in a decrease of carbide formations and increase of growing conditions of graphite phase. Nitrogen being related to such metals as Ti and Al in the growth system of type-II diamonds, arise, in accordance with physical classification. Experimental data concerning the various defects provide information for the determination of diamond formation temperatures: 1400°C (lower boundary) for crystals of the 1st variety (in accordance with Yu. L. Orlov), 1100-1300°C for crystals of the 2nd variety and outer zones of the 4th variety, and 1300-1500°C for diamonds of the 3rd and central zones of the 5th variety. Therefore, pressure in the growth system is identified in accordance with the area of equilibrium in the system "carbon solution in diamond alloy", that means from 38-40 Pa and higher. We postulate a differentiation of silicate alloy with the extraction of metallic phases in a magma under appropriate conditions, whereby silicate alloy on the border of a layer of the metallic alloy, sizing some millimeters, served as a source of particular silicate minerals, identified as inclusions in diamonds.

Liquidized silicate fusion and apportions of different metal phase compositions are the source of metal fusion spheres and thin metal layers through which carbon diffusion occurs. Thus, a thin metal layer plays a important role during diamond synthesis. This role of a border stratum and of a growth system means that gradients of non-diamond phase oversaturation appears on its outer and inner sides with respect to a diamond crystal. The term "a thin metal layer" is somehow vague, because in practice it can be a "thick enough" metal-containing stratum.

Some peculiarities of diamond growth in the presence of main metal solvents Ni, Mn (1:1) were investigated. Synthetic polycrystalline graphite was the source for crystallizing diamond, reaching

(1-2) $\times 10^{-3}$ m in size. When the temperature of metal melting and necessarily the oversaturation of the carbon are achieved, the first formation of diamond crystals occurs in the central part of the metal stratum that adjoins to graphite. Increasing the duration of the process, crystals appear along the borderline of graphite metal due to different densities, depending on the specific conditions of the synthetic process. Diamond growth is mainly noted along the side of the nearest carbon source in accordance with the symmetry of the nutrient medium. In this case the growing diamond is always situated inside the metal fusion that forms a comparatively thin layer, separating the diamond from a carbon source. Simultaneously with the diamond growth in metal fusions, formation and growth of monocrystalline graphite occur, which permits to explain the co-crystallization of diamond and graphite from a common carbon source within the parameters of the thermal dynamic stability field of diamond.

The degree of solution component activity is shown in their capability to moisten the co-existing phases, e.g. according to experimental data about metal influence weakly interacting with carbon (Sb, Sn, Ge, Cu, etc.), one can notice interphase energy dependence on the borderline diamond fusion-metal concentration. The fact that one can observe diamond crystals in fusions as normal forms, e.g. needle-like and plate-like forms, indicate comparison (under defined conditions) of resilient and interphase surface energies.

Experimental researches have shown that during crystal growth, thickness of the metal layer generally increases. This phenomenon can be attributed to the difference in specific densities of initial carbon in the form of graphite and the final carbon in form of diamond. The density of the initial carbon material (together with the other factors) influences the kinetics of the diamond crystallization process at the respective growth stage. Thin layers on both adjacent sides of the diamond can differ 2-3 times in thickness. Surface tension forces play an essential role in the formation of these metal layers. Surface tension forces play a basic role in the formation of a metal layers.

Considering natural systems of magmatic diamondiferous rocks such as kimberlites and basaltoids from the viewpoint of diamond growth, it is important to note that these systems have peculiar features. These peculiarities are registered when studying magmatic rocks of the basite-ultrabasite series including basalts of recent active volcanoes of the Kamchatka-Koryak region. Similar processes of kimberlite formation are observed in recent volcanoes.

Kimberlites and basaltoids are derivatives of deep lithospheric levels that rise to surface in conformity with the general rules of thermodynamics, generating morphologically similar bodies.

Mantle and low-crust xenoliths and relict minerals (even diamonds) from depth intervals of 30 to 160 km (pressure shouldn't exceed 40-50 MPa at 1400-1500°C for diamond phase) show similarities.

Avachite is a new type of basaltoid, classified between kimberlites and basalts in accordance with a number of deep xenoliths and relict minerals as forsterite, chrome-diopside, spinel, and garnet. Dimensions of xenolith are 5-10 cm, whereas the size of xenocrystals is up to 1-2 cm for olivine and 12 cm for chrome-diopside. Fine and well-formed plates of ruthen osmiridium crystals are reported from avachites.

Native Fe, Cu, Fe-Ni, Zn and their alloys are identified in basalts of recent eruptions as in Klyuchevskaya, Tolbachik, and Alaid. Drop-like and rounded shapes of grains result from thermochemical decomposing of the rocks, and evidence the presence of metals with segregated form in silicate alloy.

Native Cr and Ni are registered in spinelids of ultrabasites from eastern Kamchatka. Moreover, plessite (nickeliferous iron), ferric nickel and nickel-containing copper are observed in these alloys. In some rare occasions dikes of new gabbroides (Krotovsky massif) abounded with fine native copper

sizing from 0.1 to 1 mm contribute to the understanding of these processes. Nickel-containing native copper was identified in the central parts of octahedral paramorphs of graphite of the Beni-Bushera massif in Morocco. The examples mentioned above are an evidence of a rather large development of native metals in basite-ultrabasite magmas. Together with the presented data, it is necessary to note numerous metal phases of close structure in natural diamonds of various deposits (Bulanova & Spetsius 1991; Garanin, et al. 1991; Sobolev, et al. 1981).

Gas composition of micro-inclusions is another feature to characterize genetic aspects of deep-seated rock formation. Rather high concentrations of hydrogen are mainly remarkable in mantle xenoliths (67-80%), whereas nitrogen concentrations (95-99%) are identified in micro-inclusions.

Thus, the studied magmatic systems are characterized by a certain hydrogen-nitrogen fluid environment, providing Cu, Ni, Fe, Cr, which occur as single elements rather than as alloys. The scope of this cases can be rather significant, for instance, the occurrence of native copper amounts to million of tons.

According to neutron activation analysis of diamond varieties, such metals can be Cr, Fe, Ni, Cu, and Mn whereas nitrogen occurs non-segregated. Lack of these metals in diamonds with segregated nitrogen is caused by their diffusion on the surface during postgrowth annealing at high P-T conditions and lower rates of diamond growth in nature. By X-ray topographical studies and comparative study of synthetic crystals remarkable rates of diamond growth are up to 10^{-3} - 10^{-6} mm/c. Growth rates of other varieties are probably higher, in particular, for diamonds of explosive origin (as a result of transferring graphite into diamond), whereas generally no structural impurity of nitrogen occur and rather large amount of dislocations, inclusions and defects of broken bonds are observed. ESR data and X-ray studies of natural and synthetic diamonds, obtained under different physical-chemical conditions and subjected to thermal processing at high temperatures (1400-2000°C) and pressures (50-80 MPa) are consistently related to natural data and provide valuation of possible intervals for temperatures and pressures, diamond formation environment in basaltoids and related rock formations.

Bibliographic References

- Bulanova, G.P. & Spetsius, Z.V. (1991) - Role of transitive metals in genesis of natural diamonds. Native metal formation in magmatic processes (In Russian). Yakutsk: 61-67.
- Garanin, V.K.; Kudryavtseva, G.P.; Marfunin, A.S.; Mihailichenko, O.A. (1991) - Inclusions in diamond and diamond breeds (In Russian). M: MSU: 240.
- Petrovsky, V.A.; Samoilovitch, M.I.; Shilov, Yu. A. (1996) - Crystallogenic modeling of genesis of natural diamonds. Laws of evolution of an Earth's crust (In Russian). Proc Intl Conf, St. Petersburg. T2: 291.
- Samoilovitch, M.I.; Komov, I.L.; Kutryev, F.S.; et al. (1985) - Formation of diamonds in natural and experimental systems. Native element formation in endogenous processes (In Russian). Proc All-Union Conf Part III, Yakutsk: 62-65.
- Samoilovitch, M.I.; Petrovsky, V.A.; Mal'tsev, A.S.; Troshch, S.A. (1997) - Genesis of natural diamonds according to experimental modeling. New ideas in sciences about the Earth. Proc III Intl Conf, T1 M: 279.
- Samoilovitch, M.I.; Petrovsky, V.A.; Shilov, Y.A.; Khitunin, V.P. (2000) - Experimental simulation of natural diamond growth. 31st Intl Geol Cong, Rio de Janeiro, Abstracts (CD-ROM).
- Sobolev, N.V.; Efimova, E.S.; Pospelova, L.N. (1981) - Native iron in diamonds from Yakutiya and its paragenesis (In Russian). Geol Geophy, 12: 25-29.

Kimberlitos e diamantes no oeste mineiro: uma discussão

Geraldo Norberto Chaves Sgarbi (Departamento de Geologia/IGC/UFMG) & Alexandre de Oliveira Chaves (Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear/CDTN-CNEN)

O oeste mineiro encerra a Província Diamantífera do Alto Paranaíba, a qual tem, historicamente, fornecido as maiores e mais importantes gemas do país (Saldanha 1941, Reis 1959, Barbosa 1991, Fabian 2000, Chaves & Chambel 2003). Elas são encontradas em aluviões terciários-quaternários ou em depósitos coluvionares mais antigos, como a mina de Romaria, que produziu no passado, diamantes a partir de brechas epiclásticas do Grupo Bauru, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná. Apesar da extensão geográfica da região, não houve e não há atividades de operação contínua e com viabilidade econômica envolvendo a exploração de diamantes diretamente a partir de suas matrizes primárias, com exceção do prospecto Canastra 1, em Piumhi, que operou durante o ano de 1999, encerrando suas atividades pela não economicidade do depósito (Jornal ASF, 1999). Por outro lado, a região oeste mineira mostra grande concentração de *pipes* kimberlíticos, definidos como tais pela ocorrência de minerais indicadores (Tompkins, 1987) como Cr-piropo e Cr-Mg-ilmenita além de Cr-diopsídio e espinélio, cogenéticos dos diamantes. Diversos autores reportaram essa mineralogia em várias estruturas vulcânicas na região (Hasui & Penalva 1970, Svisero *et al.* 1977, Suguio *et al.* 1979, Svisero 1979, Svisero *et al.* 1980, Svisero & Meyer 1981, Svisero *et al.* 1984, Tompkins 1987, Leonardos *et al.* 1993, Leonardos *et al.* 1995, Sgarbi *et al.* 2005). O paradoxo que se apresenta é a coexistência, em uma mesma região, de dezenas ou centenas de kimberlitos, até agora considerados estéreis, praticamente circundados por depósitos aluvionares diamantíferos. A situação nos remete a duas considerações: (a) os kimberlitos da região são estéreis e as gemas aluvionares ali presentes são uma notável coincidência, tendo sido transportadas de outras regiões e, (b) os diamantes aluvionares seriam autóctones, originários de níveis mineralizados presentes nos corpos kimberlíticos/lamproíticos da região, níveis esses que foram removidos pela erosão e dispersos pelas drenagens terciária-quaternária. Nesse sentido, serão discutidas brevemente as duas hipóteses levantadas:

(a) Hipótese de uma Origem Alóctone

Haggerty (1986), ao tentar explicar a aparente ausência de kimberlitos cretácicos mineralizados no Brasil, propôs um modelo sugerindo que a delaminação (*split*) da base da litosfera durante a fragmentação das placas sul-americana e africana pode ter resultado na ausência de diamantes na maioria dos kimberlitos sul-americanos daquela idade. A parte meridional do continente africano teria retido seus diamantes pelo fato de ter permanecido relativamente estacionária no processo de separação, ao contrário da móvel placa sul-americana. A delaminação e a mobilidade da placa sul-americana teriam permitido a instalação de um ambiente convectivo altamente gasoso e oxidante, responsável pela oxidação dos diamantes da referida região. Este ambiente seria compatível com a intrusão de numerosas chaminés alcalinas associadas a brechas (material rico em gases) e com a intrusão de carbonatitos.

Adicionalmente, Chaves (1991) mostrou que a tipologia dos jazimentos diamantíferos da África meridional é marcadamente diferente daquela presente em nossas intrusões kimberlíticas condicionadas, sendo também relacionada com a pouca mobilidade tectônica da placa africana. Ali

ocorrem muitos kimberlitos mineralizados, porém com ausência de sedimentação vulcanoclástica associada. O autor levanta a possibilidade de que a tectônica da fragmentação das placas sul-americana e africana não soergueu, no Cretáceo Superior, aquela parte da placa sul-africana (corroborando as idéias de imobilidade da mesma por Haggerty, 1986), poupando da erosão em grande escala as matrizes kimberlíticas, ao contrário do que teria ocorrido no oeste mineiro. Nessa última região, sedimentos vulcanoclásticos podem alcançar cerca de 150m de espessura e se estendem por milhares de quilômetros quadrados (Sgarbi *et al.* 2001), devendo-se ainda considerar a atuação de cerca de 85Ma de intemperismo e erosão, que certamente removeu parcelas consideráveis dessa sedimentação. Já na África centro-meridional ocorrem diamantes em conglomerados basais da Formação Calonda, em Angola e da Série Kwango (Sistema Karroo) no Zaire e República Centro-Africana (Chaves 1991), ambos do Cretáceo Superior. Apesar de não mostrarem associações vulcanoclásticas visíveis (Lepersonne 1951), são crono-estratigraficamente correlacionáveis com os conglomerados vulcanoclásticos do oeste mineiro (Formações Capacete e Uberaba, do Cretáceo Superior). Os dados indicam que, no Cretáceo Superior, arqueamentos afetaram blocos em detrimentos de outros, na placa africana.

Deste modo, o magmatismo potássico máfico-ultramáfico do Cretáceo da região do Alto Paranaíba, no oeste mineiro e sul de Goiás, o mais volumoso desse tipo do planeta (Gibson *et al.* 1995), e no qual estão incluídos kimberlitos seriam, na grande maioria, estéreis em diamantes devido às condições desfavoráveis que levaram à oxidação dos diamantes antes ou durante a intrusão dos kimberlitos ou ainda por causa da não amostragem por parte dos kimberlitos dentro do campo de estabilidade do diamante. Gibson *et al.* (1995) por sua vez estabelecem, para essa província magmática, que este ambiente rico em voláteis foi criado a partir da ascensão de uma pluma mantélica que mostrou, através de reconstrução paleogeográfica do final do Cretáceo, estar relacionada com a atual pluma de Trindade (ou Martins Vaz), idéia com a qual concordam Sgarbi *et al.* (2004).

A idéia de se considerar uma origem alóctone para os diamantes do oeste mineiro foi apresentada por Tompkins & Gonzaga (1989), Gonzaga *et al.* (1994) e Gonzaga *et al.* (1995), que postularam que tais diamantes seriam originários de porções estáveis do Cráton do São Francisco e foram transportados pelos eventos glaciais do Neoproterozóico e do Permo-Carbonífero. Teriam sido dispersos por geleiras e depositados em diamictitos, sendo posteriormente retrabalhados, e incorporados às rochas vulcanoclásticas (caso da Mina de Romaria) e posteriormente reconcentrados nos aluviões recentes da região, tendo sido, portanto, afetados por pelo menos três ciclos sedimentares.

(b) Hipótese de uma Origem Autóctone

As idéias de Haggerty (1986) não têm, contudo, o respaldo de muitos pesquisadores que tem tratado da tectônica africana ao final do Mesozóico. Eriksson (1982) menciona ocorrências de complexos alcalinos que podem estar associados a kimberlitos e carbonatitos naquele continente, aparentemente relacionados a amplas flexuras crustais. O autor mostra que kimberlitos do Cretáceo Superior são particularmente numerosos na parte meridional da África e representaram uma resposta à reorganização da placa africana que culminou com a fragmentação do Gondwana. Marsh (1973) sustenta que a colocação desses corpos magmáticos seria controlada por estruturas resultantes da extensão continental de falhas transformantes oceânicas com direções W e NW, o que coincidiria com o alinhamento de diatremas kimberlíticos na América do Sul. Cox (1970) sugeriu que aqueles kimberlitos africanos resultaram da diminuição do fluxo de calor depois da fragmentação,

quando o baixo grau de fusão parcial necessário para o magmatismo alcalino tornou-se prevalente. Muitos kimberlitos, entretanto, anteciparam essas condições geotectônicas de elevação crustal, retendo a fusão astenosférica sob a litosfera continental. Morgan (1983) mostra através de mapas paleográficos do Mesozóico que a rotação da placa africana foi relativamente equivalente à movimentação da placa sul-americana entre 120 e 60 Ma, mostrando inclusive que o traçado do movimento da placa africana sobre *hot-spots* é mais denso no continente africano que na América do Sul. Quanto à argumentação levantada por Chaves (1991) de que a ausência de contribuição vulcanoclástica nos conglomerados africanos é um reflexo a ausência de soerguimento regional e um fator determinante para explicar a mineralização, o autor não citou a distância das fontes kimberlíticas do conglomerados diamantíferos e nem a tipologia dos depósitos sedimentares. As áreas das fontes kimberlíticas podem ter sofrido tectonismo semelhante ao que afetou a placa sul-americana, sendo que, devido ao fato de que seus litoclastos vulcânicos serem extremamente lábeis e mecanicamente frágeis, podem não ter resistido aos mecanismos de choque de grãos comuns em conglomerados fluviais de alta energia e terem sido totalmente fragmentados. Nesse caso, seus remanescentes teriam sido transportados como fração argilosa, hidraulicamente incompatíveis com as fácies rudíticas descritas. Conglomerados clastos-suportados do Cretáceo Superior que ocorrem na região de Romaria mostram característica semelhante, que é a de portar diamantes sem exibir clastos vulcânicos.

Discussão

Os diamantes do oeste mineiro têm atraído a atenção de muitos estudiosos e o sentimento de uma origem autóctone para as gemas da região torna-se mais forte tanto quando se observam relações de campo entre alguns kimberlitos e os cascalhos fluviais diamantíferos adjacentes, como também pelas características das próprias gemas, em termos de dimensões e formas. A idéia de uma origem local para as gemas é sugestiva, quando se verifica, por exemplo, que uma drenagem que se desenvolve exatamente ao longo do contato entre um corpo kimberlítico, o qual mostrou todos os minerais indicadores clássicos utilizados em prospecção de kimberlitos como Cr-piropo e Cr-Mg ilmenitas (Kimberlito Larissa, Sgarbi *et al.* 2005). Suas encaixantes são metassiltitos do Grupo Bambuí, sendo que a drenagem possui cascalhos diamantíferos, os quais tem fornecido, ao longo de décadas, gemas de qualidade e grandes dimensões. Investigando essa drenagem a montante do corpo, até suas cabeceiras, não se nota a presença de outras rochas que não sejam o metassiltito aflorante, além dessa rocha suportando rochas vulcanoclásticas com a elevação da cota do vale fluvial a montante. Chegando até as cabeceiras da drenagem, observa-se que a mesma forma um amplo anfiteatro com bordas abruptas, suportado por rochas vulcanoclásticas que formam o Planalto da Mata da Corda. Teriam as supostas rochas glaciogênicas mencionadas na primeira hipótese alcançado a região? Em caso positivo, onde estariam suas marcas e registros? Um desaparecimento total dessas feições seria altamente improvável, mesmo após o soerguimento do Arco do Alto Paranaíba no Cretáceo Superior. Adicionalmente não existem clastos facetados e/ou estriados incorporados aos depósitos sedimentares do Cretáceo Superior e em outros subseqüentes àquela data.

Com relação às gemas da região (aluvionares), elas mostram semelhanças com aquelas extraídas diretamente de suas matrizes kimberlíticas e lamproíticas na África do sul, Rússia e Austrália (Chaves & Chambel 2003), apresentando-se normalmente como cristais fragmentados e com defeitos internos, alguns mostrando macro-inclusões. A ampla fragmentação mostrada por algumas gemas poderia estar relacionada com atividades explosivas, típicas da fase inicial do vulcanismo, uma vez que fácies de cratera bem preservadas podem ser observadas em intrusões na região

(Sgarbi *et al.* 2005).

Nesse contexto, outro fator relevante é o fato da região ser praticamente a única do país a produzir gemas gigantes (>100cts) (Karfunkel *et al.* 1994), sendo que a maior alcançou 726,6cts, encontrada em Coromandel em 1938, sendo na época, o quarto maior diamante do mundo. Gemas com essas dimensões não resistiriam como um cristal único aos vários ciclos de transporte, implícitos na hipótese anterior.

Conclusões

O argumento de que não existem kimberlitos mineralizados no oeste mineiro está longe de ser esgotado. Os argumentos geotectônicos comparativos entre as placas africana e sul-americana e os argumentos sedimentológicos relacionados ao transporte glacial não são consenso. Os diamantes de grande porte da região parecem indicar uma origem proximal, responsável pela preservação de suas dimensões, o que não ocorreria se essas gemas tivessem sido submetidas aos vários ciclos de sedimentação propostos. É provável que muitos dos kimberlitos do oeste mineiro tiveram suas cúpulas mineralizadas erodidas e seus produtos primeiro se concentraram nas rochas vulcanoclásticas (primeiro ciclo) e posteriormente foram incorporados à drenagem fluvial regional (segundo ciclo). Portanto não se deve excluir a possibilidade de que outros níveis mineralizados possam estar em sub-superfície, associados à fácies de diatrema encoberta e, com o avanço da pesquisa, serem objetos de exploração futura.

Agradecimentos

G.N.C. Sgarbi agradece a FAPEMIG (CRA 51-02 e CRA 210-04).

Referências Bibliográficas

- Barbosa, O. (1991) - Diamante no Brasil. Brasília, CPRM. 136.
- Chaves, M.L. de S.C. (1991) - Seqüências cretácicas e mineralizações diamantíferas no Brasil central e África centro-meridional: considerações preliminares. *Geoc*, 10: 231-245.
- Chaves, M.L. de S. C. & Chambel, L. (2003) - Diamante: a pedra, a gema, a lenda. Oficina de Textos, SP: 231.
- Cox, K.G. (1970) - Tectonics and magmatism of the Karroo Period and their bearing on the postulated fragmentation of the Gondwanaland. In: *African Magmatism and Tectonics*, T.N. Clifford & I.G. Gass (Eds), Edinburgh: Oliver & Boyd: 211-235.
- Eriksson, S.C. (1982) - Kimberlites and associated alkaline magmatism (cap. 13: 424-432). In: *Crustal Evolution of South Africa* (Tankard, A.J. *et al.* eds), Springer Verlag, N.Y.: 523.
- Fabian, S.L. (2000) - Diamantes: mudanças no mercado mundial e seu impacto no Brasil. *Minérios e Minerais*, 254: 45-48.
- 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 Petrology*, 36(1): 189-228.
- Gonzaga, G.M.; Teixeira, N.A.; Gaspar, J.C. (1994) - The origin of diamonds in Western Minas Gerais, Brazil. *Mineralium Deposita*, 29: 414-421.
- Gonzaga, G.M.; Teixeira, N.A.; Gaspar, J.C. (1995) - Geotectonic considerations on primary diamond source in mobile belts. *Intl Kimb Conf 6* (Norvosibirsk, Rússia). Extended Abstract: 184-186.
- Jornal Alto do São Francisco (1999) - Mina de diamante de São Roque de Minas (Piumhi), 2990, 8/14 fevereiro de 1999.

- Haggerty, S.E. (1986) - Diamond genesis in a multiply-constrained model. *Nature*, 320: 34-38.
- Hasui, Y. & Penalva, P. (1970) - O problema do diamante do Alto Paranaíba, Estado de Minas Gerais. *Bol SBG*, 19(1): 71-78.
- Karfunkel, J.; Chaves, M.L.deS.C.; Svisero, D.; Meyer, H.O. (1994) - Diamonds from Minas Gerais, Brazil: an update on sources, origin and production. *Intl Geol Rev*, 36: 1019-1032.
- Leonardos, O.H.; Carvalho, J.B.; Tallarico, F.H.B.; Gibson, S.A.; Thompson, R.N.; Meyer, H.O.A.; Dickin, A.P. (1993) - O xenólito de granada Iherzolite de Três Ranchos 4: uma rocha matriz do diamante na Província Magmática Cretácica do Alto Paranaíba, Goiás. *I Simp Bras Geol do Diamante* (Cuiabá, MT): 3-16.
- Leonardos, O.H.; Teixeira, N.A.; Dino, R. (1995) - Geology and palinology of the Santa Clara kimberlite Maar, Coromandel, Brazil. *Intl Kimb Confer 6* (Novosibirsk, Russia), Abstracts: 323-325.
- Lepersonne, J. (1951) - Les subdivisions du système du Karroo au Kwango (Congo Belge). *An Soc Géologique de Belgique*: B123 – B139.
- Marsh, J.S. (1973) - Relationships between transform direction and alkaline igneous lineaments in Africa and South America. *Earth Planet Sci Let*, 18: 317-323.
- Morgan, W.J. (1983) - Hot-Spots tracks and the Early Rifting of the Atlantic. *Tectonophysics*, 94: 123-139.
- Reis, E. (1959) - Os grandes diamantes brasileiros. *DGM Bol 191 DNPM*, RJ: 65.
- Sgarbi, G.N.C.; Sgarbi, P.B.deA.; Campos, J.E.G.; Dardenne, M.A.; Penha, U.C. (2001) - A bacia Sanfranciscana: o registro fanerozóico da Bacia do São Francisco. In: *A Bacia do São Francisco, Recursos Minerais e Energéticos*. Pinto, C.P. & Martins-Neto, M.A. (Eds). SBG/MG: 93-138.
- Sgarbi, G.N.C.; Sgarbi, P.B.deA.; Filho, J.P.deL. (2005) - Critérios de campo para a prospecção de condutos vulcânicos no oeste mineiro. *Proj FAPEMIG (CRA-51/02)*, em andamento.
- Sgarbi, P.B.A.; Heaman, L.M.; Gaspar, J.C. (2004) - U-Pb perovskite ages for Brazilian kamafugitic rocks: further support for a temporal link to a mantle plume hotspot track. *J S Am Earth Sci*, 16: 715-724.
- Saldanha, R. (1941) - O Diamante Coromandel. *Bol FFCL/USP, Min 4*: 15-23.
- Suguio, K.; Svisero, D.; Filho, W.F. (1979) - Conglomerados polimífticos diamantíferos de idade cretácica de Romaria, MG: um exemplo de sedimentação em leques aluviais. In: *Atas II Simp Reg Geol* (Rio Claro/SP), (1): 217-229.
- Svisero, D. (1979) - Piropos cromíferos da Mina de Diamantes de Romaria: composição química e origem. *Bol Min, Recife*, 6: 7-13.
- Svisero, D.; Meyer, H.O.A.; Tsai, H.M. (1977) - Kimberlite minerals from Vargem Grande (MG) and Redondão (PI) diatremes, Brazil, and garnet-Iherzolite xenolith from Redondão diatrema. *Rev Bras Geoc*, (7): 1-12.
- Svisero D. & Meyer, H.O.A. (1981) - Ilmenitas kimberlíticas da mina de diamantes de Romaria, MG. *Rev Bras Geoc*, 11(4): 217-221.
- Svisero, D.; Coimbra, A.M.; Feitosa, V.N.N. (1980) - Estudo mineralógico e químico dos concentrados da mina de diamantes de Romaria, MG. *Anais XXXI CBG, SBG, Santa Catarina*, 3: 1776-1781.
- Svisero, D.; Meyer, H.O.A.; Haralyi, N.L.E.; Hasui, Y. (1984) - A note on the geology of Brazilian kimberlites. *J Geol*, 92: 331-338.
- Tompkins, L. (1987) - Exploration for kimberlites in the Southwest Goiás Region, Brazil: mineral chemistry of stream sediment samples. *J Geoch Explor*, 27: 1-28.
- Tompkins, L. & Gonzaga, G.M. (1989) - Diamonds in Brazil and a proposed model for the origin and distribution of the diamonds in Coromandel region, Minas Gerais, Brazil. *Eco Geol*, 84: 591-602.

Color cathodoluminescence-sem studies of diamonds from the main exploited kimberlite deposits of Yakutia

Z.V. Spetsius (ALROSA Co. Ltd, Spetsius@yna.alrosa-mir.ru); P.V. Ivannikov (Moscow State University); S.I. Mityukhin (ALROSA Co. Ltd)

Introduction

It is well known, that pure and colorless diamond does not luminescence in the visible spectrum. Structural and compositional defects generally are associated with presence of nitrogen atoms, which mark the centers of irradiative recombination, and determine luminescence of diamond (Bulanova, et al. 2002; Obyden, et al. 1997; Saparin, et al. 1988). During electron bombardment of a specimen one can observe a number of physical phenomena, such as secondary emission of electrons, luminescence, etc. Variations of corresponding signals are determined by the structure of a specimen. Light emission or cathodoluminescence (CL) under the impact of a cathode beam is one of the most informative distinctive features of a crystal, and it is determined by the zonal structure of semi-conductors and non-conductors. The CL-method comes equally with other spectroscopic methods, such as photoluminescence, X-raying, etc. However, unlike other methods, in the CL-method the level of material excitation to a greater extent is higher and allows to observe the luminescence of a material which does not luminescence in ultraviolet, for example type IIa diamonds.

The contrast of CL images is specified by heterogeneity of luminescence distribution, i.e. internal quantum yield, which could be influenced by various factors (Obyden, et al. 1997; Saparin, et al. 1988). The main centers of visible spectrum luminescence in natural diamonds are various nitrogen inclusions. Additional cause of CL variations is the presence of structural defects, such as dislocations, which appear on CL images as dark areas (Obyden, et al. 1997). The method of color CL (CCL) allows to obtain information about the radiation spectrum in real colors; due to the sensitivity the process of image formation takes only a few seconds.

Samples and Analytical Techniques

Local cathodoluminescent study of the samples was made with a scanning electron microscope (SEM). The basic model STEREOSCAN MK-IIa from "Cambridge Instruments" was equipped with a true color (CCL) attachment. This technique was designed for presentation of local CL spectra distribution on the surface of (256 x 320 pixels) x (6s per frame) by 24 bit-real colors in accordance with the CL-spectrum for each pixel into the wavelength range between 380nm and 820nm (Obyden, et al. 1997; Saparin, et al. 1988). Exact correlation of CCL-SEM images and real morphology of samples was accomplished when backscattered electrons (BSE) paired detector and secondary electron (SE) detector were integrated. Composite (CCL)+(BSE or SE) mode provides the most effective use of microscope for semiconductor and multicomponent materials inspection even with deep relief influence on measured effects.

Since a diamond is a good dielectric an electric charge is accumulated on its' surface. This charge prevents one from obtaining images of high quality. For producing a surface charge 0.5 mkm thick golden film has been sprayed onto all the samples. Spraying was being produced by means of vacuum post Edwards. The film thickness was being selected by means of experiment under conditions of appropriate transparency and required conductivity.

The images have been carried out on a preliminary selected collection of 100 diamond crystals from seven different deposits. Plates containing inclusions were manufactured from the crystals or in some cases the crystals have been polished on one or two sides that provide optimal conditions both for studying interior structure of diamonds and features of contained inclusions. For every single sample an image with small enlargement has been taken for precise inclusions allocation. Further on each inclusion has been examined in view of greater enlargement. All the images have been taken with 20 kV accelerating voltage.

Results

Approximately 150 diamond crystal plates have been examined applying SEM methods. CL-luminescence of varied spectrum composition has been detected in all the samples of diamonds. This luminescence is predominantly in the blue spectrum area that is detected by A-band. However, diamonds with green and red CCL occur (Fig. 1). Compound inner composition and zoning that are emphasized by zones and bands CCL distribution have been disclosed in the majority of diamonds (Fig. 1-2). It should be stressed that the CCL diamond images clearly highlight peculiarities of inner composition of crystals, presence of several growth zones and crystals dissolution.

All observed inclusions are sufficiently diverse in shape (Fig. 1-4). Most of the inclusions are round shaped (Fig. 2a, b). Nevertheless there are crystals with a rather complicated composition (Fig. 2c, d). The bulk of inclusions can be conventionally classified into rounded and idiomorphic shapes (see Fig. 1-4), with pronounced angles and facets that are generally related to the orientation of the crystal lattice, which is clearly marked by the zoning the diamonds.

According to their luminescence, the greater part of inclusions does not show luminescence, though there are minerals that have rather strong red luminescence (Fig. 2). Generally only small areas of inclusions are luminescent. This can be caused by the presence of small impregnations of the mineral, emitting luminescence in this spectrum area. Very good correlation of shape, orientation of inclusions and crystal zoning has been observed in all samples. This testifies the fact of profound effect of inclusions upon the process of diamond growth (Bulanova, et al. 2002).

Discussion and Summary

Practically all inclusions are circled with areas of stronger luminescence (see Fig. 1-4). Encircling "rounded" inclusions these areas appear as fluorescent "aureoles". Areas of increased quantum, surrounding angular inclusions, appear as a "petals" adjacent to one or a number of straight sides of the inclusion. The increase of CL intensity is accounted for the increased concentration of defects in the given areas. There are two possible ways of formation of the areas of this type: 1) plastic deformation caused by the difference of thermal expansion coefficient, and this is confirmed by the presence of feathers around the inclusion; 2) impurity diffusion from the inclusion into the diamond. It is possible that both mechanisms act simultaneously. Besides, some inclusions have been found, and the area around them shows no or only weak luminescence. This phenomenon can be accounted for the fact, that some impurities and defects are the centers of non-radiating recombination in diamond. Practically in all cases with exception of a small number, there are cracks that occur around the inclusion. Probably their origin is related to the difference of the thermal expansion coefficient of diamonds and the material of the inclusion.

Besides the inclusions proper various defects, resulting after sample treatment have been revealed. As a rule these defects are coloring of inclusions, which are clearly observed in composite contrast BSE modes. It's necessary to emphasize that according to the result of the examining CCL

plates the essential differences in the inner structure of crystals from different deposits have been determined. These crystals correlate with the contained inclusions and will be detailed after microprobe analysis of inclusion composition in diamonds. Attention should be paid on the resemblance of internal texture of some diamonds from placer deposits of the Anabar region and Brazil that, probably, suggests a similar genesis.

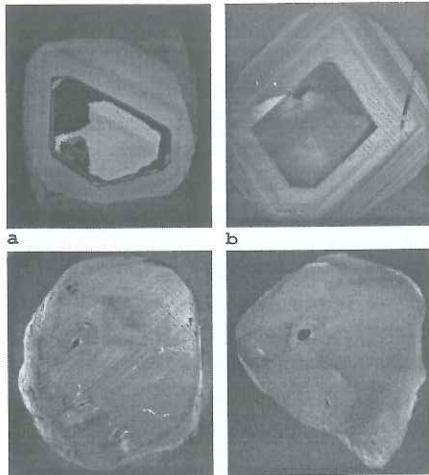


Figure 1: CCL-images with different spectrum luminescent composition.
Sample: a-Yb20; b-U9; c-Yb15; d-M6.
Width of images (mm): a-4.2, b-5, c-5, d-1.7.

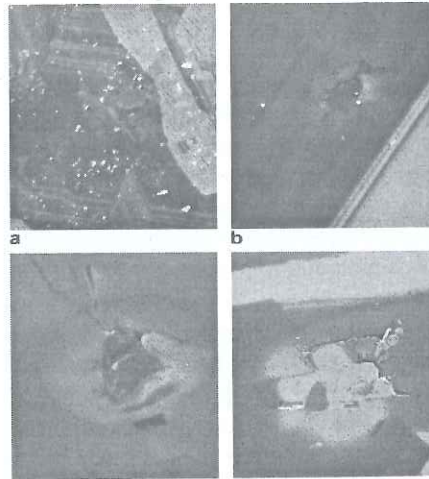


Figure 2: CCL-images of different forms of inclusions in diamonds
Sample: a-U17; b-U10; c-U16; d-U5.
Width of images (mm): a-0.5, b-0.5, c-0.2, d-0.5.

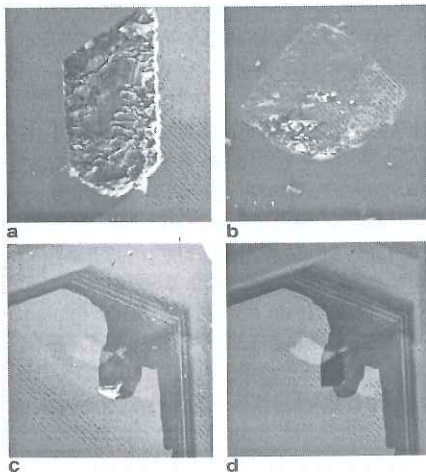


Figure 3: CCL-images of inclusions with and without luminescence.
Sample: a-A2, b-U20; c, d-A-7. Width of images (mm): a-0.5, b-0.5, c-2, d-2.

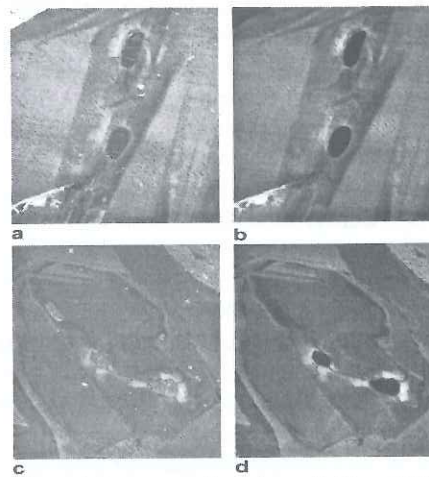


Figure 4: Zones around inclusions with different CCL luminescence emission.
Sample: a, b-U10; c, d-M8.
Width of images (mm): a, b-0.5, c

Bibliographic References

- Bulanova, G.P.; Pearson, D.G.; Hauri, E.H. & Griffin, B.J. (2002) - Carbon and nitrogen isotope systematics within a sector-growth diamond from the Mir kimberlite, Yakutia. *Chem Geol*, 188: 105-123.
- Obyden, S.K.; Ivannikov, P.V.; Saparin, G.V. (1997) - Color cathodoluminescence display in the scanning electron microscope of deep relief surfaces. *Scanning*, 19(8): 533-540.
- Saparin, G.V. & Obyden, S.K. (1988) - Color display of videoinformation in the SEM: principles and applications to physics, geology, soil sciences, biology and medicine. *Scanning*, 10(3): 87-106.

The mechanism of phase transformation of graphite diamond

Alexander E. Sukharev (Institute of Geology of Komi SC UB RAS, sukharev@geo.komisc.ru); Vitaly A. Petrovsky (Institute of Geology of Komi SC UB RAS); Sergey A. Troshev (Institute of Geology of Komi SC UB RAS); Maximiliano Martins (Federal University of Minas Gerais)

The formation of diamond from carbon in the carbon-metal system has been considered in many works (Vereshchagin, et al. 1965; Giardini & Tydings 1962; Bokiy & Volkov 1962; Litvin & Butuzov 1972; Samoilovich, et al. 1987; Petrovsky, et al. 1996; Petrovsky, et al. 2001). However, the mechanism of graphite transformation into diamond in the presence of various catalysts remains a matter of controversy.

In this work, we consider diamond formation in the presence of metal as a solvent-catalyst (MC) within the symmetry approach to oscillating systems (Petrovsky, et al. 1996B) based on the theory of potential energy surface and percolation theory (Broadbent & Hammersley 1957) applied to the interrelated processes in the diamond-MC-graphite system (Petrovsky, et al. 2004). We took into account the general topological properties of the potential energy surface and the presence of some symmetry elements of normal oscillations, which are retained during the transition through a metastable state of interacting atoms and molecules in the crystal-medium system according to a certain elementary process.

Crystal is a source of 3S high-frequency oscillations corresponding to the crystal symmetry with wavelengths approximately equal to the lattice parameter ($\lambda \sim 1012-1013$ Hz). These waves can propagate within the melt (solution) and have an organizing influence on the building complex of particles in the adsorption boundary layer (ABL). The depth of wave penetration into the melt (phonon skin-layer λ_L , T) is determined by the wave polarization (T, L), its frequency (?), and the kinematic viscosity of the solution (?) (Landau & Lifshits 1988).

If the above frequencies and kinematic viscosity of the (MC + carbon) melt are taken to be ω_L and ω_T under conditions of diamond formation, we obtain $\lambda_L \sim 10^{-7}$ cm, which corresponds to the ABL thickness. Thus, the mechanism and rate of diamond growth are determined by interactions in the system consisting of atoms of MC, carbon, and diamond crystal within the ABL area. The potential energy of interactions determining normal oscillations is a multidimensional hypersurface (the potential energy surface (PES)).

In the general case, the system containing N atoms has $z = 3N - 6$ internal oscillatory degrees of freedom q_i ($i=1, 2, \dots, z$), which are chosen in various ways, and six rotational and translational degrees of freedom for the system movement as a whole. Potential U of the atomic nuclei (i.e., PES) is a function of the rotational degrees of freedom $U = U(q_i)$. It is present in the nuclear equation of movement (evolution) of the system and makes up a nuclear Hamiltonian H_n along with an operator of kinetic energy of nuclei T:

$$H_n(q_i) = T + U(q_i). \quad (1)$$

In the quantum-chemical calculation of PES, one finds $U_k(q_i)$ for the k-th electron state from the Schrödinger equation:

$$[H_e(x_n/q_i) - U_k(q_i)]Y_k(x_n/q_i) = 0, \quad (2)$$

where the electronic Hamiltonian H_e and the electron wave function k depend on electron coordinates x_n , while the nuclei coordinates are parameters. Equation (2) is solved repeatedly for various sets of q_i parameters, i.e., for various fixed nuclear configurations. The resultant PES $U_k(q_i)$ is called the electron term. Relationships (1) and (2) are the mathematic expressions of adiabatic approximation.

The potential energy surface is a multidimensional geometrical object. Its principal elements - stationary points (minimums and saddle points), ranges, and valleys - are directly related to the description of the stable states of the molecular system and the transitions between them.

The stationary points on the PES satisfy the equation

$$\text{grad} U = 0 \quad (3)$$

The matrix of the second derivatives corresponds to the equation

$$D^2 U = 0 \quad (4)$$

and has only positive eigen values in its minimums. In the saddle (transition) points, it has one negative eigen value and $(z-1)$ positive values. The stationary points, where F has more than one negative eigen value, are referred to as the saddle points of a higher order (second, third, and so on) or tops, according to the topographic interpretation. The asymptotic region (valley bottom) is characterized by one zero eigen value of matrix F. The respective eigen vector determines the asymptotic direction of the valley. Let us suppose that condition (3) is fulfilled for all q_i except for one q (coordinate of process); then, the potential energy of the system as a function of coordinate of the crystal-forming process q may be depicted. In principle, the PES topology allows numerous pathways for the crystal-forming process. However, according to the laws of quantum mechanics and theory of groups, the path retaining the greatest number of symmetry elements detected at the final stage (the structure of the crystalline lattice) is the most probable one.

The kinetics of crystal growth is determined by interaction of the (carbon \times MC) complex with the crystal in the ABL region. The given complex in asymptotic regions has its own set of normal oscillations that are distinct from the normal lattice oscillations. The interaction of this complex with phonons irradiated by the crystal promotes rearrangement of its configuration at the saddle points on the coordinate of the crystal-forming process (ABL region) and variation of the spectrum of normal oscillations of the complex, resulting in the rupture of bonds with the metal-catalyst and the subsequent incorporation of carbon atoms into the crystal face. The aforementioned change of the normal oscillation spectrum requires the negotiation of an energy barrier (activation energy) depending on all the normal oscillations of the system. In order to ascertain the crystal-forming mechanism, it is necessary, first of all, to elucidate how the nuclei can pass from one PES valley to another. Possible directions of the nuclear configuration rearrangement are determined by rules of selection of the permissible normal oscillation symmetry in the system and by the height of the energy barrier.

By analogy with the Pearson-Basolo rules (Basolo & Pearson 1967; Pearson 1976) for assessing the energy barrier, let us formulate the selection rules for various scenarios of the crystal-forming process. Let us write down the expression associating energy E in the crystal-medium system with a minor displacement along the coordinate of process $Q = q_0 - q$ and includes the terms depending on the normal oscillation symmetry. According to the theory of disturbances, the nuclear Hamiltonian of the system is written as the series

$$H = H_0 + U(Q) + \dots \quad (5)$$

where H_0 is an initial undisturbed Hamiltonian at an arbitrary point of the asymptotic valley, U is the PES energy, and Q is a minor displacement along the coordinate of process.

The Hamiltonian of the system must be fully symmetric, i.e., invariant with respect to all symmetry operations of the system. The energy of the system is written as

$$E = E_0 + \dots \quad (6)$$

where E_0 and Y_0 are an initial energy and a wave function. The wave function of the system is determined by the equation

$$H Y = E Y \quad (7)$$

As is known, integration over the whole space results in a nonzero result only when the integrands are fully symmetric. Thus, only symmetric motions of nuclei can make a contribution to the

coordinate of the crystal-forming process.

The third term of Eq. (6) always increases the E value, while the last term leads to its decrease. However, integral (7) is distinct from zero only when the condition

(8)

is fulfilled; i.e., only excited states of the crystal-medium system with a symmetry corresponding to the symmetry of the major states and the coordinate of the crystal-forming process may be efficient.

The symmetry of normal oscillations can change, because condition (3) is always fulfilled at the saddle points on the coordinate of the crystal-forming process. In other words, the nuclei configuration admits an arbitrary symmetry and, hence, its rearrangement into the final state corresponding to the oscillation spectrum of crystal (phonons). The nuclei motion may become asymmetric at the maximum or minimum points of the coordinate process (saddle points), but they again become symmetric in ascending or descending branches. This may occur only because the symmetry diminishes and the point group changes. This is a feature of asymmetric oscillation.

The structure and ordering of the melt play a special role in the diamond formation (Petrovsky, et al. 2001; Semenova-Tyan-Shanskaya & Fedoseev 1984; Dorogovin 2000). It has been established that the metal-catalyst affects the graphite lattice deformation [corrugation (Lonsdale, et al. 1959)] when graphite, like diamond, becomes conjugated with the face-centered cubic lattice of a catalyst (Landau & Lifshits 1988). Under certain thermobaric conditions, the interaction of carbon atoms in graphite with atoms of transition metals (Me) of group VIII in the periodic system of elements produces various carbide complexes (CC), such as Me-C, Me-MeC, and MeC-C. These complexes can form only when the oscillating symmetries of Me, CC, and diamond have similar elements. The potential energy of CC related to the chaotically arranged MC and graphite atoms in the melt is a random function of coordinates. If CC energy is not high, it can move only within a limited domain. If the energy is sufficiently high, the CC can move and turn around the domains where the movement is energetically forbidden. Hence, the CC motion in metallic film matches the problem of percolation level (Broadbent. & Hammersley 1957). It is necessary to find the percolation level ECC, because only carbide complexes with energy higher than ECC can take part in diffusion. Since the symmetry elements of carbide complexes of graphite and metal are consistent, the potential barriers decrease (6) and the velocity of CC transfer through metallic film increases. This explains the contradiction between the crystal growth rate and diffusion. The calculated crystal growth rate is determined only by carbon diffusion is much lower than the real value.

According to the PES model, the phonon interaction between crystal and melt at the diamond-metallic film boundary (or ABL) changes the PES topology in compliance with the diamond symmetry. This, in turn, leads to a decrease in activation energy (6, 7) and diamond solubility. The symmetry of CC normal oscillations changes at the saddle point (SP) on the path of the crystal-forming process, where MC and carbon atoms separate as a result of rearrangement. As a result of interaction with the phonon skin-layer of the crystal, the carbon atom is incorporated into the diamond matrix, while MC is left in the metallic film. The thickness of the metallic film around the growing diamond crystal increases with time (Dorogovin 2000). The metallic film has a heterogeneous composition. Experimental data (Petrovsky, et al. 2001) suggest the existence of domains consisting of Mn, Ni, Ca, and Si, as well as domains with variable Mn and Ni contents. The film is vague on the graphite side. The PES energy activation at this boundary is higher than the activation energy in ABL. Thus, at certain parameters, the diamond solubility at the crystal-metallic film boundary is lower than the graphite solubility, resulting in oversaturation of melt with diamond.

Thus, the temperature rise opens new oscillation modes in the system and increases the probability of CC transition over the energy barrier on the coordinate of crystal-forming process. This explains the dependence of the diamond growth rate on thermobaric parameters. Each crystal face has its own PES topology and specific growth rate. The impurity contained in the melt changes the PES

topology and symmetry of normal oscillations in the system. Therefore, it governs the growth rate and defects of crystals. In some cases, the impurities can modify the PES and produce several saddles on the process coordinate, thereby changing not only the growth rate, but also the crystal morphology. The carbide complexes - such as Fe (Fe₃C₂), Mn (Mn₃C₂), Cr (Cr₃C₂), and others - have a face-centered cubic lattice (their symmetry group fits the diamond crystal symmetry) and can be captured by the crystal matrix as inclusions. The diamond-forming process in the presence of other catalysts (e.g., hydrogen) also can be explained in terms of the proposed model. In this case, hydrogen makes up the hydrogen-carbon complexes, by analogy with carbide complexes of metals.

Acknowledgement

This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (projects ? 03-05-64382 and 05-05-64615).

Bibliographic References

- Basolo, F. & Pearson, R.G. (1967) - Mechanisms of inorganic reactions: a study of metal complexes in solution. New York, Wiley: 592.
- Bokiy, G.B. & Volkov, A.I. (1962) - To a question on the mechanism of formation of synthetic diamonds from graphite at the presence of metals. *Crystallografy*, 14(1): 147-149. (in Russian)
- Broadbent, S.R. & Hammersley, J.H. (1957) - The theory of percolation. *Proc Cambridge Phil Soc*, 53: 6292.
- Dorogovin, B.A. (Ed.) (2000) - Synthesis of Minerals, Aleksandrov, VNIISIMS: 416. (in Russian)
- Giardini, A.A. & Tydings, J.E. (1962) - Diamond synthesis: Observations on the mechanism of formation. *Am Min*, 47(11/12): 1393-1421.
- Landau, L.D. & Lifshits, E.N. (1988) - Theoretical physics (thermodynamics). Moscow, Nauka: 734. (in Russian)
- Litvin, Yu.A. & Butuzov V.P. (1972) - About kinetic growth of diamond from a solution in fusion metal. *Crystal growth*, 9: 65-69. (in Russian)
- Lonsdale, K.; Millidge, H.I.; Naave, E. (1959) - X-ray studies of synthetic diamonds, *Min Mag*, 1: 185-201.
- Pearson, R.G. (1976) - Symmetry rules for chemical reactions: orbital topology and elementary processes. New York, Wiley.
- Petrovsky, V.A.; Mal'tsev, A.S.; Troshev, S.A. (1996) - Role of oscillation symmetry in self-organization processes in the crystal-medium system. *Sykytyvkar, Geoprint*: 19. (in Russian)
- Petrovsky, V.A.; Samoilovich, M.I.; Filippov, V.N.; Shilov, Yu.A. (2001) - Boundary layer in system diamond - graphite and his role in process diamond formation. *Sytyvkar, Mineral Collecting Book*, 30: 50-65. (in Russian)
- Petrovsky, V.A.; Samoilovich, M.I.; Shilov, Yu.A. (1996B) - Crystallogenic modelling of genesis of natural diamonds. *Proc Intl Conf Syst Evol Earth's Crust (St. Petersburg)*, 2: 291. (in Russian)
- Petrovsky, V.A.; Troshev, S.A.; Sukharev, A.E. (2004) - A mechanism of diamond formation in the presence of metals-catalysts. *Doklady E Sci*, 5: 703-706.
- Samoilovich, M.I.; Sanzharlinskiy, N.G.; Laptsev, V.A. (1987) - Research of processes of spontaneous origin and continuous growth of diamonds in system metal - graphite. In: *Synthesis of Minerals*. Moscow, Nedra: 368-390. (in Russian).
- Semenova-Tyan-Shanskaya, A.S. & Fedoseev, D.V. (1984) - To the mechanism of crystallization of equilibrium phases of carbon. *Dokl Akad Nauk USSR*, 274: 320-323. (in Russian)
- Vereshchagin, L.F.; Kalashnikov, Ya.A.; Feklichev, E.M.; Nikol'skaya, I.V.; Tikhomirova, L.M. (1965) - To a question on the mechanism of polymorphic transformation of graphite in diamond. *Dokl. Akad Nauk USSR*, 162(5): 1027-1029. (in Russian)

Novas evidências de uma origem proximal para o diamante da região de Coromandel, Minas Gerais

Darcy Pedro Svisero (Instituto de Geociências, USP, svisero@usp.br) & Miguel Angelo Stipp Basei (Instituto de Geociências, USP)

Introdução

A origem do diamante da região de Coromandel, uma das áreas garimpeiras clássicas do Brasil, famosa na literatura geológica pela ocorrência periódica de megadiamantes (Reis 1965), constitui um problema que vem desafiando geólogos, pesquisadores e empresas de mineração há longa data. Nos últimos anos, duas teorias diametralmente opostas em seus fundamentos, têm procurado explicar a origem e a distribuição deste diamante. Temos de um lado um grupo de pesquisadores, destacando-se entre outros Tompkins & Gonzaga (1987), Gonzaga et al. (1994) e Campos & Gonzaga (2000), que defendem uma origem alóctone para o diamante da região de Coromandel e áreas adjacentes. Segundo os referidos autores, a origem deste diamante estaria relacionada a fontes primárias antigas situadas no Cráton do São Francisco, de onde o diamante teria sido transportado e espalhado pela ação de geleiras do Proterozóico Superior (Glaciação Jequitai) e Permo-Carbonífero (Grupo Santa Fé e Formação Aquidauana) até os seus sítios atuais. Em contrapartida, existe um segundo grupo de pesquisadores que defende uma origem autóctone para este diamante, entre os quais podem ser citados Svisero et al. (1984); Svisero (1992, 1995); Barbosa (1991) e Leonardos et al. (1991, 1996) e Sgarbi et al. (2001). Merecem destaque os trabalhos recentes de Kaminsky et al. (2001) e Read et al. (2004), nos quais encontram-se dados que sugerem uma origem proximal para estes diamantes.

Neste trabalho são apresentadas e discutidas algumas idades de macrocristais de zircão provenientes de intrusões de natureza kimberlítica (Gibson et al. 1995), bem como de conglomerados da Formação Capacete do Grupo Mata da Corda (Souza 1997; Sgarbi et al. 2001) que ocorrem nas imediações da cidade de Coromandel. As idades obtidas pelo método U/Pb situam-se no intervalo 80-90Ma, e são concordantes entre si sugerindo uma origem comum para os cristais de zircão dessas duas fontes. Em adição, os dados concordam também com idades de outros corpos relacionadas ao magmatismo alcalino-ultrabásico da região (Gibson et al. 1995; Basei et al. 2004).

Amostragem

Os zircões estudados foram separados a partir de concentrados obtidos pela lavagem do saprolito que capela as intrusões de filiação kimberlítica da região de Coromandel, onde ocorrem em proporções variáveis com granada (piropo), ilmenita magnésiana, piroxênio e espinélio, além de outros acompanhantes derivados de rochas do embasamento como magnetita, estauroilita, hematita, clorita, goethita, entre outros. Procedimentos semelhantes foram utilizados para os conglomerados, onde os indicadores kimberlíticos são raros sendo necessário amostrar volumes maiores da matriz conglomerática para se obter os referidos minerais. Em ambos os casos foi efetuado um pré-concentrado no campo que posteriormente foi processado pelas técnicas sedimentológicas convencionais incluindo-se elutrição, separação eletromagnética e catação manual.

Para as determinações isotópicas os macrocristais foram reduzidos a frações entre 100-150 mesh, que foram lavadas com HF e HNO₃ e separadas em frações com diferentes susceptibilidade magnética. Os fragmentos selecionados para serem datados, livres de inclusões e fraturas, foram retirados da fração menos magnética na lupa binocular.

Resultados

A Figura 1 apresenta as idades U/Pb obtidas em macrocristais de zircão de rochas de filiação kimberlítica e de conglomerados que ocorrem nos arredores de Coromandel. Observa-se uma concentração predominante de idades dos corpos kimberlíticos ao redor de 87Ma que é a mesma idade observada para os macrocristais de zircão extraídos dos conglomerados datados. Nota-se na figura, um outro agrupamento de idades em torno de 80Ma interpretado como uma recorrência do magmatismo ultrabásico-alcalino, onde se observa a similaridade temporal entre intrusão e conglomerado.

Conclusões

Os resultados obtidos neste trabalho mostram claramente que a idade dos zircões extraídos do saprolito de intrusões kimberlíticas da região de Coromandel é semelhante a idade de zircões presentes nos conglomerados que ocorrem nas proximidades dos referidos corpos com clímax ao redor de 87Ma. Por outro lado, nas intrusões amostradas o zircão está associado a uma assembléia mineralógica típica de xenólitos mantélicos (principalmente de ilherzolitos), constituída por granada G9, ilmenita magnésiana, diopsídio e espinélio (Svisero et al., neste volume), sendo que alguns destes minerais (granada e ilmenita) ocorrem também nos conglomerados. Desta forma, sugerimos que as intrusões kimberlíticas locais são a fonte dos minerais indicadores presentes nos conglomerados bem como do diamante lavrado na região.

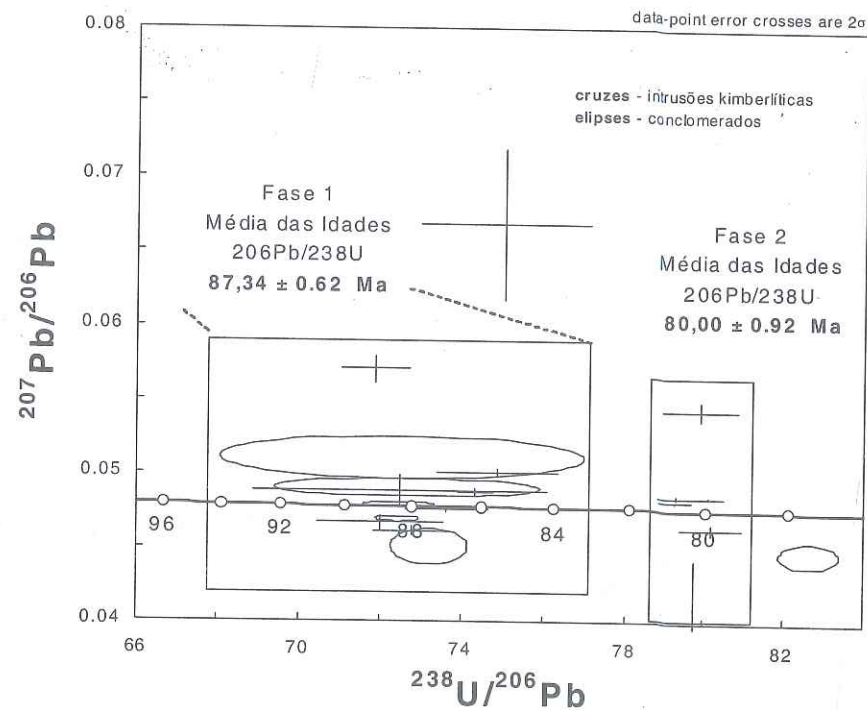


Figura 1: Diagrama Tera Wasserburg comparando idades de zircão de intrusões kimberlíticas e conglomerados da região de Coromandel, MG.

Referências Bibliográficas

- Barbosa, O. (1991) - Diamante no Brasil. Histórico, Ocorrência, Prospecção e Lavra. Brasília. CPRM, Boletim, 136.
- Basei, M.A.S.; Teixeira, W.; Svisero, D.P.; Martins, V. (2004) - U-Pb zircon and 40Ar-39Ar phlogopite ages, and (Nd, Sr, and Pb) isotopic characteristics of the kimberlitic type rocks of the Alto Paranaíba Alkaline Province, Brazil. 32nd Intl Geol Cong, Florence (Italy), Abstracts, 149(1): 702.
- Campos, J.E.G. & Gonzaga, G.M. (2000) - O transporte de diamantes por sistemas fluviais a longas distâncias: uma visão crítica. Rev Bras Geoc, 29(2): 113-118.
- Gonzaga, G.M.; Teixeira, N.A.; Gaspar, J.C. (1994) - The origin of diamonds in western Minas Gerais, Brazil. Mineralium Depos, 29(4-6): 414-421.
- Gibson, S.A.; Thompson, R.N.; Leonardos, O.H.; Dickin, A.P.; Mitchell, L.G. (1995) - The late cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. J Petrol, 36(1): 189-229.
- Gonzaga, G.M.; Teixeira, N.A.; Gaspar, J.C. (1994) - The origin of diamonds in western Minas Gerais, Brazil. Mineralium Depos, 29(4-6): 414-421.
- Kaminsky, F.V.; Zakharchenko, O.D.; Kachatryan, G.K.; Shiryayev, A.A. (2001) - Diamonds from the Coromandel area, Minas Gerais, Brazil. Rev Bras Geoc, 31(4): 583-596.
- Leonardos, O.H.; Ulbrich, M.N.C.; Gaspar, J.C. (1991) - The Mata da Corda volcanic rock. 5th Intern Kimberlite Conf, 3/91: 65-73.
- Leonardos, O.H.; Thompson, R.N.; Fleicher, R.; Gibson, S.A.; Svisero, D.P.; Weska, R.H. (1996) - Comments on the paper by G.M. Gonzaga et al. The origin of diamonds in western Minas Gerais, Brazil. Mineralium Depos, 31(4-6): 343-344.
- Read, G.; Grutter, H.; Winter, S.; Luckman, N.; Gaunt, F.; Thomsen, F. (2004) - Stratigraphic relations, kimberlite emplacement and lithospheric thermal evolution, Quiricó Basin, Minas Gerais State, Brazil. Lithos, 77: 803-818.
- Reis, E. (1959) - Os grandes diamantes brasileiros. Rio de Janeiro. DNPM/DGM, Boletim, 191: 66.
- Sgarbi, G.N.C.; Sgarbi, P.B.A.; Campos, J.E.G.; Dardenne, M.A.; Penha, U.C. (2001) - Bacia Sanfranciscana: o registro fanerozoico da Bacia do São Francisco. In: Pinto, C.P. & Martins-Neto, M.A. (eds.) Bacia do São Francisco, Geologia e Recursos Naturais, Belo Horizonte: 93-138.
- Souza, J.C.F. (1997) - Litoestratigrafia e sedimentologia da Formação Vazante na região de Coromandel, MG. Tese de Mestrado, UnB, Brasília: 75.
- Svisero, D.P. (1992) - Origem do diamante no Brasil: Uma análise à luz dos conhecimentos atuais. In: XXXVII Cong Bras Geol, Anais: 117-119.
- Svisero, D.P. (1995) - Distribution and origin of diamond in Brazil: An overview. J Geodynamics, 20(4): 493-514.
- Svisero, D.P.; Meyer, H.O.A.; Haralyi, N.L.E.; Hasui, Y. (1984) - A note on the geology of some Brazilian kimberlites. J Geol, 92(3): 331-338.
- Tompkins, L.A. & Gonzaga, G.M. (1987) - Diamond in Brazil and a proposed model for the origin and distribution of diamonds in the Coromandel region, Minas Gerais, Brazil. Econ Geol, 84(3-4): 591-602.

Composição, origem e significado geológico de minerais resistatos de intrusões kimberlíticas da região de Coromandel, Minas Gerais

Darcy Pedro Svisero (Instituto de Geociências da USP, svisero@usp.br); Mabel Norma Costa Ulbrich (Instituto de Geociências da USP); Sílvio Roberto de Farias Vlach (Instituto de Geociências da USP)

Introdução

Trabalhos desenvolvidos nos últimos anos têm demonstrado que kimberlitos e kamafugitos ocorrem intimamente associados na Província Ígnea do Alto Paranaíba (Gibson et al. 1995), localizada na porção oeste de Minas Gerais e sudeste de Goiás. Esses trabalhos têm demonstrado também que as referidas rochas possuem características isotópicas intermediárias entre kimberlitos e orangeitos (Meyer et al. 1994; Bizzi et al. 1995). Segundo Araújo et al. (2001), na região do Alto Paranaíba os kamafugitos predominam sobre os kimberlitos em uma proporção de 85% para 15%, respectivamente.

Neste trabalho são apresentados os resultados de uma investigação sistemática sobre as assembléias mineralógicas identificadas em concentrados obtidos pela lavagem do saprolito (yellow-ground) de 27 intrusões situadas em torno da cidade de Coromandel. Os corpos amostrados são intrusivos em rochas da Faixa de Dobramentos Brasília, constituindo o Campo Kimberlítico de Coromandel. Este campo e outros existentes na região distribuem-se ao longo de um trende bem marcado que se estende de Catalão (SE de Goiás) a Carmo do Paranaíba (NW de Minas Gerais). Segundo Basei et al. (2004), as encaixantes metamórficas constituem uma cunha de pequena espessura na região de modo que o contexto tectônico das intrusivas é de borda de cráton, no caso a porção sudoeste do Cráton do São Francisco. Os dados ora apresentados complementam trabalhos anteriores (Svisero et al. 1977 e 1984; Esperança et al. 1995) sobre as características químicas dos resistatos presentes no saprolito que capeia as intrusões kimberlíticas e rochas associadas na região de Coromandel.

Química Mineral

Os minerais resistatos kimberlíticos foram separados em uma primeira fase, ainda no campo, pela lavagem de volumes variando entre 100 a 200kg de saprolito, utilizando-se um conjunto de três peneiras e batéia. Esses pré-concentrados foram tratados posteriormente em laboratório pelos métodos sedimentológicos convencionais incluindo elutrição, separação eletromagnética, líquidos pesados e separação manual à lupa binocular. De um modo geral, os corpos estudados possuem um ou mais indicador kimberlítico de interesse petrológico representado pela granada, ilmenita, os mais comuns, além de piroxênio, espinélio e zircão. Outras fases presentes nos concentrados incluem magnetita em grande quantidade, além de hematita, estaurolita, rutilo, flogopita, calcita e hornblenda, algumas provenientes das rochas encaixantes. Os minerais de interesse genético foram montados em seções polidas e analisados por meio de uma microsonda Jeol, modelo JXA8600 existente no IGC-USP. Ao todo foram analisados 650 grãos de granada, 260 de ilmenita, 108 de piroxênio e 28 de espinélio.

As granadas são constituídas essencialmente pela molécula piropro, seguida por almandina, com valores subordinados de uvarovita, andradita, grossulária e espessartita. Quanto à classificação, o esquema tradicional de Dawson & Stephens (1975) mostrou que a maior parte das granadas estudadas é de natureza lherzolítica, distribuindo-se entre os grupos G9 (a maior parte da população), G1 e G11, ocorrendo de forma subordinada os grupos eclogítico e harzburgítico. Resultados semelhantes são obtidos utilizando-se o esquema classificatório de Schulze (2004), segundo o qual as granadas

estudadas são de natureza lherzolítica, havendo uma população pequena de exemplares harzburgíticos. De um modo geral são semelhantes às granadas constituintes de xenólitos de lherzolitos de kimberlitos de diversas localidades (Nixon 1987), sendo algumas derivadas de macro e/ou megacristais, e também de xenólitos de eclogitos.

Os piroxênios correspondem a diopsídio e/ou diopsídio-augita, e suas razões $Mg/(Mg+Fe)\%$ e $Ca/(Ca+Mg)\%$ variam entre 94,1-91,6% e 48,2-42,6 %, respectivamente. Comparados com dados da literatura, assemelham-se a clinopiroxênios de xenólitos de granada lherzolito de textura granular descritos por diversos autores em Nixon (1987), bem como a xenólitos do kimberlito Mir estudados por Kuligin & Pokhilenko (1998).

As ilmenitas são constituídas pelos componentes moleculares ilmenita (42,0-71,0%), geikielita (14,6-42,4%) e hematita (4,6-33,0%), sendo que a razão $Mg/(Mg+Fe)\%$ varia entre 20,8 a 48,4%. O tratamento das análises pelo diagrama tradicional $FeTiO_3$ - $MgTiO_3$ - Fe_2O_3 mostrou que todas as ilmenitas estudadas, com exceção de um corpo, projetam-se no campo dos kimberlitos, projetando-se no campo correspondente ao de ilmenitas de macrocristais do kimberlito Wesselton definido por (Shee 1984). Em adição, são semelhantes a ilmenitas de kimberlitos do Alto Paranaíba (Araújo et al. 2001) e de Batóvi, MT (Greenwood et al. 1999).

Os espinélios, pouco freqüentes, são constituídos essencialmente pelas moléculas $MgAl_2O_4$, $MgCr_2O_4$ e $FeCr_2O_4$. Suas razões $Cr/(Cr+Al)\%$ e $Mg/(Mg+Fe)\%$ apresentam variações situadas nos intervalos 0,33-0,93% e 0,40-0,65%, respectivamente. Comparados com dados da literatura (Mitchell 1986), assemelham-se a espinélios constituintes de xenólitos de kimberlitos das principais províncias kimberlíticas do mundo.

Sintetizando, os resistatos estudados representados pela granada, clinopiroxênio, ilmenita e espinélio são semelhantes aos seus correspondentes constituintes de kimberlitos de outras localidades usados nas correlações, sendo alguns deles jazidas importantes tais como os kimberlitos Premier e Wesselton (África do Sul), Orapa (Botswana), Kao (Lesoto) e Mir (Rússia), entre outros. Granadas G10 são raras tendo sido encontradas apenas nos kimberlitos Vargem 1 e Vargem 2. Todas as fases estudadas correspondem a minerais xenolíticos sendo derivados principalmente de lherzolitos, ocorrendo também fases derivadas de eclogitos, harzburgito e basalto alcalino.

Cr_2O_3

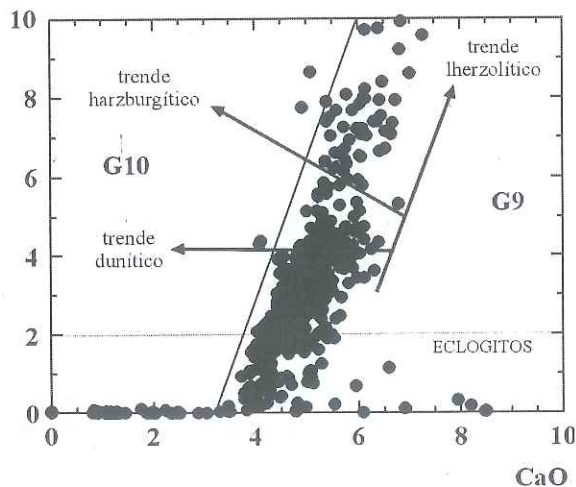


Figura 1: Diagrama CaO Cr_2O_3 (Gurney 1985) mostrando que a maior parte das granadas estudadas são de natureza lherzolítica, seguidas por eclogíticas, além de harzburgíticas e duniticas, havendo também uma população derivada de rochas do embasamento.

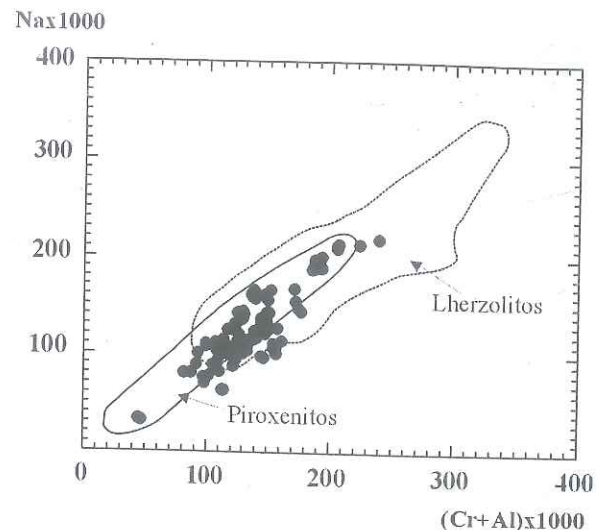


Figura 2: Diagrama mostrando que os clinopiroxênios analisados são semelhantes a seus correspondentes de xenólitos de lherzolitos e piroxênitos do Kimberlito Mir (Rússia) reportados por Kuligin & Pokhilenko (1998).

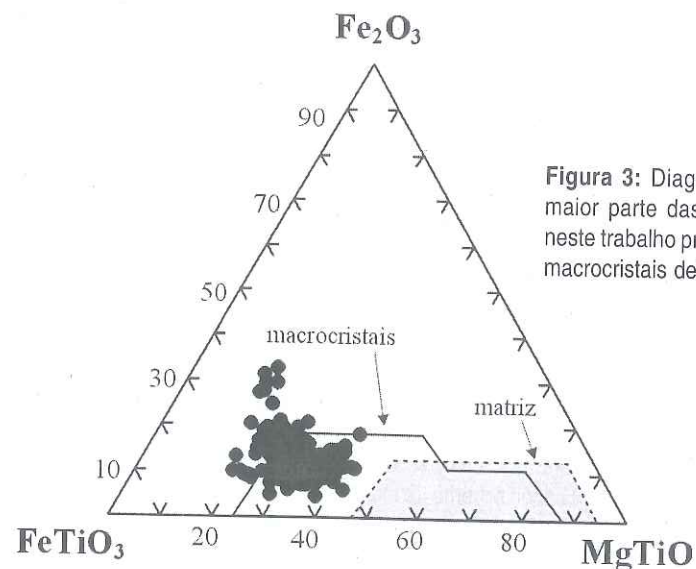


Figura 3: Diagrama mostrando que a maior parte das ilmenitas investigadas neste trabalho projetam-se no campo dos macrocristais definido por Shee (1984).

Cr/(Cr+Al)

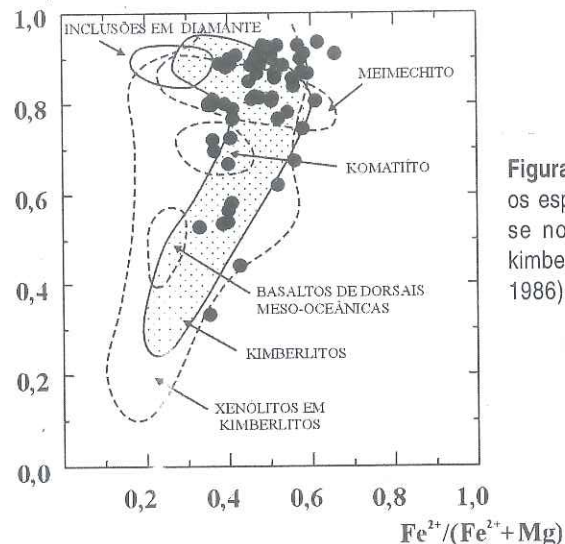


Figura 4: Diagrama mostrando que os espinélios estudados projetam-se no campo dos xenólitos de kimberlitos (adaptado de Mitchell 1986).

Referências Bibliográficas

- Basei, M.A.S.; Teixeira, W.; Svisero, D.P.; Martins, V. (2004) - U-Pb zircon and ⁴⁰Ar-³⁹Ar phlogopite ages, and (Nd, Sr, and Pb) isotopic characteristics of the kimberlitic type rocks of the Alto Paranaíba Alkaline Province, Brazil. 32nd Intl Geol Congr (Florence, Italy), Abstracts, 149(1): 702.
- Dawson, J.B. & Stephens, W.E. (1975) - Statistical classification of garnets from kimberlites and associated xenoliths. *J Geol*, 83: 589-607.
- Esperança, S.; Murray, D.C.; Lambert, D.; Svisero, D.P. (1995) - The major and trace element geochemistry of garnets from the Vargem 1 kimberlite pipe, Minas Gerais, Brazil. *An Acad Bras Cienc*, 67: 293-306.
- Gurney, J.J. (1985) - A correlation between garnets and diamonds in kimberlites. In: *Kimberlite occurrence and origin - a basis for conceptual models in exploration*. Special Publication, University of Western Australia, 6: 143-166.
- Kuligin, S.S. & Pokhilenko, N.P. (1998) - Mineralogy of xenoliths of garnet pyroxenites from kimberlite pipes of Siberian Platform. In: 7th Intl Kimberlite Conf, Abstracts: 480-482.
- Meyer, H.O.A.; Garwood, B.L.; Svisero, D.P.; Smith, C.B. (1994) - Alkaline ultrabasic intrusions of western Minas Gerais. *Proc 5th Intl Kimberlite Conf (Araxá)*, 1: 140-155.
- Mitchell, R.H. (1986) - *Kimberlites. Mineralogy, geochemistry and petrology*. Plenum Press, New York: 442.
- Nixon, P.H. (1987) - *Mantle Xenoliths*. Wiley & Sons, New York: 844.
- Schulze, D.J. (2004) - A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds. *Lithos*, 77: 195-213.
- Shee, S.R. (1984) - The oxide minerals of the Wesselton Mine kimberlite, Kimberley, South Africa. In: 3rd Intl Kimberlite Conf, *Developments in Petrology*, 11A: 59-73.

Geologia e petrologia de minerais resistatos das intrusões Vargem, Coromandel, Minas Gerais

Darcy Pedro Svisero (Instituto de Geociências/USP, svisero@usp.br); Mabel Norma Costa Ulbrich (Instituto de Geociências/USP); Silvio Roberto Farias Vlach (Instituto de Geociências/USP); Miguel Angelo Stipp Basei (Instituto de Geociências/USP); Rainer Aloys Schultz-Güttler (Instituto de Geociências/USP)

Introdução

Este trabalho apresenta uma síntese das informações geológicas e mineralógicas reunidas no decorrer das duas últimas décadas sobre o kimberlito Vargem 1 e intrusões associadas, situadas na fazenda homônima, 26km a SE da cidade de Coromandel, na região oeste de Minas Gerais (Figura 1). Embora coberto por uma extensa planície aluvionar de 3m de espessura existente no local, o referido corpo aflora em uma curva na margem direita do rio Santo Inácio na forma de saprolito argiloso de coloração amarela esverdeada (V1A), cuja lavagem produz concentrados contendo proporções conspicuas de granada e ilmenita, com quantidades subordinadas de diopsídio e espinélio, e esporadicamente zircão. Uma cata garimpeira aberta há alguns anos revelou a presença de um segundo fácies representado por saprolito argiloso de coloração cinza escura contendo quantidades equivalentes de granada e ilmenita, restrito à porção SW do corpo (V1B). O kimberlito Vargem 2, localizado 900m a SE do Vargem 1, situa-se sob o campo de futebol da fazenda Santo Inácio, estando coberto por solo castanho de 2 a 3m de espessura. É constituído por saprolito de coloração rosa clara no qual estão dispersos granada e ilmenita com dimensões e em quantidades menores do que aquelas observadas no Vargem 1. A intrusão Vargem 3, descoberta acidentalmente durante a abertura de uma cata garimpeira 400m a NW do Vargem 1, é representada por saprolito de coloração verde escura, que por lavagem produz concentrados semelhantes aos do Vargem 1 constituídos por granada e ilmenita, além de raros grãos de diopsídio. Finalmente o Vargem 4, localizado 1,8km a W do Vargem 1, é constituído por saprolito de coloração amarela no qual estão presentes apenas ilmenita e zircão em proporções semelhantes e dimensões de até 1cm.

Geologia Local

Os corpos acima referidos são intrusivos em filitos da Formação Vazante, unidade de fácies xisto verde da Faixa de Dobramentos Brasília, que na região constitui um pacote de pequena espessura sobre a borda sudoeste do Cráton do São Francisco. Levantamentos geológicos repetidos em ocasiões diferentes, somados com informações obtidas por poços, trincheiras e lavras garimpeiras abertos no decorrer dos últimos anos, e complementados por levantamentos magnetométricos revelaram que o kimberlito Vargem 1 possui forma subelíptica e dimensões principais de 200x300m, estando o eixo maior orientado segundo EW. Levantamentos semelhantes realizados sobre o Vargem 2 mostraram que este corpo possui forma reniforme e diâmetro maior NS de 260m (Figura 2). As duas outras intrusões só foram amostradas por meio de concentrados. Adaptando-se os conceitos da literatura especializada (Mitchell 1986), estas quatro intrusões e outras contíguas existentes em torno da fazenda da Vargem formam o agrupamento (cluster) Vargem. Por outro lado, o grupo Vargem juntamente com outros clusters identificados na região tais como Santa Clara, Japacanga, Limeira e Santa Rosa, forma o Campo Kimberlítico de Coromandel.

Composição Química

Os concentrados obtidos pela lavagem do saprolito foram tratados em laboratório pelos métodos convencionais sedimentológicos. Os constituintes minerais foram identificados por difração de raios X e as fases de interesse petrológico foram analisadas em uma microsonda eletrônica Jeol existente no IGc/USP. Os dados revelaram que a maior parte das granadas dos corpos Vargem 1 (fácies A e B), 2 e 3 é de natureza lherzolítica, pertencendo majoritariamente ao grupo G9 da classificação de Dawson & Stephens (1975), ocorrendo de forma subordinada os grupos G1 e G11. Foram encontradas também granadas de natureza harzburgítica correspondentes ao grupo G10 nos kimberlitos Vargem 1 e 2. Utilizando-se o esquema classificatório de Schulze (2004), a Figura 3a mostra que a maior parte das amostras projeta-se no campo lherzolítico, sendo algumas harzburgíticas. No caso do kimberlito Vargem 1, foi efetuada uma amostragem de granada em 10 pontos distintos com a finalidade de verificar a existência de eventuais zoneamentos químicos. Um total de 400 análises, tratadas no diagrama $Cr_2O_3 \times CaO$ de Gurney (1985) revelaram similaridades entre os dez pontos amostrados (Figura 3b), distribuindo-se uniformemente ao longo do campo lherzolítico, indicando a ausência de zoneamentos químicos pelo menos no tocante à esta fase mineral. Observa-se neste diagrama a existência de um grupo minoritário de granadas eclogíticas. Os piroxênios são representados pelas fases diopsídio-aegirina no Vargem 1A e diopsídio no Vargem 3, guardando similaridades com piroxênios derivados de xenólitos de peridotitos, e também com xenólitos de lherzolitos e piroxenitos do kimberlito Mir, Rússia. No tocante à ilmenita, as amostras dos quatro corpos mostram similaridades entre si, apresentando variações de MgO no intervalo 6-12% em peso e valores de Cr_2O_3 no intervalo 0,2-3,0% em peso, sendo semelhantes à ilmenitas constituintes de xenocristais de kimberlitos. Comparadas com dados de kimberlitos de outras localidades, as fases constituintes dos concentrados estudados são semelhantes aos correspondentes minerais constituintes de xenólitos de lherzolitos de textura granular presentes em kimberlitos (Nixon 1987), da região de Coromandel e de outros locais.

Termometria e Idade

A temperatura de cristalização da granada calculada a partir do teor de MnO presente na granada indicou que esta fase alcançou condições de equilíbrio no intervalo de temperatura entre 930 a 1150 C, concordando com valores obtidos por outros autores em xenólitos de peridotitos de outros kimberlitos da região de Coromandel (Leonardos et al. 1993; Esperança et al. 1995; Read et al. 2004).

Macrocristais de zircão presentes nos saprolitos do Vargem 1A e Vargem 4 foram datados pela sistemática U-Pb. Os dados obtidos, 80,3Ma para o Vargem 1A e 87,0 Ma para o Vargem 4 (Figura 4), são semelhantes aos dados obtidos para outras rochas kimberlíticas da região (Basei et al. 2004). Os dados obtidos são compatíveis com os dois pulsos magmáticos definidos a partir do conjunto de dados conhecidos para a região, confirmando desta forma a idade cretácea superior do magmatismo ultrabásico-alcálico da Província Ígnea do Alto Paranaíba (Gibson et al. 1995).

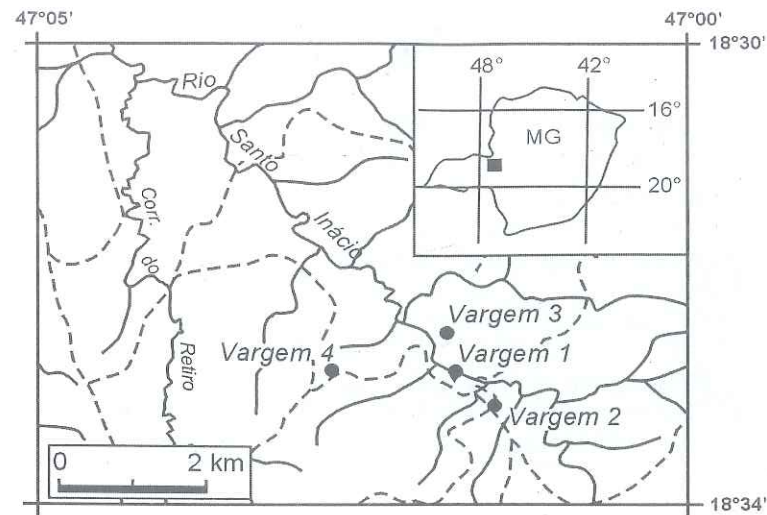


Figura 1: Localização geográfica dos Kimberlitos Vargem 1 e 2 e corpos associados.

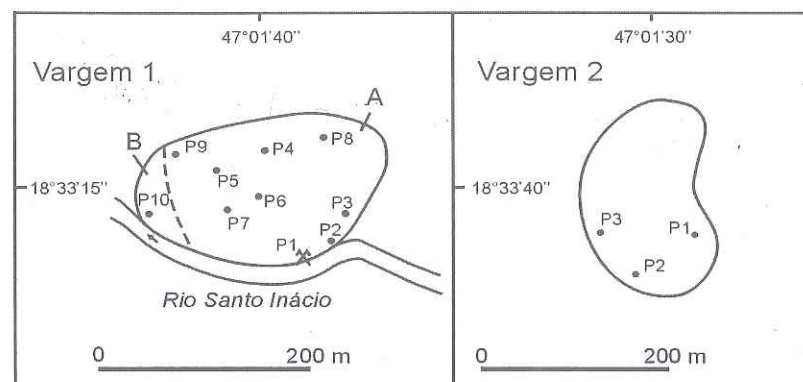


Figura 2: Esboço geológico dos Kimberlitos Vargem 1 e 2.

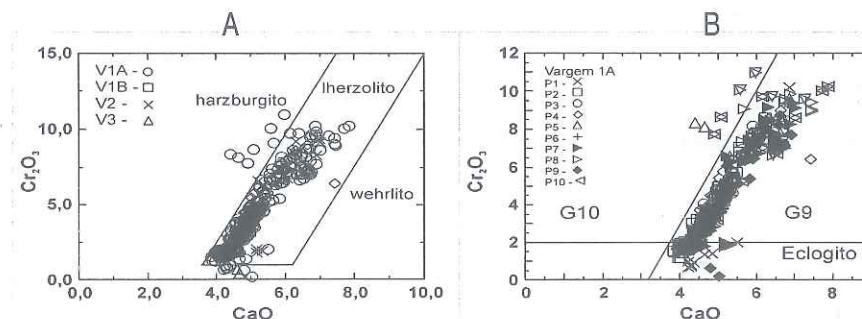


Figura 3: Classificação das granadas estudadas (3A) segundo o diagrama de Schulze (2004); comparação entre as granadas dos 10 poços amostrados no Vargem 1 (3B).

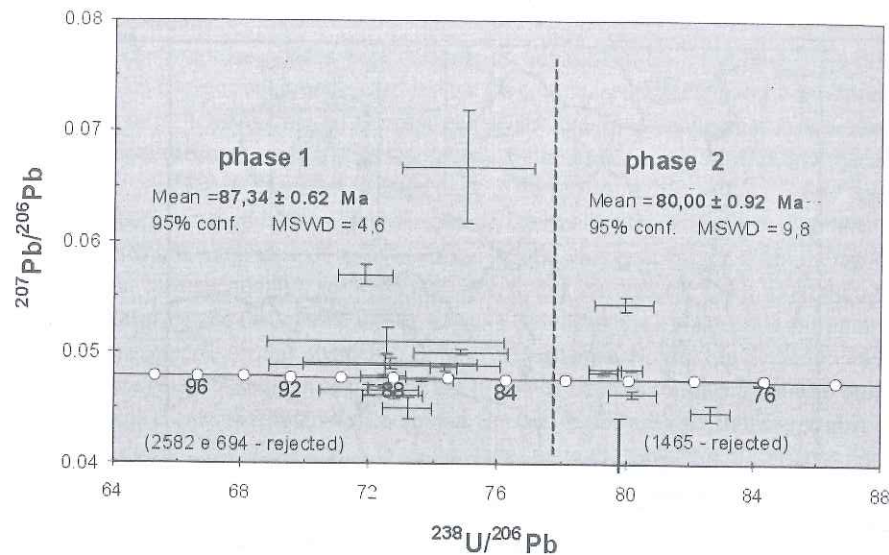


Figura 4: Idades U/Pb obtidas em macrocristais de zircão das Intrusões Vargem 1 (fase 2) e Vargem 4 (fase 1).

Referências Bibliográficas

- Dawson, J.B. & Stephens, W.E. (1975) - Statistical classification of garnets from kimberlites and associated xenoliths. *J Geol*, 83: 589-607.
- Gibson, S.A.; Thompson, R.N.; Leonardos, O.H.; Dickin, A.P.; Mitchell, L.G. (1995) - *J Petrol*, 36: 189-229.
- Gurney, J.J. (1985) - A correlation between garnets and diamonds in kimberlites. In: *Kimberlite occurrence and origin - a basis for conceptual models in exploration*. Special Publication, University of Western Australia, 6: 143-166.
- Mitchell, R.H. (1986) - *Kimberlites. Mineralogy, geochemistry, and petrology*. Plenum Press, New York: 442.
- Nixon, P.H. (1987) - *Mantle xenoliths*. Wiley & Sons, New York: 844.
- Read, G.; Grutter, H.; Winter, S.; Luckman, N.; Gaunt, F.; Thomsen, F. (2004) - Stratigraphic relations, kimberlite emplacement and lithospheric thermal evolution, Quiricó Basin, Minas Gerais State, Brazil. *Lithos*, 77: 803-818.
- Schulze, D.J. (2004) - A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: a tool for investigating the mantle and exploring for diamonds. *Lithos*, 77: 195-213

Kimberlites as products of carbonatite magma contamination by mantle peridotites

Andrey V. Ukhanov (Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, nata@geokhi.ru)

The term kimberlite, initially applied to a specific host rock at a diamond mine, subsequently has been extended to a wide range of petrographically similar ultramafic rocks, which are either poorly diamondiferous or barren, extremely enriched in incompatible trace elements and contain some high-pressure minerals. The paradox between bulk-rock major elements and incompatible characteristics of the rocks is a persistent problem faced in attempts to reveal the origin of kimberlites. Most of the accepted models try to explain the kimberlite magma generation with improbably small degree melting of mantle peridotite that has first to be depleted and then enriched by addition of metasomatic melt. The weak point in these complicated models lay in the fact that they do not take in consideration contamination processes and the hybrid nature of kimberlites. As a rule, they contain peridotite nodules and are crowded with fragments of country rocks, which could interact with the magmatic component. Nevertheless, carbon-isotope studies show substantially mantle-magmatic origin of carbonate minerals in kimberlites. In case of less altered kimberlites (e.g. Udachnaia pipe) their magmatic component is defined as fine-grained matrix of calcite microlites and olivine microphenocrysts with inclusions of coarse rounded olivine megacrysts. That is why at a first glance the initial kimberlite magma seems to have carbonatite-ultramafic composition. But recent Re-Os isotope measurements have shown that these rounded olivine grains have been none other than xenocrysts, i.e. fragments of deep-sited olivine bearing rocks. The process of rounding, very typical for kimberlites, which all xenoliths and xenocrysts have been undergone, seems to be a peculiar kind of grinding rather than melting. Taking the rounded shapes, the xenocrysts loosed some portion of their olivine component to the melt. It has resulted in enriching the melt during its ascent with SiO₂, MgO, FeO and in crystallization of olivine microphenocrysts. Since summarized quantity of the latter is approximately equal to the lost volume of olivine xenocrysts, the logical deduction is that the initial melt had carbonatitic affinity. This suggestion is in good agreement with the complex, dual, carbonatitic and ultramafic, geochemical character of true diamondiferous kimberlites. The origin of carbonatite magma itself is beyond scope of this paper, but it should be noted that in the mantle with increasing temperatures and degrees of melting the melts become more akin to so-called petrographic kimberlite-like varieties, which have not been of economic interest.

Diamante e ouro nos aluviões do rio Paraúna: novas perspectivas econômicas na região de Diamantina – MG

Antonio Tadeu Corrêa Veiga (DF-II Ltda., tveiga@terra.com.br)

Introdução

Observações efetuadas pela equipe técnica da Mineração DF-II têm conduzido a uma revisão dos modelos genético-exploratórios usualmente adotados no Distrito Diamantino, em Minas Gerais. Os trabalhos se concentram atualmente no desenvolvimento da jazida aluvionar de diamante e ouro bloqueada no alto curso do rio Paraúna. O detalhamento efetuado conduziu a um consistente entendimento dos controles da mineralização secundária, fornecendo os parâmetros necessários à abordagem econômica criteriosa. Paralelamente, fundamentou a construção de novas hipóteses exploratórias para a região, cuja comprovação poderá ampliar significativamente os seus horizontes econômicos.

Histórico

A planície do alto Paraúna foi inicialmente pesquisada pela Dragagem Fluvial, empresa do Grupo Hanna. Entre 1984 e 1987 foram realizadas sondagens a percussão e catas de pesquisa, que permitiram delinear metade das reservas hoje conhecidas. Todavia, antes da implantação da lavra, a porção montante da jazida foi extensamente descaracterizada por garimpagem.

A partir de 1997, os direitos minerários foram assumidos pela Mineração DF-II, que retomou o acervo técnico e delimitou o restante da jazida, com uso pioneiro de radar de penetração no solo (GPR), sondagens de controle e amostragens dirigidas nos aluviões. Paralelamente, foram realizados diversos estudos e projetos necessários ao exercício da lavra regular.

A garimpagem é hoje inexpressiva. A despeito da predação ocorrida, o projeto contempla recursos equivalentes a 9,3 milhões de metros cúbicos de cascalho diamantífero, com ouro associado. Os trabalhos realizados pela Mineração DF-II permitiram bloquear, desses recursos, uma reserva lavrável com 4,9 milhões de metros cúbicos. Prevê-se iniciar a lavra em escala experimental, ainda em 2005.

Os Aluviões do Rio Paraúna

O alto curso do Paraúna ocupa uma porção rebaixada tectonicamente, confinada entre a serra do Espinhaço (E) e a serra do Cipó (W). Seu substrato é formado por rochas pré-cambrianas metamorfizadas e intensamente deformadas. A erosão é o processo dominante na esculturação da paisagem, onde se destacam elevações proeminentes, sustentadas por quartzitos.

As intervenções humanas na região intensificaram-se a partir do século 18, compreendendo escavações desordenadas para extração de diamante e de ouro, bem como extensa remoção de cerrados e matas ciliares, para a formação de pastagens. A remoção da cobertura vegetal e a abertura de estradas acarretaram a aceleração da erosão em muitos locais, com formação de inúmeras voçorocas e conseqüente assoreamento dos cursos d'água.

As áreas pesquisadas estendem-se por cerca de 40km ao longo do rio, abrangendo a planície aluvionar e terraços adjacentes. São ocupadas por pequenas a médias propriedades, voltadas à pecuária extensiva e à agricultura de subsistência. Distribuem-se em quatro municípios: Conceição do Mato Dentro, Datas, Gouveia e Presidente Kubitschek.

Constata-se marcante condicionamento estrutural. A rede de drenagem reflete o padrão tectônico regional, dominado por cavalgamentos imbricados segundo NNW-SSE e rupturas conjugadas, segundo NE-SW e WNW-ESE (Pedrosa-Soares *et al.*, 1994, dentre outros). Nos locais de interseção, o rio Paraúna exhibe acentuadas mudanças de curso. O vale recebe sedimentos carregados por tributários com alta energia de transporte, propiciando a formação e o retrabalhamento de aluviões expressivos, onde se concentram os minerais resistentes:

O diamante provém da desagregação do conglomerado Sopa-Brumadinho, que se encontra exposto a norte (Datas) e a leste (Costa Sena);

O ouro resulta da erosão de fontes filonares, pequenas porém ricas, existentes nos flancos do vale e possivelmente sob a planície aluvionar (jusante de Tombadouro). A alternância de períodos mais úmidos e mais secos propiciou sucessivos ciclos de retrabalhamento e reconcentração, resultando em um complexo aluvionar constituído por diversos níveis de cascalho, correspondentes a canais meandantes acima e abaixo do nível atual do rio e de suas planícies (atual e sub-atual). Neles se concentram o diamante e o ouro. Os remanescentes dos depósitos mais antigos formam terraços descontínuos, preservados nas bordas elevadas da planície, o que favorece a abordagem conjunta desses depósitos, durante a pesquisa e na futura lavra.

Novas Possibilidades Exploratórias

Esse modelo tem conduzido os trabalhos exploratórios empreendidos desde o século 18 na região de Diamantina, por prospectores e empresas preferencialmente voltados para as mineralizações diamantíferas ali existentes. Todavia, observações recentes permitem enriquecê-lo com dados sugestivos de novas possibilidades geológicas, discutidas a seguir.

O significado da planície do ribeirão Congonhas

A planície do ribeirão Congonhas, contígua à do rio Paraúna, configura uma marcante anomalia geomorfológica, visto evoluir com gradiente suave, enquanto os demais tributários deste se caracterizam por gradientes pronunciados. Ademais, seu porte considerável parece incompatível com a drenagem hoje existente. Em verdade, a planície do Congonhas parece ser indicativa de um estágio anterior na evolução da bacia do Paraúna.

Supõe-se que, no início da deposição aluvionar, a serra do Cipó atuava como uma barreira intransponível a oeste, confinando a bacia do Paraúna ao seu flanco leste. O curso d'água principal corria para o sul, ao longo do leito do atual tributário Congonhas, cortando a serra em uma outra garganta, próxima às atuais cabeceiras deste. Transposta a garganta atual, possivelmente ao final do Pleistoceno, o rio Paraúna passou a correr para oeste, esculpindo o cânion ali existente. O segmento abandonado ao sul teve o seu curso invertido, constituindo o atual ribeirão Congonhas.

Com o entalhamento do cânion, o Paraúna passou a retrabalhar seus aluviões a leste, hoje parcialmente preservados em terraços. Os aluviões depositados ao sul foram preservados desse retrabalhamento, formando hoje a planície do Congonhas. Assim sendo, os aluviões do ribeirão Congonhas, jamais pesquisados ou garimpados, representariam uma extensão dos aluviões do rio Paraúna, em sua configuração pretérita (anterior ao atual retrabalhamento).

A origem dos diamantes do garimpo da Vargem

A vargem (ou várzea) que dá nome a esse garimpo forma a cabeceira do córrego Piguá, afluente do ribeirão São Bartolomeu, da bacia do Jequitinhonha. Situa-se ao norte do rio Paraúna, cerca de 6km a SE de Datas, em cota superior a 1.200m. Ocupa situação geológica peculiar, na forma de um delgado colúvio depositado junto à grimpada da serra da Lapa Pintada. O jazimento

apresenta espessura inferior a 1,00m. Sua base é formada por cascalho anguloso mal selecionado, com espessura entre 0,10 e 0,20m. Predominam fragmentos angulosos de quartzo, alguns com sulfetos limonitizados, semelhantes aos que formam os veios presentes no quartzito do substrato.

Não há evidências de transporte significativo ou de concentração no domínio secundário. Tampouco há indicações da fonte dos diamantes. De fato, prevalece quartzito fino, quase sacaroidal, recoberto por delgado elúvio-colúvio pouco transportado. As ocorrências conhecidas do conglomerado Sopa-Brumadinho situam-se a oeste, no entorno de Datas, em cotas inferiores à do garimpo. Todavia, a produção artesanal está ativa há décadas. São teores elevados para os padrões regionais, em vista da pequena espessura do depósito e da ausência de capeamento estéril. Os diamantes têm bom tamanho e qualidade.

O substrato exposto pela garimpagem apresenta irregularidades produzidas por erosão diferencial, similares às dos quartzitos aflorantes na serra contígua. Em alguns locais, essa superfície irregular parece ter sido outrora aplanada por severo agente erosivo. São pequenas porções planas de contorno irregular, com poucos metros de extensão, dispostas no substrato em locais elevados. Aparentemente representam remanescentes de pavimentos glaciais, localmente preservados da ação intempérica – à semelhança dos pavimentos estriados e polidos descritos ao norte, na serra da Água Fria e vizinhanças (Karfunkel *et al.*, 2002).

Na serra da Água Fria ocorrem sedimentos neoproterozóicos do grupo Macaúbas, com feições características de deposição em ambiente glácio-terrestre: um pavimento estriado e polido, diretamente recoberto por tillito, associado a diamictitos com seixos estriados. No garimpo da Vargem, todavia, o reconhecimento realizado não permitiu a constatação de estrias ou de outras feições diagnósticas, porventura presentes.

Essas aparentes complicações, merecedoras de investigação detalhada no jazimento e entorno, podem ser a chave para ampliar os horizontes diamantíferos na região do Espinhaço. Neste sentido, consideram-se as seguintes possibilidades:

Caso os diamantes do colúvio tenham derivado de uma ocorrência pretérita do conglomerado Sopa-Brumadinho, já erodida, abrem-se perspectivas para a investigação de outras áreas elevadas, também desprovidas de conglomerados;

Caso se trate de uma fonte primária antiga, hoje metamorfozada e pouco evidente (um xisto qualquer intercalado no quartzito, por exemplo), abrem-se perspectivas para busca de tais corpos em toda a região;

O mesmo vale para possíveis fontes primárias mais jovens (posteriores ao quartzito e ao conglomerado), porventura sem metamorfismo, porém muito intemperizadas;

Caso se trate de um depósito relacionado à glaciação neoproterozóica (posterior ao conglomerado Sopa-Brumadinho), acrescenta-se um dado novo e relevante à evolução regional e, conseqüentemente, ao seu potencial econômico.

A última hipótese parece mais plausível, ao presente estágio de conhecimentos. Em qualquer caso, porém, os horizontes exploratórios na região podem ser bastante ampliados, visto tratar-se de um garimpo rico, distante dos cursos d'água e dos controles geológicos até então considerados para os jazimentos do Distrito Diamantino.

O ouro na bacia do rio Paraúna

Como dito, o significado das mineralizações auríferas ainda não foi suficientemente investigado na região, historicamente voltada à produção de diamantes. Seu substrato é marcado por inúmeras rupturas estruturais, compreendendo cavalgamentos submeridianos e falhas transversais, dispostas em treliça. Algumas rupturas alojam faixas cisalhadas e filões de quartzo, responsáveis pelo ouro fino presente nos aluviões do Paraúna.

As ocorrências filonares estão situadas em remanescentes de *greenstone belts*, correspondentes a escamas tectônicas localmente submetidas a intenso cisalhamento e hidrotermalismo (Pedrosa-Soares *et al.*, 1994, dentre outros). Destacam-se sericita-clorita xistos de aspecto milonítico, contendo vênulas e olhos de quartzo. Por vezes assumem caráter ferruginoso, ditado por sulfetos limonitizados. Em outros locais ocorrem blocos de especularita, também resultante de ação hidrotermal.

Dentre os jazimentos primários de ouro lavrados no passado, destacam-se: a mina do Capitão Felizardo (S do povoado homônimo); a mina do Periquito (S de Tombadouro); a mina do Sítio Capão (SE de Tombadouro e W de Costa Sena); e o garimpo "Serra Pelada" (E de Tombadouro). O diagnóstico do potencial econômico dessas ocorrências demanda o aprofundamento das investigações. De qualquer modo, sabe-se que o contexto favorece a existência de corpos auríferos significativos – ressaltando-se a possibilidade de existirem corpos recobertos por aluviões do Paraúna e do Congonhas, igualmente controlados pelas rupturas que promoveram as mineralizações primárias.

Considerações Finais

Os trabalhos efetuados pela Mineração DF-II permitiram bloquear reservas expressivas de diamante e ouro no complexo aluvionar do alto Paraúna. O conhecimento atual fundamentou um projeto de lavra inovador, compatível com as condicionantes ambientais da área e capaz de promover a recomposição das voçorocas e das porções degradadas pela garimpagem. A planície será lavrada a seco, de modo criterioso, sob escala e controles destinados a promover a recuperação dos trechos escavados, simultaneamente ao avanço da lavra.

Entende-se que o Projeto Paraúna representa uma continuidade da *cultura mineral diamantífera* ali enraizada. A despeito do seu longo histórico de produção mineira, acredita-se que ainda há muito para se conhecer e realizar na região. De fato, as investigações relatadas sinalizam novas e relevantes possibilidades econômicas, aqui lançadas como contribuição ao debate e estímulo à intensificação dos investimentos em exploração.

Referências Bibliográficas

Karfunkel, J.; Noce, C.M.; Hoppe, A. (2002) - Serra da Água Fria e vizinhanças, MG: vestígios de glaciação neoproterozóica. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Queiroz, E.T.; Winge, M.; Berbert-Born, M. (org.). Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil. DNP/CPRM/SIGEP, Brasília: 165-175.

Pedrosa-Soares, A.C.; Dardenne, M.A.; Hasui, Y.; Castro, F.D.C.; Carvalho, M.V.A. (1994) - Nota explicativa dos mapas geológico, metalogenético e de ocorrências minerais do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000. SEME/COMIG, Belo Horizonte: 97.

Geophysical and geochemical constraints on pos-Gondwana alkaline magmatism in Brazil

Roberta M. Vidotti (B&A Serviços Geológicos Ltda, rmvidotti@uol.com.br) & Luiz A. Bizzi (BHP Billiton)

The tectono-thermal framework of the Paleozoic to Cenozoic geological history of Brazil is intimately related to the fragmentation of southwestern Gondwana. The geologic record provides evidence for a sequence of compressional and extensional events since the convergence of Gondwana ca. 650 Ma. The late Proterozoic to early Paleozoic extension ca. 500 Ma. was followed by the Paleozoic convergence ca. 300 Ma., which in turn was followed by the mid to late Mesozoic extension and break-up ca. 150 Ma. Long-lived discontinuities have acted as both transtensional and transpressional fault systems that controlled not only the formation and evolution of sedimentary basins, but also linear trends of magmatic intrusions.

Gravity, topography and magnetic data provide a consistent continent-wide basis for comparison of lithospheric structural variations and for investigation of the thermo-mechanical behaviour of the lithosphere. Bouguer gravity anomalies do correlate with geotectonic provinces in the Brazilian Platform. Estimates of effective elastic thickness (T_e) defined on the basis of gravity and topography are presented, interpreted and correlated with the post-Gondwana magmatism in Brazil. Cross sections at latitudes 5°S and 20°S and along the longitude 57.5°W summarize crustal thickness (from both magnetic data and seismics) and T_e estimates, which are presented along with topography, gravity data and geology.

Estimates of flexural rigidity (D) or the equivalent (T_e) of the lithosphere have been defined on the basis of the coherence technique, i.e. the spectral analysis of Bouguer gravity data and topography. T_e mapping reflects the thermal structure of the lithosphere beneath the Brazilian Platform. The strong T_e identified in central areas of Paraná and Parnaíba provinces are interpreted as cratonic fragments hidden underneath the basin fill. The weaker T_e areas around such fragments are interpreted as extensions of the Brasiliano fold belts beneath the sedimentary and volcanic layers.

The results of T_e mapping indicate considerable heating and weakening of the mantle lithosphere in the Cretaceous. Lithospheric thickness variations appear to have controlled the accretion of higher density materials at the onset of plumes at ca. 137 Ma. Such higher density materials might be the reason why the Serra Geral volcanism occurred away from the line of break-up of South America–Africa. As indicated by previous Ar/Ar analyses, there is a migration of magmatism with time, where the oldest rocks are in the north and west, whereas the younger lavas are concentrated in the south and east. Rift magmatism, kimberlites and related rocks emplaced at the N–NE borders of the Paraná province explored the transition of a stronger to weaker lithosphere.

The late-Mesozoic fission-related magmatism involved melts derived from both the upper mantle (kimberlites, alkaline complexes, flood basalts and dyke swarms) and the crust (rhyolite ash-flows and related potassic granites). First-order assessments of the relation between lithospheric stretching, subduction processes, thermal and mechanical subsidence lead to the conclusion that mantle plumes have played an important role in the initial fission of Gondwana and the opening of the South Atlantic. The compositional and isotopic characteristics of basaltic volcanism that occurred shortly before the opening of the new ocean basin are explained satisfactorily by asthenospheric

plume models; but how the lithospheric and asthenospheric materials were remobilized during the melting process remains controversial, as does remain the depth of plume generation.

The isotope and trace element characteristics of alkalis and the Paraná basalts provide further evidence that discrete large-scale geochemical domains were not necessarily related to ancient lithospheric chemical heterogeneities or bounded by ancient structural features, but rather to mixing processes that can be ascribed to specific geodynamic mechanisms. The nature and restricted range of isotopic compositions of plume-related rocks in central Brazil indicate that most of these magmas either interacted extensively with or were derived from a widespread light rare earth element enriched mantle source. Systematic variations in rock types and geochemistry on a regional scale are believed to be indicative of vertical geochemical heterogeneities which are translated into lateral heterogeneities by different depths and degrees of melting. The isotopic similarity of the sources of such plume-related rocks to those of some ocean island basalts in the South Atlantic (viz. in Walvis Ridge) is ascribed to processes by which continental lithosphere became first delaminated, and then contaminated a zone of South Atlantic asthenosphere from which hotspot islands were erupting.

Emphasis is placed on source characteristics of arc- and plume-related magmatism and continental flood basalt provinces in an attempt to constrain the nature of the magmatism and the extent to which subducted materials, juvenile materials and the underlying sub-continental lithospheric mantle were implicated. Independently of the nature of the mantle wedge, subduction-derived basalts are distinguished from basalts erupted in other settings by their selective enrichment in large ion lithophile elements, rare earth elements and phosphorous. In addition to such trace elements, basalts erupted at active continental margins carry an additional component that contains Nb, Ta and Zr and are assumed to be derived from trace-element enriched metasomatised sub-continental lithosphere.

Most alkaline magmatism was contemporaneous with changes in pole rotation movements which provoked reactivation of lithospheric shear zones and rifting within plates. The overall plate-tectonic approach suggests it is the within-plate stress field and fault reactivation that controlled the sites of magmatism in the continental lithosphere. The stress-release is linked to paleotectonic geometry of the Brasiliano orogenic fold belts that, in turn, are clearly represented in regional geophysics data sets and in the lithospheric structure based on the geophysical data sets.

Micro- and nanometre sized inclusions in diamonds and microdiamonds: a new source of information about diamond genesis and fluid composition

R. Wirth (GeoForschungsZentrum Potsdam, wirth@gfz-potsdam.de)

Inclusions in diamond provide the unique opportunity investigating the mantle rocks where diamond has formed and the fluids from which they have crystallized. Most of all natural diamonds are microcrystalline diamonds (< 0.5 mm). They contain many submicrometer sized or even nanometre sized inclusions. To date spectroscopy was the only method to get information about these inclusions. TEM investigations of inclusions in microdiamond were nearly impossible because of problems preparing electron transparent foils. With the availability of the focused ion beam (FIB) technique situation has changed. Now, FIB allows preparing electron transparent foils even from microdiamonds. With TEM it is possible to determine the structure, chemical composition and paragenesis of micro- and nano-inclusions. The excellent electron transparency of diamond allows keeping the FIB prepared foils rather thick (up to 300 nm). Thick foils make it more likely to observe and investigate those inclusions, which are still closed. With analytical electron microscopy (EDX) or electron energy-loss spectroscopy (EELS) together with diffraction analysis the inclusions can be studied and identified. In a second step, the inclusion are opened drilling a hole with the focused electron beam thus releasing the fluid and gas content. A second analysis of the remaining material provides an estimate of the fluid and gas composition in the inclusion. Additionally to the inclusions, the microstructure of the host diamond can be studied such as dislocation densities, dislocation character, presence of low angle grain boundaries, planar defects, stacking faults and grain boundaries, which might provide us an idea about the thermal history of the particular diamond. The most efficient investigation of inclusions in microdiamonds is the combination of Raman- and IR-spectroscopy together with TEM studies of one and the same sample. This is demonstrated on microdiamonds from Udachnaya (Siberia) and from Ukraina.

Estudo mineralógico de diamantes detríticos da região sul-sudeste do estado de Mato Grosso

Iede Terezinha Zolinger (Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, iedeazolinger@yahoo.com.br); Fernando Pelegrini Spinelli (Instituto de Geociências, USP); Darcy Pedro Svisero (Instituto de Geociências, USP)

Introdução

No presente trabalho são reportados os resultados de uma investigação mineralógica de diamantes detríticos da região sul-sudeste do estado de Mato Grosso, cujos objetivos são os seguintes: a) caracterizar com base em propriedades físicas (morfologia cristalina, granulometria, cor macroscópica, comportamento luminescente, inclusões e relação gema/indústria), o diamante dos municípios de Alto Paraguai (AP), Diamantino (DI), Paranatinga (PA), Chapada dos Guimarães (CG) e Poxoréu (PO); b) comparar os dados obtidos com outras áreas garimpeiras brasileiras tradicionais, e também com jazidas primárias da África do Sul, Estados Unidos, Rússia e Austrália. Os dados discutidos estão baseados no exame individual de diamantes constituintes de lotes representativos das localidades mencionadas. Foram examinados um total de 4.198 cristais, assim distribuídos entre os diferentes distritos garimpeiros estudados: AP 1040, DI 268, PA 1191, CG 233 e PO 1466 cristais, respectivamente. A escolha dos alvos levou em conta o posicionamento geológico dos garimpos, sendo que três localidades (AP, DI e PA) estão situadas na Faixa de Dobramentos Alto Paraguai, enquanto outras duas (CG e PO) estão posicionadas na borda noroeste da Bacia do Paraná.

Morfologia Cristalina

Durante o estudo morfológico dos cristais de diamante, foram adotados alguns critérios cristalográficos que já haviam sido utilizados em trabalhos anteriores (Svisero et al. 1981, Zolinger 2000), e que tiveram como objetivo padronizar esse tipo de trabalho e ao mesmo tempo, permitir correlações entre as diferentes áreas estudadas. As formas cristalográficas examinadas foram divididas em primárias (primitivas) e secundárias (derivadas). As primárias são resultantes do crescimento cristalino, sendo representadas por octaedro e geminados, e subordinadamente pelo cubo e rombododecaedro, todos de faces planas e arestas retilíneas. As formas secundárias são aquelas derivadas das primárias por fenômenos de dissolução exibindo arestas e faces com grau variado de curvatura, além de microestruturas nas faces resultantes de dissolução (Moore & Lang 1974). Estas formas apresentam gradações variáveis entre o poliedro de crescimento de faces planas e arestas retilíneas e o sólido de faces e arestas curvas. O caso mais frequente é a dissolução do octaedro que é a forma primária de crescimento do diamante. Neste caso, a dissolução inicia-se pelas arestas e progride lentamente levando ao desenvolvimento progressivo de superfícies rombododecaédricas que no decorrer do processo reduzem a face octédrica até seu desaparecimento (Figura 1). Formam-se cristais com hábitos variáveis que foram classificados em função da porcentagem do poliedro remanescente da dissolução em: octaédricos quando a porcentagem de face octaédrica é maior que 75%; intermediários ou octarrombododecaédricos em que a porcentagem de octaedro varia entre 75 a 25%, e rombododecaédricos, em que a porcentagem de octaedro é menor de 25%. No caso da forma inicial de crescimento ser o cubo, o esquema de transformação do poliedro original está esquematizado na Figura 2. A dissolução atua sobre as arestas do cubo primitivo produzindo inicialmente combinações entre o cubo e o cubo piramidado, o cubo piramidado de faces e arestas abauladas, e finalmente o pseudoheptatetraedro, geralmente desproporcionado. A Figura 3 ilustra os principais tipos morfológicos observados entre os diamantes estudados, onde se pode observar o predomínio dos cristais rombododecaédricos.

Granulometria

Durante a análise granulométrica os diamantes foram classificados por meio de peneiras nos intervalos granulométrico definido pelos crivos 6 (1,70mm) e 19 (3,7mm), respectivamente. Os resultados obtidos estão apresentados na forma de diagramas de barra (Figura 4), onde a distribuição é expressa em peso ou em número de cristais, versus os intervalos granulométricos utilizados. Os diagramas mostram que a distribuição granulométrica é multimodal em todas as áreas estudadas. Os resultados mostram similaridades com outras áreas de extração de diamante secundário nas quais a distribuição também é multimodal. O padrão granulométrico de jazidas primárias é unimodal, conforme exemplificado pelos kimberlitos Sloam 1 e 2 do complexo Colorado-Wyoming, Estados Unidos da América (Otter et al. 1994). Os dados obtidos neste trabalho sugerem contribuição de várias fontes distintas.

Cor Macroscópica

Procurando facilitar correlações com outras áreas estudadas, foram adotadas as categorias de cores macroscópicas utilizadas em trabalhos anteriores (Svisero et al. 1981, Zolinger 2000). Os resultados revelaram o predomínio de cristais incolores (52,4%), seguidos pelos castanhos (25,0%), cinzas (15,2%) e amarelos (7,0%), ocorrendo também cristais pretos (0,2%), rosas (0,1%), verdes (0,1%) e lilás (0,1%) ilustrado pela Figura 5. Cristais incolores predominam nas áreas brasileiras já referidas e também em kimberlitos da África do Sul (Harris et al. 1979) e Colorado-Wyoming, USA (Otter et al 1994).

Outras Propriedades

A cor de fluorescência foi analisada utilizando-se lâmpada UV nos comprimentos de onda longa ($\lambda=366\text{nm}$) e curto ($\lambda=253,7\text{nm}$). Os resultados indicaram o predomínio da cor de fluorescência azul entre os lotes examinados, seguidos pelas cores amarelas, rosa, verde e cinza. O estudo de inclusões minerais (olivina, granada e cromita) e outros defeitos internos (jaças claras e escuras) revelaram que a relação Gema/Indústria varia em torno de 50% a 60% nas áreas estudadas, sendo maior que os valores observados em Romaria, MG (Svisero et al. 1981), por exemplo. Esses números contrastam com Juína, MT onde a relação Gema/Indústria é de 10% (Zolinger 2000), e também com a região de Vargem Bonita, MG, onde predomina os diamantes tipo indústria.

Referências Bibliográficas

- Harris, J.W.; Hawthorne, J.B.; Oosterveld, M.M. (1979) - Regional and local variation in the characteristics of diamonds from some southern african kimberlites. Proc 2nd Intl Kimberlite Conf (Washington), 1: 27-41.
- Moore, M. & Lang, A.R. (1974) - On the origin of the rounded rhombic dodecahedral habit of natural diamond. J Crystallog Growth, 26: 133-139.
- Otter, M.L.; McCallum, M.E.; Gurney, J.J. (1994) - A physical characterization of the Sloan (Colorado) diamonds using a comprehensive diamond description scheme. 5th Intl Kimberlite Conf, CPRM Special Publication 1/B Jan 94, 2: 15-31.
- Svisero, D.P.; Felitti, W.; Almeida, J.S. (1981) - Geologia da mina de diamante de Romaria, município de Romaria, MG. Min Metal, XLIV(425): 4-14.
- Zolinger, I.T. (2000) - Aspectos mineralógicos e econômicos de diamantes das regiões de Chapada dos Guimarães, Poxoréu, Diamantino, Paranatinga e Alto Paraguai, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, IGc/USP: 194.

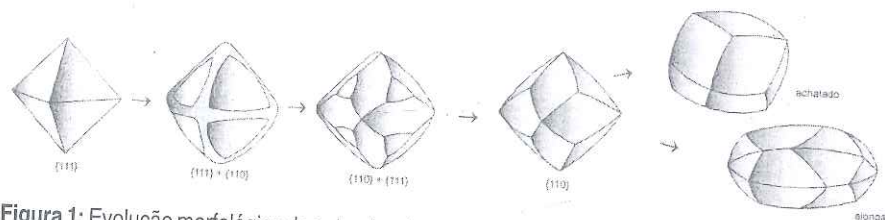


Figura 1: Evolução morfológica do octaedro de crescimento originando formas rombododecaédricas por dissolução.

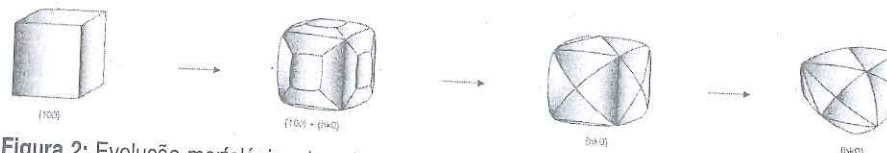


Figura 2: Evolução morfológica do cubo de crescimento originando formas rombododecaédricas (pseudohexatetraedros) por dissolução.

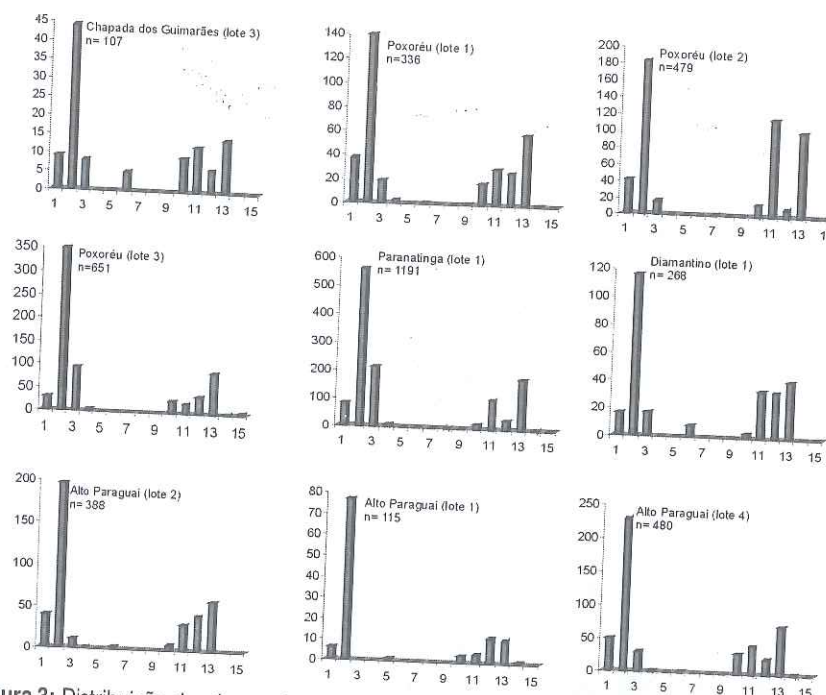


Figura 3: Distribuição do número de cristais (n) em função da morfologia cristalina dos diamantes estudados (1 - octaedro, 2 - rombododecaedro, 3 - octarrombododecaedro, 4 - trioctaedro, 5 - cubo, 6 - pseudohexatetraedro, 7 - cubo + rombododecaedro, 8 - cubo + octaedro, 9 - cubo piramidado, 10 - geminado, 11 - irregular, 12 - agregado cristalino, 13 - fragmento de clivagem, 14 - ballas. 15 - carbonado).

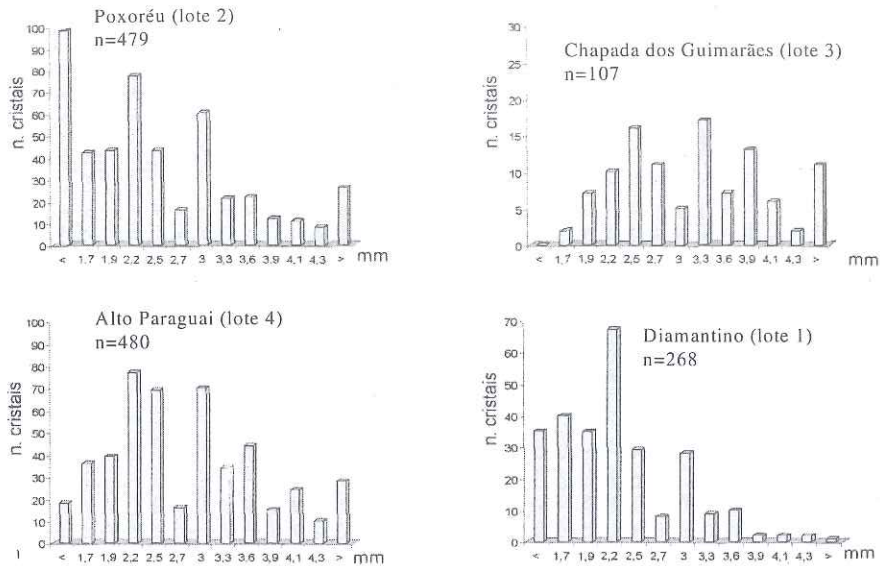


Figura 4: Distribuição (polimodal) do número de cristais (n) em função da granulometria (mm) dos diamantes estudados.

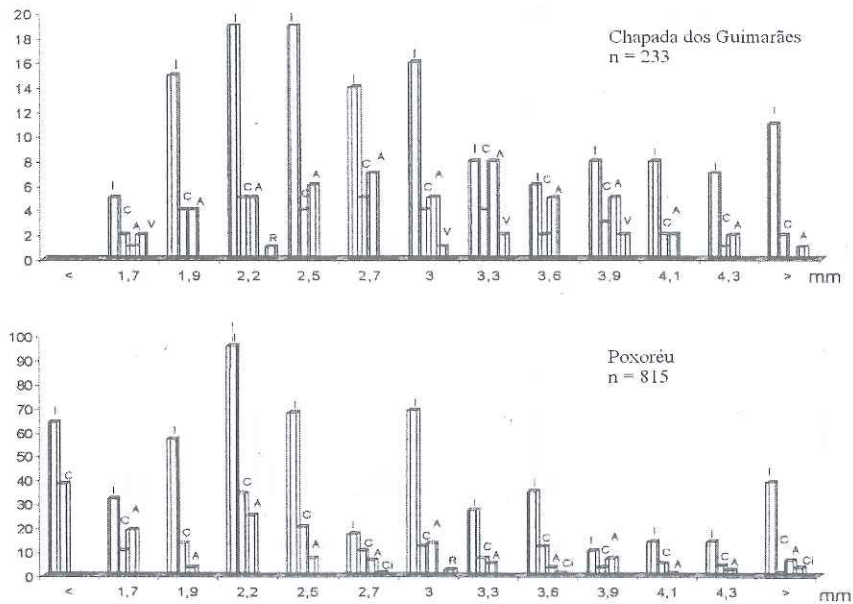


Figura 5: Freqüência da cor macroscópica (I - incolor; C - castanho; A - amarelo; Ci - cinza; V - verde; R - rosa) em função da granulometria (mm) dos diamantes estudados.

Field trip to the diamond district of Sopa – Guinda (Diamantina, MG/Brazil)

Pedro Angelo Almeida Abreu (FAFEID, pangelo@fafeid.edu.br);
Friedrich Ewald Renger (IGC/UFMG) & Francisco R. de Abreu (Terra Nova) Rogério
Rodrigues da Silva (IGC/UFMG)

Synthesis of the Stratigraphy and the Geological History of the Espinhaço Basin

Renger & Almeida-Abreu (2000) proposed a stratigraphic scheme for the Serra do Espinhaço Meridional (SdEM), which presented some modifications concerning previous stratigraphic columns. This stratigraphy (Tab. 1) includes all rocks and units of the “Espinhaço System”, this means all igneous and sedimentary rocks originated and/or deposited during the extensional phase, which generated the “Espinhaço Basin”, as well as such of the external/flexural basins related to the tectonic inversion, which generated the “Espinhaço Orogen”.

The age of the crustal extension that originated the formation and expansion of the “Espinhaço Basin” is well bracketed between 1750 a 1710 Ma (Machado et al. 1989, Schobbenhaus et al. 1994, Dussin et al. 1995). Geochronology of metamorphic/metasomatic events (and late tectonic uplifts) related to the “Espinhaço Orogen” yielded ages between 1500 e 1200 Ma (Brito Neves et al. 1979, Siga Jr. et al. 1987, Teixeira et al. 1990, Cordani et al. 1992).

Thus, the Espinhaço System within the SdEM involves units ranging from about 1750 to 1200 Ma and therefore the groups, which constitute the Espinhaço Supergroup, occupy different compartments and are deposited in different geotectonic environments (Tab. 1).

A permanently humid climate since the prerift phase of the Espinhaço System is recorded by: (1) lack of red beds, even in iron rich sediments; (2) paleoregolites (paleo-laterites/-bauxites) represented by hematite phyllites, which are vivid testimony of very humid climatic conditions and, (3) the general compositional maturity of sediments.

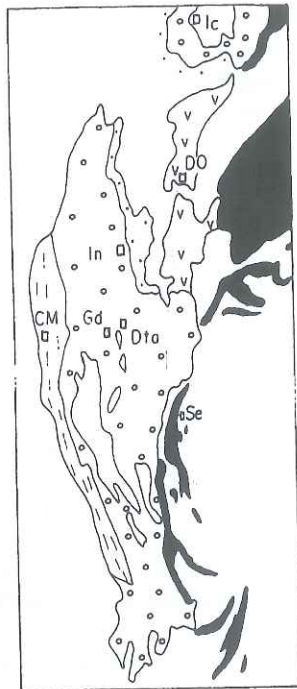
The Desembargador Otoni Group comprises the three formations defined by Chula (1996), which are represented by rocks of an intra-continental basalt volcanism and associated sediments and volcanoclastics. The rocks of this group occur along a N-S trend together with other volcanics at the base of the Espinhaço Supergroup, suggesting deposits of the pre-rift phase of the Espinhaço Basin, therefore probably the establishing of a mantle plume would be responsible for this volcanism as precursor of the crustal extension that generated the Espinhaço Basin.

The Serro Group comprises the units of the Espinhaço System, which borders the eastern SdEM (Tab. 1). In spite of the strong deformation imposed to rocks of the eastern margin of the SdEM, the stratigraphic relation between the Itapanhocanga and Sopa–Brumadinho formations are clearly exposed in some stretches of the region. Lithologies of the Itapanhocanga Formation overly those of the Sopa–Brumadinho Formation and locally a interfingering of the two formations is visible (Paternoster 1979).

The Serro Group comprises the only sediments of the Espinhaço Basin s.s., since all other four groups are either younger than the opening of the basin or were deposited on platforms or restricted troughs, which are bordering the Espinhaço Basin and the Orogen during its evolution.

The Guinda Group represents the major part of the rocks, which form the cordillera of the SdEM (Tab. 1). Comprises three formations of continental environments, deposited on a large coastal platform formed at the western border of the Espinhaço Basin (Fig. 1).

CONSELHEIRO MATA GROUP: Marine and continental sediments of the foredeep basin	
Rio Pardo Grande Formation	pelites, locally carbonates and arenites
Córrego Pereira Formation	arenites, sometimes feldspatic, with layers of pelites
Córrego da Bandeira Formation	intercalations of arenites and pelites
Córrego dos Borges Formation	arenites, locally quartzitic breccias and conglomerates
Santa Rita Formation	pelites with intercalations of sand- and siltstones
GUINDA GROUP: Alluvial plain, fluvial & eolian sediments	
Galho do Miguel Formation	arenites, locally with pelitic levels
Sopa-Brumadinho Formation	pure, micaceous, or ferruginous arenites, conglomerates, pelites, quartzitic breccias, greenschists, and hematitic phyllites



São João da Chapada Formation	pure arenites, locally micaceous, or with pebbles and thin lenses of pelites; discontinuous basal conglomerate and hematitic phyllites
INHAÍ GROUP: Molasse of the Espinhaço orogen, fluvial and lacustrine sediments	
Domingas Formation	Pelites, intercalations of silt- and sandstones, thick lenses of dolomites and marls
Duas Barras Formation	arenites, mostly with lithic/ feldspar clasts, locally ferruginous, dm/ m lenses of pelites and conglomerates
SERRO GROUP: Sediments and volcanic rocks of the marine and oceanic basin	
Jacém Formation	laminated quartzites with m/dm intercalations of pelites; locally intercalations of mafic/ultramafic rocks
Serra do Sapo Formation	pure, micaceous, or ferruginous arenites, pelites and BIF; locally conglomerates and hematitic phyllites
Itapanhoacanga Formation	quartzites, pelites, conglomerates and BIF, locally dolomites, greenschists and hematitic phyllites
Alvorada de Minas Ultramafic Suite	Metamorphosed ultramafics (dominantly serpentinites); talc and/or chlorite ± tremolite/ actinolite ± carbonate schists, locally with BIF's and quartzites
DESEMBARGADOR OTONI GROUP: Pre-rifting volcanism: basalts and fluvial sediments	
Serra do Atalho Formation	Arenites, mostly micaceous and feldspatic; m/dm intercalations of pelites, conglomerates, and greenschists
Tapera Formation	Finegrained, laminated arenites with intercalations of pelites and greenschists
Planalto de Minas Formation	Massif or laminated metabasalts (greenschists), locally with intercalations of sediments

Table 1: Stratigraphy of the Espinhaço Supergroup according to Renger & Almeida-Abreu (2000).

CM= Conselheiro Mata; Dta= Diamantina; DO= Desembargador Otoni; Gd= Guinda; Ic= Itacambira; In= Inhaí; Se= Serro

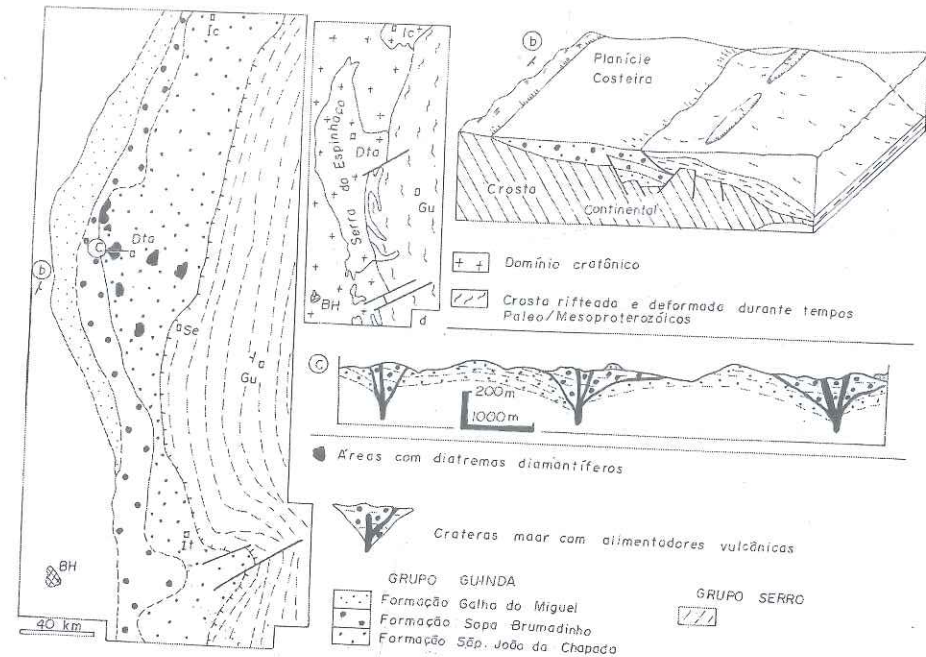


Figure 1 (a, b): Sketch map of the Espinhaço Basin including the costal platform with indication of the principal diamond districts, after Almeida-Abreu & Renger (2001). (c) Conceptual section showing some sedimentary troughs (*maar* craters) of the Sopa-Guinda district, filled up with epiclastics of the Sopa-Brumadinho Formation, including the diamond bearing conglomerates. (d) Crustal domains of the former costal platform. Note that the present Serra do Espinhaço is built up by rocks of the former costal platform. BH = Belo Horizonte, Dta = Diamantina, Gu = Guanhães, Ic = Itacambira, It = Itabira, Se = Serro.

Considering the hypothesis that the Guinda Group was deposited within a large and long continental rift related to the rift phase of the Espinhaço Basin leaves some questions open without explanation: (1) why these units do occupy such a large surface and why they are composed essentially by arenites with pronounced mass balance deficit; (2) why these units are essentially tabular and show all together of relatively few thickness, which is not a characteristic of rift systems; (3) why these units are metamorphosed in lower greenschist facies in spite of their reduced thickness.

The Conselheiro Mata Group comprises five formations (Tab. 1), which occupy the western part of the SdEM. The marine environment of these units has been recognized since long time (e.g. Schöll 1980), but intercalation of fluvial and eolian sediments is also reported (Köster 1984, Almeida-Abreu et al. 2001).

The characterization of the Conselheiro Mata Group as a *fore deep* basin related to the Espinhaço Orogenesis was proposed by Almeida-Abreu et al. (2001), based on the following: (1) represents a relatively deep, narrow and elongated basin, occupying the external part of the Espinhaço Basin and Orogen, aligned with the thrust front of the orogenic belt (still pre-

served on the eastern border of the SdEM); (2) sedimentary feeding from both margins of the trough, especially from east to west, including contribution of feldspar and lithic clasts, from the west trending thrust system; (3) sedimentary facies show interfingering of a costal marine environment with W-propagating eolian environment, filling up progressively the sedimentary trough, shown also by the pattern of paleocurrents; (4) the frequent occurrence of sedimentary (quartzitic) breccias within these units shows "cannibalism" due to synsedimentary tectonics, characterizing a proximal deposition; (5) synsedimentary faults and disharmonic folding (*slumps*) within rocks of the Santa Rita Formation confirm also the tectonics during sedimentation; (6) a superposition of structural elements of different crustal levels, or in other words: a conspicuous foliation cutting the flanks of folds and the cleavage along the axial plan demonstrate successive deformation phases with a progressive structural piling-up due to the a westward propagation of the thrusting; (7) incisions of fluvial channels filled up by conglomerates with 3 to 6 m thickness within the Santa Rita, Córrego dos Borges e Córrego Pereira formations along the western border of the SdEM indicate rapid variations of the base level of the basin, which well characterize the frequent fluctuations of subsidence *versus* the afflux of sediments in peripheral basins (Lucchi 1985; Miall 1990: 576-7); (8) the wide distribution of milky quartz in metrics or decametric, irregular aggregates, especially within the Santa Rita and Córrego da Bandeira formations, is interpreted as consequence of the intense circulation of fluids imposed by a severe hydraulic gradient associated with the uplift at the border of the basin, as observed in other peripheral basins (Morey 1999).

The *Inhaí Group* is represented by two formations (Tab. 1), which shows a restricted surface distribution, outcropping principally at the northeastern flank of the SdEM and locally on the western border of the cordillera. Sandstone is the dominant lithology, mostly sub-arcosic, pure or micaceous and place wise with intercalations of conglomerates with milky quartz and quartzite pebbles of mm to cm size. Pelitic rocks predominate at the top of this sequence, marls and metric to decametric banks of dolomites occur locally. The paleo-environment is fluvial and fluvial-lacustric, sediments indicate a provenience from rocks of the orogenic belt revealed by lithic clasts and the contribution of feldspars from granitic rocks (Fraga 1999).

Sediments of this group, restricted to narrow troughs along the borders of the SdEM, show confluent paleocurrents. Due to its paleogeographic positioning and its sedimentary characteristics the *Inhaí Group* is interpreted as deposits of small foreland basins of the Espinhaço Orogen.

On the Controversial Origin of Diamonds within the Serra do Espinhaço

Diamonds of the Serra do Espinhaço are found in alluvial sediments and conglomerates of the Sopa-Brumadinho Formation. Its origin has been discussed since its discovery in the early 18th century. Even without sophisticated knowledge of geology and mineralogy, Portuguese miners and colonial authorities conclude that diamonds did not grow within the creeks and riverbeds were they were washed. From the beginning of the 19th century the discussion turned controversial. Eschwege (1822) attributed its origin to the abundant iron formations of the region. Helmreichen (1846) advocated a reworking from an unknown source to the present deposits in conglomerates and alluvial sediments. Derby (1879) was the first to advocate for a volcanic or magmatic origin of diamonds from the Diamantina region. Later on he studied also the occurrences of Grão Mogol (Minas Gerais) and of the Chapada Diamantina in Bahia (1882, 1898, 1911/12). Gorceix (1882) proposed an origin from granites or metamorphic rocks due to

the elevated percentage of heavy minerals within the so-called "satellites", typical for such rocks.

Many proposals and discussions on its origin as well as the geology of diamonds of the Serra do Espinhaço have been presented during the 20th century (e.g., Moraes & Guimarães 1930; Barbosa 1951, 1991; Pflug 1965; Almeida-Abreu 1996; Chaves et al. 1998, 1999; Almeida-Abreu & Renger 1999).

Due to the lack of classical primary source of diamonds, e.g., kimberlites and/or lamproites within the areas of outcropping Sopa-Brumadinho conglomerates, together with the relatively high ratio of gem quality stones vs. industrials, as well as the relatively small average size of diamonds compared with such from the Mesozoic Diamond Province of western Minas Gerais, some authors (e.g., Pflug 1965; Chaves et al. 1998) proposed a distant source for the Espinhaço diamonds, such as the São Francisco Craton.

By a critical reevaluation of the geology of the SdEM, allied with a basin analysis, the rocks that constitute the cordillera (Guinda Group) were recognized as sediments of a large costal platform (Fig. 1) deposited in the vicinities of the marine Espinhaço Basin (Serro Group). Within the diamond districts, especially in region of Sopa-Guinda, relatively deep restricted sedimentary troughs were recognized, which are filled by Sopa-Brumadinho sediments (Fig. 2). Those troughs were generated by an explosive volcanism, accompanied by intense phreatomagmatic activity and represent maar craters within the costal platform (Fig. 2).

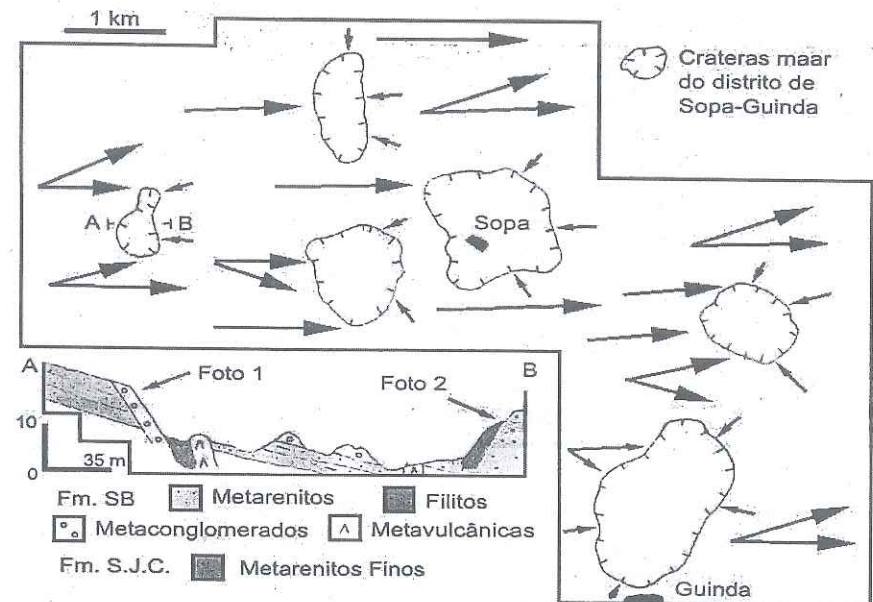


Figure 2: Localization of the principal sedimentary troughs (maar crater) within the region of Sopa-Brumadinho, filled up by sediments of the Sopa-Brumadinho Formation (after Almeida-Abreu & Renger 2001). Major arrows indicate regional paleocurrents (from W to E), this means towards the adjacent marine basin (compare Fig. 1a,b), responsible for the transport of the bulk of sediments that filled the troughs. Small arrows indicate a secondary sedimentary flux into the troughs.

The sedimentary troughs and its conglomerates show some very important characteristics and details, which are essential for the understanding of its origin and evolution: (1) dominant sedimentary flux was from west to east, meanwhile dispersion of paleocurrents show convergent sedimentary flux from the borders into the troughs (Fig. 2); (2) conglomerates outcrop always at the western border of the troughs together with fluvial arenites; they overly or interfinger with more or less thick pelites, which indicate a agradational sedimentation under a water table.

Therefore, considering the thickness of the different lithologies and the dimensions of the troughs, arenites and associated conglomerates represent prograding fan deltas over lacustrine troughs; (3) conglomerates of all troughs show angular clasts of pebble to big pebble size, mixed-up with sub- to well rounded pebbles, indicating the generation of the clastic material in place or proximal to each trough and deposited together with material of fluvial transport; (4) granulometric size and diamond content of the conglomerates are nearly constant in all troughs, in spite of the regional paleocurrents from west to east, suggesting that the diamonds are of autochthonous origin in each trough. (5) diamonds from the conglomerates, even if contained in sedimentary rocks of fluvial origin, are nearly free of impact marks (Marcos B. Hartmann, pers. information 1996, 2001), which indicates negligible transport and therefore a proximal source; (6) the troughs, although if small and narrow (Fig. 2), received great quantities of sediments totalizing a thickness of more than 150-200 m; and even they contain younger sediments (of the Sopa-Brumadinho Fm.) than the stratified country rock of the São João da Chapada Fm. The sediments of these troughs are positioned some tens to few hundreds of meters below the São João da Chapada rocks, in other words they are imbedded in the São João da Chapada Formation.

Some of the troughs filled with Sopa-Brumadinho sediments show good exposures at their borders where arenites, conglomerates or phyllites outcrop (section of Fig. 2) with thickness of 1-3 m, forming steep dipping ramps (60° - 75°), which are in unconformity with the country rock of the troughs, and which may be formed by lithologies of the Sopa-Brumadinho or the São João da Chapada formations. They are also in unconformity with the other trough filling sediments and show convergent dips to the interior of the troughs: at the eastern borders west-dipping and at the western border east-dipping (section of Fig. 2). Dimensions and shapes of the troughs show similarities with maar craters generated by explosive volcanism associated with an intense phreatomagmatic activity (Nixon 1995, Lorenz 1998).

The steep dipping of these bodies at the borders of the troughs as well as the presence of different bodies which identify synsedimentary volcanism in the interior of the troughs suggest cauldron type subsidence processes, this means the collapsing of the volcanic crater due to the emptying of the magmatic chamber and/or reduction of the volume after cooling of the volcanic rocks.

Late volcanic pulses are registered by synsedimentary volcanic dykes, which are sometimes diamond bearing, as well as vent breccias (like the so-called metabreccia of the member Campo Sampaio), nearly always diamond bearing. Volcanic rocks and pyroclastic material had undergone a severe synsedimentary weathering, which obliterated completely the original petrographic and geochemical characteristics of the primary igneous rocks. The weathering products (paleoregoliths and paleosoils) were metamorphosed under lower greenschist facies conditions to hematite and/or sericite phyllites during the Espinhaço Orogenesis.

Considering the average size of diamonds from alluvials of the region, including the big stones from historic records (Renger, this Symposium) or orally reported by diamond miners and

buyers of the Diamantina region, one observes that the medium size as well as the big stones found in the Serra do Espinhaço are comparable with the production of other regions, especially such of Precambrian age.

In this context should be mentioned that the breccias hosted in Sopa-Brumadinho rocks, especially such of the diamond mines Campo Sampaio and João Boa (São João da Chapada) produced many stones weighing 10 to 15 ct and various stones between 15 and 30 ct, besides 3 diamonds bigger than 30 ct. Considering those breccias as of fluvial origin due to the angular shape of its clasts, it would not be possible to explain the incorporation of those diamonds by any known sedimentary process, besides the fact that these breccias frequently occur as dykes cutting other rocks of the Sopa-Brumadinho Formation.

Field Trip (See the locations of the programmed stops in Figure 3)

STOP 1: Panoramic view of the region of the village of Guinda. In the background lies the Morro do Chapeu and adjacent areas, showing the relief inversion with prominent quartzite hills of the São João da Chapada Fm with contrasting the lower and soft topography of the Sopa-Brumadinho Fm. with deep erosion caused by mining of the diamondiferous conglomerates.

STOP 2: Lavra Lavrinha: Typical sequence of lithologies of the Sopa-Brumadinho Fm. of the Sopa-Guinda diamond district, i. e., decametric layers of phyllites at the base, overlain by medium to coarse grained arenites with lenses of polymictic diamondiferous conglomerates (coalescent fans). The section between Morro do Chapeu and the Brumadinho mine (to the north) is the type section of the Sopa-Brumadinho Fm. (Pflug 1968). In this section the association phyllite/arenite with interbedded diamondiferous conglomerate repeats three times; conglomerates exhibit similar thickness (2 to 3 m), clasts of similar size and rounding with presence of angular to subangular clasts in all three lenses (Diamante Vermelho, Lavrinha and Brumadinho mines). Paleocurrents indicate sedimentary eastward transport, thus showing sedimentary progradation in the flux direction with the fluvial system and associated within the lacustrine trough.

Since there is no decrease of clast size observed or any increase of roundness, besides a more or less uniform size and grade of diamonds, a proximal source for most of the clasts as well as for the diamonds is suggested. The presence of pebbles of igneous rocks (metarhyolites and hematite phyllites) indicate synsedimentary volcanism, a strong intraformational reworking and – in the case of the hematite phyllites – a pronounced synsedimentary weathering under humid climate, which is also revealed by the common presence of gray ferruginous quartzites and the lack of red beds.

STOP 3: Lavra Brumadinho: Polymictic intraformational conglomerate with angular and rounded pebbles and boulders. Represents the easternmost domain within the region of the Sopa-Guinda district with conglomerate exposures, in other words the eastern end of an about 6 km long W – E section. One should expect a decrease of pebble size and an increase in rounding, but actually one find small pebbles (about 1 to 2 cm) as well as big angular boulders (0,5 - 0,8 m). In the same sense the grade and size of diamonds does not change if compared with Caldeirões mine, which is the most western one of the section, therefore suggesting a proper proximal source of each trough, which received the debris flows. At this stop outcrops a sandstone with crossbedding,

overlain with a pronounced angular and erosional unconformity by conglomerates, evidencing the exposure of the quartzitic basement prior to the deposition of the conglomerates.

STOP 4: Extension of the Brumadinho mine to the east: Outcrop of vent breccias with few meters of thickness, which occupy different section within the gullies at the northern and southern sidewall. Clasts are very angular, constituted by friable arenites, mostly reddish or pink but sometimes white or grayish. Quartz clasts are rare, generally subrounded. The matrix is a greenish or grayish argillite with more or less quartz grains. Contacts with the country rock (sandstones and phyllites) are irregular, marking a pronounced angular unconformity with the bedding of sedimentary rocks. Milimetric to centimetric veins of argillites cut the hosting sandstones and continue in the breccias (apophyses?). Those breccias occur regionally in small bodies with metric thickness between Campo de São Domingos (north of São João da Chapada) and the village Barão de Guacuí over about 80 km in N-S direction. Occur locally in the mines of the Extração district (about 8 km SE of Diamantina), also hosted by quartzites and conglomerates, outside of the mentioned N-S trend within the central domain of the SdEM. Those breccias outcrop sometimes interbedded in sandstones at the top of the Sopa-Brumadinho Fm. and the regional pattern of contacts shows a late positioning in relation to the conglomerates. The João Boa mine (north of Campo Sampaio, São João da Chapada) produces diamonds from these breccias since the 1970's. In 1987 a 36 ct stone and another of 16 ct were found; the average production of the mine are 2/1 or 3/1 diamonds, including frequently stones of 3 or even 5 ct. At Campo Sampaio the mining company Empresa de Mineração Acaiaca (EMAC) extracted in 1996 a diamond of 33.5 ct and between 1977 and 1988 many stones between 11 and 15 ct. All the described characteristics are typical for vent breccias of an explosive magmatism of diamondiferous rocks (kimberlites?).

STOP 5: Damásio mine: Sopa-Brumadinho Fm. represented by thick (3 to 5 m) robust conglomerate, interfingering with medium to coarse-grained laminated sandstones or with trough crossbedding. General positioning of is horizontal or subhorizontal. Small nearly vertical pipe like bodies of greenschist, 1 to 3 m wide and few tens of meters long cut conglomerates and sandstones. The schistosity, metamorphic texture contains xenoblasts and xenocrystals of altered feldspar (chlorite + epidote), locally predominates a breccia fabric. Nearly all mine pits of the Sopa-Guinda district exhibit intrusive bodies with similar strike and dip, but width may be larger. However, these intrusive bodies seldom show the original igneous/metamorphic character preserved, actually they are hematite or sericite phyllites, which indicates a synsedimentary weathering (see Tab. 2) and they are subsequently metamorphosed. The preservation of the igneous "composition" of some of those bodies may be related to its relative position to groundwater table after intrusion. Geochemical studies of minor elements and REE of hematite and sericite phyllites reveal their original igneous affiliation.

STOP 6: Caldeirões mine: The westernmost exposure of diamondiferous Sopa-Brumadinho conglomerates within the Sopa-Guinda district. The pit is small (about 190 x 140 m, N-S and E-W, respectively). At the western margin, sandstones and conglomerates show steep dip to east and the positioning of its beds indicates synsedimentary movements. At the eastern border, the positioning of beds converging to the center is marked by an unconformity of Sopa-

Brumadinho phyllites overlying São João da Chapada quartzites, which indicates an offset of many tens of meters or even more than 100 m. At both margins bedding shows dips of more than 45°, converging to the center of the trough where bedding is subhorizontal or low angles. In many part of the pit appear intrusive sericite phyllites in form of dykes with subvertical dip. Two of these dykes are being mined since the beginning of the 1980's and produce diamonds on a regular scale. The presence of vent breccias associated to the sericite phyllites is common at the SW body, showing width of some tens of cm to nearly 1 m. They also have been mined together with the "intrusive phyllites". The pattern of bedding and the lithologic association suggest that the Caldeirões trough was formed by synsedimentary explosive volcanism followed by a cauldron subsidence at the end of the magmatic activity.

Ponto 7 – Girino Body (massive facies). Gray-whitish filitic rock where were recovered two types of garnet; spessartite and Knorringite (G10).

Ponto 8 – Girino Body (porphyritic facies). Characterized for two distinct pseudomorphs that replaces primary phenocrysts. (phlogopite, garnet, ?).

%	S 3434	S 3433							
	1,8 – 3 m above water table	6 m above water table	TFH-05	TFH-11	TFH-15	TFH-16	Sopa	Damásio	
SiO ₂	26.77	29.60	29.85	31.80	33.00	32.10	37.51	36.52	
TiO ₂	2.83	2.41	3.64	6.10	5.40	5.30	1.3	1.07	
Al ₂ O ₃	23.38	20.85	18.03	21.90	23.90	19.70	27.71	24.24	
Fe ₂ O	28.10	27.38	35.52	25.20	23.20	27.50	19.63	12.8	
FeO	2.01	2.01	0.27	1.82	0.26	1.97			
MnO	0.17	0.32	0.01	0.04	0.03	0.03	-	0.134	
MgO	1.08	0.79	0.94	0.83	1.10	1.80	1.0	7.77	
CaO	Nil	0.11	0.60	0.20	0.20	0.10	-	2.86	
Na ₂ O	0.06	0.07	0.23	0.22	0.03	0.14	0.1	0.14	
K ₂ O	0.21	0.48	6.27	7.49	8.60	7.52	5.1	6.48	
P ₂ O ₅			0.39	0.06	0.09	0.14	0.169	2.508	
H ₂ O -	4.0	3.82	3.06	4.02	3.86	3.62			

Tab. 2 – Chemical analyses of weathered kimberlites from Sierra Leone (S 3434 and S 3433, after Fairbairn & Robertson, 1966) and synsedimentary intrusive rocks of the Sopa-Brumadinho Formation (TFH-05 to 16 after Knauer & Schrank, 1993, Sopa and Damásio, after Marbler, 2000).

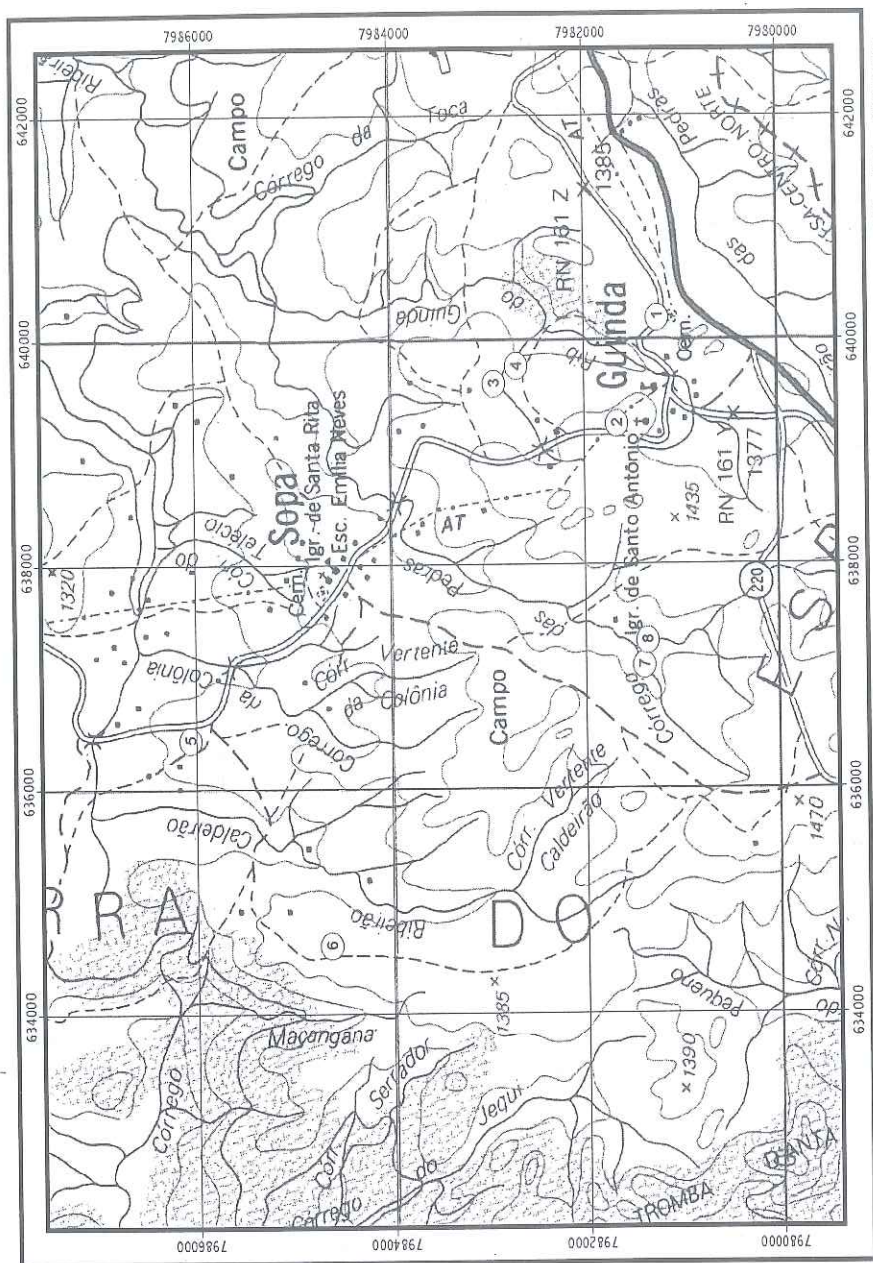


Figure 3 - Locations of the programmed stops (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7)

Bibliographic References

- Almeida-Abreu, P.A. (1996) - O caminho das pedras. *Geonomos*, 4: 77-93.
- Almeida-Abreu, P.A. & Renger, F.E. (1999) - Discussão - Sobre a polêmica da origem do diamante na Serra do Espinhaço (Minas Gerais): um enfoque minerológico - de M. L. de S. C. Chaves, J. Karfunkel & D. P. Svisero. *Rev Bras Geoc*, 29: 669-672.
- Almeida-Abreu, P.A. & Renger, F.E (2001) - A origem dos diamantes da Serra do Espinhaço Meridional: o exemplo do distrito diamantífero de Sopa-Guinda (Diamantina - MG). *Rev Bras Geoc*, 31(4): 511-520.
- Almeida-Abreu, P.A.; Queiróz, W.P., Rosière, C.A. & Renger, F.E (2001) - A Bacia Foredeep do Orógeno Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional em Minas Gerais. In: SBG, Simp Nac Estu Tect (SNET), 5, Recife, Anais: 171-174.
- Barbosa, O. (1951) - Contribuição à origem do diamante em Diamantina, Estado de Minas Gerais. DNP/M/DGM, Boletim 136: 55.
- Barbosa, O. (1991) - Diamante no Brasil: Histórico, ocorrência, prospecção e lavra. CPRM (Brasília), 136.
- Brito Neves, B.B.; Kawashita, K.; Cordani, U.G.; Delhal, J. (1979) - A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço; dados novos e integração. *Rev Bras Geoc*, 9: 71-85.
- Chaves, M.L.deS.C.; Karfunkel, J.; Svisero, D.P. (1998) - Sobre a polêmica da origem do diamante na Serra do Espinhaço (Minas Gerais): um enfoque mineralógico. *Rev Bras Geoc*, 28: 295-294.
- Chaves, M.L.deS.C.; Karfunkel, J.; Svisero, D.P. (1999) - Réplica da discussão de P. Almeida-Abreu & F. Renger - Sobre a polêmica da origem do diamante na Serra do Espinhaço (Minas Gerais): um enfoque mineralógico. *Rev Bras Geoc*, 29: 673-674.
- Chula, A.M.D. (1996) - Caracterização geológica e geoquímica dos metamagmatitos e metassedimentos da região de Planalto de Minas, município de Diamantina, MG. Inst Geoc, UFMG, Dissertação de Mestrado: 142.
- Cordani, U.G.; Iyer, S.S.; Taylor, P.N.; Kawashita, K.; Sato, K.; McReath, I. (1992) - Pb-Pb, Rb-Sr, and K-Ar systematics of the Lagoa Real uranium province (south-central Bahia, Brazil) and the Espinhaço Cycle (ca.1.5 -1.0 Ga.). *J S Am Earth Sci*, 5: 33-46.
- Dussin, T.M.; Dussin, I.A.; Rossi, P. & Charvet, J. (1995) - Idade do Supergrupo Espinhaço: Determinação $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pelo método de evaporação do Pb sobre monozircões de metavulcanitos sinsedimentares. *An 8 Simp Geol Minas Gerais, Bol*, 13: 11-13.
- Fraga, L.M.S. (1999) - O Supergrupo Espinhaço e sua bacia flexural adjacente (Grupo Macaúbas) no nordeste da Serra do Espinhaço Meridional, região de Domingas - Inhaí, Diamantina, Minas Gerais. Inst Geoc, UFMG, Dissertação de Mestrado: 140.
- Köster, J. (1984) - Geologie der nordwestlichen Serra Mineira südöstlich von Buenópolis (Proterozoikum, Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien). Univ Freiburg, Diplomarbeit: 85.
- Lorenz, V. (1998) - Zur Vulkanologie von diamantführenden Kimberlit- und Lamproit-Diatremen. *Zeitsch. Deutsch. Gemmol, Ges*, 47: 5-30.
- Lucchi, F.R. (1985) - Influence of transport processes and basin geometry on sand composition. In: G.G. Zuffa (ed.), *Provenance of Arenites*, D Reidel Pub Co, Dordrecht: 19-46.
- Machado, N.; Schrank, A.; Abreu, F.R.de; Knauer, L.G.; Almeida-Abreu, P.A. (1989) - Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: SBG, Simp Geol Minas Gerais (Belo Horizonte). Anais, 5: 171-174.
- Miall, A.D. (1990) - Principles of sedimentary basin analysis. 2nd Ed. Springer, NY: 668.

Moraes, L.J.de (1934) - Depósitos diamantíferos no norte de Minas Geraes. DNPM/SFPM, Boletim 3: 77.

Moraes, L.J.de & Guimarães, D. (1930) - Geologia da região diamantífera do Norte de Minas Geraes. Acad Bras Sci, Annaes, 2: 153-186.

Morey, G.B. (1999) - High-grade iron ore deposits of the Meszabi range, Minnesota: A product of a continental-scale Proterozoic ground-water flow system. *Econ Geol*, 94: 133-142.

Nesbitt, H.W. & Young, G.M. (1984) - Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geoch Cosmoch Acta*, 48: 1523-1534.

Nixon, P.H. (1995) - The morphology and nature of primary diamondiferous occurrences. *J Geoch Expl*, 53: 1-7.

Paternoster, K. (1979) - Interdigitação entre facies de conglomerados diamantíferos e formações ferríferas (BIF) no sul da Serra do Espinhaço - Minas Gerais - Brasil. Dis, Univ Freiburg: 88. (Versão em Português: Brichta, A. & Barros, C.C.de), Freiburg.

Pflug, R. (1965) - A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais. DNPM/DGM, Boletim 142: 55.

Pflug, R. (1968) - Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais. DNPM/DGM, Boletim 226: 20.

Renger, F. (1970) - Fazies und Magmatismus des Minas Series in der südlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. *Geol Rdsch*, 50: 1253-1292.

Renger, F.E. & Almeida-Abreu, P.A. (2000) - The Southern Espinhaço range: Its geodynamic evolution and diamond mineralization, Minas Gerais State, eastern Brazil. 31st Intl Geol Congr (Rio de Janeiro), Post-Congr Field Trip (Aft-19), Field Guide: 36.

Schobbenhaus, C.; Hoppe, A.; Baumann, A.; Lork, A. (1994) - Idade U/Pb do vulcanismo Rio dos Remédios, Chapada Diamantina, Bahia. In: SBG, Congr Brasil Geol (Camboriú), 38, Anais, 2: 397-399.

Schöll, W.U. (1980) - Estratigrafia, sedimentologia e paleogeografia na região de Diamantina (Seraa do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil). *Münster, Forsch Geol Paläont*, 51: 223-240.

Siga, Jr.O.; Cordani, U.G.; Kawashita, K.; Basei, M.A.S.; Taylor, P.N. (1987) - Aplicação dos isótopos de Sr e Pb nas rochas gnáissico-migmáticas de Itacambira-Barroco. In: SBG, Simp Geol Minas Gerais (Belo Horizonte), Anais, 4: 45-57.

Teixeira, W.; Dossin, I.A.; Dossin, T.M.; Salvador, E.D.; Siga Jr.O.; Sato, K. (1990) - Interpretação do contexto geotectônico do embasamento na borda leste do Sistema Espinhaço, região de Guanhães e Gouveia-MG, com base numa integração do seu conjunto geocronológico U/Pb, Rb/Sr e K/Ar. In: SBG, Congr Bras Geol (Natal), 36, Anais, 6: 2711-2722.