



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**



TESE DE DOUTORAMENTO

**GEOLOGIA DOS DIAMANTES E
CARBONADOS ALUVIONARES DA BACIA
DO RIO MACAÚBAS (MG)**

AUTOR: Maximiliano de Souza Martins

ORIENTAÇÃO: Prof. Joachim Karfunkel

CO-ORIENTAÇÃO: Prof. Vitaly Alexandrovitch Petrovsky

Dr. Richard Wirth

Nº 04

Belo Horizonte
30/03/2006



GEOLOGIA DOS DIAMANTES E CARBONADOS ALUVIONARES DA BACIA DO RIO MACAÚBAS (MG)

Por

Maximiliano de Souza Martins

Orientação:

Prof. Joachim Karfunkel (UFMG)

Prof. Vitaly Alexandrovitch Petrovsky (Academia de Ciências da Rússia, Instituto de Geologia da República de Komi – Syktvykar, Rússia)

Dr. Richard Wirth (GeoForschungsZentrum – Potsdam, Alemanha)

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais como requisito parcial à obtenção do Título de Doutor em Ciências Naturais, Área de Concentração em Geologia Regional.

Belo Horizonte

30/03/2006

M386g
2006

Martins, Maximiliano de Souza.

Geologia dos diamantes e carbonatos aluvionares da Bacia do Rio
Macaúbas (MG) [manuscrito] / Maximiliano de Souza Martins. – 2006.
248 f. : il. color.; enc.

Inclui anexos.

Orientador: Joachim Karfunkel.

Co-orientadores: Vitaly Alexandrovitch Petrovsky, Richard Wirth

Tese (doutorado) - Universidade Federal de Minas Gerais,
Departamento de Geologia.

Bibliografia: f. 111-131

1. Diamantes – Macaúbas, Bacia (MG) – Teses. 2. Carbonados –
Macaúbas, Bacia (MG) – Teses. I. Karfunkel, Joachim. II. Petrovsky, Vitaly
Alexandrovitch. III. Wirth, Richard. IV. Universidade Federal de Minas
Gerais, Departamento de Geologia. V. Título.

CDU: 553.81(815.1)

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho só foi possível devido à colaboração de várias pessoas e instituições, à quais agradeço sinceramente:

- aos orientadores, Prof. Joachim Karfunkel (UFMG), Prof. Vitaly Petrovsky (Academia de Ciências da Rússia, Instituto Geológico de Komi - Syktvykar) e Dr. Richard Wirth (GeoForschungsZentrum Potsdam, Alemanha);
- aos pesquisadores estrangeiros, Alexander Yuvegenin Sukharev, Yuri Glukhov, Valera Silaev, Vladimir Rakin, Sergey Isaenko, Vladimir Lutoev, Lev Makhalaev, Vassily Filippov, Tatiana Shumilova, Alexander Mikhailovich Pystin (Instituto Geológico de Komi-Syktvykar), Mikhail Kucher (Universidade Estatal de Moscow), Ofra Klein BenDavid (Instituto Geológico, Israel), Herb Helmstaedt (Universidade de Queens, Canadá);
- a todos os funcionários do Instituto Geológico de Komi - Syktvykar, representados nas pessoas do Acadêmico-diretor Prof. Nikholai P. Yushkin e da tradutora Nina Busheneva;
- professores Alcides Nóbrega Sial (UFPE), Alexandre Chaves (CDTN-CNEN), Alexandre Uhlein (UFMG), Antônio Carlos Pedrosa-Soares (UFMG), Carlos Maurício Noce (UFMG), Débora Araújo (UnB), Jean Joel Quemènèur (UFMG), Luiz G. Knauer (UFMG), Marly Babinsky (USP), Ricardo Trindade (USP);
- pelas críticas e sugestões, professores André Danderfer (UFOP), Friedrich E. Renger (UFMG), Mário Chaves (UFMG), Dr. Carlos Schobbenhaus (CPRM), Dra. Jéssica Carvalho (CVRD), Dr. Ulisses Cyrino Penha (CVRD);
- aos amigos e incentivadores Guilherme Modesto Gonzaga e Fernando de Sá Rego;
- a todos os amigos do Centro de Geologia Eschwege-UFMG, Diamantina;
- ao Colegiado de Pós-graduação em Geologia-UFMG, pela concessão da bolsa CAPES e apoio durante a realização deste trabalho;
- a secretária Maria Paula Borges;
- aos graduandos (atuais e antigos) Felipe Pimenta, Daniel Loyola, Samuel Hayden, Gustavo Diniz Oliveira, Túlio Costa Torres;
- ao amigo de todas as batalhas, Ricardo Scholz;
- a todos os garimpeiros e moradores da região da bacia do rio Macaúbas;
- a Gláucia Nascimento Queiroga, companheira presente em todos os momentos e verdadeiro diamante;
- às famílias Martins, Karfunkel, Scholz, Queiroga, Petrovsky, Sukharev e dos garimpeiros do rio Macaúbas, pelo apoio imensurável que me deram ao longo da realização deste trabalho, das quais, com orgulho, faço parte.

RESUMO

A bacia do rio Macaúbas localiza-se no segmento setentrional mineiro da Serra do Espinhaço, *locus typicus* da Formação “Macahubas” de Moraes (1932), glaciogênica e advogada por Moraes (1934) como rocha-fonte para os diamantes e carbonados (variedade policristalina do diamante cuja origem não é totalmente estabelecida), ocorrendo juntos em Minas Gerais somente nos aluviões desta bacia. Posteriormente, esta proposta foi ampliada para outras regiões onde a unidade de metadiamicrito de idade neoproterozóica ocorre, sendo, contudo, contestada por diversos outros trabalhos.

Objetivou-se determinar a origem e a evolução magmática e sedimentar dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do rio Macaúbas (MG) com base na integração dos dados de campos e dos resultados analíticos.

O Supergrupo Espinhaço é constituído por três unidades litoestratigráficas (da base para o topo): **Formação Resplandecente** (remanescentes de dunas eólicas unidirecionais do tipo *barcana*), **Formação Água Preta** (redeposição de parte dos arenitos eólicos da Formação Resplandecente) e pela **Formação Matão** (sedimentação marinha rasa dominada por fluxos de maré). O limite superior de sedimentação do Supergrupo Espinhaço nesta região estaria situado ao redor de 1.4Ga.

O Grupo Macaúbas é caracterizado por quatro formações (da base para o topo): **Formação Duas Barras** (depósitos flúvio-marinhos de abertura do rifte Araçuaí), **Formação Serra do Catuni** (sedimentos englaciais de geleiras provenientes da área cratônica, retrabalhados em borda extensional ativa, na zona de transição “marinho-rasa para marinha profunda”), **Formação Chapada Acauã** (transição faciológica lateral e vertical dos sedimentos da Formação Serra do Catuni no sentido E-SE, influenciada por chuva de detritos de *icebergs*) e **Formação Córrego da Ursa** (depósitos flúvio-lacustres controlados por sazonalidades climáticas durante os períodos de degelo).

Dois períodos magmáticos ocorrem na área de estudo: 1) derrames basálticos intra-placa, sinsedimentares e datado em aproximadamente 1.0Ga (sem designação formal), 2) diques gabróicos que cortam toda a seqüência metassedimentar e foram datados em 599.7Ma (**Suíte Metaígneia Córrego Taquari**).

A sedimentação fanerozóica é representada pelos conglomerados cretácicos, crostas lateríticas do Terciário Médio-Superior e pelos depósitos psamo-pelíticos (localmente com ruditos) da **Formação São Domingos**. Todos são capeados por latossolos.

Os levantamentos realizados por espectroscopia no infravermelho (32 cristais) e por luminescência/fotoluminescência (70 diamantes), acrescidos de determinações sobre uma inclusão mineral, atestam que pelo menos parte dos diamantes da bacia do rio Macaúbas foram formados a profundidades iguais ou superiores a 150km, sob influência de gradientes térmicos situados ao redor de 1050-1100°C e pressões em torno de 4.8GPa. As modificações morfológicas sofridas por estes diamantes atestam um longo tempo de residência mantélica, apresentando mais de um estágio de crescimento↔dissolução, com significativo desvio da cinética de equilíbrio entre os fatores que controlam estas reações no manto. Aproximadamente 51% da população de diamantes, analisados *in situ*, possuem algum tipo de clivagem, sendo que 88% destes cristais, por apresentarem figuras de dissolução nas superfícies de clivagem, foram

parcialmente clivados e submetidos aos processos de dissolução a altas temperaturas no manto ou durante a ascensão para a superfície.

As microinclusões presentes no carbonados representam condições excepcionais de cristalização no manto, sob altas pressões, a partir de fluidos ricos em álcalis, cloretos, carbonatos e água, a temperaturas e pressões requeridas para o campo de estabilidade dos diamantes monocristalinos. Os carbonados são saturados em CO, cuja temperatura de formação estaria situada ao redor de 1000°C ou em temperaturas maiores. A presença de chaoíta e lonsdaleíta nas zonas de borda de estruturas semi-esféricas, possivelmente são relictos da presença de inclusões gasosas de CO trapeadas no interior dos microcristais de diamante, cuja atividade decorrente da temperatura e principalmente da pressão de confinamento, localmente resultaram na modificação da estrutura cristalográfica do diamante (cúbica), para hexagonal, segundo hibridizações do tipo *sp* (chaoíta) ou *sp*³ (lonsdaleíta). A distribuição e a concentração de nitrogênio evidencia que o estado de agregação deste elemento nos carbonados se deu em condições mantélicas. A formação de plaquetas de nitrogênio associada a deslocamentos internos postula a atuação simultânea de cisalhamento (esforço dirigido) associado ao aumento da temperatura, resultando em condições favoráveis para deformação plástica de diamantes e para a conversão dos centros A para centros B no manto superior. Pelo fato de serem extremamente porosos, os carbonados possuem estrutura aberta para a entrada de “mineralizações” posteriores a sua formação, apresentando enriquecimento em minerais e fases minerais da crosta e um alto teor em ETR.

No atual estado da arte, consideram-se puramente especulativas as hipóteses acerca da natureza da(s) possível(is) fonte(s) ígnea(s) provedoras dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do rio Macaúbas, bem como a idade e a localização do(s) evento(s) de *emplacement* destes corpos na superfície. Até o presente, não existem evidências que comprovem que estes minerais estejam relacionados ao retrabalhamento de parte de unidades sedimentares mais antigas, ou que constituam remanescentes de intrusões de rochas de afinidade mantélica no Neoproterozóico.

A erosão, o transporte e a sedimentação destes minerais para o atual sítio abrangido pela bacia do rio Macaúbas se deve à progradação das geleiras do evento glacial do Grupo Macaúbas, com idade de deposição em torno de 800 a 700Ma. O primeiro estágio de concentração de diamantes e carbonados estaria associada à deposição sedimentos englaciais em ambiente glácio-marinho transicional sob influência de falhas normais ativas, que possibilitaram o retrabalhamento de parte do material trazido pelas geleiras do interior do cráton durante a deposição do Grupo Macaúbas - Formação Serra do Catuni - ao longo da borda ocidental do rifte Araçuaí. O segundo evento de concentração provavelmente está ligado aos efeitos da orogênese Brasileira, em que parte das falhamentos normais foram reativadas como grandes falhas de empurrão, lístricas e assintóticas em profundidade. Considera-se que o encurtamento provocado pela progradação da maior parte das duplexes tenha sido paralelo às camadas (*layer parallel shortening*), resultando num conseqüente espessamento crustal do pacote sedimentar.

A bacia hidrográfica do rio Macaúbas constitui um sistema de drenagem recente, gerada no final do Plioceno ou começo do Pleistoceno. A preservação de uma parte significativa do pacote de metadiamictito diamantífero, até a instalação da protobacia do rio Macaúbas, possibilitou a erosão e deposição para seus aluviões dos diamantes e carbonados contidos na Formação Serra do Catuni.

ABSTRACT

The Macaúbas River is a northwestern tributary of the medium Jequitinhonha River, located in central-north Minas Gerais State (MG). The area of 1500 km² is relatively unpopulated with only a few and hard to access dirt roads. Diamonds have been washed in this region for over 200 years. Moraes (1932) introduced the stratigraphic term “*formação Macahubas*” for a conglomeratic sequence of glacial origin in this region, and Moraes (1934) considered this rock as source for alluvial occurrences of diamonds and carbonados.

The aim of this Thesis was to determine magmatic and sedimentary evolution of such minerals by integration of field and analytical data.

The Espinhaço Supergroup comprises three lithostratigraphic units: **Resplandecente Formation** (aeolian depositional system), **Água Preta Formation** (metabreccia, representing deposition under instable conditions), **Matão Formation** (shallow marine transgressive sediments). The upper limit of sedimentation is situated around 1.4Ga.

About 85% of the Macaúbas river basin is composed by the Neoproterozoic glaciogenic sediments of the Macaúbas Group, divided into four lithostratigraphic units: **Duas Barras Formation** (pre-glacial fluvio-marine sediments), **Serra do Catuní Formation** (englacial sediments redeposited by active normal faults under glaciomarine environment), **Chapada Acauã Formation** (lateral facies of the Serra do Catuní sediments with dropstones derived from floating-ice), **Córrego da Ursa Formation** (deltaic glaciofluvial sediments controlled by climatic changes).

Two magmatic periods were dated in igneous zircons by U-Pb SHRIMP II method: 1) greenschists as tholeiitic basalts, reflecting transitional volcanism, following the initial stages of continental rifting and preceding the onset of sea floor spreading of the Araçuaí rift (1.0Ga), 2) basaltic magmatism of the Brasiliano deformation (599.7Ma).

Remnants of conglomerates occur in “chapadas” and may be related to the uplift of the Espinhaço Range during an arid period possibly forming a fluvial braided system, marking the proto-basin of the Jequitinhonha River during Early Cretaceous time. The “chapadas are formed also by **São Domingos Formation** sediments.

Physical characteristics and gemological grading (slightly modified) of 496 diamonds *in situ* were determined (May 2000 through March 2005). In addition, several stones have been acquired for more detailed analyses. According to distribution and concentration of nitrogen, it is possible to stipulate that some crystals have grown under temperatures ranging from 1050-1100°C and pressure around 4.8GPa. These data are in agreement with common conditions of diamond crystallization in magmatic environment. The external morphological modifications testify long residence time in the upper mantle, exhibiting superimposed surface features of growth and dissolution due to slight variations of the equilibrium reactions. Half of the examined diamonds are cleaved, of which three quarters are attributed to primary processes. This is in accordance with results obtained by other authors for diamonds from the Espinhaço Range in Minas Gerais. By mineralogical and gemological classification, it was postulated that diamonds from the Macaúbas

river basin were transported and deposited by a mechanism that preserved such characteristics, evidenced mainly by crystal morphology, crystal state, gem quality and some surface features of primary origin.

The carbonados constitute black diamond varieties with unknown origin. They have never been found in direct association with kimberlitic pipes but they are always associated with single diamond crystals in alluvial sediments. The carbonados from Macaúbas River have been Laser-cut and polished to analyses in Russia (URAS) and Germany (GFZ). The grains with a grain size in the range of 1 to 10 micron are usually separated by open grain boundaries or pore space. Images obtained by SEM and TEM show that the grain boundary planes are extremely irregular just like a jigsaw puzzle. They form many cavities filled with secondary low pressure minerals such as kaolinite, quartz, mica, oxides and florencite. It turns out that nearly all of the inclusions reported so far are of secondary origin. All of them occur along grain boundaries or in interconnected pore space. Fluids have penetrated the interconnected pores during the residence time in alluvial sediments, thus giving rise to the crystallization of the observed minerals under low pressure conditions. They are not related to the formation of carbonado, but represents pore filling. Dislocation density varies and low angle grain boundaries are common. However, a second group of smaller inclusions (less than 500 nm) exclusively located inside individual grains is completely different. They consist of a fluid and solid phases. The solid phases are carbonates (Ba- and Ca-carbonate), chlorides (KCl), silicates (Ca, Al, K, Fe, Ti), sulphides and some metals. Very often carbonates, silicates and chlorides coexist in one inclusion. This mineral paragenesis is precisely the same as observed in kimberlitic diamonds from Siberia, South Africa and Canada. The mineral assemblage in kimberlitic diamond is interpreted as precipitates from the trapped fluid from which the diamond has grown in supercritical conditions. A third group of inclusions consists of aggregated nitrogen forming nanometre-sized platelets. The aggregated nitrogen suggests a long residence time at high temperature, which can only be assumed under mantle conditions. These observations suggest the formation of carbonado under similar conditions like kimberlitic diamond. The unusual grain boundaries indicate rapid nucleation influenced also by metal-catalyst system and growth of the individual grains followed by corrosion.

Although diamonds and carbonados from the Macaúbas river basin have been exploited for over 100 years, their primary source rock is, up to date, unknown. The many magmatic cleaved diamonds summing up with the other mentioned preserved primary (magmatic) surface features and carbonados indicate either a proximal kimberlitic/lamproitic source or a different sedimentary transport mechanism than fluvial. The latter hypothesis is reinforced by the presence of exotic minerals in the basin gravel, associated with englacial sediments reworked by normal faults (primary concentration). Thus, an extra-basinal is considered (outside the actual geographic boundary of the basin) source for the Macaúbas River Basin diamonds transported by ice during Neoproterozoic time (800-700Ma). The second period of concentration is related to reactivation of such normal faults as fold-thrusts belts during Brasiliano orogeny, promoting thickening of diamondiferous englacial sediments by layer parallel shortening from duplexes systems progradation.

A renewed fluvial transport during recent time concentrated the tillite diamonds to their present sites.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	i
RESUMO	ii
ABSTRACT	iv
SUMÁRIO	vi

CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	1
--------------------------------	----------

I.1- CONSIDERAÇÕES INICIAIS	1
I.2- LOCALIZAÇÃO E ACESSO	1
I.3- ASPECTOS FISIOGRAFICOS, CLIMA E VEGETAÇÃO	4
I.4- NATUREZA DO PROBLEMA	5
I.5- OBJETIVOS	10
I.6- METODOLOGIA	11
I.6.1- Trabalhos de campo	12
I.6.1.1- Mapeamento geológico	12
I.6.1.2- Prospecção aluvionar	14
I.6.1.3- Coleta de material para análises geoquímicas e geocronológicas	15
I.6.1.4- Descrição de diamantes e carbonados <i>in situ</i>	16
I.6.2- Trabalhos de laboratório	18
I.6.2.1- Determinação dos minerais pesados através do método óptico e por espectroscopia Raman	18
I.6.2.2- Espectrometria de massa para obtenção do fracionamento isotópico de C e O em clastos de carbonato extraídos do pacote de metadiamictito do Grupo Macaúbas	18
I.6.2.3- Geoquímica das rochas metabásicas	19
I.6.2.4- Espectrometria de massa para datação dos zircões através do método U-Pb SHRIMP	19
I.6.2.5- Métodos analíticos empregados no estudo dos diamantes e carbonados	20
I.6.2.5.1- Fotogoniometria	20
I.6.2.5.2- Difractometria de raios X	22

I.6.2.5.3- Espectroscopia e espectrometria	22
<i>A- Microscopia eletrônica de varredura (SEM) acoplado a um dispersor de energia (EDS)</i>	22
<i>B- Espectroscopia por luminescência, fotoluminescência e ressonância eletrônica de spin</i>	22
<i>C- Espectroscopia Infravermelho pela transformada de Fourier (FTIR)</i>	23
<i>D- Espectroscopia Raman (RS)</i>	23
<i>E- Feixe iônico focado associado ao microscópio de transmissão eletrônica (FIB-TEM)</i>	24
<i>F- Espectrometria de massa para obtenção do fracionamento isotópico de C nos diamantes e carbonados</i>	24
<i>G- Espectrometria de massa para obtenção do fracionamento isotópico de C nos carbonados a partir de ensaios de variação de temperatura x tempo</i>	25
<i>H- Espectrometria de massa para obtenção do fracionamento isotópico de C em inclusões fluidas nos carbonados</i>	25
<i>I- Espectrometria de chama para obtenção da composição química de inclusões fluido-gasosas nos carbonados</i>	25
I.6.2.5.4- Análise por ativação neutrônica (AAN) para determinação de Elementos Terras Raras (ETR) nos carbonados	26
I.7- IDEALIZAÇÃO, ESTRUTURAÇÃO E REDAÇÃO DA TESE	27

CAPÍTULO II- CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	29
---	-----------

II.1- EMBASAMENTO	30
II.2- SUPERGRUPO ESPINHAÇO	32
II.2.1- Estratigrafia	32
II.3- SUPERGRUPO SÃO FRANCISCO	36
II.3.1- Grupo Macaúbas	37
II.3.1.1- Estratigrafia	38
II.3.1.2- Magmatismo associado ao Grupo Macaúbas	42
II.3.2- Grupo Bambuí	42
II.4- GEOLOGIA ESTRUTURAL DAS UNIDADES PRÉ-CAMBRIANAS	43
II.5- COBERTURAS MESO-CENOZÓICAS	43
II.6- EVOLUÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL	45

III.1- SUPERGRUPO ESPINHAÇO	50
III.1.1- Formação Resplandecente	50
III.1.2- Formação Água Preta	53
III.1.3- Formação Matão	54
III.1.3.1- Geocronologia	55
III.1.4- Processos sedimentares e sistemas deposicionais	57
III.2- GRUPO MACAÚBAS	58
III.2.1- Formação Duas Barras	61
III.2.1.1- Geocronologia	62
III.2.2- Formação Serra do Catuni	63
III.2.2.1- Composição isotópica de <i>C</i> e <i>O</i> em carbonatos da Formação Serra do Catuni	69
III.2.3- Formação Chapada Acauã	70
III.2.4- Formação Córrego da Ursa	71
III.2.5- Processos sedimentares e sistemas deposicionais	73
III.3- MAGMATISMO NEOPROTEROZÓICO	75
III.3.1- Geoquímica e geocronologia	76
III.4- SUÍTE METAÍGNEA CÓRREGO TAQUARÍ	78
III.4.1- Geoquímica e geocronologia	78
III.5- COBERTURAS MESO-CENOZÓICAS	80
III.5.1- Conglomerados cretácicos	80
III.5.2- Formação São Domingos	81
III.6- GEOLOGIA ESTRUTURAL DAS UNIDADES PRÉ-CAMBRIANAS	82
III.6.1- Domínio I	84
III.6.2- Domínio II	84
III.6.3- Domínio III	85
III.6.4- Domínio IV	85
III.7- RESUMO GERAL SOBRE O MAPEAMENTO GEOLÓGICO	88

CAPÍTULO IV- MINERAIS PESADOS	90
IV.1- PROSPECÇÃO ALUVIONAR	91
IV.2- CARACTERIZAÇÃO DOS MINERAIS PESADOS	95
IV.3- RESUMO GERAL SOBRE OS RESULTADOS OBTIDOS ATRAVÉS DAS CAMPANHAS DE PROSPECÇÃO ALUVIONAR NA BACIA DO RIO MACAÚBAS	99
CAPÍTULO V- DIAMANTES MONOCRISTALINOS	100
V.1- GÊNESE	100
V.2- CARACTERIZAÇÃO DAS PROPRIEDADES FÍSICAS E QUÍMICAS DOS DIAMANTES DA BACIA DO RIO MACAÚBAS	103
1. Peso	104
2. Qualidade gemológica	105
3. Aparência	107
4. Pontos de radiação	109
5. Capa	111
6. Jaças	112
7. Morfologia externa, dissolução e figuras de superfície	113
8. Estado cristalino	126
9. Nitrogênio nos diamantes	127
9.1. Infravermelho (<i>Infra Red- IR</i>)	127
9.2. Luminescência	133
10. Inclusões	137
11. Isótopos de carbono	141
V.3- RESUMO GERAL SOBRE OS LEVANTAMENTOS REALIZADOS NOS DIAMANTES DA BACIA DO RIO MACAÚBAS	144
CAPÍTULO VI- CARBONADO	147
VI.1- GÊNESE	147
VI.2- CARBONADOS DOS RIOS MACAÚBAS E JEQUITINHONHA	150

VI.3- RESULTADOS OBTIDOS ATRAVÉS DA ANÁLISE TOTAL DA AMOSTRA (RÚSSIA)	152
VI.3.1- Características gerais	153
VI.3.2- Estrutura interna	154
VI.3.3- Minerais e associações de fases minerais nos carbonados	156
VI.3.4- Elementos Terras Raras (ETR)	166
VI.3.5- Nitrogênio nos carbonados	167
VI.3.6- Isótopos de carbono	171
VI.3.7- Inclusões fluido-gasosas	176
VI.4- RESULTADOS OBTIDOS POR <i>FIB-TEM</i>	181
VI.4.1- Introdução ao método	181
VI.4.2- Textura, estrutura interna, inclusões e paragêneses	183
VI.5- RESUMO GERAL SOBRE OS LEVANTAMENTOS REALIZADOS NOS CARBONADOS DA BACIA DO RIO MACAÚBAS	191

CAPÍTULO VII- DISCUSSÕES GERAIS	194
--	------------

VII.1- DIAMANTES DA BACIA DO RIO MACAÚBAS: REGISTROS DOS PROCESSOS MAGMÁTICOS	194
VII.2- DIAMANTES DA BACIA DO RIO MACAÚBAS: REGISTROS DOS PROCESSOS SEDIMENTARES	195
VII.3- CARBONADOS DA BACIA DO RIO MACAUBAS: REGISTROS DOS PROCESSOS MAGMÁTICOS	197
VII.4- CARBONADOS DA BACIA DO RIO MACAÚBAS: REGISTROS DOS PROCESSOS SEDIMENTARES	201
VII.5- CICLOS DE REDISTRIBUIÇÃO SEDIMENTAR: ÁREA(S) E ROCHA(S)-FONTE, PROCESSOS E MECANISMOS DE TRANSPORTE, DEPOSIÇÃO E CONCENTRAÇÃO, IDADE DOS CICLOS	201

CAPÍTULO VIII- CONCLUSÕES	209
----------------------------------	------------

CAPÍTULO IX- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	211
--	------------

Anexo I- Mapa Geológico	232
Anexo II- Mapa de Pontos, drenagens e prospecção	234
Anexo III- Pontos de prospecção aluvionar: localização, descrição e volume de amostragem	236
Anexo IV- Características e procedência dos diamantes estudados por métodos analíticos	239

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1	Localização e acesso para a região da bacia do rio Macaúbas.	2
Figura 2	Mapa de situação e articulação das folhas 1:100.000 no âmbito do Projeto Espinhaço, destacando-se, em vermelho, a área da presente pesquisa. Modificado de Noce (1997).	3
Figura 3	Mapa hipsométrico da região do Anticlinal de Itacambira, destacando-se aproximadamente a região da bacia do rio Macaúbas.	4
Figura 4	Distribuição dos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço. Modificado de Chaves (1997).	6
Figura 5	Distribuição dos sedimentos neoproterozóicos glaciogênicos. Modificado de Karfunkel & Hoppe (1988).	8
Figura 6	Padrões de interferência de superfícies planas e curvas segundo a Lei de Bragg.	21
Figura 7	Compartimentação geotectônica da Plataforma Sul-Americana segundo Almeida <i>et al.</i> (1976). Retirado e modificado de Dardenne & Schobbenhaus (2001).	29
Figura 8	Mapa geológico simplificado da porção E-SE do Cráton do São Francisco, em contato com parte da Faixa de Dobramentos Araçuai (modificado de Uhlein 1991).	31
Figura 9	Seção geológica na região do Anticlinal de Itacambira (segundo Moraes <i>et al.</i> 1937).	33
Figura 10	Colunas estratigráficas para o Supergrupo Espinhaço no Anticlinal de Itacambira, segundo Karfunkel & Karfunkel (1975, retirado de Noce 1997).	35
Figura 11	Modelo esquemático das relações entre as unidades litoestratigráficas do Grupo Macaúbas e suas principais litologias. Segundo Noce <i>et al.</i> (1993).	39
Figura 12	Colunas estratigráficas da Formação Serra do Catuni, tectonicamente sobreposta pelo Supergrupo Espinhaço segundo Noce (1997), modificado de Karfunkel & Karfunkel (1975).	41
Figura 13	Mapa geológico simplificado da bacia do rio Macaúbas.	48
Figura 14	Coluna estratigráfica esquemática para a região estudada (sem escala). Legendas: vide figuras 15, 20 e 21	49
Figura 15	Perfis colunares litoestratigráficos do Supergrupo Espinhaço ao longo dos córregos Taquari e Dona-Lavras.	51
Figura 16	Roseta de paleocorrentes relativos às estratificações cruzadas de grande porte da Formação Resplandecente entre os córregos da Dona e Lavras.	52
Figura 17	Roseta de paleocorrentes relativos às estratificações cruzadas acanaladas da Formação Matão, região do Córrego Taquari.	54
Figura 18	Idades de zircões detríticos da Formação Matão plotadas em comparação à curva concórdia, com seus respectivos erros (indicados pelas elipses) e discordâncias (indicada pela distância do centro da elipse até a curva). A designação "OPU-2655" refere-se à identificação da amostra desde o LOPAG/DEGEO/UFOP.	55
	Principais estruturas sedimentares do Supergrupo Espinhaço. A) estratificações cruzadas tangenciais de cauda longa e de grande porte da Fm. Resplandecente (córrego da Dona, ponto 18 (F7), vista de NE para SW). B) detalhe de um clasto de metabrecha	

Figura 19	intraformacional da Fm. Água Preta (córrego da Dona, ponto 19 (<i>F7</i>), vista de S para N). C) clastos de metarenito dispersos caoticamente na matriz metarenítica, associada a estruturas convolutas da Fm. Água Preta (córrego das Lavras, ponto 248 (<i>G8</i>), vista de NW para SE). D) contato erosivo separando dois níveis de metabrecha-conglomerática intraformacional, Fm. Água Preta (ponto 194 (<i>F2</i>), vista de SW para NE). E) “descontinuidades” plano-paralelas que limitam os <i>foresets</i> da estratificação cruzada tabular de pequeno porte, representando “superfícies de reativação” em ambiente de maré (Fm. Matão, ponto 297 (<i>F3</i>), vista de S para N). F) estratificação cruzada por onda “ <i>hummocky</i> ” (Fm. Matão, ponto 133 (<i>F2</i>), vista de SW para NE).	56
Figura 20	Perfis colunares litoestratigráficos do Grupo Macaúbas ao longo dos córregos Água Limpa, Retiro, Marinheiros e do ribeirão da Ilha.	59
Figura 21	Perfis colunares litoestratigráficos do Grupo Macaúbas ao longo dos córregos dos Barcos, Dona e Taquari.	60
Figura 22	Roseta de paleocorrentes relativos às estratificações cruzadas de pequeno porte e baixo ângulo da Formação Duas Barras.	61
Figura 23	Idades de zircões detríticos da Formação Duas Barras plotadas em comparação à curva concórdia, com seus respectivos erros (indicados pelas elipses) e discordâncias (indicada pela distância do centro da elipse até a curva). A designação “MG05-04” refere-se à identificação da amostra desde o LOPAG/DEGEO/UFOP.	62
Figura 24	Mapa geológico simplificado destacando-se os pontos onde foram realizados levantamentos estatísticos na Formação Serra do Catuni.	64
Figura 25	Distribuição granulométrica (em %) em 6 pontos onde foram realizados levantamentos estatísticos nos metadiamicritos da Formação Serra do Catuni, Grupo Macaúbas (2.000 contagens por ponto).	65
Figura 26	Distribuição tipológica (em %) da fração granulométrica fragmento que compõe o arcabouço sedimentar dos metadiamicritos estudados.	66
Figura 27	Distribuição tipológica (em %) da fração granulométrica seixo que compõe o arcabouço sedimentar dos metadiamicritos estudados.	67
Figura 28	Distribuição tipológica (em %) da fração granulométrica bloco que compõe o arcabouço sedimentar dos metadiamicritos estudados.	68
Figura 29	Estruturas sedimentares da Fm. Duas Barras. A) marcas onduladas assimétricas, na forma de lunatas irregulares (ponto 35 (<i>B6</i>), vista de SE para NW). B) Níveis de ferro intercalados ao metarenito (ponto 212 (<i>E3</i>), vista de S para N). C) contato brusco entre o metarenito da Fm. Duas Barras (base do pacote), sobreposto pelo metadiamicrito da Fm. Serra do Catuni (ponto 36 (<i>B6</i>), vista de SW para NE).	71
Figura 30	A) intercalação lenticular (interpretada como depósito de <i>outwash</i>) de metarenito no metadiamicrito da Fm. Serra do Catuni (ponto 291 (<i>D8</i>), vista de SE para NW). B) seixo isolado na matriz do metarenito micáceo da Fm. Chapada Acauã, interpretado como remanescentes da perda de detritos por <i>icebergs</i> (chuva de detritos; ponto 288 (<i>E8</i>), vista de NE para SW). C) clasto de rocha metabásica com forma pentagonal e base achatada (<i>flat-iron</i>), interpretada como fluxo de detrito (<i>debris flow</i>) incorporado na base da geleira (<i>lodgement till</i> ; ponto 372 (<i>E4</i>)). D) detalhe de um sulco alongado presente na porção plana (base) do clasto anteriormente descrito. E) metasiltito laminado da Fm. Córrego da Ursa, interpretado como depósitos de lago periglacial (ponto 234 (<i>E5</i>), vista de SSE para NNW). F) metarenito com estratificação cruzada acanalada e granodecrescência da Fm. Córrego da Ursa ascendente, interpretado remanescente do degelo sazonal de parte das geleiras (ponto 311 (<i>E4</i>), vista de S para N).	72
Figura 31	Idades de zircões ígneos do corpo metabasáltico do rio Jequitinhonha plotadas em comparação à curva concórdia, com seus respectivos erros (indicados pelas elipses) e discordâncias (indicada pela distância do centro da elipse até a curva). A designação “MG05-03” refere-se à identificação da amostra desde o LOPAG/DEGEO/UFOP.	77
Figura 32	Idades de zircões ígneos da Suíte Metaígneia Córrego Taquari plotadas em comparação à curva concórdia, com seus respectivos erros (indicados pelas elipses) e discordâncias (indicada pela distância do centro da elipse até a curva).	79
	A) conglomerados e micro-conglomerados semi-consolidados da Fm. São Domingos (estrada Itacambira-Juramento, localizada nas imediações da Serra da Bota, vista de S	

Figura 33	para N). B) conglomerado cretácico reliquiar, de matriz ferruginosa (laterítica), e clastos profundamente intemperizados (estrada Itacambira-Juramento, localizada nas imediações da Serra da Bota, vista de S para N).	81
Figura 34	Domínios estruturais da bacia do rio Macaúbas.	82
Figura 35	Domínios estruturais I, II, III e IV presentes na região da bacia do rio Macaúbas.	83
Figura 36	A) dobramento de dimensões decamétricas do Domínio estrutural I. Apresenta-se ligeiramente simétrica, com desenvolvimento de uma foliação milonítica intraflanquial, na forma de uma clivagem de fratura espaçada (córrego saco de Mel, ponto 27 (F2), vista de S para N). B) dobra assimétrica característica do Domínio II, desenvolvida em metarenito da Fm. Resplandecente (rio Macaúbas, 200 (E2), vista de N para S).	86
Figura 37A	Estrias tectônicas desenvolvidas sobre o metarenito micáceo da Fm. Chapada Acauã. Domínio III. Ponto 137 (E11), vista de E para W.	87
Figura 37B	Duplexes verdadeiros do Domínio III desenvolvidos em metadiamicrito da Fm. Serra do Catuni. Ponto 36 (B6), vista de WSW para ENE.	87
Figura 37C	Contato tectônico entre os grupos Macaúbas e Bambuí (Domínio IV). O contato é marcado por falhas de empurrão de alto ângulo. Estrada Juramento-Itacambira, próximo a Serra da Bota. Vista de N para S.	87
Figura 38	Desvios Raman para crisoberilo, granada almandina, monazita e estauroilita extraídos da bacia do rio Macaúbas durante as campanhas de prospecção aluvionar. Eixo X: número de contagens, eixo Y: cm^{-1} .	97
Figura 39	Mapa geológico simplificado destacando os pontos de prospecção aluvionar (em vermelho) onde foram recuperados diamantes e carbonados.	98
Figura 40	Distribuição de peso dos diamantes da bacia do rio Macaúbas.	105
Figura 41	Distribuição da cor e pureza nos diamantes da bacia do rio Macaúbas.	107
Figura 42	Distribuição das superfícies <i>frosting</i> .	108
Figura 43	Distribuição dos <i>radiation spots</i> segundo o agrupamento em peso (ct).	110
Figura 44	Distribuição das cores dos <i>radiation spots</i> segundo o agrupamento em categorias de peso (ct).	110
Figura 45	Distribuição dos diamantes com jaças e sem jaças segundo o agrupamento em categorias de peso (ct).	112
Figura 46	Distribuição da morfologia externa dos diamantes segundo o agrupamento em categorias de peso (ct).	115
Figura 47	Distribuição das figuras de superfície nos diamantes segundo o agrupamento em categorias de peso (ct).	116
Figura 48	A) Octaedro com simetria preservada e (B) transicional.	117
Figura 49	Rombododecaedro de faces lisas e arestas abauladas (A); cristal irregular (B).	117
Figura 50	Sistemas de <i>trigons</i> com relevo negativo numa superfície clivada (A); canal de corrosão (B).	117
Figura 51	<i>Hillocks</i> : A) em blocos e B) em pirâmide.	118
Figura 52	Estrutura em disco: A) <i>Lamination lines</i> , (B) relevo baixo.	118
Figura 53	Superfície de clivagem “secundária” (A), aresta apresentando desgaste por abrasão mecânica (B).	118
Figura 54	Fotogonômograma de um diamante do tipo <i>dodecahedroid</i> orientado ao longo de L4, evidenciando a perda de planos de simetria paralelos aos eixos, com decréscimo da forma de simetria do cristal até 4/m. Pontos característicos de reflexão são distinguidos.	120
Figura 55	Forma elipsoidal de um cristal arredondado, inicialmente octaédrico (linhas pontilhadas). As superfícies pertencentes ao elipsóide são marcadas por cores escuras.	121
Figura 56	Fotogonômograma de um diamante com superfícies convexas do <i>dodecahedroid</i> e <i>trigohexahedroid</i> (distinguido pelas linhas tracejadas) pertencendo ao elipsóide simétrico por um conjunto de parâmetros.	122
Figura 57	Superfície de dissolução com fragmento reliquiar da face octaédrica “decorada” por “pontos” de aquecimento térmico orientados anti-paralelos à face, <i>dodecahedroid</i> e <i>trigohexahedroid</i> separados por arestas.	122
	Evolução da dissolução no diamante: a) estágio inicial – octaedro perfeito; b) início da	

Figura 58	dissolução – formação de um cilindro elíptico; c) formação da <i>face-seam</i> ; d) início da formação das superfícies do <i>trigohexahedroid</i> ; e) desenvolvimento das superfícies convexas do <i>dodecahedroid</i> (com <i>face-seam</i>) e <i>trigohexahedroid</i> ; f) forma limite de um <i>dodecahedroid</i> com <i>face-seam</i> . Gonomogramas sumarizados das superfícies do primeiro quadrante. Superfícies atuais marcadas a cores, símbolos das direções são marcadas por polígonos vazios.	123
Figura 59	Regeneração das superfícies do diamante com diferentes estágios: A) pequeno tempo de regeneração; B) longo tempo de regeneração de um cristal arredondado pela dissolução.	125
Figura 60	<i>Hillocks</i> de regeneração na superfície de um diamante <i>dodecahedroid</i> .	125
Figura 61	Distribuição dos diamantes com clivagens primárias e secundárias e diamantes não clivados de acordo com o agrupamento em categorias de peso (ct).	127
Figura 62	Diagramas de Infra-vermelho ilustrando os diferentes tipos de agregação de nitrogênio pela estrutura do diamante. O desenvolvimento do tipos e do grau de agregação de nitrogênio é função do tempo e da temperatura (Mendelssohn & Milledge 1995).	130
Figura 63	Razões entre absorções no <i>IR</i> de (B) / (A) <i>versus</i> agregação de plaquetas de nitrogênio.	132
Figura 64	Resultados do modelo cinético da reação de agregação de $A \rightarrow B$ dos diamantes estudados em uma série de isotermas em gráficos de % de defeitos de A $\times$ conteúdo de nitrogênio para tempos de residência no manto de 0.4Ga, 1.6Ga e 3.2Ga (adaptado de Taylor <i>et al.</i> 1990).	133
Figura 65	Espectros de luminescência dos diamantes D-5, D-6 e D-9.	135
Figura 66	Espectros de fotoluminescência dos diamantes D-1 a D-10.	136
Figura 67	A) Inclusões de olivina dispostas no plano octaédrico. B) região de contato inclusão-diamante. C) mapa químico (<i>EDS</i>) da olivina (linhas espectrais $K\alpha$ Mg, $K\alpha$ Fe, $K\alpha$ Si). D) detalhe do contato, acrescida de uma inclusão de KCl. E) mapa químico mostrando a existência de flúor. (F) entre a olivina e o diamante.	140
Figura 68	Variação de valores de $\delta^{13}C$ para diamantes peridotíticos e eclogíticos, sedimentos (matéria orgânica e carbonatos) e meteoritos (Cartigny <i>et al.</i> 1999).	142
Figura 69	Carbonado MGC4 (1.06ct), morfologia irregular e brilho adamantino a metálico (A). Carbonado MGC19 (2.27ct), forma octaédrica e superfície fosca, com destaque para os canais profundos na superfície (B). Imagem obtida por MEV, modo de elétrons secundários.	152
Figura 70	Morfologia externa dos carbonados MGC0 (A, B), MGC2 (C), MGC1 (D) e MGC3 (E), este último com detalhe da superfície rugosa (F). Todas as figuras foram obtidas por MEV, modo Campo; as partes escuras das figuras de B a F, representam a porção formada por diamantes, enquanto as partes claras correspondem a “impurezas”.	153
Figura 71	Microcristais individuais de diamante que compõem a matriz do carbonado (A-D) e agregados de microcristais que formam um grão único (E-F). As setas a partir de “hkl” e “hhl” mostram superfícies com evidências de crescimento e/ou dissolução, ao passo que a seta em “sc” mostra estrutura provavelmente desenvolvida por abrasão mecânica. Imagens obtidas por MEV, modo de elétrons secundários. A, B) MGC0, C) MGC2, D) MGC1, E, F) MGC4.	155
Figura 72	Lonsdaleíta ocorrendo na forma de estruturas semi-circulares na matriz dos microdiamantes que compõem o carbonado MGC0 (A, B). Imagem obtida por MEV, elétrons secundários, posterior ao ataque químico.	156
Figura 73	Fase metálica de ferro nativo (A), liga de Cu-Zn (B), liga de Fe-Cr (C) - carbonado MGC0, e liga de Fe-Ni (kamacita) no carbonado MGC3 (D).	158
Figura 74	Diagrama ternário envolvendo as fórmulas empíricas calculadas para o sistema Fe-Ni-Cr (retirado de Silaev <i>et al.</i> 2005). I – Carbonados, II – diamantes dos Montes Urais com películas metálicas, III – minerais com composição intermediária entre os <i>end members</i> : 1: kamacita, 2: metataenita, 3: ortotaenita, 4: tetrataenita, 5: awaruita, 6: cromoferrida, 7: ferrocromida. Áreas preenchidas por tons em cinza: A – região característica para os carbonados do rio Macaúbas e de Juína; B – região característica para os carbonados da Chapada Diamantina.	159
Figura 75	Quimismo das goethitas presentes nos carbonados do rio Macaúbas (retirado de Silaev	160

	<i>et al.</i> 2005).	
Figura 76	Diagrama ternário Al-Si-Me ⁺ +Me ²⁺ (metais) mostrando o quimismo entre as os minerais do grupo das micas-caolinita-allophana. Espécies minerais: 1 – biotita, 2 – celadonita, 3 – alumoceladonita, 4 – muscovita, 5 – caolinita, 6 – allophana. Dados referentes aos carbonados do rio Macaúbas (retirado de Silaev <i>et al.</i> 2005).	161
Figura 77	Diagramas ternários mostrando as relações entre os óxidos de Ti-Fe-Si-Zr-Al em soluções sólidas presentes em zircões inclusos em diamantes monocristalinos dos Montes Urais (1 e 2) e de zircões presentes em carbonados do rio Macaúbas (retirado de Silaev <i>et al.</i> 2005).	162
Figura 78	Composição normativa dos aluminofosfatos que formam soluções sólidas com fosfatos. Dados referentes a carbonados da bacia do rio Macaúbas (retirado de Silaev <i>et al.</i> 2005).	163
Figura 79	Frequência de distribuição de fosfatos e aluminofosfatos em carbonados 1) rio Macaúbas, 2) Chapada Diamantina, 3) Juína. Retirado de Silaev <i>et al.</i> 2005.	164
Figura 80	Frequência de distribuição comparativa entre os minerais e fases minerais observados em todos os carbonados estudados: 1) bacia do rio Macaúbas, 2) Chapada Diamantina, 3) Juína. M: metais nativos, S: sulfetos, H: halitos, OX: óxidos, SIL: silicatos, OXS: fosfatos e aluminofosfatos. Retirado de Silaev <i>et al.</i> 2005.	164
Figura 81	A) TiO ₂ na matriz do carbonado, B) inclusões de Cr metálico e oxidado (Cr ₂ O ₃), C) inclusão de xenotímio, D) “zonamento” entre soluções sólidas de monazita e aluminofosfato, E) cavidade preenchida por hematita com inclusões de pirita. As cavidades freqüentemente apresentam druzas de diamante com microcristais de faces planas e bem desenvolvidas, F) sobrecrecimento de cristais de diamante recobertos película metálica de TiO ₂ , estando por sua vez recoberta por fase mineral aluminossilicatada.	165
Figura 82	Padrão de distribuição de ETR nos carbonados do rio Macaúbas (MGC0, MGC4, MGC6/6 e MGC6/7), Chapada Diamantina (ChDC2) e Juína (MtGrC2). Normalizados segundo os condritos (retirado de Petrovsky <i>et al.</i> 2004). 1 – MGC4; 2 – MtGrC2; 3 – MGC6/6; 4 – MGC0; 5 – MGC6/7; 6 – ChDC2.	166
Figura 83	Espectrogramas de fotoluminescência dos carbonados MGC1, MGC2 e MGC3.	168
Figura 84	Espectros de <i>EPR</i> dos carbonados MGC0 a MGC4. As amostras MGC2 e MGC4 caracterizam-se por conter um alto conteúdo em nitrogênio, ocorrendo o inverso para as amostras MGC0, MGC1 e MGC3 (verificado pelas “janelas” espectrais adjacentes ao eixo central paramagnético).	170
Figura 85	Espectros de fotoluminescência dos carbonados MGC3 (linhas contínuas) e MGC2 (linha tracejada) nas temperaturas de 300 e 77 °K. Não foi plotado o espectro da amostra MGC2 (menor temperatura) pelo fato de que o pico do defeito T1 é praticamente inexistente.	171
Figura 86	Padrão de distribuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ para carbonados, impactitos e diamantes monocristalinos (paragênese peridotítica e eclogítica). Para o campo dos carbonados, coluna preta corresponde a carbonados da África Central, coluna branca corresponde a carbonados do Brasil. Retirado de De <i>et al.</i> (2001).	172
Figura 87	Histogramas de distribuição dos isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}\%$) nos carbonados do rio Macaúbas.	172
Figura 88	Dinâmica de liberação de gases nos carbonados a partir do ensaio de aquecimento 20-1000°C.	177
Figura 89	Dinâmica de liberação de gases nos carbonados a partir do ensaio de aquecimento (A): 1 - 20 a 300°C, 2 – 300 a 400°C, 3 – 400 a 500°C, 4 – 500 a 600°C, 5 – 600 a 700°C, 6 – 700 a 800°C, 7 – 800 a 900°C, 8 – 900 a 1000°C. B e C: pirocromatogramas de dois estágios de aquecimento: 20 a 500°C e 500 a 1000°C.	178
Figura 90	Diagrama ternário CO ₂ -H ₂ O-CO onde foram plotados as concentrações destes gases em carbonados e demais rochas a partir de ensaios de aquecimento a 1000°C. A – rochas mantélicas, B – produtos da interação crosta-manto, C – rochas crustais (retirado e adaptado de Bartoshinsky <i>et al.</i> 1987a).	179
Figura 91	Diagrama ternário do subgrupo dos hidrocarbonetos C ₁ -C ₂ -C ₃₊₄ . Concentrações destes gases em carbonados e magmatitos a partir de ensaios de aquecimento a 1000°C. A –	179

	rochas mantélicas, B – produtos da interação crosta-manto, C – rochas crustais (adaptado de Bartoshinsky <i>et al.</i> 1987a).	
Figura 92	Diagrama ternário CO ₂ -H ₂ O-CO onde foram plotados as concentrações destes gases em carbonados a partir de dois ensaios de aquecimento: A – 20 a 500°C e B – 500 a 1000°C (retirado e adaptado de Bartoshinsky <i>et al.</i> 1987a).	180
Figura 93	Diagrama ternário do subgrupo dos hidrocarbonetos C ₁ -C ₂ -C ₃₊₄ onde foram plotados as concentrações destes gases em carbonados a partir de dois ensaios de aquecimento: A – 20 a 500°C e B – 500 a 1000°C (retirado e adaptado de Bartoshinsky <i>et al.</i> 1987a).	180
Figura 94	Carbonado MGC12 cortado por laser (A) e posteriormente polido para observação no SEM (B). No modo de elétrons secundários (C e D), ressalta-se a presença de inclusões dada pela diferença de coloração entre as porções claras (inclusões) e escuras (matriz do carbonado). As imagens obtidas por SEM serviram como suporte para a seleção das partes onde seriam retirados os <i>foils</i> (método FIB), para investigação detalhada utilizando TEM.	182
Figura 95	Imagens de elétrons secundários (SEM) mostrando as etapas do processo de preparação e extração do <i>foil</i> (segundo Wirth 2004, 2005). A – deposição da película de platina na superfície onde será retirado o <i>foil</i> . A cobertura de platina serve para proteger a superfície da ação do FIB. Corrente de gálio de alta amperagem (2700 pA) aplicada na parte anterior e posterior da superfície coberta por platina delimitam a região do <i>foil</i> . B – forte contraste superficial devido a redeposição de diversos materiais. C – a amostra é inclinada de 45° com relação ao feixe de íons para desgaste até atingir a espessura de 500 nm. As bordas são perfuradas de modo a permitir a retirada do <i>foil</i> . D – polimento final do <i>foil</i> a 120 nm. Nesta etapa, o fragmento está completamente livre para ser pinçado com auxílio de um microscópio ótico. A preparação final para análises no TEM compreende a cobertura do <i>foil</i> com uma película de carbono.	183
Figura 96	Principais texturas nos carbonados.	186
Figura 97	Inclusões presentes no carbonado MGC11, <i>foil</i> 771: A) 4 – apatita, 5 – BaSO ₄ + CaSO ₄ , 6 – quartzo; B) 7 e 8 – quartzo, 9 – apatita, 10 – indeterminada, 11 – indeterminada; C) 12 – clorita, 13 – Si+K+Ca+Fe+Ba+Ce, 14 – CaCO ₃ ; D) 16 – Si+K+Ca+Fe+Ba, 17 – Si+K+Ca+Fe+Ba.	187
Figura 98	Inclusões presentes no carbonado MGC11, <i>foil</i> 772: A) 1 – zircão, 2 – Pb, 3 – clorita, 4 – Ca+Si+O+Ba+Fe+Al, 5 – quartzo, 6 – mica (?), 7 – muscovita; B) 8 – quartzo, 9 – apatita, 10 – Si+Ba+Ca+K+Fe+S+Mg+Al, 11 – flogopita (?), 12 – flogopita (?); C) 13 – (Pb+Zn)O, 14 – caolinita, 15 – caolinita, 16 – apatita, 17 – quartzo, 18 – Si+Al+K+Mg; D) Linha de varredura química ao longo da inclusão 13, usando difração de raios X nas intensidades Pb K α , Zn K α e O K α ; E) Detalhe da região compreendida entre as inclusões 1 e 2. A área de borda é formada por uma solução sólida de Pb juntamente com um cristal de zircão idiomórfico.	188
Figura 99	Soluções sólidas observadas numa mesma cavidade: A) apatita e B) quartzo (<i>foil</i> 771); <i>foil</i> 772, C) microinclusão na matriz do grão de diamante que constitui o carbonado, D) mapa de distribuição dos elementos químicos usando difração de raios X nas intensidades Ca K α , C K α e O K α para imageamento. Devido a espessura homogênea do <i>foil</i> , as concentrações dos elementos correspondem às intensidades das colorações da imagem. C → azul, Ca + O → verde.	189
Figura 100	A) padrão de cisalhamento no carbonado MGC12 evidenciado pelos deslocamentos internos com bordos serrilhados, cuja direção do esforço dirigido orienta-se no mesmo sentido das estruturas serrilhadas; B) plaquetas de nitrogênio orientadas ao longo destas estruturas de cisalhamento.	190
Figura 101	Hábitos cristalinos mais comuns dos diamantes extraídos de um dos pipes kimberlíticos da Cia. ALROSA Ltda, Arkhangelsk, Rússia (retirado de Zintchouk & Koptil’ 2003).	196
Figura 102	Exemplos de das curvas de dispersão de sedimentos dos padrões dos tipos I e II (extraído de Morris & Kaszycki 1997).	204
Figura 103	Perfis de deformação mostrando a geometria de três <i>end members</i> baseados nas possíveis variações de <i>strain</i> (segundo Woodward <i>et al.</i> 1986).	207

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1	Esquema de classificação adotado para os diamantes da bacia do rio Macaúbas. (*) – Dados obtidos parcialmente em laboratório.	17
Tabela 2	Estratigrafia comparativa entre os trabalhos de Karfunkel & Karfunkel (1975) e Noce (1997).	40
Tabela 3	Pontos levantados para tratamento estatístico.	63
Tabela 4	Distribuição isotópica de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}\text{‰}$ e $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ em clastos de carbonato.	70
Tabela 5	Elementos maiores / óxidos constituintes (% ponderal). *A soma não inclui Perda ao Fogo.	76
Tabela 6	Elementos traços (ppm).	76
Tabela 7	Dados analíticos de uma amostra de metagabro da Suíte Metaígneia Córrego Taquari. Elementos Maiores / Óxidos constituintes (% ponderal). * A Soma não inclui Perda ao Fogo (PF).	78
Tabela 8	Dados analíticos de uma amostra de metagabro da Suíte metaígneia Córrego Taquari. Elementos Traços (ppm).	78
Tabela 9	Registro histórico sobre diamantes e carbonados na bacia do rio Macaúbas. * Nome popular pelo o qual é conhecido na região.	91
Tabela 10	Distribuição de minerais pesados segundo os pontos amostrados cujas drenagens cortam somente litotipos do Supergrupo Espinhaço.	93
Tabela 11	Distribuição de minerais pesados segundo os pontos amostrados cujas drenagens cortam somente litotipos do Grupo Macaúbas.	93
Tabela 12	Distribuição de minerais pesados segundo os pontos cujas drenagens cortam litotipos do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas, acrescidos dos pontos amostrados ao longo do rio Macaúbas.	94
Tabela 13	Serviços exploratórios e diamantes analisados <i>in situ</i> e adquiridos para estudo analítico.	103
Tabela 14	Distribuição dos diamantes segundo o agrupamento em categorias de peso (ct).	104
Tabela 15	Graduação da cor dos diamantes.	106
Tabela 16	Classificação de pureza dos diamantes adaptado segundo CIBJO e Karfunkel <i>et al.</i> (2001).	106
Tabela 17	Relação entre cor e pureza segundo as categorias de agrupamento.	106
Tabela 18	Distribuição das superfícies <i>frosting</i> segundo o agrupamento em categorias de peso (ct).	108
Tabela 19	Distribuição de <i>radiation spots</i> segundo o agrupamento em categorias de peso (ct).	109
Tabela 20	Distribuição dos diamantes encapados segundo o agrupamento em categorias de peso (ct).	111
Tabela 21	Distribuição de diamantes com e sem jaças segundo o agrupamento em categorias de peso (ct).	112
Tabela 22	Distribuição da morfologia externa segundo o agrupamento em categorias de peso (ct).	115
Tabela 23	Distribuição das figuras de superfície segundo o agrupamento em categorias de peso (ct). <i>LL</i> – <i>Lamination lines</i> ; <i>Hillock</i> – <i>Bl</i> : <i>Hillocks</i> em bloco; <i>Hillock</i> – <i>Py</i> : <i>Hillocks</i> em pirâmide.	123
Tabela 24	Parâmetros de reflexão de diamantes com superfície curva. Dados retirados de Orlov (1977).	120
Tabela 25	Distribuição dos diamantes com clivagens primárias e secundárias e diamantes não clivados de acordo com o agrupamento em categorias de peso (ct).	126
Tabela 26	Tipos de defeitos estruturais associados a nitrogênio e sua absorção no <i>IR</i> .	129
Tabela 27	Tempo decorrido a diferentes temperaturas para produzir: * 20 e ** 99% de nitrogênio diamantes do tipo Ib (segundo Evans 1992).	130
Tabela 28	Conteúdo e a forma de agregação de nitrogênio nos diamantes da bacia do rio Macaúbas. * cm^{-1} . Onde: u.a. – unidade atômica; NA – centros do tipo A; NB – centros do tipo B; NT – conteúdo total de nitrogênio; %IaB – porcentagem de centros relacionados ao defeito B; Classificação espectral segundo Mendelssohn & Milledge (1995).	131

Tabela 29	Conteúdo e a forma de agregação de nitrogênio nos espectros de luminescência.	134
Tabela 30	Principais defeitos estruturais obtidos por luminescência e fotoluminescência.	135
Tabela 31	Característica dos espectros de luminescência/fotoluminescência.	136
Tabela 32	Classificação das inclusões minerais nos diamantes (modificado de Meyer 1987, Helmstaedt 2002 e Taylor & Arnand 2004). ^a Minerais identificados por difração de raios X e microsonda eletrônica. ^b Stachel (2001). ^c <i>Tetragonal almandine pyrope phase</i> . ^d Paragênese incerta. ^e Provavelmente identificado. ^f Leung <i>et al.</i> (1996). ^g Helmstaedt (2002).	138
Tabela 33	Inclusões determinadas nos diamantes do rio Macaúbas. ^a Determinada através de microsonda eletrônica com sistema de dispersão de energia (EDS) acoplado, Instituto de Geologia de Komi – Syktykar, Rússia. ^b Determinada através de foco iônico focado (FIB), com sistema de dispersão de energia (EDS) acoplado ao microscópio de transmissão eletrônica (TEM), GeoForschungsZentrum – Potsdam, Alemanha. ^c Determinada através de microscopia eletrônica Raman, Instituto de Física, Icx/UFMG (Chaves <i>et al.</i> 2005a).	139
Tabela 34	Distribuição de isótopos de carbono nos diamantes D-10 e D-11. ^a Análises realizadas na Universidade Estatal de Moscow, Rússia.	143
Tabela 35	Descrição, localização e principais feições dos carbonados estudados. ^(a) Carbonatos caracterizados nos institutos de geologia de Moscow w de Syktykar, Rússia. ^(b) Carbonados caracterizados através de feixe iônico focado (FIB), GeoForschungsZentrum-Potsdam, Alemanha. N.M.- Não medido.	151
Tabela 36	Composição dos principais minerais e fases minerais presentes nos carbonados.	156
Tabela 37	Distribuição dos ETR nos carbonados.	164
Tabela 38	Características dos espectros de luminescência e fotoluminescência nos carbonados.	167
Tabela 39	Características dos espectros de <i>EPR</i> nos carbonados. Onde: $g=2.00$ equivale à superposição dos centros P1, correspondendo ao zero de projeção na zona dos <i>spins</i> do nitrogênio e de outros sinais indeterminados; $A_{\parallel MT}$ = energia do campo magnético com vibração paralela aos <i>spins</i> ; $A_{\perp MT}$ = energia do campo magnético com vibração perpendicular aos <i>spins</i> ; ΔB_{MT} = campo magnético total.	169
Tabela 40	Características dos espectros de <i>ESR</i> nos carbonados. Onde: I_{+1}/I_0 : relação entre a intensidade da energia de recebida (I_{+1}) e a energia emitida (I_0), calculada pela equação: $I_{+1}/I_0 = -4.594 \cdot \Delta B_{(MT)}^2 + 2.178 \cdot \Delta B_{(MT)}^2 + 0.075$. S_{P1} : energia de hibridização para centros P1; S_{pc} : energia de hibridização da amostra.	169
Tabela 41	Valores de isótopos de carbono ($\delta^{13}C_{\text{‰}}\text{PDB}$) nos carbonados do rio Macaúbas e de Juína.	173
Tabela 42	1.5 horas de aquecimento.	174
Tabela 43	3 horas de aquecimento.	174
Tabela 44	6 horas de aquecimento.	174
Tabela 45	3 horas de aquecimento + 1.5 horas de ataque pela solução de KOH.	174
Tabela 46	3 horas de aquecimento + 3 horas de ataque pela solução de KOH.	175
Tabela 47	6 horas de aquecimento + 4 horas de ataque pela solução de KOH.	175
Tabela 48	Aquecimento escalonado (700 a 1000°C) em ambiente a vácuo, na presença de CuO.	175
Tabela 49	Aquecimento escalonado no vácuo (600 a 900°C).	175
Tabela 50	Temperatura de cristalização do carbonado a partir de dados isotópicos de $\delta^{13}C$.	176
Tabela 51	Razões de correlação entre as fases gasosas observadas no intervalo de 500-100°C.	178
Tabela 52	Principais características dos <i>foils</i> do carbonado MGC11 analisados pelo método <i>FIB-TEM</i> .	184
Tabela 53	Principais características dos <i>foils</i> dos carbonados MGC12-14 analisados pelo método <i>FIB-TEM</i> .	185

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO

I.1 – Considerações iniciais

Parte significativa dos depósitos diamantíferos em território brasileiro está associada a rochas sedimentares com grande distribuição no tempo e no espaço, variando do Paleoproterozóico ao recente. As dificuldades inerentes à identificação de fontes “primárias” associados a estes depósitos se devem a escassez de registros bem preservados, sobretudo em função dos processos superimpostos de fragmentação e acreção crustal, erosão, transporte, alteração intempérica e recobrimento dos corpos magmáticos por processos sedimentares posteriores.

Os diamantes associados a estes (meta) sedimentos são, por vezes, os únicos registros dos processos que ocorreram desde sua formação, no manto, até os ciclos de redistribuição sedimentar na superfície. Nesta situação, o diamante é usado como guia para caracterização dos eventos geológicos relacionados ao próprio mineral.

De acordo com a literatura especializada (*e.g.* Dardenne & Schobbenhaus 2001), a região centro-norte de Minas Gerais possui um padrão complexo de distribuição de diamantes, guardando estreita relação com os períodos de desenvolvimento de bacias sedimentares no Proterozóico (Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas) e no Cretáceo Inferior (Formação Areado – Membro Abaeté).

No segmento setentrional mineiro da Serra do Espinhaço, na altura do paralelo 17° 30', Moraes (1934) descreveu que diamantes e carbonados (variedade policristalina do diamante) ocorrem juntos somente nos aluviões e paleoaluviões do rio Macaúbas, associando-os aos “filitos conglomeráticos” da Formação “Macahubas”, de origem glacial. Esta proposta foi ampliada para outras regiões onde ocorre a unidade de metadiamictitos de idade neoproterozóica (Gonzaga & Tompkins 1991).

Diversos trabalhos, contudo, contestam esta hipótese (*e.g.* Fleischer 1998). Os principais argumentos dizem respeito *i)* ao aspecto dispersivo da sedimentação por geleiras, ineficazes para a concentração de diamantes, *ii)* a ausência de fontes diamantíferas no Neoproterozóico que pudessem ser retrabalhadas, *iii)* ao desconhecimento da influência dos processos de redistribuição sedimentar ocorridos no Cretáceo Inferior.

Nesta tese são apresentados dados de campo, resultados analíticos e interpretações sobre a origem e a evolução sedimentar dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do rio Macaúbas (MG).

Ressalta-se que este projeto de doutoramento representa a continuidade dos estudos iniciados em Dissertação de Mestrado anteriormente realizada (Martins 2002).

I.2 – Localização e acesso

A bacia hidrográfica do rio Macaúbas localiza-se no centro-norte do Estado de Minas Gerais, ocupando a porção ocidental da Folha Itacambira (IBGE 1977, SE-23-X-D-I, Carta do Brasil, escala 1:100.000) e uma pequena parte das folhas Bocaiúva (IBGE 1977, SE-23-X-C-III, Carta do Brasil, escala 1:100.000) e Botumirim (IBGE 1977, SE-23-X-B-IV, Carta do Brasil, escala 1:100.000), delimitada pelas latitudes 16°57'30" e 17°23'20"S e longitudes 43°16'48" e 43°37'12"W, abrangendo cerca de 1550km² de

área. A superfície ocupada pela referida bacia pertence aos municípios de Itacambira, Bocaiúva, Guaraciama e Olhos D'Água (figuras 1 e 2).

O acesso, a partir de Belo Horizonte, é realizado através da rodovia pavimentada BR-040, até o trevo de Curvelo, tomando-se a seguir a rodovia BR-135, sentido Montes Claros. Pode-se acessar a região da bacia do rio Macaúbas por duas vias: *i*) o acesso pela porção meridional é feita na altura do município de Bocaiúva, seguindo em estrada pavimentada até a cidade de Olhos d'Água, tomando-se então a estrada não-pavimentada para o distrito de Terra Branca; *ii*) acessa-se a parcela setentrional pelo município de Guaraciama, seguindo-se então para a cidade de Itacambira por via não-asfaltada. O percurso, seja pelo acesso meridional ou setentrional, perfaz uma distância total de aproximadamente 450km.

Importante salientar que à exceção da estrada não-pavimentada que liga a cidade de Olhos D'Água ao povoado de Terra Branca, existe apenas uma estrada de rodagem (em condições precárias) para trânsito de veículos não-tracionados dentro da bacia do rio Macaúbas. Neste sentido, as poucas tentativas que foram feitas pelas prefeituras e pelos moradores da região esbarram no problema da falta de recursos para abertura e conservação de outras vias de rodagem. Algumas novas estradas foram abertas pelas companhias de plantio de eucalipto ao longo dos últimos anos, o que tem possibilitado o acesso à periferia desta bacia por veículos não-tracionados.

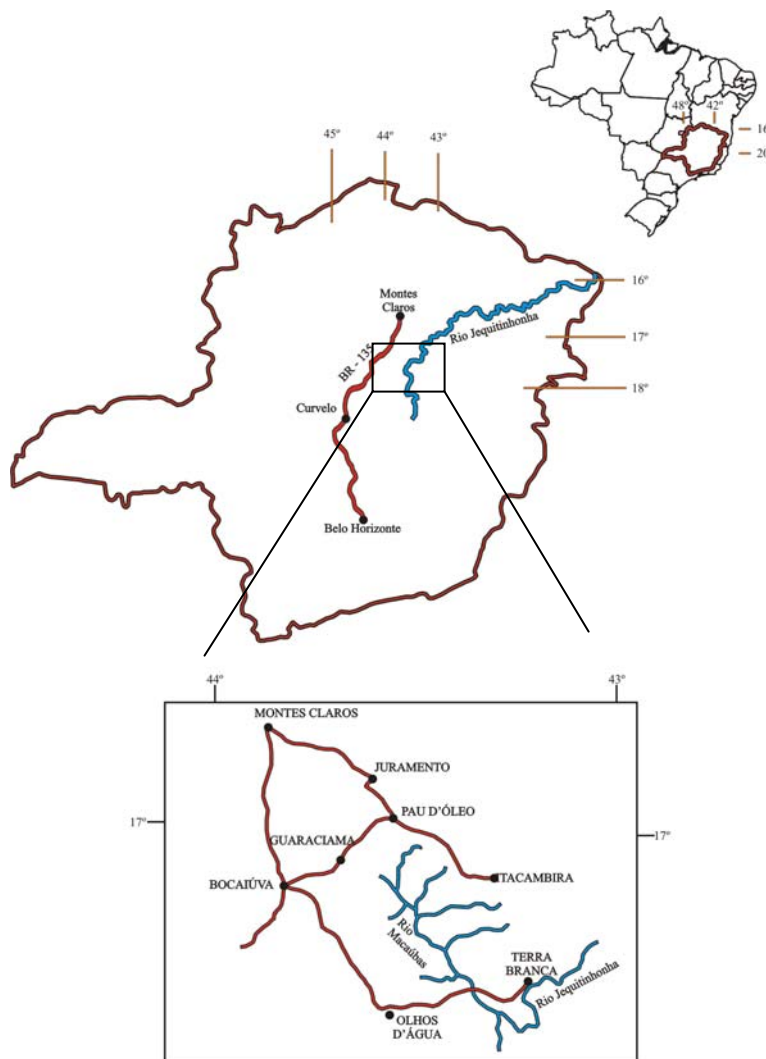


Figura 1 – Localização e acesso para a região da bacia do rio Macaúbas.

I.3 – Aspectos fisiográficos, clima e vegetação

A área considerada neste trabalho localiza-se na região do curso médio do rio Jequitinhonha em Minas Gerais, o qual possui direção geral SW-NE (Figura 3).

Dentro da grande área compreendida pelo município de Itacambira, a expressão fisiográfica mais proeminente deve-se ao início do segmento setentrional da Serra do Espinhaço. Os metassedimentos do Supergrupo Espinhaço distribuem-se como um cordão de serras quase sempre contínuos e em forma de arco, com fechamento ao sul da cidade de Itacambira e concavidade voltada para o norte, compreendendo as maiores elevações da região (máximo de 1480m; IBGE 1977 – Folha Itacambira). A topografia é bastante irregular, com grandes superfícies arrasadas. Os vales são geralmente encaixados e as vertentes abruptas, onde predominam altas declividades.

Bordejando o domínio serrano, desenvolve-se um relevo mais suave, relacionado aos litotipos do Grupo Macaúbas, recobertos por sedimentos fanerozóicos que formam grandes extensões de relevo aplainado (chapadas), chegando a ter dezenas de quilômetros de extensão e cujos topos situam-se entre as cotas 800 e 1000m. As vertentes são menos pronunciadas e os vales mais abertos quando comparados ao domínio fisiográfico do Supergrupo Espinhaço.

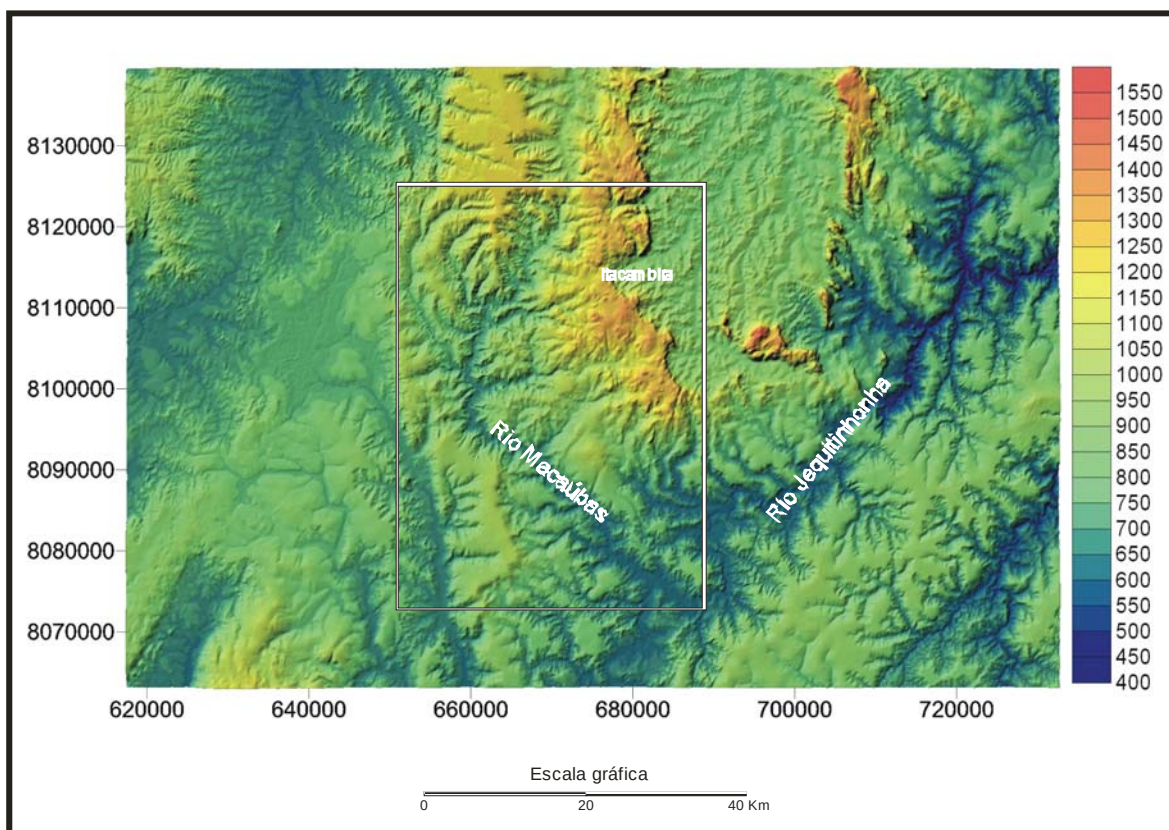


Figura 3 – Mapa hipsométrico da região do Anticlinal de Itacambira, destacando-se aproximadamente a região da bacia hidrográfica do rio Macaúbas.

O rio Macaúbas é afluente de primeira ordem da margem esquerda do curso principal (rio Jequitinhonha), orientado aproximadamente na direção NW-SE (ver mapa de pontos e drenagem, em anexo). A partir de sua porção mediana até à desembocadura com o rio Jequitinhonha, orienta-se segundo NW-SE.

Seus principais afluentes da margem esquerda são os ribeirões do Bananal, Onça e da Ilha e os córregos do Cedro, Barcos, Curral de Pedra e Água Limpa. Os da margem direita são representados pelo ribeirão da Dona e pelos córregos Saco de Mel, Taquarí, Ursa, Lagoa, Lavras, Retiro, Marinheiros e Melancia.

Segundo Noce (1997), o clima na região é tropical, com seis meses secos (de Abril a Setembro). A precipitação máxima ocorre durante os meses de Novembro, Dezembro e Janeiro, com valor médio anual de 1000 mm. A temperatura média anual é de cerca de 22°C.

A vegetação é controlada pelos fatores clima, altitude, morfologia, litologia e solo. Predominam ao longo de toda a área, vegetações rasteiras e de pequeno porte, características de campos de altitude. Localmente, matas ciliares ocorrem em regiões de relevo aplainado ou ao longo das drenagens. Nas chapadas, predomina o cerrado baixo, representado por árvores como o pequizeiro e o pau-da-terra (dentre outras) e a caatinga arbustiva, com bromeliáceas e cactáceas.

I.4 – Natureza do problema

Desde a descoberta de corpos ígneos portadores de diamante na África do Sul, em 1872 (*In* Gonzaga & Tompkins 1991), as pesquisas sobre a gênese, preservação e *emplacement* dos diamantes por processos tectono-magmáticos vêm sofrendo consideráveis avanços. Os dados disponíveis (*e.g.* Bulanova 1995, Taylor & Arnand 2004) indicam que a maior parte dos diamantes se formou no manto, sob influência de altas pressões e temperaturas, cuja ascensão e preservação até a superfície estaria relacionada a atividades magmáticas profundas de natureza alcalina (kimberlitos e rochas correlatas), ou ao metamorfismo de alto grau na interface crosta/manto superior, no período compreendido principalmente entre o Hadeano e o Paleoproterozóico (Helmstaedt 2002). A idade e o posicionamento geotectônico dos corpos kimberlíticos mineralizados em diamantes é bastante variável, mas, de uma forma geral, estão associadas a antigos núcleos crustais poupados de eventos termo-tectônicos há mais de 1.5Ga (Clifford 1966).

No Brasil, as principais manifestações magmáticas conhecidas e com potencial para jazimentos de diamantes relacionam-se às intrusões kimberlíticas do Cretáceo (Dardenne & Schobbenhaus 2001). Estes corpos são oriundos de uma intensa atividade magmática intra-placa quando da tafrogênese responsável pela quebra do Supercontinente Gondwana e abertura do proto-oceano do Atlântico Sul (evento Sul-Atlântico, Schobbenhaus *et al.* 1984). Os corpos kimberlíticos distribuem-se ao longo de dois grandes lineamentos estruturais, designados como AZ-125° e Transbrasiliano (Gonzaga & Tompkins 1991). Segundo estes autores, ao lineamento Transbrasiliano são associados os kimberlitos de Gilbués/Picos, no Piauí, e os de Poxoréu, no Mato Grosso. Ao lineamento AZ-125° são relacionadas as províncias kimberlíticas do Cretáceo Inferior (kimberlitos Batoví, datados em 121Ma), bem como as do Cretáceo Superior nas regiões de Aripuanã (kimberlitos de Juína), no Mato Grosso, de Pimenta Bueno, em Rondônia, e do Alto Paranaíba, em Minas Gerais. Somente os kimberlitos de Juína apresentam, até agora, mineralizações significativas de diamante (Teixeira 1996).

Historicamente, a produção de diamantes em território brasileiro deve-se à extração em depósitos secundários, sejam eles recentes ou antigos. Algumas das mais importantes ocorrências diamantíferas estão relacionadas a antigos depósitos sedimentares do Proterozóico, com grande distribuição espacial. Estes

horizontes diamantíferos foram retrabalhados ao longo do tempo e serviram como fonte secundária para outros ciclos de redistribuição sedimentar e formação de novos depósitos de diamantes.

O Supergrupo Espinhaço compõe e sustenta a serra homônima e se estende por aproximadamente 1200km segundo o meridiano, atravessando os estados de Minas Gerais e Bahia (Figura 4). É formado por associações vulcano-sedimentares na base, sobreposto por um espesso pacote de sedimentos siliciclásticos em direção ao topo, com porções localizadas de sedimentos carbonáticos. Estudos regionais integrados apontam para uma bacia intracratônica do tipo rift, com registros de sedimentação continental a plataformar, cuja evolução teria ocorrido em torno de 1750 a 1100Ma (Dussin & Dussin 1995).

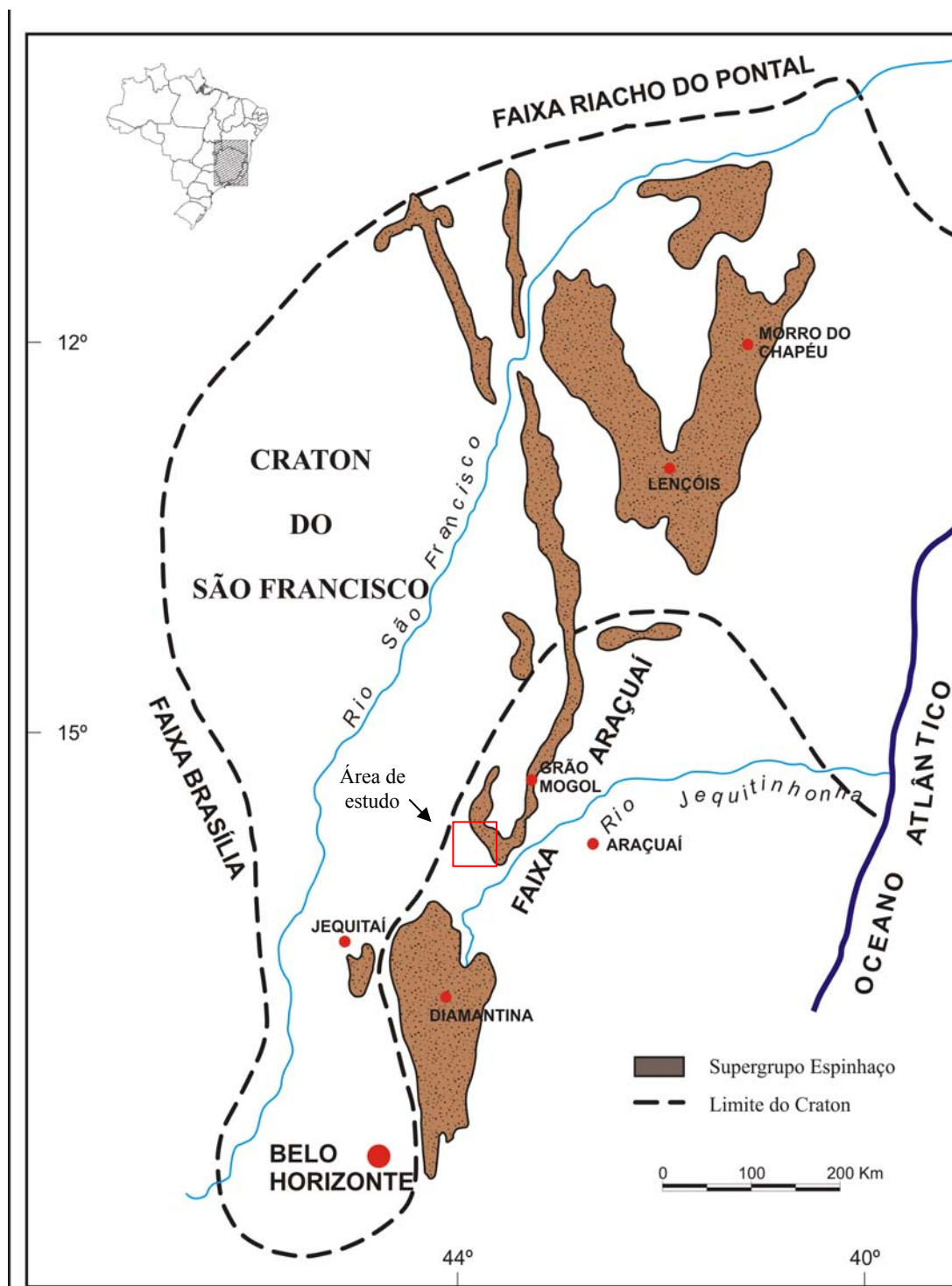


Figura 4 – Distribuição dos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço. Modificado de Chaves (1997).

As denominações utilizadas para a cordilheira consideram a área de ocorrência de seus diferentes segmentos: Espinhaço Meridional, iniciando nas proximidades de Belo Horizonte e prolongando-se ininterruptamente até a região de Olhos D'Água (Minas Gerais); Serra do Cabral, segmento ocidental da cadeia em Minas Gerais; Espinhaço Setentrional, iniciando-se na altura do paralelo 17° 30'S, em Minas Gerais, onde a serra ocorre separada e deslocada por aproximadamente 30km na direção NNE da parcela Meridional, com prolongamento contínuo do flanco oriental até o Estado da Bahia; Chapada Diamantina, distribuindo-se inteiramente na porção centro-oriental da Bahia.

O Supergrupo Espinhaço contém pelo menos quatro horizontes conglomeráticos portadores de diamante posicionados ao longo da cordilheira, sobre uma extensão linear de pelo menos 1000km, desde o Quadrilátero Ferrífero (Serra das Cambotas), em Minas Gerais, até o extremo norte da Chapada Diamantina, no Estado da Bahia (Chaves 1997). Estes depósitos são interpretados como “andares” estratigráficos distintos, com idades de sedimentação diferentes, podendo estar relacionados a uma ou mais fontes supridoras de diamantes, sejam elas distantes ou próximas aos sítios de deposição (Chaves 1997, Almeida-Abreu & Renger 2000).

Segundo Gonzaga & Tompkins (1991), o evento glacial Neoproterozóico é o principal agente redistribuidor de diamantes no Brasil a partir de fontes magmáticas posicionadas no paleo-continente do São Francisco. Durante este período, o proto-continente do São Francisco e adjacências teria sido afetado por um novo processo de distensão da crosta, concomitantemente com um evento glacial que cobriu parte da área cratônica (Karfunkel & Hoppe 1988). Ainda que as causas e a idade deste evento não sejam totalmente conhecidos, os sedimentos glaciogênicos deste período, de um modo geral, distribuem-se ao redor da área cratônica, recebendo diferentes denominações conforme a área de ocorrência (Figura 5): Grupo Macaúbas (Pflug & Renger 1973) – porção centro-oriental de Minas Gerais; Formação Carandaí (Leonardos 1940) – região sul de Minas Gerais; Grupo Ibiá (Pereira 1992) – região oeste de Minas Gerais/sul de Goiás, e Formação Bebedouro (Oliveira & Leonardos 1940), centro-norte da Bahia. Todas estas unidades foram consideradas cronocorrelatas por Karfunkel & Hoppe (1988), sendo posteriormente reagrupadas sob a denominação de “Glaciação do São Francisco” (Karfunkel *et al.* 2001).

No Estado de Minas Gerais, o Grupo Macaúbas (Pflug & Renger 1973), primeiramente designado de “Formação Macahúbas” por Moraes (1928) e equivalente da Formação Jequitaí de Branner (1919), apresenta polaridade sedimentar e amplo desenvolvimento faciológico no sentido NNW-SSE, com registro de todos os estágios de desenvolvimento bacinal para uma margem passiva, cuja área fonte dos sedimentos estaria relacionada aos terrenos antigos que compõem o núcleo crustal do São Francisco e parte dos sedimentos da bacia Espinhaço (Noce *et al.* 1993). A região abrangida pela Serra da Água Fria, localizada no segmento norte da Serra do Cabral, possui uma das melhores exposições de feições diagnósticas que permitem caracterizar a influência de geleiras na erosão, transporte e sedimentação no período Neoproterozóico (pavimentos estriados, seixos facetados, eskers e varvitos; Hettich 1977). Derby (1879) foi o primeiro autor a descrever e a sugerir uma origem glacial para a unidade de “grauvacas conglomeráticas”, associando-a com os diamantes aluvionares que ocorrem próximos à cidade de Jequitaí. Esta proposta foi ampliada para outras

partes do estado onde esta unidade ocorre (e.g. Moraes & Guimarães 1930), incluindo a bacia hidrográfica do rio Macaúbas (Moraes 1934), área enfocada por este trabalho.

Figura 5 – Distribuição dos metassedimentos glaciogênicos do Neoproterozóico. Modificado de Karfunkel & Hoppe (1988).

Um dos atributos mais importantes dessas camadas conglomeráticas relaciona-se ao fato de ocorrerem em níveis altimétricos bastante semelhantes. Chaves *et al.* (1996) e Penha *et al.* (2005), dentre outros, correlacionam os conglomerados reliquiais posicionados entre as cotas 750 a 1000m na Serra do Cabral, Mineira, e da Água Fria, aos conglomerados basais da Formação Areado (Membro Abaeté). Segundo estes autores, o soerguimento do Arco da Canastra e da Serra do Espinhaço durante a abertura do Atlântico

Sul, teria gerado as condições necessárias para a instalação das protobacias dos rios São Francisco e Jequitinhonha. Estes ruditos seriam os remanescentes de depósitos fluviais e de leques aluviais deste evento. Os diamantes contidos nestes depósitos seriam oriundos da exposição, erosão e transporte de parte dos metaconglomerados da Formação Sopa-Brumadinho, provenientes da Serra do Espinhaço Meridional. Addad *et al.* (1999) descreveram o Membro Abaeté - Formação Areado no Morro do Pai Albano, na “chapada” situada entre as cidades de Juramento e Itacambira, no âmbito de influência das drenagens que convergem para os rios Macaúbas e Congonhas.

De acordo com a literatura (*e.g.* Dardenne & Schobbenhaus 2001), a região centro-norte de Minas Gerais possui um padrão complexo de distribuição de diamantes, guardando estreita relação com os períodos de desenvolvimento de bacias sedimentares no Proterozóico e no Cretáceo Inferior, atribuídos a retrabalhamentos de uma ou mais fontes sedimentares e/ou magmática a partir do Paleoproterozóico. Os ciclos de redistribuição sedimentar “Espinhaço”, “Macaúbas” e “Areado” estão diretamente relacionados a diferentes agentes da dinâmica de superfície.

Os horizontes metaconglomeráticos posicionados ao longo da Serra do Espinhaço e os conglomerados cretácicos distribuídos entre as bacias dos rios Jequitinhonha e São Francisco, não deixam dúvidas sobre a importância dos processos subaquosos de alta energia para o transporte e concentração de diamantes (*e.g.* Chaves 1997). Em termos gerais, os ambientes mais comuns aos quais pode estar associada a formação de tais depósitos incluem os sistemas fluviais de leques aluviais, de rios entrelaçados, de rios meandantes, marinhos costeiros e da interação entre estes sistemas (*e.g.* Miall 1996).

Ainda que vários autores considerem os (meta) diamictitos do Grupo Macaúbas unidades portadoras de diamantes (*e.g.* Derby 1879, Moraes 1934, Campos & Gonzaga 1999), diversos outros trabalhos contestam esta hipótese (*e.g.* Fleischer 1998). O principal argumento diz respeito ao aspecto dispersivo da sedimentação por geleiras, ineficazes para a concentração de diamantes. Outros pontos advogados relacionam-se a *i*) a ausência de possíveis fontes diamantíferas no Neoproterozóico para que pudessem ser retrabalhadas e *ii*) o desconhecimento da influência dos processos de redistribuição sedimentar ocorridas durante o Cretáceo Inferior (Formação Areado).

A caracterização e a influência dos processos associados ao ambiente glacial como agentes eficazes envolvidos nos ciclos de redistribuição do diamante têm sido bastante ampliados nos últimos anos, seja em áreas com registros de glaciações atuais ou pretéritas. A prospecção realizada em sedimentos glaciogênicos recentes como traçadores paleogeográficos permitiu a descoberta das províncias kimberlíticas mineralizadas de Arkhangelsk, Rússia (Golubev 1995) e dos Territórios do Noroeste, no Canadá (Morris & Kaszycki 1997). Da mesma forma, Rouffaer (1988) e Moore & Moore (2004) atribuem a presença de diamantes ao longo da costa da Namíbia e da África do Sul aos sedimentos glaciogênicos permo-carboníferos da Formação Dwyka, a partir de fontes “primárias” localizadas no Cráton do Kaapvaal. Contrariamente ao que havia sido postulado por Sutherland (1982), o rio Orange não poderia constituir o principal agente de transporte dos diamantes por mais de 1200km, sendo diamantífero apenas no trecho em que drena a Formação Dwyka, próximo a área litorânea.

O rio Macaúbas, localizado no segmento setentrional mineiro da Cordilheira do Espinhaço, na altura do paralelo 17° 30', particulariza-se por ser a única região em Minas Gerais onde diamantes e carbonados, estes, em quantidade apreciável, ocorrem associados em aluviões antigos e recentes.

O carbonado é uma das variedades policristalinas do diamante e caracteriza-se por ser extremamente poroso, opaco, de aspecto áspero e constituído por uma associação de cristais micrométricos de diamante com metais (Wentfort & Bovenkerk 1961). As investigações anteriormente realizadas no carbonado advogaram processos distintos de formação quanto à composição do meio, fonte de carbono, mecanismos de nucleação e crescimento, dentre outros (*e.g.* Kagi 1994, Kaminsky 1995, De Subarnarenkha *et al.* 1998). Alguns autores, inclusive, relacionam os carbonados a atividade de corpos extraterrestres (meteoros), em tempos que remontam aos primórdios da Terra, seja como constituintes destes corpos (*e.g.* Haggerty 1999) ou como produtos da cristalização de carbono primordial face ao metamorfismo de contato de alta pressão resultante do choque dos meteoros com a superfície terrestre (impactitos, Smith & Dawson 1985).

Moraes (1934) associou os diamantes e carbonados encontrados nos aluviões e paleoaluviões da bacia homônima aos litotipos do Grupo Macaúbas, proposta parcialmente confirmada pelo autor do presente trabalho durante a Dissertação de Mestrado (Martins 2002). Contudo, os resultados obtidos foram considerados preliminares no que diz respeito à existência de uma ou mais fontes de natureza sedimentar no Proterozóico. Karfunkel & Karfunkel (1975) consideraram os metaconglomerados da Formação Água Preta (unidade de topo do Supergrupo Espinhaço) como a fonte secundária dos diamantes desta bacia, possivelmente formados em ambiente litorâneo e correlacionáveis aos mesmos litotipos na região de Grão Mogol. Da mesma forma, o reconhecimento do Membro Abaeté - Formação Areado - descrito por Addad *et al.* (1999), coloca em questão a possibilidade de uma fonte sedimentar ligada aos ciclos de redistribuição ocorridos durante o Cretáceo Inferior.

Fez-se necessário ainda, a caracterização analítica detalhada dos diamantes e carbonados para que possam ser correlacionados geneticamente ou não, os quais poderiam estar relacionados a retrabalhamentos de um ou mais depósitos sedimentares diamantíferos mais antigos ou como registros de possíveis atividades magmáticas distintas no tempo e no espaço.

I.5 – Objetivos

Com base no que foi exposto no item anterior, os objetivos propostos para esta tese são:

- definir as características genéticas dos diamantes e carbonados da bacia do rio Macaúbas;
- estabelecer uma possível correlação genética entre diamantes e carbonados desta região;
- definir os mecanismos de transporte e deposição que operaram para a formação das unidades metassedimentares proterozóicas e dos sedimentos fanerozóicos;
- determinar qual(is) desta(s) unidade(s) deram origem à ocorrência dos diamantes e carbonados na bacia do rio Macaúbas;
- definir a razão pela qual esta bacia hidrográfica é a única que contém diamantes e carbonados em quantidade apreciável em Minas Gerais.

I.6 – Metodologia

Em termos metodológicos, a questão envolvendo a origem dos diamantes e carbonados aluvionares na bacia hidrográfica do rio Macaúbas implicou necessariamente a integração de dois ciclos geodinâmicos:

- um magmático: que tenta identificar, através dos elementos intrínsecos e extrínsecos dos próprios diamantes e carbonados, os aspectos relacionados a sua gênese e a todos os processos aos quais o mineral foi submetido no interior da Terra. No caso específico do carbonado, há de ser verificada ainda a hipótese de uma origem não-magmática;
- outro sedimentar: dentro dos possíveis ciclos sedimentares no Proterozóico e no Fanerozóico, responsáveis pelo transporte e deposição dos diamantes e carbonados para a atual bacia do rio Macaúbas, a história evolutiva destes minerais, em algum momento, passa necessariamente pelos estágios de desenvolvimento dos sítios de deposição, incluindo a idade, a natureza da(s) área(s) fonte e dos possíveis agentes e processos envolvidos na erosão, transporte e sedimentação.

Na medida do possível, o desenvolvimento do projeto de doutoramento foi sistematizado em etapas conjugadas entre os trabalhos de campo e os trabalhos de laboratório, de forma que ambos se completassem. Numa primeira abordagem, utilizaram-se os dados preliminares obtidos na Dissertação de Mestrado (Martins 2002).

Projetos de cooperação científica envolvendo pesquisadores de instituições nacionais e internacionais deram suporte metodológico para a obtenção de grande parte dos dados analíticos aqui apresentados e serão detalhados ao longo da descrição destes procedimentos.

Adicionalmente às etapas de campo realizadas na região da bacia do rio Macaúbas e em torno, procurou-se aprimorar os próprios conhecimentos através da participação, como orientador, nos estágios de mapeamento geológico desenvolvidos no Centro de Geologia Eschwege (IGC/UFMG), localizado na cidade de Diamantina, entre os anos de 2001 a 2005. Pelas peculiaridades relativas ao arcabouço geológico em que se encontram os metaconglomerados diamantíferos da Formação Sopa-Brumadinho, a Serra do Espinhaço Meridional tem sido considerada como uma das áreas-chave para o entendimento não só dos ciclos de redistribuição do diamante no Mesoproterozóico, mas abrangendo também as características sedimentares, estratigráficas e estruturais às quais se associam.

De igual importância cita-se a participação em três excursões temáticas na Rússia, realizada nos meses de julho e agosto de 2004. Foram visitadas as províncias diamantíferas de Arkhangelsk e dos Montes Urais. A primeira relaciona-se a pipes kimberlíticos e mineralizados, de idade Devoniana, descobertos através da prospecção em sedimentos glaciogênicos recentes (Vladmir Sobolev 2004, comunicação verbal). Foram observadas as características de um dos corpos de kimberlito atualmente explorados com relação à composição e a estrutura do corpo, assim como aspectos da mineralogia dos diamantes. Os depósitos diamantíferos dos Montes Urais possuem idade e origem desconhecidos, sendo primeiramente relatados por Von Humboldt em 1829/1830 (Prof. F. Renger, comunicação verbal). Principalmente pela semelhança entre suas características mineralógicas, os diamantes dos Urais e da Serra do Espinhaço foram estudados por Shafranovskii (1940) e Orlov (1977).

I.6.1 - Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo na bacia do rio Macaúbas envolveram as etapas de mapeamento geológico, prospecção aluvionar, coleta de material para análises e descrição de diamantes e carbonados *in situ*. Foram efetuadas diversas campanhas para estes fins durante os anos de 2002 a 2005, totalizando aproximadamente 213 dias de campo. O rio Congonhas situa-se no prolongamento setentrional a partir da cabeceira do rio Macaúbas e foi alvo de algumas investigações para fins de correlação estratigráfica e de prospecção aluvionar.

Foram utilizados como material de suporte para as etapas de campo:

- mapas geológicos, perfis e relatórios que abrangem a região enfocada neste trabalho e arredores: Moraes (1932, 1934), Moraes et al. (1937), Karfunkel & Karfunkel (1975, 1977), Oliveira (1989), Uhlein (1991), Noce *et al.* (1996), Noce (1997), Martins (2002) e Gradim (2003);
- folhas topográficas Itacambira (IBGE 1977, SE-23-X-D-I, Carta do Brasil), Bocaiúva (IBGE 1977, SE-23-X-C-III, Carta do Brasil) e Botumirim (IBGE 1977, SE-23-X-B-IV, Carta do Brasil), em escala 1:100.000, as quais foram ampliadas em modelo digital para a base cartográfica usada no presente trabalho (1:50.000);
- fotografias aéreas USAF, escala 1:60.000, abrangendo as linhas de vôo 57B (53504-535412), 58C (57040-57047), 55B (82028-82031), 52E (81044-81051), 53C (80782-80797), 56A (8538-8551), 59E (65515-65520).
- imagens de satélite LANDSAT-TM e ETM, na composição das bandas 5, 4 e 3 respectivamente, número 218/72, com resolução máxima de 30m, georeferenciada a partir de cartas topográficas 1:100.000, em modelo digital (EMBRAPA 2002). O arquivo digital permite a seleção e a ampliação de setores de uma mesma imagem em escala regional (1:250.000) até em escala de detalhe (1:25.000);
- imagem de satélite LANDSAT, cena 010, número 173228-122551-6, na composição da banda espectral 2, convênio CNPq/INPE (1978);
- aparelho GPS-Magellan-II, com erro máximo de 30 metros;
- material convencional de campo: bússola, martelo, altímetro, lupa de mão (10X aumento), estereoscópio, etc.

I.6.1.1 - Mapeamento geológico

Efetuuou-se o mapeamento geológico de toda a área abrangida pela bacia do rio Macaúbas na escala 1:50.000 como forma de atender aos objetivos deste trabalho. Foram plotadas 385 estações geológicas, onde foram realizadas as descrições dos afloramentos com relação à composição mineralógica e textura macroscópica (com auxílio de lupa de mão 10X aumento), continuidade vertical e lateral, espessura aparente, descrição de estruturas sedimentares e/ou tectônicas, medições de elementos planares e lineares, cartografia e aquisição de material fotográfico e/ou desenho esquemático dos principais afloramentos em escala adequada.

A metodologia usada para o mapeamento das unidades metassedimentares do Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas e das unidades fanerozóicas baseou-se no levantamento de perfis litoestratigráficos, onde foram descritas as litofácies características para cada estação plotada no mapa de pontos. Segundo a definição de Reading (1986), litofácies sedimentares correspondem aos atributos relacionados à composição,

granulometria ou textura, estruturas sedimentares, geometria e paleocorrentes, sendo um termo estritamente descritivo. A descrição e a interpretação das estruturas sedimentares baseou-se nos trabalhos de Pettijohn & Potter (1964), Pettijohn *et al.* (1973), Collinson & Thompson (1982), Reading (1986) e Ashley (1990).

Os vetores de paleocorrentes característicos para cada unidade litoestratigráfica foram analisados com ressalvas, uma vez que não foi realizada a restauração destas medidas através do balanceamento de seções afetadas por eventos orogênicos (*e.g.* Woodward *et al.* 1986).

Em se tratando de metassedimentos, indagações a respeito dos processos sedimentares envolvidos e dos possíveis ambientes de deposição são naturalmente feitos. Numa etapa posterior, as litofácies comuns foram reunidas em unidades litoestratigráficas (segundo a definição do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.* 1986) e do Guia Estratigráfico Internacional (Salvador 1994)), e forneceram a base para estudos genéticos de sedimentos segundo o modelo de fácies, utilizados para interpretações de ambientes deposicionais (*e.g.* Walker 1979, Brodzikowski & van Loon 1987, Eyles & Eyles 1992, Walker 1992, Einsele 1992, Miall 1996, Galloway & Hobday 1996).

As litofácies rudíticas, propícias para a concentração de diamantes e carbonados presentes no Grupo Macaúbas, foram caracterizadas quanto à relação clasto/matriz, tipologia e distribuição granulométrica dos clastos. Foram selecionados afloramentos em bom estado de preservação, delimitando-se uma área de aproximadamente 1m² para levantamento estatístico de dados. Foram determinados os parâmetros acima referidos por contagem de pontos, espaçados de 5cm entre si, tanto no sentido longitudinal quanto no sentido transversal da malha de amostragem, totalizando 2000 pontos de contagem por afloramento. O grau de arredondamento e a esfericidade foram determinados qualitativamente, com auxílio de uma escala de mão contendo estes parâmetros (comparação visual). Os metaconglomerados do Supergrupo Espinhaço e das unidades fanerozóicas não foram caracterizadas segundo estes parâmetros pelo fato de apresentarem pequena área de exposição (menor do que 1m²) e arcabouço sedimentar completamente obliterado pela pelos processos de lateritização do Terciário Médio/Superior, respectivamente.

Localizada próximo ao contato com a borda do Cráton do São Francisco, a região da bacia do rio Macaúbas pertence ao domínio externo da Faixa de Dobramentos Araçuaí (segundo Pedrosa-Soares & Wiedemann 2000), segmento definido como um cinturão epidérmico de antepaís aos quais se associam dobras e falhas de empurrão vergentes para o cráton (Alkmim 2004).

A deformação brasileira seguramente promoveu modificações na arquitetura original das unidades proterozóicas, representadas pelo Supergrupo Espinhaço e Grupo Macaúbas (Oliveira 1989, Uhlein 1991), o que poderia ter afetado, em maior ou menor grau, a distribuição e mesmo a concentração de diamantes e carbonados nas possíveis rochas metassedimentares portadoras destes minerais. Desta forma, considerou-se também a necessidade de se caracterizar a influência da deformação brasileira na área de estudo.

Sempre que possível, foi dado enfoque especial na geometria de algumas das estruturas tectônicas descritas em campo, tais como, falhamentos, dobramentos, distribuição e relação espacial entre foliações e respectivas lineações minerais, dentre outros. Com isto, pretendeu-se estabelecer uma base mínima de conhecimentos para interpretações a cerca do significado destas estruturas, as quais foram correlacionadas com os trabalhos de Mitra (1986), Oliveira (1989), Uhlein (1991), Rolim (1992), Hippertt (1999) e Husson

& Mugnier (2003). As descrições das estruturas tectônicas seguiram os elementos e conceitos apresentados no livro-texto de Pluijm & Marshak (1997).

I.6.1.2 - Prospecção aluvionar

As campanhas de prospecção aluvionar foram realizadas nos principais afluentes do rio Macaúbas e nele próprio. A metodologia usada consistiu na amostragem de pelo menos três pontos na região de confluência entre o curso principal (não necessariamente sendo o rio Macaúbas) e um afluente. Desta forma, foi coletado material aluvionar a montante e a jusante do ponto de confluência, bem como na drenagem que converge para o curso principal.

O procedimento básico durante esta etapa baseou-se na experiência de garimpeiros da região na procura por cascalhos aluvionares associados a níveis ricos em silte/argila, aos quais recebem diferentes designações no vocabulário popular (cascalho de “goma”, “de leite” ou “lama-de-porco”). A eficiência deste método para aquisição de minerais pesados representativos de cada região amostrada foi confirmada durante os trabalhos exploratórios, inclusive com a extração de diamantes pelo autor nos rios Congonhas e Macaúbas e no córrego dos Barcos. A experiência garimpeira evidencia o fato de que os níveis silto/argilosos são ricos em argilo-minerais, cujo desequilíbrio na distribuição de cargas elétricas na superfície, cria uma tensão superficial suficiente para aglutinar outros minerais, constituindo um verdadeiro nível-guia para a prospecção aluvionar.

Para cada ponto de amostragem tentou-se coletar no mínimo 40 litros de sedimento. Em vários pontos, porém, isto não foi possível, principalmente pela heterogeneidade na espessura de tais níveis silto/argilosos associados aos cascalhos. O volume de material amostrado por ponto foi controlado através de um balde de 8 litros.

O material aluvionar foi separado em frações granulométricas através de três peneiras utilizadas pelos garimpeiros, denominadas de “grossa” (0.8x0.8cm de abertura da malha), “média” (0.5x0.5cm) e “fina” (0.2x0.2cm), acrescida da fração “bateia”. Depois de concentrados manualmente, todos os minerais pesados presentes nas diferentes frações foram separados e analisados. As frações “grossa” e “média” possuem granulometria propícia para separação visual a olho nu dos minerais pesados *in situ*, descartando-se o rejeito no próprio local de coleta. Os concentrados das frações “fina” e “bateia” constituíram-se basicamente de minerais opacos e escuros (em geral, óxidos) e foram separados e armazenados para observação detalhada com lupa binocular (20 a 60 vezes de aumento). O uso da lupa binocular portátil nos sítios de amostragem proporcionou a otimização das campanhas de prospecção aluvionar, apontando simultaneamente aos trabalhos de exploração, as características dos minerais pesados de cada ponto amostrado e na pré-seleção destes para análises de laboratório.

Um fator que contribuiu decisivamente para a obtenção representativa de minerais pesados em vários pontos de amostragem (incluindo diamantes e carbonados), relaciona-se a presença de garimpos manuais e semi-mecanizados nos aluviões e paleoaluviões da bacia do rio Macaúbas. Durante as saídas de campo, priorizaram-se as áreas onde ocorriam tais atividades e onde puderam ser adquiridos e caracterizados minerais pesados, diamantes e carbonados, possibilitando também a caracterização da morfologia e

composição dos cascalhos diamantíferos aluvionares e paleoaluvionares. Os garimpos manuais distribuem-se amplamente ao longo desta bacia ao passo que os garimpos semi-mecanizados restringem-se ao leito do rio Macaúbas e aos depósitos paleoaluvionares do mesmo e dos ribeirões do Onça e da Ilha. O volume diário de material extraído por garimpagem semi-mecanizada supera em centenas de vezes o obtido pelo método manual.

1.6.1.3 - Coleta de material para análises geoquímicas e geocronológicas

Adicionalmente aos trabalhos de mapeamento geológico e de prospecção aluvionar na bacia do rio Macaúbas, efetuou-se a amostragem de rochas sedimentares e ígneas para estudos geoquímicos e geocronológicos relacionadas à evolução das unidades proterozóicas na região abrangida pelo Anticlinal de Itacambira.

A unidade de metadiamictitos do Grupo Macaúbas possui, dentre outros, clastos de rocha carbonática na matriz. Através da abundância isotópica de carbono ($\delta^{13}\text{C}$), é possível inferir, com certa precisão, possíveis paleoambientes de deposição para estas rochas sedimentares (*e.g.* Hoffman *et al.* 1998). Rochas carbonáticas do Mesoproterozóico apresentam, em geral, valores de isótopos de carbono pouco variáveis e próximos a 0‰ (Santos *et al.* 2000). Por outro lado, rochas carbonáticas do Neoproterozóico apresentam ampla variação de isótopos de carbono, que têm sido atribuídas tanto a processos glaciais, quanto a flutuações na dimensão dos reservatórios de carbono orgânico e inorgânico (Jacobsen & Kaufman 1999).

A estratigrafia isotópica, realizada através dos isótopos de carbono e oxigênio em clastos de carbonatos, tem sido alvo de recentes pesquisas para a evolução paleogeográfica e ambiental do Grupo Macaúbas (*e.g.* Cukrov 1999, Queiroz 2002).

As áreas propícias para a coleta dos clastos de rocha carbonática situam-se na porção oeste da bacia do rio Macaúbas, onde a unidade de metadiamictitos é mais espessa e apresenta uma quantidade maior de clastos. Foram coletadas amostras de carbonato ao longo do ribeirão do Onça e do rio Macaúbas, em sua porção setentrional. Os clastos invariavelmente apresentam-se estirados segundo a foliação principal e foram retirados com o auxílio de um cinzel. O número de clastos e o volume de material extraído de cada um foi limitado pelo grau de alteração intempérica, pelo grau de estiramento e pelos intercrescimentos metamórficos com a matriz.

Amostras de rochas ígneas e metassedimentares foram coletadas para extração de zircões em laboratório, para posterior datação pelo método U-Pb SHRIMP II.

Os zircões detríticos foram extraídos de *i*) metarenitos da formação de topo do Supergrupo Espinhaço (correlacionáveis neste trabalho aos da Formação Matão de Karfunkel & Karfunkel (1975)), próximo à nascente do rio Macaúbas e *ii*) de metarenitos da base do Grupo Macaúbas, ao longo do rio Jequitinhonha, a aproximadamente 8 km à SW da localidade de Caçaratiba, onde foi definido por Karfunkel & Karfunkel (1975) como o local-tipo da Formação Califorme, correlacionável à Formação Duas Barras de Noce *et al.* (1993).

Corpos metaígneos máficos ocorrem como diques associados aos metassedimentos do Grupo Macaúbas. Quando possuem distribuição areal expressiva, mostram-se pouco deformados, com textura ígnea

bem preservada, principalmente no centro do corpo. Foram amostrados dois destes litotipos para fins de correlação petrográfica, geoquímica e geocronológica:

- ao longo do rio Jequitinhonha, no mesmo ponto onde foram coletadas amostras da Formação Duas Barras, aflora um dique de metagabro intrudindo metarenitos micáceos e metaconglomerados do Grupo Macaúbas (Karfunkel & Karfunkel 1975 - BOQ-30).
- um corpo de metagabro de direção E-W aflora ao longo do córrego Taquari, afluente do rio Macaúbas (TAQ).

Os resultados obtidos através da estratigrafia isotópica dos clastos de carbonato, bem como das idades dos zircões detríticos e dos zircões ígneos das rochas metabásicas, foram usados como ferramentas *complementares* para interpretações da evolução paleogeográfica e temporal do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas nesta região.

1.6.1.4 - Descrição de diamantes e carbonados *in situ*

A cristalização do diamante produz diferentes formas primárias, podendo ser, às vezes, modificada por processos epigenéticos de dissolução, corrosão, pigmentação de superfície, deformação plástica e transporte mecânico. Tais processos são visualizados na forma de elementos de superfície e registram parte de sua história evolutiva, desde a formação no manto superior até sua redistribuição em superfície (Orlov 1977).

Foram analisadas as características superficiais de 496 diamantes *in situ* provenientes de garimpos da bacia do rio Macaúbas, os quais representam a continuidade dos levantamentos estatísticos iniciados na dissertação de mestrado. Justifica-se o estudo dos diamantes nos próprios locais de extração por dois motivos: *i*) da garantia de procedência; *ii*) da aquisição de todos os diamantes para análise em laboratório é impossibilitada pelo alto custo.

Foi desenvolvido um pequeno laboratório portátil que pudesse atender às condições de campo, limitadas pela falta de infra-estrutura nas áreas de extração (principalmente estradas e energia elétrica). As descrições dos diamantes foram feitas usando-se lupa triplet de 10 X de aumento (graduação gemológica), lupa binocular Carl Zeiss (10 a 60 X de aumento) e microscópio petrográfico Leitz (5, 10, 20, 40 X de aumento). O esquema de descrição proposto segue em parte os mesmos elementos adotados na dissertação de mestrado (Martins 2002). A Tabela 1 exemplifica este esquema, a qual foi baseada nos trabalhos de Orlov (1977), McCallum *et al.* (1994), McCandless *et al.* (1994), Otter *et al.* (1994) e Karfunkel *et al.* (2001).

Com relação ao tamanho, os diamantes não foram agrupados de acordo com *sieve classes* (e.g. Robinson *et al.* 1989), mas adaptados para os parâmetros comerciais de compradores da região. Desta forma, o peso foi dividido em seis grupos: 1= 0.01 a 0.20 ct; 2= 0.21-0.40 ct; 3= 0.41-0.60 ct; 4= 0.61-0.80 ct; 5= 0.81-1.00 ct; 6= >1.01 ct.

Foi introduzida uma simplificação na graduação gemológica, devido à importância em obter uma idéia a cerca do valor dos diamantes (estimado em US\$/ct). A determinação da cor foi feita de acordo com os critérios do GIA (Gemological Institute of America), para pedras lapidadas. Para efeito de praticidade nas

descrições, os parâmetros foram agrupados em cinco categorias (1= D-H; 2= I-L; 3= M-P; 4=Q ou menor; 5= fancies), acrescido da tonalidade e intensidade.

A classificação da pureza foi baseada nos parâmetros da CIBJO (Confédération Internationale de la Bijouterie, Joaillerie, Orfèvrerie, des diamants, Perles et Pierres), pelo fato de que uma certa confusão é feita na interpretação de pedras do tipo P1, se escrito I1 ou II (de acordo com o GIA). A determinação foi feita com lupa de mão (lupa binocular foi utilizada para pedras muito pequenas), e a classificação foi adaptada para simplificar e atender aos aspectos comerciais da região (seguindo os parâmetros descritos em Karfunkel *et al.* 2001), em quatro grupos (1=IF-VVS; 2=VS-SI; 3=P1-P3; 4=indústria).

Tabela 1: Esquema de classificação adotado para os diamantes da bacia do rio Macaúbas.

1. Identificação + peso (ct)	5. Capa
2. Qualidade gemológica	6. Jaças
3. Aparência	7. Morfologia externa, dissolução, figuras de superfície (*)
4. Radiation spots	8. Estado do cristal

(*) – Dados obtidos parcialmente em laboratório.

Ex.:

1. [JMP-011 0.21ct];
2. a. Cor + tonalidade + intensidade b. Pureza [2];
3. Brilhante ou fosco;
4. Cor da capa + intensidade;
5. Cor dos *Radiation Spots*, forma (arredondada, retangular, irregular, outras), tamanho (examinado com lupa binocular de 30 X de aumento, relativo ao próprio cristal, similar a graduação gemológica de pureza e densidade (um termo relativo que descreve a distribuição espacial de alguns ou muitos *Radiation spots* no cristal));
6. Descrição das jaças;
7. - Comentários gerais (se necessário)
 - Formas cristalográficas (octaedro, cubo, transicional)
 - Geminações (maclas)
 - Outras
 - Fotogoniometria
8. Inteiro, quebrado (inclusive arestas), não identificado.
 - a. magmático (*e.g.* figuras de dissolução, *Hillocks*, clivagem primária, *inclusion pits*, *lamination lines*);
 - b. sedimentar (*e.g.* desgaste nas arestas, *percussion marks*, clivagem secundária).

I.6.2 - Trabalhos de laboratório

I.6.2.1 - Determinação dos minerais pesados através do método óptico e por espectroscopia

Raman

Os minerais pesados de todas as frações granulométricas pré-selecionadas nas campanhas de prospecção aluvionar foram analisados por dois métodos:

- método óptico, que consiste na separação dos minerais pesados segundo a forma, cor e textura de superfície através de lupa binocular Carl Zeiss (10 a 60 X de aumento) e microscópio petrográfico Leitz (5, 10, 20, 40 X de aumento). Utilizou-se o trabalho de Addad (2001) como referência para descrição dos elementos acima referidos, facilitado por comparação visual com imagens digitais de populações de grãos pesados;
- espectroscopia Raman para determinação da(s) fase(s) química(s) principal(is) presente(s) em cada mineral analisado. Esta técnica analítica tem sido muito utilizada pela rapidez e confiabilidade dos resultados e por ser não-destrutiva (Karfunkel *et al.* 2000). Como guias metodológicos, foram utilizados o trabalho de Hope (2001) e o livro-texto de Hollas (2002). Os espectros Raman dos minerais pesados foram obtidos num aparelho policromático, equipado com microscópio óptico Olympus e fonte de laser de Ar^+ ($\lambda=514.5\text{nm}$), no Departamento de Física do Instituto de Ciências Exatas (Icex/UFMG). Os espectros obtidos neste estudo foram comparados com o catálogo do Instituto de Gemologia de Basel (Suíça).

I.6.2.2 - Espectrometria de massa para obtenção do fracionamento isotópico de C e O em clastos de carbonato extraídos do pacote de metadiamicrito do Grupo Macaúbas

As análises para obtenção dos isótopos de C e O dos clastos de carbonato do metadiamicrito do Grupo Macaúbas, foram realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade Federal de Pernambuco (LABISE/UFPE), sob a coordenação do Prof. Alcides Nóbrega Sial.

Os clastos foram pulverizados em moinho de tungstênio até que atingissem a fração granulométrica menor que $\phi=0.062\text{mm}$ (Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa, Universidade Federal de Minas Gerais – CPMTC/UFMG). Para cada clasto foi enviada uma quantidade mínima de 50 mg de carbonato moído para análises de fracionamento isotópico de C e O.

O processo de abertura da amostra consistiu na extração de CO_2 dos carbonatos por ataque químico, utilizando-se via úmida (H_3PO_4 , concentrado a 100%). A partir deste, obteve-se o fracionamento isotópico dos elementos acima referidos através de um Espectrômetro de Massa VG Isotech, com coletor triplo SIRA II, cuja composição isotópica relativa (δ) de uma amostra é apresentada pelas seguintes relações:

$$\delta^{13}\text{C}\text{‰} = [(^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{amostra}}) / (^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{padrão}}) - 1] \times 10^3;$$

$$\delta^{18}\text{O}\text{‰} = [(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{amostra}}) / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{padrão}}) - 1] \times 10^3.$$

O padrão usado relativo ao carbono é o PDB (*Pee Dee Belemnite*, suprimento original exaurido. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C} = 2067.2 \times 10^{-5}$).

Comumente são usados dois padrões relativos ao oxigênio: V-SMOW (*Viena Standard Mean Ocean Water*) ou PDB ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = 1123.75 \times 10^{-6}$). A conversão entre as duas unidades pode ser feita pela relação $\delta^{18}\text{O}_{\text{(PDB)}} = 0.97006 \delta_{\text{(SMOW)}} - 29.94$.

A descrição dos procedimentos analíticos baseou-se nas notas de aula (Sial 2004) e no curso de “Isótopos Estáveis aplicados à Geologia”, ministrado pelo Prof. A.N. Sial durante o 2º semestre de 2004 na UFMG.

I.6.2.3 - Geoquímica das rochas metabásicas

Os diagramas de discriminação geotectônica comumente utilizados para rochas ígneas (*e.g.* Irvine & Baragar 1979, Cox *et al.* 1979), baseiam-se na distribuição dos elementos químicos da rocha, na forma de Elementos Maiores e Menores.

Com este intuito, os corpos de rochas metabásicas amostrados foram cominuídos num moinho de bolas de tungstênio até que atingissem uma fração granulométrica menor que $\phi = 0.062\text{mm}$ (CPMTC-UFMG). Algumas destas frações foram encaminhadas para análises geoquímicas, caracterizando-se os Elementos Maiores e os Elementos Traços (CPMTC-UFMG, analista Kácia Monteiro). Os métodos analíticos utilizados foram:

- Fluorescência de Raios-X (% ponderal) para Elementos Maiores: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 ;
- Fluorescência de Raios-X (ppm) para Elementos Menores: Ba, Rb, Sr, Zr, Nb, Y, Co, Cr, Cs, Cu, Mo, Ni, Pb, V, Zn;
- Volumetria de Oxi-redução (% ponderal): FeO ;
- Método Gravimétrico (%ponderal): Perda ao Fogo (PF).

I.6.2.4 - Espectrometria de massa para datação dos zircões através do método U-Pb SHRIMP

Sensitive High Resolution Ion MicroProbe (SHRIMP) é uma técnica analítica usada para medidas *in situ* da composição isotópica de elementos na superfície de amostras sólidas. O método SHRIMP permite medir composições isotópicas de elementos traços a concentrações de algumas partes por milhão e, para grande maioria dos elementos químicos, o limite de detecção atinge algumas partes por bilhão (Matsuda 1974).

O princípio baseia-se na retirada de íons secundários (ionizados) da amostra a ser analisada através do bombardeamento de uma micro-superfície ($<10\mu\text{m}$) por um feixe iônico de alta energia (usualmente O_2). Posteriormente, estes íons serão capturados por lentes eletrostáticas e transferidos para um espectrômetro de massa, onde serão separados de acordo com suas abundâncias isotópicas relativas (Xu *et al.* 2005).

As datações U-Pb dos zircões foram realizadas num aparelho SHRIMP II da Academia Chinesa de Ciências Geológicas (Beijing), sob a supervisão da Profª. Marly Babinsky (USP). Os procedimentos analíticos seguiram o esquema proposto por Williams & Claesson (1987), Compston *et al.* (1992) e Xu *et al.* (2005).

Nove espécies de íons (Zr_2O^+ , $^{204}\text{Pb}^+$, $^{206}\text{Pb}^+$, $^{207}\text{Pb}^+$, $^{208}\text{Pb}^+$, U^+ , Th^+ , ThO^+ , UO^+) foram medidos num multiplicador de elétrons por alternância do campo magnético, registrando-se a contagem média dos íons através de sete dispositivos de varredura. Foi usado um feixe iônico primário de cerca de 4.5 nA, 10 kV de O_2 , com resolução de massa de 5000 (ao redor de 1% da altura de pico). O fracionamento dos elementos químicos emitidos pelos zircões foi corrigido pelo padrão de referência ANU RSES, usando TEMPORA (417 Ma, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.06683$), com repetição dos resultados (desvio máximos permitidos de 3%). Foram usados *softwares* Ludwig SQUID 1.0 e ISOPLOT para processamento dos dados (Ludwig 1999, 2001). As idades foram calculadas usando as constantes recomendadas pelo IUGS (1977).

I.6.2.5 - Métodos analíticos empregados no estudo dos diamantes e carbonados

Após a caracterização preliminar dos carbonados e principalmente dos diamantes da bacia do rio Macaúbas nos locais de extração através dos parâmetros contidos na Tabela 1, procedeu-se à aquisição destes minerais para análises em laboratório. Todos os diamantes e carbonados foram adquiridos nos serviços de garimpagem, numa forma de garantir a procedência das amostras a serem estudadas.

Como fator relevante e fundamental para o desenvolvimento do projeto de doutoramento, grande parte dos diamantes e carbonados foram estudados em parceria com duas instituições internacionais, que deram suporte analítico e metodológico através de acordos interinstitucionais e que culminaram com a co-orientação dos pesquisadores Prof. Vitaly A. Petrovsky (Instituto de Geologia da República de Komi, Filial Uraliana da Academia de Ciências da Rússia) e Dr. Richard Wirth (GeoForschungsZentrum – GFZ Potsdam, Alemanha).

I.6.2.5.1 - Fotogoniometria

Um dos principais problemas para o estudo do diamante relaciona-se à correta determinação das formas cristalográficas de crescimento e de dissolução. Shafranovskii (1948, *In* Orlov 1977) explicou a origem dos diamantes abaulados da região dos Montes Urais através da relação entre a configuração externa e a estrutura dos diamantes. Para este fim, o referido autor aperfeiçoou o método de medidas goniométricas de superfícies não-planas, aos quais foi capaz de caracterizar corretamente a curvatura destas superfícies em termos dos índices de Miller da face (qualitativo), a frequência em que ocorriam (quantitativo) e as distâncias interplanares. Estudos posteriores corroboraram os resultados de Shafranovskii (1948), Kukhareenko (1954) e Orlov (1977), segundo o qual a forma estável de dissolução do diamante é o rombododecaedro de arestas abauladas (ou *dodecahedroid*).

O método da fotogoniometria foi usado no Instituto de Geologia da República de Komi, sob a coordenação do físico-cristalógrafo Dr. Vladimir Rakin.

A metodologia consistiu na aplicação direta da Lei de Bragg para difração de raios laser (fonte monocromática) pela superfície dos diamantes. Foi feita a correção da Lei de Bragg para superfícies curvas a partir das relações trigonométricas entre as superfícies planas e curvas (Figura 6):

Lei de Bragg para superfícies planas: $\beta = \arcsin(\lambda/2n \sin \sigma_1) + \arcsin(\lambda/2n \sin \sigma_2)$

Para superfícies curvas: $2(\mathbf{R-h})/L = \cot \alpha$

Os padrões de interferência emitidos pela superfície de cada cristal foram “capturados” em um papel fotográfico posicionado à frente do diamante afixado no goniômetro semi-circular, permitindo que o papel fotográfico velado exibisse exatamente os valores angulares de interferência desta superfície. Todos os cristais foram orientados segundo eixo do cubo [100].

Uma vez que a Lei de Hauy estabelece que as relações entre os índices millerianos h , k e l (k/l e k/h) sejam sempre números racionais, decorre-se que os índices de Miller não determinam um plano quanto a sua posição absoluta, mas quanto a sua direção (Assunção 1964). Para se determinar os índices de Miller de cada face e subface, a imagem (papel fotográfico) foi escaneada e colocada no programa “Corel Xara”, onde foi reticulada (escala de referência) e rotacionada, de modo que os eixos de simetria sejam diagonais ao centro de referência de rotação do cristal, tornando possível o cálculo dos índices de Miller de cada face e sub-face oriundas dos processos de crescimento ou dissolução.

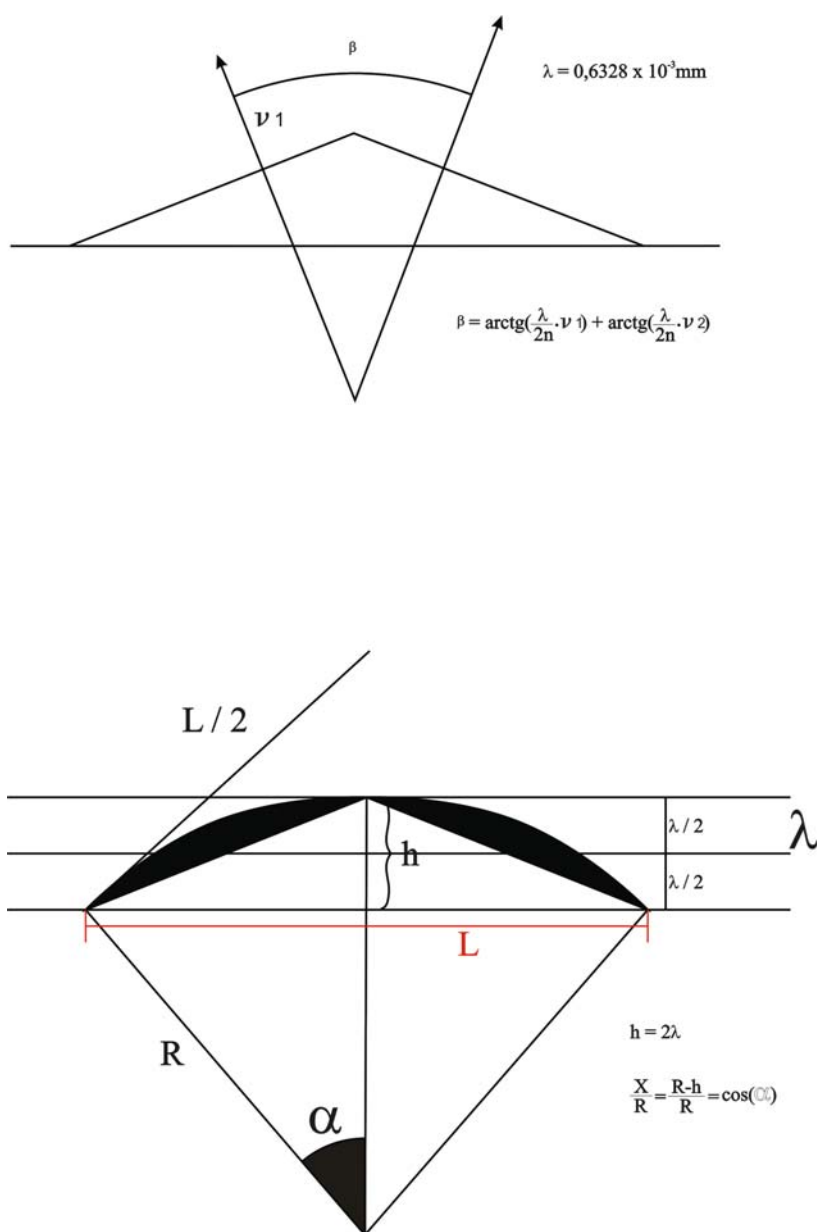


Figura 6 – Padrões de interferência de superfícies planas e curvas segundo a Lei de Bragg.

I.6.2.5.2 - Difratometria de raios X

A difratometria de raios-X foi empregada nos carbonados para a caracterização dos parâmetros das células unitárias contidas pelas diferentes fases minerais presentes nos poros do carbonado. O método usado foi o de Debye, obtido através de um tubo BSV-22, com anodo de cobre ou ouro (Instituto de Geologia da República de Komi). Foram analisadas os padrões de reflexão da radiação-X nas linhas $K\alpha$ e $K\beta$, na região de reflexão angular dada pelo ângulo $2\theta = 10^\circ$ - 150° , supervisionado pelo físico Dr. G.N. Kablis

I.6.2.5.3 - Espectroscopia e espectrometria

A presença de impurezas na estrutura do diamante é refletida, em muitos casos, na suas propriedades físicas e químicas (Davies 1984, Trautman et al. 1998), e podem ser divididas em dois grupos (Taylor & Anand 2004): *i*) como elementos traços que ocupam sítios intersticiais ou de substituição de carbono, ou ainda como “vazios” estruturais; *ii*) impurezas que ocorrem na forma de fluidos, *melts*, gases ou inclusões minerais trapeadas no corpo do diamante (Meyer 1985).

A caracterização dos tipos de impurezas denotam informações importantes com relação aos processos de crescimento e variações composicionais do meio em que o mineral se desenvolve.

Os métodos de espectroscopia e espectrometria baseiam-se na quantificação das impurezas através de suas propriedades físicas e químicas e são largamente usados no estudo dos diamantes (Field 1997).

A - Microscopia eletrônica de varredura (MEV) acoplado a um dispersor de energia (EDS)

Análises detalhadas dos elementos de superfície de parte dos diamantes e carbonados foram realizados através do microscópio eletrônico de varredura (MEV), no Instituto de Geologia da República de Komi, sob a coordenação do físico Dr. Vassily Filippov.

O equipamento usado é do tipo Jsm-6400, dotado de sistema de dispersão de energia (EDS), prefixo Link Isis-300 ($U=20\text{kV}$, $I=1\text{nA}$, $t=50\text{s}$), calibrados através de metais puros ou óxidos. As superfícies das amostras foram limpas com acetona, usando-se um dispersor ultra-sônico, sendo posteriormente metalizadas com grafite. Áreas planas foram selecionadas para análises químicas de inclusões nos carbonados, cuja acuracidade foi checada pela soma dos componentes e pela repetição das análises em diferentes pontos da amostra (*TEM*, modelo Tesla Bs-500).

B - Espectroscopia por luminescência, fotoluminescência e ressonância eletrônica de spin

A luminescência nos diamantes é causada por vários tipos de centros óticos, cujos elétrons emitem radiação característica (cor da luminescência) ao serem excitados. É referida como fotoluminescência se gerada por incidência de luz visível, ultravioleta e raios X (Wilks & Wilks 1995).

A ressonância eletrônica de spin consiste na determinação do campo eletromagnético dos níveis energéticos quantizados da última camada eletrônica, na zona dos spins de ressonância (Hollas 2002). Esta técnica permite a distinção espectral de níveis energéticos não-diferenciados pela fotoluminescência e foi usada somente para análise dos carbonados.

Os espectros de luminescência e fotoluminescência dos diamantes e carbonados (e para este último, acrescido dos espectros de ressonância eletrônica de spin) foram obtidos no Instituto de Geologia da República de Komi sob a coordenação dos pesquisadores geólogo Dr. Yuri Glukhov, físico Dr. Vladimir Lyutoev e físico Dr. Sergey Isaenko.

A luminescência foi obtida através da emissão de raios X por um equipamento modelo YPC-1.0, consistindo num dispositivo monocromático AAS-1 (Carl Zeiss Jena), voltagem catódica de 50kV, 14mA, com fotomultiplicador 106. Os espectros foram escaneados na região entre 230-800nm e corrigidos por técnicas espectrais sensíveis. A temperatura da sala foi controlada em 25°C.

Os espectros de fotoluminescência foram registrados pelo mesmo equipamento, com diapasão de 396-700nm. A emissão de raios ultravioleta se deu através de uma lâmpada de mercúrio DPK-120.

A espectroscopia de ressonância eletrônica de spin foi obtida através de espectrômetro SE/X-2547 (RadioPAN), operando na frequência da banda de raios X (9.4GHz), modulado a 100 KHz. Um ressonador RX102 com módulo TE102 foi usado para medir os espectros dos carbonados. A calibração do campo magnético polarizado se deu no intervalo de 0.05 a 1.00mT, obtido por um equipamento de ressonância magnética nuclear. A alta frequência foi medida por um freqüencímetro especial, cujos espectros foram armazenados em um computador IBM. Os espectros de todas as amostras foram recalculados para o peso de 50mg, usando-se o algoritmo de Nettar.

C - Espectroscopia Infravermelho pela transformada de Fourier (FTIR)

O nitrogênio é a principal impureza química nos diamantes, cuja concentração registrada varia de 0 a 3000 ppm (Harris 1992), sendo que cerca de 98% dos diamantes contém nitrogênio (Evans 1992, Kaminsky *et al.* 2001). O nitrogênio substitui o carbono no diamante e pode ser detectado por meio de absorções características no infravermelho, o que deu origem à classificação espectral dos diamantes (Robertson *et al.* 1934, Mendelssohn & Milledge 1995). A forma como o nitrogênio ocorre na estrutura cristalina do diamante evidencia o estado de agregação, cujos mecanismos de cinética e difusão têm sido investigados (Bursill & Glaisher 1985, Evans 1992).

Os espectros de infravermelho foram registrados num espectrômetro FTIR, equipado com um microscópio de infravermelho, detector MCT e um separador de feixes de KBr. Os espectros foram normalizados a 1992 cm^{-1} e, numa forma de padronizar os resultados com relação ao conteúdo de nitrogênio e os estados de agregação, foi usada a metodologia proposta por Mendelssohn & Milledge (1995). O equipamento opera no Departamento de Física-Icex-UFMG, sendo que a obtenção dos espectros de infravermelho dos diamantes do rio Macaúbas foram supervisionados pelo geólogo Dr. Alexandre O. Chaves (CNEN/CDTN).

D - Espectroscopia Raman (RS)

A espectroscopia Raman foi utilizada como ferramenta complementar para determinação da(s) fase(s) química(s) principal(s) presente(s) como inclusões nos diamantes e carbonados. Os espectros Raman de minerais inclusos no diamante foram obtidos num aparelho policromático, equipado com microscópio

óptico Olympus e fonte de laser de Ar^+ (514.5nm), no Departamento de Física (Icex/UFMG, sob a coordenação do geólogo Dr. Alexandre O. Chaves), ao passo que os espectros Raman nos carbonados foram obtidos em aparelho semelhante, na Universidade Estatal de Geologia de Moscow, supervisionado pelo físico doutorando Alexander Ye. Sukharev.

E - Feixe iônico focado associado ao microscópio de transmissão eletrônica (FIB-TEM)

Nos últimos 20 anos, vários incrementos em microscopia eletrônica de transmissão e microscopia eletrônica analítica têm sido usados para se estudar materiais sólidos em escala atômica. O feixe iônico focado (*focus ion beam - FIB*) foi criado na Universidade de Chicago no final da década de 1970, e utilizado quase que exclusivamente pela indústria de semicondutores (Kirk *et al.* 1989).

O GeoForschungsZentrum Potsdam (Alemanha), possui um laboratório equipado com aparelhos conjugados para a realização de análises de alta resolução analítica desde 2002, coordenado pelo Dr. Richard Wirth.

O método consiste na retirada de uma fatia muito fina (*foil*) do material a ser analisado (da ordem de 50nm de espessura), através da “metalização” de uma superfície plana por platina e Gálio gasoso, que será posteriormente cortado, em profundidade, através de raio laser. Pode-se controlar exatamente local de extração do *foil* através do feixe iônico focado (*FIB*). O *foil* será então levado para um microscópio eletrônico de transmissão (*TEM*) acoplado a multi-sensores conjugados, que permitem a análise por difração eletrônica de raios X, espectroscopia por perda de energia, microscopia eletrônica de alta resolução e microscopia eletrônica analítica, todos com a possibilidade de obtenção dos gráficos característicos das análises e imagens por elétrons secundários (inclusive por varredura seletiva de espectros de elementos individuais).

Utilizou-se o trabalho de Wirth (2004) como guia metodológico.

F - Espectrometria de massa para obtenção do fracionamento isotópico de C nos diamantes e carbonados

As relações isotópicas entre carbono $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ nos diamantes refletem a fonte de carbono a partir da qual os diamantes foram derivados e das condições de temperatura, pressão e do tempo de residência mantélica que prevaleceram durante a formação destes minerais (Javoy *et al.* 1986, Deines 1992, Cartigny *et al.* 1999, Deines 2002).

A composição isotópica dos diamantes monocristalinos e carbonados da bacia do rio Macaúbas foram determinadas através de um espectrômetro de massa MI-1305 na Universidade Estatal de Geologia de Moscow, sob a coordenação do físico Dr. Mikhail Kucher. As amostras individuais foram moídas até a obtenção de uma fração granulométrica inferior a $\phi=0.062\text{mm}$ (“*standard sampling*”), a partir da qual foi retirado o conteúdo de CO_2 pela combustão de oxigênio a temperatura de 1100°C . Posteriormente, o produto foi purificado com nitrogênio líquido e misturado com gelo e acetona num ambiente a vácuo. Os resultados das análises isotópicas foram indicados através do coeficiente $\delta^{13}\text{C}_{\text{‰}} = [(^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{amostra}}) / (^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{padrão}}) - 1] \times 10^3$, cujo parâmetro $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{padrão}}$ é equivalente a 0.0112372. O erro da análise não excedeu a $\pm 0.1\text{‰}$.

G - Espectrometria de massa para obtenção do fracionamento isotópico de C nos carbonados a partir de ensaios de variação de temperatura x tempo

Para se determinar uma possível heterogeneidade na distribuição isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) dos carbonados, algumas das amostras foram quebradas em fragmentos menores para análises pontuais de partes do centro e da periferia do mineral. O equipamento e parte dos procedimentos analíticos foram os mesmos descritos no item anterior.

A decomposição isotópica pirolítica baseia-se no fato de que durante a gênese dos diamantes (mono ou policristalinos) a temperatura de formação dos cristais (independente da escala de grandeza) é um dos principais fatores responsáveis pelo fracionamento isotópico de carbono (Deines 2002).

O carbonado designado como MGCO foi quebrado em oito pequenas partes, sendo selecionado um grupo de seis destes fragmentos para análises isotópicas. O método consistiu na determinação das análises isotópicas dos fragmentos aquecidos ao redor de 600°C e submetidos a intervalos de tempo variáveis.

O mesmo procedimento foi aplicado para os outros fragmentos do carbonado MGCO, que foram atacados por KOH (solução normal a 4 moles).

A amostra MGCO-6 foi submetida a graus variáveis de aquecimento (700, 800, 900 e 1000°C) no vácuo e com solução oxidante de CuO, a qual se decompõe quando a temperatura excede a 700°C.

H - Espectrometria de massa para obtenção do fracionamento isotópico de C em inclusões fluidas nos carbonados

Para a determinação do fracionamento isotópico de inclusões fluidas nos carbonados, algumas amostras foram aquecidas a 350-400°C, no vácuo. No instante em que houve o aumento da pressão na câmara de aquecimento (início da liberação de gases provenientes das inclusões fluidas), o dispositivo de exaustão de ar foi desligado. A amostra passou a ser aquecida no intervalo de 600-900°C, durante 40-50 minutos. O CO₂ liberado foi separado, fracionado isotopicamente e medido nas mesmas condições descritas anteriormente.

Uma vez que o CO₂ gerado durante o intervalo de 600-900°C relaciona-se à liberação de inclusões fluidas trapeadas durante a cristalização do carbonado, é possível de se determinar as temperaturas de cristalização deste mineral. De posse dos dados isotópicos dos carbonados e das inclusões fluidas, a razão de fracionamento (α) foi estimada pela equação: $1000 \ln \alpha = \delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2) - \delta^{13}\text{C}(\text{C}_{\text{diamante}})$.

Baseando-se nos dados da constante de equilíbrio da reação CO₂→C₂ calculada por L.P. Nosik usando as fórmulas de M. Mayer, estimou-se as temperaturas de cristalização dos carbonados.

I - Espectrometria de chama para obtenção da composição química de inclusões fluido-gasosas nos carbonados

A composição química de inclusões fluidas e gasosas constituem uma das informações mais importantes para a determinação dos componentes voláteis envolvidos nos processos de formação do diamante (Navon *et al.* 1998). Inúmeros estudos desta natureza vêm sendo realizados em diamantes de

diferentes partes do mundo (e.g. Melton & Giardini 1974, Takaoka & Ozima, 1978, Bartoshinsky *et al.* 1987, Tomilenko *et al.* 1997).

Os dados disponíveis indicam que parte dos componentes gasosos dos diamantes constituem fases instáveis e foram divididos em três grupos: *i*) gases simples (N_2 , H_2 , ...), *ii*) H_2O+CO_2+CO , *iii*) hidrocarbonetos.

Estes grupos distribuem-se em proporções variáveis, apresentando grande heterogeneidade. Um dos mais importantes indicadores do ambiente de formação dos diamantes é dada pela relação entre CO / CO_2 (Melton & Giardini 1981).

Os estudos de composição química de inclusões fluido-gasosas foram realizadas na Universidade Estatal de Geologia de Moscow, sob a coordenação do físico Dr. Sergey Shanina. O método de pirocromatografia foi feito em um cromatógrafo de gás “Tsvet-800”, equipado com dispositivo pirolítico.

As amostras foram aquecidas em um reator durante 3 minutos. Gás hélio foi aplicado ao sistema por um carreador de gás. Antes de colocadas no forno para aquecimento, as amostras foram envolvidas por uma corrente de hélio (1 hora) para retirada de ar e água adsorvida na superfície e nos espaços interporos. A separação cromatográfica dos gases foi feita numa pré-coluna preenchida com agente de adsorção “polysorb-1”, conectada a uma coluna do tipo HP-PLOT Q. A determinação da composição dos gases foi obtida através de dois detectores de chama (catarômetro e de ionização), sendo possível registrar simultaneamente a presença de H_2 , N_2 , CO , CO_2 , H_2O , H_2S , SO_2 , CH_4 , ... C_4H_{10} . A composição dos gases foi determinada em dois estágios de aquecimento: *i*) a $20-500^\circ C$ e $500-1000^\circ C$, e *ii*) $20-300^\circ C$.

1.6.2.5.4 - Análise por ativação neutrônica (AAN) para determinação de Elementos Terras Raras (ETR) nos carbonados

A análise por ativação neutrônica (AAN) é uma técnica de análise elementar (ou seja, em teores de traços), não-destrutiva e requerida para análises com alta sensibilidade, precisão e seletividade. Consiste na indução de radioatividade em uma amostra, mediante a irradiação com nêutrons (relativo às propriedades do núcleo) e posterior medição da atividade induzida. A equação fundamental da AAN é dada por:

$$A_0 = 0.60230 w / M \left[\int_0^\infty \sigma_{(v)} \theta_{(v)} dv \right] S, \text{ onde;}$$

A_0 = atividade obtida no final da irradiação;

M = peso atômico;

θ = abundância isotópica;

w = massa do elemento presente na amostra;

v = velocidade do nêutron incidente;

σ = seção de choque do isótopo de interesse;

ϕ = fluxo de nêutrons;

S = fator de saturação; $[S = 1 - e^{-\lambda t_i}]$, onde t_i é o tempo inicial e λ o comprimento de onda característico.

Os elementos terras raras de alguns carbonados foram determinados por AAN num reator nuclear TRIGA IPR-R1 ($\phi_n = 6.6 \times 10^{11} n / cm^2 s$, $P = 100 kW$), com mesa giratória de 40 posições na Universidade Estatal de Geologia de Moscow.

O princípio da técnica e as aplicações da AAN foram baseadas nas notas de aula e no curso de “Técnicas analíticas aplicadas a geociências”, ministrado pela Dra. Cristiane Castañeda, com colaboração da pesquisadora Ester Figueiredo de Oliveira (CNEN/CDTN), durante o 2º semestre de 2003 na UFMG.

1.7 – Idealização, estruturação e redação da Tese

A presente tese de doutoramento contém oito capítulos e quatro anexos, organizados e dispostos de forma a permitir ao leitor o completo entendimento deste trabalho. Apesar das críticas e sugestões feitas pelos diversos revisores que colaboraram significativamente para a melhoria do volume final, gostaria de reafirmar que o autor é o único responsável por quaisquer erros de fato ou de interpretação que possam ser encontrados nesta tese.

As consultas às referências bibliográficas, que versam direta ou indiretamente com os objetivos desta tese, foram realizadas de forma contínua ao longo de todo o período deste projeto. Tentou-se acessar o maior número possível de bibliografias para compor o estado da arte dos diferentes aspectos abordados nesta pesquisa, a fim de possibilitar *i)* uma definição clara acerca da natureza do problema, *ii)* nortear os procedimentos metodológicos utilizados para a obtenção dos dados, *iii)* correlacionar os resultados obtidos com os de outros trabalhos, *iv)* estabelecer uma sequência lógica de evolução magmática e sedimentar para os diamantes e carbonados da bacia do rio Macaúbas partir da integração de todas as informações levantadas.

A seguir, apresenta-se um breve resumo destes capítulos:

- Capítulo I: ora apresentado, objetivou introduzir o leitor à região onde se realizou a pesquisa, compor o estado da arte dos diferentes segmentos geológicos a qual está inserida, apontar a natureza do problema em foco, definir os objetivos propostos e caracterizar os diferentes métodos empregados nos trabalhos de campo e de laboratório, bem como a disposição do texto;
- Capítulo II: compõe o estado da arte acerca do arcabouço geológico em que está envolvida a região abrangida pelo rio Macaúbas e em torno. Procurou-se destacar os períodos de desenvolvimento de bacias sedimentares cujas unidades (meta) sedimentares pré-cambrianas e fanerozóicas possam estar relacionadas aos ciclos de retrabalhamentos de diamantes;
- Capítulo III: apresenta os dados referentes aos levantamentos sedimentológicos, estratigráficos, estruturais, geoquímicos e geocronológicos realizados na bacia do rio Macaúbas e em torno;
- Capítulo IV: expõe os resultados obtidos durante as campanhas de prospecção aluvionar na bacia do rio Macaúbas, apontando as regiões onde foram recuperados minerais pesados, diamantes e carbonados;
- Capítulo V: apresenta um breve resumo acerca da gênese de diamantes monocristalinos, bem como os resultados obtidos *in situ* de 496 diamantes provenientes da bacia do rio Macaúbas, acrescida de dados analíticos de parte destes diamantes, realizados nos institutos de Geologia de Syktyvkar e Moscow (Academia de Ciências da Rússia), no GeoForschungsZentrum-Potsdam (Alemanha) e no Instituto de Ciências Exatas da UFMG (Icex-UFMG);
- Capítulo VI: apresenta o estado da arte acerca da problemática envolvendo a origem do carbonado, seguido dos dados resultados analíticos obtidos em carbonados do rio Macaúbas nos institutos de Geologia de Syktyvkar e Moscow (Rússia) e no GeoForschungsZentrum-Potsdam (Alemanha).

- Capítulo VII: discute os resultados obtidos nesta tese em termos específicos e gerais, correlacionando-os com os objetivos propostos no Capítulo I;
- Capítulo VIII: conclusão final sobre a origem magmática e os ciclos de retrabalhamentos sedimentares no tempo e no espaço a que foram submetidos os diamantes e carbonados da bacia do rio Macaúbas.

CAPÍTULO II – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Plataforma Sul-Americana forma o núcleo do continente da América do Sul, recobrando uma área de aproximadamente 15 milhões de km² (Figura 7), dos quais 40% estão expostos em três escudos pré-cambrianos: Guiana, Brasil-Central (ou Guaporé) e Atlântico (Almeida *et al.* 1976). Parte da crosta continental exposta nestes escudos remonta a uma longa história de evolução crustal, com registros que vão do Arqueano ao Paleoproterozóico, consolidando-se como núcleos crustais estáveis ao final do ciclo orogenético Transamazônico (2100-1800Ma). A conformação final dos escudos pré-cambrianos delimitados por Almeida *et al.* (1976) ocorreu através da amalgamação de unidades supracrustais adjacentes aos blocos litosféricos durante a orogênese Brasileira (750-530Ma).



Figura 7 – Compartimentação geotectônica da Plataforma Sul-Americana segundo Almeida *et al.* (1976). Retirado e modificado de Dardenne & Schobbenhaus (2001).

O Cráton do São Francisco compõe parte do Escudo Atlântico, localizado na porção centro-leste da Plataforma Sul-Americana (Figura 8). Este segmento crustal foi individualizado como uma unidade

geotectônica por Almeida (1977), cujos traçados limítrofes foram redefinidos por Alkmim *et al.* (1993) e Alkmim (2004). As faixas de dobramento adjacentes ao Cráton do São Francisco representam o registro dos terrenos acrescidos às bordas do referido cráton através das colisões diacrônicas do ciclo Brasileiro e foram designadas da seguinte forma: Araçuaí (Província Mantiqueira, Almeida 1977), Brasília (Província Tocantins, Almeida 1977), Rio Preto (Província Tocantins, Inda *et al.* 1984), Riacho do Pontal e Sergipana (Província Borborema, Brito-Neves 1979).

A Faixa de Dobramentos Araçuaí localiza-se na margem sudeste do Cráton do São Francisco, orientada aproximadamente na direção N-S, com vergência para oeste e transporte tectônico para o cráton. As principais unidades litoestratigráficas são representadas pelo embasamento, de idade arqueana a paleoproterozóica, os metassedimentos paleo/mesoproterozóicos do Supergrupo Espinhaço, o Supergrupo São Francisco, Neoproterozóico, rochas de afinidade granítica do estágio colisional brasileiro e unidades fanerozóicas (Uhlein 1991, Figura 6). O metamorfismo regional aumenta de oeste para leste, gradando do fácies xisto verde baixo ao fácies anfibolito alto (Pedrosa Soares & Wiedemann 2000).

O segmento melhor definido da Faixa Araçuaí situa-se na borda ocidental da faixa, limitado entre os paralelos 16° e 19° 30'S, materializado pelas relações estratigráficas e estruturais entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco (*e.g.* Oliveira 1989, Uhlein 1991, Trompette 1994, Uhlein *et al.* 1995, Alkmim *et al.* 1996, Uhlein *et al.* 1999a, 1999b), macroregião onde se encontra a bacia hidrográfica do rio Macaúbas.

II.1 – Embasamento

O embasamento do Cráton São Francisco é constituído por um complexo arranjo de terrenos metamórficos de alto grau (gnaisses, granitóides e granulitos) de idade arqueana, associações do tipo granito-*greenstone* e cinturões de rochas supracrustais paleoproterozóicas, assim como rochas plutônicas com grande variedade composicional, expostos no extremo sul do cráton (Cinturão Mineiro) e na porção nordeste, no estado da Bahia (Teixeira *et al.* 2000).

No domínio da Serra do Espinhaço em Minas Gerais, o embasamento está exposto como núcleos de estruturas anticlinórias erodidas na região de Gouveia e de Itacambira-Porteirinha.

O Complexo Basal de Itacambira-Porteirinha ocupa a parte central do Anticlinório homônimo, flanqueado pelos metassedimentos dos supergrupos Espinhaço e São Francisco.

Siga Jr. (1986) descreve biotita-gnaisses, localmente migmatíticos, hornblenda gnaisses, gnaisses cataclásticos, milonitos, filonitos granitóides e localmente anfibolitos. As rochas gnáissicas são finamente bandadas, com níveis quartzo-feldspáticos de cor clara e bandas escuras (biotita). A composição destas rochas varia de tonalitos a álcali-granitos. As rochas graníticas são maciças a discretamente foliadas, leucocráticas inequigranulares a equigranulares e com granulação média a grossa.

Para o embasamento exposto na Folha Itacambira (Noce *et al.* 1996), Noce (1997) designam como Complexo Córrego do Cedro os gnaisses bandados de composição granodiorítica que, em alguns locais, exibem corpos tabulares ou lenticulares de anfibolito, concordantes com o embasamento. A Suíte Rio Itacambiruçu é constituída por dois corpos granitóides, alongados, com dimensões máximas entre 5 e 10km, apresentando textura ígnea preservada e composição tonalítica.

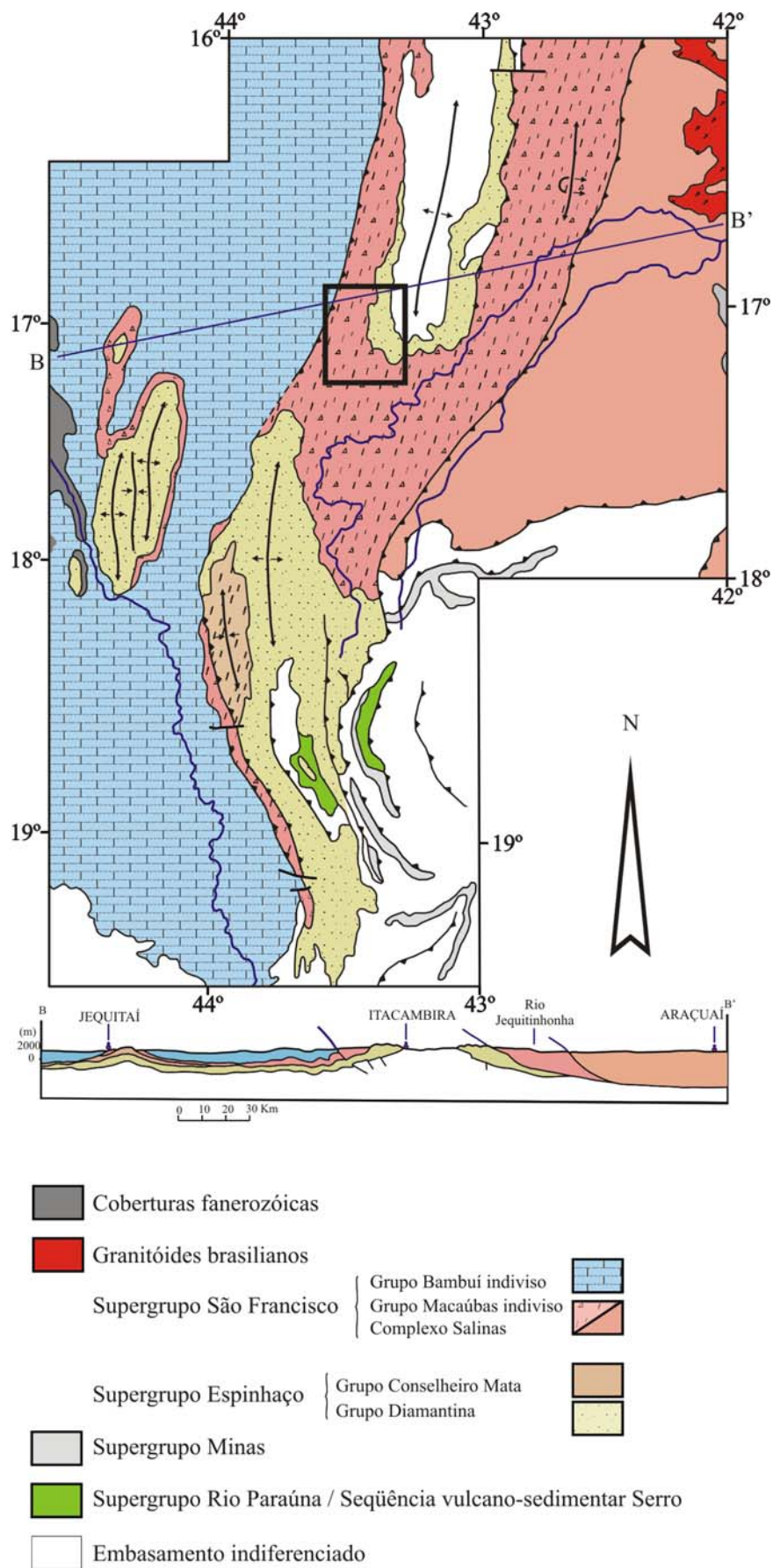


Figura 8 – Mapa geológico simplificado da porção E-SE do Crátão do São Francisco, em contato com parte da Faixa de Dobramentos Araçuaí, com destaque para a região de estudo. Modificado de Uhlein (1991).

II.2 – Supergrupo Espinhaço

O termo Espinhaço tem sido empregado na literatura geológica com três sentidos distintos: geográfico, estratigráfico e geodinâmico (Schobbenhaus 1993).

A conotação geográfica – Espinhaço *Gebirge* (Serra do Espinhaço) - foi introduzida por Eschwege (1822, *In* Renger 1979) para referenciar a cadeia de serras contínuas e estreitas que se estende segundo o meridiano por mais de 1200 km, desde o Quadrilátero Ferrífero, em Minas Gerais, até a divisa dos estados da Bahia e Piauí.

No sentido estratigráfico, o Supergrupo Espinhaço compreende metassedimentos de baixo grau metamórfico formados por (meta) seqüências clásticas, principalmente arenitos associados a psêfitos e pelitos, além de rochas carbonáticas e vulcânicas (*e.g.* Pflug 1968). A evolução estratigráfica do Supergrupo Espinhaço remonta a Tafrogênese Estateriana, ao redor de 1.75Ga (Dussin & Dussin 1995), com desenvolvimento bacinal ao longo do Meso e talvez do Neoproterozóico (Schobbenhaus 1993).

O conceito geodinâmico emprega o termo Espinhaço para definir um ciclo de deposição, deformação e metamorfismo no período compreendido entre 1.8 a 1.0Ga. Neste contexto, o padrão de deformação registrado nos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço (incluindo todos os seus segmentos: Meridional, Serra do Cabral, Setentrional e Chapada Diamantina) seria resultante do evento orogenético Espinhaço (ou Uruaçuano), entre 1.3 a 1.0Ga (*e.g.* Almeida-Abreu 1993, Knauer 1999, Almeida-Abreu & Renger 2002). Contudo, a existência de um evento orogenético pós-transamazônico (2.1 a 1.8Ga) e pré-brasileiro (750 a 530Ma) tem sido questionada por diversos pesquisadores (*e.g.* Uhlein 1991, Dussin 1994, Danderfer Filho 2000, Alkmim 2004). Os resultados obtidos através do mapeamento geológico das unidades proterozóicas na região do rio Macaúbas não apontam a existência de nenhuma deformação do ciclo orogenético Espinhaço nesta área e a conotação geodinâmica deste termo (e suas implicações) não será empregada neste trabalho.

II.2.1. Estratigrafia

De todos os segmentos da cordilheira, a Serra do Espinhaço Meridional constitui o principal alvo dos estudos sedimentológicos, estratigráficos, estruturais e econômicos publicados até o presente (vide Renger 1979, Renger & Knauer 1995, Knauer 1999). Grande parte deste interesse foi motivado inicialmente pela descoberta de diamantes associados aos metaconglomerados da Formação Sopa-Brumadinho no século XVIII, atingindo o auge de sua exploração no século XIX (Prof. F. Renger, comunicação verbal).

Aos trabalhos pioneiros de Eschwege (1822, 1833) seguiram-se inúmeras contribuições para o esboço estratigráfico desta parcela da serra (*e.g.* Derby 1906, Moraes & Guimarães 1930, Moraes *et al.* 1937), culminando com as obras de Pflug (1965, 1968), às quais serviram de referência para diversos estudos posteriores (*e.g.* Schöll & Fogaça 1979, Dussin *et al.* 1984, 1990, Knauer 1990, Almeida-Abreu 1993, Martins-Neto 1993, Silva 1995, Dupont 1995, Martins-Neto 2000).

A Serra do Espinhaço Setentrional é separada da parcela meridional por uma descontinuidade na altura do paralelo 17°30'S, ocorrendo deslocada desta em direção NNE por aproximadamente 50km, iniciando ao sul da cidade de Itacambira. Os metassedimentos do Supergrupo Espinhaço nesta região distribuem-se como um cordão de serras em arco, quase sempre contínuos, com concavidade voltada para o

norte e fechamento ao sul da referida cidade. Esta faixa é interpretada como o núcleo de uma grande estrutura anticlinória de direção N-S e caimento do eixo para sul (Anticlinal de Itacambira, Karfunkel & Karfunkel 1975), cujo flanco oriental prolonga-se ininterruptamente até o estado da Bahia.

As primeiras observações sobre esta unidade no segmento setentrional mineiro se devem a von Spix & von Martius (1828), quando correlacionaram as superfícies “nuas” de quartzo arenoso (*grés* ou quartzito) da região de Grão Mogol (situada a nordeste de Itacambira) com as mesmas feições observadas no Distrito Diamantino. Von Helmreichen (1846) caracterizou os aspectos geológicos relacionados aos metaconglomerados diamantíferos da Serra do Grão Mogol (conhecidos até os dias atuais como “Pedra Rica”), primeira referência mundial de ocorrência de diamantes em rocha compacta.

Os trabalhos pioneiros sobre a estratigrafia do Supergupo Espinhaço na região se devem a Moraes & Guimarães (1930), Moraes (1934) e Moraes *et al.* (1937), numa primeira tentativa de compartimentação destes metassedimentos levando-se em conta critérios litoestratigráficos (Figura 9). Moraes *et al.* (1937) denominaram de “Série Itacolomy” a seqüência formada por quartzitos, arenitos, conglomerados e filitos que se estende desde a região de Ouro Preto, passando por Diamantina e Grão Mogol, prolongando-se até a fronteira com a Bahia.

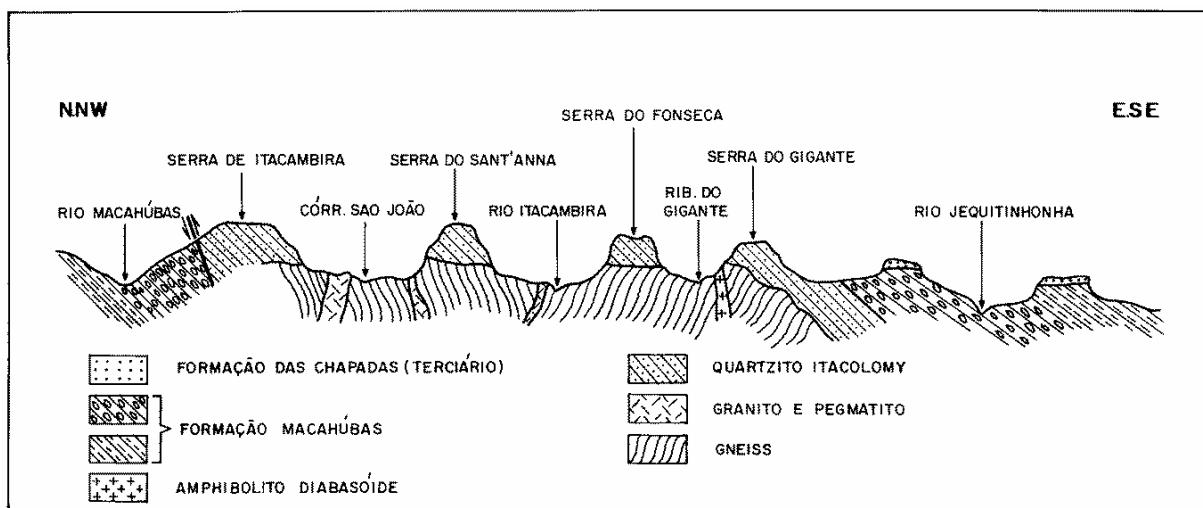


Figura 9 – Seção geológica na região do Anticlinal de Itacambira (segundo Moraes *et al.* 1937).

O principal trabalho de cunho estratigráfico nesta área deve-se a Karfunkel & Karfunkel (1975, 1977). Estes autores mapearam a porção sul da Cordilheira do Espinhaço Setentrional na escala de 1:60.000, entre as localidades de Itacambira e Botumirim e estabeleceram a base estratigráfica regional (Figura 10). Todas as investigações posteriores realizadas nesta área se apoiaram nas observações destes autores, incluindo os resultados do mapeamento geológico apresentados nesta tese (vide Capítulo 3).

A Formação Itacambiruçu foi descrita por Karfunkel & Karfunkel (1975, 1977) como sendo a unidade basal, recobrando as rochas do embasamento, constituída por matriz de quartzo, feldspato e sericita orientados. Posteriormente, Uhlein (1991) considerou esta formação como sendo o produto do retrabalhamento de parte do embasamento gnáissico-migmatítico em zonas de cisalhamento durante o evento Brasileiro, excluindo-a do domínio de metassedimentos do Supergupo Espinhaço. Desta forma, o arcabouço

estratigráfico atualmente aceito restringe-se às três formações superiores, designadas como Resplandecente, Água Preta e Matão (Uhlein 1991).

A **Formação Resplandecente** representa a unidade de maior espessura, atingindo aproximadamente 300 metros. É constituída por quartzitos maciços a friáveis, dependendo da quantidade de mica. Contém turmalina e zircão clásticos como acessórios. Medidas de paleocorrentes indicam transporte de oeste para leste. A **Formação Água Preta** é constituída por quartzitos imaturos com intercalações de metabrecha e lentes de metaconglomerados. Os quartzitos contêm mais mica e minerais pesados (hematita, zircão, turmalina, rutilo e granada), cuja espessura grada de oeste para leste, diminuindo de 30 metros até o completo desaparecimento neste sentido. Metabrechas e metaconglomerados monomíticos ocorrem como lentes nos quartzitos, sendo pouco espessos, contendo seixos de quartzitos estirados tectonicamente. Os metaconglomerados foram considerados como sendo a fonte secundária dos diamantes da bacia do rio Macaúbas, possivelmente formados em ambiente litorâneo e correlacionáveis aos mesmos litotipos da região de Grão Mogol. A unidade de topo, denominada de **Formação Matão**, constitui-se de quartzitos e quartzitos micáceos idênticos aos da Formação Resplandecente. A espessura varia de 20 a 200 metros. Todas estas formações foram interpretadas como sedimentos da bacia miogeossiclinal Espinhaço (“Série Minas” de Pflug 1965).

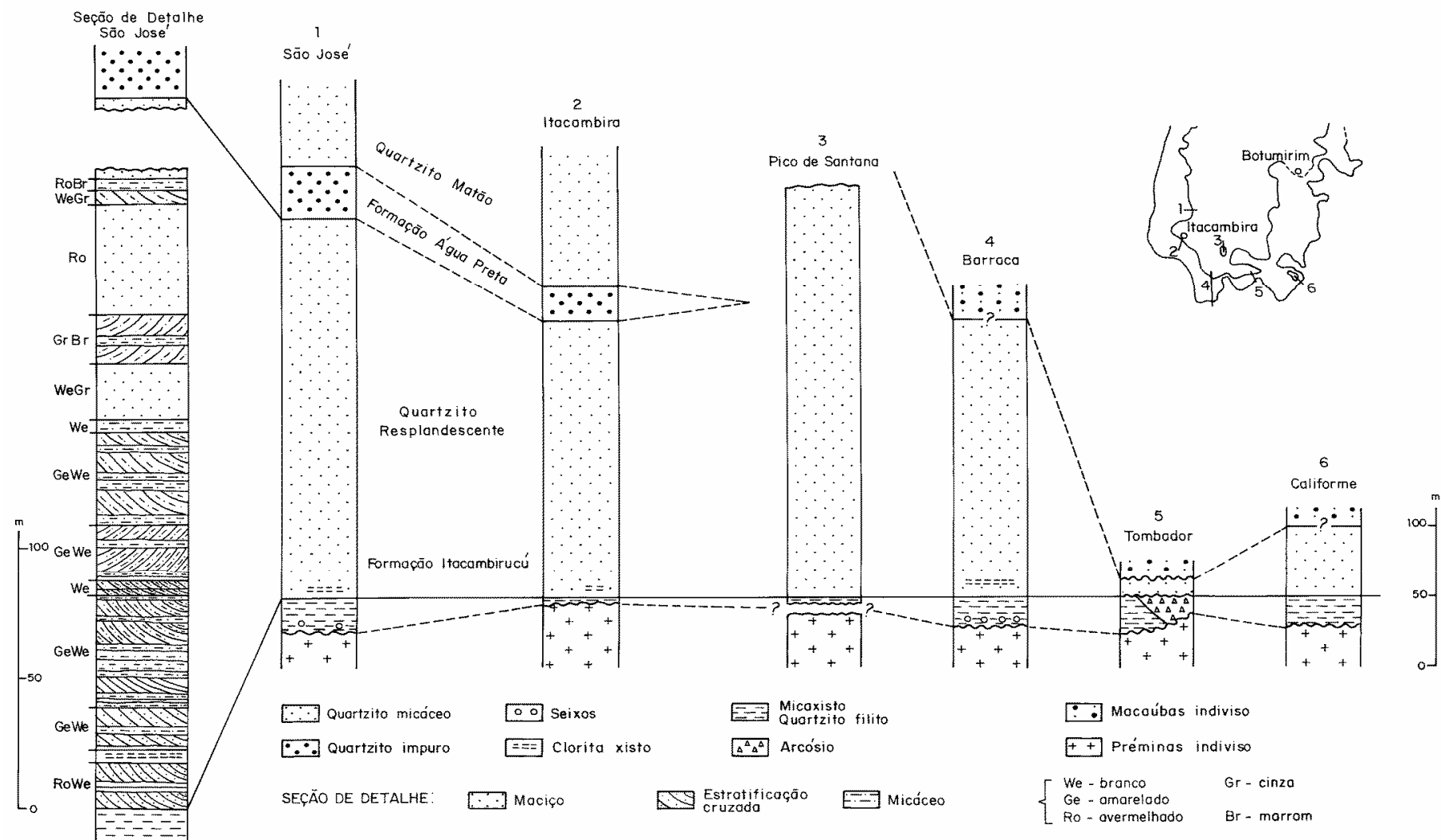


Figura 10 - Colunas estratigráficas para o Supergrupo Espinhaço no Anticlinal de Itacambira, segundo Karfunkel & Karfunkel (1975, retirado de Noce 1997).

No âmbito do Projeto Espinhaço (1996, convênio COMIG/UFMG), Noce *et al.* (1996) e Noce (1997) consideraram duas unidades distintas para o Supergrupo Espinhaço na Folha Itacambira. A **Unidade Inferior** engloba as três formações descritas por Karfunkel & Karfunkel (1975), consistindo em um pacote monótono de quartzitos, puros a pouco micáceos, de granulação fina a média, mostrando alternância de bancos maciços e laminados com estratificações cruzadas freqüentes. Localmente ocorrem níveis de brecha e conglomerado. A **Unidade Superior** estende-se pela porção sudeste da Folha Itacambira e está posicionada tectonicamente sobre rochas do Grupo Macaúbas. É constituída por uma intercalação de rochas quartzíticas, quartzo-filíticas e filíticas, encerrando corpos concordantes de xisto verde.

A Unidade Superior de Noce (1997) constitui parte da Formação Carbonita - Grupo Macaúbas - de Karfunkel & Karfunkel (1977). Entretanto, foi colocada como pertencente ao Supergrupo Espinhaço a partir de levantamentos na região situada imediatamente ao sul da Folha Itacambira - Folha Carbonita (Grossi Sad *et al.* 1995). Segundo Noce (2005, comunicação verbal), a compartimentação estratigráfica levantada por Karfunkel & Karfunkel (1975, 1977) para o Supergrupo Espinhaço (à exceção da Formação Itacambiruçu) e para o Grupo Macaúbas na região de Itacambira-Botumirim mantém-se válida à luz dos novos dados, confirmado pela edição do último **Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais** (2003, convênio COMIG/CPRM). Neste, o Supergrupo Espinhaço é formado pela associação das três formações descritas por Karfunkel & Karfunkel (1975), sob a designação de Grupo Diamantina (Dossin *et al.* 1984, 1990), indiviso neste segmento.

II.3 – Supergrupo São Francisco

Sob a designação de Supergrupo São Francisco (Pflug & Renger 1973) são reunidas todas as seqüências deposicionais do Proterozóico Superior (Neoproterozóico), ou seja, a Formação Jequitá e os grupos Macaúbas e Bambuí em Minas Gerais, a Formação Bebedouro e o Grupo Una, na Bahia.

O Supergrupo São Francisco recobre quase todo o segmento centro-sul do cráton homônimo, marcando o que alguns autores denominam “Bacia Sedimentar do São Francisco” (Martins Neto & Alkmim 2001), ocorrendo também na região da Chapada Diamantina. As unidades estratigráficas que compõem este supergrupo distribuem-se como coberturas sedimentares sobre o cráton (Formação Jequitá, e parte do Grupo Bambuí, em Minas Gerais Bahia e Goiás e Formação Bebedouro e Grupo Una, na Chapada Diamantina), ou como metassedimentos na Faixa de Dobramentos Araçuaí (Grupo Macaúbas e parte do Grupo Bambuí em Minas Gerais).

As unidades situadas no Cráton São Francisco apresentam deformação e metamorfismo incipiente (ou mesmo ausente), tornando-se gradualmente mais deformada e metamórfica até atingir a região da faixa dobrada, impondo um limite gradativo entre o domínio cratônico e o domínio da faixa (Uhlein *et al.* 2004). Assentam-se diretamente sobre o embasamento gnáissico ou sobre o Supergrupo Espinhaço, contato este marcado por discordância angular e erosiva (*e.g.* Walde *et al.* 1978, Guimarães 1993).

As formações Jequitá e Bebedouro e o Grupo Macaúbas são constituídos basicamente de (meta) diamactitos e arenitos, cujos processos de deposição foram influenciados, pelo menos em parte, por processos glaciais (*e.g.* Karfunkel & Hoppe 1988). Os grupos Una e Bambuí constituem-se de (meta)

sedimentos carbonáticos e pelíticos, interpretados como sedimentos de plataforma marinha estável (*e.g.* Dardenne 1978).

Considerando-se a área de interesse e de abrangência enfocada por esta tese, o Grupo Macaúbas será caracterizado com maior profundidade do que o Grupo Bambuí.

II.3.1 – Grupo Macaúbas

O Grupo Macaúbas foi originalmente definido com o “status” de formação por Moraes (1928), Moraes & Guimarães (1930) e Moraes (1932) para designar a seqüência de “phyllonitos conglomeráticos, com algumas camadas associadas de quartzito” presentes na bacia do rio homônimo e na Serra do Catuní (Formação “Macahúbas”). Seu caráter glaciogênico foi primeiramente proposto por Branner (1919) e reiterado por Moraes-Rêgo (1930), Guimarães (1931) e Moraes (1932). Schöll (1973) elevou a Formação Macaúbas à hierarquia de Grupo, reunido posteriormente no Supergrupo São Francisco de Pflug & Renger (1973).

O Grupo Macaúbas é a principal unidade estratigráfica da Faixa Araçuaí, possuindo espessura de alguns quilômetros, constituído por metadiamicictitos com gradação vertical e lateral para quartzitos e metapelitos (Uhlein 1991). Apresenta polaridade sedimentar e amplo desenvolvimento faciológico no sentido NNW-SSE, com registro de todos os estágios de desenvolvimento bacinal para uma margem passiva (bacia Araçuaí ou Macaúbas, Pedrosa-Soares *et al.* 1992), cuja área fonte dos sedimentos estaria relacionada aos terrenos antigos que compõem o núcleo crustal do São Francisco e parte dos sedimentos da bacia Espinhaço (Noce *et al.* 1993).

Karfunkel & Hoppe (1988) advogam uma origem diacrônica para as diferentes unidades de metadiamicictitos neoproterozóicos a partir de um evento glacial único que cobriu a área cratônica, transicionando lateralmente para as bacias marginais que se desenvolveram neste período. Posteriormente, estes (meta) sedimentos foram agrupados sob a denominação de “Glaciação São Francisco” (Karfunkel *et al.* 2001). Nesta concepção, a Formação Jequitai marcara o domínio “glácio-terrestre” deste evento, caracterizado pela associação de feições sedimentares e erosivas diagnósticas deste sub-ambiente glacial - pavimentos estriados, seixos facetados, eskers e varvitos, conforme descrito por Hettich (1977). Os metassedimentos do Grupo Macaúbas representariam os domínios de transição e marinho, ambos sob influência de gelo, evidenciado pela passagem faciológica vertical e lateral do pacote de metadiamicictitos para metarenitos e metapelitos com seixos pingados (“glácio-transicional”, de acordo com Karfunkel & Karfunkel 1977), e pela associação entre metassedimentos grossos e finos segundo a seqüência de Bouma para turbiditos marinhos, constituindo a área de influência “glácio-marinha” deste grupo (*e.g.* Uhlein 1991, Pedrosa-Soares 1995).

Estudos paleogeográficos recentes propuseram modelos de evolução sedimentar diferentes daqueles advogados por Karfunkel & Hoppe (1988) e Dupont *et al.* (2001) para a Formação Jequitai e o Grupo Macaúbas em Minas Gerais. Segundo Uhlein *et al.* (1994, 1999, 2004), os sedimentos da Formação Jequitai teriam sido depositados em uma plataforma marinha rasa glaciada e influenciada por geleiras aterradas e/ou flutuantes, o que explicaria, dentre outros argumentos, a grande espessura dos diamictitos da Formação

Jequitaí (0-120 m). Ao Grupo Macaúbas é atribuída sedimentação gravitacional controlada por falhas tectonicamente ativas, com deposição de cunhas clásticas de metadiamicritos subparalelos às bordas da bacia. O material glacial foi ressedimentado por ação de fluxos de detritos e correntes de turbidez em borda de bacia extensional.

II.3.1.1- Estratigrafia

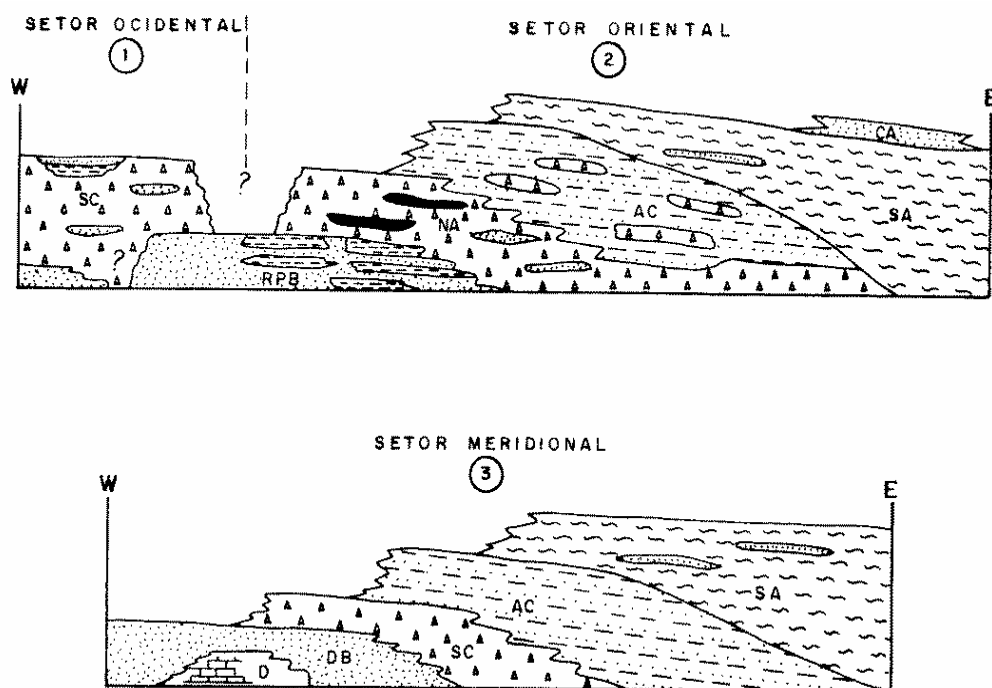
O Grupo Macaúbas não possui um arranjo estratigráfico uniforme em sua ampla área de ocorrência em Minas Gerais, sobretudo, devido à falta de horizontes-guia que não apresentem acentuado grau de variações litofaciológicas verticais e laterais ao longo da faixa Araçuaí, principalmente na direção leste da bacia (Karfunkel *et al.* 1985).

As propostas estratigráficas anteriormente advogadas, em geral, são frutos de trabalhos de mapeamento localizados (ainda que a área abrangida por alguns deles seja bastante ampla), o que tem dificultado a cartografia e as implicações estratigráficas decorrentes da distribuição deste grupo em escala regional. Como um dos resultados preliminares do convênio COMIG/UFMG para a realização do “Projeto Espinhaço”, Noce *et al.* (1993) propuseram uma individualização para o Grupo Macaúbas segundo os três setores que marcariam as principais divisões estratigráficas deste grupo, alcançando um nível de correlação anteriormente não conseguido (Figura 11). Contudo, esta proposta de compartimentação estratigráfica não exclui a validade dos mapeamentos realizados em áreas menores e deve ser usada com moderação (Knauer 1999).

O Setor Ocidental seria marcado pela ocorrência das formações **Duas Barras** (quartzitos geralmente microconglomeráticos com lentes de conglomerado) e **Serra do Catuní** (metadiamicritos maciços com intercalações de quartzitos e filitos), enquanto que o Setor Oriental se caracterizaria pela ocorrência, da base para o topo, das formações **Rio Peixe Bravo** (intercalações de quartzitos impuros e filitos, Viveiros *et al.* 1978), **Nova Aurora** (metadiamicritos gradados ou não, com intercalações de quartzitos e raros filitos, Viveiros *et al.* 1979), **Chapada Acauã** (transição da formação anterior, composta por metadiamicritos, quartzitos e metapelitos), **Salinas** (sucessão monótona de quartzo-biotita xistos bandados, com intercalações de grauvacas, rochas cálcio-silicáticas, metaconglomerados e grafita xistos, Pedrosa-Soares 1995) e **Capelinha** (alternância de xistos e protoquartzito, na base, e ortoquartzitos no topo, Pedrosa-Soares 1995).

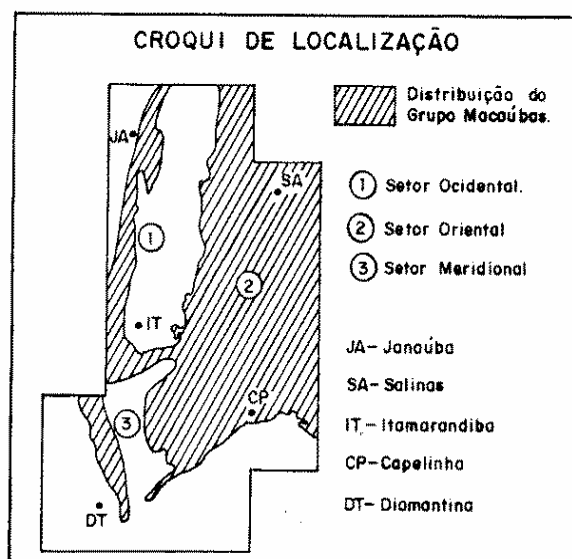
O Setor Meridional é constituído pelas formações (da base para o topo) **Domingas** (metasiltitos e metadolomitos estromatolíticos), **Duas Barras**, **Serra do Catuní**, **Chapada Acauã** e **Salinas** (anteriormente caracterizadas).

Lima *et al.* (2002) redefiniram a Formação Salinas em sua área-tipo, excluindo-a do domínio de abrangência do Grupo Macaúbas e propondo a designação de **Formação Ribeirão da Folha** (xisto peraluminoso, quartzo-mica xisto, rochas calcissilicáticas, grafita xisto, metachert, formações ferríferas, orto-anfibolito, diopsiditos sulfetados) para a unidade distal do Grupo Macaúbas, representante da margem passiva neoproterozóica.



ESQUEMA ESTRATIGRÁFICO DOS SETORES

OCIDENTAL (1)	ORIENTAL (2)	MERIDIONAL (3)
SC - Fm. Serra do Catuni	SA - Fm. Salinas	SA - Fm. Salinas
DB - Fm. Duas Barras	AC - Fm. Chapada Acauã	AC - Fm. Chapada Acauã
	NA - Fm. Nova Aurora	SC - Fm. Serra do Catuni
	RPB - Fm. Rio Peixe Bravo	DB - Fm. Duas Barras
		D - Fm. Domingas



LITOTIPOS

Filito.	Quartzito e filito interestratificados.
Quartzito.	Quartzo-mica xisto.
Dolomito	Metadiamictito.
Formação ferrífera	

Figura 11 - Modelo esquemático das relações entre as unidades litoestratigráficas do Grupo Macaúbas e suas principais litologias. Segundo Noce *et al.* (1993).

Grande parte do Setor Meridional corresponde a área mapeada por Karfunkel & Karfunkel (1975). A divisão estratigráfica de Noce *et al.* (1993) neste setor foi elaborada, parcialmente, baseando-se nos levantamentos de Karfunkel & Karfunkel (1975, 1977) e podem ser correlacionados da seguinte forma (Figura 12):

- segundo Noce *et al.* (1993), a base do Grupo Macaúbas na região é representada pelas formações Domingas e Duas Barras. A Formação Domingas teria ocorrência muito restrita, não sendo reconhecida em toda a área (Schöll 1976). A Formação Duas Barras equivaleria à **Formação Califorme** de Karfunkel & Karfunkel (1975, 1977), constituída por quartzitos com espessura de até 200 metros, com intercalações localizadas de metaconglomerado;

- as rochas da Formação Serra do Catuni correspondem ao horizonte glacial de Karfunkel & Karfunkel (1975) – **Formação Terra Branca** – caracterizados como (meta) tilitos, quartzitos e metasiltitos com seixos e fragmentos de rochas de dimensões e formas variáveis (30 a 350 metros de espessura).

- a Formação Chapada Acauã correspondente à unidade de topo denominada por Karfunkel & Karfunkel (1977) de **Formação Carbonita**, constituída por quartzitos finos e micáceos, metasiltitos e filitos (até 300 metros de espessura), aos quais se associam corpos de xistos verdes.

Noce (1997) reinterpretou a proposta estratigráfica de Karfunkel & Karfunkel (1975) para a Folha Itacambira (Noce *et al.* 1996). Assim, a Formação Califorme e parte da Formação Terra Branca foram agrupadas na Formação Serra do Catuni. Parte da Formação Carbonita, que contém os xistos verdes, foi considerada como pertencente ao Supergrupo Espinhaço (Unidade Superior), enquanto que a outra parte equivaleria à Formação Chapada Acauã (Tabela 2, Figura 12).

Conforme referenciado no sub-capítulo II.2.1, a compartimentação estratigráfica levantada por Karfunkel & Karfunkel (1975, 1977) para o Grupo Macaúbas na região de Itacambira-Botumirim mantém-se válida à luz dos novos dados e foi confirmado pela edição do último **Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais** (2003, convênio COMIG/CPRM) levando-se em conta a proposta estratigráfica regional de Noce *et al.* (1993).

Karfunkel & Karfunkel (1975)			Noce (1997)
Grupo Macaúbas			Fácies
Fm. Terra Branca	Carbonita	Superior	Fm. Chapada Acauã
		Intermediário	
		Inferior	Unidade Superior (Supergrupo Espinhaço)
	Caçaratiba		Falha de empurrão
Fm. Califorme			Fm. Serra do Catuni
Supergrupo Espinhaço			
Fm. Matão		Unidade Inferior	
Fm. Água Preta			
Fm. Resplandecente			
Fm. Itacambiruçu		Embasamento milonitizado (Uhlein 1991)	

Tabela 2: Estratigrafia comparativa entre os trabalhos de Karfunkel & Karfunkel (1975) e Noce (1997).

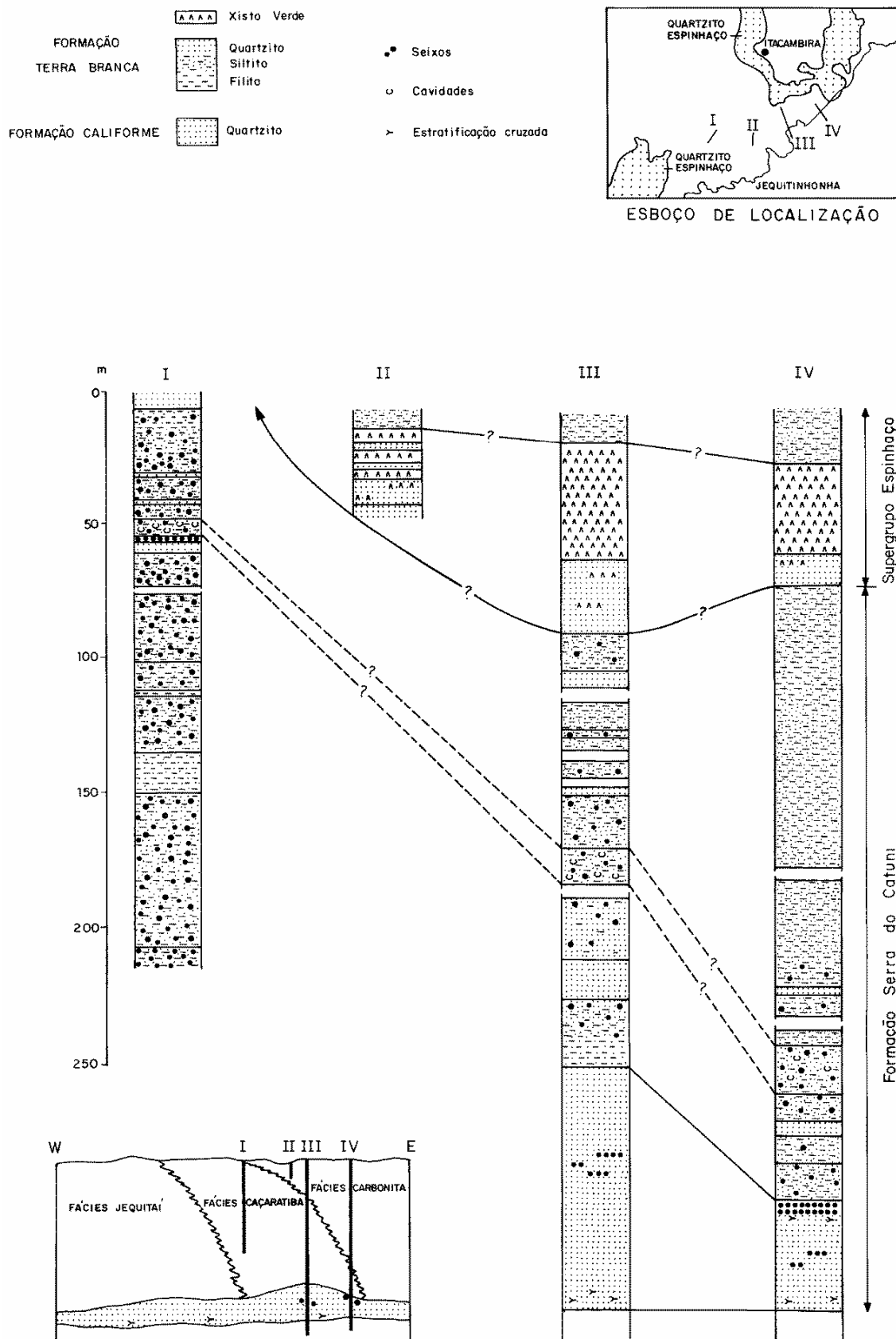


Figura 12 - Colunas estratigráficas da Formação Serra do Catuni, tectonicamente sobreposta pelo Supergrupo Espinhaço segundo Noce (1997), modificado de Karfunkel & Karfunkel (1975).

II.3.1.2 - Magmatismo associado ao Grupo Macaúbas

Além de um evento de glaciação, o Grupo Macaúbas registra um evento tafrogênico de expressão regional, acompanhado de magmatismo de caráter básico por volta de 930 Ma (Porada 1989, Machado *et al.* 1989, Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 1998). Os corpos metabásicos estendem-se na direção N-S por mais de 400km, com 80km de largura. A propagação do magmatismo neoproterozóico foi controlado por lineamentos pré-existentes, de direção N-NNW, correspondendo a um antigo sistema de fraturas do Cráton São Francisco (Uhlein 1991, Dussin & Dussin 1995). Menos comuns, são corpos orientados E-W.

Os metabasitos ocorrem como diques, *sills* ou *stockes* (Uhlein & Quémèneur 2000), petrograficamente caracterizados como metabasaltos ou metagabros formados por clinopiroxênio e plagioclásio como fases minerais primárias (Dussin 1994b). Os produtos de alteração são dados pelas fases retrometamorfisadas de clinopiroxênio para anfibólio, clorita e epidoto, ao passo que o plagioclásio altera-se para sericita, carbonatos e argilo-minerais. Os dados geoquímicos disponíveis atestam ambiente intra-placa para estes corpos, evoluindo para magmas basálticos toleíticos de fundo oceânico (Uhlein 1991, Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 1998).

Na região de Planalto de Minas – Desembargador Otoni (a norte de Diamantina), os xistos verdes que se intercalam aos metassedimentos do Grupo Macaúbas descritos por Hettich (1973), Schrank (1978) e Uhlein (1991) foram considerados por Chula (1996) como parte do magmatismo bimodal característico da abertura do rifte Espinhaço a partir de dados geocronológicos de zircões retirados de metariolitos que se associam aos metadiabasitos (1752 ± 2 Ma, Macahado *et al.* (1989). Desta forma, o conjunto de metassedimentos quartzosos e filíticos que se associam aos referidos xistos verdes foi considerado como a Unidade Superior de Noce (1997) em seu prolongamento norte, ou seja, a Folha Itacambira (Noce *et al.* 1996). O Mapa Geológico de Minas Gerais (2003, COMIG/CPRM) considera o posicionamento dos metabasaltos e dos metassedimentos a eles associados como pertencentes ao Grupo Macaúbas, conforme descritos originalmente por Hettich (1973) e Karfunkel & Karfunkel (1975) para as folhas Carbonita e Itacambira, respectivamente.

II.3.2 - Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí foi originalmente designado como “Série” por Rimann (1917) e corresponde a uma extensa cobertura pelito-carbonatada do Neoproterozóico aflorante nos estados de Goiás, Bahia e Minas Gerais (*e.g.* Dardenne & Walde 1979, Mascarenhas *et al.* 1984).

Para a região centro-norte de Minas Gerais, assumem especial importância as divisões estratigráficas propostas por Branco & Costa (1961), às quais serviram de base para o modelo apresentado por Dardenne (1979) nas formações Jequitaiá (paraconglomerados de origem glacial), Sete Lagoas (seqüência margosa e pelítica com lentes carbonatadas), Serra de Santa Helena (folhelhos e siltitos, com intercalações de arenitos e calcários escuros), Lagoa do Jacaré (siltitos, margas, calcários oolíticos pisolíticos), Serra da Saudade (folhelhos, arenitos e siltitos verdes) e Três Marias (arcósios e siltitos verdes). A Formação Jequitaiá é considerada equivalente do Grupo Macaúbas e foi excluída do Grupo Bambuí (*e.g.* Karfunkel *et al.* 1985).

Segundo Oliveira (1989), a Formação Serra de Santa Helena é a principal unidade estratigráfica que ocorre adjacente à bacia do rio Macaúbas.

II.4 – Geologia estrutural das unidades pré-cambrianas

As unidades vulcano-sedimentares pré-cambrianas das bacias “Espinhaço” e “São Francisco” foram atingidas pelas frentes orogênicas brasileiras (Almeida 1977), formando ao longo de seus limites, cinturões epidérmicos de antepaís, cuja vergência é em direção ao Cráton do São Francisco (Alkmim 2004). Tais cinturões epidérmicos são caracterizados por associações de falhas de empurrão e dobras, tendo o caráter epidérmico comprovado pelas muitas exposições de descolamento basal (Magalhães 1988, Oliveira 1989, Uhlein 1991, Dussin 1994, Alkmim *et al.* 1996).

As relações estruturais entre os supergrupos Espinhaço e São Francisco no domínio de transição entre o Cráton do São Francisco e Faixa de Dobramentos Araçuá apresentam amplo acervo de dados. Os principais elementos estruturais caracterizados na macroregião considerada nesta tese foram levantados por Oliveira (1989), Uhlein (1991) e Noce (1997), e serão usadas como trabalhos de referência.

O principal elemento do relevo na região deve-se a grande estrutura anticlinal (Anticlinal de Itacambira), com eixo em torno do meridiano e caimento para sul, esculpida em metarenitos do Supergrupo Espinhaço (Noce 1997). Faixas de rochas miloníticas são observadas no contato Espinhaço/Embasamento (Uhleim 1991), caracterizando uma superfície de descolamento basal. No caso em que maciços formados por metassedimentos do Supergrupo Espinhaço encontram-se isolados no embasamento, são classificados como *klippes* (Noce 1997).

Uma fase de deformação anterior (D_{p-1}) a fase principal (D_p) foi reconhecida em micrólitos da xistosidade principal em filitos do Supergrupo Espinhaço e metarritmitos e metapelitos do Grupo Macaúbas (Uhleim 1991).

A xistosidade principal (X_p), relacionada a fase de deformação principal D_p , apresenta-se geralmente N-S, com mergulho íngreme ou suave, subhorizontal, para leste e com lineações de estiramento (seixos e minerais alongados) para leste. Indicadores cinemáticos diversos apontam para um transporte tectônico de E para W. Esta fase está relacionada a dobras assimétricas vergentes para oeste e zonas de cisalhamento rúpteis-dúcteis, neste caso, com estrutura homoclinal (Uhleim 1991). Falhas inversas e de empurrão são comuns, podendo apresentar também feições em rampas e patamares, originando estruturas em duplexes (Oliveira 1989). As fases D_{p-1} e D_p foram correlacionadas a um evento progressivo de cisalhamento simples, caracterizado por dobras e zonas de cisalhamento (Oliveira 1989, Uhlein 1991).

Uma fase posterior de deformação (D_{p+1}) caracteriza-se por dobramentos abertos, assimétricos, com eixo variando de N10W a N30E e clivagem espaçada ou de crenulação S_{p+1} segundo o plano axial. Ocorre também lineação de interseção ou crenulação N-S, subhorizontal.

II.5 – Coberturas meso-cenozóicas

Sedimentos semi-consolidados possuem significativa distribuição areal no centro-norte de Minas Gerais, constituindo o principal material de recobrimento de grandes extensões de superfícies aplainadas que

se desenvolvem sobre os metassedimentos do Supergrupo Espinhaço e, principalmente, sobre o Grupo Macaúbas. Parte destas coberturas adquire especial importância, uma vez que foi descrita como portadora de diamantes e está diretamente ligada à evolução geotectônica regional ocorrida no Fanerozóico (*e.g.* Chaves 1997).

A Bacia Sanfranciscana constitui uma das regiões com melhor exposição da geologia cretácica na porção central do Brasil. Os trabalhos pioneiros sobre esta região remontam a Oliveira (1881), Lisboa (1906), Williams (1925) e Rimann (1915, 1917), sendo devida a este último autor a designação de “Série Areado” aos arenitos ali ocorrentes. Estudos sistemáticos vieram a ser realizados posteriormente por Freyberg (1932), que incluiu o conjunto de sedimentos em sua chamada “Série Gondwana”, do Triássico. Barbosa (1965) revalidou a designação “Areado” atribuindo-lhe *status* de formação e dividindo-a em três membros: Abaeté, Quiricó e Três Barras. O Membro Abaeté representaria a sedimentação típica de *oueds* em área peri-desértica, com influência de inundações sazonais. Kattah (1991), através de estudos palinológicos, atribui idade do Cretáceo Inferior para este membro, cuja sedimentação estaria controlada por movimentos isostáticos positivos como resposta ao soerguimento do Arco da Canastra.

Karfunkel & Chaves (1995) consideraram os conglomerados altimetricamente controlados (ao redor de 750 a 1000m) na Serra do Cabral e imediações como correlacionáveis à Formação Abaeté, representando depósitos fluviais e de rios entrelaçados pertencentes a protobacia Sanfranciscana. Conglomerados semelhantes e no mesmo patamar altimétrico foram reconhecidos na porção leste do estado, no âmbito do vale do rio Jequitinhonha (Chaves *et al.* 1996), o que ampliou, e muito, a área de distribuição abrangida pelos processos de sedimentação ocorridos no Cretáceo Inferior (Chaves 1997).

Na região abordada pela presente pesquisa, Addad *et al.* (1999) descreveram conglomerados reliquiais entre as cotas 750-1000m no local conhecido como “Morro do Pai Albano” (na “chapada” localizada entre as cidades de Juramento e Itacambira), e foram considerados como remanescentes do sistema de drenagem das protobacias dos rios São Francisco e Jequitinhonha no Cretáceo Inferior através do soerguimento do Arco da Canastra, a oeste, e da Serra do Espinhaço, a leste (Chaves 1997).

Karfunkel & Chaves (1994, 1995) atribuíram a presença de fanglomerados plio-pleistocênicos nas encostas ao norte das serras do Cabral e da Água Fria como consequência do soerguimento da Serra do Espinhaço no Terciário tardio, posteriores à formação de crostas lateríticas ferruginosas descritas por King (1956). Estes fanconglomerados constituiriam o retrabalhamento do Membro Abaeté – Formação Areado nesta região, sendo diamantíferos. Penha (2001) e Penha *et al.* (2005) atribuem a formação dos depósitos diamantíferos encontrados nos paleoterraços e nos aluviões recentes do rio Jequitaiá, ao retrabalhamento pós-miocênicos dos conglomerados cretácicos através de processos neotectônicos por meio da atuação de falhamentos transcorrentes de direção N-S a N25°E e de falhas normais orientadas na direção WNW, ambos em regime transpressivo.

Sedimentos coluvionares que ocorrem nos altiplanos da Serra do Espinhaço são conhecidos popularmente como “gorgulhos”, constituídos por fragmentos angulosos de quartzo numa matriz arenosa fina, atingindo 1m de espessura máxima (Chaves 1997). Na serra do Espinhaço Meridional, nos arredores de Diamantina, estes sedimentos adquirem especial importância por conterem diamantes. Em princípio,

representariam os remanescentes dos processos pedogenéticos que ocorreram a partir do Cretáceo Inferior (King 1956). Karfunkel *et al.* (1998) associam a formação destes sedimentos a mudanças climáticas ocorridos há aproximadamente 22.000 anos.

Os sedimentos do Holoceno foram divididos em dois tipos, segundo os depósitos diamantíferos aos quais se associam (Chaves & Uhlein 1991):

- os de terraços aluvionares (tabuleiros), situados até dezenas de metros acima do leito atual, considerados como do Holoceno precoce, constituindo as “grupiaras” dos garimpeiros;
- os de cascalho na base dos leitos atuais, do Holoceno moderno.

II.6 – Evolução geológica regional

Sob o ponto de vista geodinâmico, a história evolutiva das unidades sedimentares proterozóicas e fanerozóicas abrangidas por este trabalho (com magmatismo associado) relaciona-se diretamente com a evolução de um segmento crustal rígido, consolidado ao final da orogênese Transamazônica (2.1 – 1.9Ga) – o Cráton do São Francisco (Almeida 1977).

À luz do conhecimento atual, Alkmim (2004) apresenta os principais traços geológicos do Cráton São Francisco e discute os aspectos fundamentais ao longo de sua evolução geológica. O resumo esquemático aqui apresentado, baseia-se em Alkmim (2004) e demais referências citadas:

- a edificação de uma massa continental única ocorreu ao final do Paleoproterozóico, através da “colagem” de segmentos crustais maiores e menores por meio da orogenia Transamazônica (2.1- 1.9Ga);
- a Tafrogênese Estateriana é tido como o evento de fragmentação crustal que atingiu parte do paleocontinente do São Francisco através de uma rede de riftes ensiálicos (Brito Neves *et al.* 1996). Neles, depositaram-se os sedimentos continentais intercalados com lavas ácidas e capeados por depósitos marinhos do Supergrupo Espinhaço, verificados, sobretudo, em sua parcela Meridional (Martins-Neto 2000). Na porção sul da Serra do Espinhaço Setentrional, região considerada neste trabalho, está exposta somente a parte superior da unidade, caracterizada por depósitos eólicos (Chaves 1997) que passam, no topo, a uma alternância de (meta) pelitos e arenitos marinhos (Karfunkel & Karfunkel 1977).
- no período Toniano (ao redor de 950Ma), individualiza-se a placa São Francisco-Congo (Campos Neto 2000) e delineiam-se os traços do que viria a ser futuramente o Cráton do São Francisco. Responsável por isto é uma nova etapa tafrogenética, o rifte Araçuaí ou Macaúbas (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 1998), que se deu em condições inicialmente acompanhada de uma glaciação de caráter continental (Karfunkel & Hoppe 1998). Os riftes estaterianos foram reativados, com diques máficos marcando a fase extensional (Uhlein 1991) e a evolução de alguns de seus ramos para margens passivas (Pedrosa-Soares *et al.* 1992). As geleiras neoproterozóicas que se desenvolveram no interior do cráton progradaram para leste sobre um substrato formado por rochas do embasamento granito-gnaiss e do Supergrupo Espinhaço (Karfunkel & Hoppe 1998, Dupont *et al.* 2001). A sedimentação do Grupo Macaúbas ao longo da borda ocidental foi controlada por falhas normais ativas que retrabalharam o material trazido do interior do cráton pelas geleiras (Uhlein 1999), apresentando um acentuado grau de variações verticais e laterais de fácies no sentido da margem passiva.

- o Continente São Francisco-Congo é envolvido numa sucessão de colisões que terminam com a consolidação do Gondwana ao final do Neoproterozóico (730 – 520Ma). As margens passivas e ativas são convertidas nos cinturões orogênicos que definem o contorno atual do cráton. O interior do cráton subside por ação de sobrecargas laterais, que se iniciam com o desenvolvimento da Faixa Brasília, recebendo concomitantemente sedimentos do Grupo Bambuí, que são parcialmente envolvidos pelas frentes orogênicas brasileiras. Na Faixa de Dobramentos Araçuaí, formaram-se cinturões de antepaís ao longo do domínio cráton-faixa dobrada, caracterizada por uma associação de falhas de empurrão e dobras com vergência para o cráton que envolveram as unidades pré-cambrianas – Supergrupo Espinhaço, o Grupo Macaúbas e parte do Grupo Bambuí (Magalhães 1988, Oliveira 1989, Uhlein 1991, Dussin 1994, Alkmim *et al.* 1996).

- cessados os esforços compressivos da orogenia brasileira, sucede-se um estágio de descompressão das unidades pré-cambrianas deformadas, o que caracterizaria o colapso extensional do Orógeno Araçuaí (*e.g.* Alkmim *et al.* 2001). O principal elemento tectônico associado a este evento na Faixa Araçuaí é representado por uma clivagem de crenulação íngreme que mergulha para oeste e corta a xistosidade principal (X_p), conforme já observada por Uhlein (1991).

- o evento Sul-Atlântico (Schobbenhaus *et al.* 1984) marca a abertura do rifte Abaeté no interior do cráton durante o Eocretáceo (Sgarbi *et al.* 2001). Na porção sudoeste da bacia Sanfranciscana, os sedimentos da base do Grupo Areado – Membro Abaeté – depositaram-se em semi-grábens de orientação preferencial N-S, controlados pela reativação de um sistema de falhas de direção NE-SW, herdadas do Grupo Bambuí, embasamento das unidades cretácicas nesta região. O soerguimento do Arco do Paranaíba (Hasui *et al.* 1975, Barcelos *et al.* 1989), juntamente com a Serra do Espinhaço, propiciaram as condições necessárias para a instalação das protobacias dos rios São Francisco e Jequitinhonha neste período (Karfunkel & Chaves 1994, 1995).

- movimentações isostáticas posteriores ocorreram no Terciário Médio-Superior, acompanhada de alterações climáticas, responsáveis pela formação de extensas áreas peneplanizadas (King 1956). No caso específico da região abrangida pelas serras do Cabral e da Água Fria, a concentração e formação dos depósitos diamantíferos atualmente lavrados seriam consequência dos novos ciclos de redistribuição sedimentar, localmente controlados por processos neotectônicos pós-Mioceno (Penha 2001 e Penha *et al.* 2005).

- no âmbito da Serra do Espinhaço Meridional, novas mudanças climáticas são registradas há aproximadamente 22.000 anos (Karfunkel *et al.* 1998). Este período coincide com o máximo glacial do Pleistoceno, com possível remoção da cobertura vegetal e exposição do solo.

CAPÍTULO III – GEOLOGIA LOCAL

A bacia do rio Macaúbas está localizada no flanco ocidental do Anticlinal de Itacambira, no domínio dos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço, a leste, e do Grupo Macaúbas em quase sua totalidade. Sedimentos fanerozóicos relacionam-se à morfologia aplainada das chapadas, recobrando os litotipos do Grupo Macaúbas (Figura 13).

O mapeamento geológico desta área baseou-se no levantamento de seções orientadas aproximadamente na direção E-W, onde foram realizados perfis para o estabelecimento da pilha vulcano-sedimentar e das relações estratigráficas e estruturais entre as mesmas (Figura 14).

As litofácies características para cada seção constituíram a base para correlações estratigráficas locais, onde foram agrupadas segundo o conceito de unidade litoestratigráfica definido pelo Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.* 1986) e pelo Guia Estratigráfico Internacional (Salvador 1994). Uma unidade litoestratigráfica consiste num conjunto de rochas que se distinguem e se delimitam com base em seus caracteres litológicos, independente de sua história geológica ou de seus conceitos cronológicos.

Contudo, a definição de parte das unidades litoestratigráficas foi apoiada por dados geocronológicos, às quais constituem, também, unidades cronoestratigráficas. Um dos atributos das unidades cronoestratigráficas é o de que podem ser estendidas fora de sua seção ou área-tipo até onde for possível a observação dos critérios de equivalência de tempo e, assim mesmo, com as limitações de precisão impostas pelos critérios físicos.

A nomenclatura estratigráfica utilizada nesta tese respeitou, quando possível, o critério da hierarquia para designar a compartimentação estratigráfica proposta por trabalhos anteriores, principalmente aqueles de caráter regional, o que facilita o entendimento da evolução das unidades (meta) vulcano-sedimentares de uma mesma bacia de sedimentação por grandes distâncias.

Para o Supergrupo Espinhaço, as unidades litoestratigráficas reconhecidas neste trabalho foram consideradas equivalentes às formações Resplandecente, Água Preta e Matão de Karfunkel & Karfunkel (1975, 1977), com modificações. De forma análoga, ao Grupo Macaúbas foram atribuídas às designações proposta por Noce *et al.* (1993), sendo reconhecidas as formações Duas Barras, Serra do Catuni e Chapada Acauã para a região de estudo, bem como xistos verdes metabasálticos do Neoproterozóico (sem nome formal). Parte dos sedimentos fanerozóicos que compõem as chapadas foi atribuída aos conglomerados do Cretáceo Inferior, reconhecidos na região centro-norte de Minas Gerais por Karfunkel & Chaves (1995).

Segundo Petri *et al.* (1986) e Salvador (1994), a formação é a unidade fundamental de classificação litoestratigráfica, caracterizando-se pela relativa uniformidade litológica, formando um corpo de preferência contínuo e mapeável em superfície e/ou subsuperfície. Dentre outros atributos, uma formação pode apresentar composição heterogênea que constitua por si mesma um caráter distintivo em relação às unidades litoestratigráficas adjacentes. Para rochas magmáticas intrusivas, usa-se o termo suíte, acrescida do adjetivo intrusiva e um nome geográfico que a melhor represente.

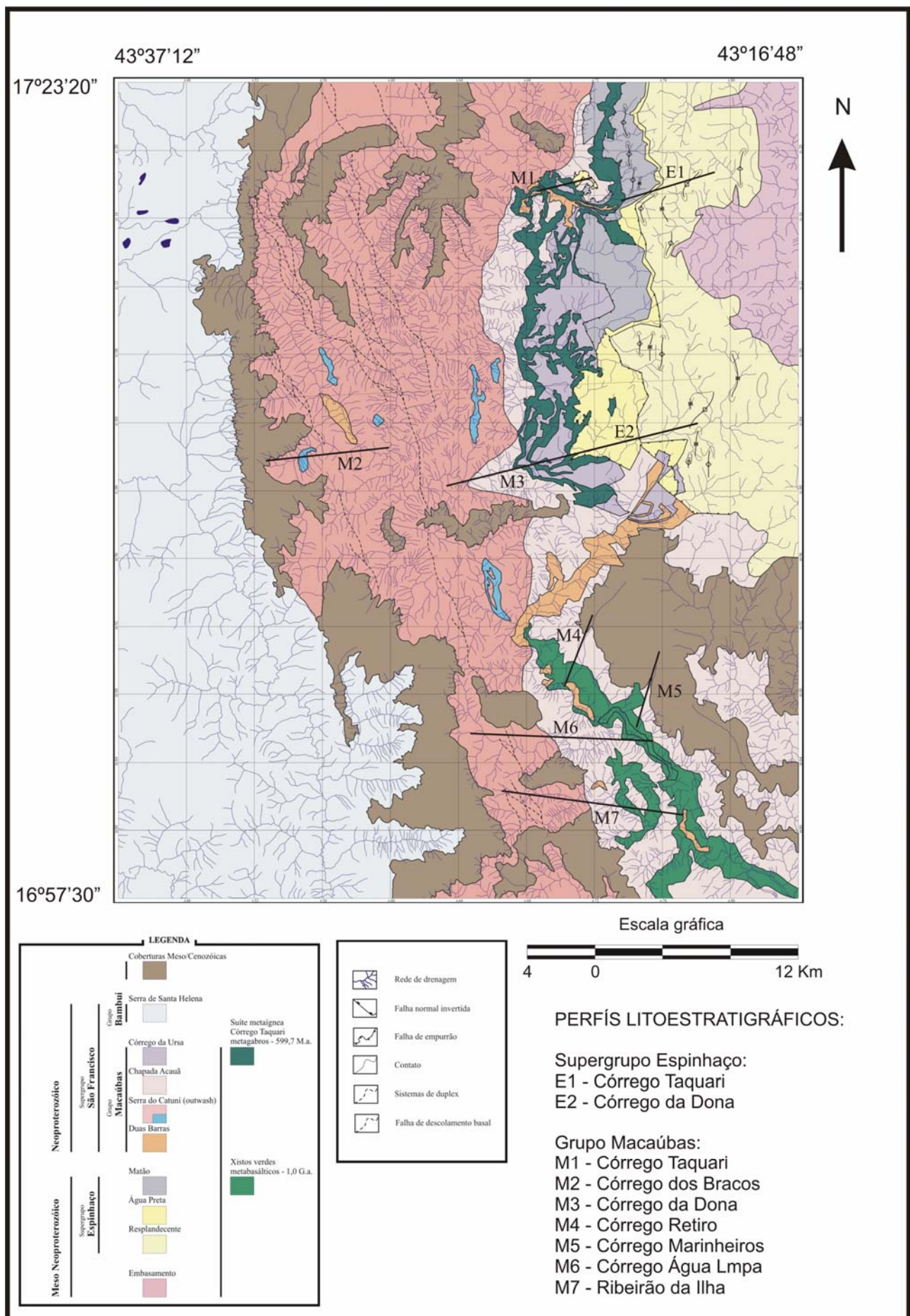


Figura 13 – Mapa geológico simplificado da bacia do rio Macaúbas.

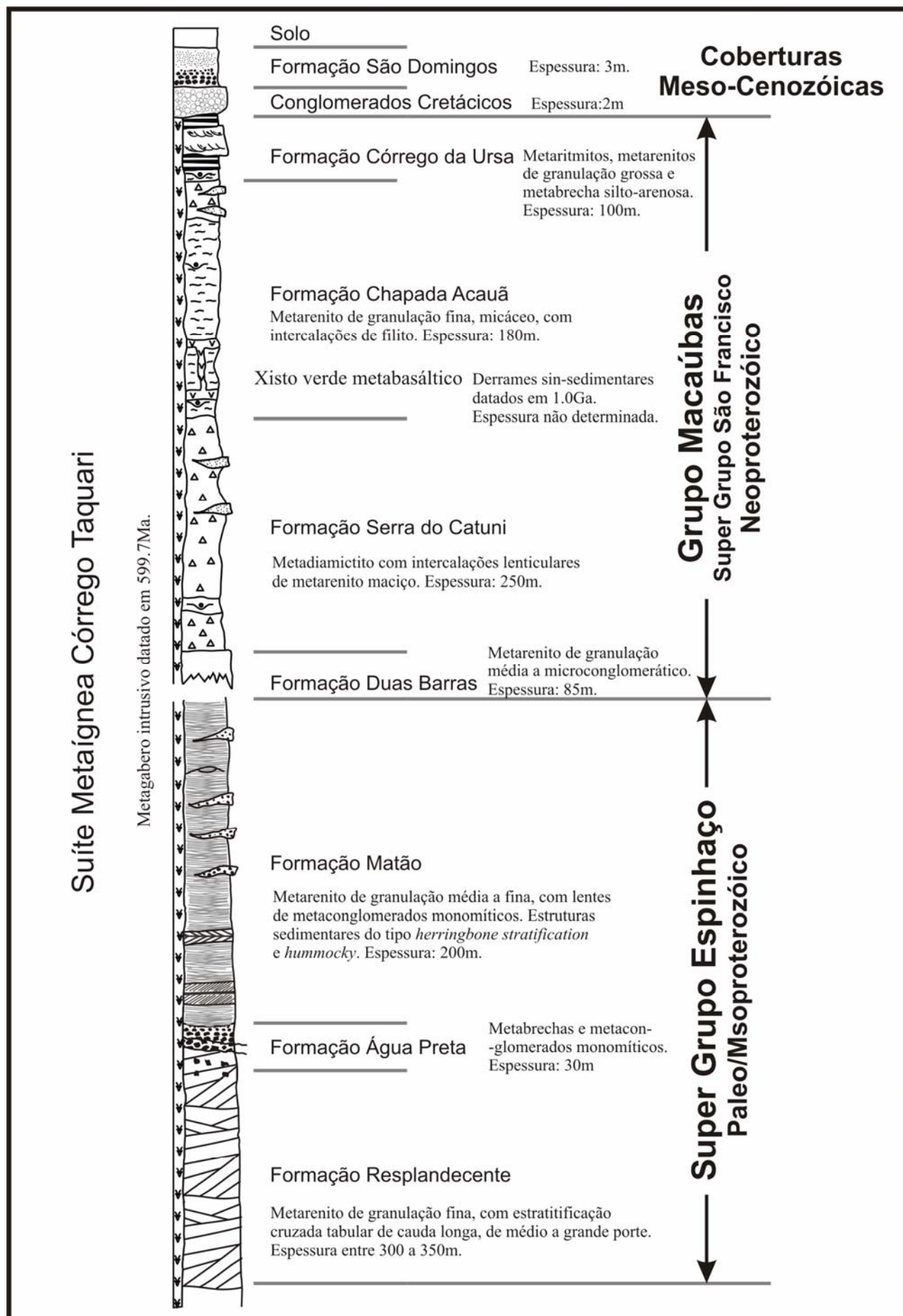


Figura 14 – Coluna estratigráfica esquemática para a região estudada (sem escala). Legendas: vide figuras 15, 20 e 21.

Como resultado dos levantamentos de campo realizados na bacia do rio Macaúbas, foi reconhecida e individualizada uma nova sucessão metassedimentar para o Grupo Macaúbas, que não possui paralelismo com a compartimentação estratigráfica regional de Karfunkel & Karfunkel (1975, 1977), Noce *et al.* (1993) e Noce (1997), seja em seus termos descritivos, seja em seus termos genéticos. Utilizou-se a designação de Formação Córrego da Ursa para um pacote de metarítmitos, metarenitos e metabrechas pertencentes ao topo do Grupo Macaúbas, anteriormente não reconhecido nesta área.

Um outro ponto relevante diz respeito à existência de um período magmático posterior ao Neoproterozóico e anterior ao ciclo orogenético Brasileiro, representado por corpos de metagabros que cortam toda a seqüência vulcano-sedimentar proterozóica. Os levantamentos de campo foram apoiados por dados geocronológicos de um destes corpos e, por equivalência com os metabasitos que possuem as mesmas características individualizadas em campo, foram lhes atribuídos a denominação de Suíte Metaígneia Córrego Taquari.

A definição da Formação Córrego da Ursa e da Suíte Metaígneia Córrego Taquari obedece aos critérios requeridos pelo Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (Petri *et al.* 1986) e pelo Guia Estratigráfico Internacional (Salvador 1994), ou seja, justificativa, seleção do nome, posição hierárquica, definição da área-tipo, descrição, limites, dimensões, gênese e idade (relativa ou absoluta), devendo, contudo, serem formalizados através de divulgação em veículo de publicação científica conceituada.

III.1 – Supergrupo Espinhaço

Os metassedimentos que constituem o Supergrupo Espinhaço afloram continuamente na porção leste da área mapeada, cobrindo de 15 a 20% da bacia do rio Macaúbas (estimativa visual do mapa geológico).

Constituem parte da cordilheira propriamente dita, prolongando-se na direção norte, com adelgaçamento neste sentido, e para sul, onde infletem para leste-sudeste.

Em termos litológicos, evidenciaram-se três unidades litoestratigráficas (formações) cartografáveis segundo suas características composicionais e estruturais (da base para o topo): **Resplandecente**, **Água Preta** e **Matão**. O reconhecimento e a individualização destas formações se deu através do levantamento de perfis colunares ao longo dos córregos das Lavras, Dona, Ursa, Taquari, Saco de Mel e na região da nascente do rio Macaúbas. Dois destes perfis foram selecionados para exemplificar as litofácies presentes no Supergrupo Espinhaço (Figura 15).

III.1.1 – Formação Resplandecente

A Formação Resplandecente é a unidade da base do Supergrupo Espinhaço ao longo do Anticlinal de Itacambira, assentando-se diretamente sobre as rochas do embasamento (Uhlein 1991). É a formação de maior distribuição areal do Supergrupo Espinhaço, estendendo-se amplamente nas direções E-W e N-S. Compreende as maiores elevações do domínio serrano, ocorrendo em cotas variáveis, desde 700 a 1350m aproximadamente.

A espessura estimada para este pacote sedimentar não é completamente definida, principalmente devido a possíveis repetições tectônicas, com valor máximo em torno de 300 a 350 metros.

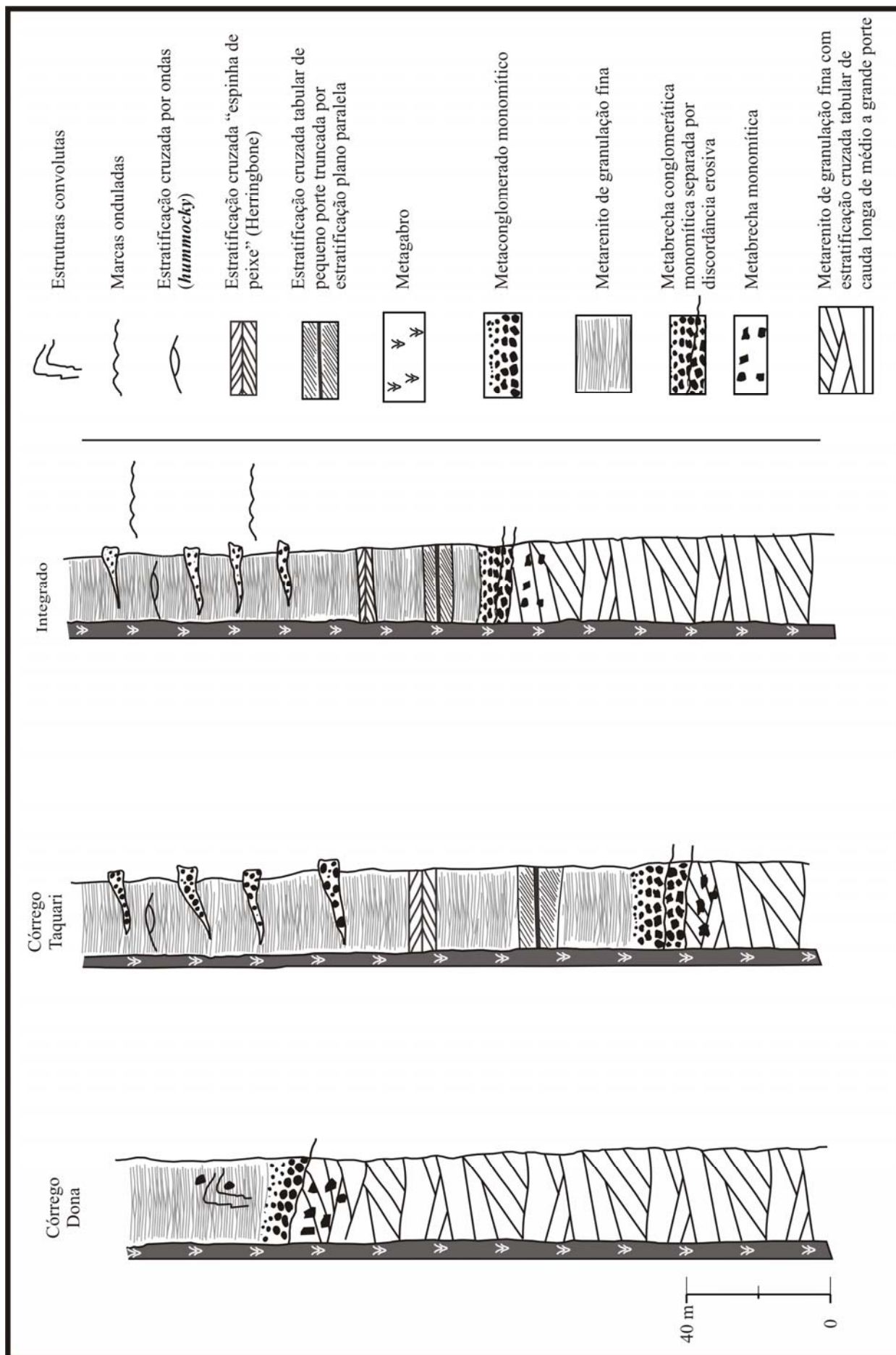


Figura 15 - Perfis litoestratigráficos do Supergupo Espinhaço nos córregos Taquari e Dona-Lavras.

A Formação Resplandecente é formada por um pacote homogêneo de metarenitos composicionalmente e texturalmente maduros (segundo a definição de Pettijohn *et al.* 1973), com raros níveis de óxido de ferro. A determinação da textura é dificultada, por vezes, pelo grau de recristalização metamórfica. Quando apresentam-se friáveis, os grãos de quartzo são arredondados a subarredondados, constituídos por areia fina a média. Localmente, observam-se pequenas variações granulométricas, tais como lentes milimétricas de quartzo de granulação grossa.

Duas estruturas primárias ocorrem associadas aos metarenitos da Formação Resplandecente: planos de estratificação cruzada de grande porte e marcas onduladas.

Os planos de estratificação cruzada quase sempre são tabulares a tangenciais de cauda longa, de médio à grande porte (Figura 19A). De acordo com a classificação de Ashley (1990), considerou-se que a magnitude de um *set* cruzado de médio porte é da ordem de 1m, medido da base ao topo do conjunto de *foresets* (também denominado de “unidade de sedimentação”, Pettijohn & Potter 1964). Alguns *sets* cruzados chegam a atingir mais de 6 m de espessura, estendendo-se por distâncias superiores a 10m.

Nas áreas compreendidas entre os córregos da Dona e Lavras, foram efetuadas medidas de paleocorrente para tratamento estatístico dos dados (Figura 16). O padrão de distribuição dos vetores de paleocorrente apresenta-se, genericamente, unipolar, com vetor aparente indicando aporte sedimentar de NW para SE.

As marcas de onda ocorrem em poucos locais (*e.g.* pontos 195 (G2), 240(G4)) sendo observadas nos planos superficiais dos metarenitos. São geralmente simétricas, pouco sinuosas, de baixa amplitude (menos de 1cm do vale à crista) e comprimento de onda de 10cm. Não foram coletados dados estatísticos da direção do fluxo sedimentar que originaram as marcas onduladas, pelo fato de ocorrerem em blocos basculados.

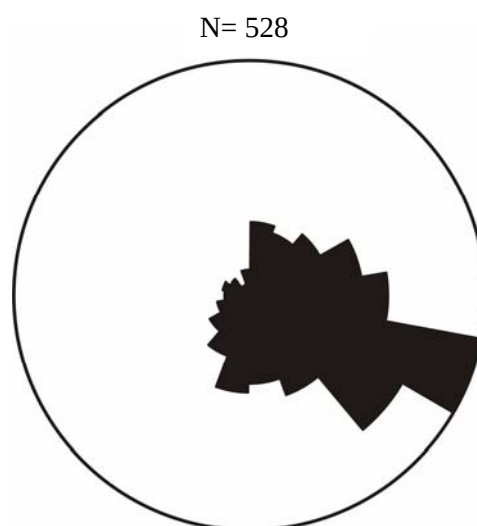


Figura 16 – Roseta de paleocorrentes relativos às estratificações cruzadas de grande porte da Formação Resplandecente entre os córregos da Dona e Lavras.

III.1.2 - Formação Água Preta

A Formação Água Preta é formada por uma associação de metabrechas e metaconglomerados monomíticos, com porções restritas de metarenito.

Os corpos de metabrechas ocorrem desde a região do córrego das Lavras, prolongando-se segundo o meridiano até a nascente do rio Macaúbas. Possuem distribuição areal descontínua, com máximo em superfície na região compreendida entre os córregos da Dona e Mateiro.

Duas características marcantes evidenciam o caráter intraformacional desta litologia: i) a natureza dos clastos, ii) o arranjo espacial dos corpos.

Os clastos são constituídos exclusivamente por metarenitos da Formação Resplandecente, com variações expressivas em suas dimensões.

A arquitetura interna e o arranjo espacial destes corpos são bastante diversificados. Predominam metabrechas suportadas pelos clastos.

O pacote de metabrechas recobre a Formação Resplandecente por discordância erosiva em vários locais. Na base do pacote, os fragmentos de metarenito situam-se na faixa granulométrica variando entre seixo a bloco, com ocorrências esparsas de matacão (Figura 19B). Ocorrem desde clastos com arestas vivas (brechas) até fragmentos bem arredondados, o que confere a estes últimos caráter conglomerático.

O pacote de metabrechas, por vezes, apresenta uma superfície de discordância erosiva interna, separando-o em níveis inferior e superior. O nível superior mostra granodecrescência ascendente, transicionando para um metarenito de granulação grossa. Em outros casos, os fragmentos de metabrecha monomítica cortam os planos de estratificações cruzadas tabulares e de grande porte da Formação Resplandecente (Figura 19A), e distribuem-se caoticamente na matriz. Podem ocorrer também como fragmentos isolados (Figura 19B), ou podem estar parcialmente agrupados, associando-se a estruturas convolutas, com evidência de movimentação por fluxo em meio altamente viscoso (Figura 19C).

Os corpos de metaconglomerados distribuem-se ao longo da área abrangida entre os córregos da Dona e Lavras. Ocorrem como corpos isolados e, em sua grande maioria, não podem ser correlacionados espacialmente. Contudo, algumas características permitem posicioná-los estratigraficamente dentro da Formação Água Preta: i) sobrepõem invariavelmente os metarenitos da Formação Resplandecente por discordância erosiva, ii) os clastos são constituídos por metarenito da Formação Resplandecente e por raros fragmentos de quartzo leitoso, o que lhes confere caráter intraformacional (Figura 19D).

A melhor exposição deste litotipo situa-se nas proximidades do córrego das Lavras, em sua porção mediana. A exemplo de algumas exposições do pacote de metabrecha, observa-se uma granodecrescência ascendente deste pacote, cujo arcabouço interno transiciona de um tipo clasto-suportado para matriz-suportado, motivo pelo qual não foi realizado levantamento estatístico. Os clastos apresentam ainda variações quanto ao grau de arredondamento e esfericidade, variando de subangulosos a subarredondados.

A espessura máxima estimada para todo o pacote situa-se ao redor de 30m.

III.1.3 – Formação Matão

A Formação Matão constitui a unidade de topo do Supergrupo Espinhaço e sobrepõe a Formação Água Preta por contato gradacional ascendente. A área de ocorrência em que apresenta-se mais desenvolvida, com relação a espessura e a distribuição areal, situa-se na porção setentrional da bacia do rio Macaúbas, atingindo espessuras da ordem de 200m.

A Formação Matão é formada por metarenitos esbranquiçados, localmente rosados, com intercalações de metaconglomerados monomíticos em direção ao topo. Níveis ferruginosos podem ocorrer na forma de lâminas decimétricas, paralelas ou disseminados na rocha. A coloração é comumente esbranquiçada, exceto nas porções ricas em ferro, que se apresentam avermelhadas.

A granulação varia de média a fina em todo o pacote, localmente grossa na base, possuindo maturidade composicional e textural.

O perfil levantado na região do córrego Taquari evidencia o posicionamento estratigráfico das principais estruturas sedimentares presentes nesta formação. Na base ocorrem estratificações cruzadas de baixo ângulo (Figuras 19E, 19F), cujas espessuras dos *sets* cruzados situam-se entre 10 a 50cm, estratificações cruzadas tabulares de pequeno porte, truncadas no topo e na base por finos estratos plano-paralelos e estratificação cruzada tangencial de pequeno porte do tipo “espinha de peixe” (*herringbone stratification*). Em direção ao topo, observam-se estratos plano-paralelos sobrepostos por estratificações cruzadas por ondas (*hummocky*) e marcas onduladas sinuosas e assimétricas, com amplitude da ordem de 1cm e comprimento de onda variando de 2 a 4cm.

Foram feitas 102 medidas de paleocorrente ao longo do perfil da Formação Matão na região do córrego do Taquari. O padrão de paleocorrentes é unipolar, com aporte sedimentar aparente para WNW e dispersões ao longo de SSW e NNE (Figura 17).

Os corpos de metaconglomerado ocorrem como intercalações lenticulares no metarenito, principalmente em direção ao topo da formação. São constituídos por clastos de metarenito e subordinadamente de quartzo, com arcabouço do tipo clasto-suportado. Apresentam ainda bom grau de arredondamento.

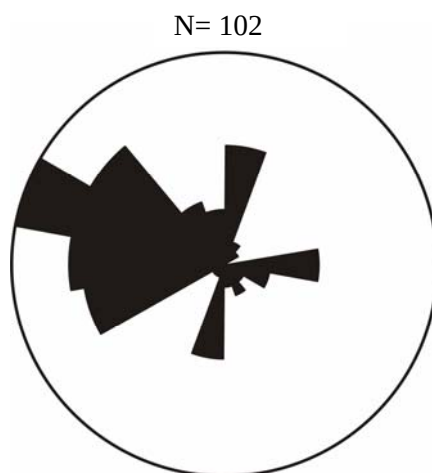


Figura 17 - Roseta de paleocorrentes relativos às estratificações cruzadas acanaladas da Formação Matão, região do Córrego Taquari.

III.1.3.1 – Geocronologia

Foram coletados amostras de metarenito da Formação Matão (coordenadas: 8115122^N 671844^E), para retirada de zircões detríticos e posterior datação dos mesmos pelo método U-Pb SHRIMP II. A falta de dados geocronológicos das unidades proterozóicas neste segmento da Serra do Espinhaço, tem impossibilitado tecer considerações sobre a evolução temporal destas unidades no Proterozóico. Ainda que as idades dos zircões detríticos não sejam as idades absolutas das rochas metassedimentares que os contêm, pelo menos podem servir como limite cronoestratigráfico aproximados para a idade sedimentação máxima destes metarenitos.

Foram realizadas 18 determinações sobre zircões detríticos (fração não-magnética).

As idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ indicam fontes essencialmente paleoproterozóicas, mas subordinadamente arqueanas e mesoproterozóicas. As idades dos zircões mais novos situam-se ao redor de 1200Ma e constituem a melhor estimativa até o presente momento para a idade máxima de deposição da Formação Matão (Figura 18).

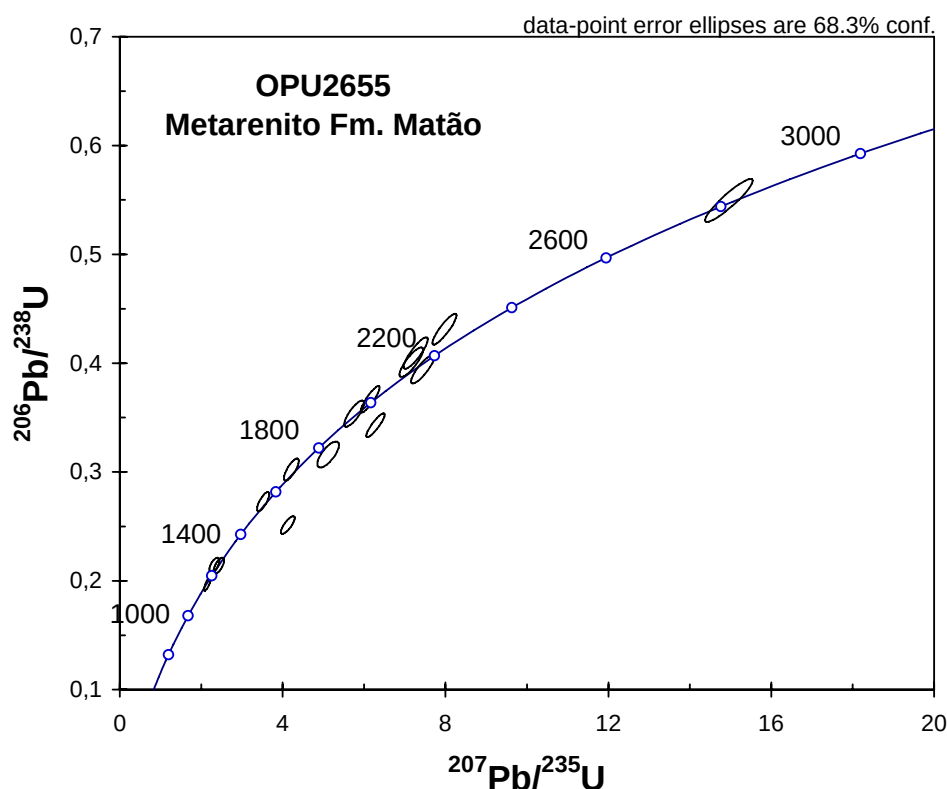


Figura 18 - Idades de zircões detríticos da Formação Matão plotadas em comparação à curva concórdia, com seus respectivos erros (indicados pelas elipses) e discordâncias (indicada pela distância do centro da elipse até a curva). A designação “OPU-2655” refere-se à identificação da amostra desde o LOPAG/DEGEO/UFOP.



Figura 19 – Principais estruturas sedimentares do Supergupo Espinhaço. A) estratificações cruzadas tangenciais de cauda longa e de grande porte da Fm. Resplandecente (córrego da Dona, ponto 18 (F7), vista de NE para SW). B) detalhe de um clasto de metabrecha intraformacional da Fm. Água Preta (córrego da Dona, ponto 19 (F7), vista de S para N). C) clastos de metarenito dispersos caoticamente na matriz metarenítica, associada a estruturas convolutas da Fm. Água Preta (córrego das Lavras, ponto 248 (G8), vista de NW para SE). D) contato erosivo separando dois níveis de metabrecha-conglomerática intraformacional, Fm. Água Preta (ponto 194 (F2), vista de SW para NE). E) “descontinuidades” plano-paralelas que limitam os *foresets* da estratificação cruzada tabular de pequeno porte, representando “superfícies de reativação” em ambiente de maré (Fm. Matão, ponto 297 (F3), vista de S para N). F) estratificação cruzada por onda “*hummocky*” (Fm. Matão, ponto 133 (F2), vista de SW para NE).

III.1.4 - Processos sedimentares e sistemas deposicionais

A metodologia de mapeamento para os metassedimentos que compõem o Supergrupo Espinhaço, baseada no levantamento de perfis colunares, possibilitou a individualização de três unidades litoestratigráficas (segundo a definição de Petri *et al.* 1986), correlacionáveis e equivalentes à coluna estratigráfica de Karfunkel & Karfunkel (1975, 1977), à exceção da Formação Itacambirucu. Em se tratando de metassedimentos, indagações a respeito dos processos sedimentares envolvidos e dos possíveis ambientes de deposição são naturalmente feitos.

A partir da análise da textura e das estruturas sedimentares observadas nas litofácies que compõem as unidades litoestratigráficas do Supergrupo Espinhaço na região da bacia do rio Macaúbas, possibilitou-se inferir possíveis mecanismos de transporte e sistemas deposicionais envolvidos na formação destas unidades.

- Formação Resplandecente: caracterizada por um pacote homogêneo de metarenitos de granulação média a fina, destacando-se a presença de estratos cruzados tabulares e/ou tangenciais de cauda longa e de grande porte, unipolares e com distribuição vertical e lateral bastante expressiva. Estes aspectos são correlacionáveis ao sistema deposicional desértico, provavelmente de clima árido.

Segundo Galloway & Hobday (1996), *barcanas* são dunas eólicas formadas por ventos unidirecionais, representados por uma série gradacional, correspondendo ao acréscimo do suprimento de areia. São típicas de grandes áreas de acumulação de areia e baixa umidade. Comumente são estacionárias, envolvendo altas taxas de erosão. Uma seção vertical típica destas dunas mostra adesão de laminações de *ripples* de origem interduna na base, passando para *foresets* de grande escala, com estruturas de queda de grãos. Contudo, predominam os processos de saltação sobre os demais, com ocorrência restrita de suspensão de finos e transporte gravitacional. No interior das dunas, os grãos tendem a ser médios e bem arredondados.

- Formação Água Preta: caracterizada por depósitos de metaruditos monomíticos (metabrecha, metabrecha-conglomerática e metaconglomerados), recobrimdo localmente a Formação Resplandecente por contato erosivo e estruturas convolutas associadas.

Para o nível de metabrechas que seccionam os metarenitos tabulares da Formação Resplandecente, interpretou-se este litotipo como a fragmentação sinsedimentar de camadas já consolidadas (dunas eólicas), com redeposição através de fluxo de massa em ambiente de instabilidade tectônica (sugerido pelas falhas normais observadas no contato entre os dois pacotes de metassedimentos), com transporte praticamente inexistente.

Os níveis de metabrecha-conglomerática intraformacional apresentam características sugestivas de deposição por fluxo de detritos não-coesivos. A granodecrescência ascendente provavelmente está relacionada à mudança nas condições do regime de fluxo: inicialmente fluxos turbulentos de alta viscosidade associada com a alta concentração de sedimentos, gradando para fluxos turbulentos com baixa concentração de sedimento, na qual o transporte e a deposição são controlados pela tração e pela alta limitação de material suspenso (Collinson & Thompson 1982).

Os metaconglomerados suportados pela matriz representariam a deposição iniciada por fluxos de alta energia em meio subaquoso. A granodecrescência ascendente evidencia a diminuição progressiva da energia

do sistema, predominando a sedimentação por fluxos de tração com decréscimo na concentração de sedimento, transicionando para metarenitos de granulação grossa (Einsele 1992).

As estruturas convolutas associadas a fragmentos isolados de metarenito intraformacionais podem representar localmente a deposição por meio de correntes de densidade relativamente baixa em meio subaquoso.

- Formação Matão: representada por metarenitos de granulação média a fina, localmente grosso na base, recobrindo a Formação Água Preta por contato normal e caracterizado por estruturas sedimentares típicas de ambiente marinho raso (*e.g.* Reading 1986, Walker 1992, Einsele 1992), na base e no topo do pacote: estratificações cruzadas do tipo “espinha-de-peixe”, tabulares de pequeno porte truncadas por planos paralelos de pequena espessura, estratificação cruzada por ondas (*hummocky*) e marcas onduladas sinuosas e assimétricas, de baixa amplitude e comprimento de onda.

As estruturas do tipo “espinha-de-peixe” (*herringbone stratification*) representam a migração lateral de barras longitudinais (dunas subaquosas) sob a ação de correntes de maré em ambiente marinho raso (Einsele 1992).

As descontinuidades plano-paralelas que limitam os *foresets* da estratificação cruzada tabular de pequeno porte, representam “superfícies de reativação” oriundos da modificação de fluxos de ambiente de maré, seguido por fluxo dominante posterior (Collinson & Thompson 1982).

A estratificação por ondas (*hummocky*) constituem o registro da sedimentação em plataforma marinha rasa sob influência de tempestades ocasionais (tempestitos, *e.g.* Collinson & Thompson 1982, Einsele 1992).

Todas estas estruturas sedimentares provavelmente relacionam-se à migração de dunas 2-D, ou seja, condições de fluxos relativamente lentos (Ashley 1990). A deposição se dá por fluxos de tração de baixa energia em meio subaquoso, sob atuação de correntes de maré. O padrão de paleocorrentes característico para os ambientes dominados por maré é bipolar (Reading 1986, Einsele 1992).

III.2 – Grupo Macaúbas

Os metassedimentos que compõem o Grupo Macaúbas distribuem-se amplamente na região da bacia do rio homônimo, cobrindo de 50 a 55% da superfície desta bacia (estimativa visual do mapa geológico).

O Grupo Macaúbas apresenta acentuada variação de litofácies, principalmente ao longo do sentido NE-SW. Sete perfis colunares foram selecionados para representar as litofácies observadas durante os levantamentos de campo, bem como as correlações estratigráficas e o agrupamento destas litofácies em formações (Figuras 20 e 21). Seguindo a compartimentação estratigráfica de Noce *et al.* (1993), foram reconhecidas na região de estudo as formações Duas Barras, Serra do Catuni e Chapada Acauã, acrescido dos remanescentes metabasálticos neoproterozóicos - xistos verdes - sem nomenclatura formal.

Neste trabalho, duas novas “unidades” foram individualizadas para a região da bacia do rio Macaúbas, designadas como Formação Córrego da Ursa para a unidade metassedimentar de topo do Grupo Macaúbas, e Suíte Metaígneia Córrego Taquari, para o enxame de diques de metagabros datados em aproximadamente 599.7Ma.

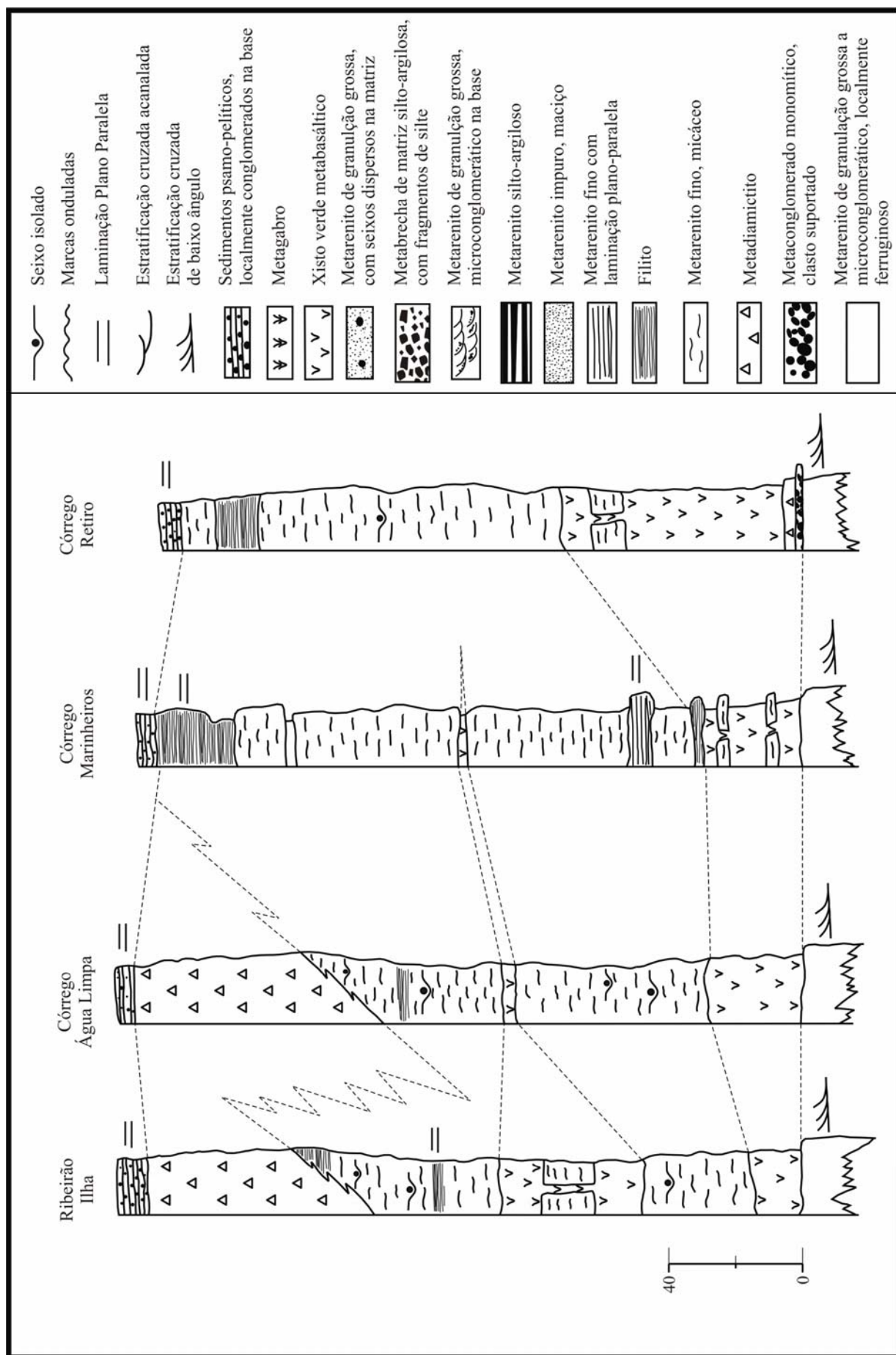


Figura 20 - Perfis litoestratigráficos do Grupo Macaúbas ao longo dos córregos Água Limpa, Retiro, Marinheiros e do ribeirão da Ilha.

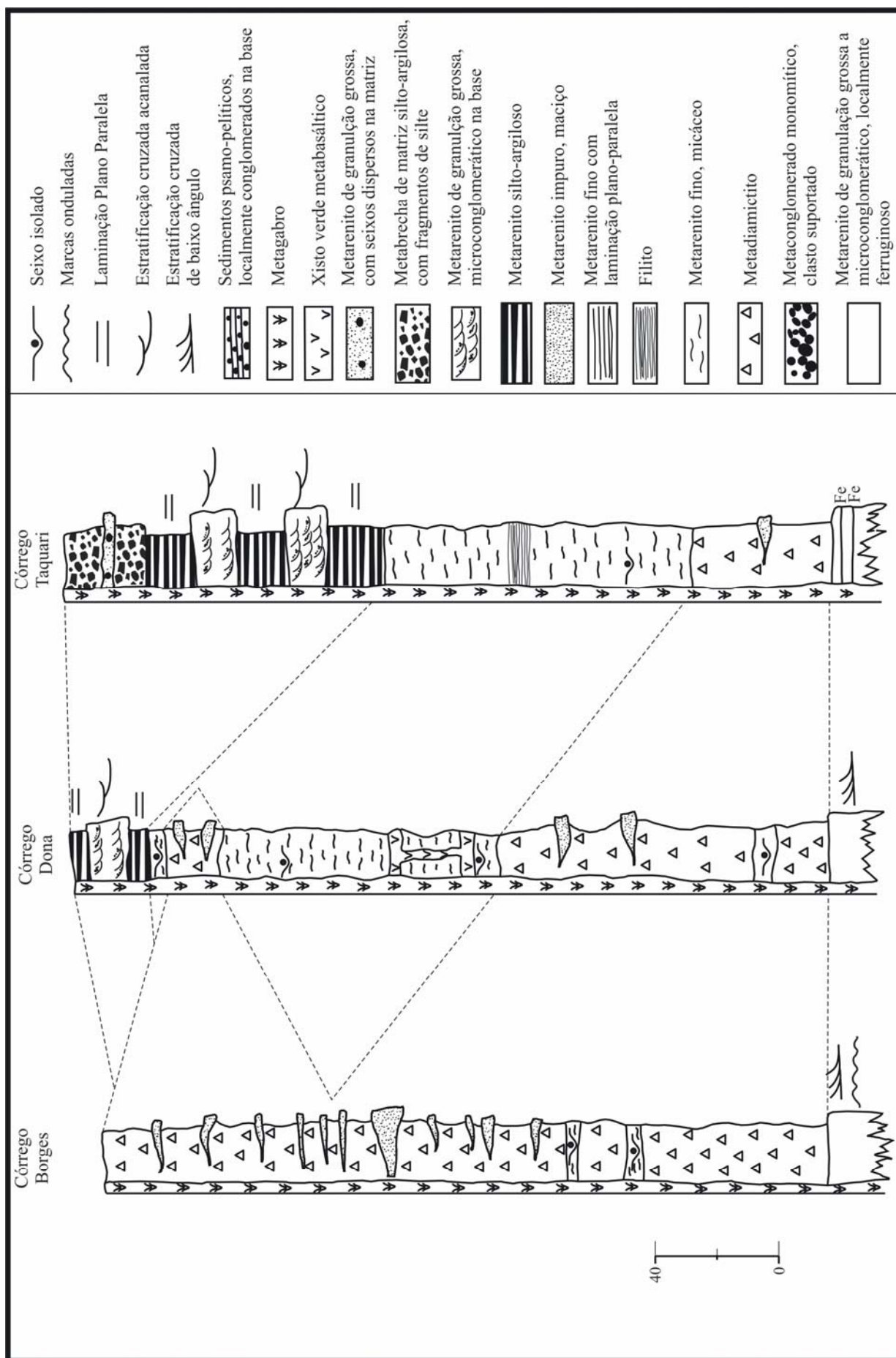


Figura 21 - Perfis litostratigráficos do Grupo Macaúbas ao longo dos córregos dos Barcos, Dona e Taquari.

III.2.1 – Formação Duas Barras

A Formação Duas Barras constitui a base do Grupo Macaúbas. Apresenta relativa homogeneidade com relação às características texturais, composicionais e estruturais, mantendo seu posicionamento estratigráfico. Está exposta descontinuamente em núcleos de anticlinais ao longo do rio Macaúbas, ribeirão do Onça e dos córregos Taquari e Saco de Mel.

Compõe-se de metarenitos de granulação grossa, com níveis microconglomeráticos e de óxidos, apresentando maturidade textural, com grãos arredondados a subarredondados.

Na porção mediana do córrego Taquari, esta formação apresenta um pacote de metarenito de granulação predominantemente média, de aspecto maciço e cuja principal feição caracteriza-se pela presença de intercalações lenticulares de material ferruginoso (Figura 29B), de granulação fina, variando de 10 à 60cm de espessura e estendendo-se continuamente por até 1km.

As estruturas sedimentares comuns à Formação Duas Barras são planos de acamamento, definindo estratos de até 50cm de espessura, com estratificações cruzadas tangenciais de baixo ângulo e de pequeno porte (em torno de 50cm de *set* cruzado). Ocorrem ainda marcas onduladas assimétricas, na forma de lunatas irregulares, cujos comprimentos de onda são da ordem 8 a 10cm de extensão e amplitude da ordem de aproximadamente 1cm (Figura 28A). Foram realizadas medidas dos planos de estratificação para tratamento estatístico, onde ocorrem as melhores exposições deste litotipo: ribeirão do Onça, córrego das Lavras e rio Macaúbas, próximo à desembocadura com o córrego Melancia. O vetor de paleocorrente aparente é de NW para SE (Figura 22).

No córrego do Retiro, a unidade de metarenitos grossos é sobreposta, em contato brusco, por um nível de metaconglomerado monomítico, constituído por fragmentos de metarenito, clasto-suportado, cuja espessura atinge aproximadamente 50cm. Os clastos situam-se na faixa granulométrica seixo e são bem arredondados. Na porção mediana do Córrego das Lavras, pôde-se estimar a espessura do pacote desta formação em torno de 85m.

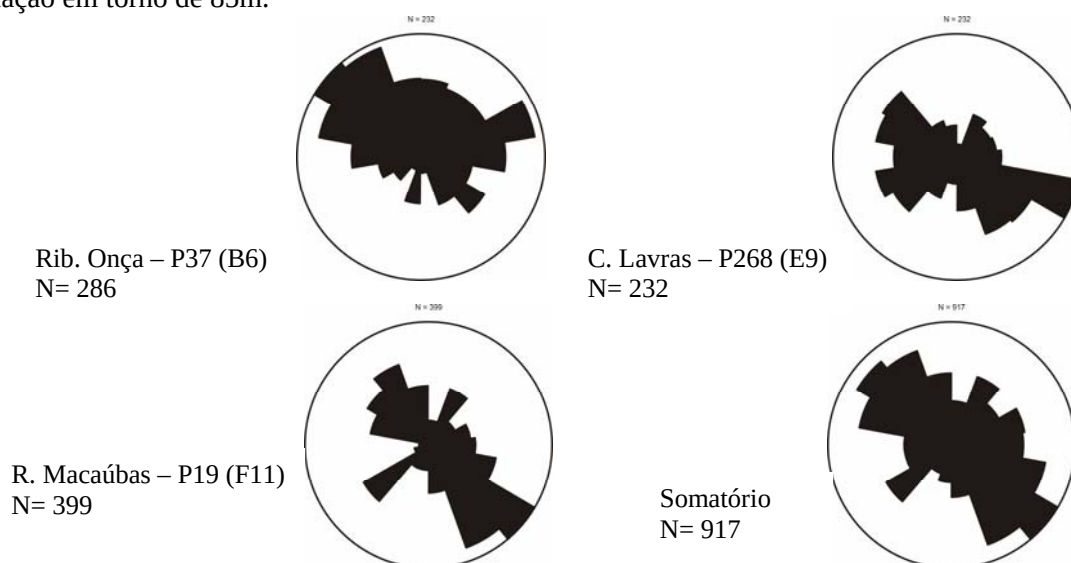


Figura 22 - Roseta de paleocorrentes relativos às estratificações cruzadas de pequeno porte e baixo ângulo da Formação Duas Barras.

III.2.1.1 – Geocronologia

Um dos atributos das unidades cronoestratigráficas é o de que podem ser estendidas fora de sua seção ou área-tipo até onde for possível a observação dos critérios de equivalência de tempo (Petri *et al.* 1986).

Karfunkel & Karfunkel (1975) definiram a Formação Califorme como a base do Grupo Macaúbas na região do Anticlinal de Itacambira, formada por um pacote de quartzitos com porções metaconglomeráticas, correlacionáveis à Formação Duas Barras de Noce *et al.* (1993), também reconhecida como unidade basal do presente trabalho. O local-tipo onde esta unidade foi definida situa-se a aproximadamente 8km a NW da localidade de Caçaritiba, ao longo do rio Jequitinhonha. Efetuou-se a amostragem de parte destes metarenitos para retirada e posterior datação de zircões detríticos pelo método U-Pb SHRIMP II (coordenadas 8087585^N 700552^E, Figura 23).

Foram realizadas 31 determinações sobre zircões detríticos (fração não-magnética).

As idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ indicam algumas fontes arqueanas e paleoproterozóicas, mas são substancialmente enriquecidas em fontes meso e neoproterozóicas. As idades dos zircões mais novos situam-se ao redor de 900Ma e constituem a melhor estimativa até o presente momento para a idade máxima de deposição da Formação Duas Barras.

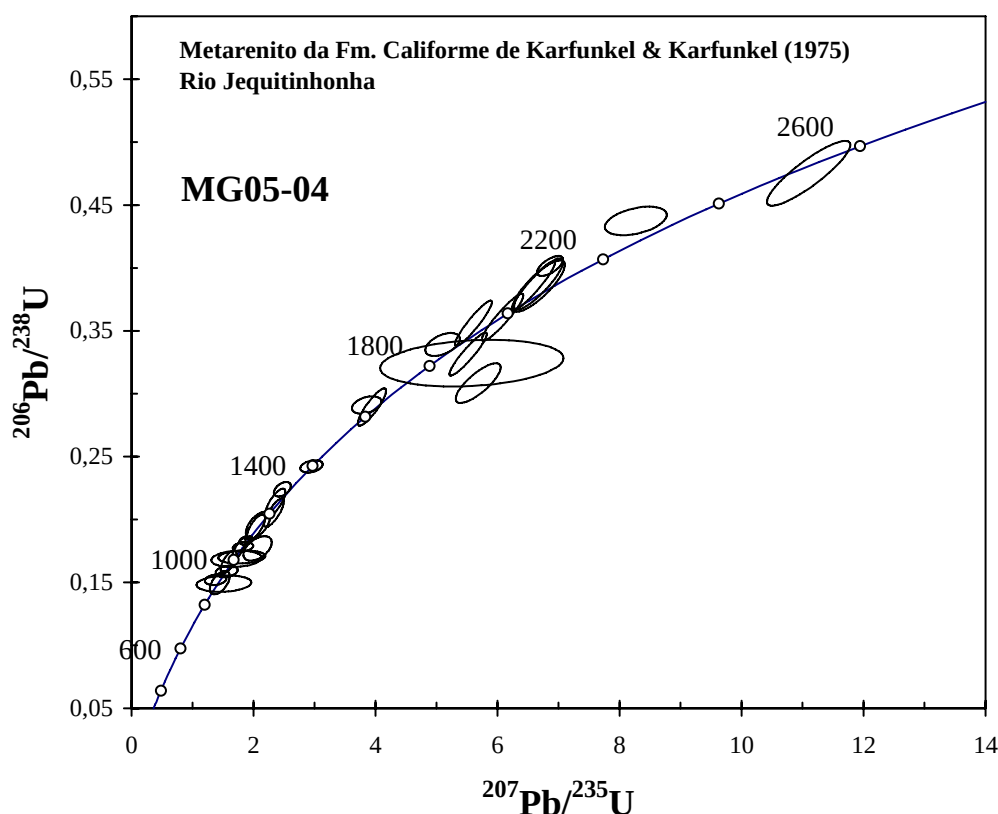


Figura 23 - Idades de zircões detríticos da Formação Califorme de Karfunkel & Karfunkel (1975), equivalente da Duas Barras de Noce *et al.* (1993), plotadas em comparação à curva concórdia, com seus respectivos erros (indicados pelas elipses) e discordâncias (indicada pela distância do centro da elipse até a curva). A designação “MG05-04” refere-se à identificação da amostra desde o LOPAG/DEGEO/UFOP.

III.2.2 – Formação Serra do Catuni

A Formação Serra do Catuni é formada por um espesso pacote de metadiamicctitos com intercalações de metarenitos maciços, geralmente lenticulares.

O termo (meta) diamictito é usado neste trabalho segundo a definição de Flint (1962), designando “rocha heterogênea, composta por matriz de porcentagem variável, na qual encontram-se clastos com uma ampla gama de composição, tamanho e esfericidade”, sendo um termo com conotação exclusivamente descritivo, não-genético.

A Formação Serra do Catuni possui ampla área de ocorrência dentro da área abrangida pela bacia do rio Macaúbas, notadamente em sua porção ocidental, onde todas as drenagens da margem esquerda a cortam. Em direção à parcela oriental, o pacote de metadiamicctito aflora descontinuamente, gradando lateralmente nesta direção para a Formação Chapada Acauã, que será caracterizada posteriormente.

A matriz do pacote de metadiamicctito apresenta baixo grau de seleção textural e composicional. É heterogeneamente composta por quartzo, minerais micáceos (principalmente muscovita), feldspato potássico e carbonato. A textura da matriz é extremamente imatura, com grãos angulosos à subarredondados.

Os fragmentos dispersos na matriz da litofácies metadiamicctito também são heterogêneos quanto à composição e textura, ambos classificados como imaturos. Os clastos são compostos por quartzo leitoso, metarenito, rochas granitóides e carbonatos.

A granulometria dos clastos varia de grânulo à matacão, cujo maior fragmento observado possui 45 x 23cm, composto por metarenito. Os fragmentos apresentam desde arestas vivas à subarredondadas.

Foram encontrados nas adjacências do córrego da Ursa, blocos de metarenito e metabasalto com formas do tipo “ferro-de-engomar” (*flat iron*), com superfícies triangulares, polidas e achatadas, contendo sulcos milimétricos que se estendem linearmente ao longo das superfícies achatadas (Figura 30 C e D).

Foram realizados levantamentos estatísticos em 6 pontos de amostragem para a determinação *i*) das relações clasto x matriz, *ii*) tipologia dos clastos segundo a faixa granulométrica em que ocorrem e *iii*) a distribuição granulométrica segundo os pontos levantados (Tabela 3, figuras 24 a 28).

Tabela 3 – Pontos levantados para tratamento estatístico.

Ponto	Coordenadas geográficas
198	8120510 ^N 670845 ^E
336	8117352 ^N 667696 ^E
31	8102489 ^N 657753 ^E
04	8100104 ^N 660807 ^E
63	8095331 ^N 659590 ^E
167	8082052 ^N 669005 ^E

O resultados atestam que a litofácies metadiamicctito é caracterizada pela estrutura aberta, com arcabouço sustentado pela matriz silto-argilosa a arenosa, constituindo em torno de 60 a 80% da trama sedimentar da rocha. Os clastos distribuem-se caoticamente na matriz, ocorrendo indistintamente fragmentos de variadas composições e classes granulométricas. Observaram-se clastos na faixa granulométrica bloco nos pontos 31, 167, 63 e 336.

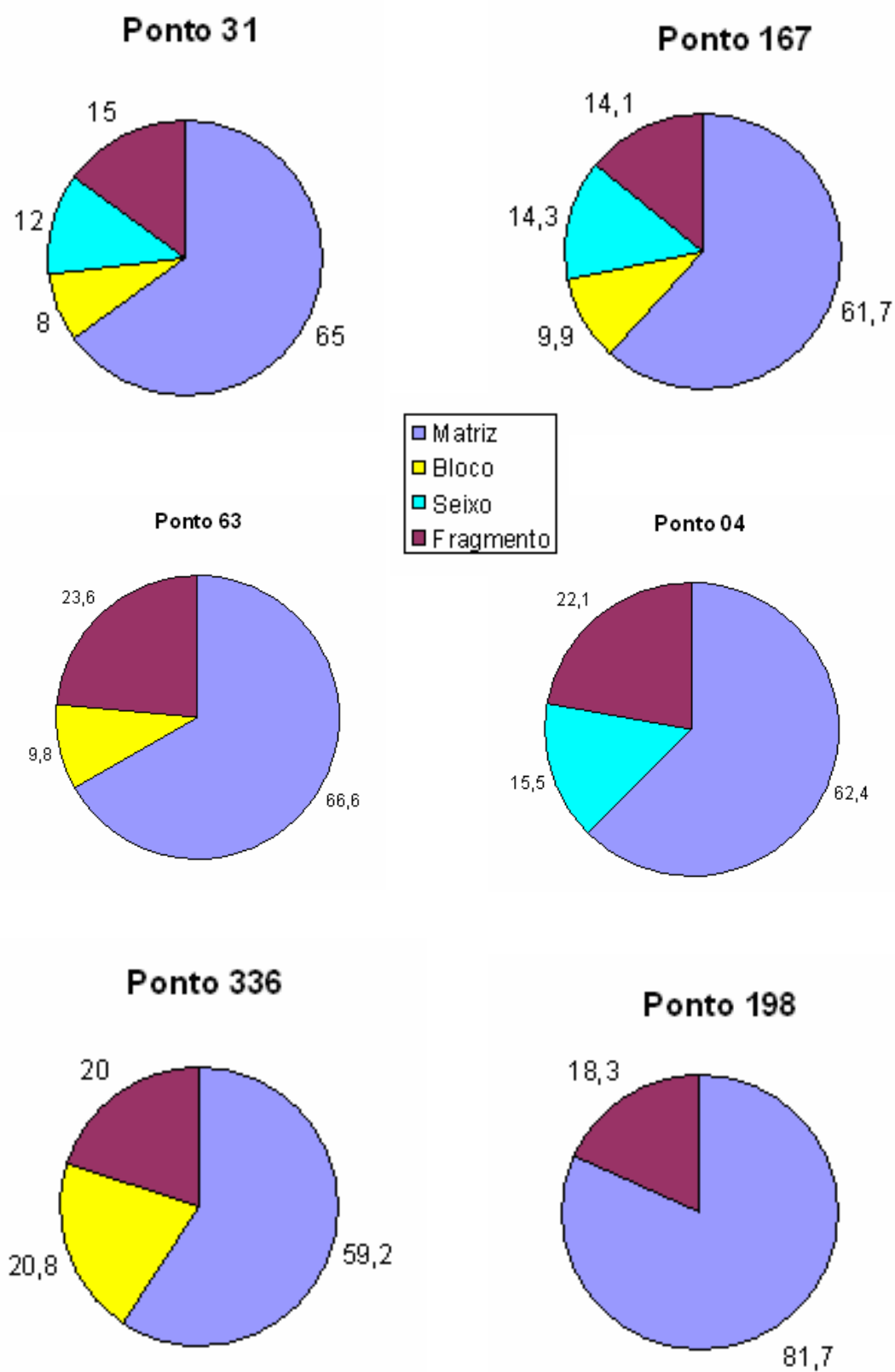


Figura 25 – Distribuição granulométrica (em %) em 6 pontos onde foram realizados levantamentos estatísticos nos metadiamicritos da Formação Serra do Catuni, Grupo Macaúbas (2.000 contagens por ponto).

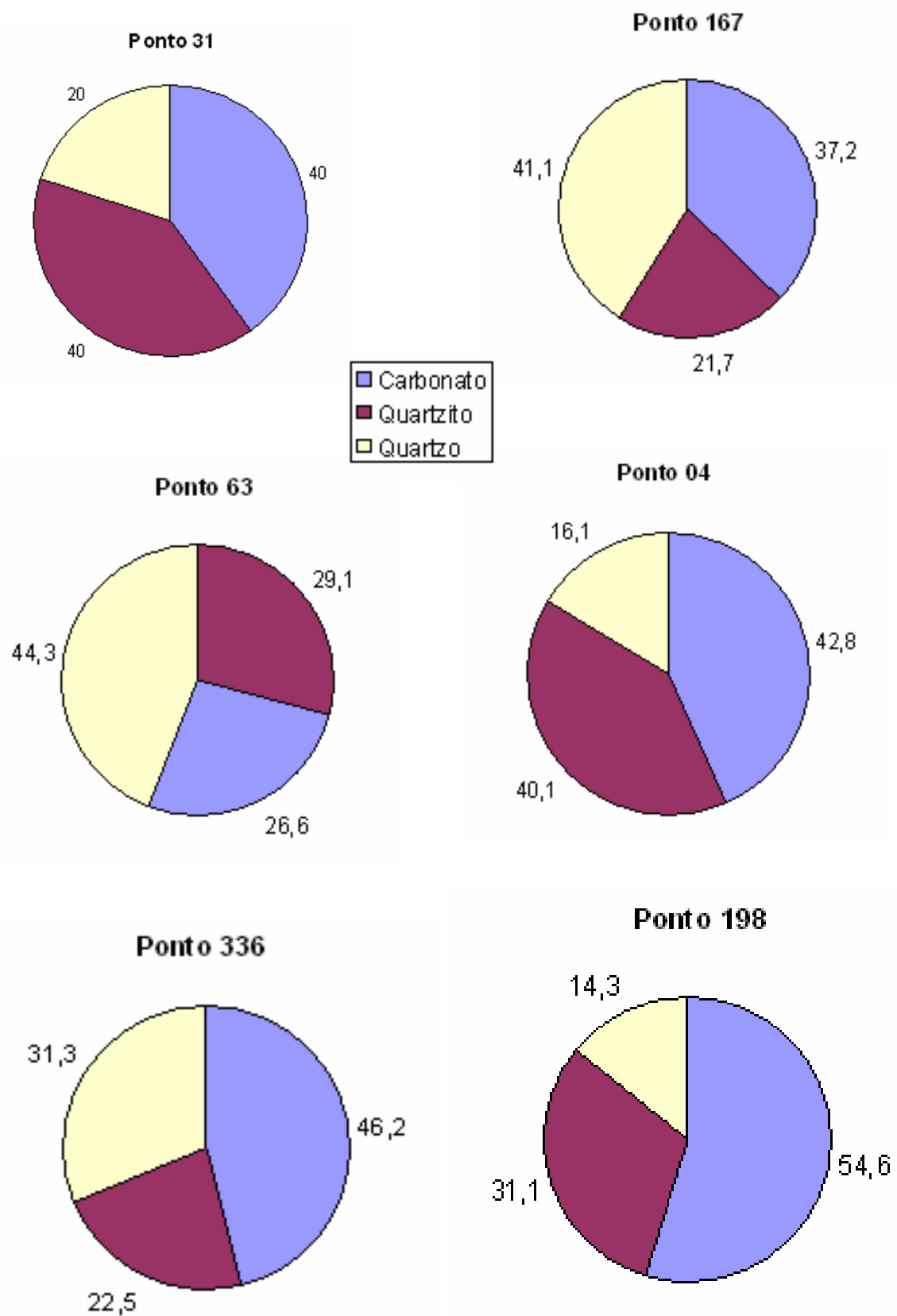


Figura 26 – Distribuição tipológica (em %) da fração granulométrica fragmento que compõe o arcabouço sedimentar dos metadiamicititos estudados.

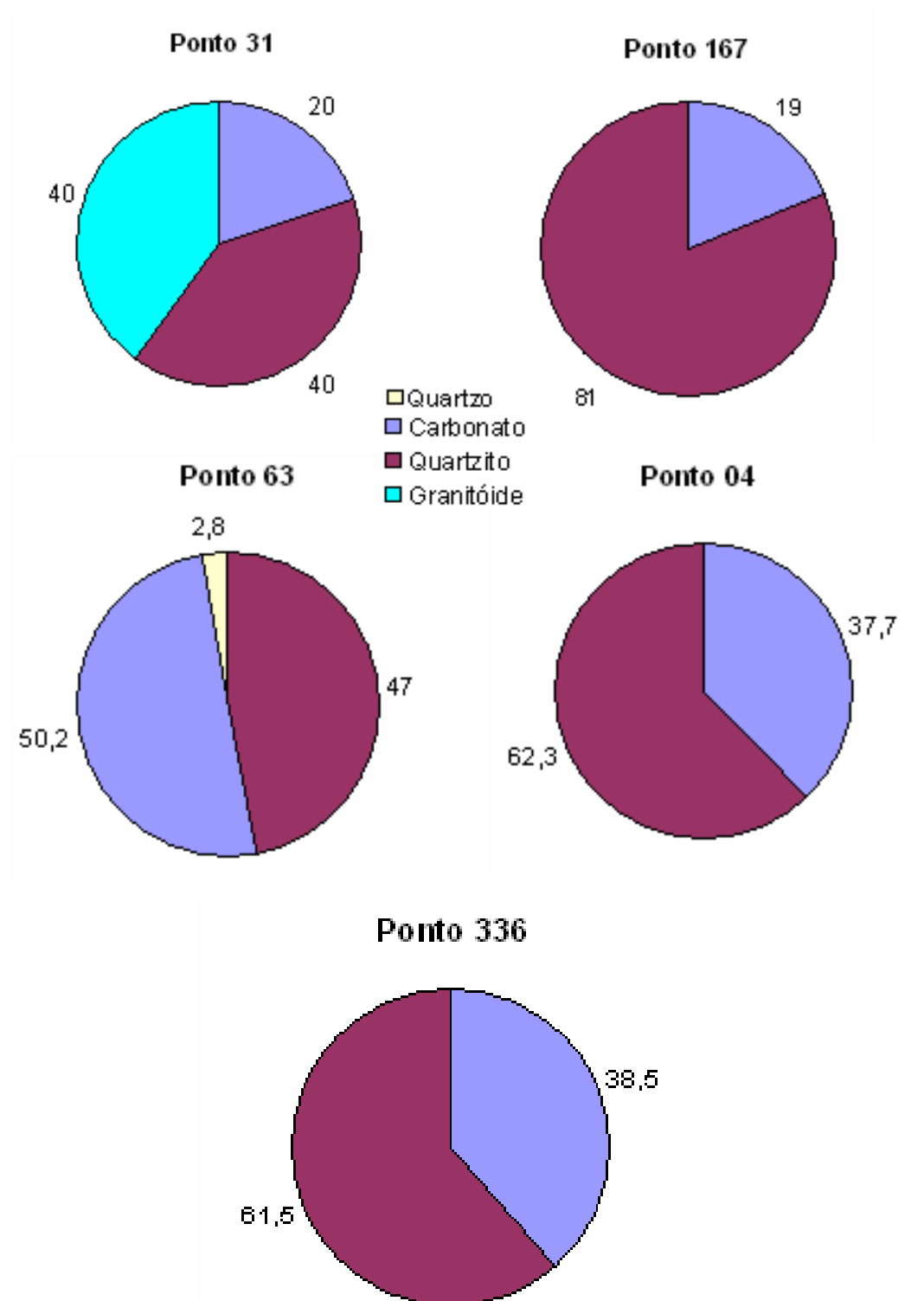


Figura 27 - Distribuição tipológica (em %) da fração granulométrica seixo que compõe o arcabouço sedimentar dos metadiamicritos estudados.

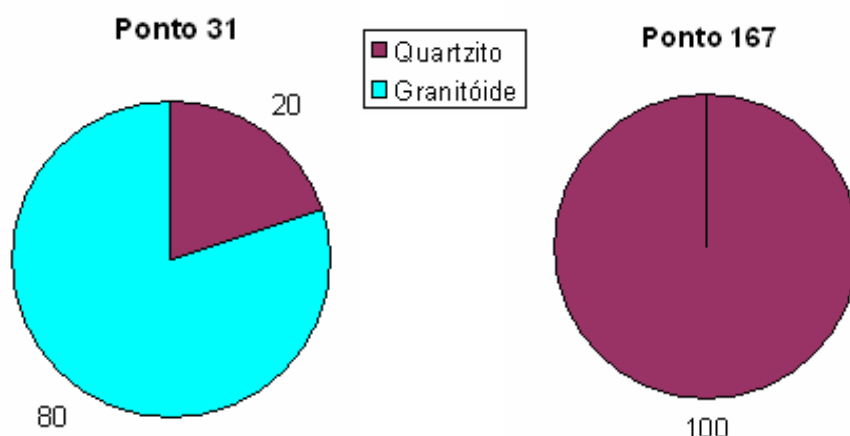


Figura 28 - Distribuição tipológica (em %) da fração granulométrica bloco que compõe o arcabouço sedimentar dos metadiamicritos estudados.

Intercalam-se a litofácies metadiamicrito corpos lenticulares de metarenitos de granulação variável, gradando de fino a grosso, texturalmente imaturos. São formados predominantemente por quartzo e, subordinadamente, por óxidos, feldspato potássico e carbonatos. Tais corpos apresentam estrutura maciça, com ocorrência localizada de níveis milimétricos plano-paralelos de óxidos, cuja espessura do conjunto laminado é da ordem de 10-15cm.

A distribuição destes metarenitos é aleatória no metadiamicrito, ocorrendo em diferentes níveis altimétricos e estratigráficos. Observa-se uma distribuição maior destes metarenitos lenticulares nas regiões próximas à “zona de transição” entre as formações Serra do Catuni e Chapada Acauã, com raras ocorrências ao longo da direção E-SE, em sua porção distal.

A geometria e a dimensão dos metarenitos lenticulares também são variáveis, ainda que a correta determinação destes parâmetros esteja condicionada ao posicionamento do plano de corte em que estão expostos (Figura 30A).

Um dos maiores corpos encontrados localiza-se na cabeceira do córrego dos Barcos, possui dimensões máximas aproximadas de 15m de extensão, por 4m de largura. A geometria é irregular, em cuja porção central apresenta forma abaulada, ramificando-se preferencialmente na direção E-W (vista em planta).

Outros corpos ocorrem como lentes bem delimitadas, estendendo-se por até 2m de largura e 1m de espessura. A geometria é elipsoidal, com bordos arredondados (vista em corte transversal à direção do corpo). Ocorrem também, níveis lenticulares tabulares (região compreendida entre os córregos da Dona e Lavras).

A espessura máxima da Formação Serra do Catuni situa-se ao longo da borda oeste da bacia do rio Macaúbas. As estimativas apontam espessuras que podem ultrapassar os 250m.

III.2.2.1 – Composição isotópica de C e O em carbonatos da Formação Serra do Catuni

O carbono ocorre como dois tipos de isótopos estáveis na natureza: ^{12}C , o qual representa 99% dos átomos de carbono, e ^{13}C . O carbono está presente na matéria sintetizada por organismos vivos e em matéria inorgânica (minerais carbonáticos).

Estudos isotópicos desenvolvidos ao longo dos últimos anos têm procurado explicar o aparente paradoxo entre carbonatos e depósitos de origem glacial, principalmente os de idade neoproterozóica (*e.g.* Knoll & Walker 1992). Tais carbonatos podem ocorrer como horizontes estratigráficos ou como frações detríticas associados aos sedimentos glaciais.

Até o início da década de 1990, os valores negativos $\delta^{13}\text{C}$ para carbonatos inorgânicos foram interpretados de duas formas (*e.g.* Knoll *et al.* 1986): *i*) sedimentação química em maior ou menor profundidade, variando de acordo com a topografia oceânica, *ii*) circulação termo-salina diferenciada nos paleoceanos.

Contudo, Hoffman *et al.* (1998) sugeriram uma interpretação diferente, na qual os valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ foram considerados como indícios de uma glaciação global (*snowball Earth model*). Todos os oceanos teriam sido cobertos por gelo, paralisando a atividade biológica realizada por microorganismos e, conseqüentemente, aumentando o suprimento de ^{12}C livre para ser incorporado por carbonatos inorgânicos.

Atualmente, com base na distribuição isotópica de carbono em minerais carbonáticos associados a depósitos de origem glacial (dentre outros argumentos), as glaciações advogadas para o Neoproterozóico têm variado entre duas e quatro (Kaufman *et al.* 1997, Kennedy *et al.* 1998, Jacobsen & Kaufman 1999, Lorentz *et al.* 2004).

O Grupo Macaúbas estaria relacionado a um período glacial entre 800 a 700Ma (Santos *et al.* 2000) e correlacionado ao evento Sturtiano (790-700Ma) por Babinsky & Kaufman (2003), possivelmente de ocorrência global.

O sistema isotópico de carbono e oxigênio apresenta-se preservado nos carbonatos e são utilizados de duas maneiras (Trompette 2000): *i*) como marcadores quimoestratigráficos, levantados sistematicamente ao longo de perfis colunares, *ii*) como indicadores paleogeográficos da evolução de oceanos do Neoproterozóico.

A litofácies metadiamicrito na bacia do rio Macaúbas possui uma grande variedade de clastos dispersos na matriz silto-arenosa, dentre eles, fragmentos de carbonato. Foi realizada a coleta de alguns destes carbonatos para estudos isotópicos, objetivando adquirir informações adicionais sobre o paleoambiente e a paleogeografia da Formação Serra do Catuni nesta bacia (Tabela 4).

O conteúdo isotópico de oxigênio é de difícil interpretação, principalmente por ser este elemento o de maior ocorrência na crosta terrestre. A abundância de oxigênio na natureza condiciona reações isotópicas que devem ser analisadas para ambientes específicos (Kaufman *et al.* 1997).

Os valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ para os clastos de carbonatos da Formação Serra do Catuni são perfeitamente compatíveis com os dados apresentados por Jacobsen & Kaufman (1999) para a glaciação Sturtiana. Os baixos valores de $\delta^{13}\text{C}$ sugerem a deposição destes carbonatos em bacias restritas e sob influência de temperaturas relativamente baixas (Jacobsen & Kaufman 1999).

Amostra / Coordenada geográfica	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}\text{‰}$
MAC1 - R. Macaúbas / 8119392 ^N 667518 ^E	-1.78	-10.08	20.47
MAC2 - R. Macaúbas / 8119461 ^N 667479 ^E	-1.54	-9.94	20.61
MAC3 - R. Macaúbas / 8119582 ^N 667398 ^E	-3.12	-8.88	21.70
MAC4 - R. Macaúbas / 8119582 ^N 667398 ^E	-3.10	-11.41	19.10
MAC5 - R. Macaúbas / 8119582 ^N 667398 ^E	-2.57	-11.69	18.81
MAC6 - R. Macaúbas / 8119450 ^N 667484 ^E	-2.37	-12.57	17.90
MAC7 - R. Macaúbas / 8119406 ^N 667516 ^E	-5.37	-12.23	18.25
MAC8 - R. Macaúbas / 8119398 ^N 667535 ^E	-7.19	-8.91	21.67
MAC9 - R. Macaúbas / 8119398 ^N 667535 ^E	-2.83	-10.02	20.53
MAC10-R. Macaúbas / 8119398 ^N 667536 ^E	-3.32	-12.26	18.22
MAC11-R. Macaúbas / 8119398 ^N 667536 ^E	-3.09	-13.08	17.38
MAC12-R. Macaúbas / 8119398 ^N 667536 ^E	-3.34	-13.92	16.51
ONÇA1 – Rib. Onça / 810665 ^N 655546 ^E	-0.02	-10.83	19.38
ONÇA2 – Rib. Onça / 810665 ^N 655546 ^E	-1.89	-10.71	19.82

Tabela 4 – Distribuição isotópica de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}\text{‰}$ e $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ em clastos de carbonato.

Conforme advogado por Cukrov (1999) e Santos *et al.* (2000), a deposição dos carbonatos presentes como fração detrítica no metadiamicrito da Formação Jequitai, cronocorrelata e equivalente “cratônico” do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuai em Minas Gerais, deve estar relacionada a transgressões marinhas durante períodos interglaciais do evento glacial “Macaúbas”.

Esta proposta está de acordo com os modelos apresentados por Karfunkel *et al.* (1984), para explicar a grande quantidade de carbonatos do Grupo Macaúbas na região da represa do rio Paraúna, e por Uhlein *et al.* (1999) para a Formação Jequitai na região da Serra da Água Fria. Para estes últimos autores, os diamicritos da Formação Jequitai representam fluxos gravitacionais subaquosos, formados por recuo ou degelo glacial, em contexto glaciomarinho proximal.

III.2.3 – Formação Chapada Acauã

A Formação Chapada Acauã é constituída por um pacote de metarenitos de granulação predominantemente fina, contendo minerais micáceos, metarenitos de granulação fina, com laminação plano-paralela e filitos

Esta formação ocorre notadamente pela transição faciológica lateral e vertical da Formação Serra do Catuni no sentido E-SE, aflorando descontinuamente ao longo das porções central e oriental na bacia do rio Macaúbas. Os limites, em sua grande parte, são de difícil delimitação e foram inferidos no presente trabalho.

A passagem se dá pelo desaparecimento gradacional dos clastos dispersos na matriz do metadiamicrito e pelo aumento relativo na porcentagem de quartzo que compõe a matriz. Observa-se uma tendência de homogeneização da granulação da rocha e, ainda que ocorram heterogeneidades, pode ser considerada em sua grande parte como fina.

Localmente observam-se clastos isolados de quartzo leitoso e/ou de metarenito dispersos na matriz do metarenito micáceo (Figura 30B). Este rudito apresenta bom grau de arredondamento, situando-se na faixa granulométrica seixo.

Em áreas restritas, o metarenito micáceo apresenta intercalações de um xisto de coloração verde-escuro, com espessura máxima de 20m (e.g. porção mediana do córrego da Dona).

A espessura aumenta gradativamente no sentido em direção E-SE, com máximo em torno de 180 m.

III.2.4 – Formação Córrego da Ursa

A Formação Córrego da Ursa compreende um pacote metassedimentar caracterizado pela alternância de metapelitos rítmicos, metarenitos grossos e metabrecha silto-arenosa no topo, sendo definida na região compreendida entre os córregos Taquari e Ursa, prolongando-se até a região do córrego da Dona.

O pacote de metapelito caracteriza-se pela alternância rítmica entre lâminas de colorações branco-acinzentado e avermelhado, constituídos também por areia fina, distando de 2 a 5cm cada um (Figura 30E).

Metarenitos ocorrem intercalados ao pacote de metaritimtos em contato brusco. São caracterizados pela presença de estratificações cruzadas acanaladas e pela granulação predominantemente grossa, com granodecrescência ascendente (Figura 30F). São imaturos do ponto de vista textural e composicional, este último evidenciado pela presença de minerais micáceos. Foram medidas 85 planos de estratificações cruzadas acanaladas, cujo aporte sedimentar aponta para N (Figura 30G).

O topo da Formação Córrego da Ursa ocorre na margem esquerda do córrego Taquari, entre este e o córrego Saco de Mel. É formado por uma rocha de matriz predominantemente quartzosa, contendo também grãos de material argiloso em menor proporção. A granulação varia de grossa a muito grossa, texturalmente imatura.

Fragmentos angulosos ocorrem distribuídos caoticamente na matriz, denotando um aspecto brechóide à rocha. São constituídos por material argiloso, com coloração bege clara, variando de grânulo à seixo, com arestas angulosas. A espessura aparente total de todo o pacote é da ordem de 100m.

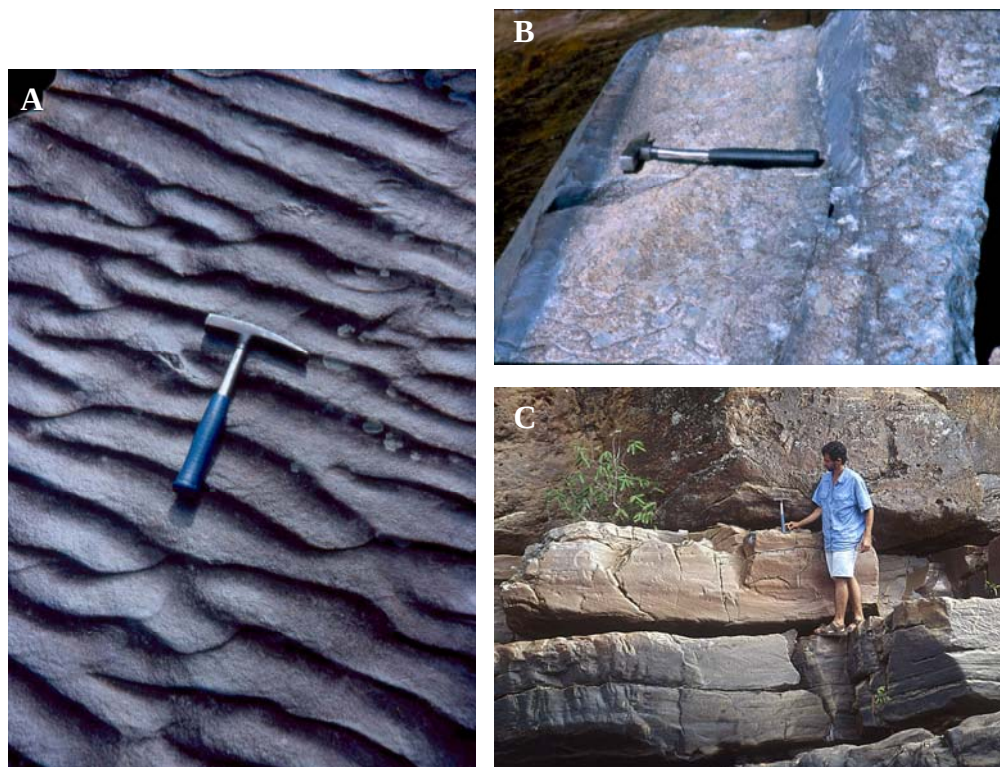


Figura 29 – Estruturas sedimentares da Fm. Duas Barras. A) marcas onduladas assimétricas, na forma de lunatas irregulares (ponto 35 (B6), vista de SE para NW). B) Níveis de ferro intercalados ao metarenito (ponto 212 (E3), vista de S para N). C) contato brusco entre o metarenito da Fm. Duas Barras (base do pacote), sobreposto pelo metadiamicrito da Fm. Serra do Catuni (ponto 36 (B6), vista de SW para NE).

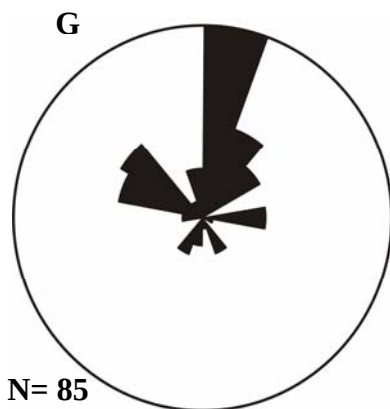


Figura 30 – A) intercalação lenticular de metarenito no metadiamicctito da Fm. Serra do Catuni (ponto 291 (D8), vista de SE para NW). B) seixo isolado na matriz do metarenito micáceo da Fm. Chapada Acauã, ponto 288 (E8), vista de NE para SW). C) clasto de rocha metabásica com forma pentagonal e base achatada (*flat-iron*), ponto 372 (E4)). D) detalhe de um sulco alongado presente na porção plana (base) do clasto anteriormente descrito. E) metasiltilito laminado da Fm. Córrego da Ursa, ponto 234 (E5), vista de SSE para NNW). F) metarenito com estratificação cruzada acanalada e granodecrescência da Fm. Córrego da Ursa ascendente (ponto 311 (E4), vista de S para N). G) Roseta de paleocorrente relativo às estratificações cruzadas acanaladas da Fm. Córrego da Ursa.

III.2.5 - Processos sedimentares e sistemas deposicionais

Ambientes glaciogênicos são extremamente complexos, agregando uma grande variedade de subambientes sedimentares, cujos processos e mecanismos envolvidos no transporte e deposição não se restringem aqueles relacionados diretamente a ação de geleiras (Brodzikowsky & van Loon 1987).

O caráter glaciogênico do Grupo Macaúbas, pelo menos em parte, é tema bastante discutido na literatura geológica (*e.g.* Karfunkel & Hoppe 1988, Uhlein 1995). Contudo, a individualização da Formação Córrego da Ursa como unidade de topo do Grupo Macaúbas na área de estudo, implicou necessariamente numa revisão dos trabalhos anteriores com relação aos processos e sistemas deposicionais envolvidos nesta região.

- Formação Duas Barras: constituída por metarenitos de granulação grossa, arredondados, com estratos cruzados tangenciais e de pequeno porte e marcas de ondas assimétricas. Ocorrem também metarenitos de granulação fina a média com níveis ferruginosos, assim como metaconglomerados monomíticos clasto-suportados.

Na bacia do rio Macaúbas, a Formação Duas Barras representaria a sedimentação marinha da abertura do rifte Araçuai, onde os metarenitos de granulação grossa estariam relacionados a fluxos oscilatórios de alta energia, com geração de *ripples* assimétricas em zona de arrebenção, evidenciado pelo padrão de distribuição das paleocorrentes e maturidade textural (Einsele 1992). No mesmo ambiente, poderia se formar também o nível de metaconglomerado descrito no córrego Retiro. Contudo, considerações sobre o paleoambiente desta litofácies são extremamente dificultadas pela pequena área de exposição. Os metarenitos maciços e ferruginosos teriam sua formação relacionada a um ambiente marinho raso, com deposição química dos níveis de óxido de ferro.

- Formação Serra do Catuni: composta por metadiamicritos maciços, intercalados por metarenitos lenticulares impuros e com raros seixos estriados e facetados. Transicionam lateral e verticalmente para metarenitos micáceos (Formação Chapada Acauã)

Pelas próprias características que a distinguem, a litofácies metadiamicrito provavelmente representa a deposição de *tills* às margem da geleira, formada por fluxo de detritos (*debris flow*) abaixo da superfície de gelo ou pela remobilização destes sedimentos, onde os clastos são suportados pela elevada coesão da mistura água-sedimento que compõem a matriz (Walker 1992). A grande variedade composicional e textural dos clastos reflete o transporte na zona englacial da geleira, com poucas evidências de contato entre os clastos e a base da geleira (apenas dois blocos foram observados com estrias e facetas do tipo *flat-iron*). Os detritos incorporados nesta zona podem ser deslocados por grandes distâncias e com muito pouca diluição durante o transporte, refletindo um substrato irregular (típico de grande parte dos escudos pré-cambrianos), atestando uma fonte distal para os fragmentos incorporados pela geleira (Morris & Kaszycki 1997).

Um dos aspectos mais importantes do pacote de metadiamicrito presente na bacia do rio Macaúbas, relaciona-se a sua grande espessura. Os depósitos de tillitos podem ocorrer na forma de *tills* de alojamento (*lodgement till*), *tills* de degelo (*melt-out till*) ou como fluxos de *tills* (*flow till*). Contudo, a espessura de

nenhum destes depósitos de tilitos, observados em ambientes glaciais modernos, condiz com as espessuras registradas na área de estudo (Brodzikowsky & van Loon 1987). De acordo com Uhlein (1991), três outras possibilidades poderiam explicar a grande espessura de metadiamicctitos do Grupo Macaúbas nesta região:

1) sedimentação glácio-marinha, relacionada a chuva de detritos a partir de *icebergs* (*icebergs rafted sediments*, e.g. Eyles & Eyles 1992),

2) sedimentação glácio-marinha na forma de diamicctitos de fluxo subaquoso na frente de geleira (*infraglacial flows*, Brodzikowsky & van Loon 1987);

3) fluxos gravitacionais de sedimentos retrabalhados em borda de bacia extensional (Uhlelin 1999).

Karfunkel & Karfunkel (1975) advogaram que a variação sedimentológica lateral e vertical do Grupo Macaúbas na região considerada neste trabalho, deve-se à transição entre a zona “glácio-terrestre” para a zona “glácio-marinha” por geleiras do tipo *wet-base*.

Estudos recentes demonstraram que a sedimentação do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí foi concomitante com o desenvolvimento de falhamentos normais ativos nas bordas do que foi o rifte Araçuaí (e.g. Uhlein 1991, Noce *et al.* 1993, Uhlein *et al.* 2004).

À luz do conhecimento atual, infere-se que os mecanismos de deposição do Grupo Macaúbas nesta região tenham sido operados simultaneamente na “zona de transição” controlada por uma tectônica extensional, que individualizaram blocos com diferentes taxas de subsidência, possibilitando a ressedimentação de parte do material trazido pelas geleiras por fluxos gravitacionais.

A sedimentação glácio-marinha do tipo *infraglacial flows* seria evidenciada pela transição lateral/vertical do pacote de metadiamicctitos para o metarenito micáceo da Formação Chapada Acauã, predominando para esta última, sedimentação glácio-marinha com chuva de fragmentos deixados pelos blocos de *icebergs*. Os raros seixos estriados e facetados atestam o transporte na zona englacial da geleira, com baixa diluição de sedimentos durante o transporte e área-fonte distal do sítio de deposição. As intercalações lenticulares de metarenito impuro dentro da litofácies metadiamicctito, são aqui interpretados como depósitos do tipo *outwash*, formados por canais de degelo em ambiente glácio-marinho proximal (Eyles & Eyles 1992).

A grande espessura de metadiamicctitos e a forma geométrica desta litofácies na bacia do rio Macaúbas (vide correlação dos perfis na região dos córregos dos Barcos e Dona), evidenciam cunhas clásticas subaquosas a partir da deposição de parte dos sedimentos trazidos pelas geleiras ao sopé de falhas tectonicamente ativas, como advogado por Uhlein *et al.* (2004).

O padrão negativo dos isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ nos clastos de carbonato, corrobora a interpretação de que a sedimentação destas rochas tenha ocorrido originalmente em bacias restritas, em ambiente marinho raso, a oeste do atual sítio de deposição (região cratônica), durante os períodos interglaciais do evento glacial “Macaúbas”.

O padrão isotópico coincide com aqueles apresentados por Jacobsen & Kaufman (1999) para a glaciação Sturtiana (740Ma), idade esta redefinida para o Grupo Macaúbas por Santos *et al.* (2000) e Babinsky & Kaufman (2003) em torno de 800 a 700Ma.

- Formação Chapada Acauã: constituída por metarenitos micáceos, apresentando por vezes fragmentos isolados e arredondados de quartzo leitoso ou metarenito, metarenitos puros com laminação plano paralela e filitos.

A Formação Chapada Acauã representa sedimentação glácio-marinha relativamente distante das bordas ativas, cuja gradação lateral no sentido E-SE, a partir do pacote de metadiamicrito, caracteriza a predominância de fluxos de tração e suspensão intermitente, em regime de fluxo laminar. Os clastos isolados na matriz do metarenito são remanescentes da perda de detritos por *icebergs* (chuva de detritos; Brodzikowsky & van Loon 1987).

- Formação Córrego da Ursa: caracteriza-se pela alternância de metarritmitos psamo-pelíticos com metarenitos de granulação grossa, com estratificação cruzada acanalada e granodecrescência ascendente. No topo, ocorre uma metabrecha de matriz silto-arenosa com clastos angulosos de material silto-argiloso.

Segundo Brodzikowsky & van Loon (1987) e Eyles & Eyles (1992), o subambiente glácio-lacustre é caracterizado pela existência de dois tipos de lagos: 1) lago periglacial, que não está em contato direto com o gelo, 2) lago pró-glacial, que está em contato com o gelo.

Os lagos do tipo periglacial são dominados por lobos deltáicos formados pela intercalação de arenitos e sedimentos silto-argilosos finos (varvitos), depositados por fluxos de superfície ou de fundo (*overflow* ou *underflow*). Os arenitos grossos representam o assoreamento destes lagos pelo sistema fluvial *braided*, controlados por sazonalidades climáticas.

Interpretou-se o pacote metassedimentar que compõem a Formação Córrego da Ursa como o registro final da sedimentação do Grupo Macaúbas na bacia do rio homônimo.

Os pacotes de metarenitos com estratificações cruzada acanalada, seriam remanescentes do degelo sazonal de parte das geleiras, gerando lobos deltáicos progradantes sobre águas rasas em ambiente periglacial (lago ou marinho raso, segundo Einsele 1992). Representam condições fechadas de fluxo, associada a correntes de tração (Collinson & Thompson 1982).

A litofácies metarritmito silto-argiloso representa sedimentação glácio-lacustre propriamente dita (varvitos), associado a deposição de material fino em suspensão (Brodzikowsky & van Loon 1987).

A litofácies de topo (metabrecha argilosa), é interpretada como a fragmentação sinsedimentar de parte das litofácies silto-argilosa e metarenítica grossa, com redeposição através de fluxo de massa em ambiente de relativa instabilidade tectônica, com transporte praticamente inexistente. Localmente, infere-se a ação de fluxos gravitacionais de sedimentos por meio de correntes de densidade relativamente baixa em meio subaquoso.

III.3 – Magmatismo Neoproterozóico

Considerou-se como remanescentes do magmatismo básico que acompanhou a abertura do rifte Araçuaí no Neoproterozóico, os corpos de xisto verde presentes na porção meridional da bacia do rio Macaúbas.

Ocorrem intercalados concordantemente aos metassedimentos das formações Duas Barras e Chapada Acauã em diferentes níveis estratigráficos e altimétricos, como evidenciado pelos perfis ao longo do ribeirão da Ilha e dos córregos Marinheiros, Retiro e Água Limpa e menor proporção no córrego da Dona (não mapeável na escala deste trabalho).

Em lâmina, são constituídos por epidoto (zoisita), clorita, plagioclásio saussuritizado e ortoclásio, com óxidos de ferro e minerais opacos como acessórios. A grande quantidade de quartzo deve-se, provavelmente, a assimiliação dos metassedimentos em que estão encaixados. A textura é lepidoblástica em função da deformação brasileira.

III.3.1 – Geoquímica e geocronologia

O caráter estratiforme dos xistos verdes intercalando-se concordantemente aos metassedimentos do Grupo Macaúbas implica numa associação vulcano-sedimentar onde os corpos de xisto verde corresponderiam a derrames sin-sedimentares de natureza básica (basaltos). Grande parte dos zircões presentes nestes corpos seriam herdados dos metassedimentos aos quais se associam, sendo mais antigos que a idade de extrusão destes magmatitos (Profa. Marly Babinsky, comunicação verbal).

Pelo princípio da equivalência entre unidades cronoestratigráficas (Petri *et al.* 1986), foram retirados zircões ígneos de um corpo de metabasalto descrito por Karfunkel & Karfunkel (1975), na mesma região onde foi definida a área-tipo para a Formação Califorme (situada a aproximadamente 8km à SW da localidade de Caçaratiba, ao longo do rio Jequitinhonha, coordenadas 8087585^N 700552^E), equivalente da Formação Duas Barras de Noce *et al.* (1993).

Este corpo possui direção aproximada N-S, apresentando textura ofítica a sub-ofítica, com predomínio de augita e plagioclásio cálcico na matriz. Ambos minerais apresentam borda de reação: actinolita-tremolita (piroxênio) e albita, clinozoizita e sericita (plagioclásio). A mineralogia secundária é formada por biotita, quartzo, e óxidos (possivelmente de Fe-Ti). O corpo apresenta estrutura maciça.

A análise geoquímica dos elementos maiores e menores é apresentada nas tabelas 5 e 6:

Tabela 5 – Elementos maiores / óxidos constituintes (% ponderal) – CPMT/UFMG

Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	Soma
BOQ 30	45,94	13,13	10,03	5,75	0,15	6,49	9,47	1,37	0,73	2,33	0,90	3,71	100,00

Tabela 6 – Elementos traços (ppm) – CPMT/UFMG

Amostra	Ba	Rb	Sr	Zr	Nb	Y	Co	Cr	Cs	Cu	Mo	Ni	Pb	V	Zn
BOQ 30	114,4	13,8	315,0	92,5	34,9	33,4	44,1	220,2	1,5	141,1	1,2	104,3	24,7	415,0	121,9

Estes dados foram plotados nos diagramas de discriminação para rochas vulcânicas e subvulcânicas e de ambiência tectônica (Martins *et al.* 2004). Porém, foram analisados com ressalvas, uma vez que a amostragem se restringiu a apenas um corpo isolado.

Os diagramas de discriminação para rochas vulcânicas e subvulcânicas de Cox *et al.* (1979) e Irvine & Baragar (1971) demonstram que esta rocha situa-se no campo dos basaltos do tipo toleítico.

Para os diagramas de ambiência geotectônica, priorizaram-se as relações entre os elementos traços, uma vez que são relativamente pouco remobilizados por processos hidrotermais posteriores aos da formação da rocha. Os diagramas de Shervais (1982), Pearce & Cann (1973) e Meschede (1986) confirmam esta amostra como sendo basalto toleítico, atribuindo-lhes ambiência intra-placa.

Foram realizadas 25 determinações sobre zircões ígneos e detríticos (fração não-magnética) extraído deste corpo (Figura 31).

As idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dos zircões detríticos indicam assimilação de fontes mais antigas das encaixantes metassedimentares (arqueanas a mesoproterozóicas).

Os zircões ígneos, contudo, foram datados em 1000Ma e representam o período magmático inicial da abertura do rifte Araçuai.

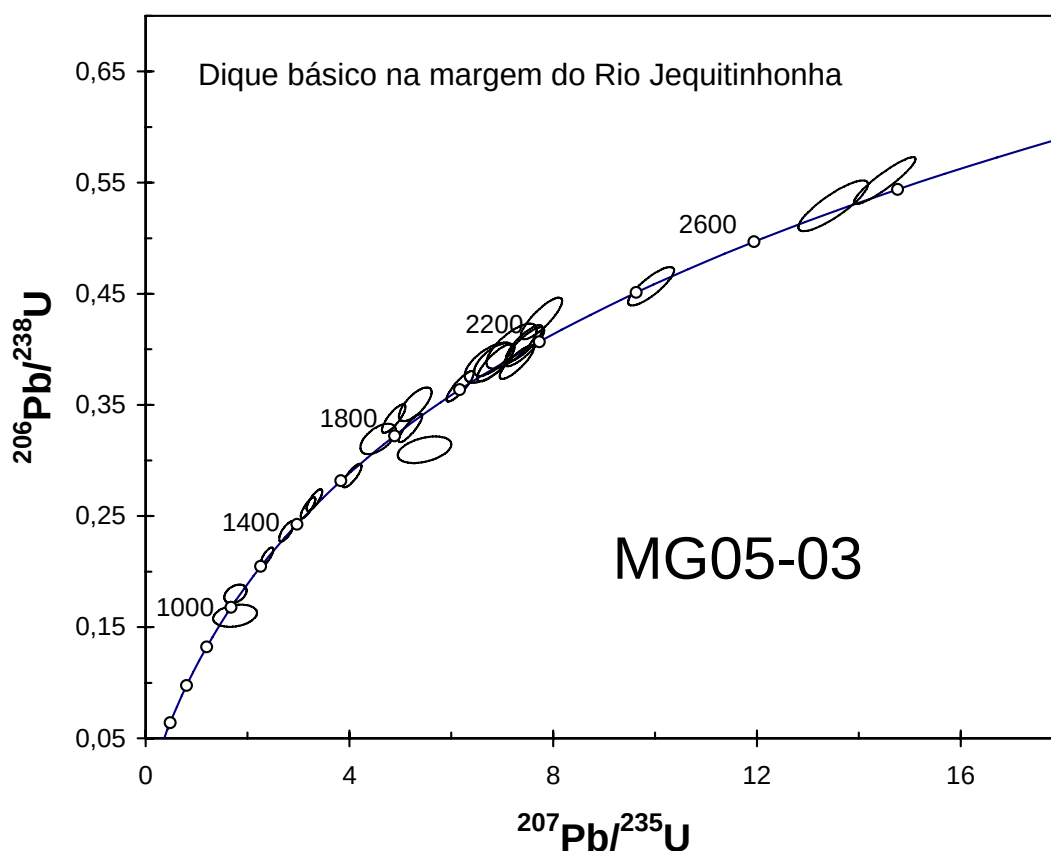


Figura 31 - Idades de zircões ígneos do corpo metabasáltico do rio Jequitinhonha plotadas em comparação à curva concórdia, com seus respectivos erros (indicados pelas elipses) e discordâncias (indicada pela distância do centro da elipse até a curva). A designação “MG05-03” refere-se à identificação da amostra desde o LOPAG/DEGEO/UFOP.

III.4 – Suíte Metaígneia Córrego Taquari

Os perfis levantados ao longo dos córregos Taquari e Ursa e na nascente do rio Macaúbas, evidenciam o caráter intrusivo de uma rocha básica que corta todo o pacote de metassedimentos do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas.

Ocorrem como diques de direção preferencial N-S, estendendo-se desde a nascente do rio Macaúbas até a região do córrego da Dona. Na região do córrego Taquari, distribuem-se também na direção E-W.

A rocha é composta essencialmente por piroxênio, anfibólio e plagioclásio. Minerais opacos subédricos a euédricos com granulação variando de média a grossa, são os acessórios mais comuns. Ocorrem associados preferencialmente aos cristais de anfibólio e, por vezes, preenchem micro-fraturas.

Os processos de alteração são dados pela uralitização dos piroxênios, saussuritização dos plagioclásios e epidotização (clinozoisita como mineral secundário, provavelmente produto da alteração de piroxênio e/ou anfibólio e/ou plagioclásio, ocorrendo como agregados de hábito prismático, granulação média e cor de interferência anômala) e cloritização.

A rocha apresenta uma matriz fina, composta basicamente por grãos de plagioclásio e clorita. Cristais de granulação grossa de anfibólio e piroxênio e de granulação variando de média a grossa de minerais opacos, plagioclásio e clinozoisita (fenocristais) estão presentes na amostra, sem uma orientação preferencial.

A rocha apresenta-se bastante alterada contudo, a partir da mineralogia principal e secundária, as seguintes conclusões preliminares podem ser enumeradas:

- rocha original insaturada em SiO₂ (ausência de quartzo);
- rocha original rica em Ca e Mg (presença de piroxênio, anfibólio, plagioclásio e epidoto);
- protólito básico, provavelmente “gabróico”.

III.4.1 Geoquímica e geocronologia

Os dados analíticos de uma amostra retirada ao longo do córrego Taquari (metagabro), caracterizam que esta possui o mesmo padrão geoquímico do metabasalto do rio Jequitinhonha (tabelas 7 e 8):

Tabela 7 – Dados analíticos de uma amostra de metagabro da Suíte Metaígneia Córrego Taquari

Elementos Maiores / Óxidos constituintes (% ponderal) – CPMTC/UFMG

Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	Soma
TAQ	45,84	12,20	10,71	6,28	0,16	5,70	10,25	1,63	0,48	2,31	0,92	3,52	100,00

Tabela 8 – Dados analíticos de uma amostra de metagabro da Suíte metaígneia Córrego Taquari

Elementos Traços (ppm) – CPMTC/UFMG

Amostra	Ba	Rb	Sr	Zr	Nb	Y	Co	Cr	Cs	Cu	Mo	Ni	Pb	V	Zn
TAQ	133,3	10,4	243,8	82,4	26,6	31,1	46,2	146,0	1,4	115,1	1,2	77,9	19,2	423,3	122,3

De forma análoga ao realizado para o corpo de metagabro do rio Jequitinhonha, estes dados foram plotados nos diagramas de discriminação para rochas vulcânicas e subvulcânicas e de ambiência tectônica (Cox *et al.* 1979; Irvine & Baragar 1971; Shervais 1982; Pearce & Cann 1973; Meschede 1986), consituindo este corpo também remanescente de um magmatismo de natureza básica, toleítico e intra-placa (Martins *et al.* 2004).

Dois argumentos principais foram utilizados para individualizar a Suíte Metaígneia Córrego Taquari: i) o caráter intrusivo ii) as idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de zircões ígneos obtido pelo método U-Pb SHRIMP II (coordenadas 8117852^N 669255^E; Figura 32) .

As idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dos zircões ígneos situam-se em $599.7 \pm 4.7\text{Ma}$, ou seja, posteriores ao magmatismo basáltico contemporâneo à abertura do rifte Araçuaí.

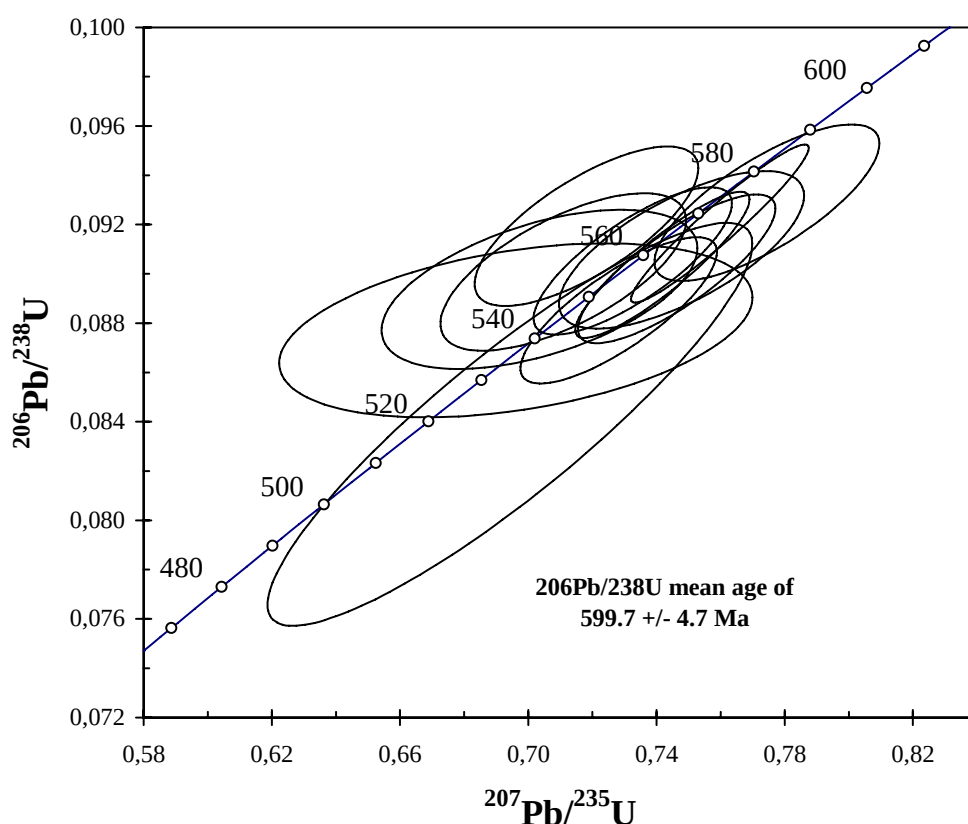


Figura 32 - Idades de zircões ígneos da Suíte Metaígneia Córrego Taquari plotadas em comparação à curva concórdia, com seus respectivos erros (indicados pelas elipses) e discordâncias (indicada pela distância do centro da elipse até a curva).

III.5 – Coberturas meso-cenozóicas

As chapadas são constituídas por sedimentos meso-cenozóicos com grande distribuição areal, cobrindo aproximadamente de 25 a 35% da área de pesquisa.

A sedimentação mesozóica é representada pelos conglomerados cretácicos, equivalente da Formação Areado da bacia Sanfranciscana, reconhecidos por Karfunkel & Chaves (1995) para a região centro-norte do estado.

Os remanescentes da sedimentação cenozóica são formados pelas crostas lateríticas desenvolvidas durante o Terciário Médio-Superior (King 1956) e pelos sedimentos inconsolidados da Formação São Domingos, definida na região de Araçuaí-Virgem da Lapa por Pedrosa-Soares (1981) e ampliado para a Folha Itacambira por Noce *et al.* (1996) e Noce (1997), provavelmente de idade plio-pleistocênica.

III.5.1 – Conglomerados cretácicos

Os conglomerados cretácicos são caracterizados por ruditos reliquiais que ocorrem na base das chapadas. O principal problema para a observação destes conglomerados deve-se ao recobrimento pelos sedimentos da Formação São Domingos, aliado a implantação de um extenso manto de cobertura vegetal realizado pelas companhias de plantio de eucalipto.

Foram observados conglomerados reliquiais relacionados a Formação Areado em duas regiões.

Na estrada que liga o lugarejo de Pau d'Óleo a Itacambira, na chapada denominada “Serra da Bota”, aflora na altitude 1050m um nível bastante alterado deste litotipo (Figura 33B). Possui espessura máxima de aproximadamente 5m, aflorando de forma descontínua. Assenta-se sobre o metadiamicrito da Formação Serra do Catuni, apresentando-se alterado pelos processos de lateritização, recoberto por uma camada irregular de laterita ferruginosa, com espessura máxima de 2m, possuindo coloração avermelhada intensa.

A matriz do conglomerado é rígida e quebradiça, de coloração também marrom-avermelhada. Os clastos estão profundamente intemperizados e quando estão expostos, são constituídos por quartzo leitoso e metarenito friável. A granulometria varia de seixo a bloco, subordinadamente matacão, bastante arredondado. Ainda que a estrutura interna esteja obliterada pelos processos de lateritização, estes conglomerados apresentam arcabouço clasto-suportado.

O outro afloramento observado situa-se na chapada adjacente ao córrego dos Marinheiros. Aflora no meio da estrada não-pavimentada aberta pelas companhias de eucalipto, não sendo possível determinar sua espessura. Os clastos são predominantemente de metarenito friável, de coloração branca. A matriz é quartzosa e está menos alterada que a do conglomerado descrito anteriormente, com granulação grossa.

A probabilidade de que todas as chapadas que ocorrem ao redor da bacia do rio Macaúbas contenham conglomerados da Formação Areado na base é muito grande. Um número expressivo de relictos deste litotipo foram encontrados na região compreendida entre os rios Macaúbas e Congonhas (Prof. J. Karfunkel, comunicação verbal).

III.5.2 – Formação São Domingos

Constituída por sedimentos psamo-pelíticos com estratificação plano-paralela, localmente ocorrem conglomerados e micro-conglomerados semi-consolidados. Afloram continuamente ao longo das chapadas e constituem a unidade cenozóica de maior expressão areal.

Na chapada conhecida como Serra da Bota, aflora uma camada de conglomerado clasto-suportado, com granodecrescência ascendente. Os clastos são constituídos por quartzo e subordinadamente metarenito. Apresentam alto grau de maturidade textural e situam-se na faixa granulométrica seixo. A matriz é silto-arenosa, localmente contendo fragmentos de laterita ferruginosa (Figura 33A).

A Formação São Domingos é capeada por uma camada variável de solo (0 a 3m), apresentando característica de transporte incipiente ou mesmo ausente (latossolo).

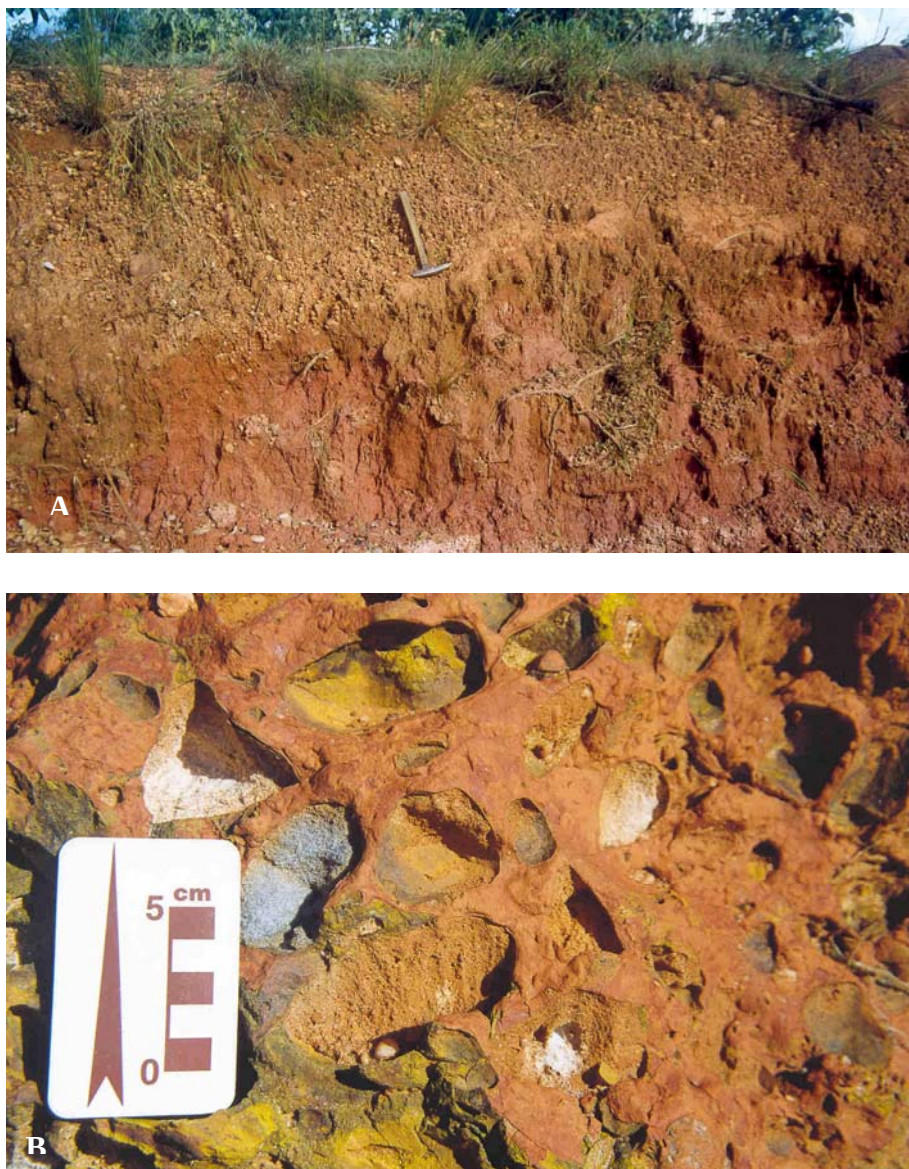


Figura 33 – A) conglomerados e micro-conglomerados semi-consolidados da Fm. São Domingos (estrada Itacambira-Juramento, localizada nas imediações da Serra da Bota, vista de S para N). B) conglomerado cretácico reliquiar, de matriz ferruginosa (laterítica), e clastos profundamente intemperizados (estrada Itacambira-Juramento, localizada nas imediações da Serra da Bota, vista de S para N).

III.6 - Geologia estrutural das unidades pré-cambrianas

Trabalhos de cunho estrutural desenvolvidos por outros autores na região do Anticlinal de Itacambira e adjacências (Oliveira 1989, Uhlein 1991), evidenciam uma deformação progressiva com transporte de massa de leste para oeste, cujo principal mecanismo de deformação é do tipo cisalhamento simples, em regime dúctil, dúctil-rúptil e/ou rúptil-dúctil.

Em função das características estruturais, a região da bacia do rio Macaúbas foi subdividida em quatro setores distintos, aqui designados de domínios estruturais I, II, III e IV (Figura 34). Três seções qualitativas foram escolhidas para caracterizar e representar as relações estruturais entre estes domínios (Figura 35).

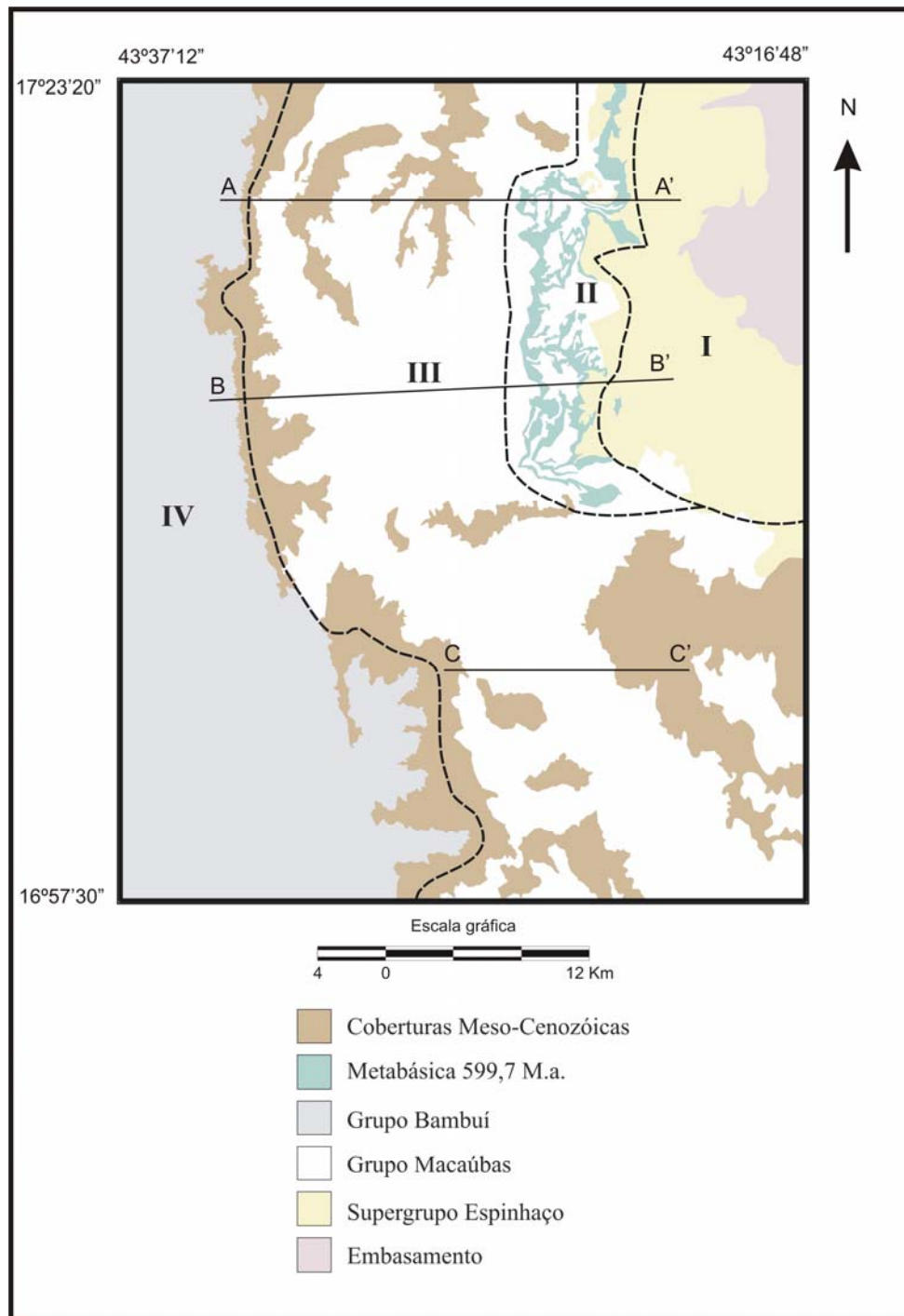


Figura 34 – Domínios estruturais na região da bacia do rio Macaúbas.

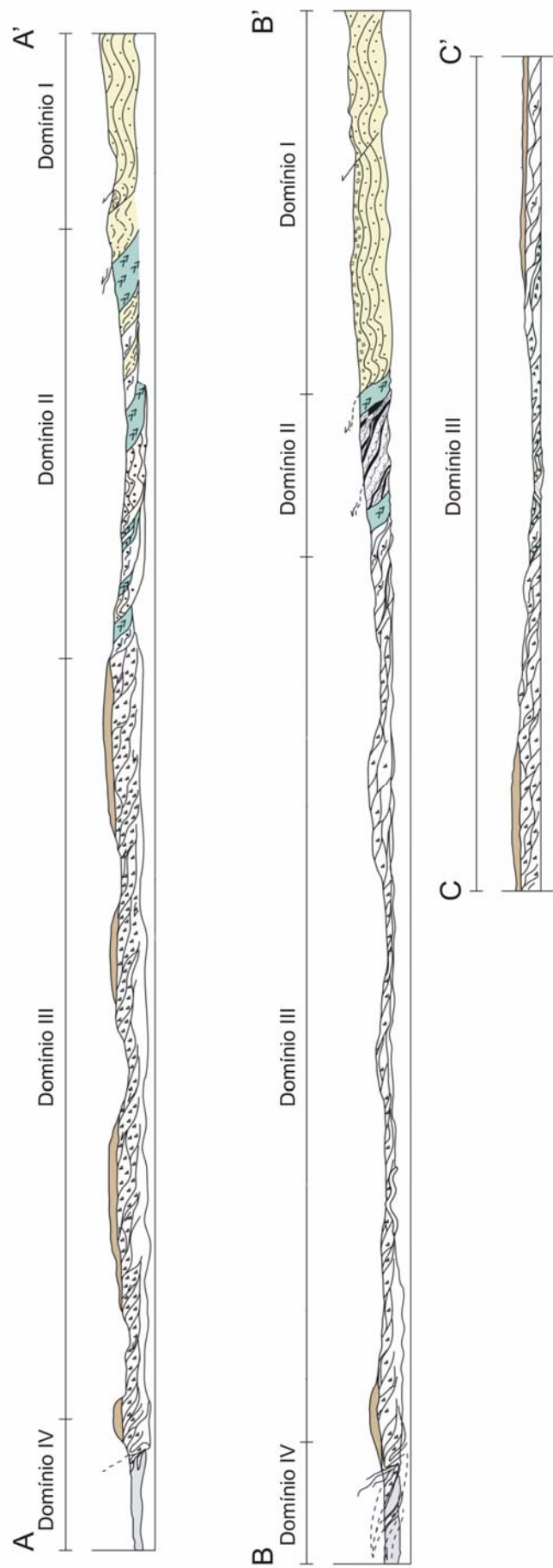


Figura 35 - Domínios estruturais I, II, III e IV presentes na região da bacia do rio Macaúbas.

III.6.1 - Domínio I

Compreende toda a porção leste da área, onde se distribui grande parte da Formação Resplandecente (Supergrupo Espinhaço). A foliação é pouco desenvolvida, com atitude média em torno de N5E/20SE.

Esta região é caracterizada por dobramentos de grande porte, com eixos orientados na direção norte-sul, cuja dimensão é inferida a partir de partes preservadas, principalmente ao longo das drenagens. Os dobramentos abertos constituem as amplas ondulações do terreno, ocorrendo como sinclinais e anticlinais consecutivos.

Para as grandes dobras fechadas, o So encontra-se verticalizado ou mesmo com mergulho para leste. Estas dobras apresentam-se assimétricas ou ligeiramente simétricas, com desenvolvimento de uma foliação milonítica e plano axial, às vezes em leque (Figura 36A).

Segundo Mitra (1986) e Husson & Mugnier (2003), grandes estruturas dobradas são formadas no interior de duplexes, onde quase não são encontradas foliações e dobramentos, que neste caso, se restringem aos raros planos de “*decollements*”. Estes duplexes possuem arranjo espacial típico, com rampas e patamares, porém as rampas estão muito afastadas entre si, predominando os largos patamares.

III.6.2 - Domínio II

O Domínio II materializa uma inversão tectônica ensiálica (no sentido aplicado por Alkmim *et al.* 1996), apresentando feições estruturais indicativas de altas magnitudes de deformação (dobras, falhas, zonas de cisalhamento, foliação milonítica, etc.). As estruturas são vergentes para oeste e os metassedimentos do Supergrupo Espinhaço cavalgam sobre os do Grupo Macaúbas.

Os dobramentos são observados somente nos metarenitos do Supergrupo Espinhaço. Apresentam-se fortemente assimétricos, com eixo orientado aproximadamente N25E (Figura 36B). Em geral, são de menor porte do que as dobras do domínio anterior, embora grandes dobras de arrasto também possam ocorrer. A foliação é plano axial, mergulhando menos que o acamamento no flanco curto (flanco invertido).

Diversas zonas de cisalhamento ocorrem na região de contato entre o Supergrupo Espinhaço e o Grupo Macaúbas, marcadas pelo desenvolvimento de foliação milonítica, lineação de estiramento mineral e falhas de cavalgamento.

O desenvolvimento das zonas de cisalhamento é fortemente relacionado com a presença da Suíte Metaígneia Córrego Taquari. As observações campo, principalmente ao longo do córrego homônimo (perfil AA'), sugerem que a deformação imposta pelo bloco cavalgante, vindo de leste, foi parcialmente condicionado pela presença dos corpos de metagabro da referida Suíte Metaígneia, como sugerido pela refração dos elementos planares e lineares que o circundam.

Os duplexes reconhecidos para este domínio são relacionados a duplexes verdadeiros ou a duplexes superpostos (de acordo com Mitra 1986), onde as rampas são mais freqüentes que os patamares, daí a grande quantidade de zonas de cisalhamento.

Superposição de duplexes foi identificada nos locais onde os metassedimentos do Supergrupo Espinhaço entraram em contato com os corpos de metagabro da Suíte Metaígneia Córrego Taquari. Os corpos de metagabro provavelmente funcionaram como altos estruturais durante a deformação, dificultando a

propagação dos falhamentos rumo a oeste. Esta situação pode ser evidenciada na região da margem esquerda do córrego Taquari (entre os pontos 332 e 333 (E3)), onde a presença de metassedimentos das formações Água Preta e Matão representam, provavelmente, remanescentes de duplexes superpostos e imbricados que se deslocaram através dos metabasitos, constituindo *klippes*.

III.6.3 – Domínio III

À exceção da Formação Duas Barras, os litotipos do Grupo Macaúbas são caracterizados por protólitos sedimentares ricos em argilo-minerais que, durante o evento termo-tectônico Brasileiro, desenvolveram uma quantidade significativa de minerais micáceos. A grande espessura e ampla distribuição lateral destes metassedimentos, aliado ao caráter dúctil desenvolvido durante a deformação, caracteriza o Domínio III.

A principal feição tectônica deste setor é a presença de uma foliação milonítica, orientada aproximadamente na direção norte-sul, mergulhando de 20 a 50° (em média) para NE-SE, apresentando aspecto sigmoidal.

Os indicadores cinemáticos são representados pelos porfiroclastos com sombras de pressão assimétricos presentes no metadiamictito, *tension gashes* no clastos de carbonato, estrias tectônicas desenvolvidas sobre o metarenito micáceo da Formação Chapada Acauã (Figura 37A) e dobras assimétricas intrafoliais com bandas de cisalhamento.

O caráter anastomosado da foliação, conjugado com as medidas de lineações de estiramento mineral, demonstram claramente a propagação de duplexes verdadeiros para oeste (Figura 37B). Próximo ao contato com o Domínio IV, observou-se na região do ribeirão da Onça, o desenvolvimento de rampas laterais.

III.6.4 – Domínio IV

Este setor é balizado pela frente de cavalgamento do Grupo Macaúbas sobre o Grupo Bambuí. O contato é marcado por falhas de empurrão de alto ângulo, cuja melhor exposição situa-se na estrada que liga a localidade de Pau d'Óleo a Itacambira, sendo detalhadamente descrita por Oliveira (1989) e Uhlein (1991) (Figura 37C).

Diversas outras falhas inversas associam-se a esta zona tectônica, orientando-se aproximadamente N15 a 20E, subhorizontais a 40°SE de mergulho. Apresentam estruturas escalonadas em rampas e patamares, distribuindo-se como sistemas de duplexes imbricadas, inclusive, com várias lascas de falha do metadiamictito no Grupo Bambuí.

O Domínio IV estende-se segundo o meridiano por aproximadamente 100km, marcado por um forte lineamento nas imagens de radar e fotografias aéreas.

Segundo Uhlein *et al.* (2004), o Domínio IV descrito no presente trabalho, corresponde a região onde os falhamentos normais que marcariam a borda extensional do rifte Araçuaí foram reativados como falhas inversas pela orogênese Brasileira.



Figura 36 – A) dobramento de dimensões decamétricas do Domínio estrutural I. Apresenta-se ligeiramente simétrica, com desenvolvimento de uma foliação milonítica associada a uma clivagem de fratura espaçada (córrego saco de Mel, ponto 27 (*F2*), vista de S para N). B) dobra assimétrica característica do Domínio II, desenvolvida em metarenito da Fm. Resplandecente (rio Macaúbas, 200 (*E2*), vista de N para S).

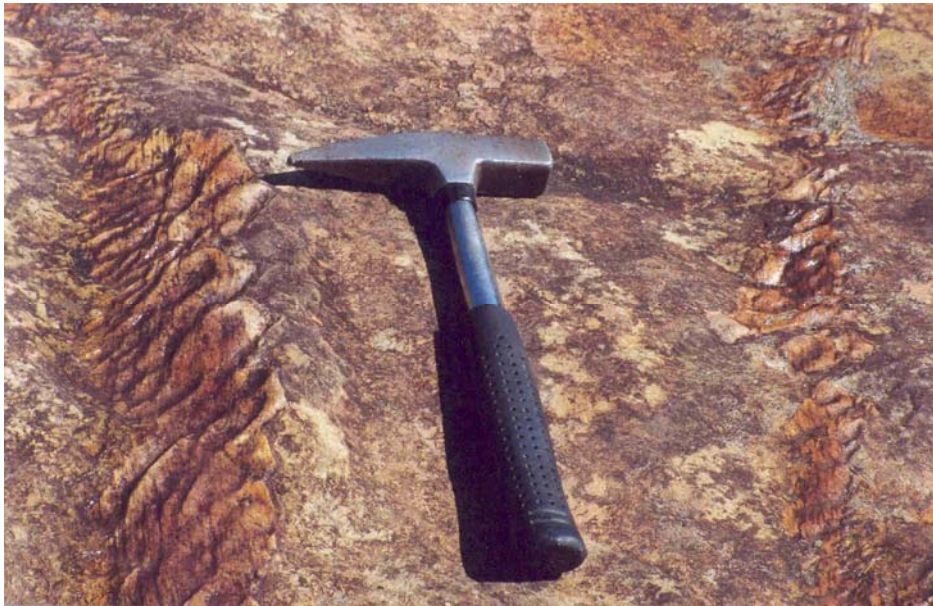


Figura 37A –
estrias tectônicas
desenvolvidas sobre
o metarenito
micáceo da Fm.
Chapada Acauã.
Domínio III. Ponto
137 (*E11*), vista de E
para W.



Figura 37B -
duplexes verdadeiros
do Domínio III
desenvolvidos em
metadiamicctito da Fm.
Serra do Catuni.
Ponto 36 (*B6*), vista de
WSW para ENE.

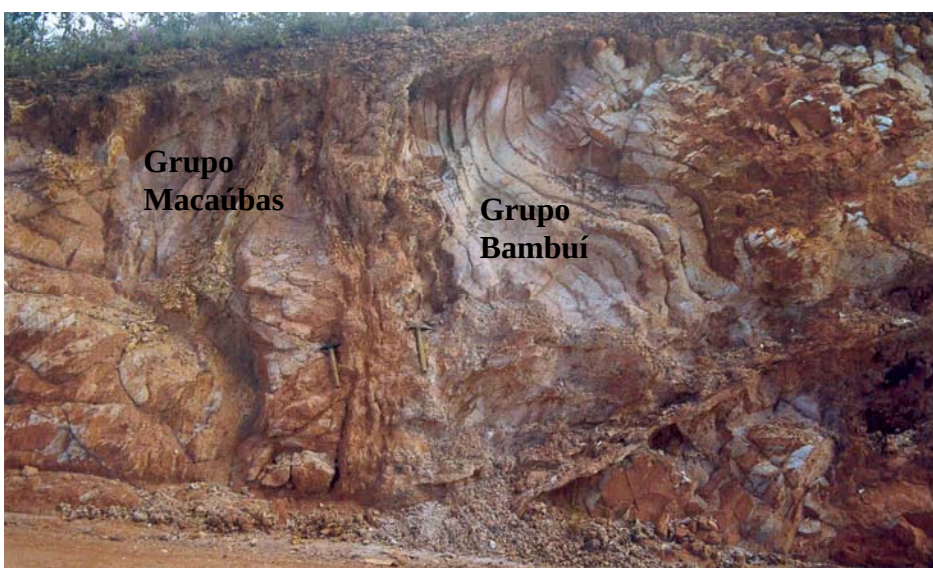


Figura 37C –
contato tectônico entre
os grupos Macaúbas e
BambuÍ (Domínio IV).
O contato é marcado
por falhas inversas de
alto ângulo. Estrada
Juramento-Itacambira,
próximo a Serra da
Bota. Vista de N para
S.

III.7 – Resumo geral sobre o mapeamento geológico

- A) O Supergrupo Espinhaço é constituído por três unidades litoestratigráficas (formações): a Formação Resplandecente é a unidade basal, interpretada como remanescentes de dunas eólicas unidireccionais do tipo *barcana*. A Formação Água Preta marca um período de instabilidade tectônica em regime extensional, com fragmentação sinsedimentar (intraformacional) de camadas pouco consolidadas (parte dos arenitos eólicos da Formação Resplandecente), redepositados por fluxos de massa (brechas) ou por fluxos de detritos não-coesivos, turbulentos (conglomerados). A Formação Matão representaria a transgressão marinha ocorrida nesta região, dominada por fluxos de maré (estruturas sedimentares do tipo *hummocky*, espinha-de-peixe e “superfícies de reativação”). As lentes conglomeráticas desta formação constituiriam depósitos litorâneos. O limite superior de sedimentação do Supergrupo Espinhaço estaria situado ao redor de 1.2Ga.
- B) O Grupo Macaúbas é caracterizado por quatro formações (da base para o topo): Duas Barras, Serra do Catuni, Chapada Acauã e Córrego da Ursa. A formação Duas Barras representaria a sedimentação inicial (datada em 1.0Ga) da abertura do rifte que deu origem à bacia “Macaúbas”, marcada por depósitos flúvio-marinhos. A Formação Serra do Catuni representa a deposição de material transportado na zona englacial por geleiras provenientes da área cratônica, parcialmente aterradas e progradando sobre uma região marinha rasa. A sedimentação se deu em borda extensional ativa, na zona de transição “marinho-rasa para marinha profunda”, apresentando transição faciológica lateral e vertical do pacote de (meta) diamictitos para metarenitos finos no sentido E-SE (Formação Chapada Acauã, influenciada por chuva de detritos de *icebergs*). Concomitantemente com os processos de deposição, fluxos gravitacionais retrabalharam e promoveram o espessamento destes sedimentos ao sopé de falhas normais, possivelmente com diferentes razões de subsidência. A Formação Córrego da Ursa constitui a formação de topo e relaciona-se a depósitos do tipo fluvio-lacustre em ambiente de relativa calma tectônica. A sedimentação é controlada pelas sazonalidades climáticas, com deposição de varvitos durante os períodos mais frios, posteriormente assoreados por arenitos fluviais do tipo *braided* (progradando como lobos deltaicos), gerados durante o degelo de parte destas geleiras.
- C) Dois períodos magmáticos ocorrem na área de estudo. O mais antigo relaciona-se ao período de abertura do rifte Araçuaí, ocorrendo preferencialmente como derrames basálticos intra-placa, sinsedimentares e datado em 1.0Ga. O segundo ocorre na forma de diques gabróicos que cortam toda a seqüência metassedimentar e foi datado em 599.7Ma.
- D) A orogênese brasileira provocou o encurtamento crustal e o correspondente espessamento aparente das unidades metassedimentares do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas. Para este último, fica evidente a propagação de duplexes imbricados e superpostos do Domínio II e de duplexes verdadeiros característicos do Domínio III, assim como a reativação dos

falhamentos normais como falhas de empurrão do Domínio IV, na região de contato entre os grupos Macaúbas e Bambuí.

- E) A sedimentação fanerozóica é representada pelos conglomerados cretácicos, crostas lateríticas do Terciário Médio-Superior e pelos depósitos psamo-pelíticos (localmente com ruditos) da Formação São Domingos. Todos são capeados por latossolos. Os conglomerados cretácicos encontram-se pobremente distribuídos, aflorando na forma de corpos isolados e obliterados pelos processos de lateritização. Por estas características, considerações sobre os processos sedimentares relacionados a estes ruditos não puderam ser feitas. A probabilidade de que todas as chapadas que ocorrem ao redor da bacia do rio Macaúbas contenham ou tenham contido conglomerados cretácicos na base é muito grande (Prof. J. Karfunkel, comunicação verbal).
- F) Na região de estudo não ocorre nenhuma rocha magmática de natureza alcalina ou correlata que possa constituir a fonte dos diamantes e carbonados desta bacia hidrográfica.
- G) Diamantes e carbonados constituem minerais pesados (densidade $> 3.3 \text{ g/cm}^3$) e, em ambientes sedimentares, são encontrados nas fácies rudíticas. Com base nos prováveis ambientes e processos sedimentares atribuídos às unidades litoestratigráficas mapeadas, apenas três litofácies poderiam ser candidatas à “rocha-fonte” dos diamantes e carbonados: 1) as lentes metaconglomeráticas da Formação Matão (Supergrupo Espinhaço); 2) os metadiamicritos da Formação Serra do Catuni (Grupo Macaúbas); 3) os conglomerados cretácicos.

CAPÍTULO IV – MINERAIS PESADOS

Análises da tipologia e concentração de minerais pesados constituem uma das técnicas mais usadas no estudo petrológico de sedimentos, sendo usados como ferramentas de correlação estratigráfica e como indicadores diretos da natureza da(s) área(s)-fonte (Morton 1984).

A maioria dos minerais pesados tem um baixo grau de sobrevivência em superfície devido à instabilidades químicas e mecânicas. De uma maneira genérica, quanto mais altas a temperatura e a pressão de formação do mineral, menos estável o cristal será sob condições de intemperismo (Pupin 1980). Durante o transporte sedimentar, clivagens fragmentam os grãos, abrindo caminho para alterações químicas e fazendo com que desapareçam ao longo deste processo (Addad 2001). Fases minerais menos resistentes vão sendo seguidamente eliminadas.

Kimberlitos e lamproitos possuem uma assembléia de minerais pesados com características químicas únicas (Kirkley *et al.* 1991). Muitos destes minerais são resistatos, ou seja, sobrevivem ao intemperismo físico e químico, erosão da rocha-fonte, dispersão em superfície e transporte sedimentar por consideráveis distâncias (Morris & Kaszycki 1997). Os mais importantes indicadores minerais kimberlíticos são a granada-piropo, ilmenita, cromita e o cromo-diopsídio (Fipke *et al.* 1989).

Durante o curso de “Aperfeiçoamento em exploração mineral”, promovido pela *Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral Brasileira* (ADIMB, Brasília - 2002) e ministrado pelo Prof. Herb Helmstaedt (Queen’s University, Canadá), foram observados assembléias de minerais pesados de afinidade kimberlítica/lamproítica de diferentes partes do mundo (África do Sul: Roberts Victor, Kaalvallei, Lace, Balmoral e Jagersfontein; Estado Unidos: Schaffer 19 (Wyoming), Lake Ellen (Michigan) e Stockdale (Kansas); Canadá: Kirkland Lake (Ontário)).

Grandas-piropo possuem cor variável, ocorrendo desde um laranja claro até um lilás-púrpura, sendo esta última facilmente distinta nos concentrados diamantíferos. Textura kelifítica e superfícies corroídas podem ocorrer nos grãos próximos à fonte magmática “primária”. A química dos piropos pode ser usado como guia para o potencial diamantífero de um kimberlito (Dawson & Stephens 1976).

Ilmenitas kimberlíticas são ricas em Mg e Cr. Possuem coloração escura e brilho vítreo a sub-metálico em superfícies frescas. É extremamente difícil de se separar visualmente ilmenitas kimberlíticas de ilmenitas não-kimberlíticas. Geralmente, menos de 25% dos grãos selecionados por prospectores experientes são confirmados como ilmenitas kimberlíticas através da análise por microsonda eletrônica (Prof. H. Helmstaedt, comunicação verbal).

Cromo-diopsídio possui cor verde característica e é facilmente identificada nos concentrados. É um mineral instável em condições de superfície e usualmente não é encontrado nos “halos” de dispersão sedimentar por distâncias superiores a 15km da rocha-fonte. Contudo, é um mineral muito comum em outros tipos de rochas que não sejam kimberlitos e sua presença isolada não é indicativo de kimberlito e rochas correlatas.

Cromita é um mineral resistato que pode sobreviver por grandes distâncias durante o transporte sedimentar. Possui forma octaédrica, apresentando-se subarredondada em concentrados aluvionares. A cor é preta a marrom-escura, cujo brilho (vítreo a sub-metálico) encontra-se, por vezes, obliterado por uma capa de

reabsorção magmática, caracterizado por superfície fosca. Este espinélio é um indicador importante, uma vez que as cromitas que se originaram no campo de estabilidade do diamante são caracterizados por um conteúdo de Cr que não excede 60% (Schulze 1996).

Afora o diamante, outros minerais indicadores incluem olivina, granada eclogítica (série almandina-piropo) e priderita (comum em lamproítos). Rutilo (muito comum em xenólitos eclogíticos) e sulfetos são encontrados numa grande diversidade de rochas e quando ocorrem isolados, não constituem indicadores confiáveis.

IV. 1 – Prospecção aluvionar

A caracterização dos concentrados diamantíferos de kimberlitos/lamproítos durante a realização do curso referido anteriormente e, especialmente a observação de populações de grana-piropo, ilmenita, cromo-diopsídio e cromita utilizando lupa binocular (60 X aumento), serviram de preparação-base para as campanhas de prospecção aluvionar na bacia do rio Macaúbas.

Concomitantemente com o mapeamento geológico, foram obtidas informações com garimpeiros e moradores da região sobre as áreas com registro de extração de diamantes e carbonados, em tempos pretéritos ou atuais. Os dados apresentados na tabela abaixo, constituem um pequeno registro histórico sobre os maiores diamantes e carbonados encontrados na bacia hidrográfica do rio Macaúbas:

Tabela 9 – Registro histórico sobre diamantes e carbonados na bacia do rio Macaúbas

Entrevistado* (localidade onde reside)	Diamante / carbonado (peso aproximado, ct)	Ano (aproximado)	Local (aproximado)
Barbosa (sem moradia fixa e falecido em 2004)	Diamante - 20 ct	1974	Rio Macaúbas, abaixo da confluência c/ o ribeirão Onça
Barbosa (sem moradia fixa e falecido em 2004)	Diamante - 30 ct	1978	Desembocadura do ribeirão Onça com o rio Macaúbas
Zé Maria Pó (Faz. Cajueiro)	2 diamantes: 4.25, 12.5 ct	1978	Rio Macaúbas, entre os córregos Melancia e Retiro
Tonho e Salvador (Guaraciama)	Carbonado > 20 ct	1980	Córrego Pastinho
“Shoro” / Tião Mudesto (C. dos Barcos)	Lote de diamantes, totalizando 52 ct	1984	Córrego dos Barcos
Geraldinho Crente (Rib. Ilha)	Diamante: 6.75 ct	1991	Rio Macaúbas, entre o córrego Água Limpa e Melancia

* Nome popular pelo o qual é conhecido na região.

Ainda que se possa dar crédito à veracidade destas informações, a validade das mesmas é de difícil comprovação. Os dados apresentados acima não foram considerados nos levantamentos estatísticos sobre as características das populações de diamantes e carbonados da área de estudo.

Um dos objetivos do mapeamento geológico, foi o de apontar possíveis “alvos” para as campanhas de prospecção aluvionar, visando obter diamantes, carbonados e minerais indicadores de afinidade mantélica.

Através do reconhecimento dos possíveis processos sedimentares e dos ambientes deposicionais as quais se relacionam, apenas três litofácies (meta) sedimentares foram consideradas candidatas à “rocha-fonte” dos diamantes e carbonados da bacia do rio Macaúbas (item III.7): 1) as lentes metaconglomeráticas da Formação Matão (Supergrupo Espinhaço); 2) os metadiamictitos da Formação Serra do Catuní (Grupo Macaúbas); 3) os conglomerados reliquiais do Cretáceo.

O planejamento das campanhas de prospecção aluvionar baseou-se nos resultados do mapeamento geológico e das informações prestadas pelos garimpeiros e moradores da região. Foram realizados 44 pontos de serviços exploratórios (Mapa de pontos e Tabela em anexo), sendo que em 39 destes foi utilizado o método manual, ou seja, abertura de um serviço de garimpagem e retirada do material aluvionar com equipamentos manuais (pá, enxada, alavanca de ferro fundido e balde), e posterior concentração dos minerais pesados utilizando-se somente peneiras garimpeiras. Nos pontos P24 (C6), P11 (C8), P17, P19 (G11) e P20 (F11), os minerais pesados foram obtidos por garimpagem semi-mecanizada, na qual mergulhadores succionam o cascalho aluvionar através de um mangote de 8 ½ polegadas para o interior de uma caixa de armazenamento, conectada a uma “bica” inclinada e preenchida com grelhas para contenção de diamantes (e demais minerais pesados). A concentração final também é feita utilizando-se peneiras garimpeiras.

Pela diferença de volume extraído entre os métodos manual e semi-mecanizado, os resultados dos levantamentos de prospecção aluvionar são considerados como qualitativos, não sendo possível inferir um parâmetro seguro em que se possa estabelecer a correlação precisa sobre a abundância relativa de diamantes, carbonados e minerais pesados entre os pontos prospectados.

Para uma melhor visualização, os resultados dos serviços de prospecção aluvionar foram compartimentados segundo o domínio geológico em que ocorrem, de acordo com a área de influência das unidades litoestratigráficas levantadas durante o mapeamento geológico (tabelas 10 a 12). Porém, duas ressalvas são obrigatoriamente feitas: i) os conglomerados cretácicos distribuem-se de forma reliquiar, provavelmente devido a um profundo processo de erosão destes ruditos. O capeamento sedimentar que os recobre (Formação São Domingos e solos residuais), dificultam ainda mais sua localização. Pela pequena área de exposição e por ocorrerem isoladamente no topo das chapadas, nenhuma drenagem poderia conter minerais pesados característicos unicamente destes sedimentos; ii) o rio Macaúbas constitui o nível de base local, recebendo afluentes de todas as margens e conseqüentemente toda a carga de sedimentos, incluindo minerais pesados. Os pontos em que foram coletados material aluvionar no rio Macaúbas também foram agrupados separadamente (Tabela 12), mas as interpretações das assembléias de minerais pesados nestes pontos não levaram em consideração o domínio geológico segundo o qual foram coletados.

Tabela 10 – Distribuição de minerais pesados segundo os pontos amostrados cujas drenagens cortam somente litotipos do Supergrupo Espinhaço.

Ponto	Drenagem	Ouro	Anatásio	Rutilo	Magnetita	Fosfatos	Turmalina	Cianita
P40	Rio Macaúbas	-	-	-	-	X	X	X
P41	C. Saco de Mel	-	-	-	-	X	X	X
P39	C. Taquarí	-	-	X	X	X	-	-
P38	C. Taquarí	-	-	X	-	X	X	-
P37	C. José Coelho	-	-	-	-	-	X	-
P36	C. Taquarí	-	X	X	-	X	X	X
P35	C. Taquarí	-	X	X	X	X	-	X
P12	C. da Dona	-	-	-	-	X	-	-
P15	C. Lavras	X	X	X	X	X	-	-

Tabela 11 – Distribuição de minerais pesados segundo os pontos amostrados cujas drenagens cortam somente litotipos do Grupo Macaúbas.

Ponto	Drenagem	Diamante	Carbonado	Ouro	Rutilo	Anatásio	Estaurolita	Monazita	Granada	Crisoberilo	Fosfatos	Cianita
P1	Rib. Onça	-	-	X	-	X	-	-	X	-	X	-
P44	Pastinho	-	X	-	-	X	-	-	X	X	X	-
P2	Rib. Onça	X	X	-	-	X	-	-	X	X	X	-
P3	Rib. Onça	-	-	-	X	X	-	-	-	-	X	X
P4	Rib. Onça	X	-	X	X	X	X	X	X	X	X	-
P5	C. Barcos	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
P6	Rib. Onça	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
P7	Rib. Onça	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
P8	Laranjeiras	-	-	-	-	X	-	-	X	X	X	X
P9	Cur. Pedra	-	-	-	X	X	-	X	-	X	X	X
P18	Água Limpa	-	-	X	-	X	-	-	-	-	X	-
P22	Rib. Ilha	X	X	X	X	X	-	-	X	X	-	-
P29	C. Furadico	-	-	-	X	X	-	-	X	X	-	-
P25	C. Furna	-	-	-	X	X	-	-	X	X	X	-

Tabela 12 - Distribuição de minerais pesados segundo os pontos cujas drenagens cortam litotipos do Supergrupo Espinhaço e do Grupo Macaúbas, acrescidos dos pontos amostrados ao longo do rio Macaúbas.

Ponto	Drenagem	Diamante	Carbonado	Ouro	Rutilo	Anatásio	Estaurolita	Monazita	Granada	Crisoberilo	Fosfatos	Cianita	Turmalina	Magnetita
P42	R. Macaúbas	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	X	-
P43	R. Macaúbas	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	X	X
P34	R. Macaúbas	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	X	X
P33	R. Macaúbas	-	-	-	-	X	-	-	-	X	X	-	-	-
P32	C. Ursa	-	-	-	-	-	-	-	-	-	X	X	-	-
P31	R. Macaúbas	-	-	X	X	X	-	-	-	-	X	-	-	-
P30	R. Macaúbas	-	-	X	X	X	-	-	-	-	X	-	-	-
P28	R. Macaúbas	-	-	-	X	X	-	-	X	X	X	-	-	-
P27	C. Rancharia	-	-	-	X	X	-	-	-	-	-	X	-	-
P26	R. Macaúbas	-	-	-	X	X	-	-	-	-	X	X	-	-
P24	R. Macaúbas	X	X	-	X	X	-	-	X	X	X	X	-	-
P10	C. Dona	-	-	-	X	X	-	-	-	-	-	X	X	-
P11	R. Macaúbas	X	-	X	X	X	X	-	X	X	X	X	X	-
P13	R. Macaúbas	-	-	-	X	X	-	-	X	X	X	-	-	-
P14	C. Lavras	-	-	X	X	X	-	-	-	-	-	X	-	X
P16	R. Macaúbas	-	-	X	X	X	-	-	X	X	X	X	-	-
P17	R. Macaúbas	X	X	X	X	X	-	-	X	X	X	X	-	-
P19	R. Macaúbas	X	X	X	X	X	-	-	X	X	X	X	-	-
P20	R. Macaúbas	X	-	X	X	X	-	-	X	X	X	X	-	-
P21	R. Macaúbas	X	-	X	X	X	-	-	X	X	X	X	-	-
P23	R. Macaúbas	X	-	X	X	X	-	-	X	X	X	X	-	-

IV.2 – Caracterização dos minerais pesados

Todos os minerais pesados descritos, com exceção do ouro e do carbonado, foram encontrados na fração da peneira “fina” (0.2 cm de malha quadrada). Pelo fato de ocorrerem em praticamente todos os concentrados, goethita e hematita não serão considerados nas tabelas de discriminação de minerais pesados segundo os pontos de amostragem.

Goethita ($\alpha\text{FeO}(\text{OH})$) é um dos minerais mais comuns nos concentrados. Ocorre como agregados radiais, mostrando linhas concêntricas, relacionado ao produto de pseudomorfos limoníticos, um termo descritivo para óxidos hidratados de ferro, pirita (mais comum) e magnetita. A coloração é castanho escura.

Hematita ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$) apresenta-se como grãos maciços a fragmentos de agregados especulares. Parte dos grãos tabulares possuem estrias e canais na superfície. Comumente são arredondados e opacos, cuja coloração característica é em tons de cinza, desde claros a escuros. Observam-se também cristais com superfícies iridescentes.

O anatásio (TiO_2) ocorre em grande parte das drenagens da bacia do rio Macaúbas, representando, possivelmente, proveniências diferentes. Os tipos mais comuns são anatásios azuis, amarelos ou com zonamento entre estas cores. Os cristais são transparentes, translúcidos ou mesmo opacos, com brilho adamantino a metálico. Os cristais preservados ocorrem como bipirâmides e os fragmentos de clivagem são influenciados pelos planos (001) e (011). Grãos arredondados são muito comuns.

O rutilo (TiO_2), juntamente com o zircão e a turmalina, constitui um dos minerais índices de maturidade sedimentar (Berkman 1976, Huston 1977). Os grãos de rutilo observados possuem a tendência de conservar o formato euédrico, com arestas progressivamente arredondadas, chegando a atingir altos graus de arredondamento e esfericidade, com fratura subconchoidal. O brilho é metálico e a coloração é preta a avermelhada. A exemplo do anatásio, distribuem-se amplamente nas drenagens da área de estudo e não são característicos para uma fonte específica.

Os cristais de turmalina $((\text{Na,Ca})(\text{Mg,Al,Li})_3(\text{Al,Fe,Mn})_6(\text{BO}_3)_3(\text{SiO}_6\text{O}_{18})(\text{OH})_4)$ possivelmente são característicos dos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço. Nos pontos em que foram observados no rio Macaúbas, ocorrem somente a jusante dos pontos de confluência entre este rio e as drenagens que seccionam estes metassedimentos (*e.g.* P42 (E3)). Os grãos são prismáticos (aciculares) a irregulares, com diferentes graus de arredondamento. A cor predominante é preta, com poucos grãos de coloração esverdeada.

A cianita (Al_2SiO_5) ocorre como cristais translúcidos a transparentes, com brilho vítreo a nacarado. Os grãos geralmente são dominados pela clivagem perfeita em (100), que juntamente com uma clivagem em (010) e a partição em (001), originam um contorno aproximadamente retangular, achatado, onde são observados degraus e reentrâncias. Os fragmentos de clivagem são alongados, mas com bordas arredondadas, evoluindo com a abrasão para grãos ovais achatados. Distribuem-se amplamente nos sedimentos de corrente da área de estudo e também não constitui um mineral indicador.

A magnetita ($\text{Fe}^{3+}(\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$) ocorre somente no domínio dos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço, com poucos minerais observados por ponto prospectado. Ocorre como cristais octaédricos a fragmentos subarredondados, opacos, de coloração marrom escura. Coberturas e filmes limoníticos são comuns.

Os fosfatos são constituídos por fragmentos subarredondados a arredondados, de coloração bege clara a escura. Segundo o vocabulário garimpeiro, são designados de “favas” e constituem um dos minerais pesados mais frequentes da área de estudo.

Ouro ocorre disseminado em toda a área e foi encontrado somente na fração bateia, na forma de pó de grãos. Não foi possível sua caracterização com relação a textura e a forma cristalográfica.

Granada-almandina, crisoberilo, estaurolita e monazita somente puderam ser identificados de forma satisfatória com o auxílio da espectroscopia Raman (Figura 38). O crisoberilo e a almandina são relativamente mais abundantes e possuem maior distribuição nos concentrados com relação à estaurolita e a monazita. A distribuição destes minerais no rio Macaúbas, no ribeirão do Onça e nas drenagens que ocorrem somente na porção oeste da bacia, sugerem um halo de dispersão a partir dos metassedimentos da Formação Serra do Catuni (metadiamicrito) ou dos conglomerados cretácicos.

A almandina ($\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$) ocorre como grãos irregulares, fraturados e arredondados. Apresentam brilho vítreo nas superfícies fraturadas, possuindo coloração avermelhada escura. Contudo, em grande parte dos cristais arredondados, a superfície é fosca, provavelmente devido a abrasão no meio sedimentar.

O crisoberilo (BeAl_2O_4) ocorre geralmente em grãos arredondados, ou como fragmentos de cristais angulosos com bordas arredondadas, dominados por fraturas conchoidais ou irregulares. Os grãos são translúcidos a transparentes, de brilho vítreo. A coloração é amarelada até quase incolor, raramente com sobreposição para um verde claro.

Os grãos de estaurolita ($(\text{Fe}^{+2}, \text{Mg})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{+3})_9\text{O}_6(\text{SiO}_4)_4(\text{O}, \text{OH})_2$) apresentam brilho vítreo a resinoso, passando a um aspecto “terroso” em cristais mais alterados. A coloração é castanho-avermelhada de tonalidade escura. Os cristais são arredondados, raramente com relictos de faces preservadas. Fraturas subconchoidais controlam a forma alongada da maioria dos grãos.

A monazita ($(\text{Ce}, \text{La}, \text{Y}, \text{Th})\text{PO}_4$) apresenta-se na forma de grãos completamente arredondados, com formato “ovóide” ou subesféricos. Fraturamento subconchoidal condiciona cristais irregulares. O brilho nas superfícies fraturadas é vítreo a resinoso, de coloração acastanhada escura. A exemplo dos outros minerais, o brilho é obliterado pela superfície fosca que se desenvolve em função da abrasão mecânica.

Diamantes foram recuperados nos pontos P2 (A5), P4, P5, P6, P7 (B7), P24 (C6), P11 (C8), P17, P19 (F11), P20, P21 (G12), P22 (F12) e P23 (G13) (Figura 39). A exceção de 5 diamantes recuperados nos pontos P5 (B7) e P17 (F11) (2 e 3 diamantes, respectivamente), extraídos pelo próprio autor, os demais cristais foram explotados por garimpeiros, com registro de extração *in situ*. Efetuou-se à caracterização dos diamantes extraídos nestes pontos através dos parâmetros de descrição contidos na Tabela 1 (vide Capítulo V).

Os diamantes recuperados e adquiridos no ponto P20 (G12), constituem em sua quase totalidade, diamantes menores que 0.05 ct, designados popularmente como “diamantes de seda”. Uma vez terminado o serviço de lavagem e apuração do material diamantífero retido nas grelhas de contenção da draga, a fração de fundo (ou “bateia”), pode ser reconcentrada por quaisquer outras pessoas que não participem diretamente do garimpo. No caso específico, foram parcialmente recuperados pelo autor e pelo cozinheiro da draga.

A extração de carbonado foi registrada em alguns pontos onde foram recuperados diamantes, ou seja, nos pontos P2 (A5), P5, P7 (B7), P24 (C6), P17, P19 (F11) e P22 (F12). O ponto P44 (A3) foi o único local onde observou-se a recuperação de um carbonado sem a ocorrência associada de diamante. Ao todo, foram recuperados 17 carbonados, com peso variando de 0.4 a 8.25ct (com peso total de 56.97ct). A coloração dos carbonados varia entre as tonalidades preto, cinza e castanho, por vezes, apresentam-se avermelhadas, possivelmente devido à adesão de películas de argila vermelha na superfície do mineral. A caracterização destes minerais é apresentada no Capítulo VI.

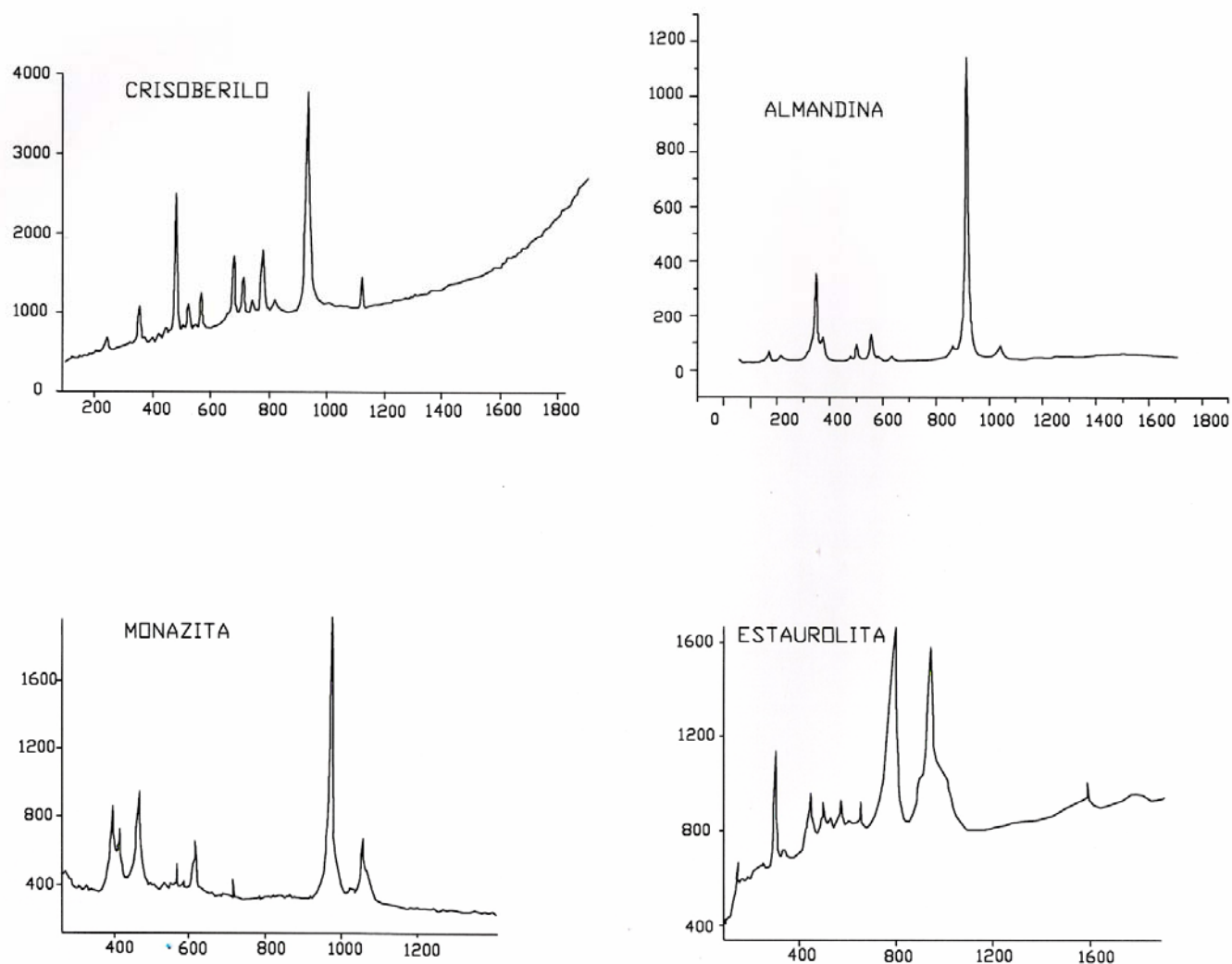


Figura 38 – Desvios Raman para crisoberilo, granada almandina, monazita e estauroлита extraídos da bacia do rio Macaúbas durante as campanhas de prospecção aluvionar. Eixo X: número de contagens, eixo Y: cm^{-1} .

IV.3 – Resumo geral sobre os resultados obtidos através das campanhas de prospecção aluvionar na bacia do rio Macaúbas.

- A) À exceção dos diamantes e carbonados (?), os demais minerais pesados presentes nesta bacia não possuem afinidade com rochas kimberlíticas/lamproíticas;
- B) Ouro, rutilo, anatásio, magnetita, turmalina (variedade schorlita) e fosfatos podem ser formados a partir da cristalização de soluções hidrotermais, responsáveis pelo lixiviamento e remobilização de elementos químicos durante o metamorfismo regional no fácies xisto verde baixo, característico para a bacia do rio Macaúbas (Uhlein 1991).
- C) De uma forma geral, crisoberilo e monazita são compatíveis com uma fonte pegmatítica, ao passo que almandina, cianita e estauroлита relacionam-se a rochas metamórficas do fácies xisto verde alto a anfibolito. Juntamente com diamantes e carbonados, todos estes minerais são considerados exóticos à geologia da área de estudo.
- D) A recuperação de carbonado, diamante, almandina, crisoberilo, estauroлита e monazita nos córregos e ribeirões que drenam somente a porção oeste da bacia (córregos Pastinho e Barcos, ribeirões do Onça e da Ilha), apontam para um “halo” de dispersão a partir de duas possíveis fontes (meta) sedimentares: metadiamicrititos da Formação Serra do Catuni e/ou conglomerados cretácicos. Contudo, não se exclui a possibilidade de que parte dos diamantes e carbonados extraídos no rio Macaúbas possa também estar relacionada aos níveis conglomeráticos da Formação Matão (Supergrupo Espinhaço).

CAPÍTULO V – DIAMANTES MONOCRISTALINOS

O diamante é uma das várias modificações cristalográficas do carbono, cujo nome provém do grego “adamas” (*αβαμας*), ou seja, “invencível”, refletindo sua excepcional dureza mecânica e resistência química (Orlov 1977).

Por suas características únicas, o diamante é um dos minerais com maior valorização econômica. São inúmeras as aplicações das propriedades dos diamantes para a indústria em geral e para o setor de gemas.

Do ponto de vista científico, diamantes constituem amostras diretas dos processos físico-químicos que atuaram no interior da Terra, sendo estáveis em condições de intemperismo.

V.1 – Gênese

Diamantes ocorrem na superfície da Terra em diferentes tipos de rochas "primárias" (não-sedimentares): kimberlitos, lamproítos, lamprófiro e rochas ígneas correlatas (Mitchell 1991), komatiitos (Capdevilla *et al.* 1999), maciços ultramáficos obductados - ofiolitos (Gregory & Taylor 1981), rochas de médio grau metamórfico (piroxenitos, Wirth & Rocholl 2003), rochas de alto grau metamórfico (peridotitos (Kaminsky 1984), granada-biotita gnaisses (Chopin 1984) e eclogitos (Xu *et al.* 1992, Mposkos *et al.* 2001), xenólitos mantélicos - peridotitos e eclogitos (Gurney 1989), meteoritos (Russell *et al.* 1992) e impactitos (Janse 1991).

Contudo, destas ocorrências, somente alguns kimberlitos/lamproítos são viáveis economicamente para exploração de diamantes. São conhecidos em escala mundial, até o presente momento, mais de 5000 corpos kimberlíticos, dos quais cerca de 20 são lavrados (Helmstaedt 2002).

Kimberlitos são rochas ultrabásicas, potássicas e ricas em voláteis, cujas definições apresentam-se tão complexas quanto as variações composicionais da mineralogia de seus constituintes (Smith 1984). Mitchell (1995) subdividiu os kimberlitos da África do Sul entre kimberlitos do Grupo I (enriquecidos em olivina-monticellita-serpentina-calcita) e do Grupo II (kimberlitos micáceos ou orangeitos).

Kimberlitos do Grupo I constituem rochas híbridas, complexas e formadas por xenólitos do manto superior (principalmente peridotitos e eclogitos, alguns contendo diamantes), megacristais ou nódulos discretos (grãos anédricos e arredondados de ilmenita magnésiana, piropo titanífera pobre em Cr, olivina, clinopiroxênio pobre em Cr, flogopita, enstatita e cromita pobre em Ti), com fenocristais associados a um *mix* de minerais com textura muito fina que constituem a matriz (olivina, flogopita, perovskita, espinélio, monticellita, apatita, calcita, serpentina). Kimberlitos do Grupo II (ou orangeitos) são formados por macrocristais de olivina numa matriz de flogopita e diopsídio com espinélio, perovskita e calcita. A grande diversidade textural e mineralógica dos kimberlitos é função do ambiente em que cada um se formou (Mitchell 1995). Diamantes podem estar presentes ou não em kimberlitos, sendo considerados como acessórios raros destes magmatitos (Dawson 1980).

A exemplo dos kimberlitos, lamproítos são rochas híbridas, consistindo numa mistura de minerais originados diretamente da cristalização de um magma, juntamente com xenólitos e xenocristais do manto superior (Mitchell & Berman 1991). Kimberlitos e lamproítos são pobres em sílica e enriquecidos em MgO, FeO, K₂O e voláteis, relativo à composição de basaltos. Contudo, lamproítos são peralcalinos e

ultrapotássicos (6 a 8% de K₂O) e muito mais enriquecidos em elementos traços que os kimberlitos (Zr, Nb, Sr, Ba e Rb). Possuem uma mineralogia comum aos kimberlitos (olivina, diopsídio, flogopita, apatita, perovskita, ilmenita e espeinério), mas apresentam uma grande variedade composicional que os difere daqueles, principalmente pela presença de richterita, leucita, sanidina, wadeíta e priderita. Vidro vulcânico e um conteúdo relativamente baixo de calcita também são característicos de lamproítos.

A lei empírica de Clifford (1966) estabelece que kimberlitos com potencial econômico para diamantes ocorrem somente em *Archons*, ou seja, regiões cratônicas com embasamento Arqueano. *Prótons* são cinturões móveis adjacentes aos *Archons*, onde ocorrem intrusões lamproíticas mineralizadas em diamante (Janse & Shehan 1995). O posicionamento e a morfologia destes corpos são bastante complexos, controlados por uma série de fatores geotectônicos (Helmstaedt & Gumey 1995).

De uma forma geral, o estudo da origem de macrodiamantes se deve a partir da caracterização destas rochas, de afinidade mantélica. Cromo espinério, ilmenita magnesiânica, granada piropo e cromo diopsídio constituem alguns dos minerais acessórios mais característicos associados a diamantes (Fipke *et al.* 1989).

Meyer (1985) atribuiu para formação e crescimento dos diamantes, temperaturas entre 950°C a 1300°C e pressões entre 45 a 65kbars. O ambiente de equilíbrio dos diamantes situaria-se na parte da astenosfera marcada pelo máximo termal definido por Anderson (1980).

Gurney & Switzer (1973) e Harte *et al.* (1980) postularam que diamantes são fenocristais nos estágios iniciais de cristalização do magma kimberlítico, no manto superior.

Meyer & Tsai (1976), Robinson (1978) e Meyer (1985), por outro lado, suportaram a idéia de que diamantes são xenocristais, ou seja, ocorrem como inclusões minerais no kimberlito. Corroborando esta última hipótese, Richardson *et al.* (1984) determinou idades de 3.5 a 3.2Ga para inclusões de granada piropo em diamantes da África do Sul, inclusos em kimberlitos datados em 1710 e 90Ma. Desta forma, foi comprovado que kimberlitos/lamproítos são apenas mecanismos de transporte dos diamantes até a litosfera.

O reconhecimento de duas associações petrogenéticas características do manto superior, a partir do desenvolvimento do estudo das inclusões minerais nos diamantes, permitiu a individualização de dois tipos: diamantes com afinidade peridotítica (tipo P) e diamantes do tipo E, eclogítica (Bulanova 1995).

Peridotitos (*sensu lato*) são rochas ultramáficas formadas por olivina com proporções variáveis de orto e clinopiroxênio, com algumas fases aluminosas acessórias (Streckeisen 1976). Dependendo da pressão de formação, as fases aluminosas podem ser plagioclásio, espinério ou granada (Meyer 1987). Harzburgito refere-se a peridotitos depletados em cálcio, constituídos por olivina e ortopiroxênio. Lherzolito é um peridotito basicamente composto por olivina e ortopiroxênio, mas com uma pequena quantidade de clinopiroxênio e minerais aluminosos. Ainda que peridotitos constituam a maior parte das inclusões em diamantes, xenólitos diamantíferos peridotíticos são extremamente raros em kimberlitos e lamproítos (Janse 1991).

Eclogitos (*sensu lato*) são rochas ultramáficas de composição basáltica, constituídas por clinopiroxênio (omphacita) e granada (almandina-piropo), subordinadamente rutilo, cianita, coríndon e coesita (Streckeisen 1976). Os xenólitos eclogíticos encontrados em kimberlitos possivelmente originados a partir de *i)* *melts* cumuláticos de granada-peridotitos, *ii)* fragmentos de crosta oceânica subductados

(clinopiroxenitos metamorfisados), *iii*) pela combinação dos dois modelos anteriores, a partir da transformação de granada-piroxenitos subcontinentais pelo metassomatismo sódico de fluidos derivados de lascas tectônicas subductadas e *iv*) através da subducção e fusão parcial de uma placa oceânica. A relação genética entre eclogitos e minerais inclusos em diamantes é corroborada pelo elevado conteúdo de Na e K em granadas e clinopiroxênios, respectivamente (McCandless & Gurney 1989).

Richardson *et al.* (1984) determinou idades entre 3.3 a 3.0Ga para inclusões nos diamantes do tipo P, enquanto os do tipo E situaram-se entre 1670 a 990Ma (Richardson *et al.* 1990).

Baseado no estudo das inclusões peridotíticas (olivina, enstatita, diopsídio, piropo cromífero, flogopita, espinélio cromífero, picroilmenita, zircão, sulfetos e diamante, Meyer 1985), postulou-se que tais diamantes teriam crescido em condições subsólidas (Boyd & Finnerty 1980, Hervig *et al.* 1980).

Inclusões de granada-ortopiroxênio e olivina-ortopiroxênio-granada em diamantes do tipo P foram usadas por Simakov (1998) para estabelecer as condições de P-T- fO_2 e composições do fluido magmático. Estes dados permitiram ao referido autor postular a existência de um zonamento no manto superior, com litosfera relativamente mais oxidada e astenosfera mais redutora. As inclusões mineralicas nos diamantes teriam se formado em equilíbrio com fluidos ricos em CH_4N , correspondentes à existência de *melts* de silicatos com metais. Os diamantes deste tipo se cristalizariam em equilíbrio com fluidos ricos em CO_2 e os peridotitos se equilibrariam com fluidos ricos em CO_2-H_2O .

A caracterização das inclusões eclogíticas (onfacita, piropo-almandina, cianita, coesita, rutilo, rubi, ilmenita, cromita, sulfetos, diamante (Meyer 1985)) produziram resultados enigmáticos (Sobolev *et al.* 1998). As altas temperaturas de equilíbrio das inclusões eclogíticas, comparadas com as peridotíticas, e o fato de que existe um zonamento verificado por múltiplas inclusões eclogíticas determinadas num único cristal, sugerem um *trend* de fracionamento ígneo, da borda para o centro, a partir da cristalização direta de um magma (Bulanova 1995).

Por outro lado, Taylor *et al.* (1998), estudando diamantes da região kimberlítica de Yakutia (Rússia), observou que, da borda para o centro do mineral, ocorrem camadas sucessivas de inclusões eclogíticas, interpretadas como estágios distintos de formação e nucleação de diamantes do tipo E, devido ao decréscimo de temperatura e influência de fluidos metassomáticos posteriores à cristalização do núcleo.

Os avanços relativos ao estudo das inclusões presentes nos diamantes indicam que o crescimento destes minerais ocorreram sob condições bastante distintas (*e.g.* Haggerty 1986, Griffin *et al.* 1988, Sobolev *et al.* 1998, Taylor *et al.* 1998), podendo ser intermitentes por longos períodos de tempo (Richardson *et al.* 1984, 1993, Taylor *et al.* 1998, Pearson *et al.* 1999).

As composições químicas das inclusões podem ser totalmente diferentes dentro de um mesmo cristal de diamante (Griffin *et al.* 1988, Sobolev *et al.* 1998), e entre diferentes diamantes contidos num mesmo xenólito mantélico (Taylor *et al.* 2000). Estas heterogeneidades também são refletidas nos padrões isotópicos das inclusões do tipo P e do tipo E, as quais produziram isócronas únicas (Richardson *et al.* 1984, 1990, Richardson 1986).

Em geral, postula-se que o crescimento do diamante esteja relacionado a eventos de metassomatismo no manto, a partir da percolação de fluidos enriquecidos em carbono, evidenciado pela presença de inclusões

de magnesita (Bulanova 1995) e calcita (Sobolev *et al.* 1997) em diamantes. O crescimento, a partir de fluidos metassomáticos, parece estar relacionado a mudanças rápidas nas condições de cristalização do mineral (*e.g.* Taylor *et al.* 1988, Rudnick *et al.* 1993, Leost *et al.* 2003), o que poderia explicar também a fonte de carbono para a formação deste mineral (*e.g.* Deines & Harris 1994, Spetsius & Griffin 1998). Estudos experimentais corroboram esta hipótese (Chepukrov *et al.* 1997, Pal'yanov *et al.* 2002, Arima *et al.* 2002).

V.2 – Caracterização das propriedades físicas e químicas dos diamantes da bacia do rio Macaúbas

Conforme exposto no subitem I.6 (metodologia), a caracterização de alguma das propriedades físicas dos diamantes da bacia do rio Macaúbas foi realizada através dos parâmetros contidos na Tabela 1, acrescida de análises em laboratório de alguns exemplares, adquiridos diretamente nos serviços de garimpagem.

A distribuição dos dados estatísticos não é uniforme na região de amostragem. O principal motivo refere-se ao método de garimpagem utilizado nos pontos onde foram recuperados diamantes (e carbonados). A utilização de garimpagem semi-mecanizada, obviamente, favorece a recuperação de diamantes em escala muito maior se comparada com o método de extração manual.

Na Tabela 13 são discriminados a localização dos serviços exploratórios relativos *i)* a quantidade de diamantes analisados *in situ*, *ii)* ao número de diamantes adquiridos para análises de laboratório, cuja descrição individual de cada mineral é apresentada em anexo.

Tabela 13 – Serviços exploratórios e diamantes analisados *in situ* e adquiridos para estudo analítico.

Ponto de serviço exploratório	Nº de diamantes analisados <i>in situ</i>	Nº de diamantes adquiridos <i>in situ</i>
P2 (A5) - Ribeirão do Onça	10	6
P4 (B7) - Ribeirão do Onça	2	-
P5 (B7) - Córrego dos Barcos	2	2
P6 (B7) - Ribeirão do Onça	2	-
P7 (B7) - Ribeirão do Onça	4	2
P11 (C8) - Rio Macaúbas	2	2
P17 (F11) - Rio Macaúbas	68	1
P19 (F11) - Rio Macaúbas	348	59
P20 (G12) - Rio Macaúbas	42	38
P21 (G12) - Rio Macaúbas	8	-
P23 (G13) - Rio Macaúbas	5	-
P22 (F12) - Ribeirão da Ilha	3	2
Total	496	112

Ressalta-se que no ponto designado como P24 (C6), apesar de estar representado no mapa de prospecção como local de recuperação de diamantes e carbonados, não puderam ser caracterizados os parâmetros contidos na Tabela 1 para diamantes (à exceção de um carbonado), pelo fato de que o serviço de garimpagem semi-mecanizada ter entrado em operação somente a partir do segundo semestre de 2005, não

restando tempo hábil para que fosse realizado levantamento estatístico de diamantes neste ponto. Contudo, confirmou-se a presença de diamantes e carbonados nesta área juntamente com o Prof. Vitaly Petrovsky, durante a excursão de reconhecimento geológico regional da bacia do rio Macaúbas, por ocasião do IV Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante (setembro de 2005).

Com base nos dados da tabela acima, fica claro que a distribuição estatística dos dados está concentrada na porção meridional do rio Macaúbas, principalmente nos pontos P17, P19 e P20, onde a recuperação de diamantes ocorreu por meio de garimpagem semi-mecanizada e por um tempo contínuo, no período compreendido entre maio de 2001 a março de 2005. Desta forma, os dados obtidos através da Tabela 1 serão analisados em conjunto.

Um aspecto que merece registro com relação às dificuldades encontradas para obtenção de dados sobre populações de diamantes, refere-se a falta de orientação adequada dos órgãos governamentais para as atividades de extração de diamantes na região centro-norte de Minas Gerais. Todos os serviços garimpeiros visitados, incluindo aqueles que usavam a garimpagem pelo método manual, são considerados ilegais, aumentando ainda mais o declínio da atividade garimpeira na região, e influenciando direta e negativamente na economia de subsistência da população local.

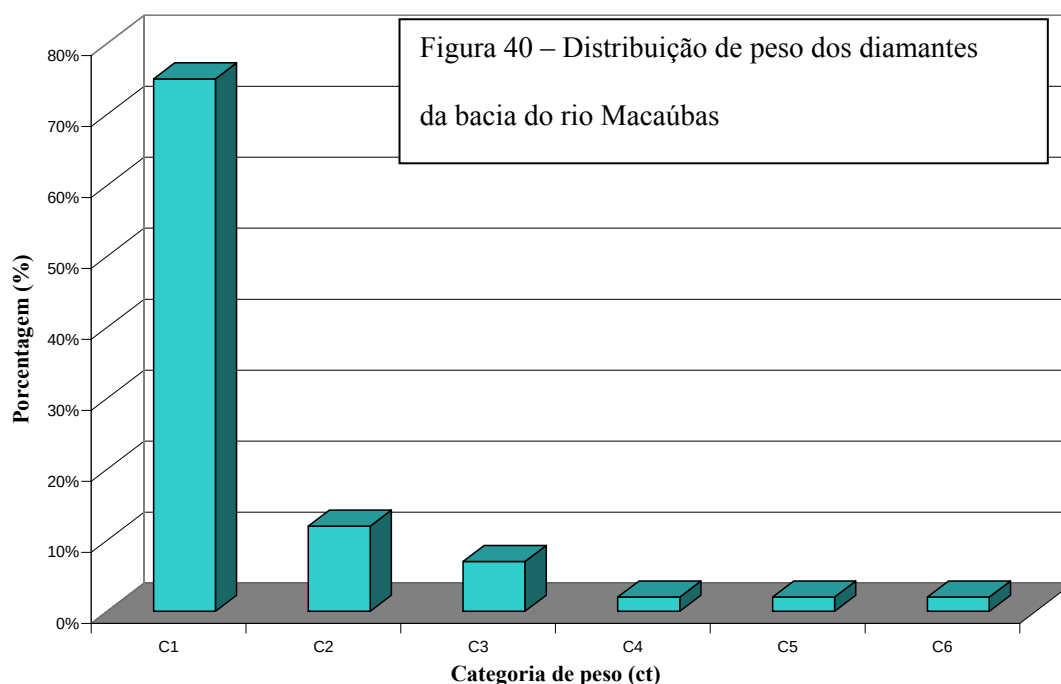
1. Peso

A caracterização do peso dos diamantes do rio Macaúbas adquire especial significado, uma vez que os trabalhos de Haralyi *et al.* (1991) e Campos & Gonzaga (1999) advogam que a partir da desembocadura do rio Macaúbas com o rio Jequitinhonha, ocorrem aumentos bruscos no peso mediano dos diamantes recuperados nos aluviões do curso principal (rio Jequitinhonha). Segundo estes autores, o rio Macaúbas, dentre outros, constitui um dos pontos marcantes de entrada de novos diamantes no rio Jequitinhonha a partir dos metadiamictitos do grupo homônimo.

A Tabela 14 e a Figura 40 evidenciam que grande parte dos diamantes estudados situam-se na faixa de peso entre 0.01 a 0.20ct e são conhecidos comercialmente na região como “fazenda fina”. O maior diamante registrado pesou 3.52ct e foi recuperado no ponto P19 (FII).

Tabela 14 – Distribuição dos diamantes segundo o agrupamento em categorias de peso (ct)

Categoria de peso (ct)	Número de pedras analisadas	(%)	(%) Acumulado
1 – 0.01 a 0.20 ct	375	75	75
2 – 0.21 a 0.40 ct	58	12	87
3 – 0.41 a 0.60 ct	34	7	94
4 – 0.61 a 0.80 ct	10	2	96
5 – 0.81 a 1.00 ct	10	2	98
6 - > 1.01 ct	9	2	100
Total	496	100	



Karfunkel *et al.* (2001) postularam que o predomínio de diamantes pequenos nesta bacia, pelo menos em parte, deve-se ao longo período de extração de diamantes nesta região (com mais de 200 anos de registro de atividade garimpeira, Moraes 1934), onde os maiores diamantes já teriam sido recuperados.

Garimpeiros e moradores da região reportaram descobertas isoladas de “grandes” pedras há alguns anos atrás (Tabela 9, Capítulo IV). A validade destas informações é de difícil comprovação e não foram consideradas nos levantamentos estatísticos.

2. Qualidade gemológica

Avaliações geológicas de depósitos diamantíferos secundários e dos processos sedimentológicos envolvidos são baseados, em parte, na graduação gemológica das pedras (relação entre diamantes do tipo gema e indústria, qualidade média da população, etc.), às quais tem uma importante implicação comercial. Pequenos diamantes de excelente qualidade são geologicamente “interessantes”, mas do ponto de vista comercial, quase não tem aceitação no mercado (*e.g.* o menor brilhante lapidado tem um peso de 0.000102ct, demonstrando possibilidades tecnológicas sem utilização comercial (Malzahn 2000)). Estatísticas referentes a “feições gemológicas” dos depósitos diamantíferos podem conter algum grau de imperfeição e no presente estudo foram considerados todos os tamanhos reportados.

Os parâmetros levantados para a determinação da “qualidade gemológica” referem-se a cor e a pureza. Diamantes naturais podem apresentar capeamento superficial, inviabilizando determinações precisas destes parâmetros. Desta forma, optou-se por agrupar estes parâmetros em categorias similares para efeito de descrição.

Segundo o *Gemological Institute of America* (GIA), a graduação das cores dos diamantes é representada por letras maiúsculas, variando de **D** a **Z**, segundo o “toque amarelado” da pedra.

O agrupamento das cores foi feita com relação ao aspecto do diamante da seguinte forma:

Intervalo de Cor	Aspecto da pedra
1. D-H	Branca
2. I-L	Toque levemente amarelado
3. M-P	Toque amarelado
4. Q ou graduação menor	Toque amarelado forte
5. Fancies	Diamantes coloridos

Tabela 15 – Graduação da cor dos diamantes

A graduação da pureza também foi realizado através de um padrão internacional (CIBJO, *Confédération Internationale de la Bijouterie, Joaillerie, Orfèvrerie, de Diamants, Peroles et Pierres*), mas adaptado para os parâmetros dos diamantes da região do rio Macaúbas caracterizados por Karfunkel *et al.* (2001). Oito categorias de pureza foram agrupadas em quatro classes no presente estudo:

Tabela 16 - Classificação de pureza dos diamantes adaptado segundo CIBJO e Karfunkel <i>et al.</i> (2001)							
Límpido (C1)		Límpido a olho nu (C2)		Inclusão visível a olho nu (C3)			Tipo indústria (C4)
IF	VVS	VS	SI	P1	P2	P3	IN

Onde:

IF (*Internally Flawless*) - totalmente livres de inclusões;

VVS (*Very Very Small inclusion*) – inclusões muito pequenas, muito difíceis de encontrar com lupa;

VS (*Very Small inclusion*) – inclusões pequenas, difíceis de encontrar com lupa;

SI (*Small Inclusion*) – inclusões pequenas, facilmente encontradas com lupa;

P1 (*Piqué 1*) - inclusões evidentes com lupa, porém difíceis de serem vistas a olho nu;

P2 (*Piqué 2*) – inclusões grandes e/ou freqüentes, facilmente visíveis a olho nu;

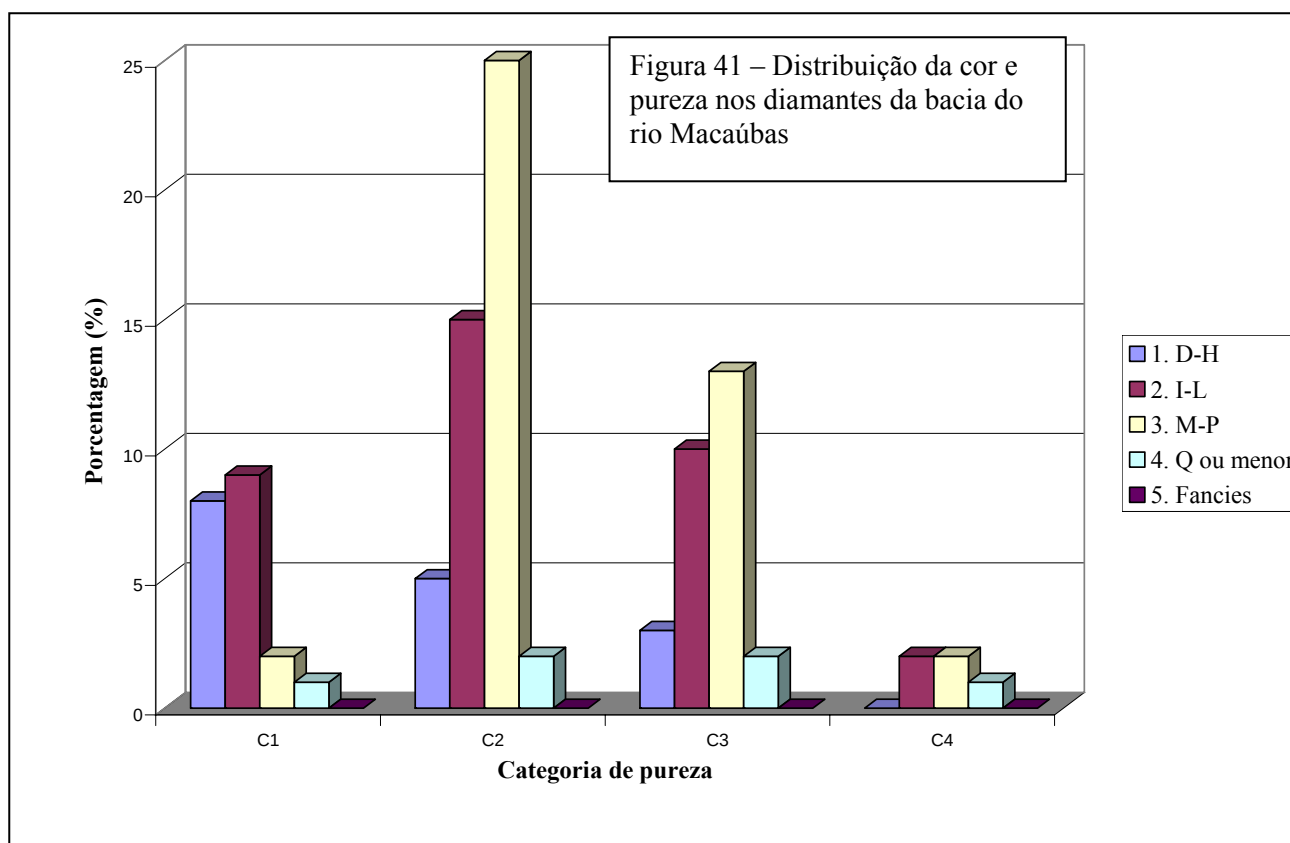
P3 (*Piqué 3*) – inclusões grandes e/ou freqüentes, muito fáceis de serem vistas a olho nu, e que reduzem o brilho da pedra;

IN – cristais com muitos defeitos, tais como inclusões, jaças, etc., que não se enquadram na classe de gemas e por isso não possuem equivalentes na escala do CIBJO.

A Tabela 17 e a Figura 41 apresentam a distribuição dos diamantes segundo a pureza x cor.

Tabela 17 – Relação entre cor e pureza segundo as categorias de agrupamento

COR	PUREZA							
	C1		C2		C3		C4	
	Nº	%	Nº	%	Nº	%	Nº	%
1. D-H	40	8	25	5	15	3	-	-
2. I-L	45	9	74	15	50	10	10	2
3. M-P	10	2	124	25	64	13	10	2
4. Q ou menor	5	1	10	2	10	2	4	1
5. Fancies	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	100	20	233	47	139	28	24	5



O gráfico acima evidencia o fato de que a maior parte das pedras apresenta um grau de pureza intermediário (C2) a inferior (C3), com predomínio de cores com toque amarelado. Para as pedras com grau de pureza boa qualidade (C1), as cores também são relativamente melhores, com predomínio das classes 1 e 2. Poucos diamantes industriais foram observados, sendo as cores variáveis entre as classes 2 e 3, e em menor proporção, 4. Não foi registrada a ocorrência de diamantes coloridos (fancies).

3. Aparência

O brilho adamantino, característico dos diamantes, em muitos casos ocorre obliterado por uma superfície fosca, denominada na literatura como *frosting surface*. A presença e a intensidade desta superfície determinam a aparência do diamante, sendo um dos aspectos mais importantes para avaliação comercial da gema.

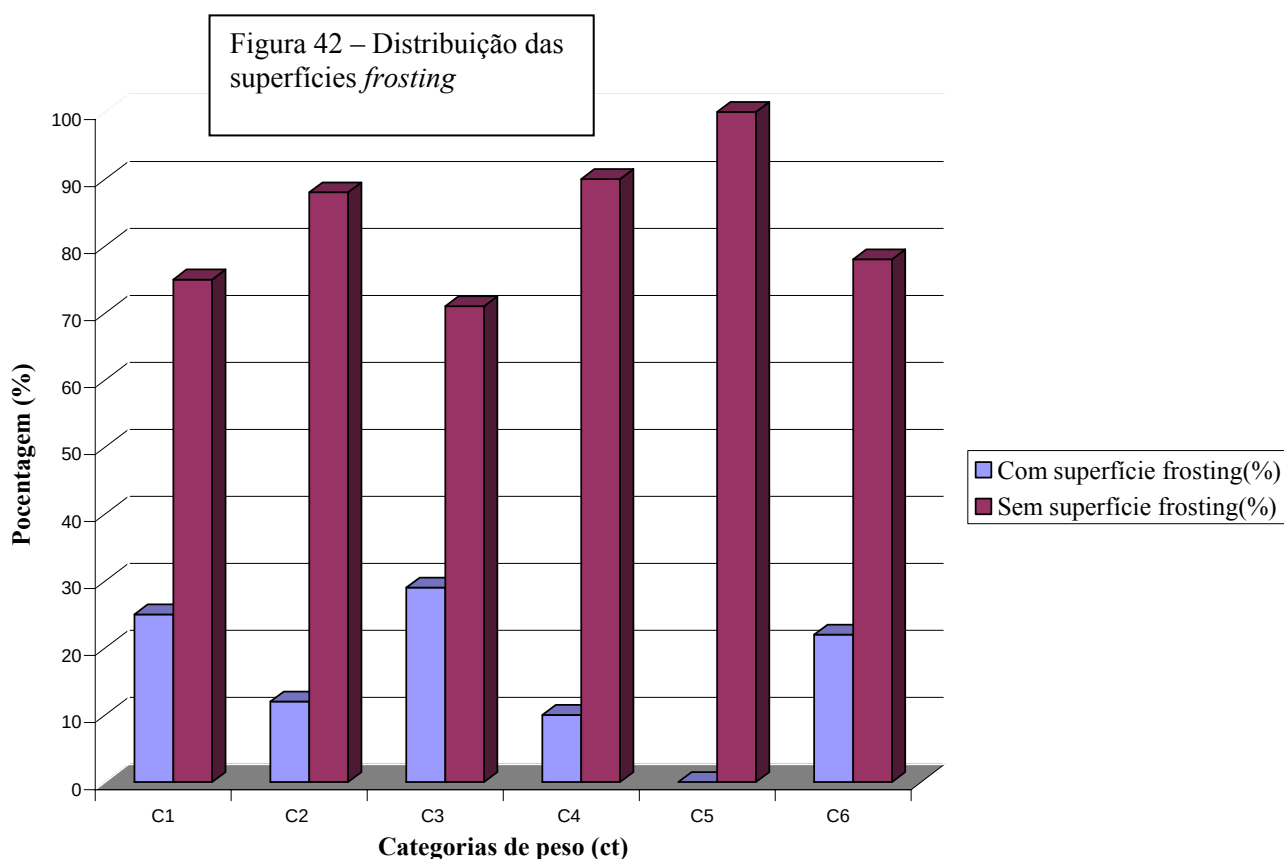
Meyer & McCallum (1993) atribuíram a presença de diamantes com *frosted surface* como um dos critérios para o reconhecimento da intensidade dos ciclos de redistribuição sedimentar de depósitos secundários.

Contudo, McCallum *et al.* (1994) e Meyer *et al.* (1997) atribuíram a origem desta superfície como resultado não dos processos de abrasão no meio sedimentar, mas devido ao ataque químico de voláteis durante a ascensão de kimberlitos/lamproítos. McCallum *et al.* (1994) classificaram esta superfície em grossa, média, fina e muito fina, relacionando-a como feição magmática tardia nos diamantes. Segundo Robinson (1980), a formação de *frosting* grosso necessitaria de temperaturas maiores que 950 °C (condições não oxidantes), ao passo que *frosting* fino poderia se formar em temperaturas intermediárias entre os processos de corrosão de alta e baixa temperatura.

Devido às limitações de equipamento, não foi possível dividir os diamantes estudados nas classes sugeridas por McCallum *et al.* (1994), ainda que tenham sido observadas superfícies com diferentes intensidades texturais. Optou-se agrupar a aparência dos diamantes com relação ao peso:

Tabela 18 - Distribuição das superfícies *frosting* segundo o agrupamento em categorias de peso (ct)

		Diamantes		Diamantes	
		Com superfície frosting		Sem superfície frosting	
Categoria de peso (ct)	Nº de pedras	Nº de pedras	(%)	Nº de pedras	(%)
1 – 0.01 a 0.20 ct	375	94	25	281	75
2 – 0.21 a 0.40 ct	58	7	12	51	88
3 – 0.41 a 0.60 ct	34	10	29	24	71
4 – 0.61 a 0.80 ct	10	1	10	9	90
5 – 0.81 a 1.00 ct	10	0	0	10	100
6 - > 1.01 ct	9	2	22	7	78
Total	496	114	23	382	77



De um modo geral, predominam os diamantes sem a presença de superfícies foscas em todas as classes de peso (Figura 42), o que representa uma qualificação melhor em termos de valor econômico.

4. Pontos de radiação

Pontos de radiação ou *radiation spots*, similares a superfícies “pontuais coloridas”, são o resultado de ambientes radioativos (Vance *et al.* 1973). Da mesma forma, Raal & Robinson (1980, *In*: Helmstaedt 2002) consideraram que a presença destes *spots* deve-se a emissão de radiação α a partir de minerais de U, Th ou K presentes nos sítios de sedimentação, uma vez que kimberlitos, lamproítos, eclogitos, peridotitos e demais rochas ígneas/metamórficas “hospedeiras” do diamante são pobres em minerais que contenham estes elementos.

As colorações mais comuns destes “pontos” são o esverdeado (escuro ou claro), amarelado, alaranjado, avermelhado e amarronzado. A coloração esverdeada escura seria o resultado do contato prolongado entre a superfície do diamante com algum mineral que contenha elementos radioativos (Vance *et al.* 1973). As colorações amarelada, alaranjada e avermelhada constituiriam estágios intermediários durante a transição da coloração esverdeada para amarronzada, causada por aquecimento térmico em torno de 600°C.

Contudo, nos metaconglomerados arqueanos auro-uraníferos de Witwatersrand (África do Sul), alguns diamantes nele extraídos apresentam uma grande combinação de colorações, ainda que tenham sido metamorfisados no fácies xisto verde alto (ou seja, atingindo o pico térmico de 550°C). Tais pontos são constituídos por grafita, formados pela conversão da radiação de partículas α (emitidas pelos minerais de U) em energia térmica, sendo a coloração esverdeada ou amarronzada consequência da concentração inicial e do tempo de exposição à radiação α emitidas por estes minerais radioativos (Tom McCandless 2001, relatório inédito).

Em princípio, a caracterização da forma e da frequência com que ocorrem os *radiation spots* pode servir como guia para o reconhecimento da intensidade dos ciclos de redistribuição sedimentar de depósitos secundários (Meyer & McCallum 1993).

Um número expressivo de diamantes da bacia do rio Macaúbas (65%) apresenta *radiation spots*, de diferentes colorações e intensidades. Para efeito de levantamento estatístico, considerou-se somente a coloração característica destes parâmetros (Tabela 19 e figuras 43 e 44):

Tabela 19 – Distribuição de *radiation spots* segundo o agrupamento em categorias de peso (ct).

	Com <i>radiation spots</i>										Sem <i>radiation spots</i>	
	Preta		Verde		Amarela		Vermelha		Laranja			
Categoria de peso	Nº	(%)	Nº	(%)	Nº	(%)	Nº	(%)	Nº	(%)	Nº	(%)
1 – 0.01 a 0.20 ct	90	24	98	26	37	10	19	5	8	2	124	33
2 – 0.21 a 0.40 ct	12	21	15	25	7	12	2	3	2	3	21	36
3 – 0.41 a 0.60 ct	7	20	7	20	3	10	-	-	1	2	16	48
4 – 0.61 a 0.80 ct	1	10	2	20	1	10	-	-	-	-	6	60
5 – 0.81 a 1.00 ct	2	20	2	20	2	20	-	-	-	-	-	40
6 - > 1.01 ct	2	22	2	22	-	-		-	1	11	4	45
Total	114	23	127	26	52	10	21	4	11	2	171	35

Figura 43 – Distribuição dos *radiation spots* segundo o agrupamento em peso (ct)

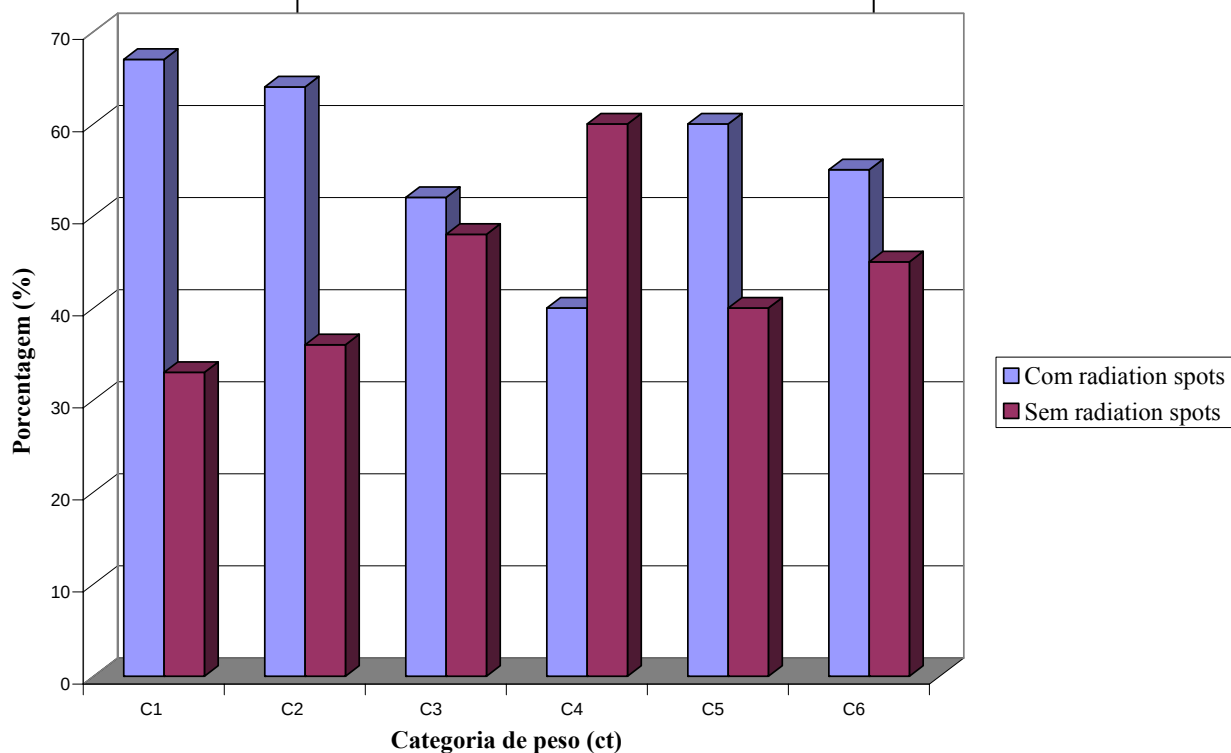
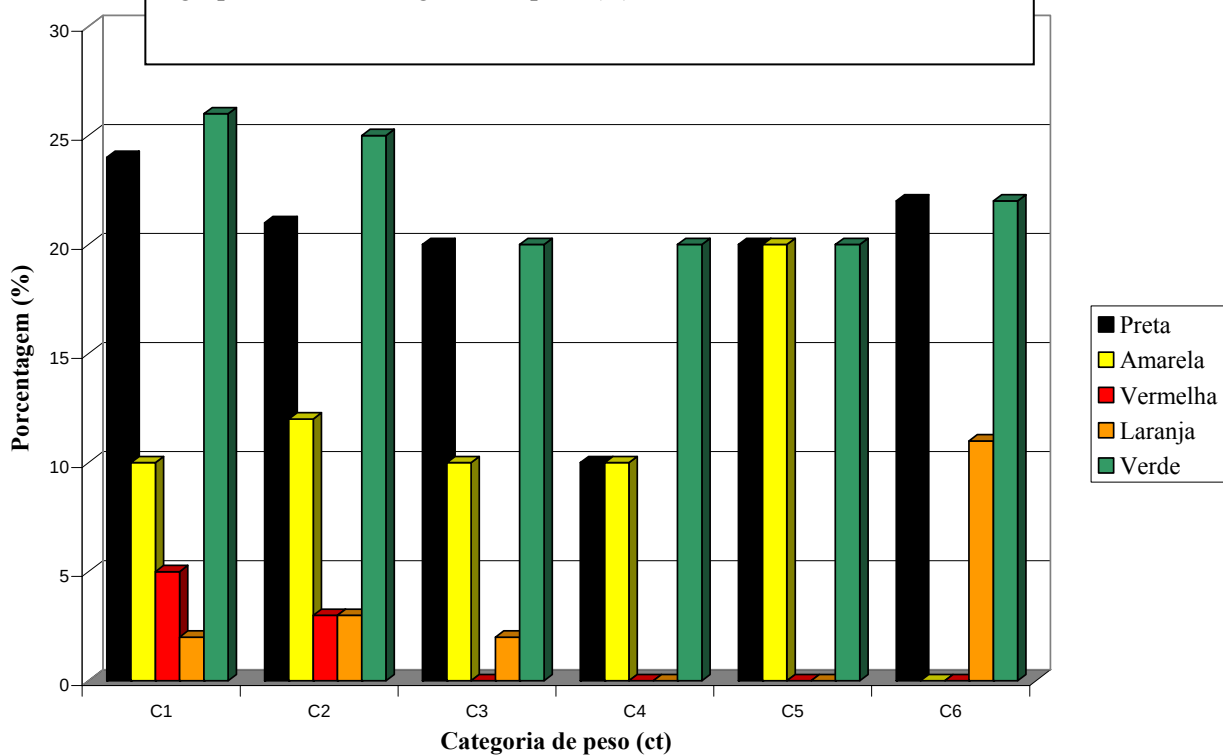


Figura 44 – Distribuição das cores dos *radiation spots* segundo o agrupamento em categorias de peso (ct)



De uma forma geral, os *radiation spots* estão presentes em mais da metade dos diamantes do rio Macaúbas, predominando as colorações verde e preta (figuras 43 e 44).

5. Capa

A capa nos diamantes constitui uma feição superficial, sendo retirada durante o processo de lapidação. As colorações mais comuns de capeamento nos diamantes da Cordilheira do Espinhaço são: esverdeada (densa ou transparente), amarronzada (quando intensa, usa-se a denominação popular marrom “coca-cola”) e amarelada. A frequência média em que são encontrados diamantes com capara verde no Espinhaço situa-se ao redor de 25%, mas podem atingir até 90% dos diamantes (Chaves *et al.* 1996).

Três hipóteses são advogadas para explicar a origem dos capeamentos nos diamantes da Serra do Espinhaço, com atenção especial para a capa verde: *i*) a irradiação de raios γ diretamente nos depósitos “primários” (kimberlitos/lamproitos *in situ*), a partir de minerais radioativos (*e.g.* Chaves *et al.* 1996); *ii*) a presença de certos elementos cromóforos na parte mais externa destes minerais (*e.g.* Chaves *et al.* 2001); *iii*) percolação de fluidos radioativos na fonte “primária” ou secundária dos diamantes da Serra do Espinhaço seriam os responsáveis pela emissão de raios γ , produzindo a cobertura superficial da gema (Banko & Karfunkel 1998).

No presente estudo, considerou-se não só a coloração da capa, mas também sua distribuição no diamante, homogênea ou em regiões específicas do cristal (*mottled*). Apenas 10 diamantes analisados apresentaram capeamento homogêneo, e 13 possuíam algum tipo de capeamento reliquiar (Tabela 20). Um número extremamente baixo se comparado com os distritos diamantíferos da Serra do Espinhaço, com especial atenção para a região de Grão Mogol, província diamantífera do Espinhaço mais próxima à da região da bacia do rio Macaúbas, situada no prolongamento oriental da cordilheira (Chaves *et al.* 2001).

Tabela 20 – Distribuição dos diamantes encapados segundo o agrupamento em categorias de peso (ct).

		Diamantes com capa						Diamantes sem capa	
		Verde		Amarela		Marrom			
Categoria de peso	Nº de pedras	Nº	(%)	Nº	(%)	Nº	(%)	Nº	(%)
1 – 0.01 a 0.20 ct	374	7 ^a	2	1 ^b	0.3	1	0.3	365	97.4
2 – 0.21 a 0.40 ct	57	4 ^c	9	-	-	-	-	53	91
3 – 0.41 a 0.60 ct	34	4 ^d	12	1	3	-	-	29	85
4 – 0.61 a 0.80 ct	10	3 ^e	30	1	-	-	-	7	70
5 – 0.81 a 1.00 ct	10	1 ^f	10	-	-	-	-	9	90
6 - > 1.01 ct	9	-	-	-	-	-	-	9	100
Total	496	19	4	3	0.6	1	0.2	463	94

Diamantes que apresentam capeamento não-homogêneo

- a) 5 diamantes;
- b) 1 diamante;
- c) 3 diamantes;
- d) 2 diamantes;
- e) 3 diamantes;
- f) 1 diamante.

6. Jaças

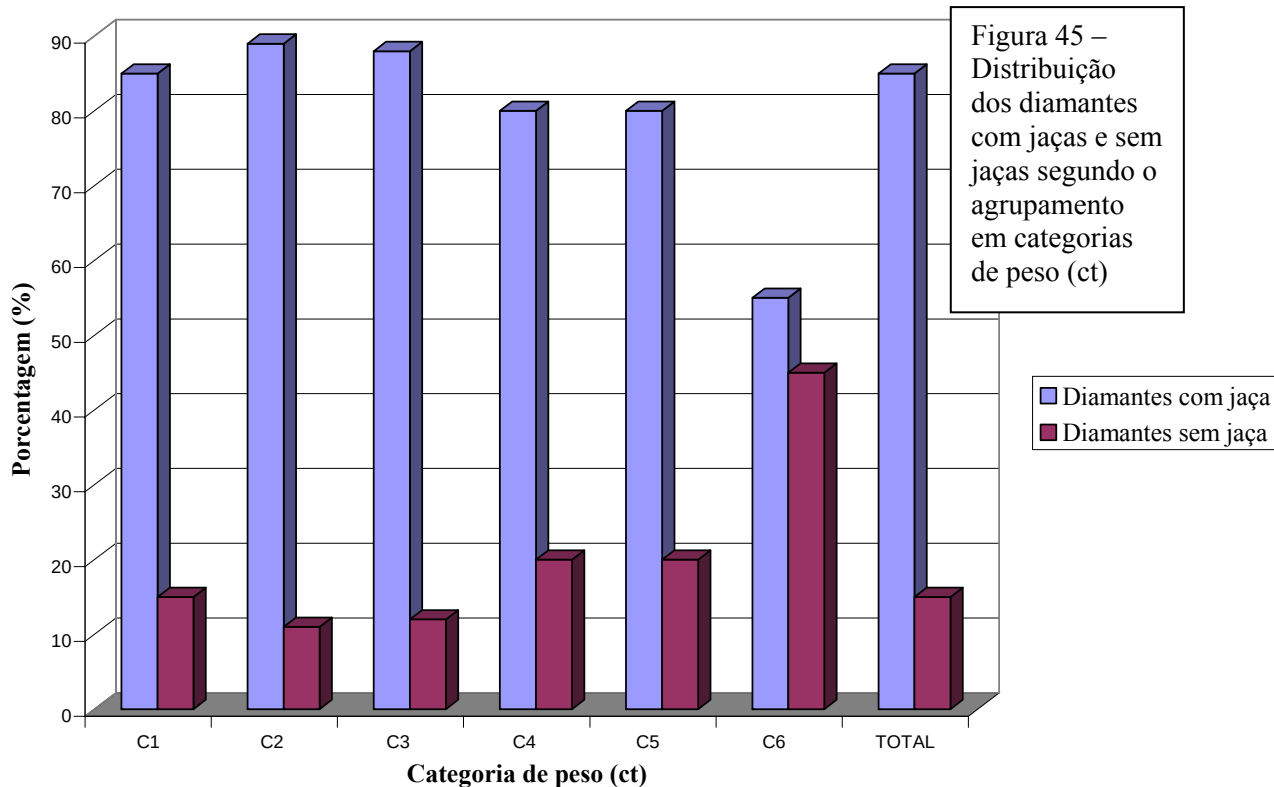
Jaças são interpretadas como fraturas internas no diamante devido a variações de volume (expansão/contração) provocada por variações de pressão e, principalmente na temperatura do manto e/ou da crosta durante ou após a formação do diamante (Orlov 1977).

Para que seja realizada a correta caracterização deste parâmetro, é necessário que seja feito o estudo detalhado sobre o formato, a espessura, a extensão, o aspecto e se existe algum tipo de material associada interna ou externamente à fratura (Field 1997).

Devido às limitações de equipamento e condições de trabalho, as jaças foram caracterizadas somente em termos da presença ou da ausência nos diamantes (Tabela 21 e Figura 45).

Tabela 21 – Distribuição de diamantes com e sem jaças segundo o agrupamento em categorias de peso (ct).

		Diamantes com jaça		Diamantes sem jaça	
Categoria de peso	Nº de pedras	Nº de pedras	(%)	Nº de pedras	(%)
1 – 0.01 a 0.20 ct	375	319	85	56	15
2 – 0.21 a 0.40 ct	58	52	89	6	11
3 – 0.41 a 0.60 ct	34	30	88	4	12
4 – 0.61 a 0.80 ct	10	8	80	2	20
5 – 0.81 a 1.00 ct	10	8	80	2	20
6 - > 1.01 ct	9	5	55	4	45
Total	496	422	85	74	15



Um número significativo de jaças ocorrem nos diamantes analisados (em torno de 85%).

7. Morfologia externa, dissolução e figuras de superfície

O diamante cristaliza-se no sistema isométrico, no grupo espacial $Fd3m$ ($a=3.57^\circ A$).

As formas mais comuns resultantes da cristalização do diamante são: *i*) octaedro $\{111\}$, *ii*) cubo $\{100\}$, *iii*) formas combinadas (octaedro+dodecaedro+cubo) ou *iv*) geminações segundo a rotação em torno de um eixo de simetria (comumente a geminação desenvolvida segundo a lei do espinélio). Outras formas são o rombododecaedro $\{110\}$, icositetraedro (24 faces trapezoidais), trioctaedro (24 faces triangulares) e hexaocatedro (48 faces). Todas estas formas são caracterizadas por superfícies planas, com desenvolvimento de estruturas em degraus positivos na face octaédrica e arestas retilíneas (Kukharenko 1954).

Contudo, um número expressivo de diamantes exibem morfologia externa abaulada (*rounded diamonds*), cujo desenvolvimento possivelmente estaria relacionado aos processos de dissolução química do cristal ocorridos concomitantemente com os estágios de formação do diamante e/ou posteriores a este. Estes processos resultariam na modificação das superfícies planas de crescimento das faces cúbicas, octaédricas ou dodecaédricas para formas intermediárias a estáveis de dissolução, com perda da simetria dos planos de crescimento através da modificação progressiva da morfologia externa, iniciando da borda para o centro da face. Outras evidências deste fenômeno estariam relacionados a formação de feições na superfície dos diamantes, oriundos dos processos de dissolução química (Kukharenko 1954, Orlov 1964).

As relações entre a morfologia externa dos cristais de diamante (incluindo as feições de superfície) e as condições de formação tem sido objeto de estudos por mais de dois séculos.

Kukharenko (1954) reconheceu a influência dos processos de crescimento e dissolução nos diamantes como oscilações nas condições dinâmicas presentes no manto e/ou na crosta terrestre, cujo sentido de deslocamento da reação crescimento $\leftrightarrow$ dissolução é função do equilíbrio físico-químico característico para determinados processos. Kukharenko (1954) em detalhe as relações goniométricas de mais de 200 cristais de diamantes oriundos da região dos Montes Urais (Rússia), aos quais foram relacionadas às seguintes condições genéticas:

- formas de crescimento:

1) octaedros com textura lamelar, octaedros agrupados, cristais com forma esqueletal: evidenciam uma cristalização rápida a partir de um meio altamente supersaturado em carbono;

2) octaedros regulares: baixo grau de supersaturação em carbono;

3) formas combinadas: processo lento de cristalização sob condições saturadas de carbono.

- formas de dissolução:

4) *octahedroids*: formas remanescentes de dissolução lenta em meio subsaturado em carbono;

5) *dodecahedroids*: forma estável de dissolução próximos às condições de equilíbrio de sistemas subsaturados;

6) trisoctaedros com arestas curvas e relevo alto: relacionadas à dissolução rápida seguida de combustão (queima);

7) formas irregulares com cavidades irregulares: originadas a partir da corrosão e dissolução contínua seguida de queima;

8) formas de regeneração: cristais arredondados tais como *dodecahedroids* com fragmentos tabulares de relevo alto (positivo) nas faces, caracteristicamente perto das arestas.

Orlov (1977) apresenta detalhadamente a evolução da morfologia externa dos diamantes, corroborando os estudos pioneiros de Shafranovskii (1948) e Kukhareno (1954) para a origem dos diamantes de aspecto abaulado e com arestas curvas. Seguindo a nomenclatura utilizada por Kukhareno (1954), Orlov (1977) empregou o sufixo *id* para designar as formas cristalográficas de crescimento que sofreram os efeitos da dissolução (em maior ou menor grau): *dodecahedroid*, *octahedroid*, *cuboid*, *tetrahedroid* e formas indeterminadas ou geminações que apresentem morfologia externa abaulada. A exemplo dos trabalhos anteriores, o *dodecahedroid* é reconhecido como a forma estável de dissolução de octaedros e cubos, enquanto a dissolução em formas combinadas dependerão do arranjo cristalográfico das superfícies de crescimento.

A reabsorção dos diamantes ocorre principalmente devido ao aumento da fO_2 , causando arredondamento do diamante, impressão de figuras de dissolução na sua superfície do cristal, e/ou consumo total do diamante. Este processo pode ocorrer no manto ou durante o transporte do diamante à superfície, quando o mesmo entra em contato com o líquido transportador cujo conteúdo de voláteis e condições mais oxidantes promovem sua reabsorção e corrosão (Robinson *et al.* 1989).

Salvo sob condições oxidantes (corrosivas), os processos de dissolução podem ser divididos naqueles que ocorrem sob temperaturas baixas, $< 950^\circ\text{C}$, e altas (Robinson 1980, *In*: Araújo 2002). A reabsorção a temperaturas elevadas promove a impressão de figuras de superfície e o desgaste das arestas de cristais cúbicos e octaédricos. A reabsorção a alta temperatura pode ocorrer no magma, entre 80 e 100 km de profundidade, por ação de CO_2 e vapor antes da cristalização da matriz. Diamantes inclusos em xenólitos mantélicos são preservados da reabsorção (McCandless *et al.* 1994). Aqueles parcialmente expostos podem ser em parte reabsorvidos e corroídos e são denominados pseudo-hemimorfos. Texturas como figuras de corrosão negativas foram consideradas típicas para a reabsorção a altas temperaturas e hexágonos, esculturas de corrosão, superfícies quimicamente polidas e *frosting* grosso também necessitariam de temperaturas maiores que 950°C (condições não oxidantes).

Sob temperaturas mais baixas (não oxidantes), texturas como figuras de corrosão positivas são formadas. Entretanto, essas texturas não são comuns, atestando a raridade de reabsorção a baixas temperaturas.

Além das condições do magma favoráveis ou não à reabsorção durante o transporte, dois fatores são relevantes neste processo (Robinson 1980): 1) a profundidade em que o diamante é liberado do xenólito e 2) o tamanho do diamante. Neste sentido, uma pedra grande terá mais chances de alcançar a superfície (na forma reabsorvida) se comparada a uma menor quando liberadas na mesma profundidade devido à relação entre área superficial e volume. Em geral, a proporção de diamantes reabsorvidos aumenta com o decréscimo do tamanho das pedras em uma população. Apesar da taxa de reabsorção independer do tamanho da pedra, o baixo índice de preservação das pedras menores deve-se à elevada razão área superficial/massa.

Baseando-se em Robinson (1980) e Otter & Gurney (1989), McCallum *et al.* (1994) propuseram um esquema de classificação da morfologia externa de diamantes de acordo com o grau de preservação do cristal

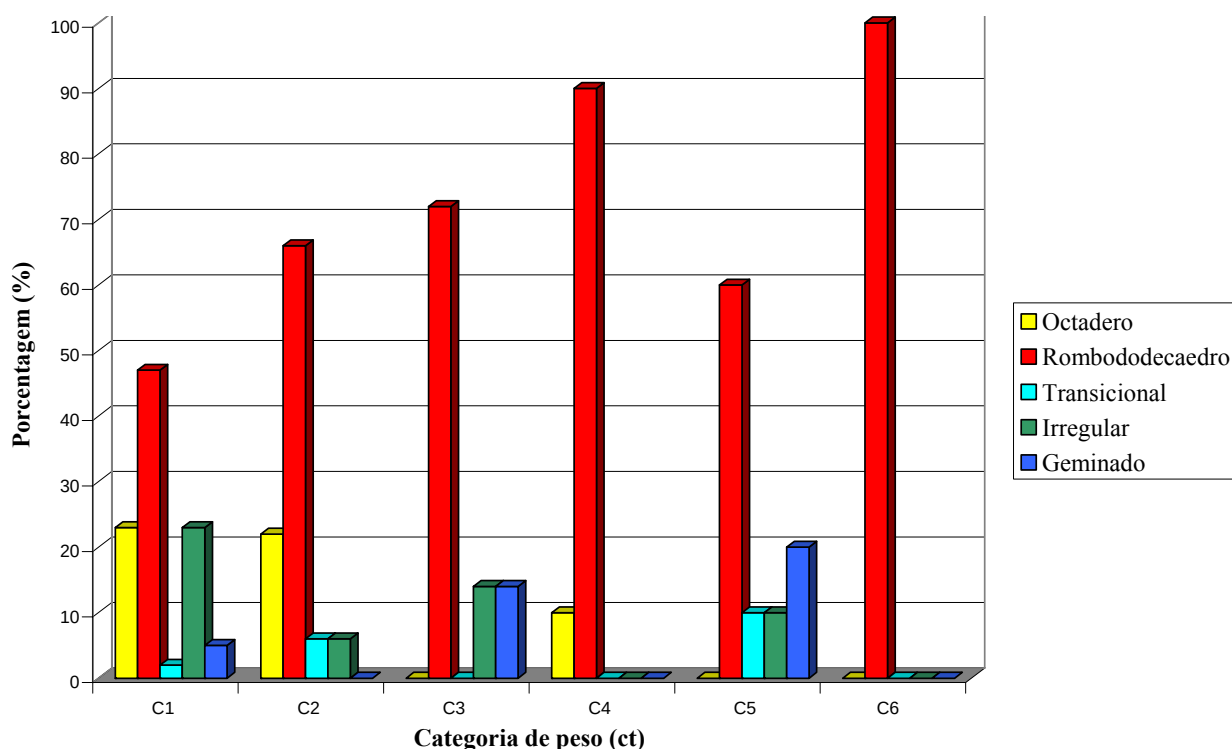
pela dissolução. Foram definidas seis classes de classificação entre cristais que apresentam pouca ou nenhuma evidência de dissolução (octaedros, cubo-octaedros ou cubos), até cristais com modificação completa da forma por estes processos, sendo o *tetrahexahedroid* designado como forma estável de reabsorção. Contudo, as relações goniométricas anteriormente realizadas por Kukhareno (1954) e Orlov (1977) para as faces do *tetrahexahedroid*, atestam que esta forma constitui uma forma intermediária entre planos de crescimento de pseudo-tetraedros e *dodecahedroids*.

As tabelas 22 e 23 e as figuras 46 a 53 resumem as principais características morfológicas e de feições de superfície observadas nos diamantes da bacia do rio Macaúbas, levantadas diretamente nos locais de extração com auxílio de lupa binocular (parcialmente baseadas em Orlov (1977) e no esquema proposto por McCallum *et al.* (1994)).

Tabela 22 – Distribuição da morfologia externa segundo o agrupamento em categorias de peso (ct).

		Formas cristalográficas observadas nos diamantes									
		Octaedro		Rombododecaedro		Transicional		Irregular		Geminado	
Categoria de peso	Nº de pedras	Nº	%	Nº	%	Nº	(%)	Nº	%	Nº	%
1 – 0.01 a 0.20 ct	375	86	23	176	47	8	2	86	23	19	5
2 – 0.21 a 0.40 ct	58	13	22	37	66	4	6	4	6	-	-
3 – 0.41 a 0.60 ct	34	-	-	24	72	-	-	5	14	5	14
4 – 0.61 a 0.80 ct	10	1	10	9	90	-	-	-	-	-	-
5 – 0.81 a 1.00 ct	10	-	-	6	60	1	10	1	10	2	20
6 - > 1.01 ct	9	-	-	9	100	-	-	-	-	-	-
Total	496	100	20	261	53	13	3	96	19	26	5

Figura 46 – Distribuição da morfologia externa dos diamantes segundo o agrupamento em categorias de peso (ct)



		<i>LL</i>		<i>Trigons</i>		<i>Hillock - BL</i>		<i>Hillock - Py</i>	
Categoria de peso	Nº de pedras	Nº	(%)	Nº	(%)	Nº	(%)	Nº	(%)
1 – 0.01 a 0.20 ct	375	288	76.9	144	38.5	173	46.1	245	65.4
2 – 0.21 a 0.40 ct	58	49	85	20	35	17	30	23	40
3 – 0.41 a 0.60 ct	34	29	85.7	14	42.9	10	28.6	19	57.1
4 – 0.61 a 0.80 ct	10	7	70	3	30	2	20	4	40
5 – 0.81 a 1.00 ct	10	8	80	3	30	3	30	3	30
6 - > 1.01 ct	9	6	66.7	3	33.3	4	44.4	5	55.6
TOTAL	496	387	78.0	187	37.7	209	42.1	299	60.3

Tabela 23 – Distribuição das figuras de superfície segundo o agrupamento em categorias de peso (ct).

LL – *Lamination lines*;

Hillock – BL: *Hillocks* em bloco;

Hillock – Py: *Hillocks* em pirâmide.

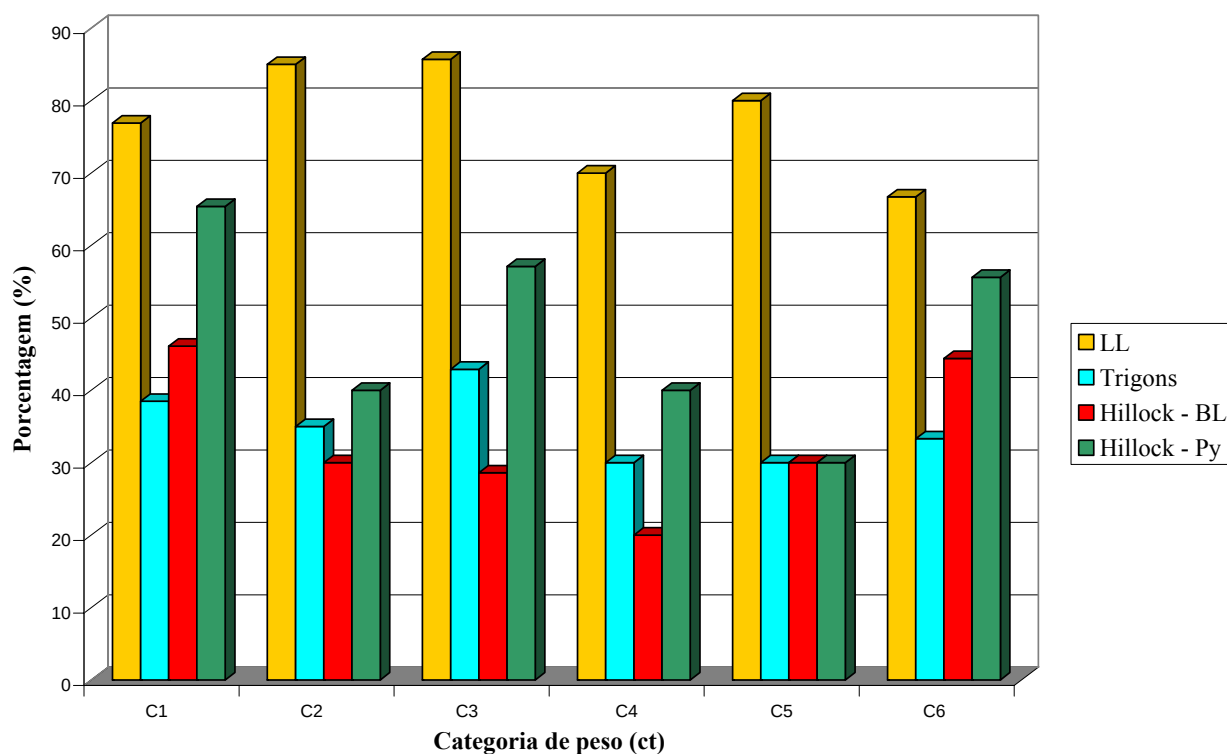
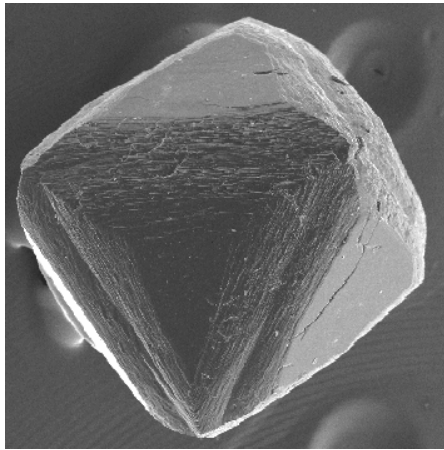
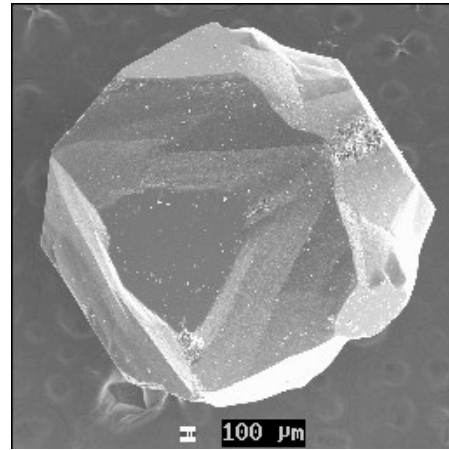


Figura 47 – Distribuição das figuras de superfície nos diamantes segundo o agrupamento em categorias de peso (ct)

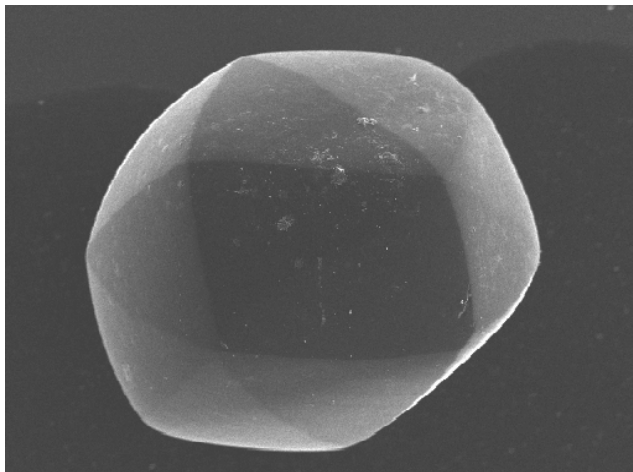


(A)

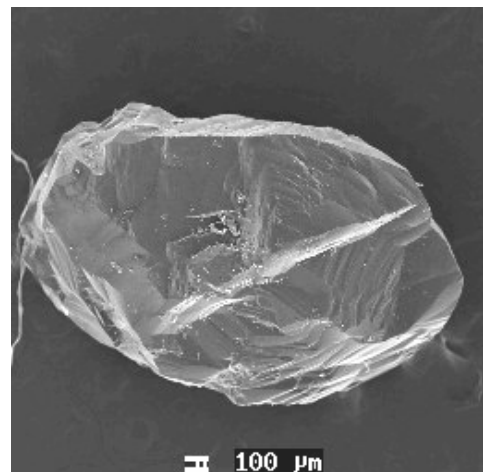


(B)

Figura 48 – A) Octaedro com simetria preservada e (B) transicional.

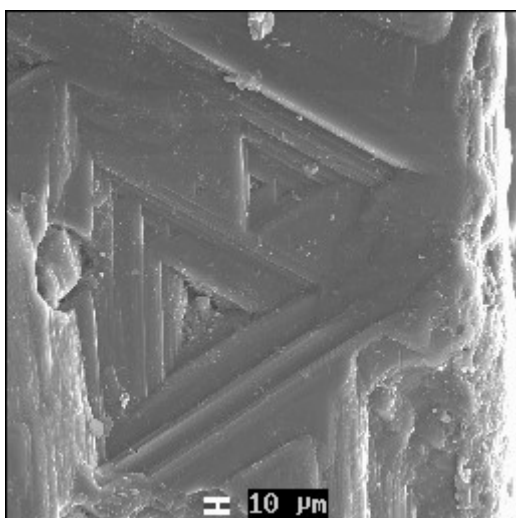


(A)

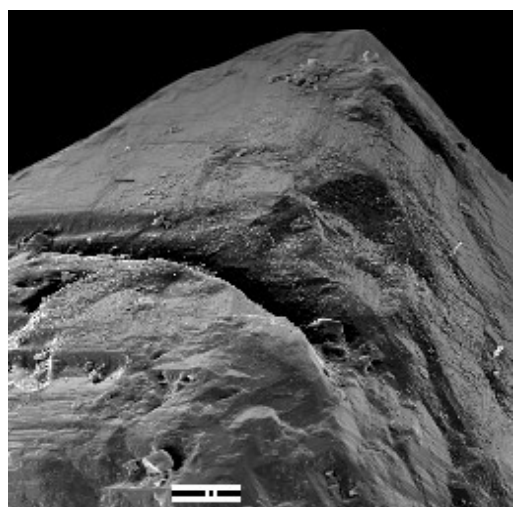


(B)

Figura 49 – Rombododecaedro de faces lisas e arestas abauladas (A); cristal irregular (B).

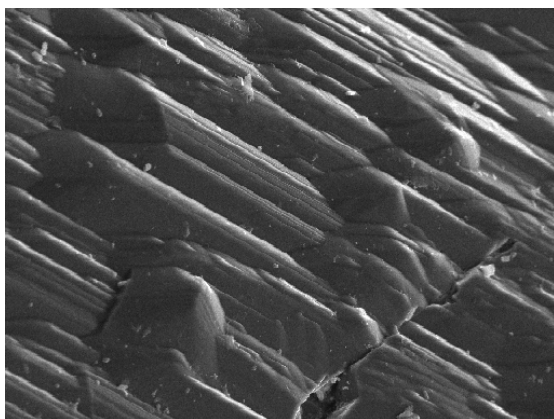


(A)

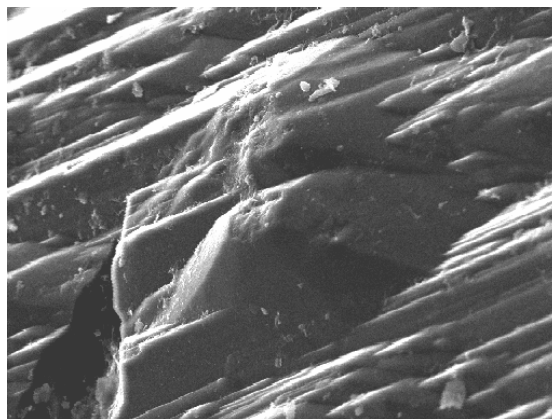


(B)

Figura 50 – Sistemas de *trigons* com relevo negativo numa superfície clivada (A); canal de corrosão (B).

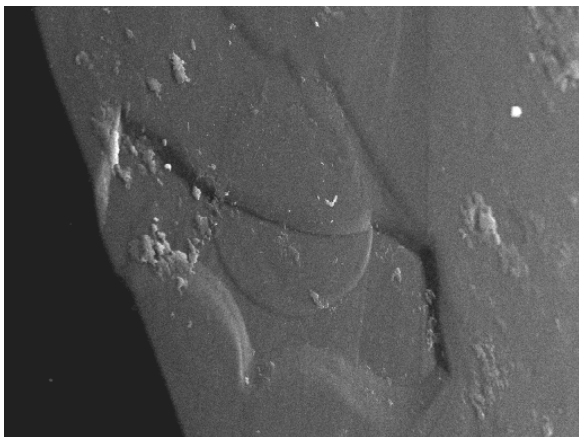


(A)

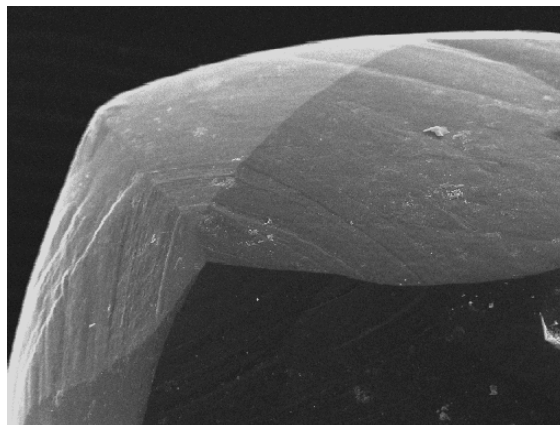


(B)

Figura 51 – *Hillocks*: A) em blocos e B), em pirâmide.

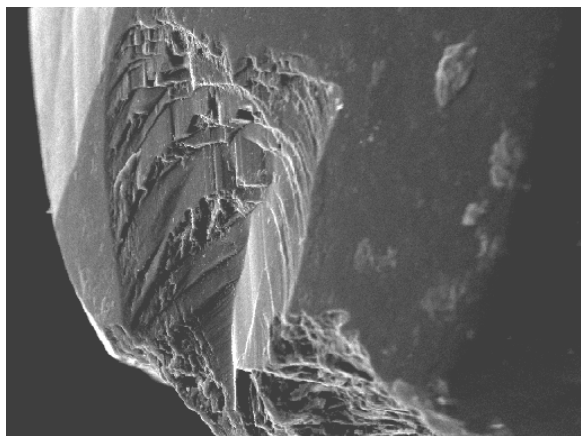


(A)

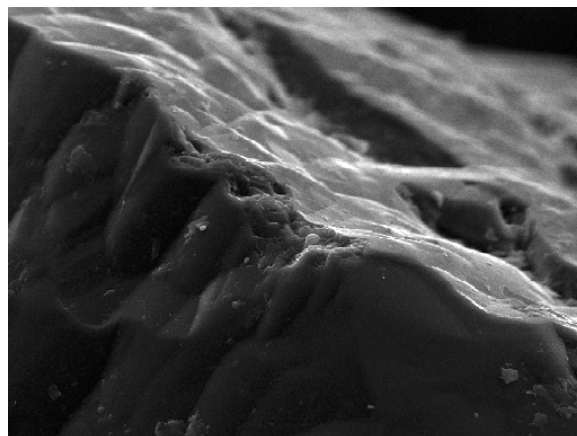


(B)

Figura 52 – Estrutura em disco A); *Lamination lines* (B), relevo baixo.



(A)



(B)

Figura 53 – Superfície de clivagem “secundária” (A), aresta apresentando desgaste por abrasão mecânica (B).

Analisando a morfologia externa e as feições de superfície de diamantes da região de Yakutia (Rússia), Evdokimov *et al.* (2001) reconheceram que mais de um processo de crescimento e dissolução podem ocorrer num mesmo cristal, exibindo exatamente as mesmas feições de superfície, que podem representar estágios superpostos de crescimento e/ou dissolução. Assim, estruturas do tipo *hillocks*, *trigons*, e *lamination lines* não podem ser consideradas isoladamente como feições típicas de dissolução e/ou crescimento. Baseando-se nos trabalhos de Kukhareno (1954), Uruovskaya & Orlov (1964) e Orlov (1977), Evdokimov *et al.* (2001) advogam que a correta determinação da morfologia externa dos diamantes e das figuras de superfície oriundas dos processos de crescimento e/ou dissolução, só é possível através das projeções goniométricas das superfícies dos cristais.

Com este propósito, foram realizados estudos sobre os padrões de reflexão na superfície de 47 diamantes da bacia do rio Macaúbas (D-1 a D-46), através do método da fotogoniometria (Rakin *et al.* 2004).

Levando-se em consideração a locação dos átomos de carbono na célula elementar, a estrutura de simetria do diamante é definida pelo grupo $\bar{4}3m$. Contudo, pela morfologia, as faces de formas simples $\{111\}$ e $\{11\bar{1}\}$ não diferem uma da outra. Os coeficientes de tensão das faces octaédricas como propriedades física dos diamantes indicam um alto grau de simetria $m\bar{3}m$, incluindo, pelo Princípio de Nairman, o grupo $43m$. Desta forma, de acordo com a morfologia, a simetria do cristal crescendo num meio isotrópico, pode ser considerado como $m\bar{3}m$, mas a dissolução atuando isotropicamente no cristal não poderia decrescer com simetria externa $m\bar{3}m$. Através dos resultados de reflexão de diamantes naturais por goniômetro parabólico, estabeleceu-se que os complexos arranjos de reflexão se superfícies curvas podem ser divididos em três pontos (segundo os grupos $4/m$, $2/m$ e $\bar{6}$, Kukhareno 1954).

Pelo Princípio de Curie, o decréscimo inicial do grupo de simetria cristalográfico $m\bar{3}m$ para $4/m$, $2/m$ e $\bar{6}$ pode ser explicado pela rotação do cristal num ambiente homogêneo não-saturado. Supondo, para o caso mais simples, que a dissolução do cristal ocorre ao mesmo tempo que a rotação do cristal ao redor dos eixos de rotação, então o eixo de rotação coincidirá com os eixos de simetria de 4ª ordem e o grupo de simetria decrescerá até para $4/m$. Entre os 3 eixos de simetria de L_4 , apenas um permanecerá, coincidindo com o eixo de rotação, enquanto os outros eixos de simetria se degenerarão em planos de simetria. Quando o eixo de rotação do cristal coincidir com os eixos de 2ª ordem da estrutura, a simetria decrescerá a $2/m$, e a rotação ao redor do eixo de 3ª ordem resultará no decréscimo da simetria externa até $\bar{6}$, correspondentemente.

Como resultado do cálculo dos limites das projeções parabólicas pelo Algoritmo de Varoney, controlado pelos eixos de 4ª, 3ª e 2ª ordens, os valores correspondentes para a frequência de ocorrência são 28%, 28% e 44%. Desta forma, a probabilidade de identificar os reflexos de superfícies curvas em cristais dissolvidos através de projeções cristalográficas é de 0.28 para o grupo $4/m$, 0.28 para o grupo $\bar{6}$ e de 0.44 para o grupo $2/m$.

Para a descrição das faces curvas dos cristais, primeiramente é determinada a morfologia dos cristais, sendo as feições de superfícies classificadas com maior detalhe.

De acordo com Orlov (1977), os valores das distâncias angulares entre as figuras de reflexão conservam as formas características para cristais arredondados pela dissolução devido às formas triangulares de reflexão a partir das superfícies elementares de cristais de arestas e superfícies curvas. De acordo com os

resultados dos cristais estudados por dois goniômetros circulares, 3 feições particulares podem ser correlacionadas aquelas determinadas por Shafranovsky (1948, *In* Orlov 1977): *dodecahedroid*, *octahedroid* e *cuboid* (Tabela 24, Figura 54).

Contudo, os valores dos ângulos de reflexão em projeção estereográfica não podem ser indistintamente associados a superfícies curvas com suas formas, correspondentemente.

Tabela 24: Parâmetros de reflexão de diamantes com superfície curva. Dados retirados de Orlov (1977).

<i>Dodecahedroid</i>		<i>Octahedroid</i>		<i>Cuboid</i>	
Distância	Ângulo (°)	Distância	Ângulo (°)	Distância	Ângulo (°)
AB	36.07	AB	62.43	AB	25.30
D'C'	13.15	D'C'	—	D'C'	—
D'D''	13.15	D'D''	6.39	D'D''	—
C'C''	39.37	C'C''	47.29	C'C''	61.05

A principal necessidade de se determinar a aparência dos cristais com nenhuma ou pouca dissolução deve-se à localização dos máximos de intensidade no campo das reflexões das projeções cristalográficas. Três pontos próximos ao centro goniométrico de reflexão determinam cristais dodecaédricos (110), octaédricos (111) e tetrahexaédricos (210). Desta forma, é assumido o seguinte pressuposto: quanto maior a área de reflexão em projeção goniométrica de uma superfície curva (Figura 55), maior dissolvido e arredondado será o cristal.

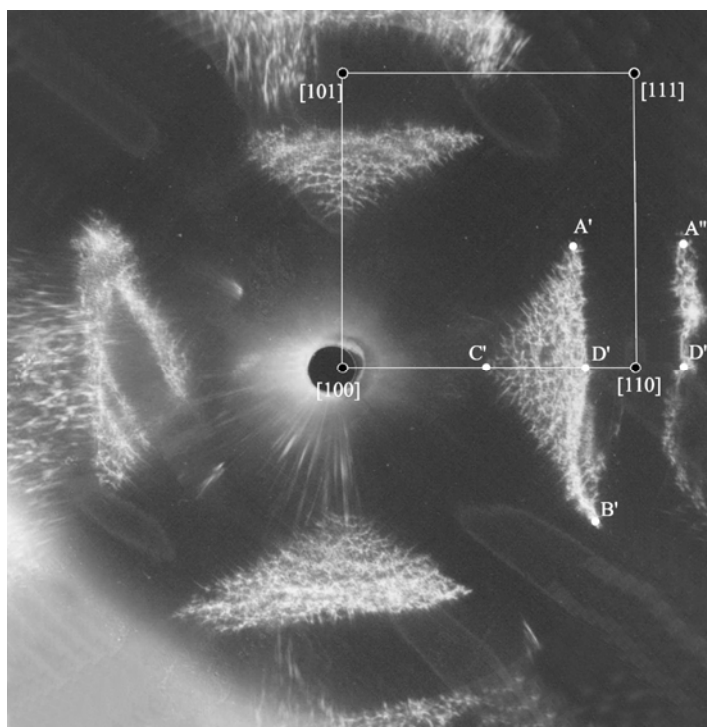
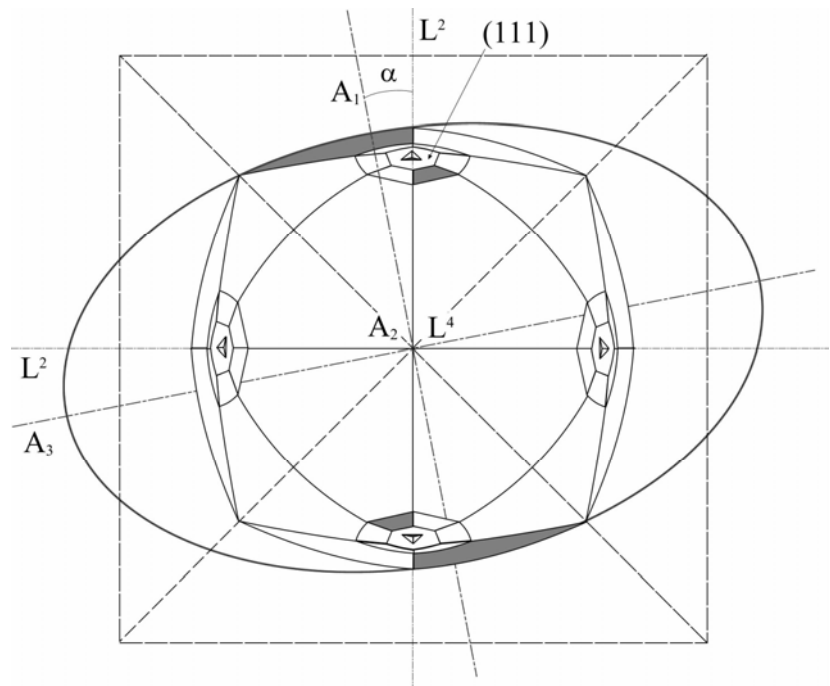


Figura 54 – Fotogonômograma de um diamante do tipo *dodecahedroid* orientado ao longo de L4, evidenciando a perda de planos de simetria paralelos aos eixos, com decréscimo da forma de simetria do cristal até 4/m. Pontos característicos de reflexão são distinguidos.

Figura 55 – Forma elipsoidal de um cristal arredondado, inicialmente octaédrico (linhas pontilhadas). As superfícies pertencentes ao elipsóide são marcadas por cores escuras.



Como resultado do estudo das formas dos diamantes no goniômetro parabólico, estabeleceu-se que a superfície curva nos *dodecahedroids* podem ser descritas pelos 3 eixos elipsoidais regularmente posicionados em relação à estrutura do cristal e multiplicados pelo grupo de simetria $m\bar{3}m$ até 12 (Figura 55). O elipsóide com semi-eixos A_1 , A_2 e A_3 (numerados em ordem crescente), está situada com relação à estrutura do cristal. Desta forma, o semi-eixo A_2 estará sempre orientado ao longo do eixo L_4 , enquanto os outros dois semi-eixos estarão associados ao eixo L_2 , perpendicular ao eixo de 4ª ordem e de menor ângulo (α , Figura 55). Como resultado da interseção de superfícies simétricas no elipsóide de projeção, o padrão de reflexão resultante será uma superfície caracterizada pela reflexão triangular dos parâmetros ABC (Figura 45). Pequenas superfícies não-simétricas são estipuladas pela direção de rotação do cristal como descrito anteriormente. O total de superfícies curvas limitando o *dodecahedroid* é igual a 24.

A forma da superfície do diamante relacionado ao elipsóide de projeção evidencia o caráter dinâmico da estabilidade do mineral frente aos processos de dissolução e de abrasão mecânica. Dois entre quatro eixos de simetria do eixo L_3 são paralelos ao semi-eixo A_1 , quase sempre normal à superfície do elipsóide e que registram formas reliquias dos estágio iniciais de dissolução. É muito importante que tais formas estejam localizadas nos centros das faces de octaedros perfeitos, coincidindo com as seis superfícies adjacentes ao elipsóide. Esta é a razão pela qual a face de um octaedro possui grande estabilidade frente à dissolução, podendo ser encontrado em forma reliquiar. Em tais situações, aparecerão pontos de aquecimento térmico nas faces octaédricas. Estes pontos registram um processo lento de dissolução difusa características para superfícies curvas iguais a zero ou negativas.

Com a presença de faces reliquias octaédricas em um cristal, podem ser encontrados ao redor de seis fragmentos de superfícies pertencentes ao elipsóide (Figura 54). Dois reflexos característicos no gonomograma (Figura 48), delimitados pelos vértices $[100]$, $[110]$ e $[111]$ foram interpretados anteriormente como duas formas diferentes por pesquisadores: *dodecahedroid* (com *face-seam*) e *trigohexahedroid*. Contudo, por este ponto de vista, as formas de um elipsóide são reproduzidas por elementos de simetria. Esta

é a razão para explicar o seguinte fato observado: as superfícies do *trigohexahedroid* são preservadas somente se existirem faces reliquiares adjacentes ao octaedro (Figura 57). Considerando-se as faces octaédricas reliquiares e a razão entre os semi-eixos A_2/A_1 , pode-se observar mais de oitenta superfícies planas e convexas separadas por arestas vivas.

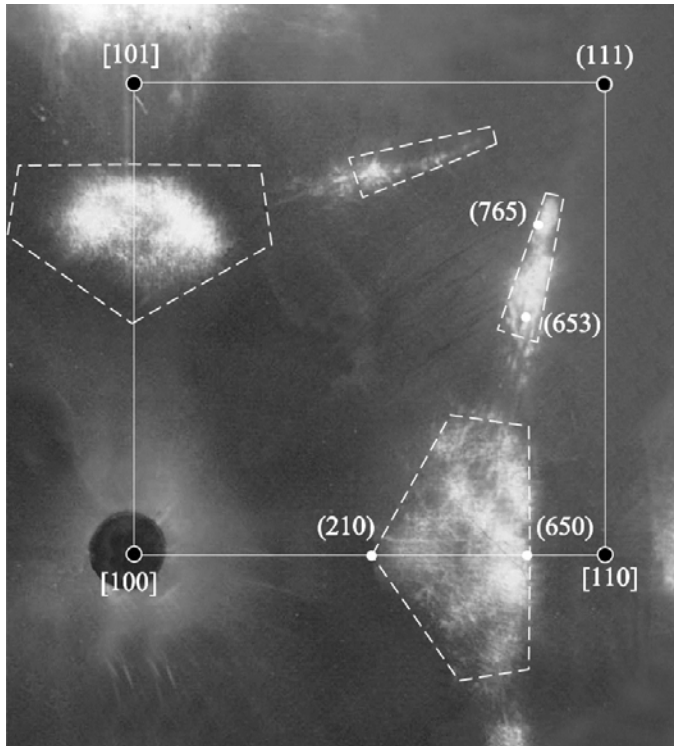


Figura 56 – Fotogrametria de um diamante com superfícies convexas do *dodecahedroid* e *trigohexahedroid* (distinguido pelas linhas tracejadas) pertencendo ao elipsóide simétrico por um conjunto de parâmetros.

Figura 57 – Superfície de dissolução com fragmento reliquiar da face octaédrica “decorada” por “pontos” de aquecimento térmico orientados anti-paralelos à face, *dodecahedroid* e *trigohexahedroid* separados por arestas.



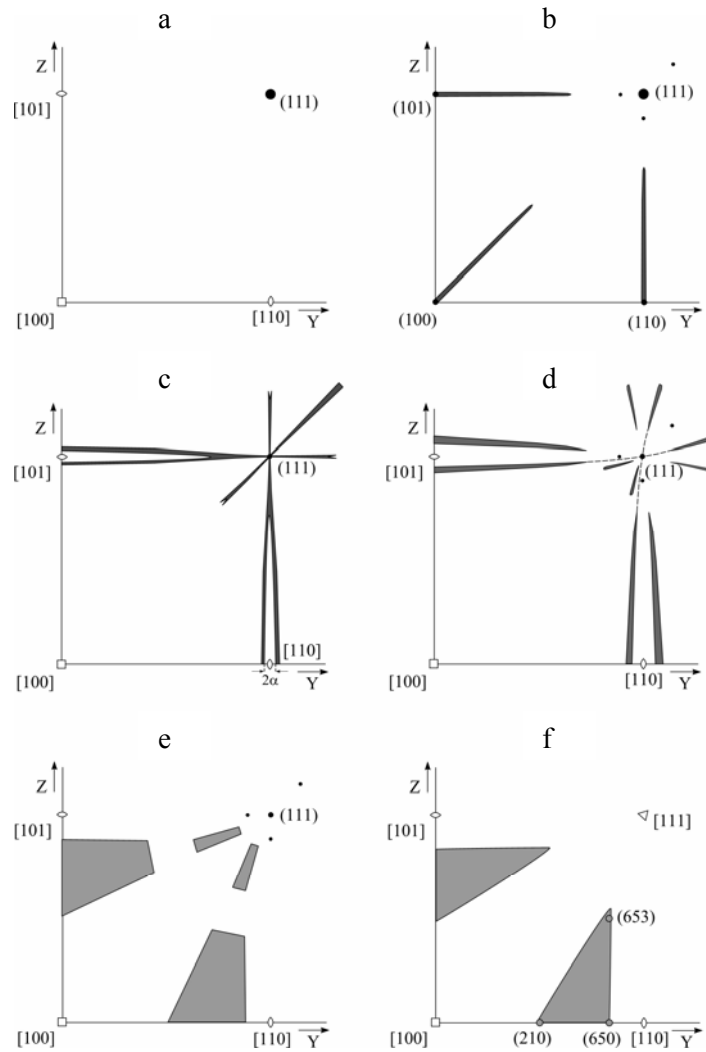


Figura 58 – Evolução da dissolução no diamante: a) estágio inicial – octaedro perfeito; b) início da dissolução – formação de um cilindro elíptico; c) formação da *face-seam*; d) início da formação das superfícies do *trigohexahedroid*; e) desenvolvimento das superfícies convexas do *dodecahedroid* (com *face-seam*) e *trigohexahedroid*; f) forma limite de um *dodecahedroid* com *face-seam*. Gnomogramas sumarizados das superfícies do primeiro quadrante. Superfícies atuais marcadas a cores, símbolos das direções são marcadas por polígonos vazios.

De acordo com as reflexões do cristal (Figura 54), pôde-se determinar os parâmetros que podem definir a forma do elipsóide (A_1 , A_2 , A_3) e os valores angulares usando as seguintes fórmulas:

$$A_1 = d/2,$$

$$A_2 = A_1 \sqrt{\tan \delta / \tan \beta},$$

$$A_3 = \sqrt{\tan(\varepsilon - \alpha) / \tan \gamma},$$

onde d = diâmetro do cristal na direção do semi-eixo A_1 , $\delta = 35.26^\circ$ (ângulo entre as direções $[111]$ e $[110]$); $\varepsilon = 45^\circ$ (ângulo entre as direções $[100]$ e $[110]$), γ = ângulo entre os pontos C e D.

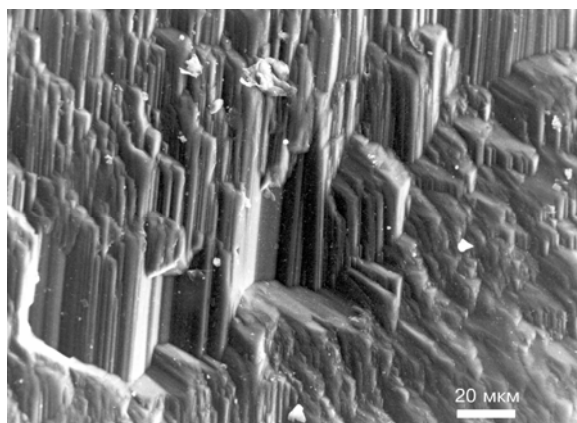
As fórmulas apresentadas acima são calculadas considerando-se os menores ângulos, as fórmulas aproximadas e idealizadas do *dodecahedroid* com *face-seam* (sem faces reliquias dodecaédricas). Na prática, é mais usado os valores dos comprimentos dos semi-eixos relacionados ao semi-eixo A_1 (menor dos

semi-eixos). Usando-se as projeções da dissolução no elipsóide, é possível descrever o desenvolvimento da forma do cristal desde o octaedro original e todas as modificações ocorridas durante o processo de dissolução. Os números de dissoluções observadas podem ser graficamente representada pelas projeções goniométricas normais à superfície do cristal (Figura 58).

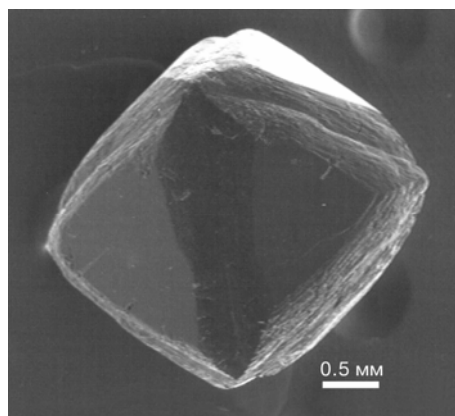
O início da dissolução pode resultar na formação de superfícies cilindro-elípticas (elipsóide com parâmetros $A1/A1$, $A2/A1$, $A3/A1$, $\alpha=1, 1.4, \infty, 0^\circ$) (Figura 58B). Nas faces do octaedro, pontos de aquecimento térmico desenvolvem-se, aos quais possuem subfaces paralelas ao cilindro-elíptico. Esta é a explicação para a orientação inversa (anti-paralela) dos pontos de aquecimento térmico ao lado das superfícies que são marcadas por três pontos na projeção goniométrica ao redor dos refluxos da face octaédrica (111). Posteriormente, durante a evolução do processo de dissolução, a *face-seam* aumenta progressivamente, indicando a inversão do cilindro elíptico em dois elipsóides simétricos com ângulo de rotação α (Figura 58C). De acordo com as medidas realizadas neste trabalho e dos valores obtidos por Orlov (1977), este ângulo atinge 7° no limite próximo as arestas do cristal que ainda possuem forma octaédrica concomitantemente com o aparecimento de superfícies de *trigohexahedroids* ao redor das faces do octaedro. As superfícies do elipsóide, juntamente com as do *trigohexahedroid*, geram as superfícies orientadas do elipsóide, marcadas por linhas pelas linhas pontilhadas (Figura 58D). Durante a dissolução posterior, fragmentos das superfícies do *dodecahedroid* e do *trigohexahedroid* tornam-se mais convexas (Figura 58E). A dissolução progressiva implica no desaparecimento das faces do octaedro e do *trigohexahedroid* e somente as superfícies do *dodecahedroid* com *face-seam* preservam-se, produzindo os reflexos característicos nas projeções goniométricas (Figura 58F).

Durante a dissolução, os parâmetros dos semi-eixos do elipsóide das superfícies do cristal tornam-se menores, ao mesmo tempo que as superfícies preservadas dos pontos de aquecimento térmico nas faces octaédricas reliquias mostram padrões de reflexão no elipsóide, característico para os estágios iniciais do processo. Isto é explicado pelo lento mecanismo de difusão da dissolução em superfícies com curvatura igual a zero ou negativa, diferente do mecanismo “abrasivo” sobre superfícies complexas. Quatro faces com pontos de aquecimento apresentam-se sempre regulares, formadas pelas superfícies do cilindro elíptico nas superfícies dos cristais arredondados, localizados próximos nas extremidades dos eixos de 4ª ordem. Todos os 47 diamantes da bacia do rio Macaúbas apresentam uma história de dissolução prolongada, caracterizados por *dodecahedroids* com os seguintes parâmetros do elipsóide: 1° , 1.23° , 1.41° e 6.3° .

É interessante notar que mesmo insignificantes fenômenos de regeneração nos diamantes (Figura 59) praticamente mudam o padrão de reflexão das superfícies parabólicas goniométricas, evidenciado pelo desaparecimento de grandes áreas claras e pelo aparecimento de pontos luminosos nas posições octaédricas (111). Desta forma, é fácil o estabelecimento de feições de regeneração nos diamantes: cristais com qualquer forma produzem uma combinação polar de octaedros perfeitos com superfícies de regeneração na tela de projeção goniométrica.



(A)



(B)

Figura 59 – Regeneração das superfícies do diamante com diferentes estágios: A) pequeno tempo de regeneração; B) longo tempo de regeneração de um cristal arredondado pela dissolução.



Figura 60 – *Hillocks* de regeneração na superfície de um diamante *dodecahedroid*.

Múltiplas feições de regeneração são estabelecidas nos cristais arredondados (figuras 59 e 60). É evidente que sucessivos processos de crescimento e regeneração nos diamantes ocorrem em condições mantélicas.

De uma forma geral, depois do estágio de regeneração, um próximo estágio de dissolução poderá ocorrer e a superfície do cristal apresentará uma estrutura complexa com *hillock* e textura *shagreen* paralelas a feições de dissolução. Também a presença de formas rasas dos pontos de aquecimento térmico paralelos à orientação das faces octaédricas é um indício de significantes processos de regeneração nos cristais, assim como faces octaédricas com buracos no lugar das arestas $\langle 110 \rangle$ (Figura 59B). Tais cristais crescem por um longo período de regeneração a partir de diamantes curvos com recobrimento incompleto de todo octaedro neo-formado.

Flutuações nos parâmetros termo-dinâmicos são os responsáveis pela longa história de formação/dissolução dos diamantes no manto superior (Bulanova 1995). Assumindo que peridotitos e

eclogitos são rochas cogenéticas com o diamante, as primeiras oscilações de pressão são responsáveis pela transição do sistema diamante-fluido mantélico através do ponto de equilíbrio entre áreas de supersaturação e não-saturadas em carbono.

A dissolução é um processo não-singenético com o crescimento do diamante, devido, especialmente, às modificações morfológicas e o significativo desvio da cinética de equilíbrio (Orlov 1977). A dissolução das arestas no limite do equilíbrio dissolução/crescimento torna-se menor e susceptível a variações reversas de pequena amplitude. Isto é evidenciado pelos curtos estágios de dissolução e crescimento.

O início dos processos tectono-magmáticos da formação de kimberlitos resultam em grandes oscilações nos parâmetros termodinâmicos, com um primeiro estágio de elevação da pressão no manto superior. As oscilações da pressão resultam na mudança da composição do fluido e do campo de tensões das rochas hospedeiras. Em tais ambientes, os cristais de diamante são dissolvidos, provavelmente ao mesmo tempo rotacionados no fluido magmático sob influência da temperatura.

8. Estado cristalino

Um dos aspectos mais importantes observados nos diamantes da bacia do rio Macaúbas, diz respeito a uma grande quantidade de cristais com algum tipo de clivagem. Baseado na seqüência de eventos magmáticos proposta por Robinson *et al.* (1989) e McCandless *et al.* (1994), classificou-se a natureza das clivagens como primária ou secundária.

Clivagens do tipo “primária” apresentam figuras de superfície típicas para os processos que ocorrem no interior da Terra (*e.g. trigons, hillocks, lamination lines, etc.*). Ainda que seja difícil a classificação quanto à natureza das *etch figures*, não restam dúvidas que as mesmas foram produzidas pelos processos que ocorrem no manto e/ou durante a ascensão dos diamantes a subsuperfície através da rocha magmática hospedeira.

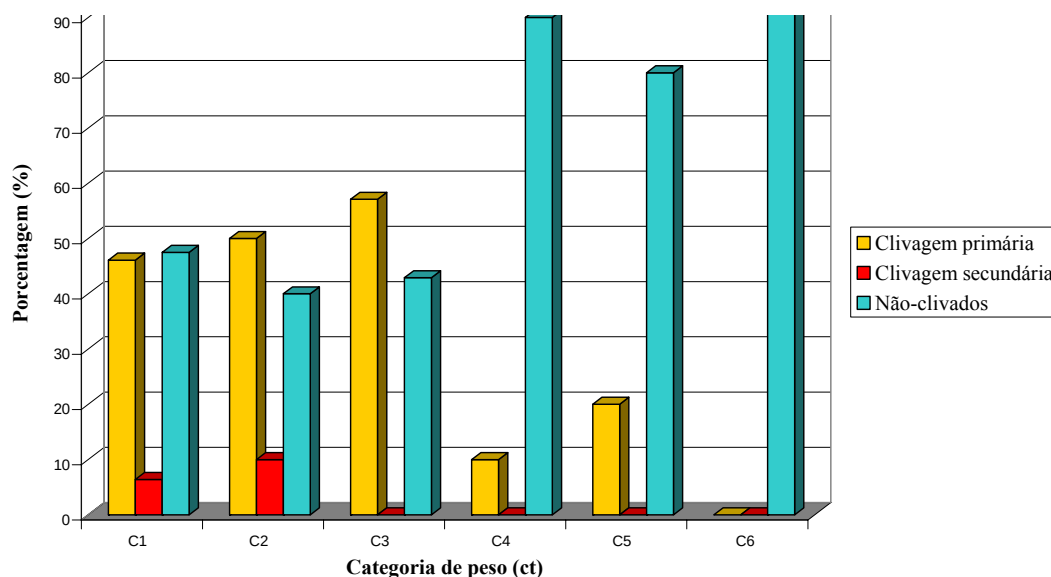
Clivagens “secundárias” são relacionadas ao transporte sedimentar em superfície, apresentando aspecto liso ou planos de clivagem sem qualquer tipo de *etch figures*. O quadro abaixo sumariza as relações entre diamantes clivados (primária e secundária) e diamantes não-clivados.

		Clivagem primária		Clivagem secundaria		Não clivados	
Categoria de peso	Nº de pedras	Nº	(%)	Nº	(%)	Nº	(%)
1 – 0.01 a 0.20 ct	375	173	46.1	24	6.4	178	47.5
2 – 0.21 a 0.40 ct	58	29	50	6	10	23	40
3 – 0.41 a 0.60 ct	34	19	57.1	-	-	15	42.9
4 – 0.61 a 0.80 ct	10	1	10	-	-	9	90
5 – 0.81 a 1.00 ct	10	2	20	-	-	8	80
6 - > 1.01 ct	9	-	-	-	-	9	100
TOTAL	496	224	45.2	30	6	242	48.8

Tabela 25 – Distribuição dos diamantes com clivagens primárias e secundárias e diamantes não clivados de acordo com o agrupamento em categorias de peso (ct).

Os diamantes do rio Macaúbas apresentam percentual significativo de diamantes com clivagem “primária”, ou seja, formadas no manto ou durante ascensão de kimberlitos/lamproítos para a superfície da Terra.

Figura 61 – Distribuição dos diamantes com clivagens primárias e secundárias e diamantes não clivados de acordo com o agrupamento em categorias de peso (ct)



9. Nitrogênio nos diamantes

O nitrogênio é a principal impureza química nos diamantes, cuja concentração registrada varia de 0 a 3000 ppm (Harris 1992), sendo que cerca de 98% dos diamantes contém nitrogênio (Evans 1992, Kaminsky *et al.* 2001). O nitrogênio substitui o carbono no diamante e pode ser detectado por meio de absorções características no infravermelho, ultra-violeta e na região do visível, o que deu origem a um complexo sistemas de classificação espectral dos diamantes (Robertson *et al.* 1934, Orlov 1977, Mendelssohn & Milledge 1995). A forma como o nitrogênio ocorre na estrutura cristalina do diamante evidencia o estado de agregação, cujos mecanismos de cinética e difusão têm sido investigados (Orlov 1977, Bursill & Glaisher 1985, Evans 1992).

9.1 Infravermelho (*Infra Red – IR*)

O espectro de absorção do infravermelho (*IR*) dos diamantes é obtido por meio de incidência de radiação infravermelha (*IR*) no retículo do cristal, o que causa vibração dos grupos moleculares. As vibrações de grupos distintos são registradas de acordo com suas absorções *IR* características, sendo reconhecidos três intervalos: *phonon-3* (4000 a 2800cm⁻¹); *phonon-2* (2800 a 1500 cm⁻¹) e *phonon-1* (1500 a 500cm⁻¹). A absorção intrínseca ao retículo cristalino do diamante é registrada na região *phonon-2*. Impurezas contidas nos diamantes alteram a simetria local do retículo e produzem absorção (Sutherland *et al.* 1954).

Robertson *et al.* (1934) foram os primeiros a registrar absorção *IR* na região *phonon-1* em diamantes, relacionada à presença de nitrogênio em posições de substituição (Kaiser e Bond 1959). Foram classificados

como tipo I, ou "imperfeitos", uma vez que possuem estrutura simétrica, os diamantes não deveriam apresentar absorção neste intervalo do espectro. Os cristais que não exibiram absorção neste intervalo foram classificados como Tipo II, ou "perfeitos", onde se observou uma correlação linear entre o conteúdo de N, a absorção ótica a $7.8\mu\text{m}$ (1282cm^{-1}) e mudanças no parâmetro "a" do retículo (aumento de 0,01% no parâmetro "a" para um incremento de 0,2% de nitrogênio).

Absorções que ocorram nas demais regiões são atribuídas à presença de impurezas no mineral. Hidrogênio pode causar forte absorção em 3107cm^{-1} (Woods & Collins 1983), o que levou a denominação do intervalo *phonon-3* como região do H.

De acordo com a forma (agregação) em que ocorre a substituição do carbono por nitrogênio ($\text{N}^{5+} \leftrightarrow \text{C}^{4+}$), há geração de defeitos que são relacionados a absorções características no espectro *IR*. Os diamantes tipo I são subdivididos em Ia e Ib. Diamantes Ib apresentam átomos de nitrogênio paramagnéticos em substituição simples e aleatória por átomos de carbono (Dyer *et al.* 1965), deixando uma ligação insaturada (Bursill e Glaisher 1985). Constituem o defeito C (ou centro N), que causa absorção *IR* em 1130cm^{-1} .

Sutherland *et al.* (1954) observaram dois espectros de absorção *IR* para os diamantes do Tipo Ia, denominando-os sistemas de bandas A e B, e os atribuíram a impurezas químicas ou átomos de carbono em estado anormal. Esses espectros foram posteriormente relacionados aos defeitos, ou centros óticos, A e B (Kaiser e Bond 1959). Defeitos A correspondem a substituição de 2 átomos de carbono por nitrogênio em sítios adjacentes. Todas as ligações são saturadas. Diamantes deste tipo causam absorção *IR* em 1282cm^{-1} e são denominados tipo IaA.

Defeitos B ocorrem quando 4 átomos de nitrogênio substituem carbono, resultando em simetria tetraédrica em torno de um sítio vacante de carbono (Bursill e Glaisher 1985). Causam absorção em 1175cm^{-1} (Figura 1.12) e são classificados como IaB. Cristais com proporção variada dos dois defeitos classificam-se como IaAB e apresentam ambas absorções características (1282 e 1175cm^{-1}).

O nitrogênio pode ocorrer nos diamantes tipo I como defeitos planares (*platelets*) nos planos cúbicos $\{100\}$ com dimensões de aproximadamente 8nm a alguns μm (Berger e Pennycook 1982). Referem-se ao defeito D no espectro *IR* e causam absorção em 1370cm^{-1} . Uma das hipóteses para explicar esses defeitos é que eles ocorram como pares de átomos de nitrogênio não-paramagnéticos (N-intersticial; *split-N-intersticial*) direcionados ao longo de $[100]$, alinhados no plano $\{100\}$ (Bursill e Glaisher 1985). A ocorrência de *platelets* está fortemente associada ao defeito B e o seu pico de absorção torna-se mais proeminente à medida que a proporção do componente B aumenta em relação ao A (Evans 1992).

Os diamantes tipo II, que não conduzem eletricidade, são designados tipo IIa e podem conter até 20 ppm de nitrogênio. Aqueles condutores elétricos são denominados IIb e podem conter boro como impureza, em concentração de poucas partes por milhão, ou menos (Fritsch e Scarratt 1992).

O nitrogênio pode constituir defeitos cristalinos em diamantes que não são identificados por absorção ótica. Esses defeitos são denominados vazios (*voidites*) e foram primeiramente descritos por Evans (19781 *In*: Evans 1992) e Stephenson (19782 *In*: Evans 1992). Os vazios são inclusões facetadas octaédricas (1 a 10nm de diâmetro) que ocorrem nos planos octaédricos dos diamantes (Bruley e Brown 1989). Bruley e

Brown (1989) descreveram vazios com 2 a 5nm e sugeriram que os mesmos se formam por precipitação descontínua de nitrogênio em deslocamentos. Hirsch *et al.* (1986) detectaram nitrogênio nos vazios e por meio de difração eletrônica e micro-análise de raios X sugeriram que os vazios constituem-se de NH₃ sólido.

Tabela 26 – Tipos de defeitos estruturais associados a nitrogênio e sua absorção no IR.

Tipo de defeito	Características	Notação	Absorção no IR (cm ⁻¹)
Iia	Até 200 ppm de N	-	-
Iib	Contém B	-	-
Ib	Substituição simples de N	Tipo C	1130
IaA	Substituição de 2 N	Tipo A	1282
IaB	Substituição de 4 N	Tipo B	1175
IaAB	IaA + IaB	Tipos A e B	1282 e 1175
Plaquetas	Defeitos planares; ligações saturadas	Tipo D	1370
Vazios	Inclusões com N	-	-

A cinética de agregação de nitrogênio nos diamantes ocorre em dois estágios consecutivos (Evans 1992): *i*) o primeiro estágio de agregação é completado num intervalo geológico de tempo relativamente curto (formação do Tipo Ia), ao qual agrega aproximadamente 99% do nitrogênio disperso para formar o centro A (diamantes do tipo IaA), sob diferentes temperaturas; *ii*) o segundo estágio de agregação é extremamente complexo, no qual são formados o centro B e as plaquetas de nitrogênio. Imagina-se que os centros A migram para formar os centros B, com cinética de reação controlada por equações de segunda ordem. Somente quando o processo estiver em estágio avançado, isto é, os centros A se convertendo para centros B e as plaquetas de nitrogênio sendo trapeadas no corpo do cristal para diminuir a concentração de centros A, é que a cinética de reação passa a ser dominada por equações de primeira ordem.

A equação teórica que controla o processo de segunda ordem é dada por (Taylor *et al.* 1985):

$$kt = 1/C - 1/Co \text{ (eq. 1)}$$

(integral de $-d[C]/dt = k[C]^2$; Chrenko *et al.* 1997), onde

k = constante de segunda ordem (ppm⁻¹ s⁻¹);

t = tempo gasto para a conversão (s);

Co = concentração inicial de nitrogênio e

C = concentração final de nitrogênio.

A equação de segunda ordem é sugerida por que os passos para chegar à constante k envolvem duas variáveis, que são os dois tipos de defeitos (Taylor *et al.* 1990). O efeito da temperatura na constante k é expressa pela equação de Arrhenius (Chrenko *et al.* 1997):

$$k = A \cdot e^{-E/RT} \text{ (eq. 2)}$$

onde:

R = constante dos gases (8,314Jk⁻¹mol⁻¹);

E = energia de ativação;

A = constante de Arrhenius (fator pré-exponencial) e

T = temperatura (K).

A cinética da conversão do defeito tipo IaA para IaB é pouco compreendida. Se a conversão também for regida por cinética de segunda ordem, a equação será a mesma aplicada acima para a transformação Ib para IaA, de forma que Taylor *et al.* (1990) obtiveram valor igual a 7,03eV. A maior energia de ativação necessária para a conversão IaA para IaB, em relação a Ib para IaA, é confirmada nos experimentos de Evans e Qi (1982), onde o tempo decorrido e as temperaturas utilizadas para a primeira conversão são maiores.

Para investigar a relação tempo-temperatura da agregação do N no diamante, relaciona-se a equação de Arrhenius ($k = A \cdot e^{-E/RT}$) com a equação de segunda ordem da agregação de N ($kt = 1/C - 1/Co$) por meio da constante de segunda ordem (k). A equação resultante, utilizando-se temperatura em °C é:

$$T(^{\circ}C) = -E/R \cdot \{\ln[((Co/C)-1)/(Co \cdot t \cdot A)]\}^{-1} - 273,15 \text{ (eq. 3)}$$

As variáveis estão discriminadas nas equações 1 e 2. Esta equação relaciona as proporções relativas dos defeitos, temperatura, tempo de residência no manto e conteúdo de N (Taylor *et al.* 1990).

Desta forma, são feitas estimativas de idade e temperatura para cristais com história mantélica conhecida por meio do estudo da agregação do nitrogênio, relacionando-os com aspectos geológicos (Woods *et al.* 1990, Taylor *et al.* 1990, Evans 1992, Mendelssohn & Milledge 1995).

Temperatura (°C)	Tempo (anos) *	Temperatura (°C)	Tempo (anos) **
1200	34	1200	2.7×10^3
1100	610	1100	4.8×10^4
1000	1.7×10^4	1000	1.36×10^6
900	8.25×10^5	900	6.6×10^7
800	7.5×10^7	-	-
700	2×10^{10} (>idade da Terra)	-	-

Tabela 27 - Tempo decorrido a diferentes temperaturas para produzir: * 20 e ** 99% de nitrogênio diamantes do tipo Ib (segundo Evans 1992).

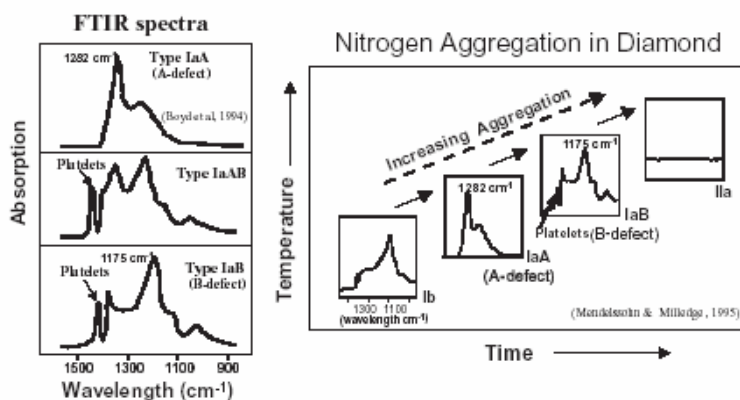


Figura 62 – Diagramas de Infravermelho ilustrando os diferentes tipos de agregação de nitrogênio pela estrutura do diamante. O desenvolvimento dos tipos e do grau de agregação de nitrogênio é função do tempo e da temperatura (Mendelssohn & Milledge 1995).

Para os diamantes da bacia do rio Macaúbas, foram analisados os conteúdos e as formas de agregação de nitrogênio de um lote de 32 diamantes provenientes do ponto P20 (D-75 a D-106).

Tabela 28 - conteúdo e a forma de agregação de nitrogênio nos diamantes da bacia do rio Macaúbas.

Amostra	u.a. 1282* (A)	u.a. 1175* (B)	u.a. 1365* (D)	B/A	N (A) ppm	N (B) ppm	N total ppm	%IaB	Classificação espectral
D-75	3,041	1,479	0,600	0,486	486,613	0,000	486,613	0,000	IaA
D-76	0,084	0,167	0,000	1,988	13,440	37,500	50,940	74,405	IaAB
D-77	5,643	2,754	0,156	0,488	902,934	0,000	902,934	0,000	IaA
D-78	0,178	0,282	0,195	1,582	28,549	57,920	86,468	54,101	IaAB
D-79	0,209	0,157	0,127	0,749	33,466	15,636	49,102	12,459	IaAB
D-80	1,066	1,536	2,092	1,441	170,549	300,908	471,456	47,049	IaAB
D-81	3,201	1,509	0,377	0,471	512,133	0,000	512,133	0,000	IaA
D-82	1,942	0,992	0,483	0,511	310,666	6,276	316,942	0,539	IaAB
D-83	0,392	0,186	0,052	0,474	62,646	0,000	62,646	0,000	IaA
D-84	1,619	1,039	0,773	0,642	259,040	68,850	327,890	7,088	IaAB
D-85	1,362	0,993	0,628	0,729	217,875	93,531	311,406	11,448	IaAB
D-86	2,689	1,664	1,071	0,619	430,315	95,798	526,113	5,937	IaAB
D-87	0,960	0,448	0,029	0,467	153,530	0,000	153,530	0,000	IaA
D-88	1,076	1,273	1,465	1,183	172,229	220,583	392,811	34,153	IaAB
D-89	1,302	0,660	0,310	0,507	208,358	2,763	211,121	0,354	IaAB
D-90	0,928	0,951	1,056	1,025	148,419	146,232	294,651	26,274	IaAB
D-91	1,424	0,697	0,390	0,489	227,840	0,000	227,840	0,000	IaA
D-92	3,408	2,176	1,427	0,639	545,237	141,755	686,991	6,933	IaAB
D-93	2,430	1,940	2,030	0,798	388,800	217,500	606,300	14,918	IaAB
D-94	0,508	0,406	0,335	0,799	81,230	45,503	126,733	14,938	IaAB
D-95	5,475	2,207	0,136	0,403	876,024	0,000	876,024	0,000	IaA
D-96	0,346	0,310	0,261	0,897	55,307	41,144	96,451	19,838	IaAB
D-97	1,346	1,880	2,692	1,397	215,360	362,100	577,460	44,837	IaAB
D-98	1,395	0,790	0,177	0,566	223,200	27,750	250,950	3,315	IaAB
D-99	1,674	2,255	2,042	1,347	267,813	425,381	693,193	42,356	IaAB
D-100	1,523	1,230	1,155	0,808	243,683	140,559	384,242	15,382	IaAB
D-101	5,474	3,219	0,827	0,588	875,818	144,693	1.020,511	4,406	IaAB
D-102	0,556	0,448	0,224	0,805	88,963	50,925	139,888	15,265	IaAB
D-103	0,166	0,200	0,236	1,203	26,598	35,073	61,671	35,163	IaAB
D-104	0,872	0,632	0,561	0,724	139,517	58,671	198,188	11,214	IaAB
D-105	2,575	1,365	0,321	0,530	412,026	23,253	435,279	1,505	IaAB
D-106	0,109	0,096	0,064	0,881	17,456	12,480	29,936	19,065	IaAB

* cm⁻¹

Onde:

u.a. – unidade atômica;

NA – centros do tipo A;

NB – centros do tipo B;

NT – conteúdo total de nitrogênio;

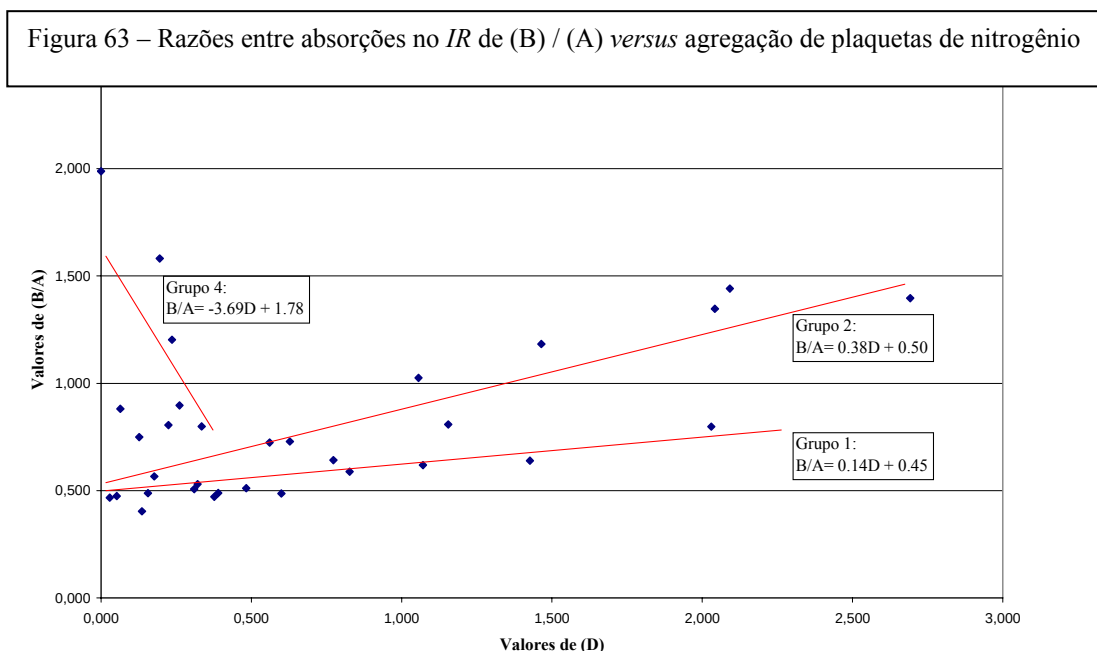
%IaB – porcentagem de centros relacionados ao defeito B;

Classificação espectral segundo Mendelssohn & Milledge (1995).

Baseando-se nas relações entre os conteúdos e a forma de agregação de nitrogênio em diamantes de diferentes partes de Minas Gerais, Chaves *et al.* (2005) reconheceram quatro grupos distintos (Figura 63). As relações entre os estados de agregação entre os centros B e A (B/A) *versus* o conteúdo de plaquetas (D) dos diamantes do rio Macaúbas, são correlacionados aos grupos 1, 2 e 4 de Chaves *et al.* (2005a).

O Grupo 1 se caracterizaria pelo baixo estado de agregação de centros B, provavelmente relacionados geneticamente a condições mantélicas próximas ao limite do campo de estabilidade grafite/diamante, em torno de 150 km de profundidade.

As condições de formação dos grupos 2 e 4 certamente foram a profundidades maiores, requerendo gradientes de temperaturas e pressões também maiores. Nestas condições, as plaquetas de nitrogênio foram parcialmente destruídas e são ausentes nos estados característicos de alta agregação de nitrogênio (centro IaB). Este fato pode ser evidenciado pelo decréscimo ou mesmo desaparecimento de nitrogênio com o aumento progressivo do estado de agregação do Grupo 4.



Taylor *et al.* (1990) aplicaram a equação 3 para construir diagramas que correlacionam conteúdo de N, percentagem de defeitos A, geotermas e tempo de residência. Este tipo de abordagem é feito quando algumas variáveis são conhecidas por meio do estudo de outros elementos de uma população, como por exemplo, idade e temperatura acessadas por meio do estudo de inclusões e xenólitos associados. Os autores mostraram três ensaios para populações de diamantes com conteúdo de N entre 0 e 1250 ppm e residência no manto por períodos de 3.2Ga, 1.6Ga e 0.4Ga. As idades de 3.2 e 0.4Ga são baseadas nas idades conhecidas dos diamantes peridotíticos de Finsch, África do Sul (Richardson *et al.* 1984) e nos diamantes eclogíticos de Argyle, Austrália (Richardson 1986), respectivamente.

Efetuuou-se à comparação dos valores do conteúdo de nitrogênio nos diamantes do rio Macaúbas com os modelos de agregação cinéticos propostos por Taylor *et al.* (1990), segundo o tempo de residência (Figura 64).

Os dados obtidos evidenciam o fato de que a quase totalidade destes diamantes provavelmente remontam a um longo tempo de residência mantélica, com temperaturas de formação superiores a 1050 °C. As isotermas indicam a extensão da conversão A para B em função da concentração total de N. Com o aumento da temperatura, a forma das isotermas muda de linear para logarítmica, o que reflete os termos da equação de Arrhenius a altas temperaturas.

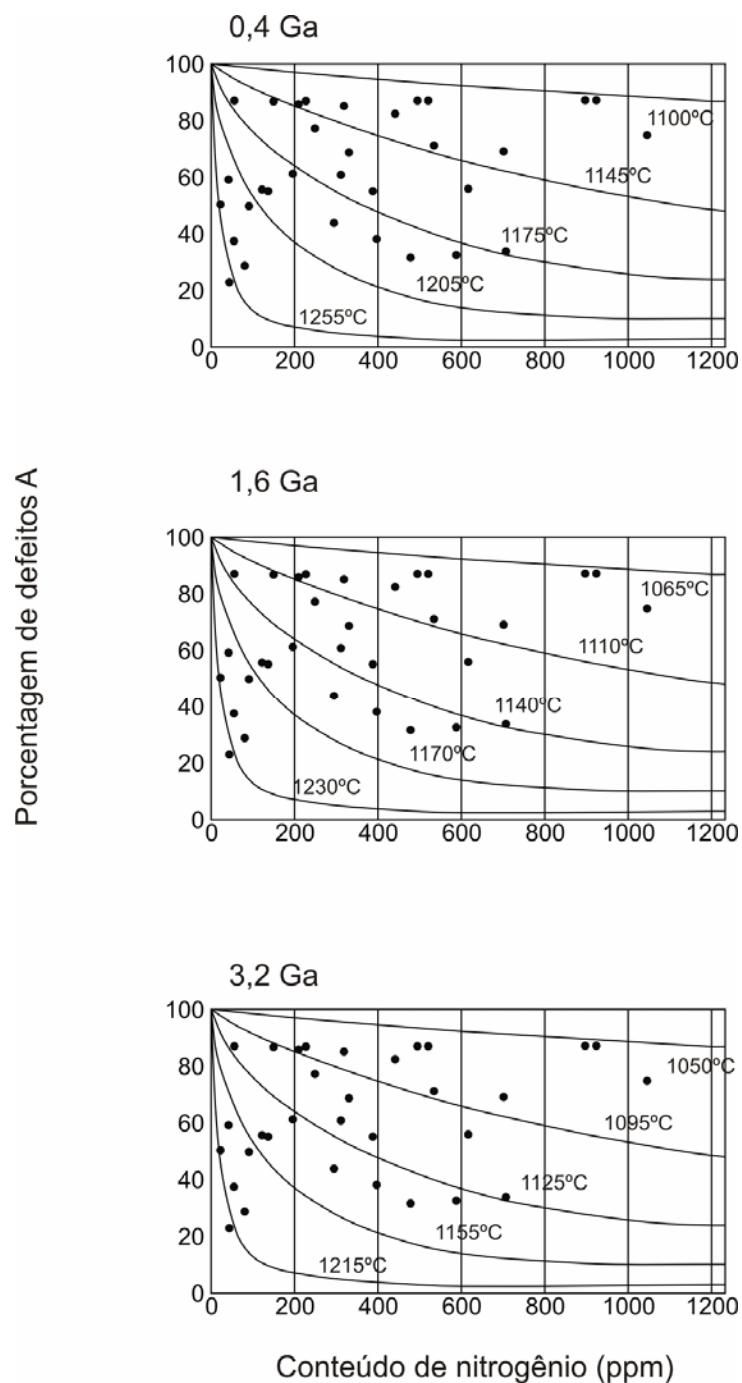


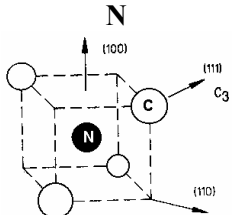
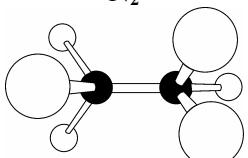
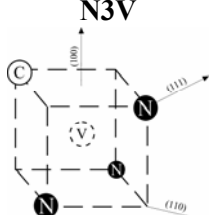
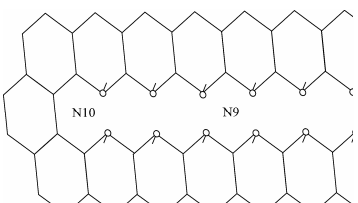
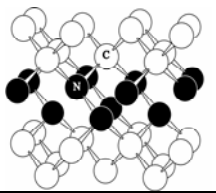
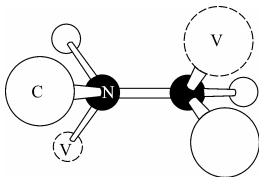
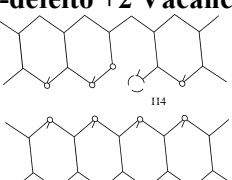
Figura 64 – Resultados do modelo cinético da reação de agregação de $A \rightarrow B$ dos diamantes estudados em uma série de isothermas em gráficos de % de defeitos de A x conteúdo de nitrogênio para tempos de residência no manto de 0.4Ga, 1.6Ga e 3.2Ga (adaptado de Taylor *et al.* 1990).

9.2 Luminescência

A luminescência nos diamantes é causada por vários tipos de centros óticos, cujos elétrons emitem radiação característica (cor da luminescência) ao serem excitados. É referida como fotoluminescência se gerada por incidência de luz visível, ultravioleta e raios X (Wilks & Wilks 1995).

Afora a cor da luminescência/fotoluminescência dos diamantes, registram-se também os espectros de absorção característicos para cada diamante, cujo significado é sumarizado pela Tabela 29.

Tabela 29 - conteúdo e a forma de agregação de nitrogênio nos espectros de luminescência.

Centro	Defeito estrutural	Características
C	N 	P1- centro ESR Absorção: 270nm, Ultravioleta (UV): 1350-1100cm⁻¹ $C_N = 10^{14} - 2 \times 10^{-9} \text{cm}^{-3}$
A	N₂ 	Absorção: 306.5nm, UV: 1282cm⁻¹ $C_N = 10^{17} - 2 \times 10^{21} \text{cm}^{-3}$
N3	N3V 	P2- centro ESR Absorção: Linha <i>de background</i> 415.2, 478, 444nm Luminescência: Linha <i>de background</i> 415.2nm $C_N = 10^{14} - 2 \times 10^{18} \text{cm}^{-3}$
B1	Loops de deslocamento em (111) 	Absorção: Sistemas N9, N10 (236, 230.8, 240, 248nm), UV: 1175cm⁻¹ Banda-A de luminescência azul (440nm) $C_N = 10^{17} - 4 \times 10^{20} \text{cm}^{-3}$
B2	Segregação de plaquetas de nitrogênio em (100) 	Absorção: 263.2, 266.8, 280, 283.4nm, UV: 1370cm⁻¹ Luminescência amarela em 460-700nm, com valor máximo em 520nm $C_N = \text{acima } 1.5 \times 10^{20} \text{cm}^{-3}$
H3	VN2V A-defeito+2 Vacâncias 	Absorção: Linha <i>de background</i> 503nm Luminescência: Linha <i>de background</i> 503nm Aquecimento depois de irradiação (por nêutrons ou elétrons), seguido por novo aquecimento a T> 800°C, ou como resultado de deformação plástica somente em cristais com centros do tipo A.
H4	VN2V B1-defeito +2 Vacâncias 	Absorção: Linha <i>de background</i> 496nm Luminescência: Linha <i>de background</i> 496nm Aquecimento depois de irradiação (por nêutrons ou elétrons), seguido por novo aquecimento a T> 800°C, ou como resultado de deformação plástica somente em cristais com centros do tipo B1.

Centro	Defeito estrutural	Características
S1	N - V	Luminescência: Linha <i>de background</i> 496nm, fracamente em 510.7nm. Defeito paramagnético. Observado somente por fotoluminescência de diamantes Ia+Ib. Concentração deste defeito decresce com o aumento da concentração de centros do tipo A. Característico para diamantes extraídos diretamente de corpos “primários”.
S2	N - V - N	Luminescência em três bandas, com linhas de <i>background</i> em 523.2, 489.1 e 477.6nm. Cristais que contém defeito S2 obrigatoriamente contém centros do tipo B1.
440 nm	NV ₂	Defeito paramagnético. Divacância capturada por um nitrogênio.

Estágios de transformação dos defeitos de nitrogênio no diamante:

I. Paragenético (manto superior, aproximadamente 100Ma)

C ⇒ A, N3

A ⇒ B₁, B₂

II. Epigenético (subsuperfície): irradiação, deformação plástica, aquecimento (N+V)

A ⇒ H3

B₁ ⇒ H4

Foram caracterizados 70 diamantes da bacia do rio Macaúbas (D-1 a D-69), cujas características são apresentadas a seguir:

Tabela 30 – Principais defeitos estruturais obtidos por luminescência e fotoluminescência.

Número de diamantes	Defeitos estruturais obtidos por luminescência e fotoluminescência (%)			
	N3	H3	H4	S1
70	96	83	50	3

A Tabela 31 e as figuras 65 e 66 apresentam algumas das características dos espectros de emissão de luminescência e fotoluminescência exemplificados por 10 diamantes:

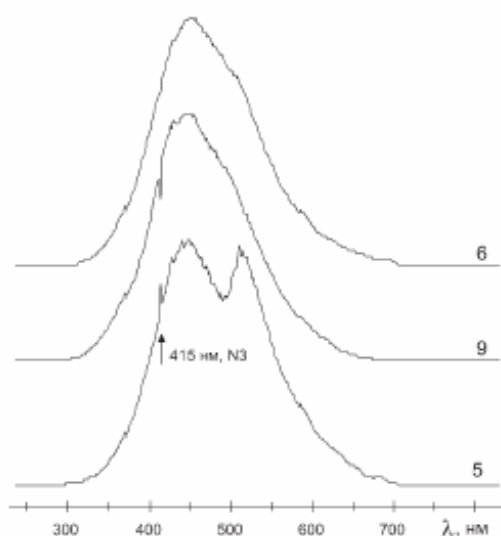


Figura 65 – Espectros de luminescência dos diamantes D-5, D-6 e D-9.

Amostra	Luminescência		Fotoluminescência				
	Intensidade da banda A	Sistema	Cor do espectro	Sistema	Intensidade das linhas		
					N3 415µm	H3 503µm	H4 496µm
D-1	100	Não observado	Verde	N3, H3, H4	3	8	1
D-2	30	N3, reabsorção intensa	Vermelho	N3 550-700µm	-	-	-
D-3	150	N3, reabsorção	Azul	N3	3	-	-
D-4	150	Não observado	Verde	N3, H3, H4	6	6	3
D-5	100	N3, 500-520µm	Verde-amarelado	N3, H3	4	7	-
D-6	500	Não observado	Azul	N3, H3, H4, 490µm	4	3	3
D-7	100	N3, reabsorção	Azul	N3, H3, H4	3	5	3
D-8	150	N3, reabsorção	Azul, verde nas fraturas	N3, H3, H4	5	4	3
D-9	150	N3, reabsorção	Azul	N3, H3, H4	3	2	2
D-10	-	-	Azul	N3, H3, H4	3	1	1

Tabela 31 – característica dos espectros de luminescência/fotoluminescência.

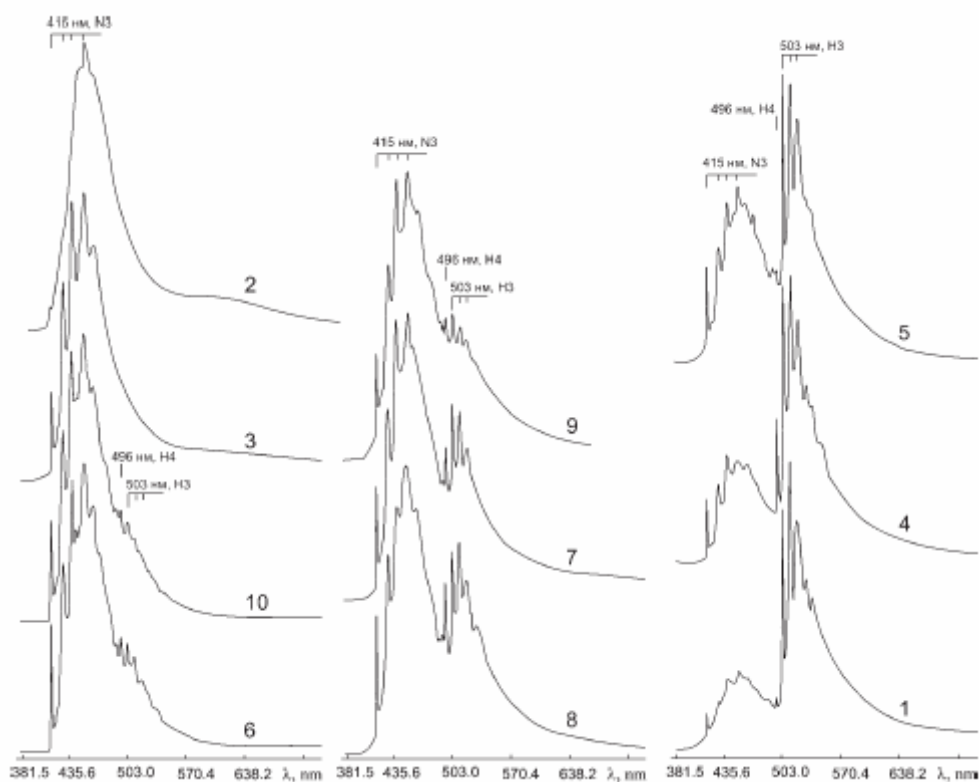


Figura 66 - Espectros de fotoluminescência dos diamantes D-1 a D-10.

Nos espectros de luminescência dos diamantes é notável a emissão da banda A através da recombinação das cores do espectro com máximo em 450nm (Figura 65), com intensidades variáveis de luminescência (Tabela 31). Estes espectros são relacionados à segregação de nitrogênio nos diamantes, na forma de radicais insaturados por três átomos de nitrogênio (N3). Por vezes, são observados espectros superpostos de emissão e absorção de radiação infravermelho (ondas curtas). O diamante D-5 ilustra este fato, com emissão de luminescência verde-amarelada, evidenciada pela recombinação de espectros na região compreendida entre 500-520nm.

Nos espectros de fotoluminescência (medidos a temperatura de 80°K), praticamente todos os diamantes apresentam duas bandas de emissão, nas regiões entre 400 - 490nm e 490 - 570nm. As bandas espectrais formadas por emissão de ondas curtas possuem um componente característico (*phonon-less* em 415.5±0.3nm) e pela repetição de *phonons* em 428.7±0.7, 438.8±0.5, 451±0.5nm e outros), relacionados ao defeito N3 (Figura 66).

As bandas espectrais geradas por emissão de ondas longas são formadas pela superposição das linhas características dos defeitos H3 e H4. O defeito H4 é diagnosticado pelo *phonon-less* em 496nm, enquanto o tipo H3 é caracterizado pela linha 503.2nm e uma série de repetições em 512.3, 520.1nm e outras linhas menos persistentes.

Observa-se um grande predomínio dos defeitos N3, H3 e H4 para os diamantes do rio Macaúbas. O defeito N3 pode ser interpretado como característico das condições mantélicas de formação do cristal, ao passo que os defeitos H3 e H4 registram os processos de subsuperfície de irradiação e/ou aquecimento a que foram submetidos. Interessante notar que uma fração muito pequena dos diamantes apresentaram defeitos do tipo S1, característico para diamantes extraídos diretamente de corpos kimberlíticos (aos exemplos de Yakutia e Arkhangelsk, Rússia) e destruídos ao longo do transporte sedimentar (Lutov *et al.* 2000).

10 – Inclusões

As inclusões minerais nos diamantes foram originalmente divididas em dois grupos: epigenéticas e singenéticas (Orlov 1977).

As inclusões epigenéticas são constituídas por minerais secundários, tipicamente associadas aos processos crustais que ocorreram durante a ascensão dos diamantes à superfície, preenchendo discontinuidades nos diamantes. Estes minerais foram considerados incompatíveis com os xenólitos mantélicos que ocorrem nos kimberlitos. Todas as outras inclusões foram denominadas de singenéticas, ou seja, formadas simultaneamente com o diamante e são usadas como indicadores diretos da composição, temperatura e pressão de formação deste mineral (Orlov 1977).

Meyer (1987) sugeriu uma terceira classe para inclusões formadas antes de serem trapeadas pelo corpo do diamante, designada de protogenética. A distinção entre inclusões singenéticas e protogenéticas só é possível através de métodos analíticos sofisticados.

A Tabela 32 resume as principais inclusões minerais presentes nos diamantes:

Tabela 32 – Classificação das inclusões minerais nos diamantes (modificado de Meyer 1987, Helmstaedt 2002 e Taylor & Arnand 2004).

Proto e/ou singenética		Epigenética	Outras	Fases do manto inferior (b)
Peridotítica	Eclogítica			
Forsterita	Onfacita	Serpentina	Quartzo	<i>TAPP</i> ^e
Enstatita	Piropo-almandina	Calcita	Biotita	CaSiO ₃
Diopsídio	Cianita	Grafita	Flogopita ^d	MgSiO ₃
Cr-piropo	Sanidina	Hematita	Biotita ^d	Ferropériclásio
Cr-espinélio	Coesita	Caolinita	Muscovita ^d	Majorita
Mg-ilmenita	Rutilo	Acmita	Anfíbólio ^d	Stishovita
Sulfetos	Rubi	Richterita	Magnetita ^d	
Zircão	Ilmenita	Perovskita	Apatita ^d	
Diamante	Cromita	Mn-ilmenita	Gás (CO ₂)/líquido ^e	
Ferro nativo	Sulfetos	Espinélio	Topázio ^e	
Sílica <i>carbide</i> ^f	Diamante	Xenotímio	Restos orgânicos ^e	
		Goetita	Ouro ^e	

^a Minerais identificados por difração de raios X e microsonda eletrônica.

^b Stachel (2001).

^c *Tetragonal almandine pyrope phase*.

^d Paragênese incerta.

^e Provavelmente identificado.

^f Leung *et al.* (1996).

^g Helmstaedt (2002).

As inclusões protogenéticas e singenéticas mais comuns nos diamantes possuem as mesmas paragêneses encontradas nos xenólitos que os contém, sendo classificadas em duas classes (Meyer 1987): *i*) peridotítica ou ultramáfica, *ii*) eclogítica. Os diamantes do tipo P (afinidade peridotítica) são caracterizados principalmente pela olivina, cromita, ortopiroxênio, granada e diopsídio, ao passo que os diamantes de afinidade eclogítica (tipo E) são representados pelas granadas da série piropo-almandina e onfacita.

Adicionalmente, estudos desenvolvidos nos últimos anos postularam a existência de outra classe de inclusões minerais singenéticas, de afinidade sublitosférica, cujos minerais teriam sido derivados da zona de transição e do manto inferior, tais como majorita, moissanita, ferro-periclásio e Mg-perovskita (Harte & Harris 1994, Harte *et al.* 1999). Os diamantes que contém tais inclusões foram designados como *deep diamonds* (e.g. Kaminsky *et al.* 2001). Minerais com paragêneses não compatíveis com a formação de diamantes e xenólitos mantélicos não possuem classificação formal e constituem fonte de especulação (Taylor & Arnand 2004).

De acordo com Meyer (1987) e Gurney (1989), em escala mundial, diamantes do tipo P parecem ser mais comuns que os do tipo E, ainda que haja exceções a esta tendência (diamantes dos kimberlitos africanos

de Orapa e Botswana, Sloan, no Colorado (EUA) e no lamproíte de Argyle, Austrália). Contudo, não existe uma associação direta entre a predominância de um determinado tipo de inclusão nos diamantes (peridotítica, eclogítica ou do manto inferior) com os xenólitos agregados pelo mesmo corpo mantélico que os contém (Helmstaedt 2002).

Foram caracterizadas as inclusões de cinco diamantes provenientes da bacia do rio Macaúbas. Os resultados possuem apenas valor qualitativo e, do ponto de vista estatístico, são analisados com ressalvas:

Tabela 33 – Inclusões determinadas nos diamantes do rio Macaúbas.

Diamante	Inclusões			
	Proto-singenética		Epigenética	Outras
	Peridotítica	Eclogítica		
D-10 ^a	Olivina, zircão	-	Barita, jagowerita	Quartzo, ouro
D-11 ^a	-	Rutilo	-	Quartzo
D-12 ^a	-	-	Churchita	Quartzo, clorita
D-40 ^b	Olivina + F	-	-	-
D-82 ^c	Olivina	-	-	-

^aDeterminada através de microsonda eletrônica com sistema de dispersão de energia (*EDS*) acoplado, Instituto de Geologia de Komi – Syktyvkar, Rússia.

^bDeterminada através de foco iônico focado (*FIB*), com sistema de dispersão de energia (*EDS*) acoplado ao microscópio de transmissão eletrônica (*TEM*), GeoForschungsZentrum – Potsdam, Alemanha.

^cDeterminada através de microscopia eletrônica Raman, Instituto de Física, Icx/UFGM (Chaves *et al.* 2005a).

Para efeito prático, as inclusões presentes nas classes “epigenética” e “outras” podem ser consideradas como sendo geradas pelos mesmos processos e posteriores à formação do diamante, uma vez que preenchem fraturas nos diamantes estudados e são incompatíveis com as paragêneses mantélicas.

A Figura 67 mostra cinco inclusões de olivina presentes no diamante D-40, dispostas no plano do octaedro (111). Um dos cristais de olivina foi retirado (*foil*) para observação detalhada do contato entre a inclusão com a matriz de diamante, através do microscópio de transmissão eletrônica (*TEM*). Ao longo da interface olivina-diamante, ocorre uma zona amorfa preenchida por flúor. O mapa químico desta região, obtido através do dispositivo de perda de energia (*EDS*), mostra enriquecimento de flúor ao longo da borda, cujo traço regular sugere uma descontinuidade penecontemporânea com a formação do cristal no qual o flúor foi trapeado no corpo do diamante.

Estimativas de pressão e temperatura sugerem valores em torno de 4.8GPa e 1100°C, respectivamente (comunicação verbal, Dr. Ofra Klein Ben David, Instituto Geológico de Jerusalém, Israel). Ainda segundo este pesquisador, o flúor é raro como inclusão em diamantes e as implicações decorrentes de sua presença não são bem estabelecidas.

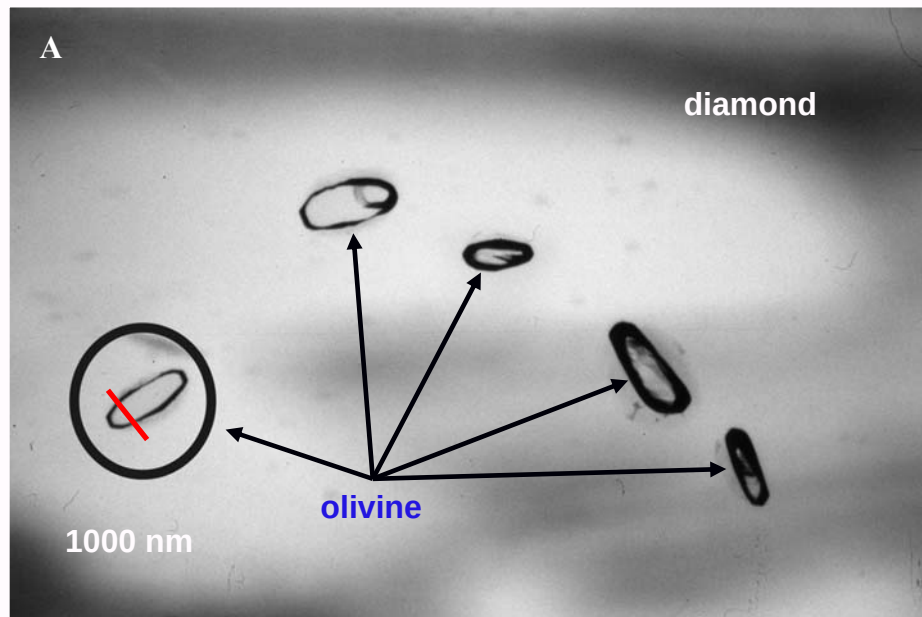


Figura 67 – A) Inclusões de olivina dispostas no plano octaédrico. B) região de contato inclusão-diamante. C) mapa químico (EDS) da olivina (linhas espectrais $K\alpha$ Mg, $K\alpha$ Fe, $K\alpha$ Si).

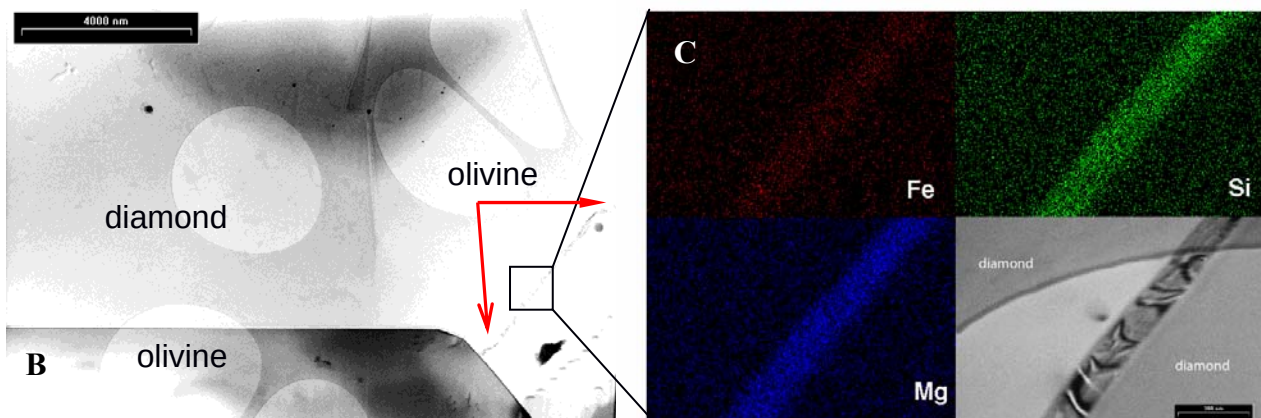
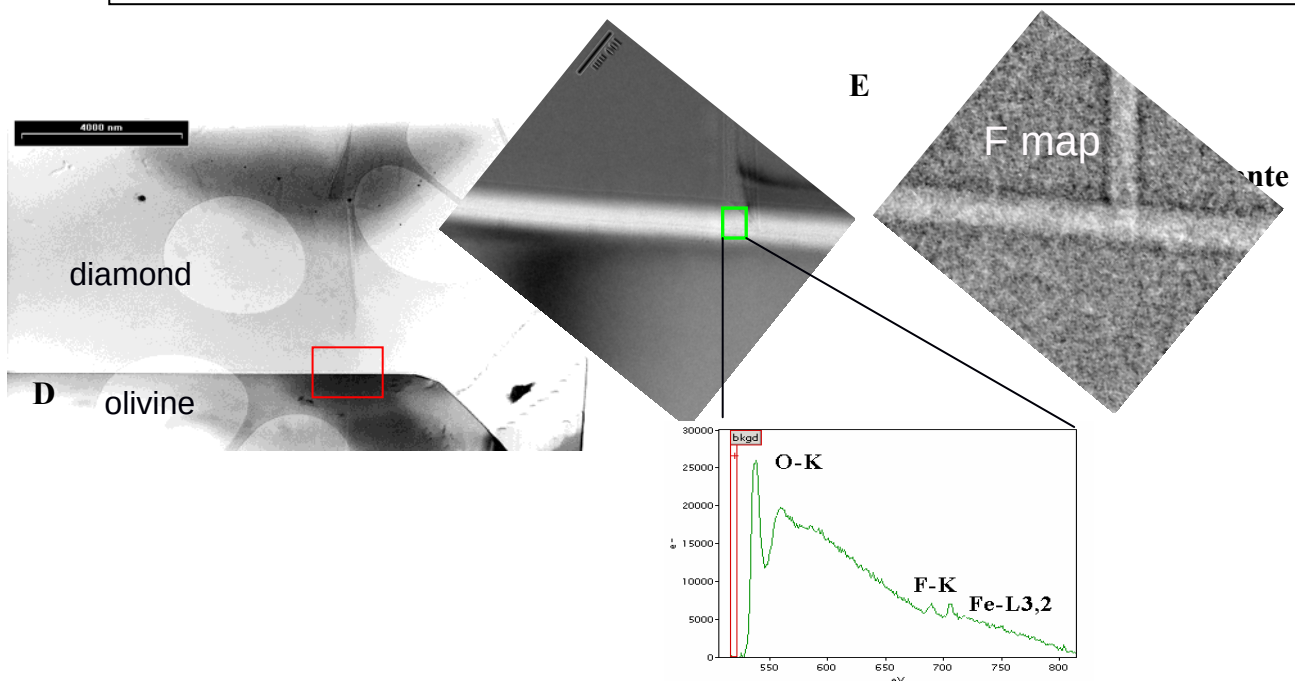


Figura 67 - D) detalhe do contato, acrescida de uma inclusão de KCl, E) mapa químico mostrando a existência de flúor (F) entre a olivina e o diamante.



11 – Isótopos de carbono¹

A composição de $\delta^{13}\text{C}$ dos diamantes encontra-se entre + 3 e - 35‰, com predominância de análises em torno de - 5‰, correspondente à assinatura isotópica atribuída ao manto primordial (Figura 68). A distribuição de $\delta^{13}\text{C}$ é correlacionada à paragênese dos diamantes onde associações eclogíticas abrangem todo o espectro de variação enquanto diamantes peridotíticos concentram-se entre 0 e -10‰ (Cartigny *et al.* 1999). A distribuição de $\delta^{13}\text{C}$ para diamantes é comparada com a de meteoritos, carbonatos e matéria orgânica na Figura 60. A comparação com sedimentos é comumente feita para relacionar a assinatura leve de $\delta^{13}\text{C}$ encontrada em diamantes eclogíticos com sedimentos subductados. Outros modelos para explicar a variação isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ dos diamantes são heterogeneidade mantélica; fracionamento isotópico e associação mineralógica peridotítica ou eclogítica (Kirkley *et al.* (1991), Navon (1999), Deines *et al.* (2001) e Cartigny *et al.* (1998b e 2001):

1) Carbono reciclado

Argumentos favoráveis ao modelo de subducção de carbono para explicar a assinatura leve de $\delta^{13}\text{C}$ nos diamantes eclogíticos são i) similaridade entre a composição isotópica destes diamantes e a de sedimentos e matéria orgânica (Figura 60), ii) correlação entre formação de eclogitos e placas oceânicas subductadas (Kesson e Ringwood 1989, Kirkley *et al.* 1991, Eldridge *et al.* 1991, Jacob *et al.* 1994, Nisbet *et al.* 1994) e iii) assinatura isotópica de nitrogênio positiva (afinidade sedimentar) para diamantes com baixo $\delta^{13}\text{C}$ (-19.4 a -9.5‰; Boyd e Pillinger 1994). Argumentos contrários a este modelo são: i) formação de eclogitos por outros processos além da subducção de placas oceânicas (Snyder *et al.* 1997) e ii) ausência de assinatura isotópica sedimentar de nitrogênio em alguns diamantes eclogíticos com $\delta^{13}\text{C}$ leve (Cartigny *et al.* 1998a e 2001).

2) Heterogeneidade mantélica

A variação isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ é atribuída à heterogeneidade mantélica devido à similaridade entre o intervalo isotópico de carbono de diamantes e de meteoritos (Deines 1980 e Deines *et al.* 1987). Em estudo recente dos diamantes peridotíticos de Venetia (África do Sul), cuja composição isotópica de C encontra-se entre -2.23 e -18‰, Deines *et al.* (2001) reafirmam este modelo e alegam ser improvável que a grande variação composicional isotópica do material que formou a Terra tenha sido homogeneizada em pequena escala espacial.

Cartigny *et al.* (1998) argumentam contra este modelo baseados na pequena variação de $\delta^{15}\text{N}$ em diamantes cuja variação isotópica de carbono é ampla. Considerando que meteoritos (rocha total) apresentam intervalo de $\delta^{15}\text{N}$ de mais de 100 ‰ e porque o nitrogênio é menos abundante que o carbono no manto, esses autores sugerem que os isótopos de N deveriam ser mais sensíveis à heterogeneidade primordial do manto se comparados ao carbono.

¹ Parcialmente baseado em Araújo (2002).

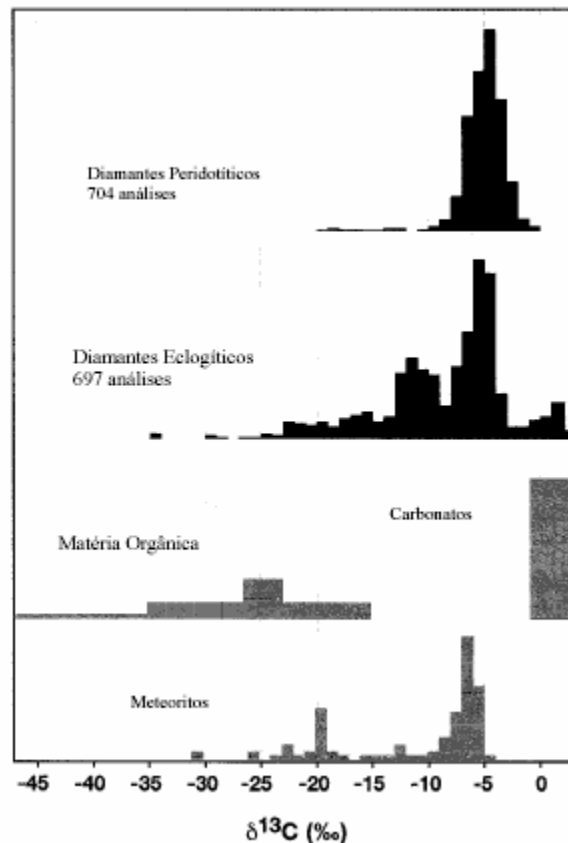


Figura 68 – Variação de valores de $\delta^{13}\text{C}$ para diamantes peridotíticos e eclogíticos, sedimentos (matéria orgânica e carbonatos) e meteoritos (Cartigny *et al.* 1999).

3) Fracionamento isotópico

O modelo de fracionamento isotópico de carbono sob alta temperatura é baseado na evolução de um sistema C-H-O com extração contínua de líquido ou fluido. Este processo é denominado destilação Rayleigh (Javoy *et al.* 1986, Galimov 1991).

Cartigny *et al.* (1998a) adotam o fracionamento isotópico e a desgaseificação de CO_2 para explicar a distribuição isotópica de carbono de diamantes eclogíticos e peridotíticos. Os autores consideram que a cristalização do diamante na litosfera ocorre a partir de líquidos carbonatíticos ascendentes derivados da astenosfera, que são submetidos a condições mais redutoras, entre os tampões WM e IW. A evolução de $\delta^{13}\text{C}$ no reservatório de carbono ocorreria devido ao escape de CO_2 e não à precipitação de diamante.

A assinatura isotópica de carbono de diamantes eclogíticos e peridotíticos é explicada pelo comportamento distinto de líquidos carbonatíticos em ambas paragêneses. Para um peridotito, a olivina reage com CO_2 produzido a partir de carbonatos ($2\text{CO}_2 + 2\text{Mg}_2\text{SiO}_4 \rightarrow \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 + \text{MgCO}_3$) para formar carbonato novamente. O carbono oxidado permanece estável apenas como carbonato e nenhum efeito isotópico ocorre no reservatório antes da precipitação do diamante. Para eclogitos, a ausência da olivina possibilita a existência de carbonatos e fluidos contendo CO_2 . Neste caso, a evolução do líquido carbonatítico pela perda de CO_2 resulta num resíduo empobrecido em ^{13}C , produzindo a assinatura mais leve de $\delta^{13}\text{C}$.

Deines *et al.* (2001) alegam que o efeito da perda de CO₂ pelo sistema provocaria um espectro contínuo de variação de $\delta^{13}\text{C}$. Suítes de diamantes com larga, mas descontínua variação isotópica de carbono, não poderiam ser explicadas por este processo.

O fracionamento isotópico envolvendo equilíbrio (*batch equilibrium*; onde o CO₂ é produzido e perdido por etapas) sob alta temperatura é pequeno e deve ser responsável por um fracionamento máximo de 3 a 5 ‰ (Galimov 1991). Este deve ser o fracionamento esperado para a precipitação do diamante, cujo sistema isotópico irá evoluir de acordo com o composto de carbono do sistema. Toma-se como exemplo a precipitação de diamante a partir de CO₂ e CH₄. O diamante é mais enriquecido em ¹³C do que o CH₄ e mais empobrecido do que o CO₂. A precipitação de diamante a partir de CH₄ provoca a diminuição de ¹³C no resíduo e com a evolução da precipitação espera-se que composição isotópica do diamante torne-se cada vez mais leve. Já para a precipitação a partir do CO₂, espera-se o efeito oposto. O intervalo de temperatura experimentado por Craig (1953), entretanto, é restrito (273 e 600°K), e o fracionamento isotópico tende a diminuir com o aumento da temperatura. É importante notar que diversos fatores são envolvidos no fracionamento isotópico como o fator de fracionamento entre as fases envolvidas, a proporção entre as fases, a possível transformação do carbono entre uma fase e outra (efeito reservatório), pressão, a composição isotópica do reservatório e a fugacidade de oxigênio (Deines 1980). Todas essas variáveis tornam difícil o modelamento isotópico da precipitação do diamante.

4) Associação mineralógica

Uma alternativa ainda em formulação para a assinatura isotópica distinta entre diamantes peridotíticos e eclogíticos está relacionada à capacidade de fases minerais silicáticas incorporarem carbono (Deines *et al.* 2001). O piroxênio seria capaz de dissolver mais carbono em relação à olivina, provocando uma dependência entre a paragênese em que o diamante está precipitando e a sua distribuição isotópica (Deines *et al.* 2001).

Foram caracterizados apenas dois diamantes com relação à composição isotópica de carbono. Ainda que estes dados não possuam valor estatístico, tomou-se o cuidado de analisar diamantes com paragêneses conhecidas, efetuando-se a repetição das análises em diferentes setores do mesmo cristal:

Tabela 34 – Distribuição de isótopos de carbono nos diamantes D-10 e D-11

Diamante ^a	Paragênese	Valores de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}\text{‰}_{\text{PDB}}$)
D-10	Peridotítica	-6.25
D-10	Peridotítica	-6.23
D-11	Eclogítica	-26.99
D-11	Eclogítica	-17.7
D-11	Eclogítica	-8.1
D-11	Eclogítica	-8.0

^aAnálises realizadas na Universidade Estatal de Moscow, Rússia.

O diamante D-10, de afinidade peridotítica, apresentou o mesmo conteúdo isotópico de carbono, em acordo com o fracionamento isotópico proposto por Cartigny (1998a), segundo a qual a olivina reage com CO₂ produzido a partir de carbonatos para formar carbonato novamente. O carbono oxidado permanece estável apenas como carbonato e nenhum efeito isotópico ocorre no reservatório antes da precipitação do diamante.

Contudo, o diamante D-11, de afinidade eclogítica, mostrou uma grande variação no padrão isotópico (-8.0 a -26.99 $\delta^{13}\text{C}\%$). Várias interpretações são dadas para este fenômeno, incluindo o efeito cinético durante o crescimento do diamante sob diferentes condições (e.g. Cartigny *et al.* 1999, Deines *et al.* 2001) ou mudanças rápidas na fonte do fluido durante a formação do cristal (e.g. Deines 2002, Bulanova *et al.* 2002, Hauri *et al.* 2002).

V.3 – Resumo geral sobre os levantamentos realizados nos diamantes da bacia do rio Macaúbas:

A) Através dos parâmetros contidos na Tabela 1, 496 diamantes foram estudados diretamente nos sítios de extração com auxílio de lupa binocular (até 60 X aumento) e microscópio petrográfico, apresentando as seguintes características:

- 1 – peso: predominam largamente (75%) pedras de pequena quilatagem (até 0.20ct);
- 2 – qualidade gemológica: segundo o agrupamento em categorias de cor e pureza, grande parte dos diamantes estudados podem ser considerados como sendo de qualidade intermediária a inferior. Estes dados diferem dos diamantes oriundos do Supergrupo Espinhaço (e.g. Karfunkel *et al.* 1996, Chaves *et al.* 1997);
- 3 – aparência: admite-se que a formação de superfície *frosting* em diamantes deve estar relacionada a processos de corrosão, representando uma feição magmática tardia (e.g. McCallum *et al.* 1994, Meyer *et al.* 1997). Grande parte dos diamantes da bacia do rio Macaúbas (77%) não apresentam esta feição;
- 4 – *radiation spots*: representam o resultado da emissão de radiação α a partir de minerais de U, Th ou K presentes nos sítios de sedimentação (Vance *et al.* 1973). Aproximadamente 65% dos diamantes da bacia do rio Macaúbas apresentam *radiation spots* de diferentes colorações e formas, predominando os de coloração preta (23%) e esverdeados (26%);
- 5 – capa: até o presente, a origem de capeamento nos diamantes não é bem estabelecida (e.g. Chaves *et al.* 1996). Apenas 23 do montante de diamantes caracterizados (representando aproximadamente 5% do total), apresentaram algum tipo de capa, um número extremamente baixo se comparado aos diamantes atribuídos ao Supergrupo Espinhaço (Chaves *et al.* 2001);
- 6 – jaças: interpretadas como fraturas internas devido a expansão/contração volumétrica provocadas por variações de pressão e temperatura durante ou após a formação do diamante (Orlov 1977). Aproximadamente 85% dos diamantes caracterizados possuem algum tipo de jaça;
- 7a – morfologia externa, dissolução e figuras de superfície: a metodologia adotada para a descrição *in situ* da morfologia externa e das figuras de superfície presentes nos diamantes da bacia do rio Macaúbas, seguiram, principalmente, os elementos apresentados em Orlov (1977), aos quais foram parcialmente adaptados para o esquema proposto por McCallum *et al.* (1994). Observou-se que um número significativo de pedras possuem forma romobododecaédrica (em torno de 53%), seguido por octaedros (20%), cristais sem forma definida (ou

irregulares, 19%), geminados (5%) e de hábitos transicionais (3%). Dentre as figuras de superfície mais comuns, *lamination lines* estão presentes em 78% dos diamantes, *trigons* em aproximadamente 38% dos cristais, *hillocks* em bloco e em forma de pirâmide foram observados em 42% e 60% das pedras, respectivamente. Num primeiro momento, todas estas feições foram consideradas como produtos da dissolução natural que ocorrem nos diamantes;

8 – estado cristalino: em torno de 51% dos diamantes da bacia do rio Macaúbas apresentam-se clivados. Deste percentual, aproximadamente 88% exibem algum tipo de figura de superfície no plano de clivagem, denominada de clivagem primária, conforme a seqüência de eventos magmáticos proposta por Robinson *et al.* (1989) e McCandless *et al.* (1994). O estado cristalino dos diamantes da bacia do rio Macaúbas difere significativamente dos diamantes do Supergrupo Espinhaço (*e.g.* Karfunkel *et al.* 1996);

B) Os estudos de laboratório se basearam na qualificação e na quantificação dos seguintes parâmetros:

7b - morfologia externa, dissolução e figuras de dissolução: estudos recentes (*e.g.* Evdokimov *et al.* 2001) atestam que estágios superpostos de crescimento e dissolução podem ocorrer num mesmo cristal de diamante, exibindo exatamente as mesmas figuras de superfície determinadas como feições típicas de dissolução por trabalhos anteriores (*e.g.* Kukhareno 1954, Uruovskaya & Orlov 1964, Orlov 1977). A correta determinação da morfologia externa dos diamantes e das figuras de superfície só é possível segundo o método das projeções goniométricas das superfícies dos cristais. Todos os 47 diamantes analisados neste estudo apresentam longa história de residência no manto, evidenciado pelas modificações morfológicas devido ao significativo desvio da cinética de equilíbrio crescimento↔dissolução;

9 – nitrogênio: é o principal elemento que substitui o carbono na estrutura do diamante, cuja forma de ocorrência evidencia o estado de agregação, podendo ser relacionada a parâmetros geológicos, tais como tempo de residência mantélica e temperatura. Dois métodos foram usados para caracterizar o conteúdo de nitrogênio nos diamantes:

9.1 – Infravermelho (IR): as relações entre os estados de agregação entre os centros B e A (B/A) *versus* o conteúdo de plaquetas (D) dos diamantes do rio Macaúbas, foram correlacionados aos grupos 1, 2 e 4 de Chaves *et al.* (2005). O Grupo 1 se caracterizaria pelo baixo estado de agregação de centros B, provavelmente relacionado a condições mantélicas próximas ao limite do campo de estabilidade grafite/diamante, em torno de 150km de profundidade. As condições de formação dos grupos 2 e 4 certamente foram a profundidades maiores, requerendo gradientes de temperaturas e pressões também maiores.

Os dados obtidos através da comparação entre o conteúdo de nitrogênio nos diamantes do rio Macaúbas com os modelos de agregação cinéticos propostos por Taylor *et al.* (1990), evidenciam que a quase totalidade destes diamantes provavelmente remontam a um longo tempo de residência mantélica, com temperaturas de formação superiores a 1050°C. As isotermas indicam a extensão da conversão A para B em função da concentração total de nitrogênio. Com o aumento da temperatura, a forma das isotermas muda de linear para logarítmica, o que reflete os termos da equação de Arrhenius a altas temperaturas.

9.2 – Luminescência/fotoluminescência: para grande parte dos diamantes estudados, predominam os defeitos N3, H3 e H4. O defeito N3 pode ser interpretado como característico das condições mantélicas de formação do cristal, ao passo que os defeitos H3 e H4 registram os processos de subsuperfície de irradiação e/ou aquecimento a que foram submetidos. Apenas três diamantes apresentaram defeito do tipo S1, característico para diamantes extraídos diretamente de corpos kimberlíticos (aos exemplos de Yakutia e Arkhangelsk, Rússia), sendo destruídos ao longo do transporte sedimentar.

10 – inclusões: foram caracterizadas as inclusões de apenas cinco diamantes da bacia do rio Macaúbas, cujos resultados possuem somente valor qualitativo. Três diamantes apresentaram paragênese peridotítica, um cristal possui afinidade eclogítica e em um cristal não foi possível de se determinar inclusões do tipo proto-singenéticas. As inclusões presentes nas classes “epigenética” e “outras” foram consideradas como sendo geradas por processos posteriores à formação do diamante, uma vez que preenchem fraturas nos diamantes estudados e são incompatíveis com as paragêneses mantélicas.

O diamante D-40 apresentou cinco inclusões de olivina dispostas no plano do octaedro (111), sendo examinado um destes cristais através do método *FIB-TEM*. O mapa químico na região de contato diamante-olivina mostra enriquecimento de flúor ao longo desta borda, cujo traço regular sugere uma descontinuidade penecontemporânea com a formação do cristal, na qual o flúor foi trapeado no corpo do diamante. Estimativas de pressão e temperatura sugerem, respectivamente, valores em torno de 4.8GPa e 1100°C, cujas implicações decorrentes da presença de flúor não são ainda bem estabelecidas (comunicação verbal, Dr. Ofra Klein Ben David, Instituto Geológico de Jerusalém, Israel);

11 – isótopos de carbono: apenas dois diamantes foram analisados com relação à composição isotópica de carbono e não possuem valor estatístico. O diamante D-10, de afinidade peridotítica (inclusão de olivina), não apresentou variações significativas no conteúdo isotópico de carbono. Segundo o modelo de fracionamento isotópico proposto por Cartigny (1998a), a olivina funcionaria como um regulador isotópico de carbono através da reação com carbonatos, não sendo verificado nenhum efeito sobre o reservatório antes da precipitação do diamante.

O diamante D-11, por outro lado, possui paragênese eclogítica, apresentando uma grande variação no padrão isotópico (-8.0 a -26.99‰¹³C). Este fenômeno não é totalmente estabelecido, existindo diferentes hipóteses para sua ocorrência: *i*) efeito cinético durante o crescimento do diamante sob diferentes condições (*e.g.* Cartigny *et al.* 1999, Deines *et al.* 2001), ou *ii*) mudanças rápidas na fonte do fluido durante a formação do cristal (*e.g.* Deines 2002, Bulanova *et al.* 2002, Hauri *et al.* 2002).

CAPÍTULO VI – CARBONADO

O diamante ocorre também sob diferentes formas policristalinas, sendo conhecidas as variedades stewartita, framesita, ballas, bort e carbonado (Collinson 1998). Estas variedades são geralmente porosas, de cores escuras e formas irregulares a subédricas (Trueb & Buttermann 1969, Jaynes 1978).

O carbonado caracteriza-se por ser um agregado de microdiamantes, cujos microcristais variam de diâmetro, de 20 a maiores que 500µm (De *et al.* 1998). Distribuem-se aleatoriamente no corpo do mineral, resultando numa dureza relativa maior do que a do diamante monocristalino (Orlov 1977).

O primeiro relato científico sobre o carbonado como uma variedade do diamante é atribuída ao francês Dumas des Cloizeaux 1855: “...uma substância proveniente de Borné, de coloração negra e mais dura que o diamante, foi levada à Academia de Ciências de Paris para que fosse submetida a testes ópticos. Após 24 horas de trabalho contínuo, não conseguiu-se polir uma única das pontas. Esta espécie foi denominada de “diamante de natura” por M. Dumas, antigo nome dado pelos comerciantes aos diamantes que não são susceptíveis ao polimento nem à clivagem, e que são reservados para fazer pó de diamante.”

A descoberta de carbonado no Brasil remonta ao ano de 1843, em aluviões próximos à cidade de Sincorá (BA), localizada na região da Chapada Diamantina (Leonardos 1937). Segundo este autor, em algumas localidades desta área observou-se que mais de 50% da produção era constituída por carbonado, sendo a região da Chapada Diamantina a maior produtora mundial de carbonado desde longa data, com destaque para a descoberta da maior amostra policristalina de diamante encontrada até hoje, o “Carbonado do Sérgio”, que pesou 3150ct de Lisboa ou 3227.4ct métricos (Prof. F. Renger, comunicação verbal).

De acordo com Moraes (1934), provavelmente a segunda área mais importante na produção de carbonado no Brasil é a região abrangida pelo curso médio do rio Jequitinhonha e seus afluentes, em Minas Gerais: rios Macaúbas, Congonhas e Itacambirucu. Outras ocorrências foram registradas por Moraes (1934) nos rios Abaeté e Acari (região do Alto Paranaíba), assim como na Lavra do Deodato (Grão Mogol) e nas serras da Tropa (Cristália) e de São Romão (região da bacia do rio São Francisco). Abreu (1965) reporta a recuperação de um carbonado no rio Abaeté pesando 827.5ct. Outras ocorrências são reportadas na região de Juína (MT), rio Tibagi (PR) e em Roraima.

Em escala mundial, as maiores ocorrência de carbonado situam-se na região da Chapada Diamantina e na porção central do continente africano (Ubangi), com registros de descobertas localizadas na Venezuela (região de Gran Sabana) e no leste da Austrália (Kaminsky 1987).

VI.1 – Gênese

Em termos genéticos, o carbonado é distinto de todas as demais variedades policristalinas do diamante, cuja formação possivelmente deve estar relacionada a alguma fonte independente de carbono cristalizada sob condições muito específicas (Orlov 1977). Ao contrário das variedades stewartita e framesita, encontradas em

corpos kimberlíticos (De *et al.* 1998), o carbonado ocorre estritamente associado a diamantes monocristalinos, em aluviões antigos e recentes (*e.g.* Moraes 1934, Leonardos 1937, Trueb & Wys 1971).

O carbonado particulariza-se por ser um agregado policristalino de coloração escura, com forma irregular, poroso (razão pela qual possui densidade inferior à dos diamantes monocristalinos), cujas características físicas e químicas o tornam único dentre as variedades policristalinas do diamante:

- apresenta extrema dureza e alta condutividade termal se comparado aos diamantes monocristalinos. Devido à falta de orientação cristalográfica dos microcristais de diamante que o compõem, o carbonado é mais resistente à propagação de clivagens e fraturas e tende a se desgastar de forma mais uniforme do que os monocristais (Wentfort *et al.* 1980);

- a composição dos minerais inclusos na matriz e nos poros do carbonado é muito diferente daqueles encontrados em diamantes monocristalinos e é classificada em dois tipos (Gorshkov *et al.* 1997a, De *et al.* 2001): *i*) fases minerais altamente redutoras dentro dos microdiamantes, representadas, dentre outras, por ferro nativo, SiC e ligas metálicas de Ni-Pt, sendo relacionados aos processos primários de formação do carbonado, *ii*) florencita, ortoclásio, quartzo, e caolinita, que preenchem os espaços inter-poros e são considerados como minerais de origem secundária;

- as razões entre isótopos estáveis de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) do carbonado situam-se entre -23‰ a -30‰ (relativo ao padrão PDB), e correspondem ao mesmo intervalo isotópico da matéria orgânica, sendo também mais leve que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ para diamantes monocristalinos (*e.g.* Orlov 1977, Vinogradov *et al.* 1996);

- as concentrações dos gases nobres Xe, Kr, Ne e ^4He nos carbonados são similares às da atmosfera atual e muito superiores aos valores encontrados em diamantes monocristalinos e xenólitos mantélicos, o que poderia ser indicativo de uma fonte crustal para o carbono que os originou. Em geral, observa-se também uma concentração muito alta de elementos radiogênicos associados ao carbonado, sugerindo uma associação com ambientes ricos em U e Th durante sua formação (Ozima *et al.* 1991).

Devido a estas propriedades, uma série de especulações sobre a gênese do carbonado tem sido levantada ao longo dos anos. Alguns autores sugerem que o carbonado teria se originado pela transformação de matéria orgânica carregada para o manto superior através de zonas de subducção, o que explicaria a assinatura isotópica leve de carbono e a grande concentração de gases nobres (*e.g.* Frantsesson & Kaminsky 1975, Robinson 1978, Kagi *et al.* 1994, Milledge *et al.* 1996). Argumentos contrários a este modelo baseiam-se no fato de que se o carbonado é realmente um produto da transformação de matéria orgânica em zona de subducção, deveria apresentar alguma(s) característica(s) semelhante(s) aos diamantes do tipo E, o que não se verifica (De *et al.* 1998). As evidências apontam para uma discrepância entre as paragêneses minerais presentes no carbonado e em diamantes eclogíticos (*e.g.* Kirkley 1998), ausência de carbonado em zonas de subducção antigas e atuais e a incompatibilidade entre o elevado grau de porosidade exibida por esta variedade e as altas pressões envolvidas nos processos de subducção (De *et al.* 2001).

Um modelo alternativo considera a possibilidade da cristalização de microcristais de diamante a partir da fissão radiogênica de U e Th numa matriz rica em carbono (*e.g.* Kaminsky 1987, Ozima *et al.* 1991, Chaves *et*

al. 2005b). Contudo, esta hipótese também tem sido questionada. Daulton & Ozima (1996) examinaram material proterozóico (em torno de 1.8 Ga), carbonoso e extremamente rico em urânio (ao redor de 5% em peso de UO_2). Mesmo sob estas circunstâncias, consideradas ideais para a formação de carbonado, os diamantes produzidos pela fissão nuclear de urânio não ultrapassaram 50nm de diâmetro, dimensão inferior aquela observada nos microdiamantes que constituem o carbonado.

Uma outra explicação controversa advoga impactos de meteoro na formação do carbonado (*e.g.* Smith & Dawson 1985, Yezerskiy 1986). Neste cenário, matéria orgânica ou grafita, presentes na superfície terrestre, seriam convertidos em diamantes pelo metamorfismo de choque com os corpos extra-terrestres, talvez a partir de microdiamantes contidos no próprio meteoro que serviram como centros de nucleação para o desenvolvimento de outros microcristais (Haggerty 1996). Este modelo explicaria não só a assinatura isotópica leve de carbono, mas também as inclusões minerais tipicamente crustais observados nos poros do carbonado. Diamantes gerados pelo metamorfismo de choque entre meteoros e a superfície terrestre (impactitos) são bem determinados no Cânion do Diabo (EUA) e em Popigai (Rússia), sendo os impactitos menores e menos coesos do que o carbonado (De *et al.* 1998). Adicionalmente, os impactitos são constituídos por lonsdaleíta, polimorfo do carbono com estrutura hexagonal, raros no carbonado (*e.g.* Shibata *et al.* 1993).

Os modelos atuais para a formação de diamantes naturais (mono ou policristalinos) baseiam-se no conjunto de informações mineralógicas, geoquímicas e petrológicas (*e.g.* Bulanova 1995). Com o desenvolvimento tecnológico dos processos de síntese de diamantes em laboratório, a partir da década de 1950, pôde-se qualificar e quantificar as condições de pressão, temperatura e composição do meio para a formação de diamantes (Burns & Davies 1997). Levando-se em consideração que diamantes naturais não se formam somente a partir de fusões silicatadas (*e.g.* Gorshkov *et al.* 1997b, Makeev & Filippov 1999), supõe-se que os mecanismos e condições de formação de diamantes naturais possuam muitas similaridades com os processos de síntese deste mineral a partir da influência de metais como catalisadores das reações de nucleação de diamantes em laboratório (*e.g.* Bulanova & Spetsius 1991, Samoilovich *et al.* 2000, Petrovsky *et al.* 2004, Sukharev *et al.* 2005).

As primeiras idéias sobre as condições de formação do carbonado em laboratório foram apresentadas por Wentfort & Bovenkerk (1961), referindo-se à ocorrência de diamantes policristalinos formados a altas pressões (130kbar) e temperaturas (1700°C) na presença de um catalisador de Fe-Ni. Nessas condições, substancialmente acima da curva de equilíbrio diamante-grafita, no diagrama de fases do carbono, a razão de nucleação é muito alta, tendo como resultado a formação de um grande número de cristais pequenos e imperfeitos. Os referidos autores notaram a presença destes “carbonados sintéticos” oclusos no catalisador metálico e na grafita. Com base nestas observações, Wentfort & Bovenkerk (1961) concluíram que o carbonado natural deveria se formar por processos de resfriamento rápido a altas pressões, ou então por um aumento súbito na pressão a temperaturas moderadamente altas, em um ambiente plutônico favorável.

Gorshkov *et al.* (1997a) encontraram goyazita, anatásio, brookita e rutilo em carbonados da Chapada Diamantina. O rutilo foi considerado singenético com o carbonado, enquanto que os demais minerais seriam

epigenéticos. A goyazita representaria o produto da alteração da apatita e do antásio no kimberlito, concentrando grande parte dos Elementos Terras Raras (ETR).

Os resultados obtidos em carbonados da Chapada Diamantina por Makeev *et al.* (2001) e Iwanuch *et al.* (2005a), vão de encontro às assertivas de Gorshkov *et al.* (1997b) e Gorshkov *et al.* (1998), segundo as quais o carbonado teria se formado em condições de pressão e temperatura inferiores à do diamante natural, durante o processo de intrusão do fluidizado kimberlítico.

Agregados policristalinos com microestrutura e propriedades mecânicas similares às do carbonado natural foram sintetizados na antiga União Soviética, remontando a 1969 o ano da primeira síntese de “carbonado sintético”, usando o sistema metal-catalisador (Petrovsky *et al.* 2004). Desde então, uma série de pesquisas têm sido realizadas nesta direção, objetivando entender os mecanismos que atuaram na gênese de carbonados naturais e sintéticos, os quais envolvem interesses das ciências geológicas e da engenharia de materiais.

Desde o início deste projeto de doutoramento, foram realizados estudos comparativos entre carbonados sintéticos e naturais provenientes do rio Macaúbas e das regiões da Chapada Diamantina e de Juína, acrescidos dos diamantes com películas metálicas da região dos Montes Urais (Instituto de Geologia de Komi, Syktyvkar-Rússia). Os resultados destas pesquisas foram publicados em diversos trabalhos (*e.g.* Petrovsky *et al.* 2002, 2003, 2004, 2005, Martins *et al.* 2003, 2004, Silaev *et al.* 2005) e, juntamente com os dados obtidos no GeoForschungsZentrum–Potsdam, Alemanha (inéditos), constituem o corpo principal dos resultados apresentadas a seguir.

VI.2 – Carbonados dos rios Macaúbas e Jequitinhonha

Durante as campanhas de prospecção aluvionar no rio Macaúbas, foram recuperados 17 carbonados, distribuídos entre os pontos P44 (A3), P2 (A5), P5, P7 (B7), P24 (C6), P17, P19 (F11) e P22 (F12), totalizando 56.97ct em peso. A recuperação destes minerais se deu em diferentes períodos durante a realização da tese, de forma que não foi possível viabilizar tempo hábil para que todos os carbonados pudessem ser caracterizados através de métodos analíticos (*e.g.* carbonados MGC15 e MGC16).

Adicionalmente, por ocasião do “II South American Symposium on Diamond Geology”, Diamantina (MG) - 2005, foram adquiridos quatro carbonados provenientes do rio Jequitinhonha (MGC17 a MGC20) durante a excursão de campo na região do rio Macaúbas e em torno, próximo ao distrito de Terra Branca, com peso total de 9.20ct.

A Tabela 35 resume as principais características dos carbonados recuperados e adquiridos para estudo analítico:

Tabela 35 – Descrição, localização e principais feições dos carbonados estudados.

Carbonado	Localização	Peso ct	Forma	Densidade (g/cm ³)	Principais características externas
MGC0 ^(a)	P44. C. Pastinho	5.40	Irregular	3.51	Superfície de coloração cinza-marrom, parcialmente polida e com textura <i>shagreen</i> .
MGC1 ^(a)	P4. Rib. Onça	0.41	Irregular	3.51	Coloração cinza metálica, com superfície parcialmente polida.
MGC2 ^(a)	P4. Rib. Onça	1.06	Irregular	3.49	Coloração heterogênea, variando de um cinza metálico, com superfície polida, a amarelo-pardo escuro, com superfície irregular.
MGC3 ^(a)	P5. Cor. Barcos	4.52	Irregular	3.51	Uma faceta apresenta-se plana. A coloração é cinza metálica.
MGC4 ^(a)	P24 R. Macaúbas	1.89	Irregular	3.51	Coloração cinza escura e superfície polida.
MGC5 ^(a)	P22. Rib. Ilha	1.25	Irregular	3.54	Superfície polida apresentando coloração cinza escura e superfície irregular apresentando coloração cinza metálica.
MGC6 ^(a)	P17 R. Macaúbas	3.42	Irregular	3.44	Coloração cinza escura.
MGC7 ^(a)	P19 R. Macaúbas	4.47	Irregular	3.57	Superfície fosca e coloração cinza escura.
MGC8 ^(a)	P24 R. Macaúbas	4.51	Irregular	3.62	Coloração cinza metálica.
MGC9 ^(a)	P7. Rib. Onça	4.87	Irregular	3.75	Superfície fosca e coloração cinza escura.
MGC10 ^(a)	P24 R. Macaúbas	4.69	Irregular	3.47	Coloração cinza-marrom “terrosa”, parda e fosca.
MGC11 ^(b)	P24 R. Macaúbas	3.06	Irregular	3.55	Superfície polida apresentando coloração cinza escura e superfície irregular, coloração cinza metálica.
MGC12 ^(b)	P24 R. Macaúbas	2.32	Irregular	4.07	Coloração cinza escura e superfície polida.
MGC13 ^(b)	P24 R. Macaúbas	2.09	Irregular	3.70	Superfície fosca e coloração cinza escura.
MGC14 ^(b)	P24 R. Macaúbas	2.01	Irregular	3.51	Coloração cinza escura e superfície polida.
MGC15	P24 R. Macaúbas	8.25	Irregular	N.D.	Coloração cinza metálica, com superfície parcialmente polida.
MGC16	P24 R. Macaúbas	2.75	Irregular	N.D.	Superfície fosca e coloração cinza escura.
MGC17	R. Jequitinhonha Terra Branca	3.98	Irregular	N.D.	Coloração cinza escura e superfície polida.
MGC18	R. Jequitinhonha Terra Branca	2.23	Irregular	N.D.	Superfície polida apresentando coloração cinza escura, com superfície irregular, coloração cinza metálica.
MGC19	R. Jequitinhonha Terra Branca	2.27	Octaedro	N.D.	Superfície irregular, porosa, parcialmente polida, predominando aspecto fosco. Coloração cinza escura, canais profundos.
MGC20	R. Jequitinhonha Terra Branca	0.72	Irregular	N.D.	Superfície fosca e coloração cinza escura.

^(a) Carbonados caracterizados nos institutos de Geologia de Moscow e de Syktyvykar, Rússia.

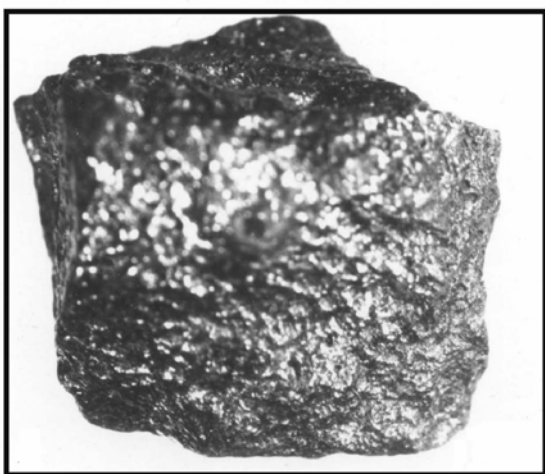
^(b) Carbonados caracterizados através de feixe iônico focado (FIB), GeoForschungsZentrum-Potsdam, Alemanha.

N.D. – Não determinado.

A morfologia externa dos carbonados, de um modo geral, é bastante irregular. Todos os carbonados da bacia do rio Macaúbas e do rio Jequitinhonha não possuem forma cristalográfica definida, à exceção do carbonado MGC19, que possui forma octaédrica (Figura 69).

O brilho é função do aspecto da superfície, podendo ser sub-metálico a adamantino em superfícies frescas, ou de aspecto fosco em superfícies opacas.

A textura superficial é rugosa e áspera ao tato. Por vezes, pode ser plana e polida, com desenvolvimento de textura *shagreen* e canais profundos.



A)



B)

Figura 69 - Carbonado MGC4 (1.06ct), morfologia irregular e brilho adamantino a metálico (A). Carbonado MGC19 (2.27ct), forma octaédrica e superfície fosca, com destaque para os canais profundos na superfície (B). Imagem obtida por MEV, modo de elétrons secundários.

Para as descrições analíticas, considerar-se-ão em separado os resultados obtidos nos institutos de Geologia de Komi / Moscow (Rússia) e no GeoForschungsZentrum-Potsdam (GFZ, Alemanha). Justifica-se esta separação por dois motivos: *i*) o feixe iônico focado (*FIB*) é uma técnica de alta resolução, sendo utilizada pela primeira vez no estudo do carbonado (Dr. Richard Wirth, comunicação verbal); *ii*) diferentes exemplares de carbonado foram investigadas por diferentes métodos: *FIB*-GFZ e pela metodologia baseada na análise total da amostra (Rússia).

Estes resultados, num primeiro momento, não podem ser considerados complementares e foram analisados separadamente.

VI. 3 – Resultados obtidos através da análise total da amostra (Rússia)

De acordo com a metodologia empregada no Instituto de Geologia de Komi, o primeiro passo no estudo dos carbonados consistiu na obtenção dos principais padrões de reflexão de raios X para posterior seleção das amostras a serem analisadas por microscopia eletrônica de varredura. Foram selecionados para análises detalhadas as amostras MGC0 a MGC4.

VI.3.1 Características gerais

Os carbonados em questão são caracterizados pela morfologia irregular e por apresentarem uma grande quantidade de poros preenchidos por outros elementos que não sejam microdiamantes (Figura 70).

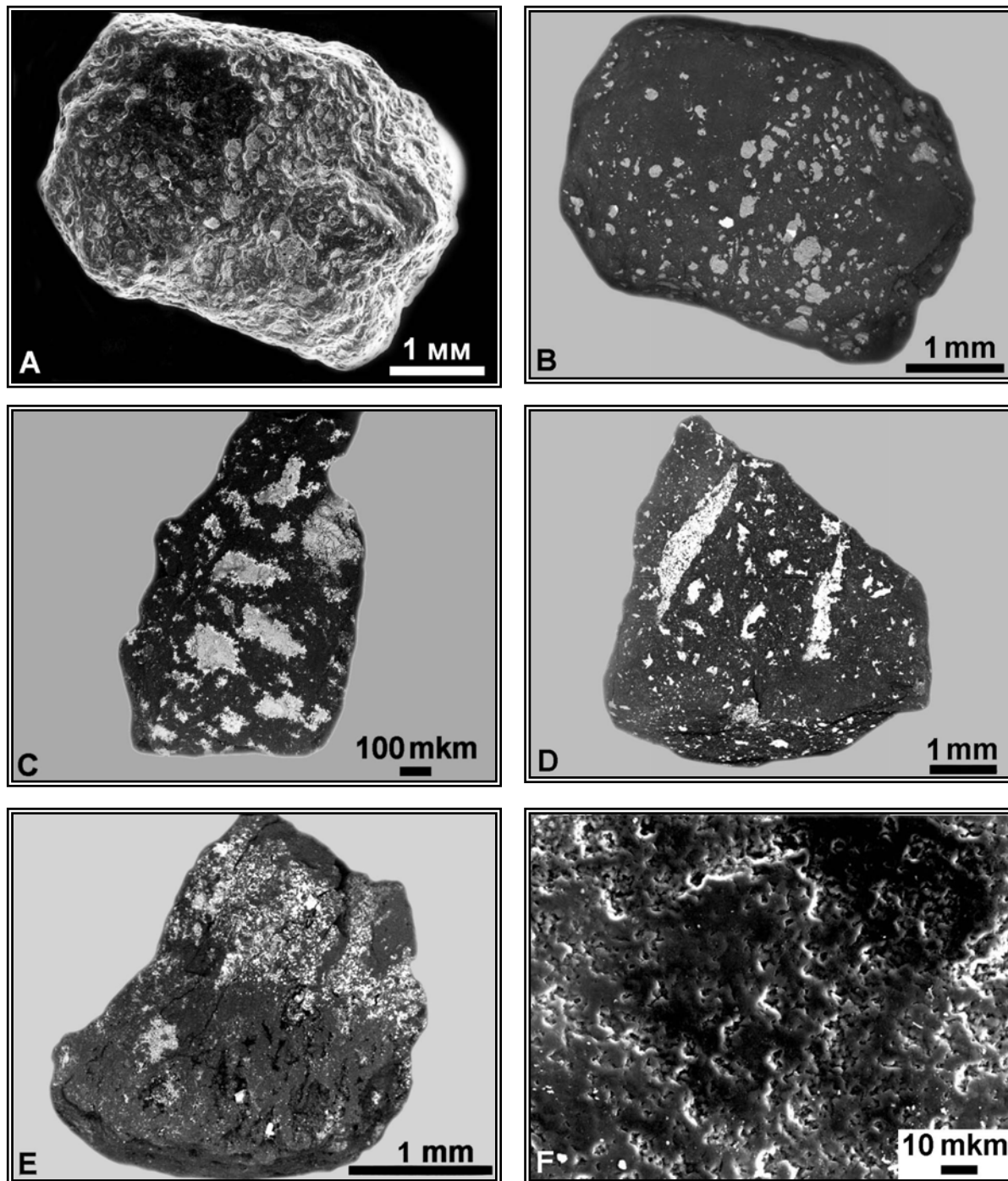


Figura 70 - Morfologia externa dos carbonados MGC0 (A, B), MGC2 (C), MGC1 (D) e MGC3 (E), este último com detalhe da superfície rugosa (F). Todas as figuras foram obtidas por MEV, modo Campo; as partes escuras das figuras de B a F, representam a porção formada por diamantes, enquanto as partes claras correspondem a “impurezas”.

VI.3.2 – Estrutura interna

A matriz dos carbonados é composta por grãos micrométricos de diamante, ocorrendo como cristais únicos ou como uma associação de microcristais.

Os grãos individuais são representados por octaedros com faces planas, variando de 1 a 3 microns de dimensão (Figura 71 A-D), chegando a atingir, excepcionalmente, 35 a 40 microns. As faces octaédricas apresentam indícios de mais de um período de crescimento e/ou dissolução, evidenciado pelo desenvolvimento de estruturas escalonadas (Figura 71 A-C). Os planos destas *steps* são paralelos às faces octaédricas, orientadas segundo os planos cristalográficos {hhl} em {221} ou {232}. Adicionalmente, os microcristais de diamante exibem vários planos de clivagens, provavelmente devido à influência dos processos de abrasão mecânica (Figura 71C).

Quando ocorrem associados, os microcristais agurpam-se em blocos e possuem textura granular, formando microcristais que variam de 10 a 30 microns de dimensão (Figura 71 E-F). Alguns destes apresentam deformação incipiente e evidências de dissolução, representadas por sistemas de *hillocks* piramidais da ordem de 100 a 200nm de extensão. Os sítios de acumulação desses hillocks variam entre 5 a 15 microns.

De acordo com os padrões de reflexões obtidos por difração de raios X, todas as cinco amostras são formadas por agregados policristalinos de diamante, sem orientação preferencial, à exceção de um carbonado, MGC0, que apresentou um certo ordenamento interno.

Foram realizadas 25 medidas de difração de raios X nas amostras em questão, das quais 18 situam-se no intervalo angular 2θ entre 35 a 142°. Em sua grande maioria, as reflexões são características para a célula do diamante, destacando-se as seguintes reflexões (com o plano medido correspondente entre parênteses): 2.058Å (111), 1.266 Å (220), 1.076-1.079Å (311), 0.892Å (400), 0.818Å (331). A partir destes dados, pôde-se calcular os parâmetros da célula elementar do diamante (Deer *et al.* 1966) como $a_0=3.566\pm0.007\text{Å}$, $V_0=45.35\pm0.09\text{Å}^3$.

Os parâmetros 4.45-4.181-3.028Å referem-se às reflexões da chaoíta, um polimorfo do carbono, com estrutura hexagonal e hibridização do tipo *sp* (α -carbono, Shumilova 2004).

Lonsdaleíta foi encontrada somente no carbonado MGC0 e foi determinada através de espectroscopia Raman, depois da lixiviação química desta amostra por solução ácida. Ocorre como pequenas estruturas semi-esféricas (Figura 72 A-B). A exemplo da chaoíta, a lonsdaleíta possui estrutura hexagonal, mas apresenta estado de hibridização em sp^3 (Shumilova 2004).

A descoberta de chaoíta e de lonsdaleíta em carbonado é de especial importância, uma vez que ambos são encontrados em impactitos (*e.g.* Goresy & Donney 1968, Smith & Dawson 1985) e, no caso específico da chaoíta, descrita recentemente também em rochas metamórficas de alto grau (alta pressão) na Província de Kola, Rússia (Shumilova 2003).

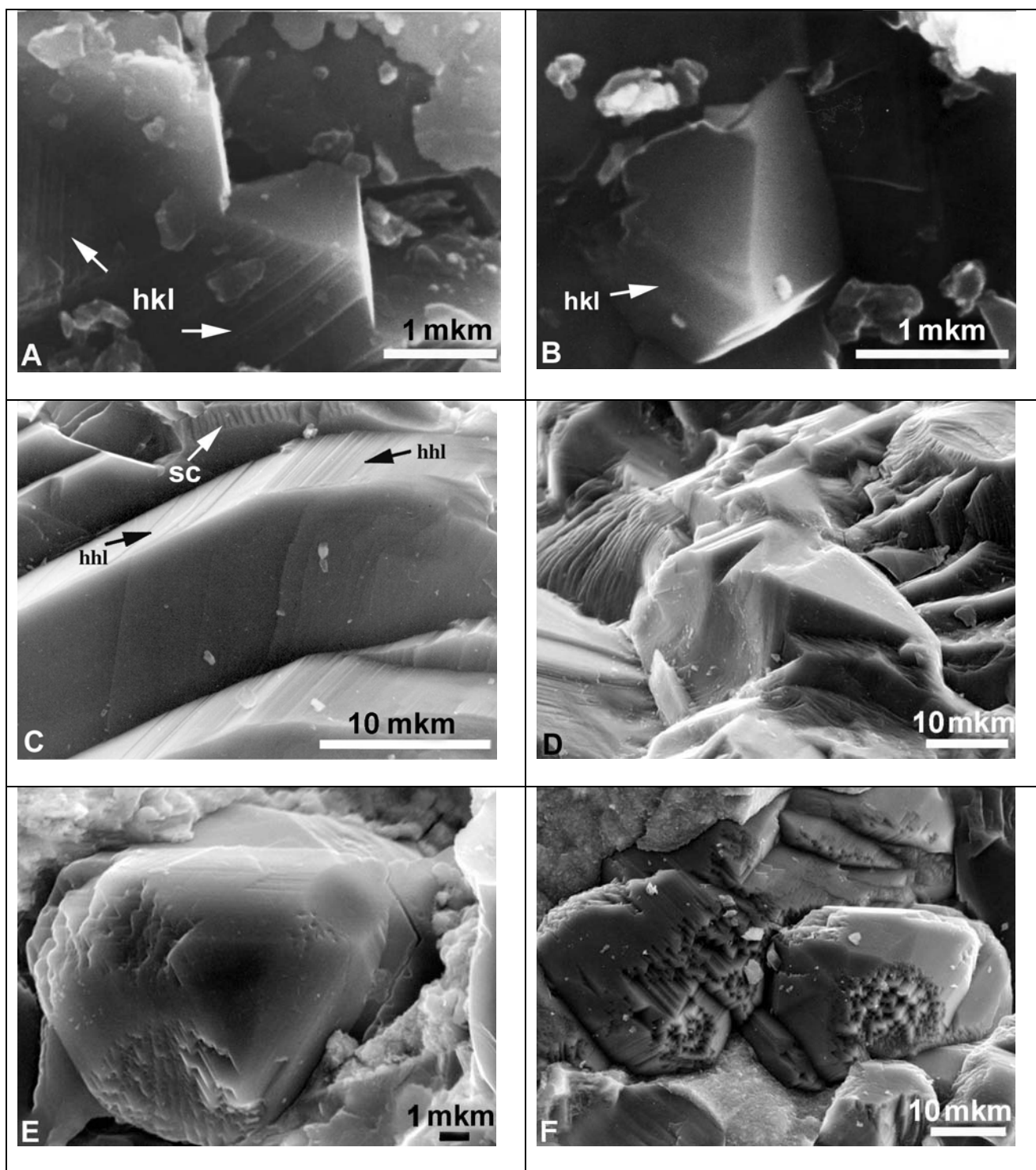


Figura 71 – Microcristais individuais de diamante que compõem a matriz do carbonado (A-D) e agregados de microcristais que formam um grão único (E-F). As setas a partir de “hkl” e “hhl” mostram superfícies com evidências de crescimento e/ou dissolução, ao passo que a seta em “sc” mostra estrutura provavelmente desenvolvida por abrasão mecânica. Imagens obtidas por MEV, modo de elétrons secundários. A, B) MGC0, C) MGC2, D), MGC1, E, F) MGC4.

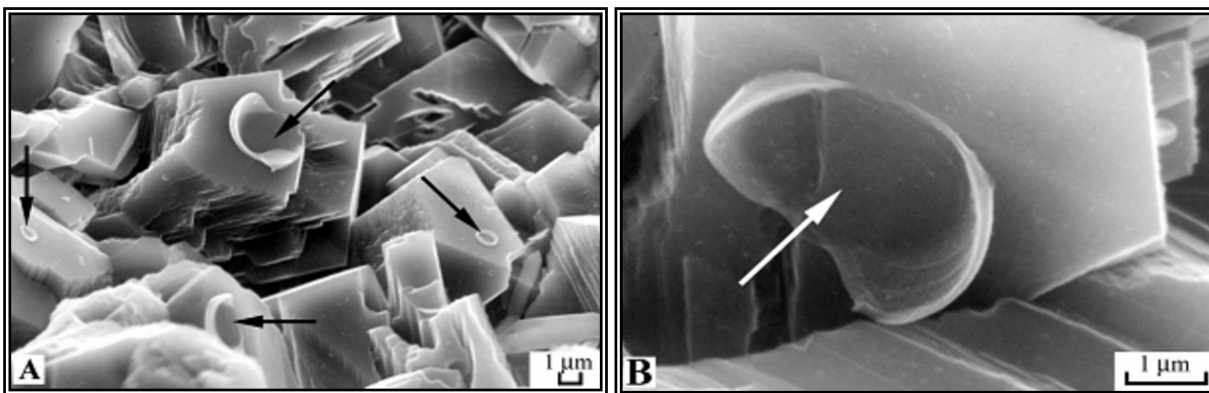


Figura 72. Lonsdaleíta ocorrendo na forma de estruturas semi-circulares na matriz dos microdiamantes que compõem o carbonado MGC0 (A, B). Imagem obtida por MEV, elétrons secundários, posterior ao ataque químico.

VI.3.3 – Minerais e associações de fases minerais nos carbonados

Os estudos dos minerais e das fases minerais associadas aos carbonados foram realizados através de microscopia eletrônica de varredura e de transmissão, associada com fluorescência de raios X e espectroscopia Raman. Como resultado, foram identificados 82 espécies, das quais 27 constituem-se de ligas metálicas, 9 de sulfetos, 3 pertencem ao grupo dos halitos, 16 aos grupos dos óxidos e hidróxidos, 12 silicatos e aluminossilicatos e 15 sais (Tabela 36).

Amostra	Fases minerais: metálicas e não-metálicas	Óxidos	Principais minerais e fases associadas
MGC0	Diamante, grafita, quartzo (?), Al, Fe, Cu, Ag, Fe-Zr, Fe-Cr, Fe-Cr-Ti, Ti-Cu-Zn, Cu-Pb-Zn, Fe-Cu-Zn, Cu-Zn	TiO ₂ , Fe ₂ O ₃	Xenotímio, barita, Na-clorita, K-clorita, fase sílica, hematita, rutilo, zircão, calcita, magnetita, pirita, wurtzita, esfalerita, caolinita, argentita, galena, alumino-fosfato, perovskita, florencita, monazita, thorianita, feldspato
MGC1	Diamante, quartzo (?), Zr-Ti (?)	-	Xenotímio, caolinita, aluminossilicato, plumbogummita.
MGC2	Diamante, quartzo	TiO ₂ , Fe ₂ O ₃	Zn-clorita, xenotímio, zircão, rutilo, hematita, pirita, plumbogummita, caolinita, galena, argentita, moschellandsbergita, florencita, perovskita
MGC3	Diamante, grafita, Fe-Ni, Fe, Zn, Fe-Zn, Cu-Zn-Ni, Zn-Fe	TiO ₂ , Fe ₂ O ₃	Fosfato (não determinado), rutilo, zircão, brookita, hematita, xenotímio, caolinita, glauconita
MGC4	Diamante, grafita	TiO ₂ , Fe ₂ O ₃	Pirita, hematita, aluminossilicato, plumbogummita, caolinita

Tabela 36 – Composição dos principais minerais e fases minerais presentes nos carbonados.

As ligas metálicas estão presentes nos carbonados MGC0, MGC1 e MGC3 como películas nas superfícies dos microcristais de diamantes, ocorrendo também nos espaços intersticiais e preenchendo cavidades (Figura 73). Considerações exatas a respeito das dimensões destas ligas metálicas são dificultadas pelas limitações dos equipamentos analíticos, mas foram preliminarmente consideradas como pequenas ou grandes (em relação a área de abrangência). As de pequena área de distribuição variam de 1 x 1 a 2 x 10 microns. As ligas metálicas consideradas como de grande área de ocorrência, variam de 10 x 15 a 20 x 55 microns.

As ligas metálicas formam soluções sólidas entre si, raramente ocorrendo como metais nativos. Pela proporção em que estão presentes, os principais metais contidos nos carbonados são o ferro (frequência aproximada de 30%), cobre (18%), níquel e cromo (11%).

Através dos resultados obtidos por microsonda eletrônica e fluorescência de raios X, efetuou-se o cálculo estequiométrico das fórmulas empíricas destas fases minerais (Silaev *et al.* 2005):



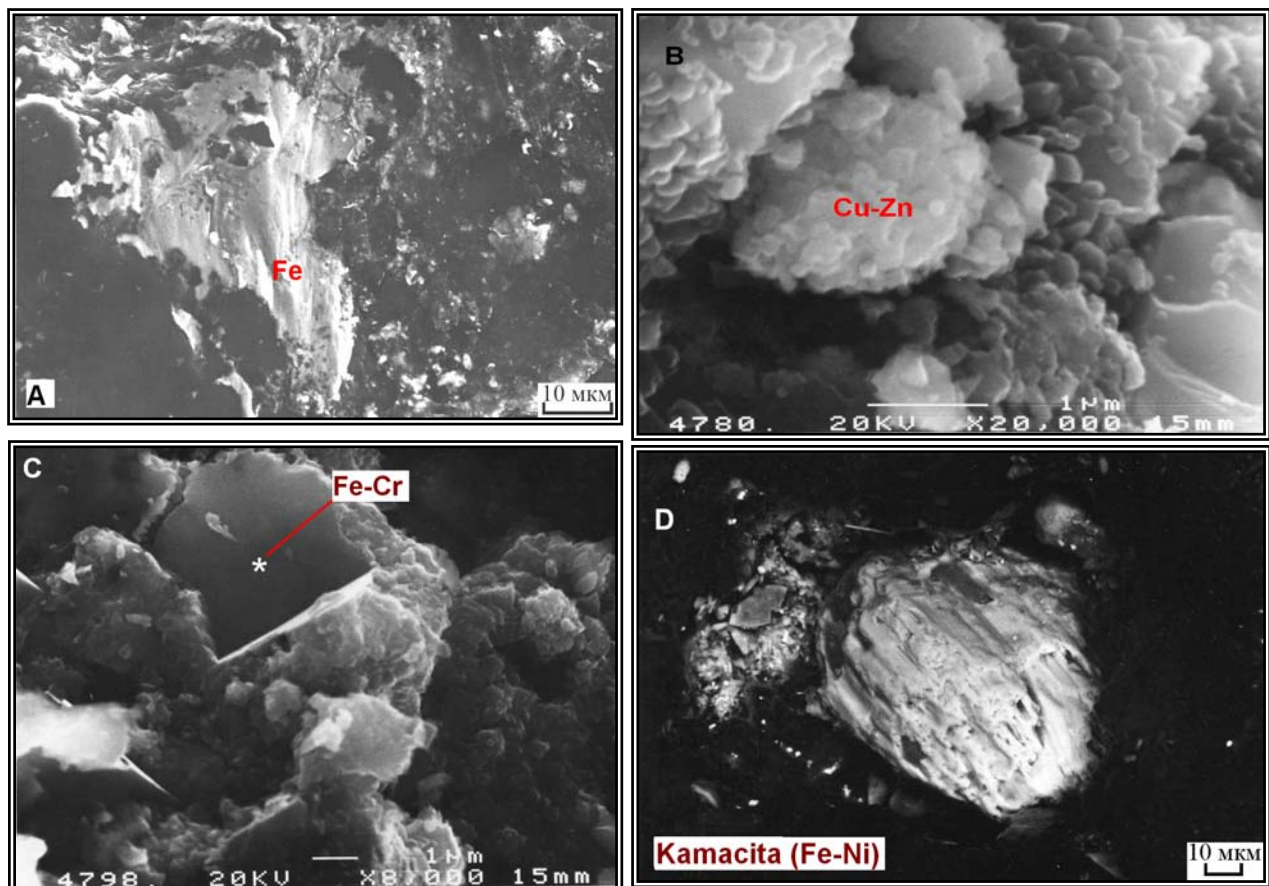


Figura 73 - Fase metálica de ferro nativo (A), liga de Cu-Zn (B), liga de Fe-Cr (C) - carbonado MGC0, e liga de Fe-Ni (kamacita) no carbonado MGC3 (D).

Dentro do sistema Fe-Ni-Cr, consideraram-se os cálculos estequiométricos acima para a confecção do diagrama ternário de fases envolvendo os três elementos. Para efeito de comparação, plotaram-se no mesmo digrama os dados relativos aos cálculos estequiométricos de minerais das soluções sólidas de um carbonado da região de Juína, de dois carbonados da Chapada Diamantina e de três diamantes com películas metálicas da região dos Montes Urais (Silaev *et al.* 2005, Petrovsky *et al.* 2005) (Figura 74).

O digrama ternário evidencia as seguintes relações em termos da abundância relativa das soluções sólidas, expressas pelas fórmulas empíricas: Fe-Ni > Fe-Cr >> Fe-Ni-Cr > Ni-Cr.

O fato de que a maioria absoluta das relações entre as soluções sólidas do sistema Fe-Ni-Cr caem na linha que une dois membros opostos (constituindo, portanto, um sistema binário), corrobora as observações realizadas por microscopia eletrônica de que a formação das fases metálicas se deu em condições adversas de cristalização, sem arranjo estrutural definido.

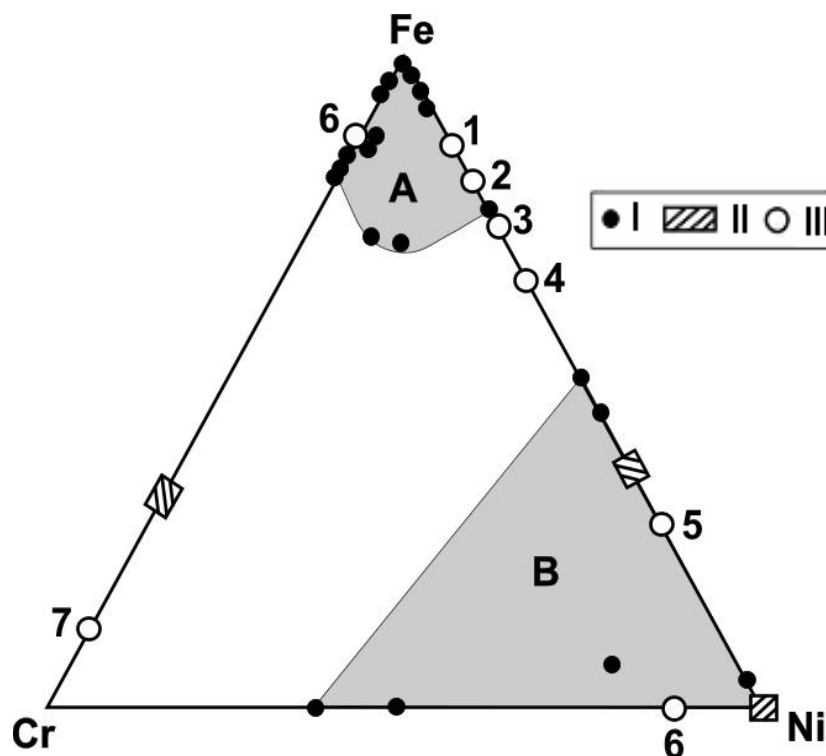
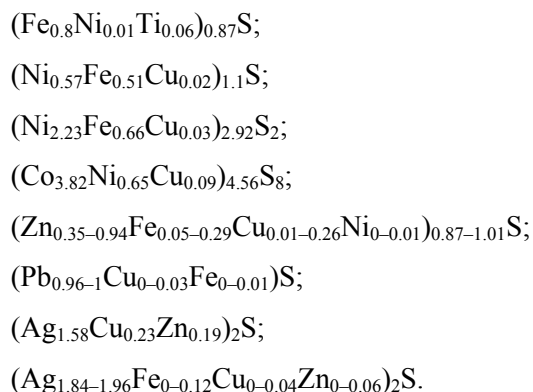


Figura 74 – Diagrama ternário envolvendo as fórmulas empíricas calculadas para o sistema Fe-Ni-Cr (retirado de Silaev *et al.* 2005). I – Carbonados, II – diamantes dos Montes Urais com películas metálicas, III – minerais com composição intermediária entre os *end members*: 1: kamacita, 2: metataenita, 3: ortotaenita, 4: tetrataenita, 5: awaruita, 6: cromoferrida, 7: ferrocromida. Áreas preenchidas por tons em cinza: A – região característica para os carbonados do rio Macaúbas e de Juína; B – região característica para os carbonados da Chapada Diamantina.

Os sulfetos presentes nos carbonados variam em área de 0.5 x 1.5 a 5 x 9 microns. Grande parte destes minerais são formados por cristais de forma irregular, à exceção de alguns pouco cristais de esfalerita com hábito tetraédrico. A composição dos sulfetos apresenta uma grande variação entre o conteúdo de Fe, Ni, Cu, Pb e Ag. As fórmulas gerais aproximadas para estes minerais são dadas por $Me_{1-x}S$, MeS , $Me_{1+x}S$, Me_2S_2 , Me_9S_8 , Me_3S_2 , Me_2S , cujo cálculo estequiométrico possibilitou as seguintes composições empíricas:



Óxidos e hidróxidos são representados por um grande número de espécies minerais altamente complexas, formando soluções sólidas.

Dentre óxidos e hidróxidos, a goethita constitui o mineral mais comum, preenchendo os espaços intersticiais, variando de 2 x 7 a 9 x 25 microns. As ocorrências de goethita, em sua maioria, formam acumulados botroidais ou lamelares, com até 600 nm de extensão. Os difratogramas de raios X mostram que 63 a 98% molar das goethitas estudadas são formadas por FeOOH, sendo que os demais compostos constituem-se de (em ordem decrescente): SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, P₂O₅, K₂O, CaO, Cr₂O₃ e Cl (Figura 75).

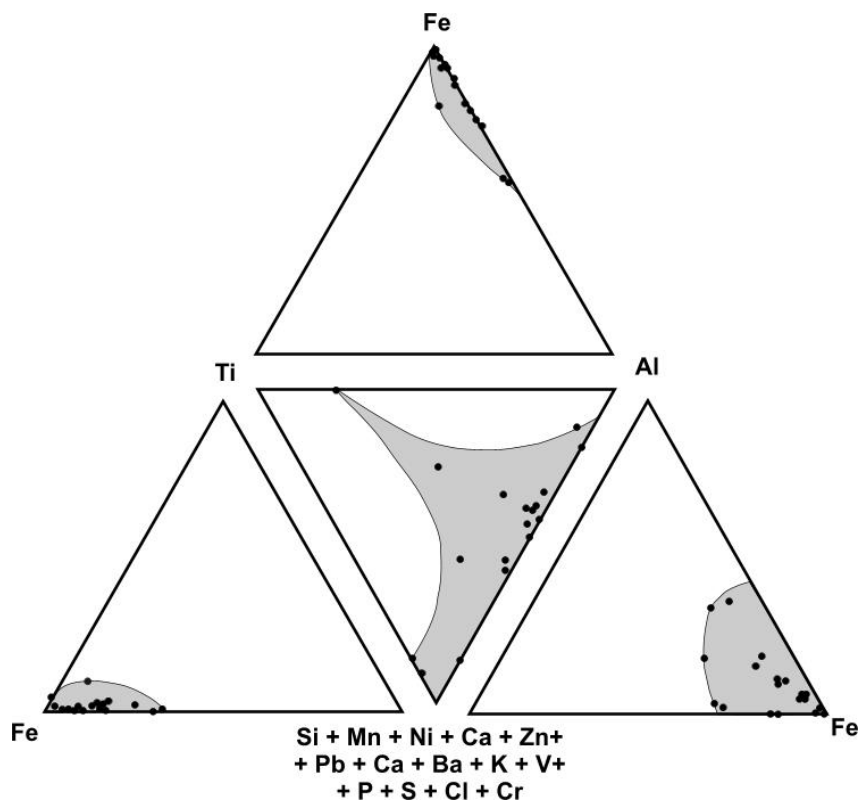


Figura 75 – Quimismo das goethitas presentes nos carbonados do rio Macaúbas (retirado de Silaev *et al.* 2005).

O segundo mineral que se destaca neste grupo é o óxido de titânio, principalmente pela ocorrência de rutilo. Possui hábito bipiramidal {111} e pinacoidal {0001} prismático, apresentando idiomorfismo colunar ou acicular. As dimensões destes cristais variam de 1.5 x 4 a 12 x 45 microns, com espessura variando em torno de 2 a 7 microns. Em algumas cavidades, cristais prismáticos de rutilo são recobertos por uma película de goethita, enquanto em outros casos ambos ocorrem associados na forma de glóbulos. Espectros Raman detectaram poucas ocorrências de brookita associados a rutilo.

As impurezas presentes no rutilo são formadas por SiO₂, Al₂O₃, FeO, V₂O₅ e uma grande quantidade de outros metais que formam soluções sólidas com o titânio. A quantidade total destes componentes varia de 2 a

27% em moles, atingindo excepcionalmente 50% molar do mineral. Entre as “impurezas” mais importantes, destaca-se o ferro, ocorrendo como elemento traço até atingir uma quantidade suficiente para formar nigrina.

Outros minerais e fases associadas a óxidos, possuem composição que foram consideradas como pertencentes ao grupo dos espinélio. As fórmulas empíricas calculadas $[(\text{Fe}_{0.96-1}\text{Zn}_{0-0.04})(\text{Al}_{0.41-1.24}\text{Fe}_{0.69-1.01}\text{Cr}_{0-0.32}\text{Ti}_{0.07-0.26})_2\text{O}_4]$ são interpretadas como soluções sólidas entre quatro *end members* principais (em % molar): magnetita (37.19 a 39.68), cromita (20.78 a 48.49), gahnita (0 a 3.53) e ulvoespinélio (8.3 a 26.14). Outra série sólida observada situa-se entre struverita-ilmenorutilo, com fórmula empírica dada por $(\text{Fe}_{0.51-0.58}\text{Ti}_{1.44-1.49}\text{Nb}_{0.19-0.25}\text{Ta}_{0.73-0.78}\text{V}_{0-0.05})_3\text{O}_6$, cujas proporções são dadas por (em % molar): struverita (75.35 a 80.78) e ilmenorutilo (19.22 a 24.65). Grãos de cerianita com a composição dada por $(\text{Ce}_{0.62-0.64}\text{La}_{0.14-0.19}\text{Nd}_{0.13-0.14}\text{Y}_{0.06-0.08})\text{O}_2$ e óxido de antimônio composto por $(\text{Cu}_{1.63}\text{Pb}_{0.06}\text{Fe}_{0.04})_{1.73}(\text{Sb}_{1.95}\text{S}_{0.05})_2\text{O}_6$ ocorrem raramente nos carbonados do rio Macaúbas.

Os aluminossilicatos são formados por minerais do grupo das micas (muscovita-celadonita) e outras fases minerais, principalmente caolinita e allophana. Estes minerais ocorrem preenchendo cavidades ou como lamelas individuais localizadas nos interstícios de agregados de diamantes. O tamanho individual das micas varia entre 1 x 3 microns a 6 x 10 microns, atingindo raramente até 25 x 60 microns. A maioria dos minerais do grupo das micas apresenta um enriquecimento relativo em ferro, sem perda na razão Al/Si, sugerindo absorção tardia deste elemento (Figura 76).

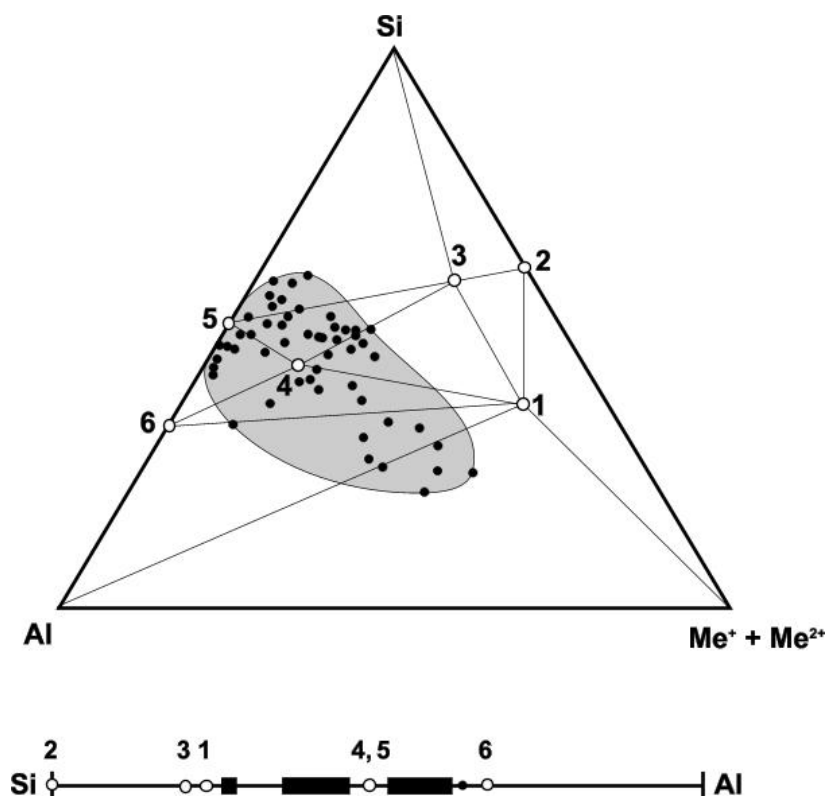


Figura 76 – Diagrama ternário Al-Si- $\text{Me}^+ + \text{Me}^{2+}$ (metais) mostrando o quimismo entre os minerais do grupo das micas-caolinita-allophana. Espécies minerais: 1 – biotita, 2 – celadonita, 3 – alumoceladonita, 4 – muscovita, 5 – caolinita, 6 – allophana. Dados referentes aos carbonados do rio Macaúbas (retirado de Silaev *et al.* 2005).

O zircão adquire especial significado no estudo dos carbonados, pela diversidade de forma e abundância com que ocorre e pelo significativo número de solução sólida que forma com outros minerais.

Cristais idiomórficos de zircão estão presentes na matriz dos carbonados, atingindo 50 x 170 microns, ou preenchendo interstícios (1 x 3 a 5 x 8 microns de extensão). Ocorrem também como agregados subesféricos de hábito botrioidal, atingindo de 100 a 200nm de espessura, com grãos individuais da ordem de 2 a 6 microns.

Foram determinados 18 componentes oriundos de soluções sólidas observadas nos zircões, as quais se baseiam nas relações entre quatro *end members*: zircão, baddeleyita, rutilo e westita (Figura 77). O conteúdo relativo destes minerais são dados por (em % molar): zircão (66.37 ± 20.28), baddeleyita (4 ± 1.46), rutilo (4.18 ± 1.03), westita (6.67 ± 1.3) e demais “fases minerais” (18.52 ± 10.22).

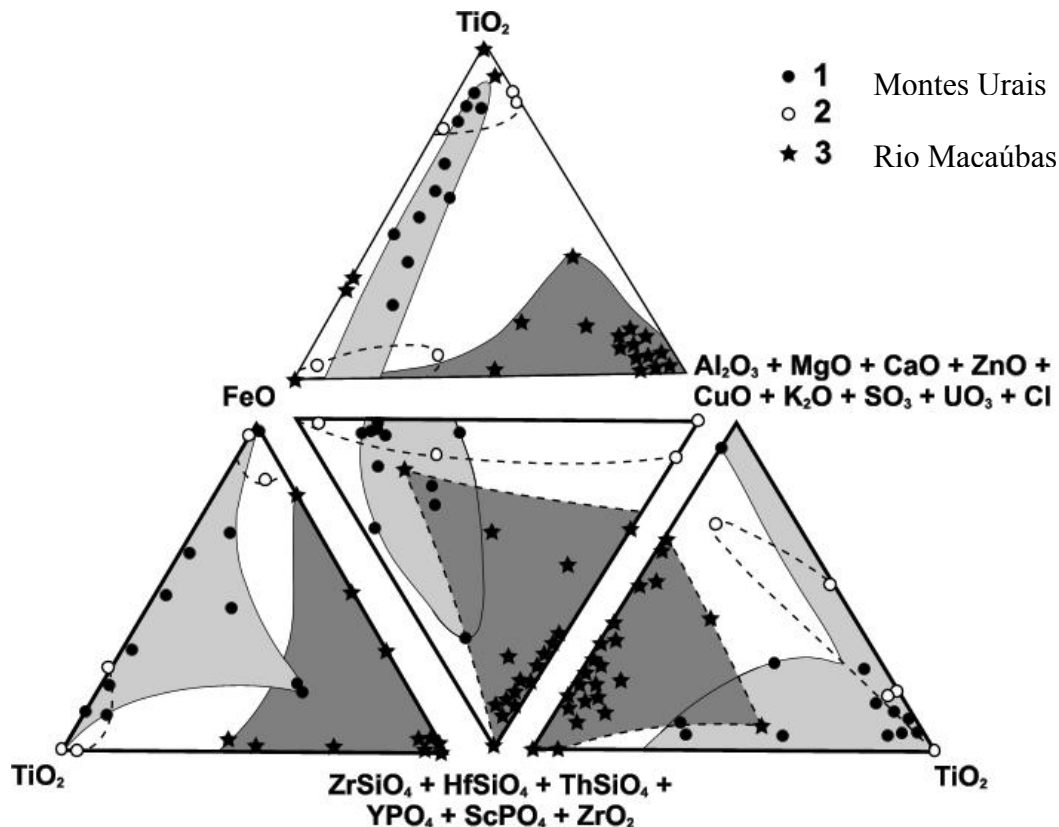


Figura 77 – Diagramas ternários mostrando as relações entre os óxidos de Ti-Fe-Si-Zr-Al em soluções sólidas presentes em zircões inclusos em diamantes monocristalinos dos Montes Urais (1 e 2) e (3) de zircões presentes em carbonados do rio Macaúbas (retirado de Silaev *et al.* 2005).

Os fosfatos apresentam um complexo desenvolvimento de soluções sólidas entre diferentes *end members*, predominando a xenotímio sobre os demais membros da série. Além da presença de ítrio, ocorrem outros Elementos Terras Raras (ETR) neste mineral, cuja fórmula estequiométrica geral é dada pela seguinte composição: $(Y_{0.75-0.87}Gd_{0.02-0.05}Dy_{0.05-0.08}Er_{0.03-0.06}Ho_{0-0.03}Yb_{0-0.07})[PO_4]$.

De ocorrência mais restrita, se comparada ao xenotímio, monazita é encontrada não só preenchendo interstícios entre agregados de diamante, mas também recobrimdo paredes de algumas cavidades, as quais estão associadas a micas e particularmente formando soluções sólidas com aluminofosfatos. Neste último caso, a composição das monazitas é bastante diversificada, sendo dada pela fórmula geral $(\text{Ce}_{0.43-0.82}\text{La}_{0.06-0.66}\text{Nd}_{0.05-0.2}\text{Pr}_{0-0.05}\text{Sm}_{0-0.03}\text{Ca}_{0-0.04}\text{Fe}_{0-0.02}\text{Th}_{0-0.04})[\text{PO}_4]$.

Verificou-se que as composições químicas das soluções sólidas formadas entre os fosfatos e os aluminofosfatos baseiam-se principalmente nas relações entre xenotímio-florencita, monazita-florencita, monazita-aluminofosfatos de Ca-Ba-Sr-Pb, florencita-aluminofosfatos de Ca-Ba-Sr-Pb (determinados por difração de raios X). Pela pequena quantidade de enxofre e da presença significativa de bário, grande parte das soluções sólidas contendo aluminofosfatos de Ca-Ba-Sr-Pb não representam soluções sólidas entre sulfatos-fosfatos da série svanbergita, mas aluminofosfatos da série da plumbogummita. Desta forma, foram plotadas em diagramas ternários as composições estequiométricas representadas pelos *end members* das séries da crandallita-gorceixita (Ca-Ba) e goyazita-plumbogummita (Sr-Pb) (Figura 78).

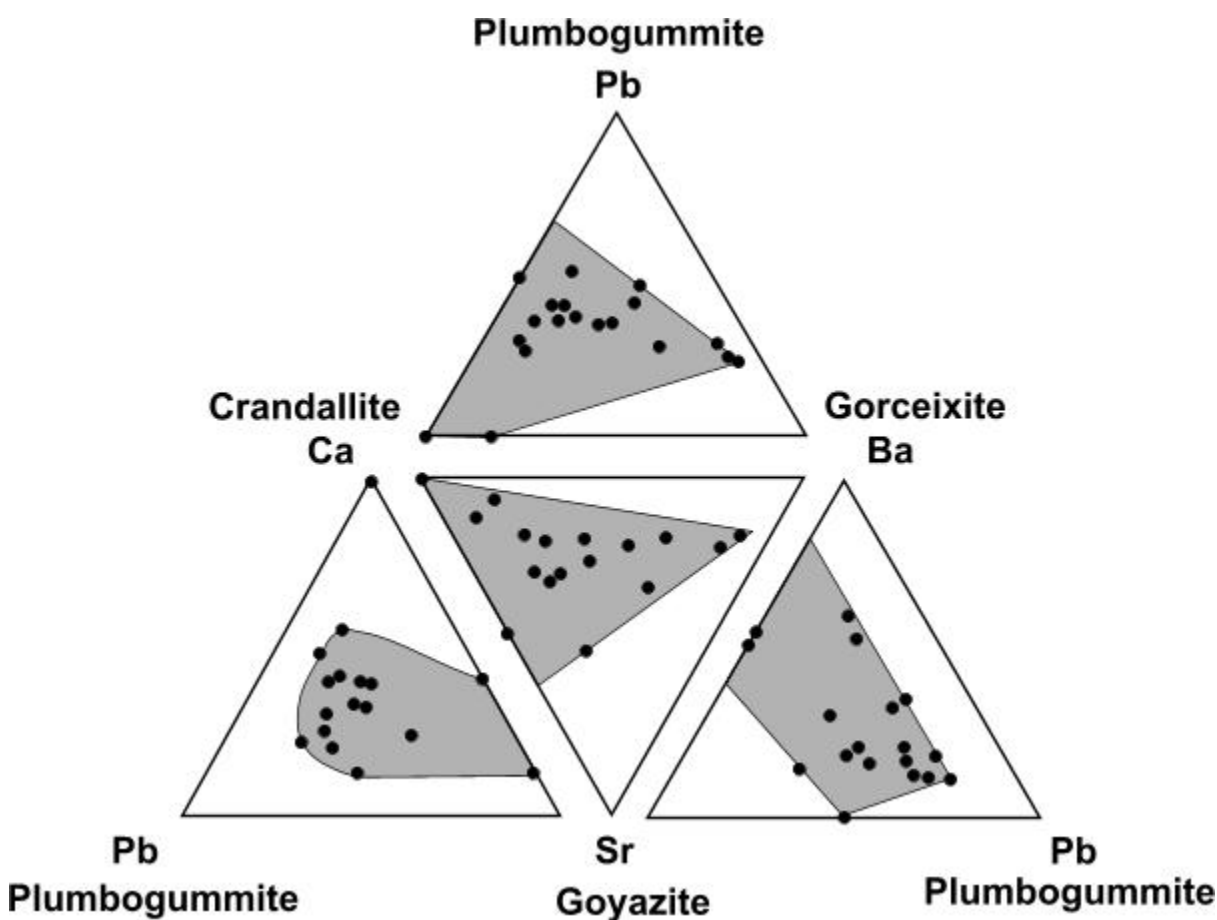


Figura 78 – Composição normativa dos aluminofosfatos que formam soluções sólidas com fosfatos. Dados referentes a carbonados da bacia do rio Macaúbas (retirado de Silaev *et al.* 2005).

A presença de HSrPO_4 foi observada apenas em um exemplar da Chapada Diamantina. O cálculo estequiométrico apresentou a seguinte fórmula geral: $\text{H}(\text{Sr}_{0.93-1}\text{Fe}_{0-0.06}\text{Ba}_{0-0.01})\text{PO}_4$.

Para efeito de comparação, efetuou-se a plotagem da frequência de distribuição dos fosfatos e aluminofosfatos observados em todos os carbonados analisados, assim como na distribuição geral de todos os tipos de minerais e fases minerais presentes em todos os carbonados (figuras 79, 80 e 81).

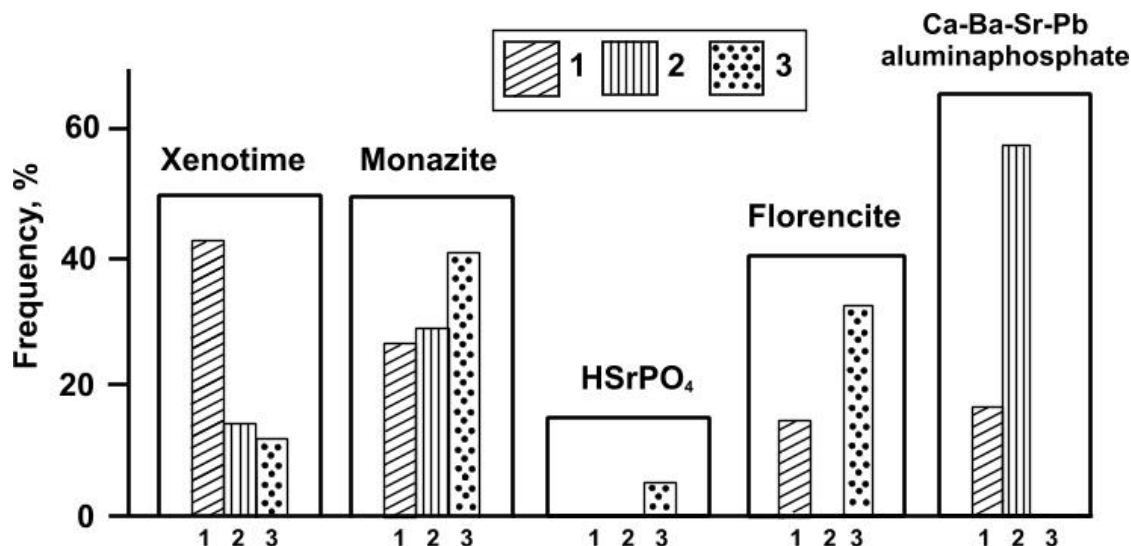


Figura 79 – Frequência de distribuição de fosfatos e aluminofosfatos em carbonados 1) rio Macaúbas, 2) Chapada Diamantina, 3) Juína. Retirado de Silaev *et al.* 2005.

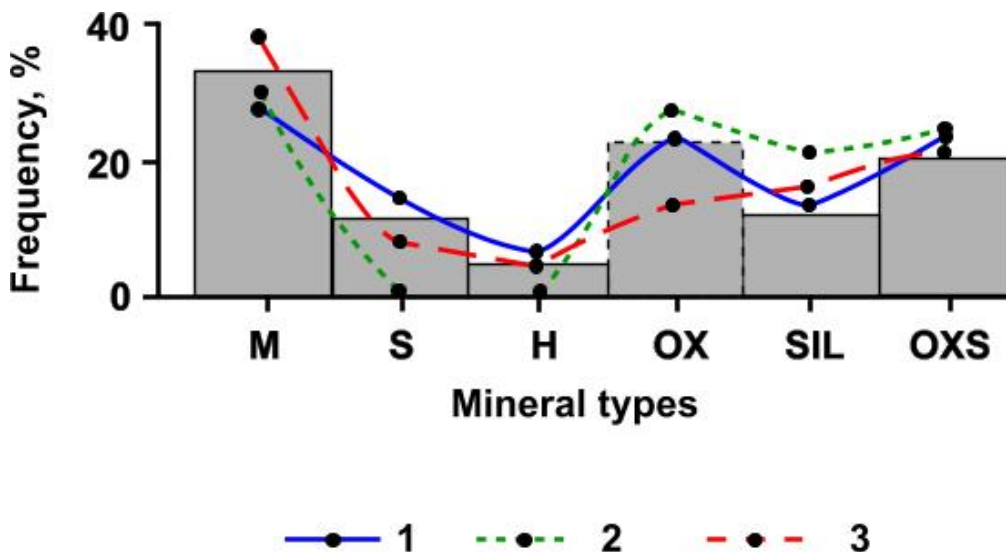


Figura 80 – Frequência de distribuição comparativa entre os minerais e fases minerais observados em todos os carbonados estudados: 1) bacia do rio Macaúbas, 2) Chapada Diamantina, 3) Juína.

M: metais nativos, S: sulfetos, H: halitos, OX: óxidos, SIL: silicatos, OXS: fosfatos e aluminofosfatos. Retirado de Silaev *et al.* 2005.

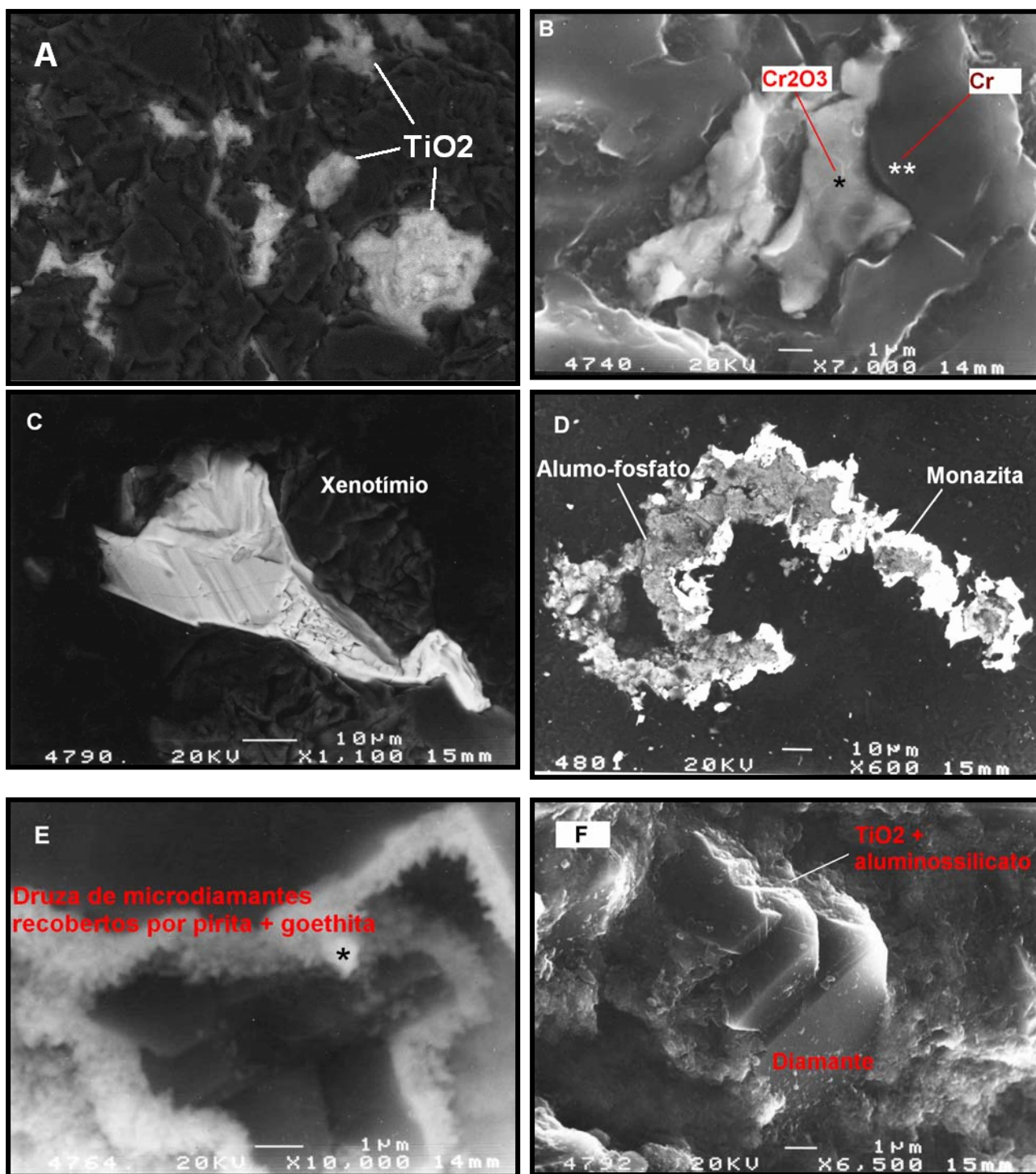


Figura 81 – A) TiO_2 na matriz do carbonado, B) inclusões de Cr metálico e oxidado (Cr_2O_3), C) inclusão de xenotímio, D) “zonamento” entre soluções sólidas de monazita e aluminofosfato, E) cavidade preenchida por hematita com inclusões de pirita. As cavidades freqüentemente apresentam druzas de diamante com microcristais de faces planas e bem desenvolvidas, F) sobrecrecimento de cristais de diamante recobertos película metálica de TiO_2 , estando por sua vez recoberta por fase mineral aluminossilicatada.

VI.3.4 – Elementos Terras Raras (ETR)

De acordo com pesquisas anteriores, o carbonado é extremamente enriquecido em ETR, relacionados principalmente, aos minerais do grupo dos fosfatos e de zircões que preenchem os espaços inter-poros (*e.g.* Shibata *et al.* 1993, Kagi *et al.* 1994, Gorshkov *et al.* 1997a). Segundo Kagi *et al.* (1994) e Silaev *et al.* (2005), o padrão de distribuição de ETR nos carbonados é similar aos determinados em kimberlitos e diamantes monocristalinos, porém multiplicado por fatores que variam de 100 a 10.000 vezes.

O padrão de distribuição de ETR nos carbonados da bacia do rio Macaúbas (MGC0 a MGC4) foi comparado aos dados obtidos no carbonado MGC6, acrescidos dos carbonados ChDC2 (Chapada Diamantina) e MtGrC2 (Juína, Mato Grosso), normalizados segundo os valores de condritos (Petrovsky *et al.* 2004), (Tabela 37, Figura 82).

Tabela 37 – Distribuição dos ETR nos carbonados.

Amostra	Elementos Terra Raras
MGC0 - Rio Macaúbas	La, Sc, Y, Ce, Nd, Pr, Eu, Yb, Lu, Sm, Gd, Tb
MGC1 - Rio Macaúbas	Nd, Sm, Gd, Ho, Dy, Er, Sc, Yb
MGC2 - Rio Macaúbas	La, Ce, Sc, Nd
MGC3 - Rio Macaúbas	Y, Id, Dy, Ho, Er, Yb
MGC4 - Rio Macaúbas	La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Tm, Gd, Tb, Yb, Lu
MGC6/6 - Rio Macaúbas	La, Ce, Lu, Tm, Yb, Tb, Gd, Eu,
MGC6/7 - Rio Macaúbas	La, Sc, Y, Ce, Nd, Pr, Eu, Yb, Lu, Sm, Gd, Tb
ChDC2 – Chapada Diamantina	La, Sc, Y, Gd, Tb Ce, Pr, Eu, Yb
MtGrC2 - Juína	La, Ce, Pr, Sm, Eu, Tm, Gd, Tb, Yb, Lu

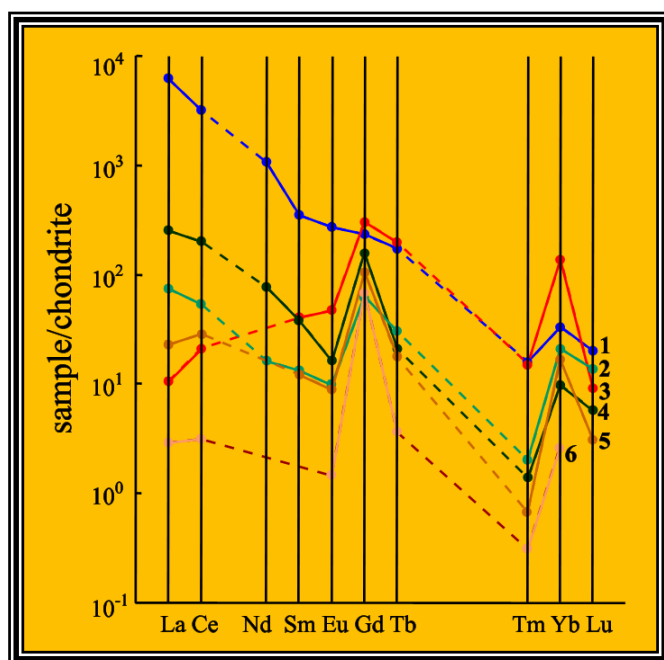


Figura 82 - Padrão de distribuição de ETR nos carbonados do rio Macaúbas (MGC0, MGC4, MGC6/6 e MGC6/7), Chapada Diamantina (ChDC2) e Juína (MtGrC2). Normalizados segundo os condritos (retirado de Petrovsky *et al.* 2004).

- 1 – MGC4;
- 2 – MtGrC2;
- 3 – MGC6/6;
- 4 – MGC0;
- 5 – MGC6/7;
- 6 – ChDC2.

VI.3.5 – Nitrogênio nos carbonados

Estudos realizados através de microscopia ótica e de catodoluminescência, mostraram que os microdiamantes que compõem os carbonados possuem duas texturas diferentes (Magee & Taylor 1998): *i*) agregados microcristalinos anédricos, variando de 10 a 20 μm , de diâmetro *ii*) microcristais cúbicos de 25 a 100 μm de diâmetro. Segundo estes autores, estas texturas sugerem dois estágios de crescimento para o carbonado: 1) um primeiro estágio de cristalização lenta durante o qual se deu a agregação das principais “impurezas” de nitrogênio no carbonado, formando cristalitos anédricos, 2) seguido de um período de crescimento rápido, no qual a “matriz fina e anédrica” foi recoberta por cristalitos maiores e bem formados. A causa da transição nas razões de crescimento não está bem estabelecida, mas implica numa significativa mudança na fonte de carbono.

Os cristalitos cúbicos que compõem o carbonado exibem um zonamento com relação aos espectros de luminescência/fotoluminescência (*e.g.* Milledge *et al.* 1998, Magee & Taylor 1999). Os espectros de luminescência exibem picos característicos em 520, 580 e 665 nm (Magee & Taylor 1999). Kagi *et al.* (1994) classificaram os carbonados de acordo com a classificação espectral em carbonados do Grupo A (forte luminescência em 504 nm), carbonados do Grupo B (pico principal em 575 nm) e tipos intermediários. Milledge *et al.* (1999) atribuíram a emissão do pico 575 nm a presença de centros do tipo N-V (nitrogênio-vacância). Kagi *et al.* (1994) e Magee & Taylor (1999) interpretaram a banda 504 nm como sendo defeitos do tipo H3 (vide subitem 9.2).

Os espectros de luminescência e fotoluminescência dos carbonados do rio Macaúbas exibem uma diferença marcante com relação aos diamantes da mesma bacia (Lutoev *et al.* 2003): a presença dos centros estruturais do tipo T, formadas pela associação entre nitrogênio e uma vacância (N-V), característica do pico espectral em 575 nm. A amostra MGC2 apresentou absorção característica na região espectral compreendida entre 500 a 520 nm (Figura 83). A Tabela 38 resume as principais informações obtidas nos carbonados.

Tabela 38 – Características dos espectros de luminescência e fotoluminescência nos carbonados.

Amostra	Luminescência		Fotoluminescência				
	Intensidade da banda T	Sistema	Cor do espectro	Sistema	Intensidade das linhas		
					N3 415 μm	H3 503 μm	H4 496 μm
MGC0	50	T1	Laranja-avermelhado	T1	-	-	-
MGC1	300	T1, N3	Laranja-avermelhado	T1, N3	3	-	-
MGC2	0	N3, 500-520 μm	Verde-amarelada	N3, H3, H4	3	8	6
MGC3	1300	T1	Laranja-avermelhado	T1, H3, H4	-	6	3
MGC4	10	T1, N3	Verde	T1, N3	2	-	-

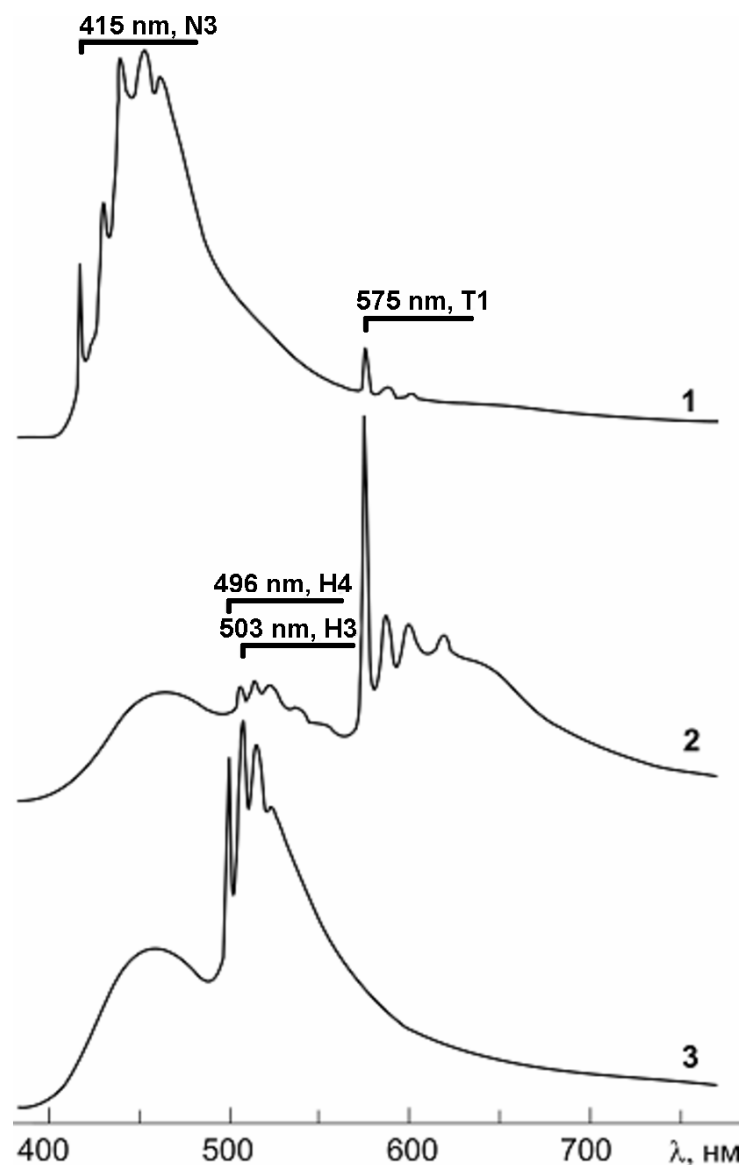


Figura 83 – Espectrogramas de fotoluminescência dos carbonados MGC1, MGC2 e MGC3.

Os estudos desenvolvidos através de espectroscopia por ressonância paramagnética (*EPR*) e de *spin* (*ESR*), comprovam que as amostras que contém o defeito designado como centro P1, são equivalente ao centro T1 nos espectros obtidos por luminescência e fotoluminescência (Lutoev *et al.* 2004).

De acordo com os dados obtidos por luminescência/fotoluminescência, corroborados por *EPR* e *ESR* (figuras 84 e 85 e tabelas 39 e 40), os carbonados do rio Macaúbas podem ser divididos em dois grupos. O primeiro, compreende os carbonados MGC2 e MGC4, os quais são enriquecidos em nitrogênio. O segundo grupo agrega os carbonados MGC0, MGC1 e MGC3, que possuem um conteúdo relativamente baixo de nitrogênio. A concentração dos centros P1 nas amostras do primeiro grupo é aproximadamente 10 vezes maior que nos carbonados empobrecidos em nitrogênio.

Tabela 39 - Características dos espectros de *EPR* nos carbonados.

Amostra	<i>EPR</i>						Intensidade das linhas em 575 μm	
	Parâmetros de <i>EPR</i> , centros P-1				Concentração			
	g	$A_{\parallel} \text{ mT}$	$A_{\perp} \text{ mT}$	$\Delta B, \text{ mT}$	P-1	2.0	77°K	300°K
MGC0	2.0021	4.064	2.908	0.05	$4.4 \cdot 10^{-3}$	0.4	50	1
MGC1	2.0021	4.053	2.910	0.06	$3.2 \cdot 10^{-2}$	0.2	300	2
MGC2	2.0023	4.060	2.910	0.14	$4.2 \cdot 10^{-1}$	4.0	-	-
MGC3	2.0022	4.062	2.909	0.03	$5.4 \cdot 10^{-3}$	0.1	1300	5
MGC4	2.0021	4.060	2.910	0.11	$3.5 \cdot 10^{-1}$	1.7	10	1

Onde:

$g=2.00$ equivale à superposição dos centros P1, correspondendo ao zero de projeção na zona dos *spins* do nitrogênio e de outros sinais indeterminados;

$A_{\parallel} \text{ mT}$ = energia do campo magnético com vibração paralela aos *spins*;

$A_{\perp} \text{ mT}$ = energia do campo magnético com vibração perpendicular aos *spins*;

$\Delta B, \text{ mT}$ = campo magnético total.

Tabela 40 - Características dos espectros de *ESR* nos carbonados.

Amostra	<i>ESR</i>		S_{P1}	S_{PC}
	P1, teórico	P1, obtido		
	I_{+1}/I_0	I_{+1}/I_0		
MGC0	0.172	0.0006	0.004	0.4
MGC1	0.190	0.04	0.03	0.2
MGC2	0.290	0.13	0.4	4
MGC3	0.135	0.002	0.006	0.1
MGC4	0.257	0.14	0.35	1.7

Onde:

I_{+1}/I_0 : relação entre a intensidade da energia de recebida (I_{+1}) e a energia emitida (I_0), calculada pela equação:

$$I_{+1}/I_0 = -4.594 \cdot \Delta B_{(M)T}^2 + 2.178 \cdot \Delta B_{(M)T}^2 + 0.075.$$

S_{P1} : energia de hibridização para centros P1;

S_{pc} : energia de hibridização da amostra.

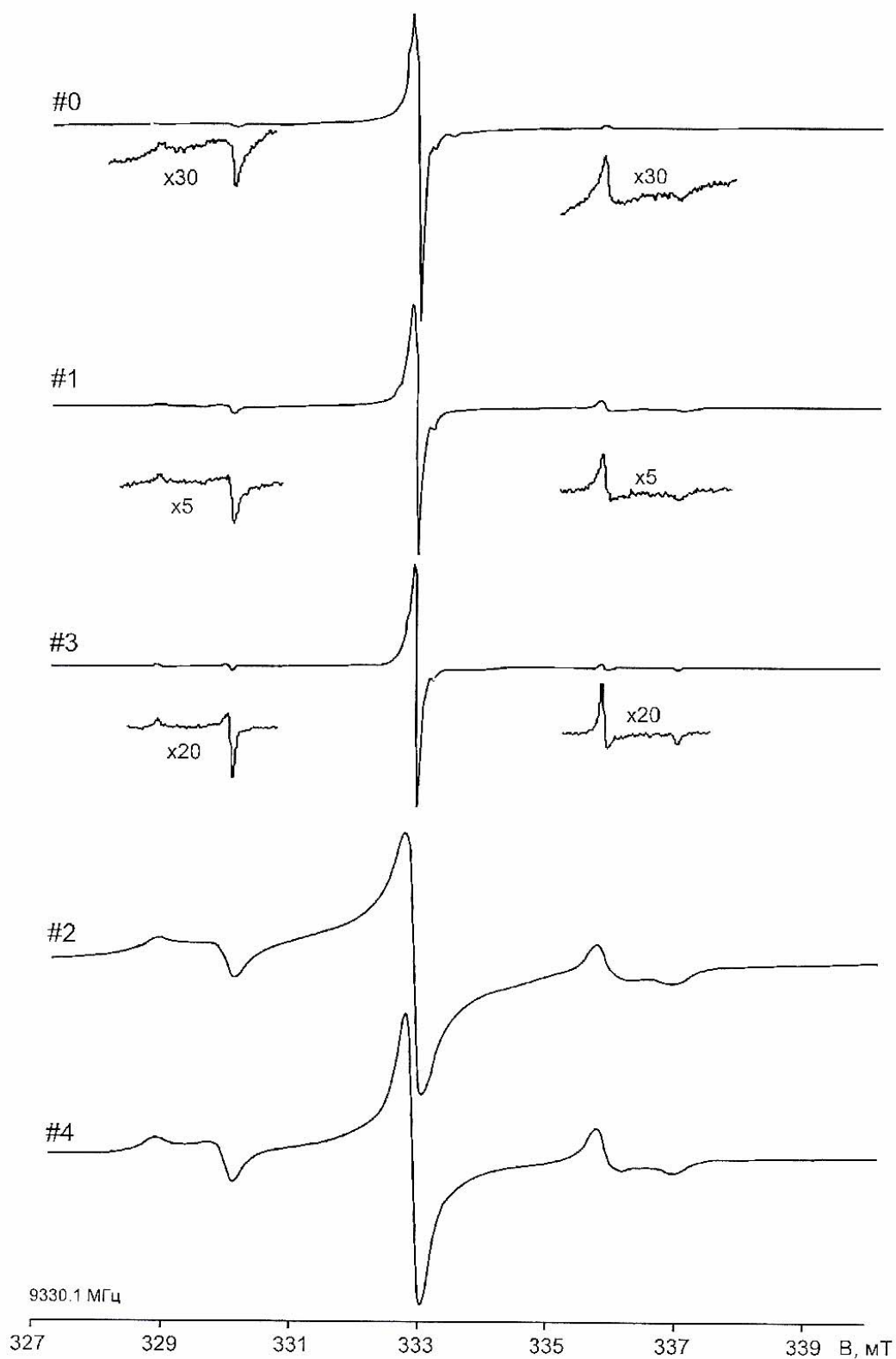


Figura 84 – Espectros de *EPR* dos carbonados MGC0 a MGC4. As amostras MGC2 e MGC4 caracterizam-se por conter um alto conteúdo em nitrogênio, ocorrendo o inverso para as amostras MGC0, MGC1 e MGC3 (verificado pelas “janelas” espectrais adjacentes ao eixo central paramagnético).

Os dados obtidos por fotoluminescência de baixa temperatura confirmam as investigações realizadas através de *ESR* (Figura 77). Os espectros de fotoluminescência foram obtidos em temperaturas onde o nitrogênio é líquido (77 °K). Somente centros do tipo T foram detectados nos espectros, com forte luminescência nas amostras que contém baixo conteúdo em nitrogênio e muito baixa nos carbonados MGC2 e MGC4 (praticamente inexistente). Estes dados foram confirmados também por espectroscopia do tipo *ESR* nesta mesma temperatura.

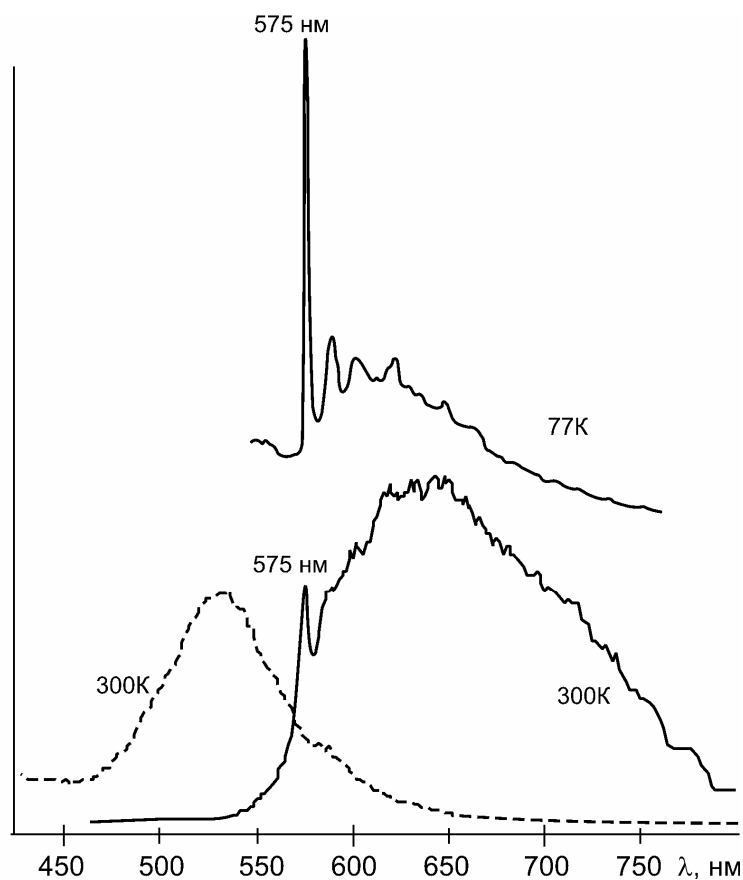


Figura 85 – Espectros de fotoluminescência dos carbonados MGC3 (linhas contínuas) e MGC2 (linha tracejada) nas temperaturas de 300 e 77 °K. Não foi plotado o espectro da amostra MGC2 (menor temperatura) pelo fato de que o pico do defeito T1 é praticamente inexistente.

VI.3.6 – Isótopos de carbono

Uma das características mais controversas para a origem dos carbonados relaciona-se a assinatura isotópica leve em carbono. A composição isotópica de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) é um registro fidedigno da fonte e dos processos de fracionamento (Kirkley 1998).

O padrão de distribuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ para carbonados diferem substancialmente com relação aos valores obtidos em diamantes monocristalinos e impactitos (*e.g.* Haggerty 1999) (Figura 86).

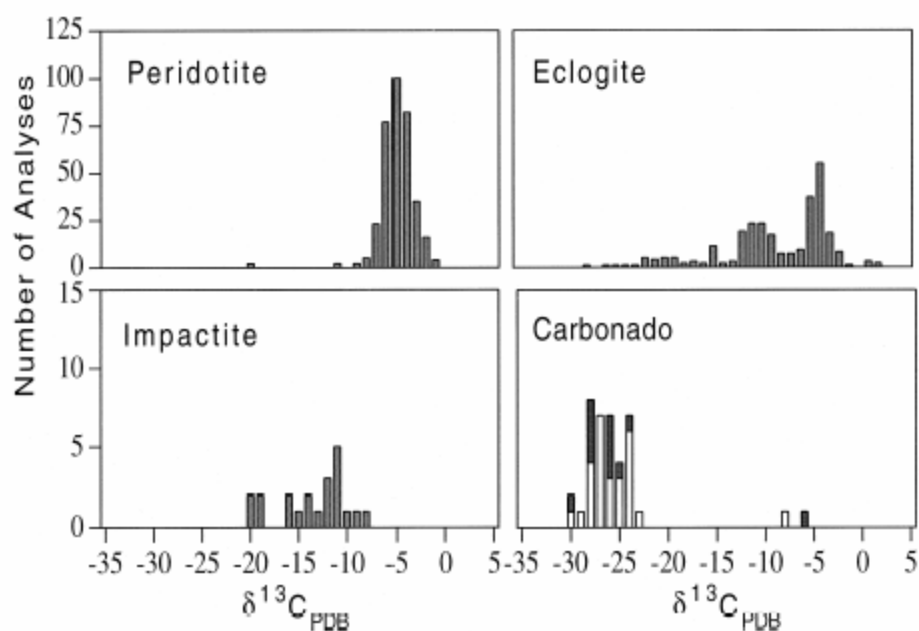


Figura 86 – Padrão de distribuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ para carbonados, impactitos e diamantes monocristalinos (paragênese peridotítica e eclogítica). Para o campo dos carbonados, coluna preta corresponde a carbonados da África Central, coluna branca corresponde a carbonados do Brasil. Retirado de De *et al.* (2001).

No presente estudo, foram determinadas as composições isotópicas de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) em vários carbonados do rio Macaúbas, aos quais foram comparados com exemplares de Juína. Em algumas amostras, foram realizadas medições em diferentes partes, numa forma de se verificar variações pontuais (Figura 87 e Tabela 41).

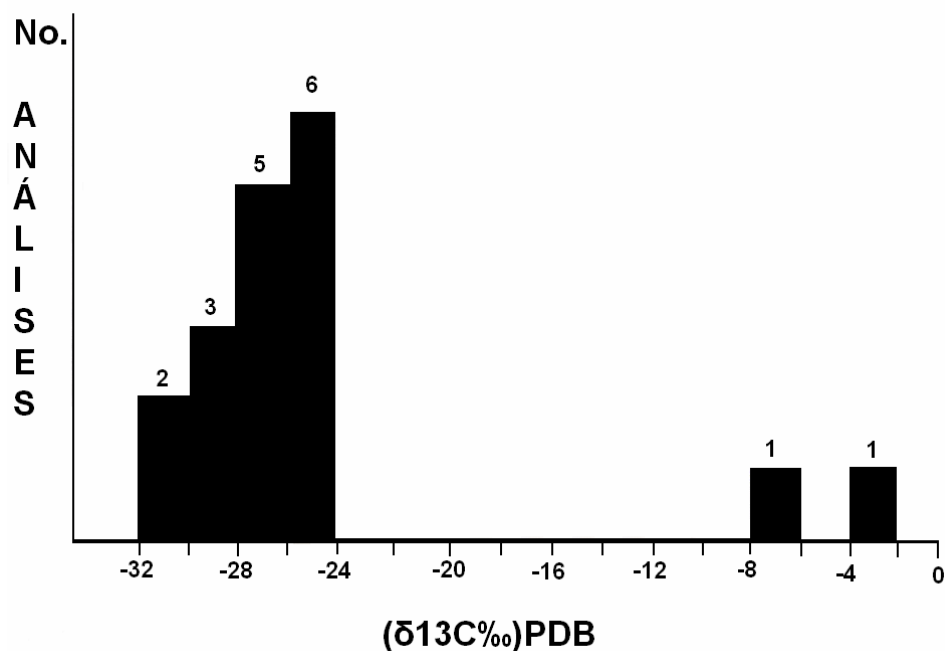


Figura 87 – Histogramas de distribuição dos isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}\%$) nos carbonados do rio Macaúbas.

Tabela 41 - Valores de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}\text{‰}$)_{PDB} nos carbonados do rio Macaúbas e de Juína.

Amostra Rio Macaúbas	Valores de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}\text{‰}$) _{PDB}	Amostra - Juína	Valores de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}\text{‰}$) _{PDB}
MGC0-1	-25.1	MtGrC1-1	-23.9
MGC0-2	-24.4	MtGrC1-2	-25.6
MGC0-3	-25.2	MtGrC1-3	-31.8
MGC0-4	-24.9	MtGrC1-4	-26.8
MGC0-5	-25.2	MtGrC2	-29.7
MGC0-6	-27.6	MtGrC3	-28.7
MGC0-7	-27.7	MtGrC5	-23.0
MGC0-8	-28.5	-	-
MGC4-1	-30.1	-	-
MGC4-2	-31.1	-	-
MGC5-2	-26.2	-	-
MGC-6/2-1	-2.6	-	-
MGC-6/2-2	-6.2	-	-
MGC6/3	-24.6	-	-
MGC6/5	-26.6	-	-
MGC7/1	-28.4	-	-
MGC7/2	-28.0	-	-
MGC7/4	-28.7	-	-

A maioria absoluta dos carbonados do rio Macaúbas e de Juína possuem assinatura isotópica leve de carbono, variando de -23.9 a -31.1 ($\delta^{13}\text{C}\text{‰}$)_{PDB}. Estes dados estão de acordo com os resultados obtidos por vários trabalhos anteriores (*e.g.* Vinogradov *et al.* 1966, Orlov 1977, Galimov *et al.* 1985, Kagi *et al.* 1994, Milledge *et al.* 1996, Shelkov *et al.* 1997, De *et al.* 1998, 2001).

O carbonado MGC6 apresentou uma significativa variação isotópica em diferentes pontos da amostra, com valores extremos variando de -2.6 a -26.6 ($\delta^{13}\text{C}\text{‰}$)_{PDB}. Este dados indicam que a distribuição isotópica de carbono no carbonado MGC6 não é homogênea, sendo considerado evidência de flutuações no reservatório de carbono durante sua formação.

Para se verificar a validade na distribuição isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) dos carbonados e para o cálculo de temperatura de formação dos carbonados, algumas das amostras foram quebradas em fragmentos menores para análises pontuais de partes do centro e da periferia do mineral. A decomposição isotópica pirolítica baseia-se no fato de que durante a gênese dos diamantes (mono ou policristalinos), a temperatura de formação dos cristais

(independente da escala de grandeza) é um dos principais fatores responsáveis pelo fracionamento isotópico de carbono (Deines 2002).

O carbonado designado como MGCO foi quebrado em oito pequenas partes, sendo selecionado um grupo de seis destes fragmentos para análises isotópicas submetidas a diferentes ensaios termoquímicos.

- *Experimento 1: aquecimento das amostras a $\sim 600^{\circ}\text{C}$ (a seco).* Análises comparativas foram realizadas aquecendo-se as amostras em diferentes intervalos de tempo, a partir das quais foram determinados os valores de distribuição isotópica. Os resultados são apresentados nas tabelas 42 a 44.

Tabela 42 - 1.5 horas de aquecimento

Amostra	Valores de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}_{\text{‰}}$) _{PDB}	
	Antes do aquecimento	Depois do aquecimento
MGC0-2	-24.4	-24.9
MGC0-5	-25.2	-24.5

Tabela 43 - 3 horas de aquecimento

Amostra	Valores de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}_{\text{‰}}$) _{PDB}	
	Antes do aquecimento	Depois do aquecimento
MGC0-2	-24.4	-23.7
MGC0-3	-25.2	-25.1
MGC0-5	-25.2	-25.7

Tabela 44 - 6 horas de aquecimento

Amostra	Valores de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}_{\text{‰}}$) _{PDB}	
	Antes do aquecimento	Depois do aquecimento
MGC0-6	-27.6	-26.3

- *Experimento 2: aquecimento das amostras a $\sim 600^{\circ}\text{C}$ (a seco) e tratamento com solução de KOH.* O ataque químico do carbonado pela solução de KOH visa a retirada de “impurezas” presentes nos espaços inter-poros que possam influenciar de alguma forma o padrão isotópico da amostra. Neste experimento, I) procedeu-se ao aquecimento das amostras, II) posterior ataque químico com solução normal a 4 moles de KOH e III) determinação dos valores de isótopos (tabelas 45 a 47).

Tabela 45 - 3 horas de aquecimento + 1.5 horas de ataque pela solução de KOH

Amostra	Valores de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}_{\text{‰}}$) _{PDB}	
	Antes do aquecimento / ataque por KOH	Depois do aquecimento/ ataque por KOH
MGC0-2	-24.4	-25.3

Tabela 46 - 3 horas de aquecimento + 3 horas de ataque pela solução de KOH

Amostra	Valores de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}\%$) _{PDB}	
	Antes do aquecimento / ataque por KOH	Depois do aquecimento/ ataque por KOH
MGC0-3	-25.2	-25.3
MGC0-5	-25.2	-25.3

Tabela 47 - 6 horas de aquecimento + 4 horas de ataque pela solução de KOH

Amostra	Valores de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}\%$) _{PDB}	
	Antes do aquecimento / ataque por KOH	Depois do aquecimento/ ataque por KOH
MGC0-6	-27.6	-27.9

- *Experimento 3: aquecimento escalonado em ambiente a vácuo, na presença de CuO.* A solução oxidante CuO visa a retirada de CO₂ da amostra, de forma que este gás não interfira no padrão isotópico do carbonado. Apenas a amostra MGC0-6 foi submetida a este teste (Tabela 48).

Tabela 48 - aquecimento escalonado (700 a 1000°C) em ambiente a vácuo, na presença de CuO.

Amostra	Valores de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}\%$) _{PDB}				
	Antes do aquecimento na presença de CuO	Depois do aquecimento na presença de CuO			
		700°C	800°C	900°C	1000°C
MGC0-6	-27.6	-25.3	-27.5	-27.7	-27.5

- *Experimento 4: aquecimento escalonado no vácuo.* Foram observadas variações significativas no padrão isotópico dos carbonados MGC0-1, MGC0-4 e MGC0-6 devido à liberação de CO₂ durante os ensaios térmicos. Para averiguar tal efeito, determinou-se o padrão isotópico destas amostras a 600 e 900°C no vácuo (Tabela 49).

Tabela 49 - aquecimento escalonado no vácuo (600 a 900°C)

Amostra	Valores de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}\%$) _{PDB}			
	Método padrão	600°C sem vácuo	600°C com vácuo	900°C com vácuo
MGC0-1	-25.1	-23.8	-20.5	-20.6
MGC0-4	-24.9	-22.5	-	-20.5
MGC0-6	-27.6	-26.2	-25.3	-

- *Estimativas da temperatura de cristalização dos carbonados.* Pode-se estimar as temperaturas de cristalização dos carbonados através dos isótopos de carbono e CO₂ presentes nos carbonados (Mayer 1985), segundo a relação $1000 \ln \alpha = \delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2) - \delta^{13}\text{C}(\text{C}_{\text{diamante}})$.

Nas amostras MGC0-1 e MGC0-4, os dados de $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ e $\delta^{13}\text{C}(\text{C}_{\text{diamante}})$ foram determinados a 900°C, onde ocorre a perda total de CO_2 . Desta forma, pode-se calcular as temperaturas de cristalização do carbonado usando a equação citada anteriormente (Tabela 50).

Tabela 50 – Temperatura de cristalização do carbonado a partir de dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$.

Amostra	Valores de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}\text{‰}_{\text{PDB}}$)		Relação de fracionamento (α)	Temperatura de cristalização (°C)
	Padrão	No vácuo, a 900°C		
MGC0-1	-25.1	-20.6	1.0045	1050
MGC0-4	-24.9	-20.5	1.0044	1070

VI.3.7 – Inclusões fluido-gasosas

Inclusões fluido-gasosas são indicadoras diretas da composição química dos voláteis envolvidos na cristalização dos diamantes (Bulanova 1995). Por ser um campo pouco explorado no estudo do carbonado, até o presente não existe um procedimento padrão para análises desta natureza (*e.g.* Melton & Giardini 1974, Navon *et al.* 1998, Izraeli *et al.* 2001).

Melton & Giardini (1974) determinaram inclusões fluido-gasosas em diamantes brasileiros e africanos através de ensaios térmicos, seguido da identificação das fases gasosas usando espectrometria de massa. Segundo estes autores, os principais gases detectados foram H_2 , N_2 , H_2 , CO , CO_2 , O_2 , Ar e hidrocarbonetos C_1 - C_3 , cujas proporções variam de acordo com o tamanho, a morfologia e a cor dos diamantes. Cristais maiores seriam saturados em hidrogênio (com relação ao nitrogênio), ocorrendo o inverso para diamantes menores. Além disso, consideram a relação $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ como regulador das atividades entre fases silicatadas e metálicas no manto (principalmente ferro).

Experimentos similares foram realizados por Takaoka & Ozima (1978), comprovando que quase todos os gases inertes estiveram presentes na formação dos diamantes, cujas concentrações são similares a dos condritos e kimberlitos. Diamantes com inclusões de grafita possuem concentrações muito maiores destes gases.

Bartoshinsky *et al.* (1978a, b) estudaram as inclusões fluidas de alguns diamantes da Rússia, determinando estatisticamente as concentrações das fases gasosas $\text{N}_2 > \text{H}_2\text{O} > \text{H}_2 > \text{CO} > \text{CO}_2 > \text{CH}_4 > \text{C}_2\text{H}_6 > \text{C}_3\text{H}_8$, atribuindo as relações entre CO / CO_2 como fator principal para os processos de cristalização dos diamantes.

Navon *et al.* (1988), Schrauder & Navon (1994) e Izraeli *et al.* (2001) determinaram através de microsonda elerônica, que os componentes voláteis presentes nas inclusões contidas nos diamantes de pipes kimberlíticos africanos são muito similares àquelas determinadas anteriormente por Melton & Giardini (1974).

No âmbito desta tese, foram determinadas as inclusões fluido-gasosas de 12 amostras de carbonados do rio Macaúbas (MGC0-1 a MGC0-8 e MGC4-1). As composições dos gases presentes nos carbonados foram determinadas através espectrometria de massa, obtidas durante a realização de dois ensaios térmicos: *i)*

aquecimento em dois estágios (20-500 e 500-1000°C) e *ii*) aquecimento sequenciado (20-300°C). Pelo fato de que os dois métodos apresentaram os mesmos resultados, os dados referentes a estes ensaios serão considerados em conjunto.

Os experimentos mostraram uma distribuição heterogênea dos carbonados com relação à liberação de gases durante os ensaios térmicos, mantendo padrões de distribuição similares aos observados em diamantes monocristalinos (*e.g.* Bartoshinsky *et al.* 1987a, b). A liberação de gases pelos carbonados possui uma temperatura limite a 600°C, ocorrendo um rápido decréscimo a partir desta. (Figura 88).

A quantidade total de gases liberados pelos carbonados varia de 1720 a 30.500 mg/g, o que corresponde a um volume de 25 a 400 vezes maior se comparados a diamantes monocristalinos (segundo as determinações de Bartoshinsky *et al.* 1987a, b).

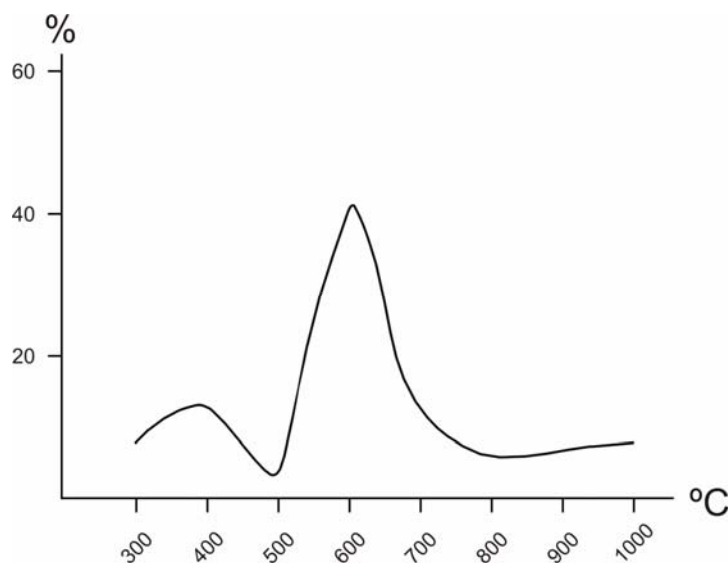


Figura 88 – Dinâmica de liberação de gases nos carbonados a partir do ensaio de aquecimento 20-1000°C.

De acordo com a abundância relativa em que ocorrem, as fases fluido-gasosas foram agrupadas em três subgrupos, dadas pelas seguintes relações: $[H_2O > CO_2 > CO] \gg [N_2, H_2] > [CH_4 > (C_2H_4 + C_2H_6) > (C_3H_6 + C_3H_8) > (C_4H_8 + iC_4H_{10} + nC_4H_{10})]$. O subgrupo H_2O-CO_2-CO compõem 96 a 99% do total de gases liberados.

Observou-se a predominância de CO_2 sobre CO em baixas temperaturas, ocorrendo o inverso para temperaturas superiores a 500°C, sendo detectadas concentrações anômalas de CO . O nitrogênio (N_2) predomina sobre H_2 , estando de acordo com os resultados de Melton & Giardini (1974) para pequenos cristais de diamante.

Gases do subgrupo dos hidrocarbonetos (designados como $C_1 = CH_4$, $C_2 = C_2H_6 + C_2H_4$, $C_3 = C_3H_6 + C_3H_8$ e $C_4 = C_4H_8 + iC_4H_{10} + nC_4H_{10}$) apresentam uma predominância de isobutanos sobre n-butanos, cuja distribuição é considerada atípica para carbonos de origem orgânica (Rogozina 1983, Galimov *et al.* 1985).

Todas as fases gasosas presentes, à exceção do nitrogênio, possuem uma correlação direta entre si, sugerindo que são fases penecontemporâneas (Tabela 51).

N ₂	1												
H ₂	0	1											
CO	0	0.43	1										
CO ₂	0	0.87	0.54	1									
H ₂ O	0	0.66	0.36	0.89	1								
CH ₄	0	0.84	0.43	0.97	0.94	1							
C ₂ H ₄	0	0.41	0	0.72	0.90	0.82	1						
C ₂ H ₆	0	0.43	0	0.73	0.91	0.83	0.97	1					
C ₃	0	0.37	0	0.68	0.88	0.79	0.97	0.99	1				
C ₄ H ₈	0	0.41	0	0.69	0.87	0.80	0.97	0.99	0.99	1			
iC ₄ H ₈	0	0.38	0	0.71	0.90	0.80	0.96	0.98	0.98	0.97	1		
nC ₄ H ₈	0	0.31	0.31	0.62	0.91	0.72	0.95	0.88	0.88	0.90	0.91	1	

Tabela 51 – Razões de correlação entre as fases gasosas observadas no intervalo de 500-100°C.

Os dados referentes às fases gasosas dos subgrupos H₂O-CO₂-CO e C₁-C₂-C₃+C₄ obtidos nos carbonados foram plotados em diagramas ternários para comparação com gases determinados em diferentes tipos de rochas (segundo Pusharev 1997 e Pusharev *et al.* 2001). De acordo com as análises destes gráficos, os componentes gasosos que constituem os carbonados possivelmente são penecontemporâneos entre si (às exceções de uma certa quantidade de H₂O e de N₂) e saturados em CO (Figura 89 A-C)

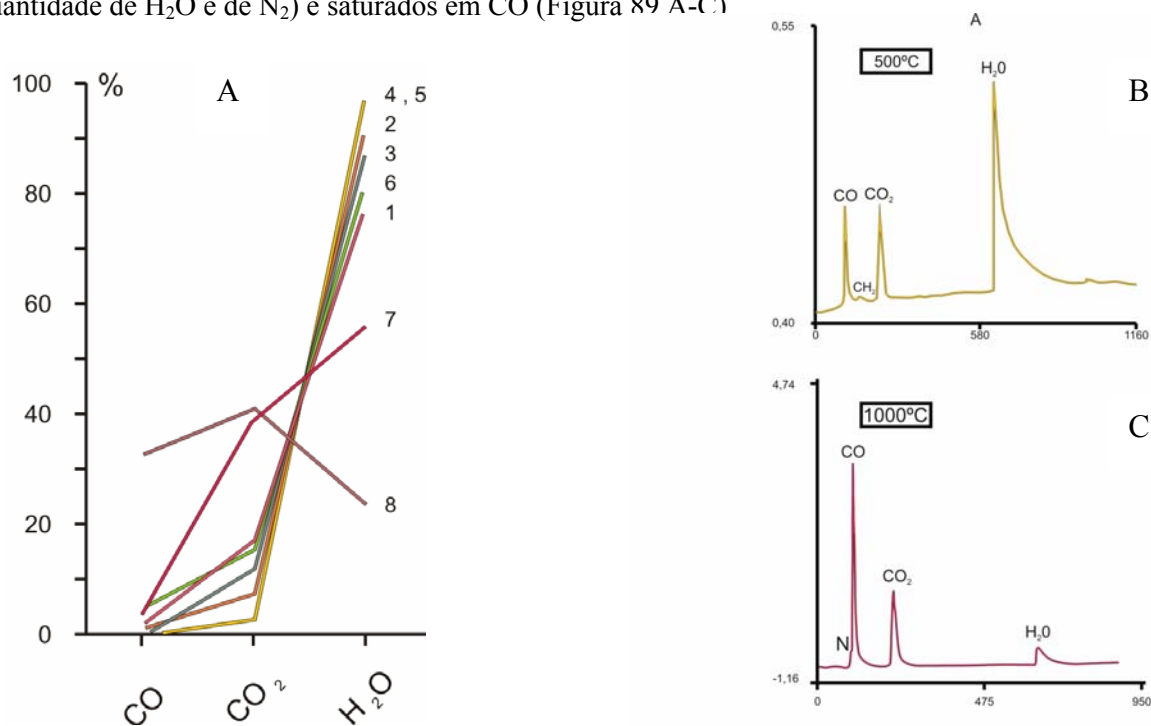


Figura 89 - Dinâmica de liberação de gases nos carbonados a partir do ensaio de aquecimento (A): 1 - 20 a 300°C, 2 - 300 a 400°C, 3 - 400 a 500°C, 4 - 500 a 600°C, 5 - 600 a 700°C, 6 - 700 a 800°C, 7 - 800 a 900°C, 8 - 900 a 1000°C. B e C: pirocromatogramas de dois estágios de aquecimento: 20 a 500°C e 500 a 1000°C.

De acordo com as temperaturas obtidas para liberação de monóxido de carbono, a formação dos carbonados se daria em temperaturas em torno de 1000°C, em condições mantélicas.

Segundo os dados de Rogozina (1983) e Galimov *et al.* (1985), a predominância de isobutanos sobre n-butanos sugerem uma fonte não-orgânica para o reservatório de carbono que foi cristalizado como carbonado (figuras 90 a 93).

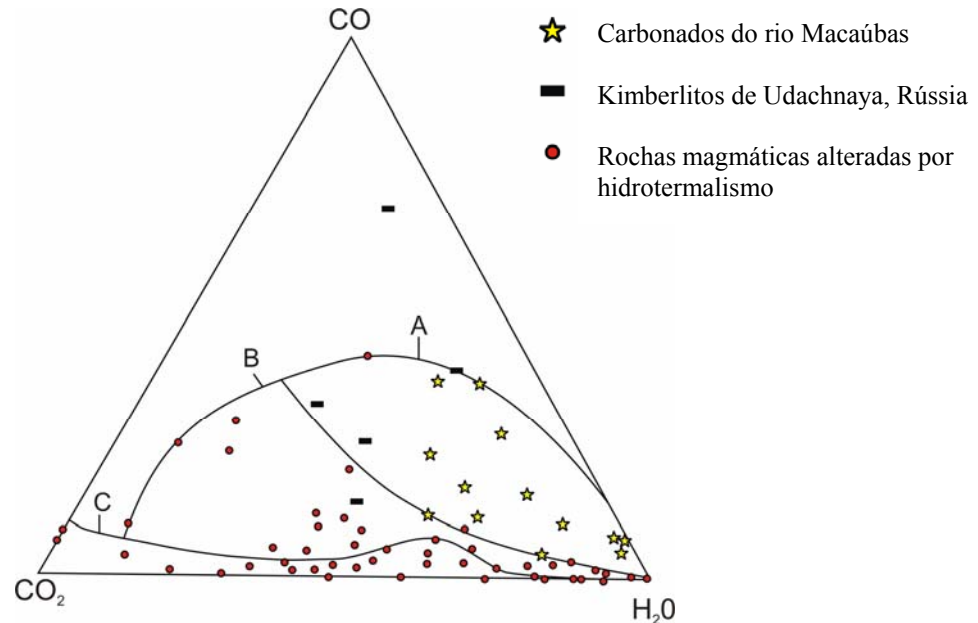


Figura 90 – Diagrama ternário CO₂-H₂O-CO onde foram plotados as concentrações destes gases em carbonados e demais rochas a partir de ensaios de aquecimento a 1000°C. A – rochas mantélicas, B – produtos da interação crosta-manto, C – rochas crustais (retirado e adaptado de Bartoshinsky *et al.* 1987a).

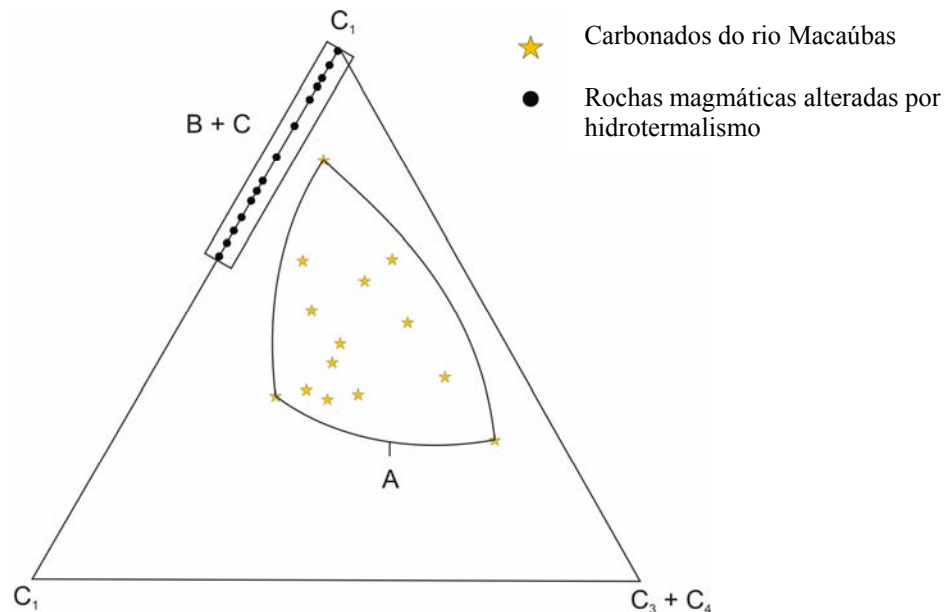


Figura 91 - Diagrama ternário do subgrupo dos hidrocarbonetos C₁-C₂-C₃₊₄. Concentrações destes gases em carbonados e magmatitos a partir de ensaios de aquecimento a 1000°C. A – rochas mantélicas, B – produtos da interação crosta-manto, C – rochas crustais (adaptado de Bartoshinsky *et al.* 1987a).

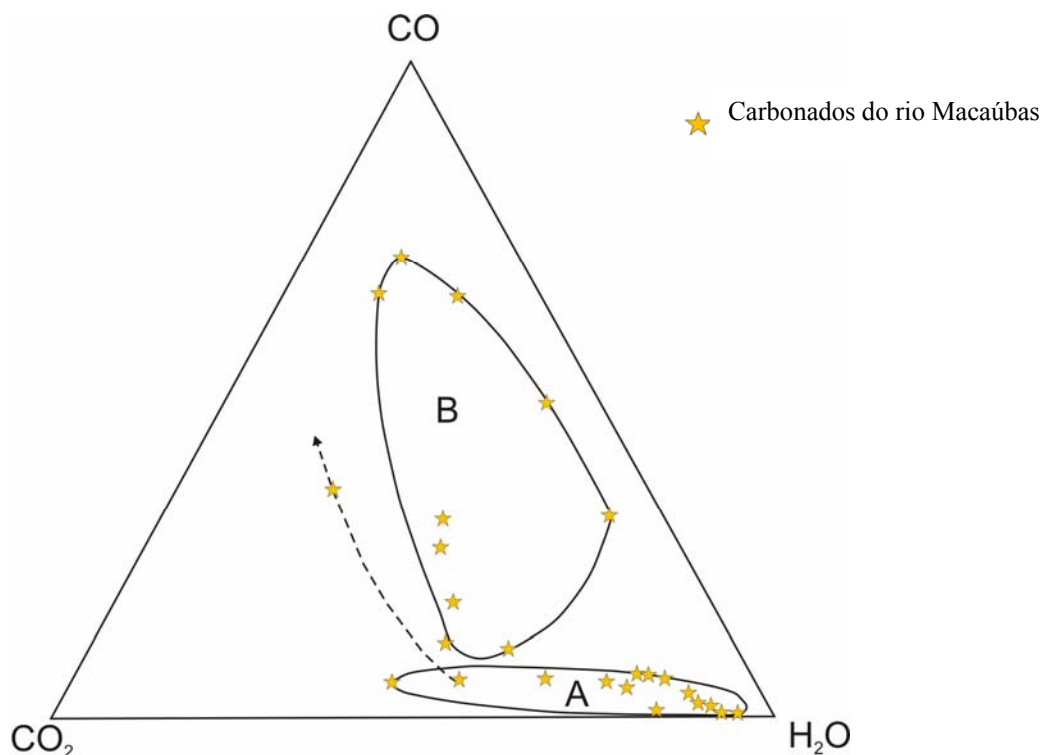


Figura 92 – Diagrama ternário CO₂-H₂O-CO onde foram plotados as concentrações destes gases em carbonados a partir de dois ensaios de aquecimento: A – 20 a 500°C e B – 500 a 1000°C (retirado e adaptado de Bartoshinsky *et al.* 1987a).

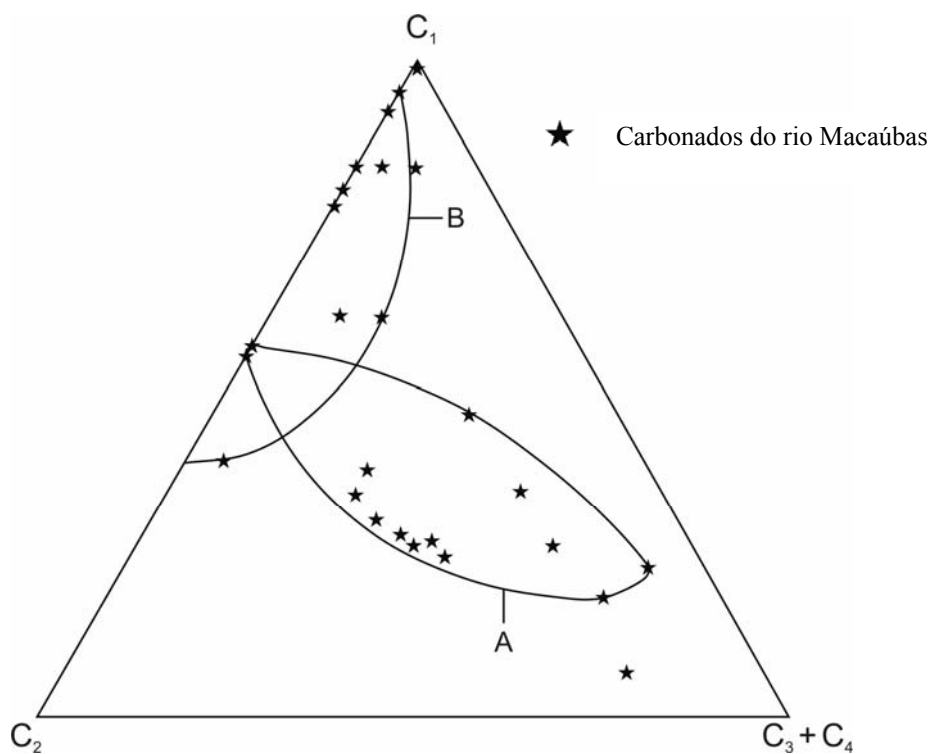


Figura 93 - Diagrama ternário do subgrupo dos hidrocarbonetos C₁-C₂-C₃₊₄ onde foram plotados as concentrações destes gases em carbonados a partir de dois ensaios de aquecimento: A – 20 a 500°C e B – 500 a 1000°C (retirado e adaptado de Bartoshinsky *et al.* 1987a).

VI.4 – Resultados obtidos por *FIB-TEM*

VI.4.1 – Introdução ao método

Desde sua criação, os métodos convencionais de análise por microscopia de transmissão eletrônica (*TEM*) foram limitados pela dureza dos materiais a serem investigados, requerendo o desenvolvimento de métodos de preparação especiais, que inviabilizavam a utilização desta técnica. Este fator limitou por um longo tempo as condições necessárias para análises usando *TEM* (Wirth 2004).

O feixe iônico de gálio (Ga) focado, ou simplesmente feixe iônico focado (*FIB*), foi desenvolvido na década de 1970 por pesquisadores da Universidade de Chicago e do Instituto de Graduação de Oregon (EUA), para retirada de seções muito finas do material a ser analisado (*foil*), independentemente da dureza da amostra. Esta técnica foi usada exclusivamente pela indústria de semi-condutores e pelo ramo da ciência dos materiais até o ano de 2002, quando foi adquirido um equipamento desta natureza para realização de análises voltadas para as geociências no GeoForschungsZentrum-Potsdam (Alemanha).

As informações obtidas através do método *FIB-TEM* possuem um alto valor qualitativo e quantitativo, uma vez que a resolução das imagens obtidas, devidamente acompanhadas de análises químicas, atingem até escalas atômicas. Para o caso específico de diamantes mono e policristalinos, este método permite a reconstrução de parte do ambiente e dos processos de formação destes minerais com base na obtenção de informações da estrutura, composição e paragéneses originais (Wirth 2005).

No presente estudo, quatro carbonados foram investigados usando *FIB-TEM*. As figuras 94 e 95 ilustram as etapas de preparação requeridas para este método.

A primeira etapa consiste no corte de uma parte da amostra por laser e no polimento desta superfície para observação no microscópio eletrônico de varredura (*SEM*). De acordo com as características preliminares levantadas pelo *SEM*, são selecionadas as regiões para a retirada do *foil* (Figura 94).

A região onde será extraído o *foil* é “protegida” da ação do feixe iônico focado (*FIB*) através de uma faixa de platina metalizada sobre a superfície plana da amostra. Dois cortes por *FIB* são feitos na parte anterior e posterior do *foil*, de forma a delimitar e a permitir a retirada do *foil* (Figura 95).

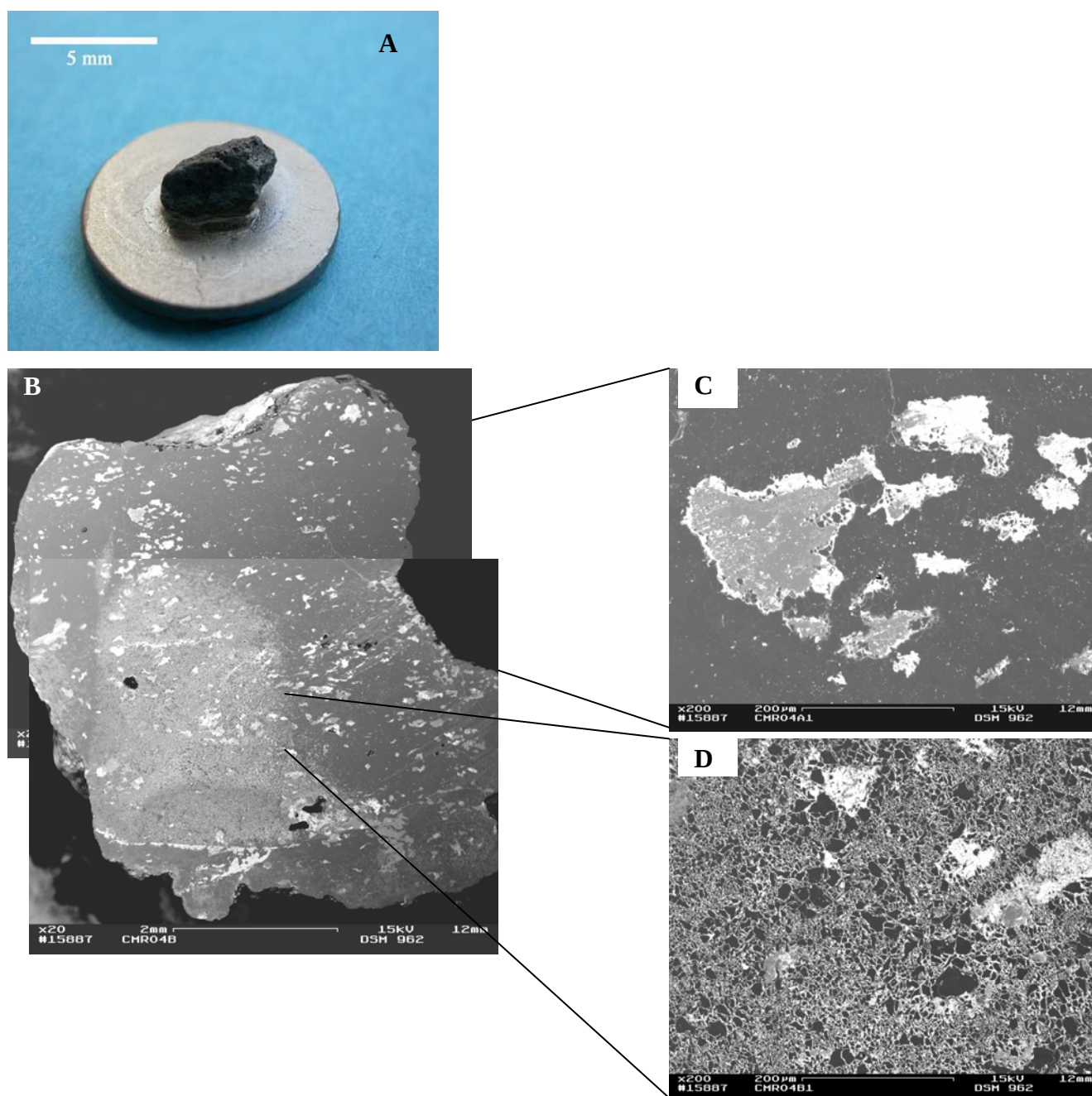


Figura 94 – Carbonado MGC12 cortado por laser (A) e posteriormente polido para observação no *SEM* (B). No modo de elétrons secundários (C e D), resalta-se a presença de inclusões dada pela diferença de coloração entre as porções claras (inclusões) e escuras (matriz do carbonado). As imagens obtidas por *SEM* serviram como suporte para a seleção das partes onde seriam retirados os *foils* (método *FIB*), para investigação detalhada utilizando *TEM*.

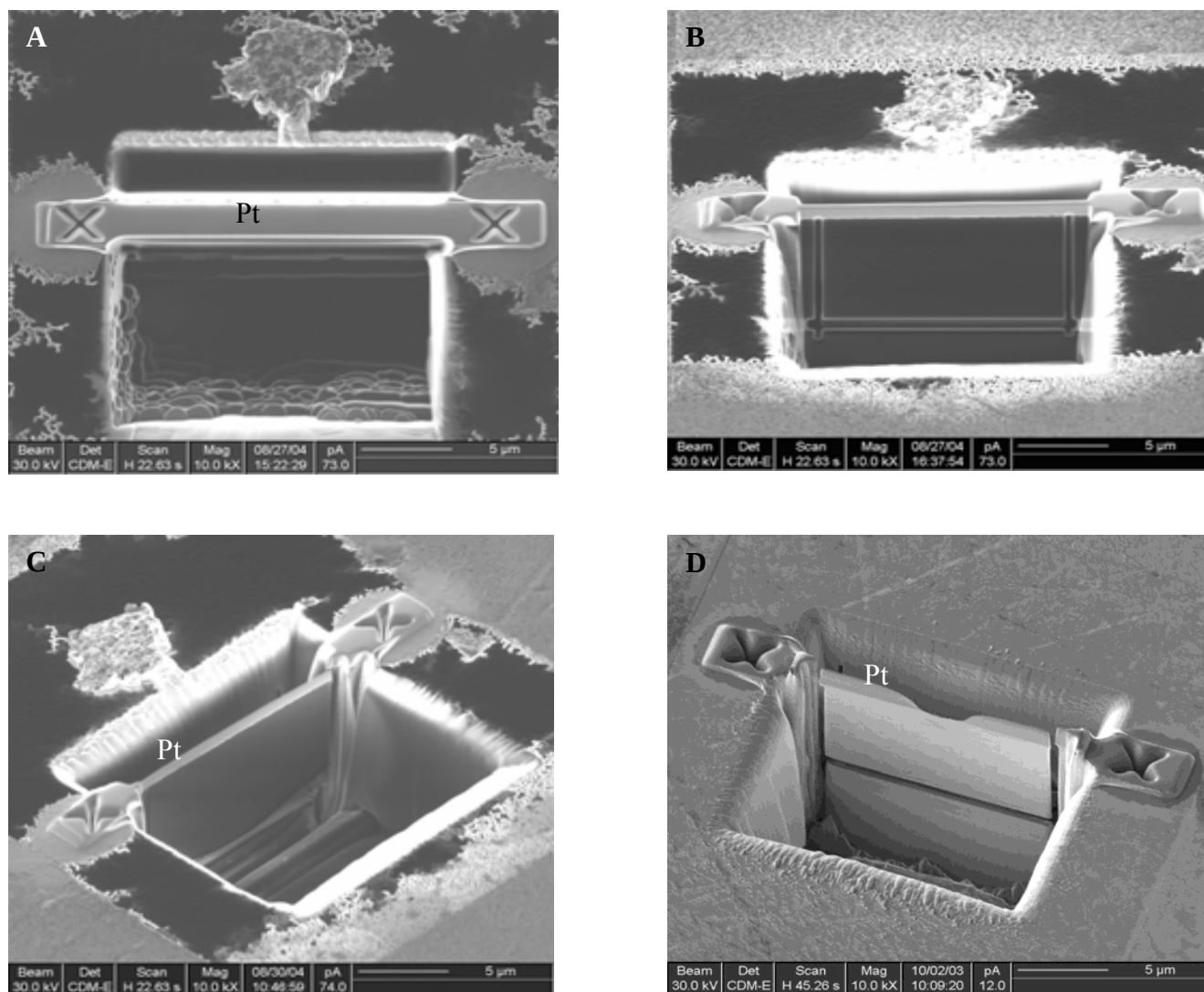


Figura 95 – Imagens de elétrons secundários (*SEM*) mostrando as etapas do processo de preparação e extração do *foil* (segundo Wirth 2004, 2005). A – deposição da película de platina na superfície onde será retirado o *foil*. A cobertura de platina serve para proteger a superfície da ação do *FIB*. Corrente de gálio de alta amperagem (2700 pA) aplicada na parte anterior e posterior da superfície coberta por platina delimitam a região do *foil*. B – forte contraste superficial devido a redeposição de diversos materiais. C – a amostra é inclinada de 45° com relação ao feixe de íons para desgaste até atingir a espessura de 500 nm. As bordas são perfuradas de modo a permitir a retirada do *foil*. D – polimento final do *foil* a 120 nm. Nesta etapa, o fragmento está completamente livre para ser pinçado com auxílio de um microscópio ótico. A preparação final para análises no *TEM* compreende a cobertura do *foil* com uma película de carbono.

VI.4.2 – Textura, estrutura interna, inclusões e paragêneses

Foram estudados quatro carbonados pelo método *FIB-TEM*, através de dez *foils*. Os resultados são sumarizados nas tabelas 52 e 53.

Amostra	Foil	Características principais	Inclusões determinadas numa mesma cavidade:
MGC11	# 769	- <i>foil</i> retirado a partir da superfície do grão; - tamanho dos grãos aumenta da superfície (poucos μm) para o interior da amostra ($< 1 \mu\text{m}$); - forma irregular dos grãos de diamantes com várias cavidades interconectadas e poros vazios; - caolinita preenchendo as bordas de contato entre os grãos de diamante, juntamente com fases de Cr + Fe; - baixa densidade de deslocamento interno; - a região de junção de alguns grãos de diamante apresentam contatos de baixo ângulo.	Inclusões determinadas numa mesma cavidade: - apatita, CaSO_4, BaSO_4, quartzo
	# 771	- <i>foil</i> retirado a partir da superfície do grão; - baixa densidade de deslocamento interno; - bordas de contato retas e irregulares (“zig-zag”); - maior espaço entre os grãos, fisicamente separados (vários nm). Preenchimento somente por caolinita; - diminutas inclusões (muito menores que $<< 1 \mu\text{m}$); - inclusões formadas por fases sólidas e/ou gasosas (estas últimas escaparam durante a preparação a vácuo); - inclusões das fases sólidas menores que 1000 nm; - a interface entre as cavidades e os grãos de diamante são irregulares	- quartzo, CaSO_4, mica, BaSO_4, apatita, Fe-mica; - carbonato, KCL contendo Ca, Ba, Ce e Fe.
	# 772	- <i>foil</i> retirado a partir da superfície do grão; - grandes cristais (5 a 10 μm) de diamante formados por um mosaico de pequenos grãos (constituídos por cristais menores); - bordas de contato retas e irregulares (“zig-zag”); - baixa densidade de deslocamento interno. Alguns deslocamentos apresentam estrutura entrelaçada associada a bordas de contato de baixo ângulo; - inclusões muito pequenas no interior dos grãos de diamante. São constituídas por soluções sólidas e/ou fases fluido-gasosas.	Inclusões determinadas numa mesma cavidade: - zircão idiomórfico + Pb; - solução sólida entre carbonatos de Ca + Ba; - quartzo; - mica; - apatita; - $\text{ZnO} + \text{PbO}$.

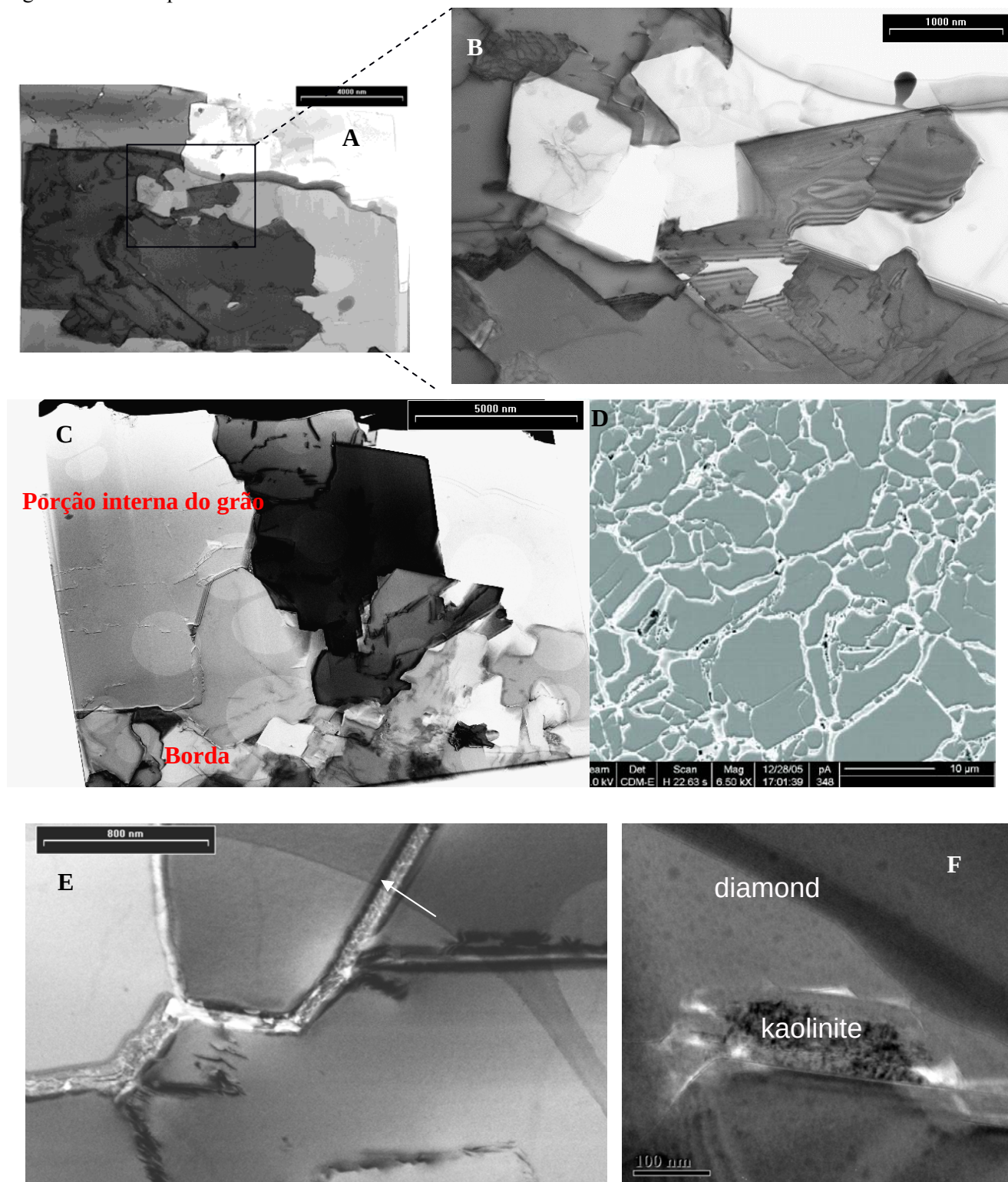
Tabela 52 – Principais características dos *foils* do carbonado MGC11 analisados pelo método *FIB-TEM*.

Amostra	Foil	Características principais	Inclusões determinadas numa mesma cavidade:
MGC12	# 796	- <i>foil</i> retirado a partir da superfície polida do grão; - grandes cristais de diamante (em torno de 10 μm) numa matriz contendo grãos menores (< 1 μm); - formas irregulares dos grãos de diamantes; - bordas de contato retas e irregulares (“zig-zag”); - alta densidade de deslocamento interno, evidenciado por um expressivo número de deslocamentos lineares; - cavidades ao longo da junção dos grãos de diamante; - caolinita preenchendo as bordas de contato entre os grãos de diamante;	- silicatos - <i>sheet</i> silicatos (1.02 nm); - florencita + BaSO_4 + PbS. - Plaquetas de nitrogênio associadas aos deslocamentos lineares.
MGC13	# 799	- <i>foil</i> retirado a partir da superfície polida do grão; - grandes cristais de diamante (maior em torno de 20 μm) numa matriz contendo grãos menores (< 1 μm); - a interface entre as cavidades e os grãos de diamante são irregulares; - baixa densidade de deslocamento interno; - bordas de contato retas e irregulares (“zig-zag”); - diminutas inclusões (muito menores que 500 nm) formadas por fases sólidas e/ou gasosas (estas últimas escaparam durante a preparação a vácuo);	- <i>sheet</i> silicatos + titanita + quartzo; - <i>sheet</i> silicatos + quartzo.
MGC14	# 825 # 826 # 827	- <i>foils</i> retirados a partir do centro do grão polido; - grandes cristais (5 a 10 μm) de diamante com reflexão avermelhada devido a <i>sheet</i> silicatos + quartzo; - bordas de contato retas e irregulares (“zig-zag”); - baixa densidade de deslocamento interno; - inclusões menores que 500 nm.	- KCl; - nanocristais de Al_2O_3; - silicatos contendo Ca-Al-K-Fe-Ti.
	# 830	- <i>foil</i> retirado a partir do centro do grão polido; - mesmas características dos <i>foils</i> # 825, 826 e 827; - <i>sheet</i> silicatos preenchendo cavidades e ao longo das bordas.	- nanocristais de Al_2O_3; - silicatos de Al-Cl-K-Ca-Ti-Fe.
	# 832	- <i>foil</i> retirado a partir da borda do grão polido; - mesmas características do <i>foil</i> # 830; - presença de óxidos de Fe ao longo dos contatos entre os grãos.	- KCl + S.

Tabela 53 – Principais características dos *foils* dos carbonados MGC12-14 analisados pelo método *FIB-TEM*.

As imagens obtidas por *TEM* mostram que a grande maioria das superfícies de contato entre os grãos de diamante são retilíneos e extremamente irregulares, mantendo um padrão do tipo *network* ou em mosaico de grãos (Figura 96, A e B). Para o *foil* # 769, observou-se que o tamanho dos grãos aumenta a partir da superfície (porção mais externa) para o interior da *foil* (Figura 96C). Por vezes, os grãos são bastante espaçados entre si, preenchidos por caolinita, florencita, mica e quartzo (Figura 96 – D, E e F).

Figura 96 – Principais texturas nos carbonados



As inclusões encontradas no interior dos grãos individuais ocupam uma pequena área (< 500 nm) e são formadas por fases sólidas e fluido-gasosas. Estas últimas são perdidas durante o processo de preparação da amostra no vácuo e não puderam ser caracterizadas.

As inclusões encontradas numa mesma cavidade são formadas por soluções sólidas entre diversos elementos e representam as paragêneses minerais dos carbonados. São formadas por carbonatos de Ca e Ba, cloretos (principalmente KCl), soluções sólidas silicatadas (Ca, Al, K, Fe, Ti), sulfetos e óxidos de Pb e Zn (figuras 97-99).

O nitrogênio ocorre na forma de plaquetas orientadas segundo deslocamentos internos, formando um grupo a parte de inclusões nos carbonados (Figura 100). Estas plaquetas de nitrogênio ocorrem somente sob condições mantélicas, denotando longo tempo para sua formação (Milledge & Mendellsohn 1995). Os deslocamentos internos são observados na forma de estruturas lineares e alongadas, contínuas ou não, podendo também se apresentar com traço sinuoso e bordas serrilhadas. Segundo Orlov (1977), estas estruturas são características de cisalhamento sob altas temperaturas, orientadas segundo a direção do esforço.

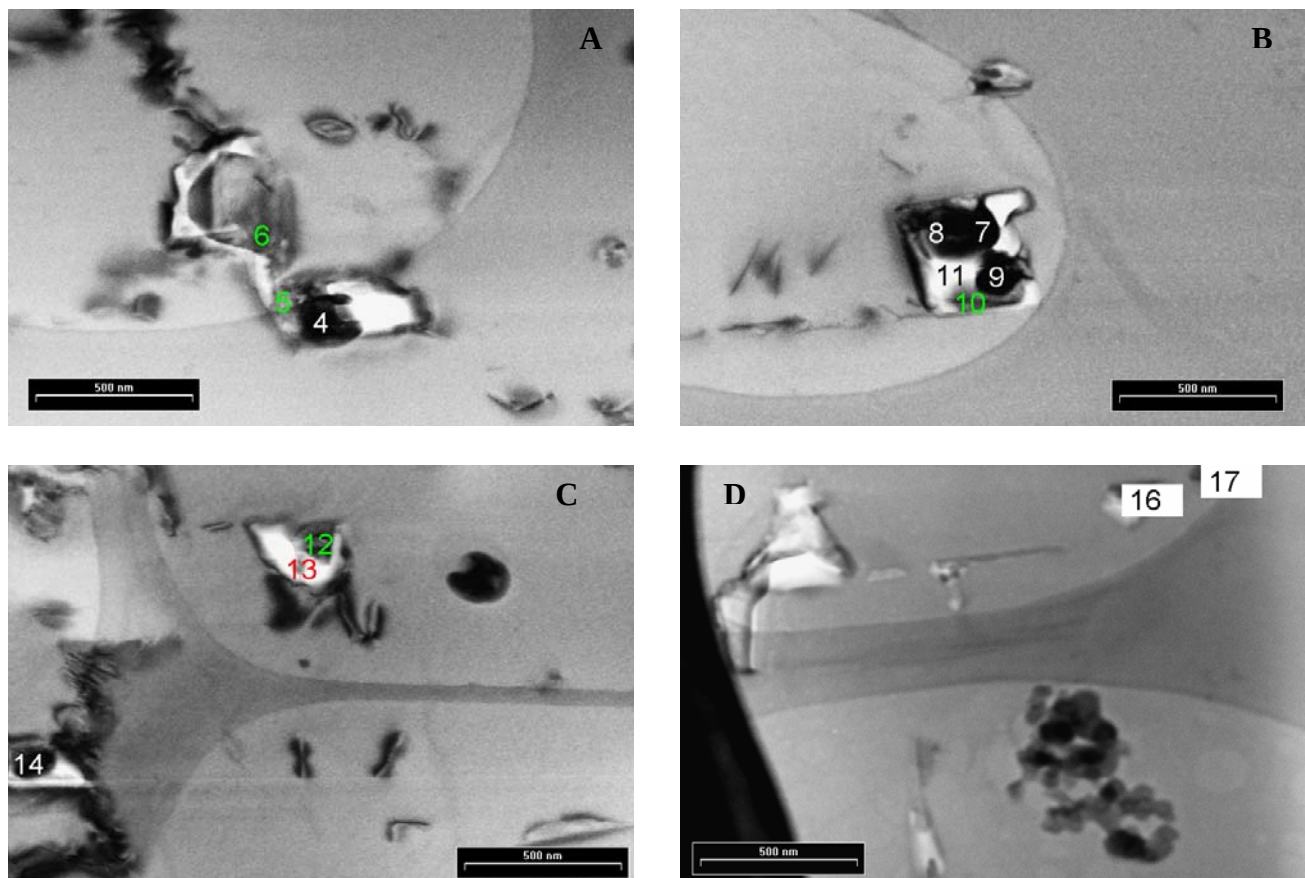


Figura 97 – Inclusões presentes no carbonado MGC11, *foil* 771: **A)** 4 – apatita, 5 – $\text{BaSO}_4 + \text{CaSO}_4$, 6 – quartzo; **B)** 7 e 8 – quartzo, 9 – apatita, 10 – indeterminada, 11 – indeterminada; **C)** 12 – clorita, 13 – $\text{Si}+\text{K}+\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Ba}+\text{Ce}$, 14 – CaCO_3 ; **D)** 16 – $\text{Si}+\text{K}+\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Ba}$, 17 – $\text{Si}+\text{K}+\text{Ca}+\text{Fe}+\text{Ba}$.

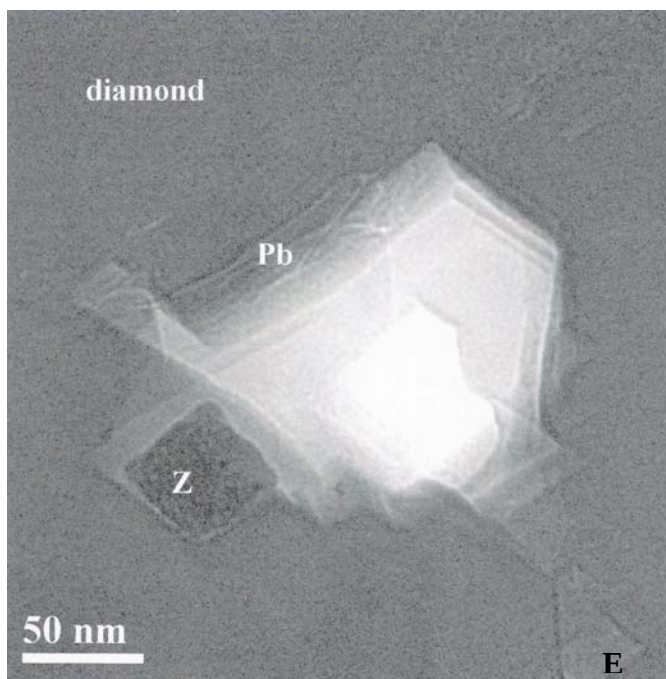
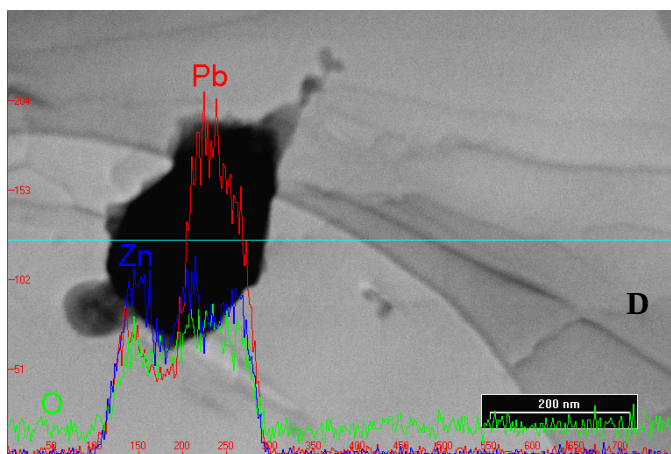
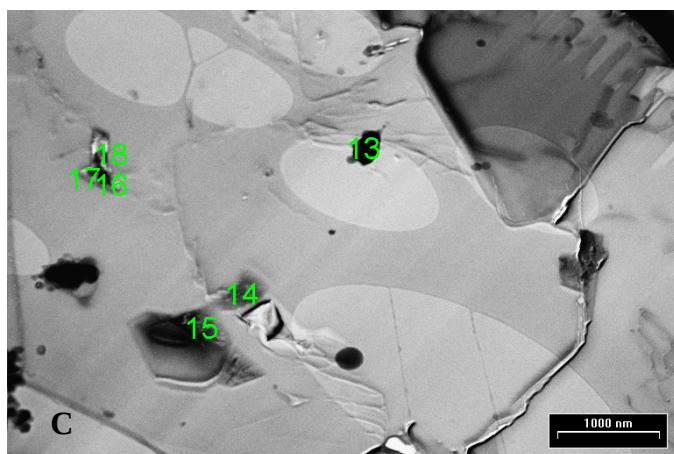
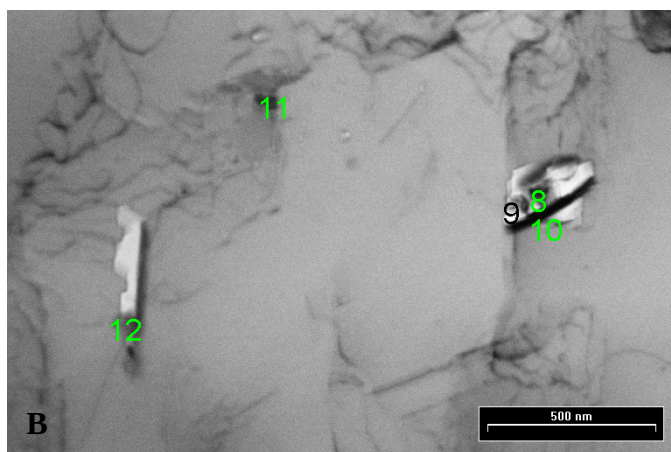
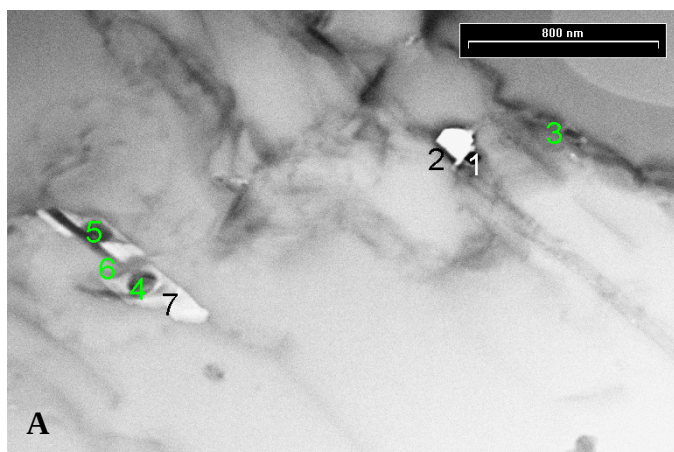


Figura 98 - Inclusões presentes no carbonado MGC11, *foil* 772: **A)** 1 – zircão, 2 – Pb, 3 – clorita, 4 – Ca+Si+O+Ba+Fe+Al, 5 – quartzo, 6 – mica (?), 7 – muscovita; **B)** 8 – quartzo, 9 – apatita, 10 – Si+Ba+Ca+K+Fe+S+Mg+Al, 11 – flogopita (?), 12 – flogopita (?); **C)** 13 – (Pb+Zn)O, 14 – caolinita, 15 – caolinita, 16 – apatita, 17 – quartzo, 18 – Si+Al+K+Mg; **D)** Linha de varredura química ao longo da inclusão 13, usando difração de raios X nas intensidades Pb K α , Zn K α e O K α ; **E)** Detalhe da região compreendida entre as inclusões 1 e 2. A área de borda é formada por uma solução sólida de Pb juntamente com um cristal de zircão idiomórfico

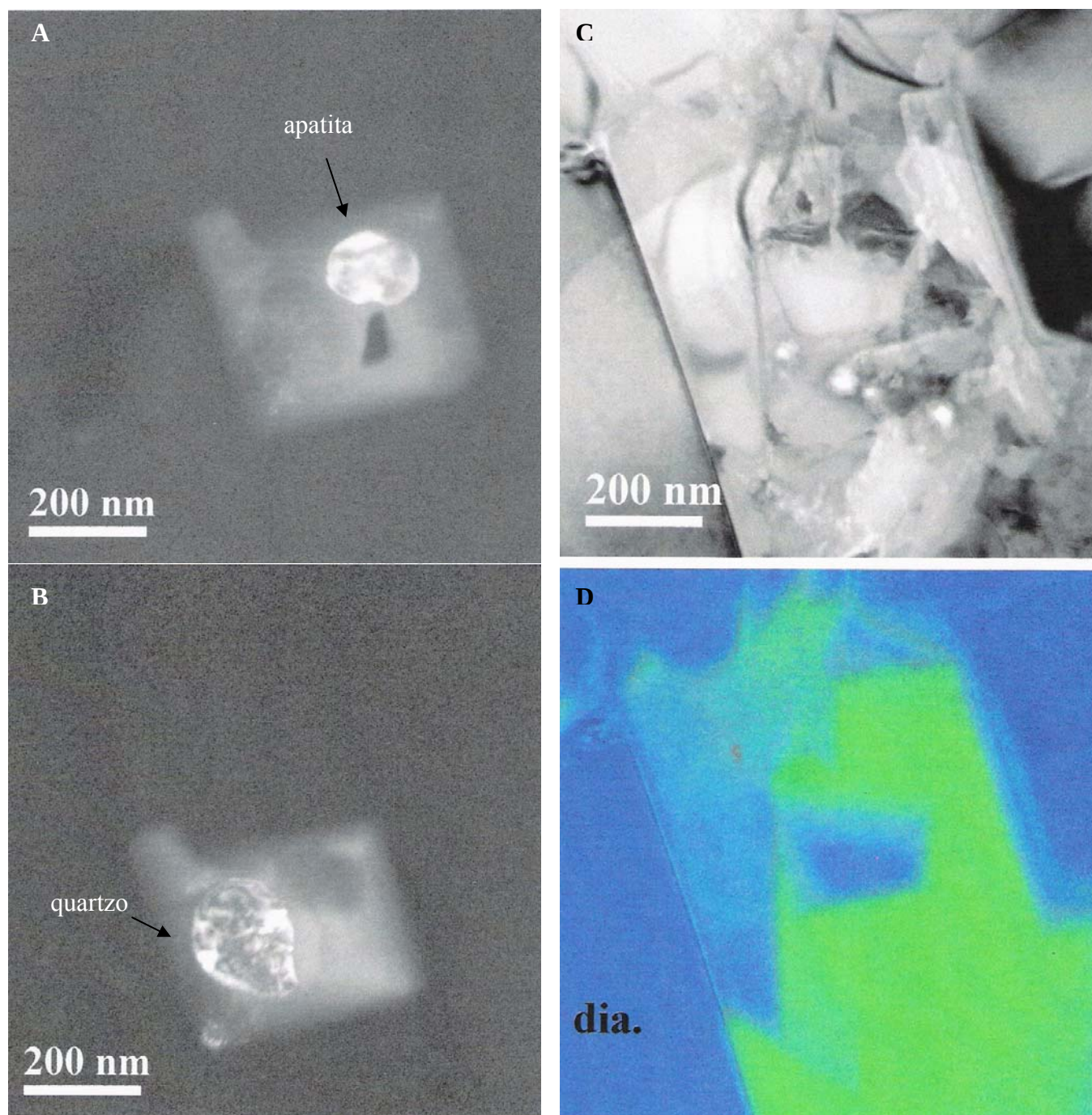


Figura 99 – Soluções sólidas observadas numa mesma cavidade: A) apatita e B) quartzo (*foil 771*); *foil 772*, C) microinclusão na matriz do grão de diamante que constitui o carbonado, D) mapa de distribuição dos elementos químicos usando difração de raios X nas intensidades Ca $K\alpha$, C $K\alpha$ e O $K\alpha$ para imageamento. Devido a espessura homogênea do *foil*, as concentrações dos elementos correspondem às intensidades das colorações da imagem. C $\rightarrow$ azul, Ca + O $\rightarrow$ verde.

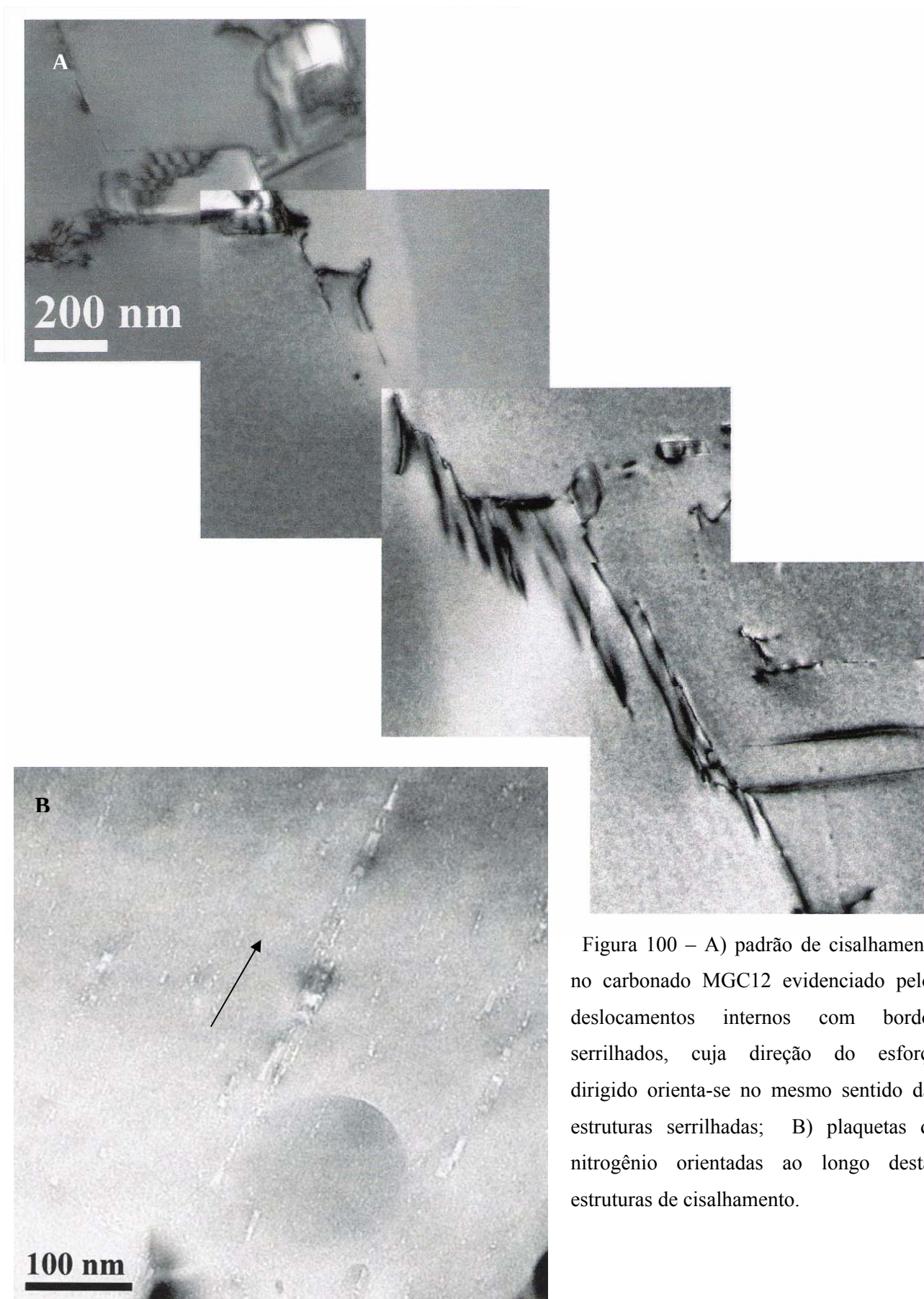


Figura 100 – A) padrão de cisalhamento no carbonado MGC12 evidenciado pelos deslocamentos internos com bordos serrilhados, cuja direção do esforço dirigido orienta-se no mesmo sentido das estruturas serrilhadas; B) plaquetas de nitrogênio orientadas ao longo destas estruturas de cisalhamento.

VI.5 - Resumo geral sobre os levantamentos realizados nos carbonados da bacia do rio Macaúbas:

Foram recuperados 17 carbonados provenientes da bacia do rio Macaúbas, totalizando 56.97ct em peso.

A morfologia externa dos carbonados, de um modo geral, é bastante irregular, não possuindo forma cristalográfica definida, à exceção do carbonado MGC19, proveniente do rio Jequitinhonha, o qual possui forma octaédrica.

Foram realizados estudos em laboratório através da análise total da amostra (institutos de Geologia de Komi/Moscow, Rússia) e pelo método *FIB-TEM* (GeoForschungsZentrum-Potsdam, Alemanha).

O método de análise total da amostra se baseou na caracterização da estrutura interna, minerais e associações de fases minerais presentes nos carbonados, Elementos Terras Raras (ETR), conteúdo de nitrogênio, isótopos de carbono e inclusões fluido-gasosas.

– Estrutura interna: a matriz dos carbonados é composta por grãos micrométricos de diamante, ocorrendo como cristais únicos ou como uma associação de microcristais. Os grãos individuais são representados por octaedros, cujas faces apresentam indícios de mais de um período de crescimento e/ou dissolução. Adicionalmente, os microcristais de diamante exibem vários planos de clivagens, provavelmente devido a influência dos processos de abrasão mecânica. Quando ocorrem associados, os microcristais agrupam-se em blocos e possuem textura granular. A descoberta de chaoíta e de lonsdaleíta nos carbonados estudados é de especial importância, uma vez que ambos são encontrados em impactitos e, no caso específico da chaoíta, descrita recentemente também em rochas metamórficas de alto grau.

– Minerais e associações de fases minerais nos carbonados: foram identificados 82 espécies, das quais 27 constituem-se de ligas metálicas, 9 de sulfetos, 3 pertencem ao grupo dos halitos, 16 aos grupos dos óxidos e hidróxidos, 12 silicatos e aluminossilicatos e 15 sais.

As ligas metálicas estão presentes nos carbonados MGC0, MGC1 e MGC3 como películas nas superfícies dos microcristais de diamantes, formando soluções sólidas entre si, raramente ocorrendo como metais nativos. Os principais metais contidos nos carbonados são o ferro (30%), cobre (18%), níquel e cromo (11%).

A composição dos sulfetos apresenta uma grande variação entre o conteúdo de Fe, Ni, Cu, Pb e Ag.

Dentre óxidos e hidróxidos, a goethita constitui o mineral mais comum, preenchendo os espaços intersticiais, seguida de rutilo. Outros minerais e fases associadas aos óxidos possuem composição que foram consideradas como pertencentes ao grupo dos espinélios. As fórmulas empíricas calculadas são interpretadas como soluções sólidas entre quatro *end members* principais: magnetita-cromita-gahnita-ulvoespinélio, struverita-ilmenorutilo e raramente óxido de antimônio.

Os aluminossilicatos são formados por minerais do grupo das micas (muscovita-celadonita) e outras fases minerais, principalmente caolinita e allophana. Estes minerais ocorrem preenchendo cavidades ou como lamelas individuais localizadas nos interstícios de agregados de diamantes.

O zircão adquire especial significado pela diversidade de forma e abundância com que ocorre. Foram determinados 18 componentes oriundos de soluções sólidas observadas nos zircões, as quais se baseiam nas relações entre quatro *end members*: zircão-baddeleyita-rutilo-westita. O conteúdo relativo destes minerais são dados por zircão-baddeleyita-rutilo-westita-demaís “fases minerais”.

Os fosfatos apresentam um complexo desenvolvimento de soluções sólidas entre diferentes *end members*. As composições químicas das soluções sólidas formadas entre os fosfatos e os aluminofosfatos, baseiam-se principalmente nas relações entre xenotímio-florencita, monazita-florencita, monazita-aluminofosfatos de Ca-Ba-Sr-Pb, florencita-aluminofosfatos de Ca-Ba-Sr-Pb (série da plumbogummita).

– Elementos Terras Raras (ETR): o enriquecimento dos carbonados em ETR relaciona-se, principalmente, aos minerais do grupo dos fosfatos e de zircões, sendo registradas concentrações de 100 a 10.000 vezes o acima dos valores observados em diamantes monocristalinos.

– Nitrogênio: os dados obtidos por luminescência/fotoluminescência, corroborados por *EPR* e *ESR*, evidenciam dois grupos de carbonados. O primeiro, compreende os carbonados MGC2 e MGC4, os quais são enriquecidos em nitrogênio. O segundo grupo agrega os carbonados MGC0, MGC1 e MGC3, que possuem um conteúdo relativamente baixo de nitrogênio. A concentração dos centros P1 nas amostras do primeiro grupo é aproximadamente 10 vezes maior que nos carbonados empobrecidos em nitrogênio.

– Isótopos de carbono: a maioria absoluta dos carbonados do rio Macaúbas possuem assinatura isotópica leve de carbono, variando de -23.9 a -31.1 ($\delta^{13}\text{C}\text{‰}$)_{PDB}. Estes dados estão de acordo com os resultados obtidos por vários trabalhos anteriores. Contudo, o carbonado MGC6 apresentou uma significativa variação isotópica em diferentes pontos da amostra, com valores extremos variando de -2.6 a -26.6 ($\delta^{13}\text{C}\text{‰}$)_{PDB}. Estes dados indicam que a distribuição isotópica de carbono no carbonado MGC6 não é homogênea, sendo considerado evidência de flutuações no reservatório de carbono durante sua formação.

O cálculo da temperatura de formação dos carbonados foi feito através de quatro ensaios de decomposição isotópica pirolítica, revelando valores em torno de 1050 e 1070°C para duas amostras estudadas.

– Inclusões fluido-gasosas: são indicadoras diretas da composição química dos voláteis envolvidos na cristalização dos diamantes. Segundo a abundância relativa em que ocorrem, as fases fluido-gasosas foram agrupadas em três subgrupos, dadas pelas seguintes relações: $[\text{H}_2\text{O} > \text{CO}_2 > \text{CO}] \gg [\text{N}_2, \text{H}_2] > [\text{CH}_4 > (\text{C}_2\text{H}_4 + \text{C}_2\text{H}_6) > (\text{C}_3\text{H}_6 + \text{C}_3\text{H}_8) > (\text{C}_4\text{H}_8 + i\text{C}_4\text{H}_{10} + n\text{C}_4\text{H}_{10})]$. O subgrupo $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CO}$ compõem 96 a 99% do total de gases liberados.

Os componentes gasosos que constituem os carbonados possivelmente são penecontemporâneos entre si (às exceções de uma certa quantidade de H_2O e de N_2), sendo saturados em CO. De acordo com as temperaturas obtidas para o monóxido de carbono, a formação dos carbonados se daria em temperaturas em torno de 1000°C,

em condições mantélicas. A predominância de isobutanos sobre n-butanos sugerem uma fonte não-orgânica para o reservatório de carbono que foi cristalizado como carbonado.

Os resultados obtidos por *FIB-TEM* basearam-se na textura, estrutura interna, inclusões e paragêneses.

A grande maioria das superfícies de contato entre os grãos de diamante é retilínea e extremamente irregular, mantendo um padrão do tipo *network* ou em mosaico de grãos, ocorrendo também uma diminuição da granulação em direção ao interior da amostra. Os principais minerais que preenchem os espaços inter-grãos são caolinita, florencita, mica e quartzo.

As inclusões encontradas numa mesma cavidade são formadas por soluções sólidas entre diversos elementos e representam as paragêneses minerais dos carbonados. São formadas por carbonatos de Ca e Ba, cloretos (principalmente KCl), soluções sólidas silicatadas (Ca, Al, K, Fe, Ti), sulfetos e óxidos de Pb e Zn.

O nitrogênio ocorre na forma de plaquetas orientadas segundo deslocamentos internos, formando um grupo a parte de inclusões nos carbonados. Estas plaquetas de nitrogênio ocorrem somente sob condições mantélicas, denotando longo tempo para sua formação. Os deslocamentos internos são observados na forma de estruturas lineares e alongadas, contínuas ou não, podendo também se apresentar com traço sinuoso e bordas serrilhadas, sendo características de cisalhamento sob altas temperaturas, orientando-se segundo a direção do esforço.

CAPÍTULO VII – DISCUSSÕES GERAIS

Esta tese teve como principal objetivo a reconstrução da história evolutiva dos diamantes e carbonados da bacia do rio Macaúbas, no tempo e no espaço. Pela complexidade e abrangência do tema, a metodologia adotada consistiu na investigação dos diferentes aspectos aqui abordados, desde os processos de formação dos diamantes e carbonados, até os possíveis ciclos de redistribuição sedimentar em superfície a que estes minerais foram submetidos (subcapítulo I.5).

Neste contexto, o presente capítulo visa integrar e discutir os resultados obtidos com trabalhos que se relacionam direta e indiretamente com os objetivos propostos. A partir desta integração, pretende-se estabelecer uma seqüência lógica de evolução magmática e sedimentar para os diamantes e carbonados da bacia do rio Macaúbas.

VII.1 – Diamantes da bacia do rio Macaúbas: registros dos processos magmáticos

Informações diretas a respeito do ambiente e das condições de formação dos diamantes são dadas pela *i*) concentração e pelo estado de agregação de nitrogênio, *ii*) inclusões, *iii*) padrão de distribuição isotópica e *iv*) morfologia interna – catodoluminescência (Taylor & Armand 2004). No presente trabalho, foram determinados todos estes parâmetros, à exceção da morfologia interna. Apenas os resultados sobre o conteúdo e a forma de agregação de nitrogênio possuem valor estatístico. Os demais parâmetros possuem valor qualitativo.

Os levantamentos realizados por espectroscopia no infra-vermelho (32 cristais) e por luminescência/fotoluminescência (70 diamantes), acrescidos de determinações sobre uma inclusão mineral, atestam que pelo menos parte dos diamantes da bacia do rio Macaúbas foi formada a profundidades iguais ou superiores a 150km, sob influência de gradientes térmicos situados ao redor de 1050-1100°C e pressões em torno de 4.8GPa. Estes dados estão de pleno acordo com as temperaturas e pressões advogadas para a formação de diamantes monocristalinos no manto superior (*e.g.* Meyer 1985, Bulanova 1995).

Um número pequeno de diamantes foi caracterizado segundo a presença de inclusões minerais e sobre o conteúdo isotópico. Os poucos dados obtidos sugerem uma associação genética entre estes diamantes com minerais mantélicos, relacionados a formação de peridotitos e eclogitos. O diamante D-10, determinado como sendo do tipo P, apresentou uma distribuição homogênea no conteúdo isotópico de carbono ($\delta^{13}\text{C}\text{‰}$), provavelmente devido a presença de olivina, cuja formação atuaria como um regulador isotópico através da reação com carbonatos (Cartigny 1998a). Por outro lado, o diamante D-11, de afinidade eclogítica, apresentou uma grande variação no padrão isotópico (-8.0 a -26.99 $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$), existindo duas possibilidades para este fato: *i*) efeito cinético (*e.g.* Cartigny *et al.* 1999, Deines *et al.* 2001), *ii*) mudanças bruscas na fonte do fluido durante a formação do cristal (*e.g.* Deines 2002, Bulanova *et al.* 2002, Hauri *et al.* 2002).

Os diamantes estudados nesta tese possivelmente foram submetidos a um longo período de residência mantélica. Esta hipótese é reforçada não só pelos dados de concentração e agregação de nitrogênio (conforme

Taylor *et al.* 1990), mas também pelos levantamentos qualitativos e quantitativos da morfologia externa destes diamantes.

Baseando-se no esquema de evolução cristalográfica do diamante estabelecido por Orlov (1977), as formas cúbicas e octaédricas são típicas para os processos de crescimento, ao passo que o *dodecahedroid* (ou rombododecaedro de arestas e faces curvas) é a forma cristalográfica estável de dissolução. Mais da metade (53%) dos diamantes estudados diretamente nos serviços de exploração possui forma rombodecaédrica, seguida de octaedros (20%), formas irregulares (19%), geminados (5%) e hábitos transicionais (3%). Os levantamentos realizados em 47 diamantes pelo método das projeções goniométricas postulam que todos estes cristais apresentam mais de um estágio de crescimento/dissolução, representando significativo desvio da cinética de equilíbrio entre os fatores que controlam estas reações, conforme advogado por Evdokimov *et al.* (2001) e confirmado por Rakin *et al.* (2004) para os diamantes da bacia do rio Macaúbas.

Segundo a seqüência de eventos magmáticos estabelecida por McCallum *et al.* (1994), os diamantes são formados, clivados e dissolvidos no manto, cujos processos podem ser superpostos e contínuos. Figuras de superfície (*lamination lines*, *hillocks*, *trigons*, etc.) e de corrosão (canais profundos, superfícies *frosting*) ocorrem devido ao aumento da fO_2 por ação da concentração de CO_2 , sob altas temperaturas ($>950^\circ C$), no manto ou durante a ascensão do magma mantélico para a superfície (Robinson *et al.* 1989, McCandless *et al.* 1994). Cristais de grande quilatagem e diamantes trapeados (“protegidos”) por xenólitos mantélicos possuem mais chances de serem preservados até a superfície (Robinson *et al.* 1989).

Aproximadamente 51% da população de diamantes, analisados pelos parâmetros da Tabela 1, possui algum tipo de clivagem, sendo que 88% destes cristais, por apresentarem figuras de dissolução nas superfícies de clivagem, foram parcialmente clivados e submetidos aos processos de dissolução a altas temperaturas no manto ou durante a ascensão para a superfície. O percentual de diamantes com clivagem “primária” na bacia do rio Macaúbas difere substancialmente das populações deste mineral atribuídas aos níveis metaconglomeráticos do Supergrupo Espinhaço e dos diamantes oriundos do retrabalhamento destes depósitos no Fanerozóico (*e.g.* Karfunkel *et al.* 1996, Chaves *et al.* 1997).

VII.2 – Diamantes da bacia do rio Macaúbas: registros dos processos sedimentares

Levantamentos de populações de diamantes extraídos diretamente de corpos kimberlíticos mostram *i*) heterogeneidade quanto a distribuição de peso e qualidade gemológica dos diamantes, *ii*) predomínio de cristais com forma octaédrica sobre rombododecaedros (*e.g.* Harris *et al.* 1975, Bulnova 1995, Zintchouk & Koptil’ 2003). Estes dois fatos puderam ser constatados *in loco* durante a excursão temática realizada na província kimberlítica de Arkhangelsk (Rússia), no ano de 2004 (Figura 93).

De acordo com Sutherland (1982), Censier & Tourenq (1995) e McCandless & Nash (1996), dentre outros, os diamantes que apresentam algum tipo de imperfeição provocado pelo desequilíbrio no campo de tensões interno do mineral, principalmente devido a presença de inclusões e jaças, são progressivamente destruídos durante os processos de abrasão mecânica, em meio sedimentar. De forma análoga, estes autores

postularam que durante os ciclos de redistribuição sedimentar, principalmente em ambientes subaquosos de alta energia, os diamantes são submetidos a um processo de seleção natural segundo a morfologia externa dos cristais: superfícies planas são mais suscetíveis a clivagens secundárias, com perda progressiva de massa do cristal, até tornar-se pequeno demais para ser notado (“pulverizado”). Diamantes rombododecaédricos apresentam faces abauladas e arestas curvas, sendo mais resistentes ao transporte sedimentar do que os cristais que apresentam faces planas, ao exemplo de octaedros e formas irregulares de cristalização.



Figura 101 – Hábitos cristalinos mais comuns dos diamantes extraídos de um dos pipes kimberlíticos da Cia. ALROSA Ltda, Arkhangelsk, Rússia (retirado de Zintchouk & Koptil’ 2003).

De acordo com estes parâmetros, os levantamentos estatísticos realizados sobre uma população de 496 diamantes na bacia do rio Macaúbas demonstraram que: *i*) predominam cristais de baixa quilatagem (75% dos diamantes são inferiores a 0.20ct), *ii*) a maior parte dos diamantes está agrupada nas categorias de pureza C2 e C3 (intermediária e inferior, respectivamente), representando juntas 75% de todos os diamantes, *iii*) 85% dos cristais possuem algum tipo de jaça, *iv*) predominam cristais rombododecaédricos (51%) sobre octaedros (20%), seguidos de cristais irregulares (19%), geminados (5%) e transicionais (3%), *v*) um número extremamente baixo de clivagens secundárias foi determinado nestes diamantes (6%), contrastando com o alto percentual de diamantes com clivagens primárias (45.2%), extremamente vulneráveis aos processos de abrasão mecânica no meio sedimentar (McCandless & Nash 1996).

Três cristais apresentaram defeito do tipo S1 (subcapítulo V.2 - 9.2), característico para diamantes extraídos diretamente de corpos kimberlíticos e destruídos ao longo do transporte sedimentar (Lutoev *et al.* 2000). Pelo fato de que não é estabelecida a intensidade dos ciclos de redistribuição sedimentar para que este tipo de defeito seja totalmente destruído, por esta característica, não é possível mensurar a magnitude dos processos de abrasão mecânica a que foram submetidos os diamantes da bacia do rio Macaúbas. Não são possíveis também, comparações com os diamantes do Supergrupo Espinhaço, uma vez que inexistem análises desta natureza.

A presença de pontos de radiação nos diamantes estudados (65%) é uma característica da residência destes minerais em sítios de sedimentação enriquecidos em elementos radioativos a partir de minerais de U, Th ou K (Vance *et al.* 1973). Na bacia do rio Macaúbas, postula-se que possivelmente os *radiation spots* possam estar relacionados a monazita, um dos minerais constituintes da fração “pesada” nos concentrados diamantíferos (Capítulo IV, Tabela 11).

Ainda que a origem da capa em diamantes seja uma questão aberta a debates, o percentual desta feição de superfície nos diamantes da bacia do rio Macaúbas é muito reduzido (em torno de 5%), quando comparado com a frequência média observada nos diamantes do Supergrupo Espinhaço (25%), podendo atingir nestes últimos até 90% em determinadas regiões (*e.g.* Chaves *et al.* 1996, Chaves *et al.* 2001).

Pelos parâmetros acima relacionados, à exceção dos dados sobre peso e sobre *radiation spots*, pode-se afirmar que os diamantes da bacia do rio Macaúbas possuem características físicas distintas dos diamantes do Supergrupo Espinhaço (*e.g.* Karfunkel *et al.* 1994, Karfunkel *et al.* 1996, Chaves *et al.* 1997). Postula-se que pelo menos parte dos diamantes estudados nesta tese não foram submetidos a ciclos intensos de redistribuição sedimentar em ambientes subaquosos de alta energia (conforme apontado por Karfunkel *et al.* 2001).

VII.3 – Carbonados da bacia do rio Macaúbas: registros dos processos magmáticos

Por suas características peculiares, a gênese dos carbonados constitui um tema bastante complexo (subcapítulo VI.1). Várias hipóteses foram levantadas para explicar a origem desta variedade policristalina do diamante, as quais incluem *i*) a transformação de matéria orgânica carregada para o manto superior através de zonas de subducção (*e.g.* Frantsesson & Kaminsky 1975, Kagi *et al.* 1994), *ii*) formação de microcristais a partir da fissão radiogênica de U e Th numa matriz rica em carbono (*e.g.* Kaminsky 1987, Ozima *et al.* 1991, Chaves *et al.* 2005b), *iii*) impactos de meteoros, seja como constituintes destes corpos (*e.g.* Haggerty 1996) ou como impactitos (*e.g.* Smith & Dawson 1985) e *iv*) como produtos da cristalização direta de magmas kimberlíticos durante sua ascensão, em condições de subsuperfície (*e.g.* Gorshkov *et al.* 1998, Makeev *et al.* 2001). Mesmo possuindo características tão distintas, os carbonados estão sempre associados a diamantes monocristalinos em depósitos secundários (*e.g.* De *et al.* 2001), o que leva a supor uma ligação entre ambos, senão relacionados aos mesmos ambientes de formação, pelo menos relacionados aos mesmos processos magmáticos de ascensão de magmas profundos para a superfície.

De acordo com os resultados obtidos ao longo desta tese e apresentados no Capítulo VI, a formação do carbonado possivelmente se dá também ao longo de três estágios, mas relacionados aos processos ocorridos no manto e na interação manto-crosta.

A primeira fase de cristalização, responsável pela estrutura do carbonado, é caracterizada por grãos octaédricos, ocorrendo isolados ou agrupados em blocos, com indícios de dissolução (subcapítulo VI.3.2). As imagens obtidas por *FIB-TEM* sugerem um período de cristalização rápida, em condições subsólidas, caracterizado pelos contatos retilíneos e extremamente irregulares entre os grãos, formando um padrão do tipo *network* ou em mosaico (subcapítulo VI.4.2). Contudo, a formação destes microcristais deve ter sido penecontemporânea com a atuação de fases gasosas submetidas a altas temperaturas e pressões (*e.g.* Silaev *et al.* 2005). De acordo com os resultados de fracionamento isotópico de carbono e de inclusões fluido-gasosas (subcapítulos VI.3.5 e VI.3.6, respectivamente), os carbonados são saturados em CO, cuja temperatura de formação estaria situada ao redor de 1000°C ou em temperaturas maiores. A presença de chaoíta e lonsdaleíta nas zonas de borda de estruturas semi-esféricas (subcapítulo VI.3.2), possivelmente são relictos da presença de inclusões gasosas de CO trapeadas no interior dos microcristais de diamante, cuja atividade decorrente da temperatura e principalmente da pressão de confinamento (ao redor de 140kbar, segundo Klein & Hurlbut 1999), resultaram localmente na modificação da estrutura cristalográfica do diamante (cúbica), para hexagonal, segundo hibridizações do tipo *sp* (chaoíta) ou *sp*³ (lonsdaleíta) (Shumilova 2004).

A presença de nitrogênio, determinada através de luminescência/fotoluminescência, *EPR* e *ESR*, atesta que a concentração e o estado de agregação deste elemento nos carbonados se deu em condições mantélicas, conforme o significado genético dos defeitos N3, H3, T1 e P1 (Lutoev *et al.* 2004, subcapítulo VI.3.5). A formação de plaquetas de nitrogênio associada a deslocamentos internos (conforme revelado por *FIB-TEM*, subcapítulo VI.4.2), evidencia a atuação simultânea de dois processos mantélicos: cisalhamento (esforço dirigido) associado ao aumento da temperatura, resultando em condições favoráveis para deformação plástica de diamantes (Orlov 1977) e para a conversão dos centros A para centros B (Taylor *et al.* 1985, Mendelssohn & Milledge 1995).

Os valores de carbono leve para os carbonados levaram vários autores a postularem uma origem crustal para esta variedade policristalina do diamante (subcapítulo VI.1), hipótese não confirmada pelos dados de inclusões fluido-gasosas (subcapítulo VI.3.7). A predominância de isobutanos sobre n-btanos é considerada atípica para carbonos de origem orgânica (segundo Rogozina 1983 e Galimov *et al.* 1985).

O padrão de distribuição isotópica de carbono nas amostras estudadas (subcapítulo VI.3.6) variou de -23.9 a -31.1 ‰¹³C‰_{PDB}. Uma das amostras, porém, apresentou poucas mas notáveis variações do conteúdo isotópico (‰¹³C‰_{PDB} -2.6 a -6.2). De *et al.* (2001) propõem quatro possibilidades para explicar possíveis variações na distribuição isotópica de carbono nos carbonados: *i*) cristalização a partir de diferentes reservatórios de carbono, *ii*) fracionamento isotópico dependente da temperatura de cristalização, *iii*) mudanças localizadas na composição do fluido, *iv*) fracionamento isotópico variável dependendo das razões de crescimento. Os resultados obtidos pelo presente estudo não permitem inferir com precisão sobre a influência dos processos responsáveis pelos

valores de carbono leve para grande parte das amostras, o mesmo sendo válido para a bimodalidade entre carbono leve – carbono pesado determinado na amostra MGC6. Através da análise integrada dos dados, postula-se que pelo menos os três últimos mecanismos possam ter operado simultaneamente ou em separado: *i*) fracionamento isotópico dependente da temperatura de cristalização, sugerido pelos valores de carbono pesado da amostra MGC6, *ii*) mudanças localizadas na composição do fluido, uma vez pelo menos parte dos carbonados foi formada através de soluções, possivelmente sub-sólidas, entre carbono e carbonatos (subcapítulo VI.4.2, Figura 90D), *iii*) fracionamento isotópico variável dependendo das razões de crescimento, sugerido pela diferença de tamanho entre os grãos da borda (menores) e do interior do *foil* # 769 (subcapítulo VI.4.2, Figura 87C).

As paragêneses para os carbonados são representadas pelas inclusões encontradas no interior dos grãos individuais de microdiamantes através do método *FIB-TEM*, formadas por fases sólidas numa mesma cavidade entre diversos elementos: carbonatos de Ca e Ba, cloretos (principalmente KCl), soluções sólidas silicatadas (Ca, Al, K, Fe, Ti), sulfetos, óxidos de Pb e Zn e zircão (subcapítulo VI.4.2). A princípio, as informações genéticas relacionados ao meio em que estas inclusões se formaram seriam de difícil interpretação, pois não são aparentemente correlacionáveis às inclusões características para a formação de peridotitos, eclogitos ou fases do manto inferior (subcapítulo V.2-10, Tabela 32). Contudo, estas paragêneses minerais são exatamente as mesmas determinadas em diamantes extraídos de corpos kimberlíticos da Sibéria (Rússia), África do Sul e Canadá (*e.g.* Klein-BenDavid *et al.* 2006), interpretadas como fluidos metassomáticos trapeadas durante a cristalização dos diamantes, isto é, constituem inclusões proto-singenéticas.

O estudo de inclusões através de *TEM* é considerado como o método ideal para investigações de microinclusões em diamantes (Wirth 2004). Estudos prévios realizados em diamantes monocristalinos utilizando esta técnica, revelaram a presença, numa mesma cavidade, de duas ou mais fases de apatita, ankerita, carbonatos, quartzo, biotita e mica (*e.g.* Guthrie *et al.* 1991, Walmsley & Lang 1992a, 1992b). Estes minerais ocupavam somente uma pequena fração do volume da inclusão, sendo o restante do espaço preenchido por fases fluidas, que por sua vez, continham microinclusões de minerais com estrutura intacta (Guthrie *et al.* 1991), revelando que tais minerais foram formados e trapeados nos corpos dos diamantes a partir de uma mistura de fluidos e voláteis em condições supercríticas de cristalização (Schrauder & Navon 1994). À temperaturas e pressões requeridas para o campo de estabilidade dos diamantes, *melts* silicatados, carbonatados e fluidos hidratados constituem fases completamente miscíveis e representam o primeiro ponto crítico de cristalização dos diamantes (Wyllie & Ryabchikov 2000). Tais fluidos foram agrupados segundo a composição principal em três diferentes *end members* (*e.g.* Schrauder & Navon 1994, Izraeli *et al.* 2001): *i*) membro silicatado, rica em água, Si, Al e K, *ii*) membro carbonatado rico em Mg, Ca, Fe, K e Na, *iii*) membro salino-hidratado, rico em Cl, K e Na. Água e carbonatos são os principais voláteis (Navon *et al.* 1988) e todos *end members* são enriquecidos em K e muitos outros elementos incompatíveis (Schrauder *et al.* 1996).

Desta forma, as microinclusões determinadas nos carbonados pelo método *FIB-TEM* representam condições excepcionais de cristalização no manto, sob altas pressões, a partir de fluidos ricos em álcalis,

cloretos, carbonatos e água, conforme advogado por Navon (1991) para a cristalização de diamantes monocristalinos.

Um modelo alternativo e que poderia ter operado simultaneamente ou tardiamente com fluidos metassomáticos para o primeiro estágio de cristalização dos carbonados, considera a influência do sistema metal-carbono para a formação de diamantes. Metais de transição, principalmente Cr, Fe, Ni, Cu, Mg, poderiam ser os responsáveis pela difusão do carbono (catalisador) para a formação do diamante (*e.g.* Samoilovich *et al.* 1985, 2000; Petrovsky *et al.* 2002, 2004, 2005). A grafita, na presença de um catalisador metálico (Me), tende a vibrar na mesma frequência do catalisador, aumentando o espaço entre as moléculas de carbono (C) e formando vários complexos: Me-C, Me-MeC, MeC-C etc. (*e.g.* Samoilovich *et al.* 2000). A função destes metais não se limita somente à catálise dos processos de transformação da grafita em (micro) diamantes, mas influencia também na estrutura e no grau de ordenamento do *melt* durante a cristalização (*e.g.* Petrovsky *et al.* 2005). A diminuição da energia potencial, em decorrência da ressonância do sistema metal-grafita, permite as interações interatômicas necessárias para que o novo sistema (Me-C) possua a mesma simetria molecular da estrutura do diamante. Ainda que a influência e a abrangência dos catalisadores metálicos na formação de diamantes monocristalinos naturais não sejam bem entendidas (*e.g.* Bulanova & Spetsius 1991, Makeev & Filippov 1999), os carbonados MGC0, MGC1 e MGC3 são caracterizados por um baixo conteúdo de nitrogênio e um alto percentual de soluções sólidas entre diferentes metais de transição, ocorrendo exatamente o oposto para os carbonados MGC2 e MGC4 (subcapítulos VI.3.3 e VI.3.5). Estas observações sugerem que os processos de formação dos carbonados foram parcialmente condicionados pelas atividades de metais no manto. Neste panorama, a presença de nitrogênio em forma não segregada funcionaria como um inibidor da reação metal-carbono, uma vez que o nitrogênio é o principal elemento químico que substitui o carbono na estrutura dos diamantes.

O segundo estágio de formação de microdiamantes no carbonado também teria ocorrido no manto, sob condições redutoras e certamente está associado a atividade do sistema Me-C. Esta interpretação advém do fato de que grande parte dos espaços intersticiais dos carbonados são formados por soluções sólidas entre metais (sumarizados pela Tabela 36, subcapítulo VI.3.3), às quais se associam a uma segunda geração de microdiamantes, por vezes, preenchendo cavidades semi-circulares, formando druzas de microdiamantes.

Os processos crustais possivelmente relacionam-se à formação de fosfatos e aluminofosfatos ricos em ETR e aluminossilicatos, representando a percolação de fluidos epigenéticos e oxidantes nos espaços vazios (subcapítulos VI.3.3 e VI.3.4).

Os dados obtidos nesta tese apontam para uma origem mantélica dos carbonados, apresentando evidências da atuação de processos crustais posteriores a sua formação. A hipótese de que carbonados e diamantes monocristalinos possam coexistir em corpos de origem mantélica (kimberlitos), ao que parece, é perfeitamente factível. Porém, representam produtos da cristalização de carbono sob condições distintas no manto.

VII.4 – Carbonados da bacia do rio Macaúbas: registros dos processos sedimentares

Ao contrário dos diamantes monocristalinos, os carbonados não exibem características externas ou de populações de indivíduos que possam atestar seguramente a atuação e a magnitude de processos sedimentares.

Alguns microcristais de diamante apresentaram vários planos de clivagens e foram relacionados a influência dos processos de abrasão mecânica (subcapítulo VI.3.2).

VII.5 – Ciclos de redistribuição sedimentar: área(s) e rocha(s)-fonte, processos e mecanismos de transporte, deposição e concentração, idade dos ciclos

No atual estado da arte, consideram-se puramente especulativas as hipóteses acerca da natureza da(s) possível(is) fonte(s) ígnea(s) provedoras dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do rio Macaúbas, bem como a idade e a localização do(s) evento(s) de *emplacement* destes corpos na superfície.

Chaves *et al.* (2005b) sugerem três fases distintas para a formação dos carbonados presentes nos metaconglomerados diamantíferos da Formação Tombador – Grupo Chapada Diamantina (Schobbenhaus 1993) e Grão Mogol (Chaves *et al.* 1999): *i*) formação de germens de diamante a partir de matéria carbonácea rica em partículas radioativas na região cratônica, em idade superior que 2.6Ga (ao redor de 3.5Ga), *ii*) agregação dos gérmens em ambiente hidrotermal, sob possível influência de vulcanismo e catalisadores metálicos, em idades compatíveis com as do primeiro item, quando as inclusões de minerais crustais teriam se inserido, *iii*) aporte dos carbonados na bacia de sedimentação do Supergrupo Espinhaço, por volta de 1.75Ga. O processo de radiação seria responsável também pela formação da capa verde nos diamantes do Supergrupo Espinhaço.

Do ponto de vista genético, os dados levantados nesta tese não suportam o modelo de Chaves *et al.* (2005b), pelas seguintes evidências: *i*) os microcristais de diamante presentes nos carbonados exibem evidências de dissolução, *ii*) cisalhamento e agregação de nitrogênio na estrutura do diamante ocorrem somente no manto, ao exemplo das plaquetas orientadas de nitrogênio associadas a deslocamentos internos, *iii*) baseando-se no padrão de distribuição de isótopos de carbono, as temperaturas calculadas para formação dos carbonados estaria entre 10050-1070°C, *iv*) a presença de inclusões fluido-gasosas são penecontemporâneas com a formação dos microcristais de diamante no manto, sendo saturadas em CO. A atividade de confinamento deste gás provocou a modificação cristalográfica da estrutura do diamante para londsladeíta, *v*) os dados obtidos por FIB-TEM apontam o mesmo padrão de inclusões para diamantes monocristalinos e carbonados (Ca e Ba, cloretos, soluções sólidas silicatadas, sulfetos e óxidos de Pb e Zn), *vi*) apenas 5% dos diamantes do rio Macaúbas possuem algum tipo de capeamento, em contraste com o alto percentual desta feição nos diamantes do Supergrupo Espinhaço.

Os estudos regionais sobre o Grupo Macaúbas em Minas Gerais (*e.g.* Karfunkel & Hoppe 1988, Karfunkel *et al.* 2001, Uhlein *et al.* 2004) apontam como a região do cráton do São Francisco como área-fonte dos sedimentos que preencheram o rifte Araçuaí. Uma vez que corpos “primários” podem hospedar diamantes e carbonados, considera-se coerente o fato de que rochas desta natureza poderiam estar presentes na região cratônica, em acordo com o postulado de Clifford (1966). Em virtude dos eventos de superpostos de erosão, metamorfismo, alteração intempérica e recobrimento destes corpos ígneos pr sedimentos posteriores, é

praticamente impossível a localização atual destes por técnicas de mapeamento de superfície. Kimberlitos localizados na parte central do Estado da Bahia foram datados em 1.1Ga (Dr. Carlos Schobbenhaus, comunicação verbal), e atestam atividades magmáticas desta natureza que intrudiram o paleo-continente do São Francisco neste período.

Considerando-se os resultados do mapeamento geológico (Capítulo III), fica evidente que os diamantes, carbonados e alguns minerais pesados da bacia do rio Macaúbas (*e.g.* granada almandina, crisoberilo, monazita e estauroлита) possuem uma origem exótica à geologia da região, sendo-lhes portanto, atribuída uma origem extra-bacinal. Três unidades sedimentares podem ser consideradas como possíveis candidatas a rochas-fonte para estes minerais: *i*) metaconglomerados da Formação Matão, Supergrupo Espinhaço, *ii*) unidade de metadiamictitos glaciogênicos da Formação Serra do Catuni (Grupo Macaúbas), *iii*) conglomerados reliquiais da Formação Areado, oriundos do retrabalhamento de parte dos metaconglomerados diamantíferos da Formação Sopa-Brumadinho (Supergrupo Espinhaço) durante o Cretáceo Inferior.

A análise integrada dos levantamentos de prospecção aluvionar (Capítulo IV) e das características dos diamantes e carbonados da bacia do rio Macaúbas (capítulos V e VI, respectivamente), indicam que os corpos metaconglomeráticos da Formação Matão (Supergrupo Espinhaço) e os conglomerados cretácicos dificilmente poderiam constituir as rochas-fonte destes minerais, pelas seguintes razões: *i*) as características físicas dos diamantes da bacia do rio Macaúbas diferem dos diamantes atribuídos aos metaconglomerados da Formação Sopa-Brumadinho, Supergrupo Espinhaço (*e.g.* Karfunkel *et al.* 1994, Chaves *et al.* 1997) e dos conglomerados cretácicos, a exemplo das ocorrências diamantíferas da Serra do Cabral (*e.g.* Chaves *et al.* 1994, Karfunkel & Chaves 1995), *ii*) carbonados em Minas Gerais são encontrados apenas no curso médio do rio Jequitinhonha, a partir da confluência com os rios Macaúbas, Congonhas e Itacambirucu (Moraes 1934). Os metaconglomerados da Formação Sopa-Brumadinho e os conglomerados cretácicos não possuem evidências claras da presença de carbonados (*e.g.* Chaves 1997), *iii*) não são observadas atividades garimpeiras provenientes de drenagens que cortam somente estas litologias (ressalva seja feita para o caso dos conglomerados cretácicos, que afloram de forma reliquiar, estando obliterados pelos processos de lateritização e que não puderam ser devidamente caracterizados com relação a espessura, extensão e trama sedimentar), *iv*) no córrego dos Barcos, drenagem de primeira grandeza que corta somente a unidade de metadiamictitos da Formação Serra do Catuni (capítulo IV), foram recuperados diamantes, carbonados, granada almandina, estauroлита, crisoberilo e monazita. A Formação Serra do Catuni nesta região possui ainda uma proporção relativamente alta na distribuição de blocos e seixos na matriz (Capítulo III), *v*) o grande percentual de diamantes com clivagens primárias, aliado aos poucos cristais com defeitos estruturais do tipo S1 e a própria presença de carbonados, apontam na direção de um mecanismo de transporte que lhes preservasse estas características, consideradas pouco susceptíveis ao transporte subaquoso em ambiente de alta energia (*e.g.* McCandless & Nash 1996).

Todas estas evidências invocam a unidade de metadiamictitos da Formação Serra do Catuni como a provável rocha-fonte dos diamantes e carbonados da bacia do rio Macaúbas, ainda que esta hipótese, até o presente momento, seja considerada como improvável por outros autores (*e.g.* Fleischer 1995, Chaves 1997).

Dentre outros argumentos, consideram o fato de que geleiras constituiriam agentes ineficazes para o transporte e principalmente para a concentração de quaisquer tipos de minerais pesados, constituindo sistemas de dispersão sedimentar.

Com relação ao aparente aspecto dispersivo da sedimentação do sistema glacial, exemplos mundiais atestam a influência das geleiras na redistribuição e concentração localizada de diamantes, desde o Proterozóico até o recente (*e.g.* Golubev 1995, Morris & Kaszycki 1997, Moore & Moore 2004).

Geleiras podem ser agentes eficazes de erosão, transporte e concentração de sedimentos derivados do substrato sobre o qual se movimentam (*e.g.* Brodzikowsky & van Loon 1987). Uma vez incorporados pela geleira, a composição litológica, mineralógica e geoquímica dos detritos são indícios diretos dos processos de erosão, incorporação e locação dos detritos no corpo da geleira onde foram transportados.

A estrutura interna de uma geleira é comumente dividida em três zonas (*e.g.* Walker & Walker 1992): *i*) subglacial, localizada na base, *ii*) englacial, corresponde à porção mediana, *iii*) supraglacial, próximo ao topo.

Numa superfície pouco acidentada, os detritos retirados do substrato são erodidos e incorporados na base da geleira, sendo transportados na zona subglacial, em contato direto com o substrato. Sob tais condições, os detritos são continuamente erodidos a partir das exposições do relevo ao longo da direção de movimentação do corpo de gelo, contendo uma grande quantidade de material do substrato sobre o qual prograda. Em áreas onde o relevo é bastante acidentado, os detritos erodidos e incorporados à geleira podem ser transportados na zona englacial, onde há pouco ou nenhum contato com a base do gelo e o substrato rochoso. Como consequência, os detritos englaciais podem ser transportados por grandes distâncias e com diluição muito pequena, e os sedimentos deles derivados (*tills*) não contêm detritos de outras regiões, refletindo a composição da área-fonte, sem interferências de sedimentos de outros locais. Onde o fluxo subglacial é obstruído por altos topográficos, os detritos anteriormente incorporados são depositados na base destes obstáculos, sendo transportados por uma distância muito curta (*e.g.* Eyles & Eyles 1992).

A composição litológica de *tills* glaciogênicos não é somente função dos tipos de rochas expostas e incorporadas à massa de gelo durante sua progradação, mas reflete também onde os detritos foram incorporados e transportados dentro das zonas subglaciais, englaciais e supraglaciais (Morris & Kaszycki 1997). *Tills* subglaciais quase sempre refletem a composição local do substrato erodido, sendo reconhecidos três tipos: *i*) *till* de alojamento (*lodgement till*): formado pela acomodação plástica de material do substrato rochoso pela ação direta do fluxo de gelo, *ii*) *melt-out till*: formado pela lenta liberação de detritos pela geleira, os quais não sofrem ações de deslizamentos ou deformações, *iii*) *fluxo de till*: formado pela compressão de material incorporado na base de geleiras em cavidades do substrato rochoso que obstruem o movimento na frente e atrás da massa de gelo. *Tills* das zonas englacial e supraglacial possuem características que refletem fontes distais, sendo depositados nas margens de fluxos de *tills*, formados por fluxos de detritos abaixo da superfície da geleira ou pela remobilização de sedimentos na margem da geleira. Estes depósitos formam morainas terminais ou recessionais, ou podem formar uma superfície fina que recobre diretamente o substrato rochoso.

A dispersão provocada pela dinâmica glacial pode ser mapeada em diferentes escalas, variando regionalmente (centenas de milhares de quilômetros) a escalas de detalhe (menos que 1 quilômetro). A forma, tamanho e composição de um padrão de dispersão glacial é função de um grande número de variáveis, os quais incluem (*e.g.* Brodzikowsky & van Loon 1987, Walker & Walker 1992): *i*) forma, aspecto e erodibilidade da área-fonte, *ii*) composição e erodibilidade dos tipos de rochas que constituem o *bedrock* e a razão de diluição de indicadores minerais da fonte, *iii*) dinâmica da massa de gelo, *iv*) padrão da sedimentação subglacial e de margem de gelo (*till facies*), *v*) condições do intemperismo de superfície.

O *trend* de dispersão pode ser agrupado em dois membros (Morris & Kaszycki 1997):

- Tipo I: caracterizado pelo decréscimo na concentração de material da área-fonte ao longo do eixo longitudinal de movimentação da geleira (alto *trend* de dispersão longitudinal);

- Tipo II: caracterizado por uma uniformidade na concentração de material da área-fonte ao longo das direções longitudinais e transversais de movimentação da geleira (baixo *trend* de dispersão).

O padrão do Tipo I reflete uma erosão glacial e incorporação contínua de fragmentos abaixo da superfície da geleira, resultando numa diluição sistemática dos detritos. O tamanho e a forma deste padrão reflete a história regional do fluxo de gelo. Para fluxos unidirecionais, a forma de dispersão dos sedimentos pode variar desde um cordão estreito e alongado, até em forma de leque. As formas irregulares, anastomosadas e estelatas são influenciadas pela mudança no fluxo de gelo. O padrão de dispersão, geralmente representado por uma curva de concentração de sedimentos *versus* a distância, para o Tipo I, exibe decaimento exponencial negativo a partir da área-fonte dos sedimentos, caracterizada por um máximo de concentração próximo à fonte, decaindo rapidamente, tendendo a uma “cauda” de concentração de sedimentos com a distância do transporte (Figura 102).

O padrão do Tipo II representa as condições dinâmicas do gelo, resultando na incorporação e transporte de detritos através de um único fluxo de gelo com pouca ou nenhuma diluição de fragmentos ao longo do transporte sedimentar, possivelmente refletindo transporte na zona englacial. Ao contrário do Tipo I, o padrão do Tipo II apresenta uma curva de concentração que não exibe um decaimento exponencial negativo com a distância de transporte, mas mantém a concentração de sedimentos constante no corpo da geleira, com um decréscimo abrupto próximo aos limite de transporte.

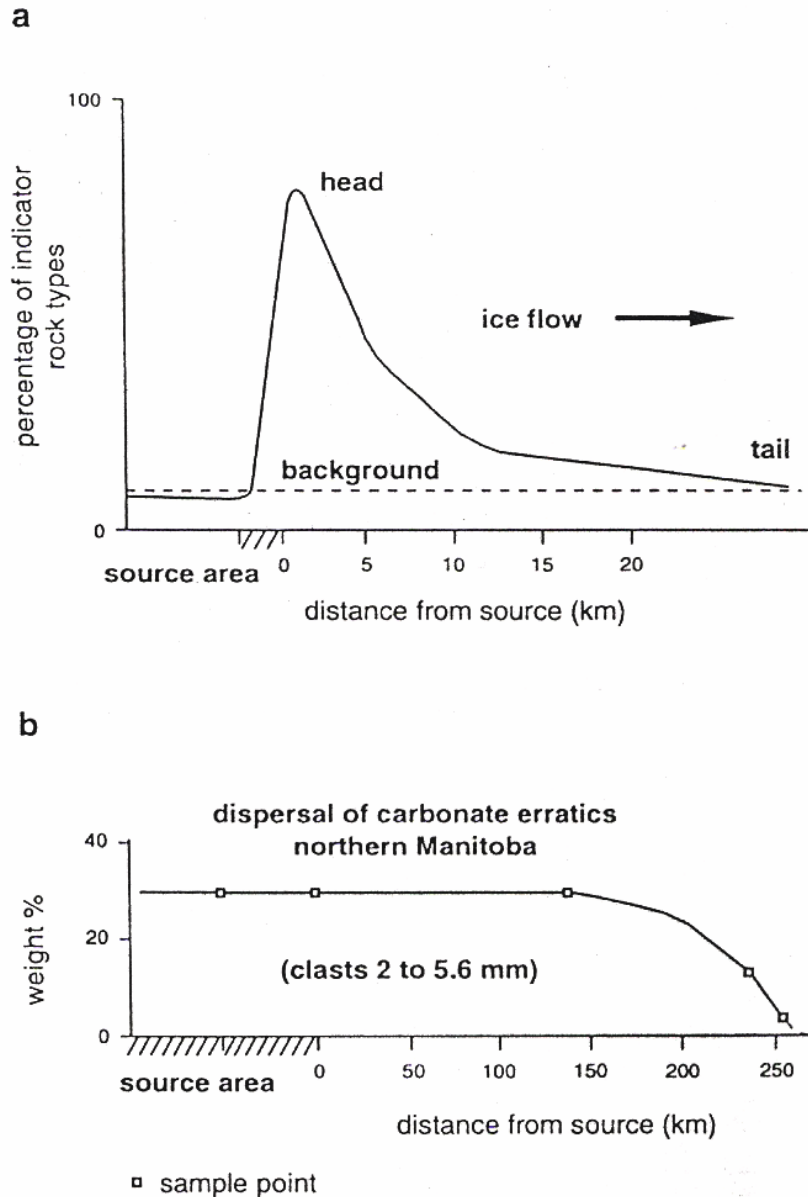


Figura 102 – Exemplos de curvas de dispersão de sedimentos dos padrões dos tipos I e II (extraído de Morris & Kaszycki 1997).

Para o pacote de metadiamictitos da Formação Serra do Catuni na região da bacia do rio Macaúbas, várias evidências apontam para um padrão de transporte do Tipo II para formação destes (meta) sedimentos, na zona englacial de geleiras: *i*) o alto percentual de detritos carbonáticos, *ii*) diamantes com superfícies clivadas e qualidade gemológica intermediária a inferior, *iii*) diamantes com defeito estrutural S1 preservado e *iv*) carbonados. As características dos diamantes e a existência de carbonatos e possivelmente também de carbonados, extremamente frágeis aos processos de abrasão mecânica, advogam um transporte na zona englacial de geleiras, sendo preservados da abrasão mecânica que ocorre na base da massa de gelo.

A diluição mínima ou ausente ao longo do transporte na zona englacial, associada à deposição em ambiente glácio-marinho transicional sob influência de falhas normais ativas, possibilitaram o retrabalhamento e a primeira concentração do material trazido pelas geleiras do interior do cráton durante a deposição do Grupo Macaúbas ao longo da borda ocidental do rifte Araçuaí (*e.g.* Uhlein *et al.* 2004), conforme evidenciado pelo acentuado grau de variações verticais e laterais de fácies no sentido da margem passiva (vide Capítulo III).

Uma vez que os sedimentos englaciais refletem diretamente a composição da fonte, supõe-se que possivelmente as geleiras do Neoproterozóico que erodiram, transportaram e depositaram os sedimentos glaciogênicos do Grupo Macaúbas na área do presente estudo, progradaram sobre um substrato misto, incorporando clastos de granitóides, (meta) arenitos, rochas (meta) básicas e carbonatos. Crisoberilo, monazita, granada almandina e estauroлита representam minerais de afinidade ígnea/metamórfica, ao passo que diamantes e carbonados, por suas características físicas e químicas, possuem afinidade mantélica.

Os limites extremos da idade de sedimentação dos diamantes e carbonados na atual região da bacia do rio Macaúbas são dados pelos resultados geocronológicos obtidos em zircões ígneos de rochas metabásicas da abertura do rifte Araçuaí (1000Ma) e do período da orogênese Brasileira, datada em 599.7Ma. O padrão isotópico de carbono obtido em seixos de carbonatos da Formação Serra do Catuni na bacia do rio Macaúbas constitui indicador temporal indireto mais preciso. De acordo com as determinações de Jacobsen & Kaufman (1999), o evento glacial datado em 740Ma teria caráter global (Glaciação Sturtiana), sendo representado no Brasil-central pelo Grupo Macaúbas, cuja idade foi redefinida por Santos *et al.* (2000) e Babinsky & Kaufman (2003) em torno de 800 a 700Ma. Por analogia, admite-se este intervalo de tempo para a deposição dos diamantes e carbonados na região de estudo.

Um segundo evento de concentração dos diamantes e carbonados na bacia do rio Macaúbas está ligado provavelmente aos efeitos da orogênese Brasileira. A abertura do rifte Araçuaí está relacionada à reativação de parte dos falhamentos gerados no evento tafrogênico do Mesoproterozóico, em que parte dos ramos ensiálicos do Estateriano evoluíram para margens passivas neoproterozóicas, resultando em um sistema de falhas normais ativas que controlaram a deposição dos sedimentos que deram origem ao Grupo Macaúbas na borda ocidental do paleo-continente do São Francisco (*e.g.* Alkmim 2004). De acordo com dados regionais (*e.g.* Uhlein *et al.* 2004), as falhas normais desenvolvidas durante a abertura da bacia Araçuaí foram reativadas como grandes falhas de empurrão durante a orogênese Brasileira, sendo no geral lítricas e assintóticas em profundidade a um descolamento de baixo ângulo (*e.g.* Alkmim *et al.* 1996, Alkmim 2004).

Os dados obtidos na bacia do rio Macaúbas (Capítulo III) apontam para o desenvolvimento de empurrões provenientes de leste para oeste que foram se nucleando na direção do Cráton do São Francisco, promovendo a inversão tectônica dos (meta) sedimentos do Supergrupo Espinhaço por sobre os do Grupo Macaúbas e destes sobre os do Grupo Bambuí. No domínio dos (meta) sedimentos do Supergrupo Espinhaço, os dobramentos estão associados aos falhamentos de larga escala (Domínio I). Na região da inversão tectônica do Domínio II, os empurrões apresentam uma geometria em rampas e patamares, controlados por leques imbricados liderantes de baixo ângulo, propagando-se para leste como leques verdadeiros nas litologias do Grupo Macaúbas

(Domínio III) até a região de contato com o Grupo Bambuí, ocorrendo nova inversão tectônica através da reativação dos referidos falhamentos normais como falhas de empurrão (Domínio IV).

De acordo com Woodward *et al.* (1986), um perfil de deformação pode ser dividido em três componentes extremos (Figura 103): a) se não há deformação interna ou se toda a deformação interna é alcançada por encurtamento paralelo à camada, o marcador de deformação se manterá vertical e será apenas deslocado ao longo do plano de falha, b) se há cisalhamento simples homogêneo dentro dos duplexes gerados por um empurrão, então os marcadores de deformação permanecerão retos, porém basculados na direção do transporte, sendo que o deslocamento de pontos individuais é proporcional à distância destes em relação aos planos que controlam o duplex, c) se há cisalhamento simples e heterogêneo, o marcador de deformação se tornará curvo, convexo na direção do transporte. Em exemplos naturais, pode haver uma variação contínua e completa entre estes três extremos.

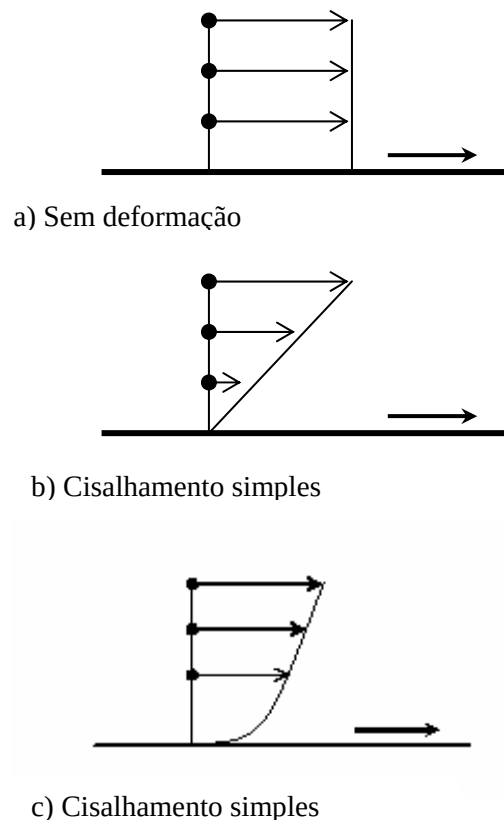


Figura 103 – Perfis de deformação mostrando a geometria de três *end members* baseados nas possíveis variações de *strain* (segundo Woodward *et al.* 1986).

Para os domínios II a IV predomina o padrão estrutural dominado por cisalhamento simples e heterogêneo responsável pela propagação dos duplexes, imbricados ou verdadeiros. Desta forma, pode-se considerar que o encurtamento provocado pela progradação da maior parte das duplexes é paralelo às camadas (*layer parallel shortening*), resultando num conseqüente espessamento crustal do pacote sedimentar. Determinações corretas sobre o espessamento provocado pelos efeitos da orogenia somente seriam possíveis

utilizando-se o método de balanceamento estrutural de seções (*e.g.* Woodward *et al.* 1986, McNaught & Mitra 1996), não aplicado no presente estudo por ser altamente complexo e específico, fugindo dos objetivos desta tese. Dentre os principais complicadores, cita-se a necessidade de se reconstituir os principais planos de deslizamento que controlam a progração dos duplexes em escala regional e semi-regional, sendo posteriormente aplicado modelamento numérico para reconstituição do arcabouço não-deformado da seção (*e.g.* Husson & Mugnier 2003).

Dentro da concepção sobre a evolução dos diamantes e carbonados da bacia do rio Macaúbas, considerou-se também a necessidade de se determinar a idade real desta bacia hidrográfica, ou seja, o marcador temporal a partir da qual os diamantes e carbonados foram efetivamente colocados no atual sistema fluvial.

Dois períodos de sedimentação durante o Fanerozóico são registrados na área, o que equivale dizer a dois períodos de não-erosão. O primeiro relaciona-se a sedimentação do Grupo Areado – Membro Abaeté, decorrente do soerguimento do Arco do Paranaíba (Hasui *et al.* 1975, Barcelos *et al.* 1989), que juntamente com o soerguimento da Serra do Espinhaço, propiciaram as condições necessárias para a instalação das protobacias dos rios São Francisco e Jequitinhonha neste período (Karfunkel & Chaves 1994, 1995). Estes sedimentos foram posteriormente afetados por movimentações isostáticas no Terciário Médio-Superior, acompanhada de alterações climáticas responsáveis pela formação de extensas áreas peneplanizadas com desenvolvimento de crostas lateríticas (King 1956). Um segundo período de deposição (Plio-Pleistoceno) é evidenciado através dos sedimentos psamo-pelíticos (localmente com ruditos) da Formação São Domingos, que ocorrem no topo das chapadas e constituem a unidade cenozóica de maior expressão areal.

Pelo exposto acima, postula-se que a idade geomorfológica da atual bacia hidrográfica do rio Macaúbas está situada entre o final do Plioceno e o começo do Pleistoceno, constituindo um sistema de drenagem geologicamente recente, respondendo a oscilações isostáticas positivas a partir deste período. A preservação de uma parte significativa do pacote de metadiamictito diamantífero, até a instalação da protobacia do rio Macaúbas, possibilitou a erosão e deposição para seus aluviões dos diamantes e carbonados contidos na Formação Serra do Catuni.

CAPÍTULO VIII – CONCLUSÕES

A região centro-norte de Minas Gerais tem sido alvo de pesquisas sobre a origem dos diamantes desde longa data (vide Chaves 1997). Os diamantes presentes na Formação Sopa-Brumadinho - Supergrupo Espinhaço, em sua porção meridional, inegavelmente constituem os registros mais antigos nesta região dos ciclos de redistribuição sedimentar a que estes minerais foram submetidos em tempos proterozóicos.

Neste contexto, a região da bacia hidrográfica do rio Macaúbas, localizada no âmbito de influência da Serra do Espinhaço, caracteriza-se pela ocorrência “anômala” de diamantes juntamente com carbonados em seus aluviões, uma vez que o carbonado é comumente relacionado a uma origem “exótica”, não-cogenético com a formação de diamantes monocristalinos.

No atual estado da arte, consideram-se puramente especulativas as hipóteses acerca da natureza da(s) possível(is) fonte(s) ígnea(s) provedoras dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do rio Macaúbas, bem como a idade e a localização do(s) evento(s) de *emplacement* destes corpos na superfície. Até o presente, não existem evidências que comprovem que estes minerais estejam relacionados ao retrabalhamento de parte de unidades sedimentares mais antigas, ou que constituam remanescentes de intrusões de rochas de afinidade mantélica no Neoproterozóico.

Os dados obtidos nesta tese postulam que diamantes e carbonados possuem uma origem comum (mantélica), mas são produtos da cristalização de carbono sob condições distintas e podem perfeitamente coexistir em corpos de afinidade mantélica. A formação de ambos está relacionada à presença de *melts* silicatados, carbonatados e fluidos hidratados no manto, representando condições excepcionais de cristalização, em que estas fases são completamente miscíveis e representam o primeiro ponto crítico de cristalização de diamantes. Enquanto o ambiente de formação de diamantes monocristalinos está relacionado a peridotitos e eclogitos, os carbonados representam o produto da atuação simultânea de metais de transição com a cristalização dos fluidos metassomáticos e voláteis, sendo as fases metálicas catalisadoras das reações de difusão de carbono para a formação dos microdiamantes em ambiente dominado pela alta atividade do sistema metal-grafita. Um longo período de residência mantélica para os carbonados é evidenciado pelo padrão de distribuição de nitrogênio, apontando a atuação simultânea de cisalhamento associado ao aumento da temperatura, resultando em condições favoráveis para deformação plástica dos carbonados e para a conversão dos centros estruturais A para centros B. Pelo fato de serem extremamente porosos, os carbonados possuem estrutura aberta para a entrada de “mineralizações” posteriores a sua formação, apresentando enriquecimento em minerais e fases minerais da crosta e um alto teor em ETR.

A integração entre os estudos regionais com os dados obtidos nesta tese apontam o Grupo Macaúbas - Formação Serra do Catuni, como a rocha-hospedeira para os diamantes e carbonados da bacia do rio Macaúbas, a partir da progradação de geleiras neoproterozóicas sobre o Cráton do São Francisco e posterior deposição destes sedimentos na referida bacia hidrográfica em torno de 800 a 700Ma.

O transporte se deu na zona englacial das geleiras, resultando na incorporação e transporte de detritos através de um único fluxo de gelo com pouca ou nenhuma diluição de fragmentos ao longo do transporte sedimentar, característico do padrão conhecido como Tipo II.

O primeiro estágio de concentração de diamantes e carbonados teria sido condicionado pela diluição mínima ou ausente ao longo do transporte na zona englacial, associada à deposição em ambiente glácio-marinho transicional sob influência de falhas normais ativas, que possibilitaram o retrabalhamento de parte do material trazido pelas geleiras do interior do cráton durante a deposição do Grupo Macaúbas ao longo da borda ocidental do rifte Araçuai.

O segundo evento de concentração destes minerais provavelmente está ligado aos efeitos da orogênese Brasiliana, em que parte das falhas normais das margens passivas neoproterozóicas foram reativadas como grandes falhas de empurrão, lítricas e assintóticas em profundidade durante o período de colisão. A geometria dos empurrões é dada por sistemas de duplexes controlados por cisalhamento simples e heterogêneo, com progradação dos leques imbricados de baixo ângulo para leste como leques verdadeiros nas litologias do Grupo Macaúbas (Domínio III). Considera-se que o encurtamento provocado pela progradação da maior parte dos duplexes tenha sido paralelo às camadas (*layer parallel shortening*), resultando num conseqüente espessamento crustal do pacote sedimentar, cujo valor não foi possível de ser determinado.

A bacia hidrográfica do rio Macaúbas constitui um sistema de drenagem recente, gerada no final do Plioceno ou começo do Pleistoceno. A preservação de uma parte significativa do pacote de metadiamictito diamantífero, até a instalação da protobacia do rio Macaúbas, possibilitou a erosão e deposição para seus aluviões dos diamantes e carbonados contidos na Formação Serra do Catuni.

IX – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, S.F. (1965). *Recursos minerais do Brasil*, vol. I (minerais não-metálicos). Rio de Janeiro, 489p.
- ADDAD, J. (2001). *Minerais pesados: uma ferramenta para prospecção, proveniência, paleogeografia e análise ambiental*. São Paulo: edição independente, 80p.
- ADDAD, J., KARFUNKEL, J., RENGGER, F., QUÉMÉNEUR, J., MARTINS, M. & SCHOLZ, R. (1999). Os extremos nordeste e sudeste da protobacia sanfranciscana em Minas Gerais: A serra do Pai Albano e o alto do Cascabulho. *Bol. do 5º Simp. sobre o cretáceo do Brasil*. 189-193.
- ALKMIM, F.F. (2004). O que faz de cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações Almeidianas ao delimitá-lo. In: V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C. Dal Ré Carneiro e B. Brito Neves (orgs.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida*. São Paulo; Editora Beca, 17-35.
- ALKMIM, F.F., CHEMALE Jr., F., ENDO, I. (1996). A deformação das coberturas proterozóicas do Cráton do São Francisco e o seu significado tectônico. *Rev. Escola de Minas*, **49**(1):22-38.
- ALKMIM, F.F., BRITO NEVES, B.B. & CASTRO, J.A. (1993). Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco – Uma revisão. In: O Cráton do São Francisco. Reunião Preparatória do II Simp. Sobre o Cráton do São Francisco. J.M.L. DOMINGUES e A. MISI (eds.). *Soc. Bras. Geol. Minas e Energia*. CNPq. Salvador, 45-62.
- ALKMIM, F.F., MARSHAK, S., FONSECA, M.A. (2001). Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: clues from São Francisco craton region, Brazil. *Geology*, **29**:319-322.
- ALLEN, P.A., ALLEN, J.R. (1990). *Basin analysis: Principles and applications*. Blackwell, Oxford, 415p.
- ALMEIDA, F.F. (1968). Origem e evolução da Plataforma Brasileira. DNPM/DGM, Bol. 241, 36p, Rio de Janeiro.
- ALMEIDA, F.F., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B. (1976). The Upper Precambrian of South América. *Bol. Inst. Geoc., USP/IG*, **7**:45-80.
- ALMEIDA, F.F.M. (1977). O Cráton do São Francisco – *Rev. Bras. Geol.* **7**(4): 349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. (1984). *O Pré-cambriano do Brasil*. Editora Blücher, São Paulo, 604p.
- ALMEIDA-ABREU, P.A. (1993). *A evolução geodinâmica da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil*. Tese de doutoramento, Univ. Freiburg, 150p.
- ALMEIDA-ABREU, P.A. (1995). O Supergrupo Espinhaço da Serra do Espinhaço Meridional. Minas Gerais: o rifte, a bacia e o orógeno. *Geonomos*, **3**(1): 1-18.
- ALMEIDA-ABREU, P.A. & PFLUG, R. (1994). The geodynamic evolution of the southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. *Zbl., Geol., Palaönt., Teil I*, (1/2): 21-44.
- ALMEIDA-ABREU, P.A. & RENGGER, F. (2000). Paleogeography and significance of the Mesoproterozoic mountain glaciation within the Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil. *31TH Intern. Cong. Geol. Rio de Janeiro. Abstracts*.
- ALMEIDA-ABREU, P.A. & RENGGER, F. (2002). Serra do Espinhaço meridional: um orógeno de colisão Mesoproterozóico. *Rev. Bras. Geoc.*, **32**/1:1-14.
- ANDERSON, D.L. (1980). Chemical stratification of the mantle. *Jour. of Geophys. Res. (suplly)*, **84**:6297-6298.
- ARAÚJO, D.P. (2002). *Mineralogia dos diamantes da Província kimberlítica de Juína, MT*. Tese de doutoramento, IG/UnB, 202p.
- ARIMA, M., KOZAI, Y., AKAISHI, M. (2002). Diamond nucleation and growth by reduction of carbonate melts under high-pressure and high-temperature conditions. *Geology*, **30**:691-694.
- ASHLEY, G.M. (1990). Classification of a large-scale subaqueous bedforms: a new at an old problem. *Jour. Sedim. Petrol.* **60**:160-172.
- ASSUNÇÃO, C.T. (1964). Temas clássicos em cristalografia. Classes de simetria e formas simples. *Soc. Portuguesa de Ciências Naturais, Coleção "Natura"*, 56p.
- BABINSKI, M. & KAUFMAN, A.J. (2003). First direct dating of a Neoproterozoic post-glacial cap carbonate. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Cordoba, Short Papers, 321-323.
- BANKO, A.G. (1997). *FTIR-Spektroskopische Untersuchungen na Beryllen unterschiedlicher Herkunft, sowie die Geologische, Mineralogische und Gemmologische Charakterisierung der Diamanten des Espinhaço-Gebirges (Minas Gerais, Brasilien)*. Dissertation am Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität Wien, 186p.
- BARBOSA, O. (1965). Geologia econômica e aplicada a uma parte do planalto brasileiro. In: Cong. Bras. Geol., 19, Rio de Janeiro, 1965. Anais..., RJ, SBG.

- BARCELOS, J.H. & SUGUIO, K. (1980). Ambiente de sedimentação da Formação Areado, Cretáceo Inferior da bacia Sanfranciscana, MG. *Rev. Bras., Geoc.*, **10**(4):237-242.
- BARTOSHINSKY, Z.V., BEKESHA, S.N., VINNICHENKO, T.G. (1987)a. Volatiles in diamonds from Northern part of Russian Platform. *Mineralogical collected book*, **44**(2):14-18 (em russo).
- BARTOSHINSKY, Z.V., BEKESHA, S.N., VINNICHENKO, T.G. (1987)b. Gas impurities of Yakutian diamonds. *Mineralogical collection*, **41**(1):25-32.
- BERGER, S.D. & PENNYCOOK, S.J. (1982). Detection of nitrogen at {100} platelets in diamond. *Nature*, **298**:635-637.
- BERMAN, R. (1965). Physical properties of diamonds. *Oxford*, Clarendon Press. 443p.
- BOUMA, A.M. (1962). *Sedimentology of some flysch deposits*. Amsterdam, Elsevier, 168p.
- BOYD, F.R., & FINNERTY, A.A. (1980). Conditions of origin of natural diamonds of peridotitic affinity. *Jour. Geophys. Res.*, **85**:6911-6918.
- BOYD, S.R., & PILLINGER, C.T. (1994). A preliminary study of $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ in octahedral growth from diamonds. *Chem. Geol.*, **116**:43-59.
- BRANCO, J.J.R. & COSTA, M.T. (1961). Roteiro para a excursão Belo Horizonte-Brasília. UFMG/IPR, Publ. 15, 127p.
- BRANNER, J.C. (1919). Outline of the geology of Brazil to accompany the geological map of Brazil. *Bulletin of the Geological Society of America*, **30**:189-338.
- BRITO NEVES, B.B., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K., DELHAL, J. (1979). A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço – dados novos e integração. *Rev Bras. Geoc.*, **9**(1): 71-85.
- BRITO NEVES, B.B., WINGE, M., CARNEIRO, M.A. ((1996). Orogênese precedendo e tafrogêneses sucedendo Rodínia na América do Sul. *Boletim IG-USP*, **27**:1-40.
- BRODZIKOWSKI, K. & van LOON, A.J. (1987). *Glacigenic sediments*. Amsterdam, Elsevier. 674p.
- BRULEY, J. & BROWN, L.M. (1989). Quantitative electron energy-loss spectroscopy microanalysis of platelets and voidite defects in natural diamonds. *Phil. Magazine*, **59**:247-261.
- BUCHWALDT, R., TOULKERIDIS, T., BABINSKI, M., SANTOS, R., NOCE, C.M., MARTINS-NETO, M. & HERCOS (1999). Age determination and age related provenance analysis of the Proterozoic glaciation event in central eastern Brazil. In: *South America Symposium on Isotope Geology*, 2. Cordoba, 1999. *Anais 4*, p. 387-390.
- BULANOVA, G.P. (1995). The formation of diamond. *Journal of Geochemical Exploration*, **53**:1-23.
- 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.
- BURNS, R.C. & DAVIES, G.J. (1997). Growth of synthetic diamond. In: *The properties of natural and synthetic diamond*. J.E. Field (ed.). Academic Press, 398-421.
- BURSILL, L.A. & GLAISHER, R.W. (1985). Aggregation and dissolution of small and extended defect structures in type Ia diamond. *Am. Mineral.*, **70**:608-618.
- CAMPOS, J.E.G., DARDENNE, M.A. & GONZAGA, G.M. (1993). O potencial diamantífero do conglomerado Abaeté no NW de Minas Gerais. In: *Simp. Geol. Diamante. 1*. Anais. Cuiabá. UFMT, Publ. Esp. 2/93:101-113.
- CAMPOS, J.E.G. & GONZAGA, G.M. (1999). O transporte de diamantes por sistemas fluviais a longas distâncias: uma visão crítica. *Revista Brasileira de Geociências*. **29**(2):113-118.
- CAMPOS NETO, M.C. (2000). Orogenic systems from southwestern Gondwana. An approach to Brasiliano-Pan Africano cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.). *Tectonic evolution of South America*. 31TH Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, 335-365.
- CAPDEVILA, R., ARNDT, N., LETENDRE, J., SAUVAGE, J-F. (1999). Diamonds in volcanoclastic komatiite from French Guiana. *Nature*, **399**:456-458.
- CARLISLE, D.B. & BRAMAN, D. (1991). Nanometre-size diamonds in the cretaceous/tertiary boundary clay of Alberta. *Nature*. **352**:708-709.
- CARTIGNY, P., HARRIS, J.W. & JAVOY, M. (1998)a. Eclogitic diamond formation at Jwaneng.. *Science*. **280**:1421-1424.
- CARTIGNY, P., HARRIS, J.W., PHILLIPS, D., GIRARD, M., JAVOY, M. (1998)b. Subduction-related diamonds? The evidence for a mantle-derived origin from coupled $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{15}\text{N}$ determinations. *Chem Geol.*, **147**:147-159.
- CARTIGNY, P., HARRIS, J.W. & JAVOY, M. (1999). Eclogitic, peridotitic and metamorphic diamonds and problems of carbon recycling – The case

- of Orapa (Botswana). In: *Proc. VII Conf. Intern. Kimberlitos* (ed. Gurney, J.J., Gurney, J.L., Pascoe, M.D. e Richardson, S.H.). África do Sul, Cidade do Cabo, **1**:117-124.
- CARTIGNY, P., HARRIS, J.W. & JAVOY, M. (2001). Diamond genesis, mantle fractionations and mantle nitrogen content: a study of $\delta^{13}\text{C}$ -N concentrations in diamonds. *Earth and Plan. Science Letters*, **185**:85-98.
- CENSIER, C. & TOURENQ, J. (1995). Crystal forms and surface textures of alluvial diamonds from the western region of the Central African Republic. *Mineralium Deposita*, **30**:314-322.
- CHAVES, A.O., RIGHI, A., NEVES, J.M.C., HARTMAN, M., MARTINS, M. (2005)a. Nitrogen centres and mineral inclusions of diamonds from Minas Gerais (Brazil) as revealed by vibrational spectroscopy. In: *II South American Symp. On Diamond Geology*, Diamantina, 43-48.
- CHAVES, M.L.S.C. (1987). Conglomerados diamantíferos da região do rio Salobro, Canavieiras, BA. *SBG/MG, Boletim* **6**:155-162. Sistemas deposicionais no Precambriano.
- CHAVES, M.L.S.C. (1997). *Geologia, mineralogia e gemologia do diamante da Serra do Espinhaço em Minas Gerais*. Tese de doutoramento, IG-USP, São Paulo. 289p.
- CHAVES, M.L.S.C. & KARFUNKEL, J. (1997). A protobacia do rio Jequitinhonha (Minas Gerais) durante o cretáceo inferior e seu potencial diamantífero. *Geociências, São Paulo*, **16**(1):191-203.
- CHAVES, M.L.S.C. & SVISERO, D.P. (1993). Características geológicas e origem dos conglomerados diamantíferos das regiões de Diamantina (Mesoproterozóico) e de Romaria (Cretáceo Superior), MG. *Boletim IG/USP, Série Científica*, **24**:49-57.
- CHAVES, M.L.S.C. & UHLEIN, A. (1991). Depósitos diamantíferos da região do Alto/Médio Rio Jequitinhonha, Minas Gerais. In: C. Schobbenhaus, E.T. Queiroz, & C.E.S. Coelho (eds.), *Principais depósitos minerais do Brasil*, v.IV-A. DNPM/CPRM, Brasília, 117-138.
- CHAVES, M.L.S.C., DUPONT, H., KARFUNKEL, J., SVISERO, D.P. (1993). Depósitos diamantíferos de Minas Gerais: uma revisão. *Anais do 1º. Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante*, Cuiabá, **1**:79-100.
- CHAVES, M.L.S.C., GERALDES, M.C., SANO, Y., CHAMBEL, L. (2005)b. Primeiros resultados da datação Pb-Pb em diamantes carbonados da Chapada Diamantina (BA) e Rio Jequitinhonha (MG), Serra do Espinhaço. *Rev Bras. Geociências*, **35**(3), 419-422.
- CHAVES, M.L.S.C., KARFUNKEL, J. & ADDAD, J. (1999). Geologia da região diamantífera de Grão Mogol, Minas Gerais. *Geociências, São Paulo*, **18**(1): 129-155.
- CHAVES, M.L.S.C., KARFUNKEL, J., HOPPE, A., HOOVER, D.B. (2001). Diamonds from the Espinhaço Range (Brazil) and their redistribution through the geologic record. *J. South Am. Earth Sci.*, **14**:277-289.
- CHAVES, M.L.S.C., KARFUNKEL, J., RIBEIRO, S.H. (1996). A protobacia do Rio Jequitinhonha durante o Eocretáceo e seu potencial diamantífero. In: *simp. Sobre o cretáceo do Brasil*, 4, Águas de São Pedro. Bol. do...Rio Claro, UNESP, p.195-198.
- CHAVES, M.L.S.C., KARFUNKEL, J., MARTINS, M.S., OLIVEIRA, L.H.B. (1998). O conglomerado diamantífero da Formação Grão Mogol na área do Papo D'Ema (Grão Mogol). In: *Cong. Bras. Geol.*, 1, Belo Horizonte. *Anais*. Belo Horizonte, p.290.
- CHAVES, M.L.S.C., KARFUNKEL, J., STASIULEVICIUS, R., BRANDÃO, P.R.G., CHAMBEL, L. (2001). Color nature of green and brown (coated and body color) diamonds in SE-Brazil (Minas Gerais) and Angola (Lunda): a discussion. In: *3 Simp. Bras. Geol. do Diamante / 1 Simp. Sul-Am. Geol. do Diamante. Abstracts*. p.14, Brasília-DF.
- CHAVES, M.L.S.C., KARFUNKEL, J., WEGNER, R. (1997). Diamantvorkomen von Grão Mogol: Geologische end gemologische untersuchungen in Minas Gerais, Brasilien. *Geowissenschaften*, **15**:73-78.
- CHEPUKROV, A.I., FEDOROV, I.I., SONIN, V.M. (1997). Experimental modelling of the diamond formation process. *Novosibirsk, Siberian Branch*, 197p. (em russo).
- CHOPIN, C. (1984). Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps: a first Record and some consequences. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **86**:107-118.
- CHULA, A.M.D. (1996). *Caracterização e geoquímica dos metamagmatitos e metassedimentos da região de Planalto de Minas, Diamantina, Minas Gerais*. IGC/UFGM, Dis. mestrado, 162p.
- CLIFFORD, T.N. (1966). Tectono-metallogenetic units and metallogenetic provinces of Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, **1**: 421-434.
- CLOIZEAUX, A.L.D. (1855). Note sur le diamante noir. *Annales des Mines (Paris)*, 5 ed., **8**:304/6.
- COLLINSON, D.W. (1998). Magnetic properties of polycrystalline diamonds. *Earth and Planetary Science Letters*, **161**:179-188.

- COLLINSON, J.D. & THOMPSON, D.B. (1982). *Sedimentary structures*. George Allen & Unwin (publ.), 194p.
- COMPSTON, W., WILLIAMS, I.S., KIRSCHVINK, J.L. (1992). Zircon U–Pb ages of early Cambrian time-scale. *J. Geol. Soc.* **149**:171–184.
- CORDANI, U.G.; SATO, K.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.C.G & BASEI, M.A.S. (2000). Crustal evolution of the South American Platform. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (eds) *Tectonic evolution of South America*, Rio de Janeiro, 19–40.
- COX, K.C., BELL, J.D., PANKHURST, R.J. (1979). *The interpretation of igneous rock*. London, Allen and Unwin, 450p.
- CRAIG, H. (1953). The geochemistry of the stable carbon isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **3**:53–92.
- CUKROV, N. (1999). *A glaciação neoproterozóica na porção sul do Cráton do São Francisco e suas litofácies nas regiões de Jeiquitá-MG e Cristalina-GO*. Dis. Mestrado, IG/UnB, 104p.
- D'AGRELLA-FILHO, M.S., PACCA, I.G., TEIXEIRA, W., ONSTOTT, T.C. & RENNE, P.R. (1990). Paleomagnetic evidence for the evolution of meso to neoproterozoic glaciogenic rocks in central-eastern, Brazil. In: *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeocol.*, **80**:255–265.
- DANDERFER FILHO, A. (2000). *Geologia sedimentar e evolução tectônica do Espinhaço Setentrional, Estado da Bahia*. Tese de doutorado, UnB, Brasília, 498p.
- DARDENNE, M.A. (1978). Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: XXX Cong. Bras. Geol., *Anais...*, **2**:597–610, Recife.
- DARDENNE, M.A. (1979). *Lês mineralizations de plomb, Zinc, Flúor du Proterozoïque Superior dans lê Brasil Central. Avec une mise au point sur la chronologie du Précambrien Brésilien*. Tese de doutorado, Univ. Paris, 251p.
- DARDENNE, M.A., & SCOBENHAUS, C. (2000). Crustal evolution of the South American Platform. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (eds) *Tectonic evolution of South America*, Rio de Janeiro, p.19–40.
- DARDENNE, M.A., & SCOBENHAUS, C. (Eds.) (2001). *Metalogênese do Brasil*. Brasília - Editora Universidade de Brasília, 392p.
- DARDENNE, M.A., & WALDE, D.G. (1979). Estratigrafia dos grupos Bambuí e Macaúbas no Brasil Central. In: *I Simp. Geol. Minas Gerais*, *Anais*, 43–53.
- DAULTON, T.L. & OZIMA, M. (1996). Radiation-induced diamond formation in uranium-rich carbonaceous materials. *Science*. **271**:1260–1262.
- DAVIES, G. (1984). *Diamond*. Adam Hilder Ltd., Bristol, UK, 255p.
- DAWSON, J.B. (1980). *Kimberlites and their xenoliths*. Springer-Verlag, Berlin, 324p.
- DAWSON, J.B. (1985)a. Ascent and emplacement of kimberlite magma. In: *Kimberlite occurrence and origin: a basics for conceptual models in exploration*. J.E. Glover & P.G. Harris. **8**:113–124.
- DAWSON, J.B. (1985)b. Petrogenesis of kimberlite. In: *Kimberlite occurrence and origin: a basics for conceptual models in exploration*. J.E. Glover & P.G. Harris. **8**:103–111.
- DAWSON, J.B. & STEPHENS, W.E. (1976). Statistical classification of garnets from kimberlites and associated xenoliths. *Journal of Geology*, **83**:589–607.
- DE, S., HEANEY, P.J., HARGRAVES, R.B., VICENZI, E.P. & TAYLOR, P.T. (1998). Microstructural observations of polycrystalline diamond: a contribution to carbonado conundrum. *Earth and Planetary Science Letters*. **164**:421–433.
- DE, S., HEANEY, P.J., VICENZI, E.P. & WANG, J. (2001). Chemical heterogeneity in carbonado, an enigmatic polycrystalline diamond. *Earth and Plan. Science Letters*. **185**:315–330.
- DEINES, P. (1980). The carbon isotopic composition of diamonds: relationship to diamond shape, color, occurrences and vapor composition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**:943–961.
- DEINES, P. (1992). Mantle carbon: concentration, mode of occurrence and isotopic composition. In: *Schidlowski, M., Golubic, S., Kimberley, M.M., McKirdy, D.M., Trudinger, E.A. (eds.)*. Early organic evolution. Springer, Berlin, 133–146p.
- DEINES, P. (2002). The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths. *Earth Sci. Rev.*, **58**:247–278.
- DEINES, P., HARRIS, J.W., GURNEY, J.J. (1987). Carbon isotopic composition, nitrogen content and inclusion composition of diamonds from the Roberts Victor kimberlite, South Africa: evidence for ¹³C deposition in the mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**:1227–1243.
- DEINES, P., VILJOEN, F., HARRIS, J.W. (2001). Implications of the carbon isotope and mineral inclusion record for the formation of diamonds in the mantle underlying a mobile belt: Venetia, South Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65**:813–838.

- DEINES, P. (2002). The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths. *Earth Science Review*, **58**:247-278.
- DEINES, P. & HARRIS, J.W. (1994). On the importance of fluids for diamond growth. In: *Goldschmit Conf. (ext. abstract)*, Edimburgh, 219-220.
- DERBY, O.A. (1879). Observações sobre algumas rochas diamantíferas da Província de Minas Gerais – *Arch. Mus. Nac.*, IV, 121-132, Rio de Janeiro.
- DERBY, O.A. (1881). Observações sobre algumas rochas diamantíferas da província de Minas Gerais. *Arch., Mus. Nac.*, 4: 121-132; Rio de Janeiro.
- DERBY, O.A. (1882). Modes of occurrence of the diamond in Brazil – *Amer. Jour. Sci., 3rd. Ser.*, Vol. XXIV, p. 34-42, New Haven.
- DERBY, O.A. (1905a). The geology of the diamond and carbonado washings of Bahia, Brazil – *Econ. Geol.*, **1**:134-142, Urbana.
- DERBY, O. A. (1905b). Lavras diamantinas. *Revista Instituto Geográfico e Histórico da Bahia*, **11**(30):143-153.
- DERBY, O.A. (1906). The Serra do Espinhaço, Brazil – *Jour. Geol.*, **14**:374-401, Chicago.
- DOSSIN, I.A., UHLEIN, A., DOSSIN, T.M. (1984). Geologia da Faixa Móvel Espinhaço em sua porção meridional, MG. In: XXXIII Cong. Bras. Geol., Anais 7: 3118-3134. Rio de Janeiro.
- DOSSIN, I.A., DOSSIN, T.M., CHAVES, M.L.S.C. (1990). Compartimentação estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais – Os grupos Diamantina e Conselheiro Mata. *Revista Bras. Geociências*, **20**(1-4): 178-186.
- DUPONT, H. (1995). O Grupo Conselheiro Mata no seu quadro paleogeográfico e estratigráfico. In: Simp. Geol. Minas Gerais, 8. Diamantina, 1995. Anais. Belo Horizonte, SBG-Núcleo MG, 9-10pg.
- DUPONT, H., ESPINOSA, J., KARFUNKEL, J., & NOCE, C.M. (2000). Glacial deposits of the neoproterozoic glaciation in the Serra do Cabral na vicinities (Minas Gerais, Brasil). Facies distribution and genesis. *31th Intern. Geol. Cong. Rio de Janeiro. Abstracts*.
- DUPONT, H., KARFUNKEL, J., & SOARES, H.M. (2001). Paleogeografia das coberturas sedimentares neoproterozóicas do Cráton do São Francisco. In: *XI Simp. Geol. Minas Gerais*, em CD-Rom.
- DUSSIN I.A. (1994a). Evolution strcturale de l'Espinhaço meridional, bordure sud-est du craton São Francisco, Brésil. Orléans, Tese de doutorado, 200p.
- DUSSIN, T.M. (1994b). Association volcano-plutoniques de l'Espinhaço meridonal (SE-Brésil). Orléans, Tese de doutorado, 177p.
- DUSSIN I.A. & DUSSIN, T.M. (1995). Supergrupo Espinhaço: Modelo de Evolução Geodinâmica. *Geonomos*, **1**: 19-26.
- DYER, H.B., RAAL, F.A., PREEZ, L.DU., LOBUSER, H.N. (1965). Optical absorption features associated with paramagnetic nitrogen in diamond. *Mat. Sci. Earth Interior*, I. Sunagawa (ed.):763-774.
- EINSELE, G. (1992). *Sedimentary basins*. Berlim Springer-Verlag, 628p.
- ELDRIDGE, C.S., COMPSTON, W., WILLIAMS, I.S., HARRIS, J.W., BRISTOW, J.W. (1991). Isotope evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation. *Nature*, **353**:243-245.
- ESCHWEGE, W.L. von (1833). Pluto brasiliense – Tradução em português, 2 vol., (Cia. Ed. Nac.), São Paulo, 1944.
- EVANS, T. (1992). Aggregation of nitrogen in diamond. In: *The properties of natural and synthetic diamond* (ed. J.E. Field), Academic Press, 710p.
- EVANS, T. & HARRIS, J.W. (1989). Nitrogen aggregation, inclusion equilibration temperatures and the age of diamonds. *Geology Society Australian, especial publication*. **14**(2):1001.
- EVANS, T. & QI, Z. (1982). The kinetics of the aggregation of nitrogen atoms in diamond. *Proc. R. Soc. London*. **A270**:538-552.
- EVDOKIMOV, M.D., LADYGINA, M.Y., NESTEROV, A.R. (2001). Morphology of diamonds as a possible indicator of their genesis. *N. Jb. Miner. Abh.*, **176**(2):153-177.
- EYLES, N. & EYLES, C.H. (1992). Glacial depositional systems: In R.G. Walker & N.P.James (eds.): *Facies models*. Geotext. 1, Geol. Assoc. of Canada, 73-100.
- EYLES, N. (1995). Characteristics and origin of coarse gold in Late Pleistocene sediments of the Cariboo placer mining district, British Columbia, Canada. *Sedim. Geol.*, **95**:69-95.
- FAIRCHILD, I.J. & SPIRO, B. (1990). Carbonate minerals in glacial sediments: geochemical clues to palaeoenvironment. In: *Glacimarine environments: processes and sediments*. J.A. Dowdeswell & J.D. Scourse (eds.). Geol. Soc. Spec. Publ. **53**:201-206.
- FIELD, J.E. (1997). *The properties of natural and synthetic diamonds*. Academic Press, Second edition, New York, 710p.

- FIPKE, C., GURNEY, J.J., MOORE, R.O. (1989). The development of advanced technology to distinguish between diamondiferous and barren diatremes. *Geol. Surv. of Canada, Open File Report*, 2124.
- FLEISCHER, R. (1998). A rift model for the sedimentary diamond deposits of Brazil. *Mineralium Deposita*, **33**: 238-254.
- FLINT, R.F. (1962). Geological evidence of cold climates. In: NAIRN, A.E.M. (ed.): *Problems in Paleoclimatology*: 141-155; New York (interscience).
- FOGAÇA, A.C.C., ALMEIDA-ABREU, P.A., SCHORSCHER, H.D. (1984). Estratigrafia da sequência supracrustal arqueana da porção meridiana-central da Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. In: XXXIII Cong. Bras. Geol., 6: 2654-2667, Rio de Janeiro.
- FRANK, F.C. & PUTTICK, K.E. (1958). Etch pits and trigons in diamond (1). *Phil. Magazine*. 3:1262-1272.
- FRANTSESSON, E.V. & KAMINSKIY, F.V. (1974). Carbonado, a diamond variety of nonkimberlitic origin. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, **219**:187-189.
- FREYBERG, B. von (1932). Ergebnisse geologischer forschungen in Minas Gerais, Brasilien. *Neves Jahrb. Minel. Geol. Paleontol. Abh. Mineral. Petrogr.*, Stuttgart, (2):403p.
- FREYBERG, B. von (1934). Bodenschätze des staates Minas Gerais (Brasilien). *E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung*. P.306-317.
- FRITSCH, E., & SCARRATT, K. (1992). Natural-color nonconductive gray-to-blue diamonds. *Gems & Gemology*, Spring Issue, 35-42.
- FRONDEL, C. & MARVIN, U.B. (1967). Lonsdaleite, a hexagonal polymorph of diamond. *Nature*, 214:587-589. Blücher, São Paulo, p. 159-208.
- FROSTICK, L.E. & REID, I. (1987). Tectonic control of desert sediments in rift basins ancient and modern. In: L.E. FROSTICK & I. REID (eds.), *Desert Sediments: Ancient and Modern*. **35**:53-68.
- GALIMOV, E.M. (1991). Isotope fractionation related to kimberlitic magmatism and diamond formation. *Geochim. Cosmochim Acta*, **55**:1697-1708.
- GALIMOV, E.M., KAMINSKY, F.V., KODINA, L.A. (1985). Recent data on isotopic composition of carbonado carbon. *Geochemistry*, 5:723-726.
- GALLOWAY, W.D. & HOBDAI, D.K. (1996). *Terrigenous clastic depositional systems. Applications to fossil fuel and groundwater resources*. 2 ed., Berlin Springer Verlag, 489p.
- GOLUBEV, Yu. K. (1995). Diamond exploration in glaciated terrain: a Russian perspective. *Journal of Geochemical Exploration*, **53**:265-275.
- 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. & TOMPKINS L.A. (1991). Principais depósitos minerais do Brasil. Gemas e rochas ornamentais, DNPM-CPRM, vol. 4-A, p. 53-116.
- GORESY, A. & DONEY, G. (1968). A new allotropic form of carbon from the Ries crater. *Science*, **161**(3839):363-366.
- GORSHKOV, A.I., BAO YANAN, BERSHOV, L.V., RYABCHIKOV, I.D., SIVTSOV, A.V., LAPINA, M.I. (1997)a. Inclusions in Diamond from the Liaoning Deposit (China) and Their Genetic Meaning. *Geocemistry*. 1:58-65.
- GORSHKOV, A.I., BERSHOV, L.V., VINOKUROV, S.F., OTON, H.L., SIVTSOV, A.V., MOKHOV, A.V., BOGACHEVA, E.O. (1997)b. Carbonado from the Lençóis region, Bahia State, Brazil. Mineral inclusions, physical and geochemical characteristics and conditions for formation. *Geol.Rudn. Mestorozhd.*, 39(3), 269-277, 1997. (Russian).
- GORSHKOV, A.I., TITKOV, S.V., PLESHAKOV, A.M., SIVTSOV, A.V. & BERSHOV, L.V. (1996)a. Inclusions of Native Metals and Other Mineral Phase in Carbonado from Ubanga region (Central Africa)., *Geology of ore Deposits*. V.38. 02. P.131-136.
- GORSHKOV, A.I., TITKOV S.V., SIVTSOV A.V., BERSHOV L.V. (1996)b. Rare-earth Minerals in Carbonado from Yakutian Diamond Deposits. *Geochemistry*. 6. p.501-506.
- GORSHKOV, A.I., TITKOV, S.V., SIVTSOV, A.V., BERSHOV, L.V. & MARFUNIN, A.S.(1996)c. The first finds of native Cr, Ni, and α -Fe in carbonado from the diamond deposits of Yakutia. *Geochimistry Internation*. Vol. 33, No. 1: p.59-63.
- GORSHKOV, A.I., VINOKUROV, S.F., RYABCHIKOV, I.D., BERSHOV, L.V., MAGAZINA, L.O., SIVTSOV, A.V., SOLODOV, D.I. (2000). Mineralogical and geochemical characteristics of gold-containing carbonado from the Poxoreu District, Mato Grosso State (Brazil). *Geokhimiya*, (1), 3-15 (Russian) 2000.
- GORSHKOV, A.I., VINOKUROV, S.F., SOLODOV, D.I., BERSHOV, L.V., MOKHOV, A.V., SOLODOVA, YU. P., SIVTSOV, A.V. (1998). Polycrystalline diamond from the Udachnaya pipe (Yakutia).Mineralogical, geochemical, and genetic characteristics. *Litol. Polezn.Iskop.*, (6):588-603 1998. (Em russo).

- GORSHKOV, A.I., YAN NAN BAO, BERSHOV, L.V., RYABCHICOV, I.D., SIVTSOV, A.V., LAPINA, M.I. (1997)c. Inclusions of Native Metals and Other Minerals in Diamond from Kimberlite Pipe 50, Liaoning, China. *Geochemistry*, **8**:794-804.
- GRADIM, R. (2003). *Geologia da região de Olhos d'Água (MG)*. Trabalho geológico de graduação, IGC/UFGM, 63p.
- GRAVENOR, C.P., BRUNN, V.V., DREIMANIS, A. (1984). Nature and classification of waterlain glaciogenic sediments, exemplified by Pleistocene, Late Paleozoic and late Precambrian deposits. *Earth science Reviews*, **20**: 105-166.
- GRAVENOR, C.P. & MONTEIRO, R.L.B.P. (1983). Ice-thrust features in the Proterozoic Macaúbas Group, Jequitaiá area, Minas Gerais, Brazil. *Jour. of Geology*, **91**:113-116.
- GREGORY, R.T. & TAYLOR, H.P. (1981). An oxygen isotope profile in a section of Cretaceous oceanic crust. Samail ophiolite, Oman: evidence for $\delta^{18}\text{O}$ buffering of the oceans by deep (>5km) seafloor-hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *Jour. Geophys. Res.*, **86**:2737-2755.
- GRIFFIN, W.L. & RYAN, C.G. (1995). Trace elements in indicator minerals: area selection and target evaluation in diamond exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, **53**:311-337.
- GRIFFIN, W.L., JACQUES, A.I., SIE, S.H., RYAN, C.G., COUSENS, D.R., SUTER, G.F. (1988). Conditions of diamond growth: a proton microprobe study of inclusions in west Australian diamonds. *Contr. Miner. Petrol.*, **99**:143-158.
- GROSSI-SAD, J.H., LOBATO, L.M., PEDROSA-SOARES, A.C., SOARES FILHO, B.S. (1997). Projeto Espinhaço em CD-Rom. Belo Horizonte, COMIG. 2693p.
- GUIMARÃES, J.T. (1996). *A Formação Bebedouro no Estado da Bahia: facilogia, estratigrafia e ambientes de sedimentação*. Dis. Mestrado, Univ. Federal Bahia, 155p.
- GURNEY, J.J. (1984). A correlation between garnets and diamonds in kimberlites. In: Glover, J.E. & Harris, P.G. (Eds.): *Kimberlite occurrence and origin: A basis of conceptual models in exploration*. Univ. of Western Australia, Publ. **8**:143-166.
- GURNEY, J.J. (1989). Diamonds. In: *Diamonds and related rocks*. J. Ross (ed.). Geological Soc. Of Australia, Special Publication **14**:935-965.
- GURNEY, J.J. & SWITZER, G.S. (1973). The discovery of garnets closely to diamonds in the Finsch Pipe, South Africa. *Contr. Mineral. Petrol.*, **39**:103-116.
- GURNEY, J.J. & ZWEISTRA, P. (1995). The interpretation of the major element compositions of mantle minerals in diamond exploration. *Jour. of Geochemical Exploration*, **53**:293-309.
- GUTHRIE, G.D., VEBLEN, D.R., NAVON, O., ROSSMAN, G.R. (1991). Submicrometer fluid inclusions in turbid-diamonds coats. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **105**(1-3):1-12.
- HAGGERTY, E.S. (1986). Diamond genesis in a multiply-constrained model. *Nature*, **320**:34-38.
- HAGGERTY, E.S. (1999). A diamond trilogy: Superplumes, supercontinents, and supernovae. *Science*. **285**:851-860.
- HARALYI, N.L.E., HASUI, Y., MORALES, N. (1991). O diamante pré-cambriano da Serra do Espinhaço, MG. Gemas e rochas ornamentais, *DNPM-CPRM*, vol. 4-A, p. 117-138.
- HARRIS, J.W. (1987). Recent physical, chemical and isotopic research of diamond. In: *Mantle Xenoliths*, Edited by P. H. Nixon, John Wiley & Sons, p. 477-500.
- HARRIS, J.W. (1992). Diamond geology. In: *The properties of natural and synthetic diamond* (ed. J.E. Field), Academic Press, 710p.
- HARRIS, J.W., HAWTHORNE, J.B., OOSTERVELD, M.M., WEHMEYER, E. (1975). A classification scheme for diamond and a comparative study of South African diamond characteristics. *Phys. Chem. of the Earth*, **9**:765-783.
- HARRIS, J.W., HAWTHORNE, J.B., OOSTERVELD, M.M. (1979). Regional and local variations in the characteristics of diamonds from some southern african kimberlites. *Proceedings of the Second International Kimberlite Conference*, Edited by J. F. Boyd & H. O. A. Meyer, 1:27-41.
- HARRIS, J.W., HAWTHORNE, J.B., OOSTERVELD, M.M. (1983). A comparison of diamond characteristics from the De Beers pool mines, Kimberley South Africa. *Proceedings 3rd International Kimberlite Conference*, Edited by J. Kornprobst, Elsevier Press, 1:1-13.
- HARRIS, J.W., HAWTHORNE, J.B., OOSTERVELD, M.M., WEHMEYER, E. (1975). A classification scheme for diamond, and a comparative study of south african diamond characteristics. *Physics and Chemistry of the Earth*, **9**:477-506.
- HARTE, B., GURNEY, J.J., HARRIS, J.W. (1980). The formation of peridotite suite inclusions in diamonds. *Cont. Min. Petrol.*, **72**:181-190.

- HARTE, B. & HARRIS, J.W. (1994). Lower mantle associations preserved in diamonds. *Miner. Mag.*, **58A**:384-385.
- HARTE, B., FITZSIMONS, C.W., HARRIS, J.W., OTTER, M.L. (1999). Carbon isotopes ratios and nitrogen abundances in relation to cathodoluminescence characteristics for some diamonds from Kaapvaal provinces. *South Africa Min. Mag.*, **63**(6):829-856.
- HASUI, Y., SADOWSKI, G.R., SUGUIO, K., FUCK, G.F. (1975). The phanerozoic tectonic evolution of the western Minas Gerais State. *An. Acad. Bras. Ciências*, **47**:431-438.
- HAURI, E.H., WANG, J., PEARSON, D.G., BULANOVA, G.P. (2002). Microanalysis of $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, and N abundances in diamonds by secondary ion mass spectrometry. *Chem. Geol.*, **185**:149-163.
- HELMSTAEDT, H.H. (2002). Background for short course on diamond exploration. ADIMB, Brasília, 1-88.
- HELMSTAEDT, H.H. & GURNEY, J.J. (1994). Geotectonic controls on the formation of diamonds and their kimberlitic and lamproitic host rocks: applications to diamond exploration. In: *CPRM/ Núcleo Brasília, Fifth international kimberlite conference*, Araxá, Brazil. 2:236-250.
- HELMSTAEDT, H.H. & GURNEY, J.J. (1995). Geotectonic controls of primary diamond deposits: implications for area selection. *Journal of Geochemical Exploration*, **53**:125-144.
- HELMREICHEN, V. von (1846). Über das geognostische Vorkommen der Diamanten und ihre Gewinnungs – Methoden auf der Serra do Grão Mogol – 74 p., (Braumüller & Seidel), Wien.
- HERVIG, R.L., SMITH, J.V., STEELE, I.M., GURNEY, J.J., MEYER, H.O.A., HARRIS, J.W. (1980). Diamonds: minor elements in silicate inclusions. Pressure-temperature implications. *Jour. Geophys. Res.*, **85**: 6919-6929.
- HETTICH, M. (1973). *Zur stratigraphie und gênese des Macaúbas nordlich der Serra Negra, Espinhaço-Zone, Minas Gerais, Brasilien*. Tese doutorado, Univ. Freiburg, 42p.
- HETTICH, M. (1977). A glaciação proterozóica do centro-norte de Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, **7**:87-101.
- HETTICH, M. & KARFUNKEL, J. (1978). Um esker, um varvito e seixos estriados no Grupo Macaúbas, norte de Minas Gerais. *EMOP*, **34**(2):5-8, Ouro Preto.
- HIPPERT, J. (1999). Are s-c structures, duplexes and conjugate shear zones different manifestations of the same scale invariant phenomenon? *Journal of Structural Geology*, **21**:975-984.
- HIRSCH, P.B., HUTCHISON, J.L., TICHMARSH, J. (1986). Voidites in diamond. Evidence for a crystalline phase containing nitrogen. *Phil. Magazine*, **54**:49-54.
- HOLLAS, M. (2002). *Basic atomic and molecular spectroscopy*. The Royal Society of Chemistry (publ.), London, 184p.
- HOFFMAN, P.F., KAUFMAN, A.J., HALVERSON, G.P. (1998). A Neoproterozoic snow ball Earth. *Science*, **281**:1342-1346.
- HUSSON, L. & MUGNIER, J.L. (2003). Three dimensional horizon reconstruction from outcrop structural data, restoration, and strain field of the Baisahi anticline, Western Nepal. *Journal of Structural Geology*, **25**:79-90.
- IBGE (1977). Folha Bocaiúva, SE-23-X-C-III, Carta do Brasil, escala 1:100.000.
- IBGE (1977). Folha Botumirim, SE-23-X-B-IV, Carta do Brasil, escala 1:100.000.
- IBGE (1977). Folha Itacambira, SE-23-X-D-I, Carta do Brasil, escala 1:100.000.
- INDA, H.A.V., SCHORSCHER, H.D., DARDENNE, M.A., SCHOBENHAUS, C., HARALYI, N.L.E., AZEVEDO BRANCO, P.C., RAMALHO, R. (1984). O Cráton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuaí. In: *SCHOBENHAUS, C., ALMEIDA CAMPOS, C., DERZE, G.R., ASMUS, H.E. (eds.). Geologia do Brasil. DNPM*, p.194-284.
- IRVINE, T.N., & BARAGAR, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks of orogenic areas. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **83**:29-40.
- ISOTTA, C.A., ROCHA-CAMPOS, A.C., YOSHIDA, R., (1969). Striated pavement of the upper-Precambrian Glaciation in Brazil. *Nature*, **5192**: 466-468; London.
- IZRAELI, E.S., HARRIS, J.W., NAVON, O. (2001). Brine inclusions in diamonds: a new upper mantle fluids. *Earth and Plan. Sci Lett.*, **187**(3-4):323-332.
- IWANUCH, W., MAKEEV, A.B., KONDO, M.M. (2005)a. Mineralogia, inclusões, catodoluminescência e composição isotópica do carbono dos carbonados de Andaraí, Chapada Diamantina, Bahia. In: *II South American Symp. On Diamond Geology*, Diamantina, 76-79.
- IWANUCH, W., MAKEEV, A.B., KONDO, M.M. (2005)b. Películas metálicas sobre os diamantes de Juína, Mato Grosso. In: *II South American Symp. On Diamond Geology*, Diamantina, 73-75.

- JACOB, D., JAGOUTZ, E., LOWRY, D., MATTEY, D., KUDRJAVTSEVA, G. (1994). Trace elements in diamondiferous eclogites from Siberia: remnants of Archean oceanic crust. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **58**:5191-5207.
- JACOBSEN, S.B. & KAUFMAN, A.L. (1999). The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, **16**:37-57.
- JANSE, A.J.A. (1991). Review of supposedly non-kimberlitic and non-lamproitic diamond host rocks. In: *CPRM/ Núcleo Brasília, Fifth international kimberlite conference*, Araxá, Brazil. **2**:144-159
- JANSE, A.J.A. (1994). Is Clifford's Rule still valid? Affirmative examples from around the world. In: *CPRM/ Núcleo Brasília, Fifth international kimberlite conference*, Araxá, Brazil. **2**:215-235.
- JANSE, A.J.A. & SHEAHAN, P.A. (1995). Catalogue of world wide diamond and Kimberlite occurrence: a selective and annotative approach. *Journal of Geochemical Exploration*, **53**:73-111.
- JAQUES, A.L., HALL, A.E., SHERATON, J., SMITH, C.B. & ROKSANDIC, Z. (1994). Peridotitic planar octahedral diamonds from the Ellendale lamproite pipes, Western Australia. In: *CPRM/ Núcleo Brasília, Fifth international kimberlite conference*, Araxá, Brazil. **2**:69-77.
- JAVOY, M., PINEAUS, F., DELORME, H. (1986). Carbon and nitrogen isotopes in the mantle. *Chem. Geol.*, **57**:41-62.
- JAYNES, C. (1978). Natural polycrystalline diamond. *Industrial Diamond Review*, January, p. 14-23.
- JENNINGS, C.M.H. (1995). The exploration context for diamonds. *Journal of Geochemical Exploration*, **53**:113-124.
- KAGI, H., TAKAHASHI, K., HIDAKA, H., MASUDA, A. (1994). Chemical properties of Central African carbonado and its genetic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**(12):2629-2638.
- KAISER, W. & BOND, W.L. (1959). Nitrogen, a major impurity in common type I diamond. *Phys. Rev.*, **115**:857-863.
- KAMINSKIY, F.V. (1984). The diamond content of non-kimberlitic eruptive rocks. Izd-vo Nedra, Moscow.
- KAMINSKIY, F.V. (1987). Genesis of carbonado-polycrystalline aggregate of diamond. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, **294**:439-440.
- KAMINSKIY, F.V. (1994). Carbonado and yakutite: properties and possible genesis. *Proceedings 5th International Kimberlite Conference*, CPRM Special Publication, **2**:136-143.
- KAMINSKIY, F.V., KULAKOVA I.I., OGLOBINA, A.I. (1985). Polycyclic aromatic hydrocarbons in carbonado and diamond. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, **283**:985-988.
- KAMINSKY, F.V., ZAKHARCHENKO, O.D., DAVIES, R., GRIFFIN, W.L., KHACHATRYAN-BLIONVA, G.K., SHIRYAEV, A.A. (2001). Super diamonds from the Juina area, Mato Grosso State, Brazil. *Contr. Min. Petrol.*, **140**:734-753.
- KAMINSKY, F.V., FELDMAN, A.A., VARLAMOV, V.A., BOYCO, A.N., OLOFINSKY, L.N., SHOFMAN, I.L. & VAGANOV, V.I. (1995). Prognostication of primary diamond deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, **53**:167-182.
- KANE, R.E. (1987). Three notable fancy-color diamond: purplish red, purple-pink, and reddish purple. *Gems & Gemology*. vol. XXIII, p. 90-95.
- KARFUNKEL, J. & CHAVES, M.L.S.C. (1994). Diamante na região do Médio São Francisco, Minas Gerais. In: *Cong. Bras. Geol.*, **38**, *Bol.*, **1**:191-193.
- KARFUNKEL, J. & CHAVES, M.L.S.C. (1995). Conglomerados cretácicos da Serra do Cabral, Minas Gerais: um modelo para a redistribuição colúvio-aluvionar dos diamantes do médio São Francisco. *Geociências*, UNESP, **14**: 59-72.
- KARFUNKEL, J. & DUPONT, H. (2001). Depósitos glaciogênicos neoproterozóicos em Minas Gerais: controvérsias e consenso. In: *XI Simp. Geol. Minas Gerais*. Em CD-ROM.
- KARFUNKEL, J. & HOPPE, A. (1988). Late Proterozoic Glaciation in Central-East Brazil: Synthesis and model. *Palaeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **65**:1-21.
- KARFUNKEL, B. & KARFUNKEL, J. (1975). Fazielle Entwicklung der mittleren Espinhaço-Zone mit besonderer Berücksichtigung des Tillitproblems. *Tese Doutorado*, Univ. Freiburg, 86 p., Freiburg.
- KARFUNKEL, B. & KARFUNKEL, J. (1977). Fazielle entwicklung der mittleren Espinhaço-zone mit besonderer Berücksichtigung des tillit-problems. *Geogisches Jarbuch, Beihefte* **24**:3-91.
- KARFUNKEL, J., PEDROSA-SOARES, A.C., DOSSIN, I.A. (1985). O Grupo Macaúbas em Minas Gerais, revisão dos conhecimentos. In: *Simp. Geol. Minas Gerais 3, Anais*. Belo Horizonte, SBG, p.45-59.
- KARFUNKEL, J., CHAVES, M.L.S.C., SVISERO, D.P., MEYER, M.O.A. (1994). Diamonds from Minas Gerais, Brazil: an update and sources, origin and production. *Inter. Geology Review*, **36**:1019-1032.

- KARFUNKEL, J., CHAVES, M.L.S.C., BANKO, A.G., HOOVER, D.B. (1998). Colluvial diamond and quartz deposits from the Espinhaço Range (MG): genesis and economic importance. In: XL Cong. Bras. Geol., Belo Horizonte, 1998. *Anais...*, SBG-MG.
- KARFUNKEL, J., DUPONT, H., SCHOBENHAUS, C., NOCE, C.M. (2000). The Neoproterozoic São Francisco Glaciation in Central-Eastern Brazil. *Prof. Bd.*, 19 (in CD-ROM).
- KARFUNKEL, J., HORTA MOREIRA, P.C., RIBEIRO, M.C., & COSTA FRANCO, A.L. (1984). Aspectos genéticos e deposicionais do Grupo Macaúbas na região da Barragem do Paraúna e sua importância na contribuição para o modelo paleogeográfico e geotectônico. In: Soc. Bras. Geol., Rio de Janeiro, Cong. Bras. Geol., 40, *Anais*, 5:489-493.
- KARFUNKEL, J., DANTAS, M.S., PIMENTA, M.A., PINHEIRO, M.V.B., PERSIANO, A.I.C., LAMEIRAS, F.S., ADDAD, J.E. (2000). Métodos espectroscópicos na análise gemológica. Espectroscopia Micro-Raman (EMR). *REM*, 53(4):239-245.
- KARFUNKEL, J., MARTINS, M.S., SCHOLZ, R., McCANDLESS, T.E. (2001)a. Diamonds from the Macaúbas River Basin (MG): Characteristics and Possible Source. In: 3° Simp. Bras. Geol. do Diamante / 1° Simp. Sul-Amer. de Geol. Diamante, Abstracts, Brasília, p. 23.
- KARFUNKEL, J., MARTINS, M., SCHOLZ, R., SAMPAIO, N.P., BRITO, W. (2001)b. Características e origem do diamante da bacia do rio Macaúbas, centro-norte de Minas Gerais. In: XI Simp. Geol. Minas Gerais. Em CD-ROM.
- KARFUNKEL, J., SCHOBENHAUS, C., DUPONT, J.H., NOCE, C.M. (2001)c. The Neoproterozoic São Francisco Glaciation (Brazil): facies distribution and model. LAK/Stuttgart. Em CD-ROM.
- KATTAH, C. (1991). *Análise faciológica e estratigráfica do Jurássico Superior/Cretáceo Inferior na porção meridional da Bacia do São Francisco, oeste do Estado de Minas Gerais*. Ouro Preto, EM-UFOP, Dis, Mestrado, 227p.
- KAUFMAN, A.J., KNOLL, A.H., NARBONNE, G.M. (1997). Isotopes, ice ages, and Proterozoic earth history. *Proc. Natl., Acad. Sci., USA*, 94, 6600-6605.
- KERR, P.F., GRAF, D.L., BALL, S.H. (1948). Carbonado from Venezuela. *Am. Mineral.*, 33: 251-254.
- KENNEDY, M.J., RUNNEGAR, B., PRAVE, A.R., HOFFMANN, K.H. & ARTHUR, M.A. (1998). Two or four Neoproterozoic glaciations? *Geology*, 26:1059-1063.
- KESSON, S.E. & RINGWOOD, A.E. (1989). Slab-mantle interactions: 2. The formation of diamonds. *Chem. Geol.*, 78:97-118.
- KING, L.C. (1956). A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, 18(2):147-265.
- KIRK, E.C., WILLIAMS, D.A., AHMED, H. (1989). Cross-sectional transmission electron microscopy of precisely selected regions from semiconductor devices. *Inst. Phys Conf. Series*, Vol. 100, 501p.
- KIRKLEY, M.B. (1998). The origin of diamonds: Earth processes. In: *The nature of diamonds*, G.E. Harlow (ed.). Univ. Press and American Museum of Natural History, Cambridge, 48-65.
- KIRKLEY, M.B., GURNEY, J.J., OTTER, M.L., HILL, S.J., DANIELS, L.R. (1991). The application of C isotope measurements to the identification of the sources of C in diamonds: a review. *Applied Geochemistry*, 6:477-494.
- KIRKLEY, M.B., GURNEY, J.J. & RICHARD, R.S. (1994). Jwaneng framesites: carbon isotope and inclusion compositions. In: CPRM/ Núcleo Brasília, *Fifth international kimberlite conference*, Araxá, Brazil. 2:127-135.
- KLEIN, G.V. (1982). Probable sequential arrangement of depositional systems on cratons. *Geology*, 10(1):17-22.
- KLEIN, C. & HURLBUT JR. C.S. (1999). Manual of mineralogy. 21 ed. New York, *John Wiley & Sons*. 681p.
- KLEIN-BENDAVID, O., WIRTH, R., NAVON, O. (2006). TEM imaging and analysis of microinclusions in diamonds: a close look at diamond-growing fluids. *American Mineralogist*, 21 (no prelo).
- KNAUER, L.G. (1990). *Evolução geológica do Precambriano da porção centro-leste da Serra do Espinhaço Meridional e metalogênese associada*. Dissertação de mestrado, IG/UNICAMP, 298p.
- KNAUER, L.G. (1999). *Serra do Espinhaço Meridional: considerações sobre a estratigrafia e análise da deformação das unidades proterozóicas*. Tese de Doutorado, IGCE/UNESP, Rio Claro, 324p.
- KNOLL, A.H. & WALKER, M.R. (1992). Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history. *Nature*, 356:673-678.
- KNOLL, A.H., HAYES, J.M., KAUFMAN, A.J., SWETT, K., LAMBERT, I.B. (1986). Secular variation in carbon isotope ratios from Upper

- Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, **321**:832-838.
- KUKHARENKO, A.A. (1954). On rounded diamond crystals. *Uchem. Zap. Leningrad Gos. Univ.*, **178**(4), 55p. (em russo).
- LEONARDOS, O.H. (1937). Diamante e carbonado no estado da Bahia. *Mineração e Metalurgia*, **V**:183-192.
- LEONARDOS, O.H. (1940). Tilito metamórfico de Carandaí, Minas Gerais. *An. Acad. Bras. Ciências*, **12**:243-259.
- LEOST, I., STACHEL, T., BREY, G.P., HARRIS, J.W., RYABCHIKOV, I.D. (2003). Diamond formation and source carbonation: mineral association in diamonds from Namibia. *Contr. Miner. Petrol.*, **145**:15-24.
- LEUNG, I.S., TAYLOR, L.A., TSAO, C.S., HAN, Z. (1996). SiC in diamond and kimberlites: implications for nucleation and growth of diamond. *Int. Geol. Rev.*, **37**:483-496.
- LIMA, S.A.A.; MARTINS-NETO, M.A.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CORDANI, U.G. & NUTMAN, A. (2002). 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 de idades U-Pb SHRIMP. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**(4): 491-500.
- LISBOA, M.A.R. (1906). Ocorrência de seixos facetados no Planalto Central do Brasil. *An. Esc. Minas, Ouro Preto*, **8**:23-74.
- LOMONOSOFF, M. (1843). Note sur le gisement des diamants au Brésil. *Ann. de Chemie et de Physique* 3, série, vol. VII. Paris.
- LORENTZ, N.J., CORSETTI, F.A., LINK, P.K. (2004). Seafloor precipitates and C-isotope stratigraphy from the Neoproterozoic Scout Mountain Member of the Pocatello Formation, southeast Idaho: implications for Neoproterozoic earth system behavior. *Precambrian Research*, **130**:57-70.
- LUDWIG, K.R. (1999). Using Isoplot/EX, version 2, a geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronological Center Special Publication*, **1a**:47.
- LUDWIG, K.R., 2001. Squid 1.02: a user manual. In: *Berkeley Geochronological Center Special Publication*, **12**:19.
- LUTOEV, V.P., GLUKHOV, Y.V., ISAENKO, S.I. (2000). Epigene nitrogen defects and metallic films on the surface of diamonds from the Middle Timan. *Doklady Earth Sciences*, **375**(8):1251-1254.
- LUTOEV, V.P., GLUKHOV, Y.V., MARTINS, M., ISAENKO, S.I., PETROVSKY, V.A., KARFUNKEL, J. (2004). Spectroscopic characterization of diamonds and carbonados from Macaúbas river basin (MG). In: *42TH Cong. Bras. Geol, Araxá*. CD-Rom.
- MACAHADO, N., SCHRANK, A., ABREU, F.R., KNAUER, L.G. & ALMEIDA-ABREU, P.A. (1989). Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. V *Simp. Geol. Minas Gerais, Anais*, p.171-174, Belo Horizonte.
- MAGALHÃES, L. (1988). *Análise estrutural qualitativa nos sedimentos do Grupo Bambuí, região sudeste da bacia do São Francisco (Faixa Sete Lagoas-Serra do Cipó)*. Dis. Mestrado, Escola de Minas/DEGEO/UFOP, 110p.
- MAGEE, C.W. & TAYLOR, W.R. (1998). Constraints on the history and origin of carbonado from luminescence studies. In: *7TH Int. Kimb. Conf., Cape Town*, 527-528.
- MAGEE, C.W. & TAYLOR, W.R. (1999). Constraints on the history and origin of carbonado from luminescence studies. In: *7TH Int. Kimb. Conf., Cape Town*, 529-532. J.J. Gurney, M.D. Pascoe, R.S.H. (eds.).
- MAKEEV, A.B. & FILIPPOV, V.N. (1999). Películas metálicas sobre a superfície de diamantes naturais (Jazida de Ichetiyyu), Médio Timan. *Dok. Ros.Ak. Nauk*. **368**(6): 808-812.
- MAKEEV, A.B., FILIPPOV, V.N., OBIDEN, S.K., SAPARIN, G.V., IWANUCH, W., MARTINS, M. & KARFUNKEL, J. (2001). Características Mineralógicas dos carbonados brasileiros dos Estados da Bahia e Minas Gerais. p.162-165. In: *Borintseva N.A., Bryanchaninova N.I., Kulikova K.V., Makeev A.B., Samomolkova, M.F., Ponomareva G.V. e Pystin A.M. 2001. Diamantes e potencial diamantífero da região de Timan-Urais. Syktyvkar. Geoprint*. 240p.(em russo).
- MAKEEV, A.B., IWANUCH, W., FILIPPOV, V.N., OBIDEN, G.V. SAPARIN, W. (2001). Mineralogia, composição das inclusões e catodoluminescência de carbonados do Estado da Bahia, Brasil. *Geol. Rudn. Mestorozhd.*
- MALZAHN, H. (2000). *Diamante*. Extralapis, 18p.
- MARTINS, M.S. (2002). *Geologia da bacia do Rio Macaúbas (MG), com ênfase nas ocorrências diamantíferas*. Dis. Mestrado, IGC/UFMG, 86 p.
- MARTINS, M.S., KARFUNKEL, J., ADDAD, J., SCHOLZ, R., PEREGOVICH, B. (2000). Das Macaubas-Becken in zentral-nord Minas Gerais, Brasilien und Diamantvorkommen. *Profil, Bd.*, 19 (in CD-ROM).
- MARTINS, M., KARFUNKEL, J., SCHOLZ, R., HAYDEN, S. (2001). Geologia da bacia do rio

Macaúbas (MG). In: *Simp. Geol. Minas Gerais*. Em CD-ROM.

MARTINS, M., PETROVSKY, V.A., SAMOILOVICH, M.I., FILIPPOV, V.N. KARFUNKEL, J., SUKHAREV, A.Y. (2003). Experimental and natural polycrystalline diamond systems: a case study for carbonado genesis. In: *XIX Cong. Bras. Geoquímica, Belém*. CD-Rom.

MARTINS, M. & KARFUNKEL, J. (2004). Magmatismo neoproterozóico ao longo do anticlinal de Itacambira. In: *42º Cong. Bras. Geologia, Araxá*. CD-Rom.

MARTINS, M., PETROVSKY, V.A., SAMOILOVICH, M.I., FILIPPOV, V.N. KARFUNKEL, J., SUKHAREV, A.Y. (2004). The evolution of natural polycrystalline diamond system based on carbonado characteristics. In: *42º Cong. Bras. Geologia, Araxá*. CD-Rom.

MARTINS-NETO, M.A. (1993). *The sedimentary evolution of a Proterozoic rift: the basal Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil*. Univ. Freiburg, Tese de doutorado, 155p.

MARTINS-NETO, M.A. (2000). Tectonics and sedimentation in a Paleo/Mesoproterozoic Rift-Sag Basin (Espinhaço Basin, southeastern Brazil). *Prec. Res.* **103**:147-173.

MARTINS-NETO, M.A. & ALKMIM, F.F. (2001). Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do Paleocontinente São Francisco e suas margens: registro da quebra de Rodínia e colagem de Gondwana. In: C.P. Pinto, M.A. Martins Neto (eds.). *Bacia do São Francisco: geologia e recursos minerais*. SBG MG, Belo Horizonte, 31-54.

MARSHAL, T.R. & BAXTER-BROWN, R. (1995). Basic principles of alluvial diamond exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, v.53: p.277-292.

MARSHALL, T.R. (1994). The diamondiferous gravels of the southwestern Transvaal, South Africa. In: CPRM/ Núcleo Brasília, *Fifth international kimberlite conference*, Araxá, Brasil. **2**:187-201.

MASCARENHAS, J.F., PEDREIRA, A.J., MISI, A., MOTTA, A.C., SILVA-SÁ, J.H. (1984). Província São Francisco. In: O Pré-Cambriano do Brasil. F.F.M. Almeida & Y. Hasui (coord.), Edgar Blücher, São Paulo, 46-122.

McCALLUM, M.E. (1976). An emplacement model to explain contrasting mineral assemblages in adjacent kimberlite pipes. *Journal of Geology*. **84**:673-684.

McCALLUM, M.E., HUNTLEY, P.M., FALK, R.W. & OTTER, M.L. (1991). Morphological, resorption and etch feature trends of diamonds from kimberlite

populations within the Colorado Wyoming State line district, USA. In: CPRM/ *Fifth international kimberlite conference*, Araxá, Minas Gerais, Brasil. Vol. 2: Diamonds: characterization, genesis and exploration, p.32-50.

McCALLUM, M.E., MABARAK, C.D., COOPERSMITH, H.G. (1979). Diamonds from kimberlites in the Colorado-Wyoming State Line District. Proceedings of the Second International Kimberlite Conference, Edited by J. F. Boyd & H. O. A. Meyer, vol. 1, p. 42-58.

McCALLUM, M.E., HUNTLEY, P.M., FAK, R.W., OTTER, M.L. (1994). Morphological, resorption and etch feature trends of diamonds from kimberlite populations within the Colorado-Wyoming State Line District, USA. In: *Proceedings da V Conf. Intern. de kimb.* (ed. H.O.A. Meyer e O.H. Leonardos). V.2 – Diamonds:characteruzation, gênesis, and exploration. Araxá, Brasil:32-50.

McCANDLESS, T.E. (1990). Kimberlite xenocryst wear in high-energy fluvial systems: experimental studies. *Journ. Geochem. Expl.*, **37**: 323-331.

McCANDLESS, T.E. (2001). Textural analysis of the diamonds from the Macaúbas river basin (MG). *Rel. Interno. Universidade do Arizona, USA*, 23p.

McCANDLESS, T.E. & NASH, W.P. (1996). Detrital mantle indicator minerals in southwestern Wyoming, USA: evaluation of mantle environment, igneous host, and diamond exploration. *Expl. Mining Geology*, **5**(1):33-44.

McCANDLESS, T.E. & GURNEY, J.J. (1989). Sodium in garnet and potassium in clinopiroxene: criteria for classifying mantle eclogites. In: *Kimberlites and related rocks*. J. Ross (ed.). **2**:827-832.

McCANDLESS, T.E. & GURNEY, J.J. (1997). Diamond eclogites: comparison with carbonaceous chondrites, carbonaceous shales, and microbial carbon-enriched MORB. *Russian Geology and Geophysics*. **38**(2):394-404.

McCANDLESS, T.E., LETENDRE, J. & EASTOE, C.J. (1996). Morphology and carbon isotope composition of microdiamonds from Dachine, French Guiana. *Impublished report*. **2**:550-556.

McCANDLESS, T.E., NASH, W.P. & HANSEL, W. (1995). Mantle indicator minerals in ant mounds and conglomerates of the southern Green River Basim, Wyoning. *Wyoning Geology Association, Field Guidebook*: p.153-164.

McCANDLESS, T.E., WALDMAN, M.A. & GURNEY, J.J. (1994). Macrodiamonds and microdiamonds from Murfreesboro lamproites, Arkansas: morphology, inclusions and carbon isotope geochemistry. In: CPRM/ Núcleo Brasília, *Fifth*

international kimberlite conference, Araxá, Brazil. 2: 78-97.

McCNAUGHT, M.A. & MITRA, G. (1996). The use of finite strain data in constructing a retrodeformable cross-section of the Meade thrust sheet, southeastern Idaho, USA. *Jour. Estrutural Geology*, **16**:585-602.

MELTON, C.E., & GIARDINI, A.A. (1974). The composition and significance of gas released natural diamonds from Africa and Brazil. *American Mineralogist*, **59**(7-8): 775-782.

MEMMI, J.M. & McCALLUM, M.E. (1994). Finite element modeling of resistivity data from kimberlite intrusions in Wyoming, USA. In: CPRM/ Núcleo Brasília, *Fifth international kimberlite conference*, Araxá, Brazil. 2:382-388.

MENDELSSOHN, M.J. & MILLEDGE, H.J. (1995). Geologically significant information from routine analysis of the mid-infrared spectra of diamonds. *International Geology Review*. **37**:95-110.

MENDELSSOHN M.J. & MILLEDGE, H.J. (1995). Morphological characteristics of diamond populations in relation to temperature-dependent growth and dissolution rates. *International Geology Review*. Vol. 37: p.285-312.

MESCHÉDE, M. (1986). A method of discriminanting between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, **56**:207-218.

MEYER., H.O.A. (1985). Genesis of diamond. A mantle saga. *American Mineralogist*, **70**:344-355.

MEYER., H.O.A. (1987). Inclusions in diamond. In: *Mantle Xenoliths*. P. H. Nixon (ed.), New York, Wiley, p. 501-522.

MEYER, H.O.A. & McCALLUM (1997). Diamonds and their sources in the Venezuela portion of the Guiana Shield. *Economic Geology*, **88**:989-998.

MEYER, H.O.A. & TSAI, H.M. (1976). Mineral inclusions in natural diamond: their nature and significance. *Min. Sci. Eng.*, **8**:242-261.

MEYER., H.O.A., GARWOOD, B.L., SVISERO, D.P., SMITH, C.B. (1994). Alkaline ultrabasic intrusions of western Minas Gerais, Brazil. IN: *CPRM/DNPM Special Publication*, Edited by H. O. A. Meyer & O. H. Leonardos, Brasília, **1**:140-155.

MEYER, H.O.A., MILLEDGE, H.J., SUTHERLAND, F.L. & KENNEWELL, P. (1997). Unusual diamonds and unique inclusions from New South Wales, Austrália. *Russian Geology and Geophysics* **38**(2):305-331.

MEYER, H.O.A., ZHANG ANDI, MILLEDGE, H.J. & MENDELSSOHN, M.J. (1994). Diamonds and

mineral inclusions in diamonds from Shandong and Liaoning Provinces, China. In: CPRM/ Núcleo Brasília, *Fifth international kimberlite conference*, Araxá, Brazil. 2:98-105.

MIALL, A.D. (1990). *Principles of sedimentary basin analysis*. 2 ed. New York, Springer-Verlag. 668p.

MIALL, A.D. (1996). *The geology of stratigraphic sequences*. Berlim, Springer-Verlag, 433p.

MILLEDGE, H.J., SHELKOV, D., PILLINGER, C.T., VERSHOVSKY, A.B. (1996). Comparative studies of carbonado, impactite, and other polycrystalline diamond. *Eos*, **77**(17):S143.

MILLEDGE, H.J., WOODS, P.A., BEARD, A.D., SHELKOV, D., WILLIS, B. (1998). Cathodoluminescence of polished carbonado. *7th International Kimberlite Conference, Extended Abstracts*, Cape Town, p. 589-590.

MITCHELL, R.H. (1991). Kimberlites and lamproites: primary sources of diamonds. *Geoscience Canada*, **18**:1-16.

MITCHELL, R.H. (1995). The role of petrography and lithogeochemistry in exploration for diamondiferous rocks. *Journal of Geochemical Exploration*, **53**:339-350.

MITCHELL, R.H. & BERMAN, S.C. (1991). *Petrology of lamproites*. Plenum Press, New York.

MITRA, S. (1986). Duplex structures and imbricate thrust systems: geometry, structural position and hydrocarbon potential. *AAPG, Bul.* **70**:1087-1112.

MONTES, M.L. (1977)a. Os conglomerados diamantíferos da Chapa Diamantina – Bahia, Brasil. Dis. Mestrado, IG/UnB, 102p.

MONTES, A.S.L. (1977)b. O contexto estratigráfico e sedimentológico da Formação Bebedouro na Bahia. Dis. Mestrado, IG/UnB, 100p.

MOORE, J.M. & MOORE, A.E. (2004). The roles of primary kimberlitic and secondary Dwyka glacial sources in the development of alluvial and marine diamond deposits in Southern Africa. *Journal of African Earth Sciences*, **38**(6):115-134.

MOISSAN, H. (1895). Sur la presance du graphite, du carbonado, et le diamants microscopiques dans la terre bleue du Cap. *Comptes Rendu, Academie Sciences de Paris*, **116**:292-295.

MOORE, M. & LANG, A.R. (1974). On the origin of the rounded rhombic dodecahedral habit of natural diamond. *Journal of Crystal Growth*, **26**:133-139.

MORAES, L.J. (1928)a. O carbonado em Minas Gerais. *Min. Comb. e Transp.*, Ano I, **10**, 239p.

- MORAES, L.J. (1928)b. Geologia da região diamantina de Minas Gerais - Relatório de atividades. DNPM, *Serv. Geol. Min. Rel. Ann. Dir.* 1928, 29-34, Rio de Janeiro.
- MORAES, L.J. (1932). Área ocupada pela Formação Macaúbas no norte de Minas Gerais – *Ann. Acad. Bras. Sci.*, **4**:111-114.
- MORAES, L. J. (1934). Depósitos diamantíferos do norte do Estado de Minas Gerais. *Boletim DNPM/SFPM*, Rio de Janeiro, 3:1-61.
- MORAES, L.J., BARBOSA, O., LISBOA, J.M.A., LACOURT, F., GUIMARÃES, D. (1937). Geologia Econômica do Norte de Minas Gerais. *Boletim DNPM/SFPM*. 19, 191p. Rio de Janeiro.
- MORAES, L.J. & GUIMARÃES, D. (1929). Estudos sobre a rocha matriz do Diamante – *DNPM, Serv. Geol. Min. Rel. Ann. Dir.* 1928, 171-174, Rio de Janeiro.
- MORAES, L.J. & GUIMARÃES, D. (1930). Geologia da região diamantífera do Norte de Minas Gerais – *An. Acad. Bras. Cienc.*, **2**:153-186, Rio de Janeiro.
- MORGAN, P. (1995). Diamond exploration from the bottom up: regional geophysical signature lithosphere conditions favorable for diamond exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, **53**:145-165.
- MORRIS, T.F. & KASZYCKI, C.A. (1997). Prospector's guide to drift prospecting for diamonds, northern Ontario, Ontario. *Geological Survey, Miscellaneous Paper* 167, 63p.
- MORTON, A.C. (1984). Stability of detrital heavy minerals in tertiary sandstones from the North Sea basin. *Clay Minerals*, **19**:287-308.
- MPSOKOS, E.D. & KOSTOPOULOS, D.K. (2001). Diamond, former coesite and supersilicic garnet in metasedimentary rocks from the Greek Rhodope: a new ultrahigh-pressure metamorphic province established. *Earth and Planetary Science Letters*, **192**:497-506.
- NAVON, O. (1999). Diamond formation in the Earth's mantle. *Proc. do 7th Con. Intern. Kimb., África do Sul*, **2**:584-605.
- NAVON, O., HUTCHEON, I.D., ROSSMAN, G.R., WASSERBURG, G.J. (1988). Mantle-derived fluids in diamonds micro-inclusions. *Nature*, **335**:784-789.
- NISBET, D.E.G., MATTEY, D.P., LOWRY, D. (1994). Can diamonds be dead bacteria? *Nature*, **367**, 694.
- NIXON, P.H. (1995). The morphology and nature of primary diamondiferous occurrences. *Journal of Geochemical Exploration*, **53**:41-71.
- NOCE, C.M., GUIMARÃES, M.L.V., ROQUE, N.C., SGARBI, G.N., KNAUER, L.G., GROSSI SAD, J.H. (1996). Mapa geológico (1:100.000) da Folha Itacambira, Projeto Espinhaço, COMIG-UFMG.
- NOCE, CM. (1997). Texto explicativo da Folha Itacambira. In: J.H. GROSSI-SAD, L.M. LOBATO, A.C. PEDROSA-SOARES, B.S. SOARES FILHO (1997) - Projeto Espinhaço em CD-Rom. Belo Horizonte, COMIG.
- NOCE, CM. (1997). Geologia da Folha Carbonita. In: J.H. GROSSI-SAD, L.M. LOBATO, A.C. PEDROSA-SOARES, B.S. SOARES FILHO (1997) - Projeto Espinhaço em CD-Rom. Belo Horizonte, COMIG.
- NOCE, C.M., PEDROSA-SOARES, A.C., GROSSI-SAD, J.H., BAARS, F.J., GUIMARÃES, M.L.V., MOURÃO, M.A.A., OLIVEIRA, M.J.R. & ROQUE, N.C. (1993). Nova divisão estratigráfica regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: o registro de uma bacia neoproterozóica. *Anais 9º Simp. Geol. Minas Gerais – SBG Núcleo MG*. Bol. **14**: 29-31.
- OLIVEIRA, F.P. (1881). A exploração das minas de galena do Ribeirão do Chumbo, afluente do Abaeté. Estudo da zona percorrida de Ouro Preto até o lugar. *An. Esc. Minas, Ouro Preto*, **1**:39-105.
- OLIVEIRA, J.R.P. (1989). *Comportamento estrutural dos grupos Macaúbas e Bambuí na porção centro norte de Minas Gerais*. Dis. de Mestrado, EM/DEGEO/UFOP, 102p.
- OLIVEIRA, A.I., & LEONARDOS, O.H. (1940). *Geologia do Brasil*. Com. Bras. Centenários. Portugal.
- OLIVEIRA, L.H.B. & MARTINS, M.S. (1999). *Mapeamento Litoestrutural da região diamantífera de Grão Mogol*. Trabalho de Graduação, IGC/UFMG, Belo Horizonte, 91p.
- ORLOV, Yu. L. (1966). Evidence that the rounding of diamond is caused by dissolution process. *Min. Sbor. Louvsk. Univ.*, **20**:129-130.
- ORLOV, Yu. L. (1977). The mineralogy of diamond. *Izdatel'stva Nanka*. Translated from *Russian Geology and Geophysics* by WILEY, J. & SONS. New York. 235 p.
- OTTER, M.L. & GURNEY, J.J. (1989). Mineral inclusions in diamonds from the Sloan diatremes, Colorado-Wyoming State Line district, North America. In: Proc. da V Conf. Intern. Kimb. Kimberlites and related rocks, **2**:1042-1053.
- OTTER, M.L., GURNEY, J.J., KIRKLEY, M.B., HARTE, B., McCANDLESS, T.E. (1991). The carbon isotope composition of Sloan diamonds: evidence of a subducted ophiolite sequence? *Geochim., Cosmochim. Acta*, **58**:247-256.

- OTTER, M.L., McCALLUM, M.E., GURNEY, J.J. (1994). A physical characterization of the Sloan (Colorado) diamonds using a revised diamond description scheme. In: *CPRM/ Núcleo Brasília, Fifth international kimberlite conference*, Araxá, Brazil. 2: 15-31
- OZIMA, M. & TATSUMOTO, M. (1997). Radiation-induced diamond crystallization: origin of carbonados and its implications on meteorite nano-diamonds. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **61**(2):369-376.
- OZIMA, M., ZACHU, S., MATSUHISA, Y. (1991). Constrain from noble-gas contents on the origin of carbonado diamonds. *Nature*, **351**:472-474.
- PALY'ANOV, Y.N., SOKOL, A.G., BORZDOV, Y.M., KHOKHRYAKOV, A.F. (2002). Fluid-bearing alkaline carbonate melts as the medium for the formation of diamonds in the earth's mantle: an experimental study. *Lithos*, **60**:145-159.
- PARFENOFF, A., POMEROL, C., TOURENQ, J. (1970). Les minéraux en grain - Méthodes d'étude et de détermination. *Masson et Cie, Éditeurs, Paris*, p. 50-87.
- PASTEL, A.R. & RAMATHAN, S. (1962). Etch pits in diamond surfaces. *Phil. Magazine*. **7**:1305-1314.
- PATTISON, D.R.M. & LEVINSON, A.A. (1995). Are enchedral microdiamonds formed during ascent and decompression of kimberlite magma? Implications for use of microdiamonds in diamond grade estimation. *Appl. Geochem.* **10**:725-738.
- PEARCE, T.H. & CANN, J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Plant. Sci. Lett.*, **19**:290-300.
- PEARSON, D.G., SHIRLEY, S.B., BULANOVA, G.P., CARLSON, R.W., MILLEDGE, H.J. (1999). Dating and paragenetic distinction of diamonds using Re-Os isotope system: application to some Siberian diamonds. *Proc. of the 7TH Int. Kimb. Conf., Cape Town*. **2**:637-643.
- PEDREIRA, A.J. (1996). *Geologia e recursos minerais da bacia Metassedimehtar do Rio Pardo*. CBPM, ser. Arquivos Abertos, **11**, 17p.
- PEDROSA-SOARES, A.C. (1981). *Geologia da folha de Virgem da Lapa, Minas Gerais*. CPMT/IGC/UFGM, Relat. Final de bolsa de Aperfeiçoamento CNPq, Belo Horizonte, 52p.
- PEDROSA-SOARES, A.C. (1995). *Potencial aurífero do Vale do Araçuaí, MG: história da exploração, geologia e controle tectono-metamórfico*. Tese de doutoramento, IG/UnB, Brasília, 177p.
- PEDROSA-SOARES, A.C. & WIEDEMANN-LEONARDOS, C.M. (2000). Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: U.G. CORDANI; E.J. MILANI; A. THOMAZ FILHO; D.A. CAMPOS (eds) *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, p.265-285.
- PEDROSA-SOARES, A.C., VIDAL, P., LEONARDOS, O.H., BRITO NEVES, B.B. (1998). Neoproterozoic ocanic remnants in eastern Brazil: further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo orogen. *Geology*, **26**:519-522.
- PEDROSA-SOARES, A.C., NOCE, C.M., VIDAL, Ph., MONTEIRO, R.L.B.P., LEONARDOS, O.H. (1992). Towards a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil)-West Congolian (SW Africa) Belt. *Jour. South Amer. Earth Sci.* **6**(1/2):33-47.
- PELTZIER, G. & SAUCIER, F. (1996). Present-day kinematics of Asia derived from geologic faults rates. *Jour. Geophys. Res.*, **101**(27):943-956.
- PENHA, U.C. (2001). *Geologia dos conglomerados cretácicos da Serra da Água Fria e dos depósitos diamantíferos de Jequitaiá*. Tese de doutorado, UNESP, 148p.
- PENHA, U.C., KARFUNKEL, J., ANGELI, N. (2005). Diamondiferous deposits in the Jequitaiá area (Minas Gerais, Brazil): a consequence of neotectonic processes. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Stuttgart*, **236**(1/2):207-224.
- PEREIRA, L.F. (1992). *Relações tectono-estratigráficas entre as unidades Canastra e Ibiá na região de Coromandel e Guarda-Mor, MG*. Brasília, IG-UnB, 75p.
- PETRI, S., COIMBRA, A.M., AMARAL, G., OJEDA, H.O., FÚLFARO, V.J., PONÇANO, W.P. (1986). Código Brasileiro de nomenclatura estratigráfica. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**:372-376.
- PETROVSKY, V.A., MARTINS, M., LUTOEV, V.P., KARFUNKEL, J., GLUKHOV, Y.V., SUKHAREV, A.E., FILIPPOV, V.N. (2002). Minerological and genetic features of carbonados from the Minas Gerais State (Brazil). *Vestnik, Revista do Inst. Geológico da República de Komi, RAS*, **2**(1): 7-12. Em russo.
- PETROVSKY, V.A., MARTINS, M., KARFUNKEL, J., SAMOILOVICH, M.I., BELYANIN, A.F., LUTOEV, V.P., SUKHAREV, A.E., GLUKHOV, Y.V. (2003). Carbonados: physical properties, mineral inclusions and conditions of formation. In: *Proc. 9THInt. Conference – High Technology in Russian Industry, Moscow*, 206-220 (em russo).
- PETROVSKY, V.A., MARTINS, M., KARFUNKEL, J., YAKOVLEV, E.N., FILONENKO, V.P., SUKHAREV, A.E., LUTOEV, V.P. (2004). Carbonado genesis on the natural and experimental data. In: *32TH Int. Cong. Geologia, Florence*. CD-Rom.

- PETROVSKY, V.A., SILAEV, V.I., MARTINS, M., SUKHAREV, A.E., KARFUNKEL, J. (2005). Carbonados from Brazil: mineralogical characteristics and structures. In: *II South American Symp. On Diamond Geology, Diamantina*, 113-116.
- PETTIJOHN, F.J., & POTTER, P.E. (1964). *Atlas and glossary of primary sedimentary structures*. Springer, New York, 370p.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E., SIEVER, R. (1973). *Sand and sandstones*. Springer, New York, 618p.
- PFLUG, R. (1965). A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais – DNPM, Div. Geol. Min., Bol. 226., 51p., Rio de Janeiro.
- PFLUG, R. (1968). Observações sobre a estratigrafia da Série Minas na região de Diamantina, Minas Gerais – DNPM, Div. Geol. Min. Not. Prel. Estud., 142, 20 p., Rio de Janeiro.
- PFLUG, R. & RINGER, F. (1973). Estratigrafia e evolução geológica da Margem SE do Cráton Sanfranciscano – An. XXVII, Congr. Bras. Geol., 2:5-19, Aracaju.
- PLUIJM, B.A. & MARSHAK, S. (1997). *Earth structure. An introduction to structural geology and tectonics*. WCB/McGraw-Hill, 495p.
- PUPIN, J.P. (1980). Zircon and granite petrology. *Contr. to Mineralogy and Petrology*, 73:207-220.
- PUSHAREV, Y.D. (1997). Two types of interaction crust-mantle substance and a new approach to the problems of deep ore-formation. *Proc. of RAS*, 355(4):524-526.
- PUSHAREV, Y.D., GOROKHOVSKY, B.M., LARIN, A.M. (2001). Interaction role of crust and mantle substance in the formation of endogenic giant deposits: isotopis-geochemical approach. *Regional geology and metallogeny*, 11:73-80.
- QUEIROZ, W.P. (2002). *O Grupo Macaúbas na região de Couto Magalhães de Minas: estratigrafia e evolução*. Dis. Mestrado, IGC/UFGM, 214p.
- RAAL, F.A., & ROBINSON, D.N. (1980). Green for rarity. *Nuclear Active*, 23:5-8.
- RAKIN, V., MARTINS, M., KARFUNKEL, J. (2004). The shape of curve-faced diamonds. In: 32TH Intern. Cong. of Geology, Florence. CD-Rom.
- RAMSAY, J.G. (1980). Shear zones geometry: a review. *Journ. Struct. Geol.*, 2:83-99.
- READING, H.G. (1986). *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Scientific Publications, London, 615p.
- RENGER, F. (1979). Evolução dos conceitos geológicos da Serra do Espinhaço. *I Simp. Geol. Minas Gerais, Anais*, p.9-27, Diamantina.
- RENGER, F.E. & ALMEIDA-ABREU (2000). *Fieldtrip Guide Serra do Espinhaço*. 31TH Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro. 35p.
- RENGER, F.E., KNAUER, L.G. (1995). Espinhaço Quo vais? (onde está? onde vai?) – A evolução dos conhecimentos sobre a cordilheira do Espinhaço Meridional em Minas Gerais entre 1979 e 1995. *Geonomos*. 3:31-39.
- RICHARDSON, S.H (1986). Latter-day origin of diamonds of eclogitic paragenesis. *Nature*. 322:623-626.
- RICHARDSON, S.H., ERLANK, A.J., HARRIS, J.W. (1984). Origin of diamonds in old enriched mantle. *Nature*. 30:198-202.
- RICHARDSON, S.H., ERLANK, A.J., HARRIS, J.W. & HART, S.R. (1990). Eclogitic diamonds of proterozoic age cretaceous kimberlites. *Nature*. 346:54-56.
- RICHARDSON, S.H., HARRIS, J.W. & GURNEY, J.J. (1993). Three generations of diamonds from old continental mantle. *Nature*. 366:256-258.
- RIMANN, E. (1915). Über kimberlit und alnoit in Brasilien. *Tschermaks Miner. Petrog. Mitt*, 23:2244-2262.
- RIMANN, E. (1917). A kimberlita no Brasil. *An. Esc. Minas*, 15:27-32.
- RINGWOOD, A.E. (1991). Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 55 : p.2083-2110.
- ROBERTSON, R. FOX, J.J., MARTIN, A.E. (1934). Two types of diamond. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, A232:463-538.
- ROBINSON, D.N. (1978). The characteristics of natural diamond and their interpretation. *Mineral Science Engineering*, 10:55-72.
- ROBINSON, D.N. (1980). *Surface textures and other features of diamonds*. Tese doutorado, Natal, África do Sul, 221 p.
- ROBINSON, D.E., SCOTT, J.A., VAN NIEKERK, A., ANDERSON, V.G. (1989). The sequence of events reflected in the diamonds of some southern African kimberlites. *Geol. Soc. Australia. Sp. Publ.*, 14(2): 990-1000.

- ROGOZINA, E.A. (1983). Gás formation in katagenesis of organic substance from sedimentary rocks. Leningrad: *Nauka*, 164p. (em russo).
- ROLIM, V.K. (1992). Uma interpretação das estruturas tectônicas do Supergrupo Espinhaço, baseada na geometria dos falhamentos de empurrão. *REM, EM-Ouro Preto*, **45**(1/2):75-77.
- ROMBOUTS, L. (1995). Statistical distributions for diamonds. In: *CPRM/ Núcleo Brasília, Fifth international kimberlite conference*, Araxá, Brazil. **2**:202-214.
- ROUFFAER, E.J.H.F. (1988). *On the origin of alluvial diamonds along the Atlantic Coast of southwest Africa*. Ph.D. Thesis. Leuven. 155p.
- RUDNICK, R.I., McDONALD, W.F., CHAPPEL, B.W. (1993). Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrography and geochemical characteristics. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **114**:463-475.
- RUSSELL, S.S., PILLINGER, C.T., ARDEN, J.W., LEE, M.R., OTT, U. (1992). A new type of meteoritic diamond in the enstatite chondrite Abee. *Nature*, **256**:206-209.
- SALVADOR, A. (1994). Lithostratigraphic units. In: A. Salvador (ed.). *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*. 2° ed. Colorado, Geological Society of America (International Subcomission on Stratigraphic Classification of International Union of Geological Sciences – IUGS; International Comission on Stratigraphy). 214p.
- SAMOILOVICH, M.I., SANZHARLINSKY, N.G., LAPTEV, V.A. (1985). Research of processes of spontaneous origin and continuous growth of diamonds in system metal-graphite. In: *Synthesis of Minerals*. Moscow, Nedra: 368-390 (em russo).
- SAMOILOVICH, M.I., PETROVSKY, V.A., SHILOV, Y.A., KHITUNIN, V.P. (2000). Experimental simulation on natural diamond growth. In: *31TH Int. Geological Cong., Rio de Janeiro*. Cd-Rom.
- SANO, Y., YOKOSHI, R., CHAVES, M.L.S.C., OZIMA, M. (2002). Ion microprobe Pb-Pb dating of carbonado, polycrystalline diamond. *Precambrian Research*, **11**:155-168.
- SANTOS, R.V., ALVARENGA, C.J.S., DARDENNE, M.A., SIAL, A.N., FERREIRA, V.P. (2000). Carbon and oxygen isotope profiles across Meso-Neoproterozoic limestones from central Brazil, Bambuí and Paranoá groups. *Precambrian Res.*, **104**:107-122.
- SANTOS, R.V., ALVARENGA, C.J.S., RAMOS, M.L.S., FONSECA, M.A., CUKROV, N. (2002). Isótopos de carbono na transição meso-neoproterozóico: implicações paleoambientais. *XLI Cong. Bras. Geol.*, pg. 337, João Pessoa – PB.
- SCHOBHENHAUS, C. (1993). *O Proterozóico Médio no Brasil com ênfase à região Centro-leste, uma revisão*. Freiburg, Univ. Freiburg, Tese Doutorado, 166p.
- SCHOBHENHAUS, C., CAMPOS, D.A., DERZE, G.R., ASMUS, H.E. (1984). *Geologia do Brasil*. Brasília, MME-DNPM, 501p.
- SCHÖLL, W. (1973). Sedimentologie und geochemie der bambuí Gruppe in SE-rond des São Francisco Becken, Minas Gerais (Brasilien). Univ. Heidelberg, Tese doutorado, 115p.
- SCHÖLL, W. & FOGAÇA, A.C.C. (1979). Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. In: *I Simp. Geol. Minas Gerais*, Anais, **55**:73pgs.
- SCHRANK, A., DOURADO, B.C.V. & BIONDI, J.C. (1978). Estudo preliminar dos metavulcanitos do Grupo Macaúbas na região do Alto Jequitinhona, Minas Gerais. *XXX Cong. Bras. Geol.*, Anais **3**:1323-1335, Recife.
- SCHRAUDER, M. & NAVON, O. (1994). Hydrous and carbonatic mantle fluids in fibrous diamonds from Jwaneng, Botswana. *Geochem. Cosmochim. Acta*, **58**(2):761-771.
- SCHRAUDER, M., KOEBERL, C., NAVON, O. (1996). Trace element analyses of fluid in fibrous diamonds from Jwaneng, Botswana. *Geochem. Cosmochim. Acta*, **60**:4711-4724.
- SCHULZE, D.J. (1986). Calcium anomalies in the mantle and a subducted metaserpentinite origin for diamonds. *Nature*, **319**:483-485.
- SELIVERSTOV, V.A., GORSHKOV, A.I., SCHEKA, S.A. & SIVTSOV, A.V. (1996). Diamonds and Carbonado from Primorya: Mineralogy, Kristallocemistry, Genesis. *Geology of ore Deposits*. **38**(6):485-499.
- SGARBI, G.N., SGARBI, P.B.A., CAMPOS, J.E.G., DARDENNE, M.A., PENHA, U.C. (2001). Bacia Sanfranciscana: o registro fanerozóico da Bacia do São Francisco. In: C.P. Pinto, M.A. Martins Neto (eds.). *Bacia do São Francisco: Geologia e recursos minerais*. SBG-MG, Belo Horizonte, 93-138.
- SHAFRANOVSKII, I.I. (1940). On the crystallography of Brazilian-type diamond. *Dokl. An SSSR*, **26**(7) (em russo).

- SHELKOV, D., VERKHOVSKY, A.B., MILLEDGE, H.J., PILLINGER, C.T. (1997). Carbonado: a comparison between brazilian and Ubangui sources with other forms of microplycrystalline diamond based on carbon and nitrogen isotopes. *Russian Geol. Geophys.*, **38**:332-340.
- SHERVAIS, J.W. (1982). Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **59**:101-118.
- SHIBATA, K., KAMIOKA, H., KAMINSKIY, F.V., KOPTIL, V.I., SVISERO, D.P. (1993). Rare earth elements patterns of carbonados and yakutite: evidence for their crustal origin. *Mineralogical Magazine*, **57**:607-611.
- SHUMILOVA, T. (2003). Mineralogy of native carbon. *UD RAS Press*, Yekaterinburg (em russo).
- SHUMILOVA, T. (2004). Variety of carbon phases, conditions and mechanisms of diamond crystallization. *Lithos*,
- SIAL, A.N. (2004). Isótopos estáveis e espectrometria de massa de fonte gasosa. *NEG-LABISE-UFPE, Notas de aula*. 147p.
- SIGA Jr., O. (1986). *A evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais com base em informação geocronológica*, Dissertação de mestrado – IG/USP, São Paulo, 140p.
- SILAEV, V.I., PETROVSKY, V.A., SUKHAREV, A.Y., MARTINS, M. (2005). Carbonados: results of researches. *Vestnik, Revista do Inst. Geológico da República de Komi, RAS*, **11**: 7-13. Em russo.
- SILVA, R.R. (1995). *Contribution to the stratigraphy and paleogeography of the lower Espinhaço Supergroup (Mesoproterozoic), between Diamantina and Gouveia, Minas Gerais State, Brazil*. Tese de Doutorado, Univ. Freiburg, 115p.
- SIMAKOV, S.K. (1998). Redox state of earth's upper mantle peridotites under the ancient cratons and its connection with diamond genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **62**(10):1811-1820
- SMITH, C.B. (1985). What is a Kimberlite?. In: J.E. Gover & P.G. Harris. *Kimberlite occurrence and origin: a basics for conceptual models in exploration*. **8**: 1-18
- SMITH, V.J. & DAWSON, J.B. (1985). Carbonados: diamond aggregates from early impacts of crustal rocks? *Geology*, **13**:342-343.
- SNYDER, G.A., TAYLOR, L.A., BEARD, B.L., CROZAZ, C., HALLIDAY, A.N., SOBOLEV, V.N., SOBOLEV, N.V. (1997). The origins of yakutian eclogitic xenoliths. *Jour. Petrol.*, **38**:85-113.
- SOBOLEV, N.V. (1985). Crystalline inclusions in diamonds from New South Wales, Austrália. GLOVER, J.E. & HARRIS, P.G. *Kimberlite occurrence and origin: a basics for conceptual models in exploration*. **8**:213-226.
- SOBOLEV, N.V. (1985). Kimberlites of the Siberian platform: their geological and mineralogical features. GLOVER, J.E. & HARRIS, P.G. *Kimberlite occurrence and origin: a basics for conceptual models in exploration*. **8**:275-287.
- SOBOLEV, N.V., KAMINSKY, F.V., GRIFFIN, W.L., YEFIMOVA, E.S., WIN, T.T., RYAN, C.G., BITARNOV, A.I. (1997). Mineral inclusions in diamonds from the Sputnik kimberlite pipe, Yakutia. *Lithosphere*, **39**:135-157.
- SOBOLEV, N.V., TAYLOR, L.A., SNYDER, G.A., KELLER, R.A., YEFIMOVA, E.S., SOBOLEV, V.N., SHIMIZU, N. (1998). Extreme chemical diversity in the mantle during eclogitic diamond formation: evidence from 35 garnet and 5 pyroxene inclusions in a single diamond. *Int. Geol. Rev.*, **40**:567-578.
- SPETSIUS, Z.V. (1995). Occurrence of diamond in the mantle: a case study from the Siberian Platform. *Journal of Geochemical Exploration*, **53**: 25-39.
- SPETSIUS, Z.V. & GRIFFIN, B.J. (1998). Secondary phases associated with diamonds in eclogites from the Udachnaya Pipe: implications for diamond genesis. In: *7TH Int. Kimb. Conf., Cape Town*, 850-851.
- SPIX, J.B. von & MARTIUS, C.F.P. von (1823/1831). Reise im Brasilien. *Lind.*, **3**:1388p., Munchen.
- STACHEL, T. (2001). Diamonds from the astenosphere and the transition zones. *Europena Jour. Min.*, **13**:883-892.
- STRECKEISEN, A. (1978). Cassification and nomenclature of volcanic rocks, carbonatites, and melilitic rocks. IUGS Subcomission on the Systematics of Igneous Rocks. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.*, **134**:1-14.
- SUKHAREV, A.Y., PETROVSKY, V.A., MARTINS, M. (2005). The mechanism of phase transformation of graphite into diamond. In: *II South American Symp. On Diamond Geology*, Diamantina, 162-165.
- SUNAGAWA, I. (1984). Morphology of natural and synthetic diamond crystals. In: *Materials Science of the Earth's Interior*, I. Sunagawa (ed.), p. 303-330.
- SUTHERLAND, D.G. (1982). The transport and sorting of diamonds by fluvial and marine processes. *Economic Geology*, **77**(7):1613-1620.
- SUTHERLAND, G.B.B.M., BLACKWELL, D.E., SIMERAL, W.G. (1954). The problem of the two types of diamond. *Nature*, **174**:902-904.

- SUTHERLAND, F.L., TEMBY, P., RAYNOR, L.R. & HOLLIS, J.D. (1994). A review of the east Australian diamond province. In: *CPRM/ Núcleo Brasília, Fifth international kimberlite conference*, Araxá, Brazil. 2:170-185.
- SVISERO, D.P., HASUI, Y., DRUMOND, D. (1979). Geologia de kimberlitos do Alto Paranaíba, Minas Gerais. *Mineração Metalurgia*, **406**:34-38.
- SVISERO, D.P. (1995). Distribution and origin of diamonds in Brazil: An overview. *Journal of Geodynamics*, **20**(4):493-514.
- TAKAOKA, N. & OZIMA, M. (1978). Rare gas elemental abundances and isotopic compositions in diamonds. *Geological Survey*. Open-file Paper, N. 701a, 418-420.
- TAYLOR, L.A. & ANAND, M. (2004). Diamonds: time capsules from the Siberian mantle. *Chemie der Erde*, **64**(1):1-74.
- TAYLOR, W.T., JAQUES, A.L. & RIDD, M. (1990). Nitrogen-defect aggregation characteristics of some Australian diamonds: Time-temperature on the source regions of pipe and alluvial diamonds. *American Mineralogist*. **75**:1290-1310.
- TAYLOR, L.A., KELLER, R.A., SNYDER, G.A., WANG, W., CARLSON, W.D., HAURI, E.H., McCANDLESS, T., KIM, K.R., SOBOLEV, N.V., BEZBORODOV, S.M. (2000). Diamonds and their mineral inclusions and what they tell us: a detailed "pull-apart" of a diamondiferous eclogite. *Int. Geol. Rev.*, **42**:959-983.
- TAYLOR, L.A., MILLEDGE, H.J., BULANOVA, G.P., SNYDER, G.A. & KELLER, R.A. (1998). Metasomatic eclogitic diamond growth: Evidence from multiple diamond inclusions. *Intern. Geol. Rev.* **40**:663-676.
- TEIXEIRA, N.A. (1996). Assoalho oceânico no complexo ultramáfico do Quatipuru (PA): implicações geotectônicas para a faixa móvel Araguaia. In: *Cong. Bras. Geol.*, 39. Salvador, SBG, *Anais*, **6**:117-120.
- TEIXEIRA, W.; SABATÉ, P.; BARBOSA, J.; NOCE, C.M. & CARNEIRO, M.A. (2000). Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (eds) *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, p.101-137.
- TITKOV, S.V., GORSHKOV, A.I., VINOKUROV, S.F., BERSHOV, L.V., SODOLOV, D.I., SIVTSOV, A.V. (1998). Carbonado from Yakutian diamond deposits (Russia): microinclusions, impurities and paramagnetic centers. *7th International Kimberlite Conference, Extended Abstracts*, Cape Town, p. 914-916.
- TOLANSKY, S. & PATEL, A.R. (1975). Rectilinea etch pits in diamond. *Phil. Magazine.* **2**:1003-1005.
- TOMILENKO, A.A., CHEPUKROV, A.I., PAL'YANOV, YU. (1997). Volatile components in the upper mantle according to the data on fluid inclusions study. *Geology and geophysics*, **38**:276-285.
- TOMPKINS, L.A. (1994). Tectono-structural environments of primary diamond source rocks in Brazil: a review. In: *CPRM/ Núcleo Brasília, Fifth international kimberlite conference*, Araxá, Brazil. 2:259-267.
- TORQUATO, J.R. (1980). Isótopos de carbono e oxigênio aplicados no estudo do Pré-vambriano brasileiro. Tese Prof. Titular, UFPE, 512p.
- TOULKERIDIS, T., BABINSKI, M., BUSCHWALDT, R., BRITO NEVES, B.B., TODT, W. & SANTOS, R. (1999). Are Varangian or Sturtian the glacial deposits on the São Francisco Craton? Evidence from age determination of sedimentary rocks and minerals of the neoproterozoic Una Group. In: *South America Symposium on isotope geology*, 2. Cordoba, 1999, anais, p.453-456.
- TOWIE, N.J., BUSH, M.D., MANNING, E.R., MARX, M.R. & RAMSAY, R.R. (1994). The Aries diamondiferous kimberlite pipe central kimberley Block, western Australia: Exploration, setting, and evaluation. In: *CPRM/ Núcleo Brasília, Fifth international kimberlite conference*, Araxá, Brazil. 2:319-328.
- TRAUTMAN, R.I., GRIFFIN, B.J., BULANOVA, G.P. (1998). Growth features and nitrogen aggregation properties of microdiamonds derived from kimberlitic diatremes. In: *Sixth Int. Kimberlitic Conference*. Novosibirsk. Extended abstract, 926-928.
- TROMPETTE, R. (1994). *Geology of western Gondwana 2000-500Ma. The Pan-Africano Brasileiro Amalgamation of South America and Adjacent Africa*. Rotterdam, Balkena, 366p.
- TROMPETTE, R. (2000). Gondwana evolution; its assembly at round 600 Ma. *C.R. Acad. Sci. Paris / Earth and Planetary Sciences*, **330**:305-315.
- TRUEB, F.L. & BUTTERMAN, W.C. (1969). Carbonado: A microstructural study. *American Mineralogist*, **54**:412-425.
- TRUEB, F.L. & de WYS, E.C. (1971). Carbon from Ubangi - a micro-structural study. *American Mineralogist*, **56**:1252-1268.
- UHLEIN, A. (1991). Transição Cráton-Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais. *Dissertação de Doutorado*, USP, São Paulo, 259p.

- UHLEIN, A. & QUEMENEUR, J.J.G. (2000). Estrutura e deformação brasileira nos diques máficos da Serra do Espinhaço Meridional. *Geonomos*, **8**(2):19-25.
- UHLEIN, A., TROMPETTE, R.R. & ALVARENGA, C.J.S. (1994). Late proterozoic gravitational sedimentation on a continental margin under glacial influence, the Jequitai-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). In: Intern. Sedim. Cong., 14, 1994. Abstracts..., G, 85-86, Recife.
- UHLEIN, A., TROMPETTE, R., EGYDIO-SILVA, M.E. (1995). Rifteamentos superpostos e tectônica de inversão da borda sudeste do Cráton do São Francisco. *Geonomos*, **3**(1):99-107.
- UHLEIN, A., TROMPETTE, R.R. & ALVARENGA, C.J.S. (1999)a. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: the Jequitai-Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). *Jour. South Am. Earth Sci.*, **4-5/2**:1-7.
- UHLEIN, A., EGYDIO-SILVA, M., TROMPETTE, R.R., VAUCHEZ, A., KATTAH, C., (1999)b. Paleogeografia e inversão tectônica da Faixa Araçuaí. SBG, Simp. Nac. Est. Tect., Lençóis, 1999. Anais..., Lençóis, 26-29.
- UHLEIN, A., ALVARENGA, C.J.S., TROMPETTE, R., DUPONT, H., EGYDIO-SILVA, M., CCUKROV, N., LIMA, O.N.B. (2004). Glaciação neoproterozóica sobre o cráton do São Francisco e faixas dobradas adjacentes. In: V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C. Dal Ré Carneiro e B. Brito Neves (orgs.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida*. São Paulo; Editora Beca, 539-553.
- UROVSKAYA, A.A. & ORLOV, Y.L. (1968). Nature of plastic deformation of diamond crystals. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, **154**:112-115.
- VANCE, E.R., HARRIS, J.W., MILLEDGE, H.J. (1973). Possible origins of α -damage in diamonds from kimberlite and alluvial sources. *Mineral Magazine*, **39**:349-360.
- VINOGRADOV, A.P., KROPOTOVA, O.I., ORLOV, Y.L., GRINENKO, V.A. (1996). Isotopic composition of diamond and carbonado crystals. *Geochem. Int.*, **3**:1123-1125.
- VIVEIROS, J.M.F. & WALDE, D. (1976). Geologia da Serra do Cabral, Minas Gerais, Brasil. *Munst. Forsch. Geol. Paläont.*, **38/39**:15-27.
- VIVEIROS, J.M.F., SÁ, E.L., VILELA, O.V., SANTOS, O.M., MOREIRA, S. (1978). Geologia dos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, norte de Minas Gerais. In:XXX Cong. Bras. Geol., **1**:243-254, Recife.
- VIVEIROS, J.M.F., SÁ, E.L., VILELA, O.V., SANTOS, O.M., MOREIRA, S., NETO, F.M., VIEIRA, W.S. (1979). Geologia dos vales dos rios Peixe Bravo e Alto Vacaria, norte de Minas Gerais. In: Simp. Geol. Minas Gerais, *Anais*, 75-87, Diamantina.
- XU, S., OKAY, A.I., JI, S., SENGOR, A.M.C., SU, W., LIU, Y., JIANG, L. (1992). Diamond from the dabié Shan metamorphic rocks and its implication for the tectonic setting. *Science*, **256**:80-82.
- XU, B., JIAN, P., ZHENG, H., ZOU, H., ZHANG, L., LIU, Z. (2005). U-Pb zircon geochronology and geochemistry of Neoproterozoic volcanic rocks in the Tarim Block of northwest China: implications for the breakup of Rodinia supercontinent and Neoproterozoic glaciations. *Precambrian Research*, **136**:107-123.
- ZASHU, S. & HIYAGON, H. (1995). Degassing mechanisms of noble gases from carbonado diamonds. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**(7):1321-1328.
- ZINTCHOUK, N.N. & KOPTIL', V.I. (2003). *Typomorphism of the Siberian Platform diamonds*. ALROSA Co. Ltd., Editora Moscoe Nedra, 601P. (em russo).
- YERZERSKIY, V.A. (1986). High pressure polymorphs produced by the shock transformation of coals. *Int. Geol. Rev.*, **28**:221-228.
- WALDE, D., KARFUNKEL, J., KARFUNKEL, B. (1978). O Grupo Macaúbas em Minas Gerais: estratigrafia, gênese e correlações. SBG, Centro-Oeste, Bol. **7/8**:98-113.
- WALKER, R.G. (1979). Facies models. *Geoscience Canada Reprint Series 1*, 211p.
- WALKER, R.G. (1992). Turbidites and submarine fans. In: R.G. Walker & N. James (eds.). *Facies models. Response to sea level change*. Geological Association of Canada, 239-264.
- WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (1992). *Facies models. Response to sea level change*. Ontario, Geological Association of Canada, 454p.
- WALMSLEY, J.C. & LANG, A.R. (1992)a. On submicrometer inclusions in diamond coat. Crystallography and composition of ankerites and related rhombohedral carbonates. *Mineralogical Magazine*, **56**:533-543.
- WALMSLEY, J.C. & LANG, A.R. (1992)b. Oriented biotite inclusions in diamond coat. *Mineralogical Magazine*, **56**:108-111.
- WENTFORT, R.H. & BOVENKERK, H.P. (1961). On the origin of natural diamonds. *Astrophysics Journal*, **134**:995-1005.

WENTFORT, R.H., DEVRIES, R.C., BUNDY, F.P. (1980). Sintered superhard material. *Science*, **208**:873-880.

WHITE, S.H., de BOORDER, H. & SMITH, C.B. (1995). Structural controls of Kimberlite and Lamproite emplacement. *Journal of Geochemical Exploration*, **53**:245-264.

WILKS, J., WILKS, E. (1995). *Properties and applications of diamonds*. Butterworth Heineman, 525p.

WILLIAMS, H.E. (1925). Notas geológicas e econômicas sobre o vale do Rio São Francisco. B. SGMB, 12, Rio de Janeiro.

WILLIAMS, I.S., CLAEISSON, S. (1987). Isotope evidence for the Precambrian province and Caledonian metamorphism of high grade paragneiss from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. Part II. Ion microprobe zircon U–Th–Pb. *Contrib.Mineral. Petrol.* **97**:205–217.

WIRTH, R. (2004). Focused Íon Beam (FIB): A novel technology for advanced application of micro- and nanoanalysis in geosciences and applied mineralogy. *European Journal of Mineralogy*, **16**:863-876.

WIRTH, R. (2005). Micro- and nanometre sized inclusions in diamonds and microdiamonds: a new source of information about diamond genesis and fluid composition. In: *II South American Symp. on Diamond Geology, Diamantina*, 184.

WIRTH, R. & ROCHOLL, A. (2003). Nanocrystalline diamond from the Earth's mantle underneath Hawaii. *Earth and Planetary Science Letters*, **211**:357-369.

WOODS, G.S., van WYK, J.A., COLLINS, A.T. (1990). The nitrogen content of type Ib synthetic diamond. *Phil. Magazine*, **B62**:589-595.

WOODS, G.S., & COLLINS, A.T. (1983). Infrared absorption spectra of hydrogen complexes in type I diamonds. *Jour. Phys. Chem. Solids*, **44**(5):471-475.

WOODWARD, N.B., GRAY, D.R., SPEARS, D.B. (1986). Including strain data in balanced cross-sections. *Journal of Structural Geology*, **8**:313-324.

WYLLIE, P.J. & RYABCHIKOV, I.D. (2000). Volatile components, magmas and critical fluids in upwelling mantle. *Jour. Petrology*, **41**:1195-1206.

Anexo I

Mapa geológico

Anexo II

Mapa de pontos, drenagens e prospecção

Anexo III

Pontos de prospecção
aluvionar: localização,
descrição e volume da
amostragem

Ponto amostrado	Coordenadas geográficas UTM	Drenagem	Tipo de garimpagem	Tipo de cascalho	Volume (litros)
P1	8118052 ^N 654050 ^E	Ribeirão do Onça	Manual	Aluvionar	20 litros
P2	8109633 ^N 654258 ^E	Ribeirão do Onça	Manual	Aluvionar	> 40 litros
P3	8104955 ^N 656793 ^E	Ribeirão do Onça	Manual	Paleo-aluvionar	40 litros
P4	8103091 ^N 657848 ^E	Ribeirão do Onça	Manual	Aluvionar	> 40 litros
P5	8102248 ^N 657551 ^E	Córrego dos Barcos	Manual	Aluvionar	> 40 litros
P6	8102119 ^N 658653 ^E	Ribeirão do Onça	Manual	Aluvionar	> 40 litros
P7	8101957 ^N 659167 ^E	Ribeirão do Onça	Manual	Aluvionar	> 40 litros
P8	8100848 ^N 659755 ^E	Córrego Laranjeiras	Manual	Aluvionar	40 litros
P9	8100235 ^N 660354 ^E	Córrego Curral de Pedra	Manual	Aluvionar	40 litros
P10	8100237 ^N 661044 ^E	Córrego da Dona	Manual	Aluvionar	40 litros
P11	8099798 ^N 660881 ^E	Rio Macaúbas	Semi-mecanizada	Aluvionar	>> 40 litros
P12	8101955 ^N 673643 ^E	Córrego da Dona	Manual	Aluvionar	40 litros
P13	8091495 ^N 668002 ^E	Rio Macaúbas	Manual	Aluvionar	40 litros
P14	8091602 ^N 668445 ^E	Córrego das Lavras	Manual	Aluvionar	40 litros
P15	8098057 ^N 674927 ^E	Córrego das Lavras	Manual	Aluvionar	40 litros
P16	8091148 ^N 668485 ^E	Rio Macaúbas	Manual	Aluvionar	40 litros
P17	8099798 ^N 660881 ^E	Rio Macaúbas	Semi-mecanizada	Aluvionar	>> 40 litros
P18	8085521 ^N 673187 ^E	Córrego Água Limpa	Manual	Aluvionar	40 litros
P19	8084089 ^N 675049 ^E	Rio Macaúbas	Semi-mecanizada	Aluvionar	>> 40 litros
P20	8082623 ^N 672251 ^E	Rio Macaúbas	Semi-mecanizada	Paleo-aluvionar	>> 40 litros
P21	8080748 ^N 677167 ^E	Rio Macaúbas	Manual	Aluvionar	40 litros
P22	8080638 ^N 674489 ^E	Ribeirão da Ilha	Manual	Aluvionar	40 litros
P23	8079994 ^N 677558 ^E	Rio Macaúbas	Manual	Paleo-aluvionar	>> 40 litros
P24	8107138 ^N 661459 ^E	Rio Macaúbas	Manual	Aluvionar	40 litros
P25	8107248 ^N 661423 ^E	Córrego da Furna	Manual	Aluvionar	40 litros
P26	8107448 ^N 661457 ^E	Rio Macaúbas	Manual	Aluvionar	40 litros
P27	8108423 ^N 662068 ^E	Rio Macaúbas	Manual	Aluvionar	40 litros
P28	8109889 ^N 661997 ^E	Rio Macaúbas	Manual	Aluvionar	40 litros
P29	8110294 ^N 661550 ^E	Córrego Furadico	Semi-mecanizada	Aluvionar	>> 40 litros
P30	8110543 ^N 661755 ^E	Rio Macaúbas	Manual	Aluvionar	40 litros
P31	8114658 ^N 666900 ^E	Rio Macaúbas	Manual	Aluvionar	40 litros
P32	8115263 ^N 667389 ^E	Córrego da Ursa	Manual	Aluvionar	40 litros
P33	8115643 ^N 666812 ^E	Rio Macaúbas	Manual	Aluvionar	40 litros
P34	8117834 ^N 668943 ^E	Rio Macaúbas	Manual	Aluvionar	40 litros

P35	8117219 ^N 670350 ^E	Córrego Taquarí	Manual	Aluvionar	40 litros
P36	8116397 ^N 671950 ^E	Córrego José Coelho	Manual	Aluvionar	20 litros
P37	8116700 ^N 672790 ^E	Córrego Taquarí	Manual	Aluvionar	40 litros
P38	8117900 ^N 673277 ^E	Córrego Taquarí	Manual	Aluvionar	30 litros
P39	8119557 ^N 673439 ^E	Córrego Taquarí	Manual	Aluvionar	40 litros
P40	8122756 ^N 672249 ^E	Rio Macaúbas	Manual	Aluvionar	40 litros
P41	8120449 ^N 671167 ^E	Córrego Saco de Mel	Manual	Aluvionar	40 litros
P42	8119550 ^N 670687 ^E	Rio Macaúbas	Manual	Aluvionar	40 litros
P43	8118389 ^N 669629 ^E	Rio Macaúbas	Manual	Aluvionar	40 litros
P44	8116850 ^N 652267 ^E	Córrego Pastinho	Manual	Aluvionar	40 litros

Pontos onde foram levantados serviços prospecção aluvionar na bacia do rio Macaúbas.

Anexo IV

Características e procedência dos
diamantes e carbonados
estudados por métodos analíticos

Diamante (D) Carbonado (C)	Procedência (Ponto amostrado – drenagem)	Peso (ct)	Forma	Características principais
D-01	P19 – Rio Macaúbas	0.40 ct	Romobodecaedro	Cristal alongado, clivado, <i>lamination lines</i> (LL), degraus irregulares
D-02	P19 – Rio Macaúbas	0.30 ct	Romobodecaedro	Cristal alongado e rotacionado, LL, <i>hillocks</i> , textura de baixo relevo, face clivada não apresentando sinais de dissolução
D-03	P19 – Rio Macaúbas	0.32 ct	Octaedro	LL em (100), trigons negativos em todas as faces, incluindo a face clivada (fratura semi-conchoidal), textura de baixo relevo
D-04	P19 – Rio Macaúbas	0.26 ct	Octa-rombodecaedro	LL e textura de baixo relevo, trigons positivos e negativos, <i>hillocks</i> piramidais de baixo relevo
D-05	P19 – Rio Macaúbas	0.23 ct	Rombododecaedro	Cristal alongado e rotacionado, todas as faces contém LL paralelas às faces do cristal, cavidades tetragonais
D-06	P19 – Rio Macaúbas	0.15 ct	Rombododecaedro	Cristal alongado, <i>frosting</i> , relevo mediano, formas escalonadas dispostas em semi-círculos
D-07	P19 – Rio Macaúbas	0.14 ct	Irregular	Cristal clivado, com sinais de dissolução em todas as facetas irregulares (<i>hillocks</i> piramidais), baixo relevo, LL
D-08	P19 – Rio Macaúbas	0.12 ct	Geminado segundo a lei do espinélio	Dissolução em todas as faces (baixo relevo, estrutura em degraus com LL), distorcido segundo (100).
D-09	P19 – Rio Macaúbas	0.10 ct	Rombododecedro	Alto relevo, profundos LL, trigons positivos
D-10	P19 – Rio Macaúbas	0.10 ct	Octa-rombodecaedro	Superfície <i>frosting</i> , trigons positivos e negativos, estruturas em baixo relevo, cavidades circulares
D-11	P19 – Rio Macaúbas	0.12 ct	Irregular	Cristal bastante arredondado, sem forma aparente, <i>hillocks</i> em blocos, baixo relevo,
D-12	P19 – Rio Macaúbas	0.10 ct	Irregular	Canais de corrosão de formato irregular, cavidades profundas, LL com <i>hillocks</i> em blocos e piramidais
D-13	P19 – Rio Macaúbas	0.07 ct	Octa-rombododecedro	Baixo relevo, clivagem primária, cavidades em baixo relevo, arestas irregulares e “dentadas”.
D-14	P19 – Rio Macaúbas	0.09 ct	Geminado segundo a lei do espinélio	LL, <i>hillocks</i> piramidais associados a canais irregulares e com baixo relevo.
D-15	P19 – Rio Macaúbas	0.08 ct	Rombododecaedro	Cristal alongado, superfície <i>frosting</i> , pequenos <i>hillocks</i> em blocos e piramidais, baixo relevo.
D-16	P19 – Rio Macaúbas	0.25 ct	Octaedro	LL profundas e paralelas às faces do cristal, <i>hillocks</i> piramidais de baixo e alto relevo, estruturas em degrau, trigons negativos.
D-17	P19 – Rio Macaúbas	0.07 ct	Rombododecaedro	Cristal distorcido e alongado, baixo relevo, LL, <i>hillocks</i>

				profundos em pirâmide, clivado em (111).
D-18	P19 – Rio Macaúbas	0.07 ct	Rombododecaedro	Cristal rotacionado e distorcido, superfície de baixo relevo, <i>hillocks</i> piramidais, reentrâncias nas arestas.
D-19	P19 – Rio Macaúbas	0.06 ct	Tetrahexaedro	Relevo muito baixo, com superfície quase completamente lisa, pequenas estruturas em degraus.
D-20	P19 – Rio Macaúbas	0.10 ct	Irregular	Cristal com clivagem primária, arestas abauladas e superfícies com trigons negativos. <i>Hillocks</i> em pirâmides e em blocos escalonados.
D-21	P19 – Rio Macaúbas	0.09 ct	Irregular	Relevo irregular, com trigons negativos profundos, cavidades irregulares (canais de corrosão), clivagem primária
D-22	P19 – Rio Macaúbas	0.09 ct	Tetrahexaedro	Superfície completamente lisa, com arestas de dissolução sinuosas e contínuas.
D-23	P19 – Rio Macaúbas	0.10 ct	Irregular	Arestas abauladas mas cortadas por cavidades profundas, <i>hillocks</i> profundos, piramidais, <i>LL</i> de relevo alto.
D-24	P19 – Rio Macaúbas	0.08 ct	Rombododecaedro	<i>LL</i> em todas as faces, com relevo de baixa a média intensidade, poucos trigons negativos, profundos. Desenvolvimento de <i>hillocks</i> piramidais e estruturas em degraus
D-25	P19 – Rio Macaúbas	0.06 ct	Tetrahexaedro	Baixo relevo, estruturas em degraus paralelas a estruturas em anéis de dissolução.
D-26	P19 – Rio Macaúbas	0.06 ct	Rombododecaedro	Superfície lisa, com uma face apresentando clivagem primária: trigons negativos, estruturas em degraus e <i>hillocks</i> piramidais
D-27	P19 – Rio Macaúbas	0.05 ct	Rombododecaedro	Cristal rotacionado e distorcido, cavidades irregulares, baixo relevo
D-28	P19 – Rio Macaúbas	0.05 ct	Irregular	Cristal sem forma com todas as facetas apresentando sinais de dissolução, incluindo superfície clivada em (111): <i>LL</i> , trigons negativos, <i>hillocks</i> piramidais e em blocos.
D-29	P19 – Rio Macaúbas	0.05 ct	Octaedro	Aresta quebrada, baixo relevo com <i>LL</i> , <i>hillocks</i> agrupados e em blocos (nestes, relevo alto), <i>knobe-like steps</i> .
D-30	P19 – Rio Macaúbas	0.05 ct	Irregular	Forma cristalográfica complexa, com reentrâncias formadas por planos de crescimento possivelmente geminados. <i>LL</i> , baixo relevo, cavidades profundas, <i>hillocks</i> em blocos.
D-31	P19 – Rio Macaúbas	0.04 ct	Irregular	Estruturas em degraus em todas as faces, clivagem primária, <i>LL</i> , relevo alto, <i>hillocks</i> piramidais escalonados
D-32	P19 – Rio Macaúbas	0.04 ct	Geminado segundo a lei do	<i>LL</i> formando estruturas em degraus associados a um relevo intermediário, <i>hillocks</i> piramidais formando estruturas em

			espinélio	degraus.
D-33	P19 – Rio Macaúbas	0.04 ct	Geminado segundo a lei do espinélio	Relevo baixo, clivagem primária caracterizada por trigons negativos, <i>hillocks</i> piramidais e em blocos, formando estruturas em degraus.
D-34	P19 – Rio Macaúbas	0.10 ct	Irregular	Fragmento de clivagem, arestas irregulares e quebradas, baixo relevo.
D-35	P19 – Rio Macaúbas	0.05 ct	Octaedro	Cristal rotacionado e achatado segundo o plano (001), relevo alto, cavidades profundas (canais de corrosão), <i>hillocks</i> em pirâmides e em blocos, trigons negativos na superfície de clivagem (primária).
D-36	P19 – Rio Macaúbas	0.35 ct	Rombododecaedro	Superfície lisa, trigons negativos, <i>LL</i> , canis de corrosão, <i>hillocks</i> em blocos.
D-37	P19 – Rio Macaúbas	0.20 ct	Rombododecaedro	Cristal rotacionado e distorcido, <i>hillocks</i> piramidais e em blocos, relevo de intensidade intermediária.
D-38	P19 – Rio Macaúbas	0.13 ct	Octaedro	Relevo alto, com <i>LL</i> formando estruturas em degraus, associados a <i>hillocks</i> em pirâmides e trigons negativos.
D-39	P19 – Rio Macaúbas	0.04 ct	Rombododecaedro	Baixo relevo, <i>LL</i> , cavidades profundas, simétricas, <i>hillocks</i> em pirâmides e em blocos.
D-40	P19 – Rio Macaúbas	0.04 ct	Octaedro	Relevo irregular, cristal clivado com desenvolvimento de estruturas em degraus por <i>hillocks</i> em blocos.
D-41	P19 – Rio Macaúbas	0.08 ct	Rombododecaedro	Cristal rotacionado e distorcido, relevo baixo, <i>hillocks</i> em pirâmide e blocos, canais de corrosão similares a “taça de champagne”.
D-42	P19 – Rio Macaúbas	0.44 ct	Rombododecaedro	Superfície lisa, cavidades simétricas, marcas de impacto.
D-43	P19 – Rio Macaúbas	0.55 ct	Rombododecaedro	Baixo relevo com <i>LL</i> , <i>hillocks</i> em pirâmide, trigons negativos, marcas de impacto.
D-44	P19 – Rio Macaúbas	0.23 ct	Tetrahexaedro	Cristal com clivagem primária, <i>hillocks</i> piramidais, trigons negativos, <i>LL</i> , cavidades profundas, estruturas em degraus internas às cavidades.
D-45	P19 – Rio Macaúbas	0.15 ct	Rombododecaedro	<i>LL</i> na superfície de baixo relevo, cristal totalmente recoberto por figuras de dissolução e/ou regeneração: <i>hillocks</i> em blocos e piramidais, associação de trigons negativos, cavidades profundas e assimétricas.
D-46	P19 – Rio Macaúbas	0.20 ct	Octaedro	Baixo relevo com <i>LL</i> , estruturas em degraus associadas às <i>LL</i> , muitos <i>hillocks</i> piramidais, um canal de corrosão cortando duas faces adjacentes.
D-47	P19 – Rio Macaúbas	0.13 ct	Rombododecaedro	Relevo intermediário, <i>LL</i> em todas as faces, <i>hillocks</i> em

				pirâmide e em blocos, canais de corrosão retilíneos, associadas a estruturas em degraus.
D-48	P19 – Rio Macaúbas	0.13 ct	Rombododecaedro	Apresenta duas superfícies de clivagem numa mesma face. Ambas apresentam sinais de dissolução: sistemas de trigons negativos que se interceptam, bem como <i>hillocks</i> piramidais e em blocos.
D-49	P19 – Rio Macaúbas	0.10 ct	Octaedro	Arestas retas, com forma original bastante preservada. <i>LL</i> ocorrem em apenas uma das faces, com relevo muito baixo.
D-50	P19 – Rio Macaúbas	0.10 ct	Octaedro	Cristal parcialmente rotacionado e distorcido. <i>LL</i> com estruturas de baixo relevo, <i>hillocks</i> piramidais e apenas um trigon negativo.
D-51	P19 – Rio Macaúbas	0.08 ct	Rombododecaedro	Cristal distorcido, rotacionado e alongado. Superfície totalmente lisa, sem qualquer tipo de estampamento superficial.
D-52	P19 – Rio Macaúbas	0.08 ct	Octaedro	Relevo intermediário, associado com <i>LL</i> , <i>hillocks</i> piramidais de alto relevo, trigons positivos e estruturas em degraus crescentes. Ocorrem também trigons negativos e degraus crescentes.
D-53	P19 – Rio Macaúbas	0.06 ct	Irregular	Clivagem primária, com relevo baixo, cavidades circulares, estruturas escalonadas irregulares na face clivada, marcas de impacto.
D-54	P19 – Rio Macaúbas	0.04 ct	Irregular	Cristal distorcido, verificado por duas faces preservadas, <i>LL</i> nas estruturas escalonadas, cavidades profundas, canais de corrosão, relevo alto.
D-55	P19 – Rio Macaúbas	0.04 ct	Octaedro	Cristal distorcido segundo o plano (010), relevo baixo, <i>LL</i> , <i>hillocks</i> piramidais, clivagem primária.
D-56	P19 – Rio Macaúbas	0.04 ct	Rombododecaedro	Cristal distorcido, rotacionado e achatado. Baixo relevo com <i>LL</i> , cristal clivado, cujas superfícies apresentam cavidades irregulares e profundas.
D-57	P19 – Rio Macaúbas	0.18 ct	Rombododecaedro	Cristal distorcido, rotacionado e achatado. Relevo intermediário, várias estruturas escalonadas com <i>hillocks</i> piramidais e emblocos, <i>LL</i> , canais de corrosão.
D-58	P19 – Rio Macaúbas	0.18 ct	Rombododecaedro	Cristal distorcido, rotacionado e achatado, superfície lisa, possui várias superfícies clivadas primárias: <i>hillocks</i> piramidais paralelos às <i>LL</i> .
D-59	P19 – Rio Macaúbas	0.07 ct	Rombododecaedro	Cristal distorcido, rotacionado e achatado, <i>LL</i> , cavidades rasas, superfície de baixo relevo, <i>hillocks</i> piramidais e marcas de

				impacto.
D-60	P2– Ribeirão do Onça	0.04 ct	Irregular	Fragmento de clivagem, cujas superfícies apresentam canais de corrosão e <i>LL</i> , relevo alto.
D-61	P2– Ribeirão do Onça	0.05 ct	Octaedro	Superfície de relevo alto. Clivagem primária: <i>LL</i> associados a <i>hillocks</i> piramidais e em blocos, trigons positivos.
D-62	P1– Ribeirão do Onça	0.17 ct	Rombododecaedro	Cristal achatado por rotação segundo (111), relevo intermediário, <i>LL</i> com <i>hillocks</i> piramidais e em blocos, cavidades sinuosas e interdigitadas.
D-63	P2– Ribeirão do Onça	0.10 ct	Tetrahexaedro	Superfície de baixo relevo, canais sinuosos de corrosão e paralelos, <i>hillocks</i> piramidais.
D-64	P2– Ribeirão do Onça	0.13 ct	Rombododecaedro	Cristal distorcido, superfície de baixo relevo, canais de corrosão sinuosos cortando toda as faces, profundos e grandes.
D-65	P2– Ribeirão do Onça	0.23 ct	Rombododecaedro	Superfície de baixo relevo, quase lisa.
D-66	P5 – Córrego dos Barcos	0.07 ct	Rombododecedro	Cristal rotacionado, com cavidade cônica cortando uma das arestas, superfície de baixo relevo, <i>LL</i> .
D-67	P5 – Córrego dos Barcos	0.08 ct	Irregular	Fragmento de clivagem, com superfícies estamapadas por sistemas de trigons negativos e positivos, <i>LL</i> , <i>hillocks</i> piramidais e em blocos.
D-68	P7 – Ribeirão do Onça	0.24 ct	Octaedro	Cristal distorcido, com cavidades profundas e clivagens primárias: estruturas em degraus, baixo relevo com <i>LL</i> , marcas de impacto.
D-69	P7 – Ribeirão do Onça	0.50 ct	Rombododecaedro	Superfície de clivagem dominada por <i>hillocks</i> piramidais, estruturas em degraus e relevo alto. No restante do cristal predomina relevo baixo, cavidades profundas, trigons positivos e negativos, marcas de impacto.
D-70	P11 – Rio Macaúbas	0.10 ct	Rombododecaedro	Cristal distorcido e achatado, superfície de baixo relevo, praticamente lisa.
D-71	P11 – Rio Macaúbas	0.05 ct	Geminado segundo a lei do espinélio	<i>LL</i> em todas as faces, superfície quase completamente lisa.
D-72	P17 – Rio Macaúbas	0.03 ct	Tetrahexaedro	Cristal alongado, superfície com relevo intermediário, estruturas em degraus, marcas de impacto.
D-73	P22 – Ribeirão da Ilha	0.05 ct	Irregular	Fragmento de clivagem, <i>LL</i> associadas a relevo baixo, <i>hillocks</i> piramidais, cavidades profundas.
D-74	P22 – Ribeirão da Ilha	0.06 ct	Rombododecaedro	Cristal distorcido e rotacionado, relevo baixo, clivado (não determinada se primária ou secundária).
D-75	P20 – Rio Macaúbas	0.02 ct	Irregular	Cristal bastante arredondado, sem forma aparente, <i>hillocks</i> em

				blocos, baixo relevo,
D-76	P20 – Rio Macaúbas	0.03 ct	Irregular	Canais de corrosão de formato irregular, cavidades profundas, <i>LL</i> com <i>hillocks</i> em blocos e piramidais
D-77	P20 – Rio Macaúbas	0.05 ct	Rombododecedro	Baixo relevo, clivagem primária, cavidades em baixo relevo, arestas irregulares e “dentadas”.
D-78	P20 – Rio Macaúbas	0.04 ct	Octaedro	<i>LL</i> , <i>hillocks</i> piramidais associados a canais irregulares e com baixo relevo.
D-79	P20 – Rio Macaúbas	0.04 ct	Rombododecaedro	Cristal alongado, superfície <i>frosting</i> , pequenos <i>hillocks</i> em blocos e piramidais, baixo relevo.
D-80	P20 – Rio Macaúbas	0.03 ct	Irregular	Clivagem primária, com relevo baixo, cavidades circulares, marcas de impacto.
D-81	P20 – Rio Macaúbas	0.04 ct	Irregular	Cristal distorcido, <i>LL</i> nas estruturas escalonadas, cavidades profundas, canais de corrosão, relevo alto.
D-82	P20 – Rio Macaúbas	0.04 ct	Octaedro	Cristal distorcido segundo o plano (010), relevo baixo, <i>LL</i> , <i>hillocks</i> piramidais, clivagem primária.
D-83	P20 – Rio Macaúbas	0.04 ct	Rombododecaedro	Cristal distorcido, rotacionado e achatado. Baixo relevo com <i>LL</i> , cristal clivado, superfícies do cristal apresentam cavidades irregulares e profundas.
D-84	P20 – Rio Macaúbas	0.02 ct	Rombododecaedro	Cristal distorcido, rotacionado e achatado.
D-85	P20 – Rio Macaúbas	0.03 ct	Rombododecaedro	Cristal distorcido, rotacionado e achatado, superfície lisa, possui várias superfícies clivadas primárias: <i>hillocks</i> piramidais paralelos à <i>LL</i> .
D-86	P20 – Rio Macaúbas	0.04 ct	Rombododecaedro	Cristal distorcido, rotacionado e achatado, <i>LL</i> , cavidades rasas, superfície de baixo relevo, <i>hillocks</i> piramidais e marcas de impacto.
D-87	P20 – Rio Macaúbas	0.05 ct	Irregular	Clivagem primária, com relevo baixo, cavidades circulares, estruturas escalonadas irregulares na face clivada, marcas de impacto.
D-88	P20 – Rio Macaúbas	0.04 ct	Rombododecaedro	Cristal rotacionado e distorcido, superfície de baixo relevo, <i>hillocks</i> piramidais, reentrâncias nas arestas.
D-89	P20 – Rio Macaúbas	0.03 ct	Octaedro	Relevo muito baixo, com superfície quase completamente lisa.
D-90	P20 – Rio Macaúbas	0.03 ct	Irregular	Cristal com clivagem primária, arestas abauladas e superfícies com triângulos negativos.
D-91	P20 – Rio Macaúbas	0.04 ct	Irregular	Relevo irregular, com triângulos negativos profundos, cavidades irregulares (canais de corrosão), clivagem primária.
D-92	P20 – Rio Macaúbas	0.02 ct	Rombododecaedro	Superfície completamente lisa, com arestas de dissolução sinuosas e contínuas.

D-93	P20 – Rio Macaúbas	0.03 ct	Irregular	Arestas abauladas mas cortadas por cavidades profundas, <i>hillocks</i> profundos, piramidais, <i>LL</i> de relevo alto.
D-94	P20 – Rio Macaúbas	0.02 ct	Rombododecaedro	<i>LL</i> em todas as faces, com relevo de baixa a média intensidade, poucos trigons negativos, profundos. Desenvolvimento de <i>hillocks</i> piramidais e estruturas em degraus
D-95	P20 – Rio Macaúbas	0.03 ct	Irregular	Baixo relevo, estruturas em degraus paralelas a estruturas em anéis de dissolução.
D-96	P20 – Rio Macaúbas	0.02 ct	Rombododecaedro	Superfície lisa, com uma face apresentando clivagem primária: trigons negativos, estruturas em degraus e <i>hillocks</i> piramidais
D-97	P20 – Rio Macaúbas	0.05 ct	Rombododecaedro	Cristal rotacionado e distorcido, cavidades irregulares, baixo relevo
D-98	P20 – Rio Macaúbas	0.05 ct	Irregular	Cristal sem forma com todas as facetas apresentando sinais de dissolução, incluindo superfície clivada em (111): <i>LL</i> , trigons negativos, <i>hillocks</i> piramidais e em blocos.
D-99	P20 – Rio Macaúbas	0.04 ct	Octaedro	Aresta quebrada, baixo relevo com <i>LL</i> , <i>hillocks</i> agrupados e em blocos (nestes, relevo alto), <i>knobe-like steps</i> .
D-100	P20 – Rio Macaúbas	0.03 ct	Irregular	Forma cristalográfica complexa, com reentrâncias formadas por planos de crescimento possivelmente geminados. <i>LL</i> , baixo relevo, cavidades profundas, <i>hillocks</i> em blocos.
D-101	P20 – Rio Macaúbas	0.02 ct	Irregular	Estruturas em degraus em todas as faces, clivagem primária, <i>LL</i> , relevo alto, <i>hillocks</i> piramidais escalonados
D-102	P20 – Rio Macaúbas	0.04 ct	Geminado segundo a lei do espinélio	<i>LL</i> formando estruturas em degraus associados a um relevo intermediário, <i>hillocks</i> piramidais formando estruturas em degraus.
D-103	P20 – Rio Macaúbas	0.13 ct	Rombododecaedro	Apresenta duas superfícies de clivagem numa mesma face. Ambas apresentam sinais de dissolução: sistemas de trigons negativos que se interceptam, bem como <i>hillocks</i> piramidais e em blocos.
D-104	P20 – Rio Macaúbas	0.10 ct	Octaedro	Arestas retas, com forma original bastante preservada. <i>LL</i> ocorrem em apenas uma das faces, com relevo muito baixo.
D-105	P20 – Rio Macaúbas	0.10 ct	Octaedro	Cristal parcialmente rotacionado e distorcido. <i>LL</i> com estruturas de baixo relevo, <i>hillocks</i> piramidais e apenas um trigon negativo.
D-106	P20 – Rio Macaúbas	0.04 ct	Rombododecaedro	Cristal distorcido, rotacionado e alongado. Superfície totalmente lisa.

D-107	P20 – Rio Macaúbas	0.03 ct	Octaedro	Relevo intermediário, associado com <i>LL</i> , <i>hillocks</i> piramidais de alto relevo, trigons positivos e estruturas em degraus crescentes.
D-108	P20 – Rio Macaúbas	0.03 ct	Irregular	Clivagem primária, com relevo baixo, cavidades circulares, estruturas escalonadas irregulares na face clivada, marcas de impacto.
D-109	P20 – Rio Macaúbas	0.04 ct	Irregular	Cristal distorcido, verificado por duas faces preservadas, <i>LL</i> nas estruturas escalonadas, cavidades profundas, canais de corrosão, relevo alto.
D-110	P20 – Rio Macaúbas	0.04 ct	Octaedro	Cristal distorcido, relevo baixo, <i>LL</i> , <i>hillocks</i> piramidais, clivagem primária.
D-111	P20 – Rio Macaúbas	0.04 ct	Rombododecaedro	Cristal distorcido, rotacionado e achatado. Baixo relevo com <i>LL</i> , cristal clivado.
D-112	P20 – Rio Macaúbas	0.03 ct	Rombododecaedro	Superfícies de clivagem numa mesma face, com sinais de dissolução: trigons negativos que se interceptam, <i>hillocks</i> piramidais e em blocos.
C-0	P44 – Córrego Pastinho	5.40 ct	Irregular	Superfície de coloração cinza-marrom, parcialmente polida e com textura <i>shagreen</i> .
C-1	P4 – Ribeirão do Onça	0.41 ct	Irregular	Coloração cinza metálica, com superfície parcialmente polida.
C-2	P4 – Ribeirão do Onça	1.06 ct	Irregular	Coloração heterogênea, variando de um cinza metálico, om superfície polida, a amarelo-pardo escuro, numa superfície irregular.
C-3	P5 – Córrego dos Barcos	4.52 ct	Irregular	Uma faceta apresenta-se reta. A coloração é cinza metálica.
C-4	P7 – Ribeirão do Onça	1.89 ct	Irregular	Coloração cinza escura e superfície polida.
C-5	P22 – Ribeirão da Ilha	1.25 ct	Irregular	Superfície polia apresentando coloração cinza escura e superfície irregular apresentando coloração cinza metálica.
C-6	P17 – Rio Macaúbas	3.42 ct	Irregular	Coloração cinza escura.
C-7	P19 – Rio Macaúbas	4.47 ct	Irregular	Superfície fosca e coloração cinza escura.
C-8	P24 – Rio Macaúbas	4.51 ct	Irregular	Coloração cinza metálica.
C-9	P24 – Rio Macaúbas	4.87 ct	Irregular	Superfície fosca e coloração cinza escura.
C-10	P24 – Rio Macaúbas	4.69 ct	Irregular	Coloração cinza-marrom “terrosa”, parda e fosca.
C-11	P24 – Rio Macaúbas	3.06 ct	Irregular	Superfície polia apresentando coloração cinza escura e superfície irregular apresentando coloração cinza metálica.
C-12	P24 – Rio Macaúbas	2.32 ct	Irregular	Coloração cinza escura e superfície polida.
C-13	P24 – Rio Macaúbas	2.09 ct	Irregular	Superfície fosca e coloração cinza escura.
C-14	P24 – Rio Macaúbas	2.01 ct	Irregular	Coloração cinza escura e superfície polida.
C-15	P24 – Rio Macaúbas	8.25 ct	Irregular	Coloração cinza metálica, com superfície parcialmente polida.

C-16	P24 – Rio Macaúbas	2.75 ct	Irregular	Superfície fosca e coloração cinza escura.
C-17	Rio Jequitinhonha – Terra Branca	3.98 ct	Irregular	Coloração cinza escura e superfície polida.
C-18	Rio Jequitinhonha – Terra Branca	2.23 ct	Irregular	Superfície polia apresentando coloração cinza escura e superfície irregular apresentando coloração cinza metálica.
C-19	Rio Jequitinhonha – Terra Branca	2.27 ct	Octaedro	Superfície irregular, porosa, parcialmente polida, predominando aspecto fosco. Coloração cinza escura.
C-20	Rio Jequitinhonha – Terra Branca	0.72 ct	Irregular	Superfície fosca e coloração cinza escura.