

TITULO

A Determinação de Áreas Fontes de Minerais Gemológicos Através da Análise do Desgaste Fluvial.

1- INTRODUÇÃO

A prospecção no meio aluvionar de minerais pesados com interesse econômico tem se revelado um importante instrumento na descoberta de novos depósitos, de modo particular em regiões intertropicais como a nossa, onde, em geral, o manto intempérico é bastante espesso. A aplicação dessa técnica, no entanto, é quase restrita a empresas que prospectam diamante, ouro, cassiterita e dentre outros minerais, limitando, assim, sua difusão na literatura geológica, Chaves *et al.* (2002). Pesquisas efetuadas durante as décadas de 1970-80 mostraram, também, a utilidade dessa técnica em estudos, com ênfase nos minerais pegmatíticos de Minas Gerais (*e.g.* Cassedanne 1972, Cassedanne & Baptista 1984).

Os minerais pesados de interesse econômico constituem fases acessórias em rochas ígneas, metamórficas e sedimentares. Sua ocorrência e dispersão nos sedimentos variam em função das condições de intemperismo da área-fonte e dinâmica de transporte. Da maior importância, ainda, são os teores e as granulometrias originais dos minerais na fonte e, principalmente, da resistência física e química deles aos agentes naturais. Logo, a identificação das espécies presentes em certo sedimento permite não só conhecer sua(s) fonte(s), como também os diversos estágios da evolução do registro sedimentar, visto que tal evolução atua no sentido da eliminação progressiva dos tipos menos resistentes. Pettijohn (1957) apresentou uma escala de estabilidade química, destacando zircão e rutilo como as fases mais estáveis *in situ*, desconsiderando, porém, os fatores que agem no transporte aluvionar, Chaves *et al.* (2002).

A localização de jazidas primárias passa frequentemente, pelo entendimento das ocorrências secundárias em sistemas fluviais, sendo que, em função das propriedades físicas e químicas, cada mineral possui a sua taxa de dispersão e que este conhecimento pode definir critérios para a pesquisa aluvionar, Chaves *et al.* (2002).

Durante o transporte dos minerais, os clastos perdem suas arestas e transformam-se em partículas arredondadas com formas esféricas, cilíndricas, elipsóides ou discóides, dependendo da sua morfologia original antes de sofrer abrasão, e de suas propriedades, como estabilidade química, dureza, clivagem e fratura, tipo de cristalização do mineral, entre outras. Quanto maior for a partícula, tanto maior será a probabilidade do desgaste superficial (Sugio 2003).

Apesar dos estudos sobre o desgaste de rochas se iniciarem a 130 anos, com Daubrée 1879 (*in* Kuenen 1956) e posteriormente por Kuenen (1956) é notável a escassez de trabalhos sobre desgaste de pedras coradas ao longo do sistema fluvial, com a finalidade da descoberta da área fonte.

A pesquisa divide-se em quatro etapas: I- Campo (estudo de casos), II- laboratório onde se simula (no *tumbler* – tambor rotatório) o desgaste de determinados minerais gemológicos coletados na área fonte, III- análises química e cristalográfica dos minerais gemas estudados, e IV- resultados conduzindo à identificação de forma aproximada da(s) área(s) fonte(s).

1-1- RELEVÂNCIA E JUSTIFICATIVA

Os minerais gemológicos são intensamente explorados desde há séculos, o que resultou em sua produção cada vez menor, pela dificuldade de se encontrar novas jazidas. Essa diminuição dos volumes anuais se reflete no aumento dos preços, tornando a participação brasileira desses minerais pouco competitiva no mercado mundial.

Nas décadas de 1960 e 1970 a participação brasileira de pedras coradas, no mercado mundial era acima de 60%. Na década de 1990 essa fatia reduziu para 15%. Em fevereiro de 2007, segundo dados da feira internacional de minerais e gemas em Tucson/AZ (EUA), constatando que, atualmente, essa porcentagem é inferior a 10%, um dado alarmante para o setor gemológico brasileiro.

Esta realidade de hoje deve-se ao pouco incentivo governamental no setor, bem como ao esgotamento parcial das jazidas primárias.

A partir do exposto, torna-se indispensável, em termos sócio-econômicos, que sejam utilizados métodos adicionais pouco divulgados, de prospecção que possibilitem a descoberta de novas jazidas.

Pretende-se com a pesquisa, contribuir para a descoberta de novas jazidas de gemas, aplicando-se um método de custo reduzido. Desta forma espera-se possibilitar a geração de novos empregos na área de prospecção e extração, bem como contribuir para uma mudança do cenário atual da participação do Brasil no mercado mundial, cumprindo assim um importante papel sócio-econômico.

1-2- OBJETIVOS

A pesquisa desenvolve uma metodologia auxiliar para prospecção de gemas.

Consiste na simulação do desgaste de determinadas gemas em laboratório, com um tambor rotatório (*tumbler*) após coleta de amostras no campo, medindo-se o desgaste fluvial das mesmas, com a lupa binocular ou microscópio óptico.

São realizadas análises químicas e cristalográficas através de Absorção Óptica, Espectroscopia Micro Ramann e Microsonda Eletrônica, a fim se de comparar amostras da mesma espécie, porém, de cores ou procedências diferentes.

Através de curvas, de padrões de desgaste e de modelamentos do desgaste superficial, identifica-se, de forma aproximada, a distância entre cada amostra de mineral gema da(s) sua(s) área(s) fonte(s).

1-3- METODOLOGIA

Baseando-se em levantamentos bibliográficos referentes às ocorrências de gemas e em experiência própria (do orientador e orientado), foram escolhidas áreas onde ocorrem fontes conhecidas, sendo necessário existir um sistema de drenagem onde é possível, através de “lavagem”, coletar amostras dos minerais gemológicos a diferentes distâncias ao longo do sistema fluvial.

A metodologia segue os critérios:

a- coleta de amostras no campo, na área fonte e ao longo do sistema fluvial.

b- análise do desgaste externo das amostras coletadas no campo, usando a lupa binocular, o microscópio óptico e em alguns casos, o microscópio eletrônico de varredura para determinação de microestruturas.

c- simulação do desgaste utilizando o *tumbler* com as amostras coletadas no campo.

d- elaboração das curvas de desgaste.

e- análise química e cristalográfica dos minerais gemas da mesma espécie, mas com procedências diferentes, com Absorção Óptica, Fluorescência de Raio X e Microsonda Eletrônica.

f- comparação das curvas de desgaste para os minerais gemológicos da mesma espécie, mas com procedências diferentes.

g- elaboração dos padrões de desgastes das amostras.

h- confirmação do posicionamento da distância da área fonte, através da análise do desgaste.

i- Descoberta de novas áreas fontes segundo a metodologia.

1-4- IMPACTO SOCIAL

A participação do Brasil no mercado mundial das pedras coradas, nas décadas de 1960/1970 era de 60% a 70%, e hoje caiu para em torno de 8% a 10%, conforme dados das maiores feiras de pedras coradas, (e.g. Tucson, München).

Por constituir um método pouco utilizado de prospecção de gemas em um Estado como o de Minas Gerais, referência em minerais de interesse gemológico, o processo apresenta a possibilidade de uma nova frente de trabalho, gerando empregos diretos nas áreas de prospecção e garimpo.

1-5- FUNDAMENTAÇÃO

1-5-1 - Considerações sobre o desgaste fluvial de minerais gemológicos

As propriedades texturais e mineralógicas dos sedimentos fluviais dependem da natureza das rochas fonte e das condições morfo-climáticas, sendo que o transporte dos sedimentos é comandado pelas leis da hidrodinâmica.

As partículas mais pesadas são transportadas junto ao fundo em contato com as outras partículas. À mesma velocidade, as partículas mais leves são carregadas por suspensão (argilas e siltes), saltação e rolamento (areias, grânulos e seixos) e arraste (matacão). Moss (1962, 1963) tentou correlacionar os processos de transporte com as formas das curvas de distribuição granulométrica. Mais tarde, Visher (1969) relacionou as formas das curvas granulométricas aos modos de transporte e delineou curvas típicas para vários ambientes antigos e modernos de sedimentação.

A velocidade para iniciar o movimento é, certamente, maior do que a necessária para manter o transporte da partícula e é denominada por velocidade crítica. Bastante atenção tem merecido o estudo das velocidades críticas que dependem das variáveis contidas nas equações de Reynolds e Froude (*in* Suguio 2003).

Como as partículas sedimentares dificilmente são esféricas, é necessário conceituar o diâmetro de partículas não esféricas.

Uma maneira de focar o problema consiste na escolha de uma forma padrão, por exemplo, uma esfera, para referência. De todas as formas possíveis, a esfera é a que possui a menor superfície para um dado volume. Como consequência, a esfera possui a maior velocidade de decantação que qualquer outra forma de sólido com volume e densidade iguais (Suguio2003).

Portanto, sob condições de transporte por saltação ou rolamento, as partículas esféricas tendem a se separar de outras formas de partículas com mesmo tamanho e densidade, porém de forma menos esférica. Desse modo, pode-se definir convenientemente a forma pelo grau de esfericidade, que é o grau de aproximação da área de uma partícula qualquer à área superficial de uma esfera com o mesmo volume da partícula, isto é, esfericidade = s/S , onde s é a área da esfera de mesmo volume do objeto e S , a área superficial do objeto (Suguio 2003).

Mas partículas com a mesma esfericidade podem apresentar formas achatadas e até alongadas, isto é, a esfericidade por si só é incapaz de definir adequadamente as diferentes formas, de modo que outros índices têm sido propostos (Suguio 2003).

Uma propriedade muito importante de partículas sedimentares detríticas é o arredondamento, que é a medida do grau de curvatura dos cantos, pontas e arestas. O arredondamento é um coeficiente mais ou menos independente de sua forma. O termo arredondamento foi, pela primeira vez, definido por Wentworth (1919) como sendo uma relação entre r/R , onde r é o raio de curvatura de aresta mais aguda e R a metade do diâmetro mais longo da partícula.

Wadell (1932) definiu arredondamento como a razão do raio de curvatura média das várias pontas e arestas em relação ao raio de curvatura do maior círculo inscrito no grão. Power (1953) e Shepard (1967) definiram que o grau de arredondamento de partícula indica a presença de arestas vivas que podem ser determinadas por comparação visual.

O arredonamento é definido como a angudeza dos ângulos e arestas de um fragmento ou partícula clástica e é geralmente expresso como angular, sub-angular, sub-arredondado e arredondado sendo que o transporte reduz o tamanho e a angulosidade das partículas clásticas. Os grãos tornam-se arredondados e um pouco menores à medida que são transportados, embora a forma geral possa não mudar significativamente, (Press *et al* 2006).

O grau de arredondamento é fortemente influenciado pelo tamanho. Em rios, o grau de arredondamento aumenta na proporção direta do aumento da granulometria (Suguio 2003).

Considerável atenção tem merecido o significado geológico do arredondamento e da esfericidade das partículas sedimentares detríticas. Tendo começado com os trabalhos pioneiros de Daubrée 1879 (*in* Kuenen 1956), pesquisadores têm procurado definir o significado geológico do arredondamento e forma das partículas sedimentares.

Em geral, deve-se acreditar que, se materiais de propriedades físicas e químicas similares e de formas iniciais idênticas não forem confrontados, será muito difícil relacionar a forma dos seixos aos ambientes de sedimentação (Suguio 2003).

Os minerais pesados são muito úteis na determinação da natureza das rochas matrizes. Neste particular, alguns minerais podem individualmente diagnosticar determinados tipos de rochas matrizes. Coimbra (1976) atribuiu a perowskita presente nos sedimentos da Formação Bauru do Cretáceo Superior da Bacia do Paraná, à contribuição alcalina, advindo daí importantes conseqüências paleogeográficas e estratigráficas.

Outros minerais, como o grupo da turmalina, ocorrem em vários tipos de rochas matrizes e, neste caso, torna-se importante reconhecer as variedades do grupo, baseado nas inclusões, cor, forma. Krynine (1946) foi capaz de reconhecer treze espécies de turmalinas, todas relacionadas a rochas matrizes diferentes.

Outra experiência mostrou que os grãos de quartzo apresentam fraturas prismáticas e romboédricas, de modo que os grãos fraturados tendem a ser alongados paralelamente ao eixo cristalográfico “c” ou a um determinado ângulo (Bloss 1957, Moss 1966).

Dados sobre a abrasão seletiva e a eliminação de partículas arenosas são mais ambíguas, porém dados obtidos por Correns (1931) indicaram que, aparentemente, a resistência à abrasão dos minerais está relacionada à dureza e à estrutura interna dos minerais.

Segundo dados experimentais de Thiel (1940), os graus de resistência relativa à abrasão de alguns minerais variam na seguinte seqüência: apatita (menos resistente), horblenda, microclínio, granada, turmalina e quartzo (mais resistente).

Normalmente, com o aumento da viscosidade, diminuem as velocidades necessárias para transportar partículas de um determinado diâmetro e a eficiência do meio como agente de seleção. As velocidades críticas de início de movimentação de partículas foram determinadas empiricamente por vários autores (Suguio 2003).

Em determinadas condições de fluxo de corrente, as partículas maiores e menos densas do sedimento podem ser “varridas” deixando um depósito residual de minerais pesados de granulação mais fina (Pereira 2003).

As condições de fluxo que causam esse tipo de separação são de interesse na indústria mineral, tanto como uma chave para a compreensão da origem dos depósitos aluvionares bem como para idealizar métodos mais efetivos de separação de minérios moídos, que são lavrados para concentração dos minerais de interesse econômico (Pereira 2003).

Em geral, deve-se esperar por uma concentração mecânica de minerais pesados nos locais onde a velocidade de fluxo diminui. Nesses locais, ao lado de minerais metálicos duráveis, como o ouro ou a platina e a cassiterita, podem ser encontrados minerais não metálicos, como o diamante, o córindon (safira) e outros minerais-gemas (Pereira 2003).

Existem variáveis tanto do sistema fluvial como mineralógicas que devem ser consideradas no estudo do desgaste fluvial de minerais gemológicos. As principais variáveis são gradiente energético, a velocidade da corrente, o tipo de correnteza, a litologia do leito, a configuração do rio, o regime pluvial, o poder erosivo, a velocidade crítica e a composição dos sedimentos, (Debrot 2008).

O regime pluvial altera o desgaste fluvial dos minerais-gemas de maneira indireta, ou seja, enchentes fazem com que o percurso da gema no sistema fluvial se modifique gerando um desgaste maior. Porém grandes enchentes não ocorrem com frequência e assim sua influência pode ser controlada em laboratório, bastando para isto levantar dos índices pluviométricos das últimas décadas, (Debrot 2008).

A resistência mecânica do mineral é favorecida pela clivagem difícil ou pela sua inexistência e pela alta dureza. Dessa forma, um retrabalhamento prolongado pode eliminar, seletivamente, por abrasão os minerais de clivagem mais fácil e de menor dureza (Sutherland 1982).

Com a evolução do registro geológico, os diamantes tendem a sofrer as seguintes modificações: redução do tamanho médio dos cristais; preservação dos dodecaedros nas formas monocristalinas; queda expressiva do número de pedaços quebrados; pulverização dos *borts* e cristais com defeitos ou inclusões; aumento do número de cristais gemológicos, sendo que tais estudos são escassos para pedras coradas (Sutherland 1982).

O grau de resistência de um mineral ao longo do curso de um rio dependerá diretamente de fatores inerentes às suas características físico-químicas. Durante o percurso, ele tenderá a pulverizar-se cada vez mais, e seu tempo de ‘vida’ varia em função de propriedades como composição química e estrutura cristalina, dureza, modo de clivagem e, sobretudo, pureza. Os gemólogos relacionam pureza à frequência de inclusões estranhas e/ou microfraturas no interior do mineral hospedeiro. Conseqüentemente, quanto mais impuro for um mineral, maior será sua tendência à pulverização em um meio de transporte ativo como o fluvial (Debrot 2008).

O desgaste pode ser definido como a redução no tamanho e/ou a mudança na forma por um processo mecânico de abrasão, impacto ou moagem (Wentworth 1931) ou a perda progressiva de material da superfície de um corpo em conseqüência do movimento relativo em tal superfície (Lansdown & Price 1986).

Definido, ainda, como o dano a uma superfície sólida, usualmente envolvendo perda progressiva de material, devido ao movimento relativo entre aquela superfície e uma substância ou substâncias contatantes (Budinsk *et al* 1998).

De acordo com Lansdown & Price (1986), os vários modelos de desgaste incluem a abrasão, fadiga, erosão, cavitação, adesão, impacto e corrosão, sendo o último complexo, influenciado por fatores ambientais, materiais e pela presença de um filme de lubrificação.

Normalmente partículas de grande tamanho provocam desgastes por abrasão acompanhado de impacto, e isto leva ao desgaste acentuado, que foi muito mais por impacto do que por abrasão. Partículas médias, dependendo da dureza e formato são menos agressivas, porém, partículas finas são mais abrasivas ocasionando abrasão muito incidente. É claro que a dureza destas partículas também é significativa. A forma dos materiais abrasivos varia desde arredondadas até ângulos vivos (Dettogni 2010).

Os fatores que influenciam o desgaste no sistema fluvial são o tipo de transporte, a velocidade, a temperatura, o tipo e a quantidade de lubrificantes, a natureza química e geológica do ambiente, o tipo e as características do sistema fluvial, a dureza e a tenacidade dos minerais envolvidos, as características de superfície (rugosidade e suas classificações) e a forma da partícula no ambiente (Suguo 2003).

Alguns estudos já foram realizados referentes à resistência dos minerais em sistemas fluviais, sem contudo, se preocuparem com a determinação do posicionamento da área fonte, relatados a seguir.

Conhecendo tais condições e a influência sobre o desgaste de diversos minerais gemológicos, pode-se seguir o caminho inverso: simular de forma aproximada, o processo natural em laboratório e criar padrões que apontarão a distância para a área fonte, levando-se em consideração ainda, fatores internos como as propriedades físicas e cristalográficas dos minerais-gemas, (Sgarbi 2006).

Os minerais do grupo da turmalina são reconhecidos como um dos mais importantes para a pesquisa mineral devendo isto, em parte, à grande resistência aos processos de intemperismo, que faz com que sua assinatura geoquímica seja preservada. É um depositário significativo de boro na crosta terrestre, constituindo-se em minerais acessórios bastante comuns nas rochas sedimentares, metamórficas e ígneas (Pereira 2003).

Em Piumhi, MG, os estudos realizados na fração entre $- 0,50\text{mm}$ e $+ 0,25\text{mm}$ de concentrados de minerais pesados permitiram estimar a distância do cromodiopsídio a $1,5\text{km}$ e a granada do tipo piropo a 4 km de sua área fonte (Pereira 2003).

Cada mineral possui sua taxa de dispersão, em função de suas propriedades físicas e químicas e que o conhecimento dessa taxa pode definir critérios para a pesquisa aluvionar (Chaves *et al.* 2002).

Estudos feitos por Chaves *et al.* (2002) demonstram que o crisoberilo, apesar de sofrer arredondamento, é muito mais resistente do que se imaginava anteriormente. Sua ocorrência no Médio Jequitinhonha, a dezenas de quilômetros das áreas de afloramento de rochas graníticas ácidas (Complexo Basal da Região de Gouveia), onde não se conhecem pegmatitos mineralizados, faz supor que essas últimas rochas foram em grande parte erodidas preteritamente à sedimentação cenozóica.

Deve ser destacado que, nas zonas mais próximas ao Complexo Basal da região de Gouveia, tem sido encontrado euclásio, mineral gemológico de fonte pegmatítica, que, possuindo várias direções de clivagem perfeita, é facilmente pulverizado durante o transporte fluvial (Chaves *et al.* 2002).

No conhecimento da distribuição de topázio no Rio Maracujá, na zona serrana do alto curso desse rio, ocorre sua rocha fonte entre as Formações Cercadinho, Fecho do Funil e Sabará. Os depósitos aluvionares mais ricos no mineral estão concentrados até o sopé da serra, sendo, inclusive, verificados pequenos serviços de garimpagem clandestina. Entretanto, em espaço bastante curto, a mineralização desaparece, indicando que não existem novos aportes de topázio a partir de afluentes (Chaves *et al.* 2002).

A prospecção aluvionar enfocando bens gemológicos em regiões onde suas ocorrências são bem conhecidas, é uma técnica de grande utilidade, não só visando determinar a distribuição espacial da mineralização, como também, em províncias minerais onde achados “casuais” são freqüentes, para ser aplicada na busca sistemática de novos depósitos (Chaves *et al.* 2002).

Pesquisas envolvendo o estudo de variáveis referentes ao desgaste de gemas já foram realizados, conforme se relata na sequência.

Os minerais gemológicos com faces perfeitas (cristais euédricos) têm uma maior resistência ao desgaste fluvial que as amostras sem faces definidas (cristais anédricos), sendo que as últimas se desgastam mais rapidamente que as primeiras. Minerais gemológicos com defeitos cristalográficos ou com impurezas gemológicas se desgastam mais rapidamente que amostras do mesmo mineral que sejam puros ou bem cristalizados. Minerais gemológicos apresentam desgastes fluviais diferenciados conforme a composição de sedimentos existentes nas drenagens, (Debrot 2008).

É possível criar padrões de desgaste em laboratório para os minerais-gemas sendo que tais padrões mostram uma correspondência bastante próxima, em termos de desgaste externo, com as amostras obtidas no sistema fluvial, (Debrot 2008).

1-5-2 – Processos experimentais *versus* processos naturais

De acordo com Kuenen (1956), existem poucos problemas nos métodos experimentais usados na geologia, que foram intensamente utilizados a respeito do arredondamento de seixos. Afirmou ainda, que os estudos de arredondamento devem nos ensinar a respeito da história dos depósitos analisados, distância e características de transporte, fisografia e condições climáticas. Entretanto existem inúmeras variáveis envolvidas no arredondamento dos seixos, dificultando sua simulação em laboratório.

O primeiro a realizar experimentos de abrasão de seixos foi Daubrée 1879 (*in* Kuenen 1956), que rolou fragmentos de feldspato e de granito em um cilindro revolvendo sob água. Muitos pesquisadores (e.g. Wentworth 1919, Krumbein 1941), estudaram sobre *tumblers* de vários desenhos. Ainda autores (e.g. Bonne 1888, Potter 1955: *in* Kuenen 1956), usaram outros procedimentos em laboratório.

Wentworth (1922) estudou o arredondamento de partículas de quartzito nos tributários do Rio Virgínia analisando as partículas de 2,5 a 3,2km da fonte. Encontrou resultados satisfatórios à distância de transporte simulada em seu *tumbler* e a natureza que foram requeridas para causar a mesma quantidade de abrasão. Concluiu ainda que o grau de arredondamento perto da fonte é variável, mas dentro de 3,2km os pedregulhos se tornam subarredondados e redondos.

Marshall (1927 *in* Thiel 1940) misturou materiais de várias dimensões, provenientes da Nova Zelândia, e concluiu que a perda por abrasão dos seixos atingiu 1,5% em 24hs, comparando ao curso natural ao equivalente a 38km. Correns (1931) testou a perda de peso de diferentes minerais que variavam de dureza entre 2 e 9 (escala de Mohs). Freise (1931) colocou grandes fragmentos de minerais em um cilindro rotatório enorme e compilou os resultados em uma tabela que mostra a resistência relativa à abrasão de um grupo de minerais comuns.

Thiel (1940) criticou os três últimos autores dizendo que todos àqueles estudos relacionados à uma quantidade de sedimentos em relação ao volume de água falhou por não se aproximar ao ambiente natural do córrego. Ele usou um *tumbler* de aço que foi engrenado a uma velocidade de 25rpm. A água no cilindro fluiu com uma corrente uniforme somente na parte do fundo do cilindro, sendo que as paredes internas das extremidades do cilindro permaneceram secas.

Ao final de 40 dias, quando a corrente tinha viajado quase 32km os sedimentos eram separados e fotografados. A sua seqüência de resistência à abrasão é completamente diferente daquela obtida por Freise (1931).

De acordo com Kuenen (1956), uma aproximação mais semelhante às condições naturais de um rio é obtida revolvendo um corrente em determinada bacia, onde cada variável pode ser estudada em separado o que não pode acontecer em um *tumbler*. Usou uma bacia grande de concreto com um cone central para produzir um movimento circular. As pás girando deram à água a velocidade elevada. Esta velocidade foi medida usando os seixos pintados de branco e contando-se o número de voltas. Este método não era muito satisfatório, e depois de alguns anos de experimentos, resolveu pintar os sedimentos com tinta fluorescente, submetendo-os a uma fonte de raios ultravioleta, porém a adição de areia não foi investigada, porque os experimentos foram feitos em um assoalho limpo.

Os críticos de Kuenen e adeptos do *tumbler*, afirmam que o arredondamento na natureza deve sempre ser acompanhado por indicativos não somente dos tamanhos dos seixos, de velocidade atuais do curso d'água e do tipo de rocha/mineral, mas especialmente da natureza granulométrica do leito.

Além disto deve ser levado em consideração que um seixo passará de forma relativamente rápida às primeiras classes de arredondamento (1, 2 e 3), mas de forma mais lenta além da quarta classe. A passagem de classe a classe, sobre o assoalho requer distâncias grandes e mais rolamento até que a forma final seja alcançada. Kuenen 1956, indicou que a velocidade de rolamento não é a distância percorrida pelo fragmento em função do tempo. Seus caminhos tem uma relação complicada à taxa de deslocamento e à quantidade de sedimento. Além disso, na natureza, os seixos rolam quase sempre separados exclusivamente, sem areia e sem argila.

Tricart & Vogt (1967) concluíram que o movimento de sedimentos grosseiros nos córregos é lento e descontínuo. Os seixos e os grânulos comportam-se provavelmente de uma maneira análoga ao movimento em um tambor giratório. Sob estas circunstâncias o desgaste por abrasão durante o transporte é um modelo real de abrasão de partículas. As experiências simulam provavelmente o comportamento de partículas grosseiras dentro de um rio, mas a cada volta do *tumbler* ou de cada passagem da rocha/mineral em torno das paredes circulares não pode ser considerada para se relacionar à distância real do transporte ocorrido na natureza. As discrepâncias entre o campo e os resultados do laboratório podem ser explicados pelo fato de que no rio a distância que as partículas viajaram não pode estar diretamente relacionada a passagem do tempo.

Estas experiências demonstram que as forças de elevação que agem em um seixo submerso são grandes e variam significativamente com o tempo. Quando este efeito de elevação é combinado com as forças de arraste, uma partícula vibra no lugar sem movimento para frente. Com a velocidade aumentada, o seixo salta rio abaixo atingindo uma nova posição de estabilidade provisória. Durante o fluxo de velocidade alta, a abrasão do seixo dá lugar a lascarse ou fraturar-se durante a saltação e pode ser um dos fatores significativos que causam a redução nos sedimentos grosseiros nos rios a medida que se arredonda (Suguo 2003).

A comparação campo e laboratório deve levar em consideração variáveis como a velocidade de corrente, velocidade crítica, gradiente do rio, profundidade da água, composição dos sedimentos, incluindo cascalhos, grânulos, areia, silte e argila, características físico químicas e cristalográficas do mineral, condições hidrodinâmicas do sistema fluvial, natureza do fundo do rio, morfologia e corrente do tributário – como influenciam o sistema fluvial durante a estação chuvosa, o tempo e a distância.

2- MATERIAIS E MÉTODOS

Para os ensaios em laboratório, realizados no Setor de Gemologia, localizado no Museu de Historia Natural da UFMG foram utilizados os equipamentos, que estão disponíveis na referida instalação.

Os *tumblers* foram adquiridos pelo Professor Joachim Karfunkel e a lupa binocular foi cedida pelo Departamento de Química do Centro Federal de Educação Tecnológica de Minas Gerais, até o final do projeto. Os demais equipamentos como a balança analítica, a estufa, o vibrador e a série de peneiras, já estavam disponíveis no Museu de História Natural, adquiridos no final da década de 1990, com projetos do CNPq e da FAPEMIG.

2-1 – *Tumbler*

O equipamento denominado *tumbler* é um cilindro utilizado para o polimento de minerais-gemas, tendo adquirido nova função na execução do projeto, ou seja, fazendo com que a gema se mova de forma semelhante ao sistema fluvial, simulando o movimento de saltação. É acoplado a um motor que promove o movimento de rotação, fazendo com que o material existente dentro dele (amostras, sedimentos e água) tenha um movimento em regime de cascata.

O que acontece dentro de um *tumbler*: o movimento do *tumbler* levanta as amostras para o alto do tambor e a gravidade puxa-as para baixo na ação “caindo”, e em seguida a gema continua em movimento enquanto alcança o alto do tambor, ocasionando novamente a queda.

O regime de “cascata” ocorre quando a velocidade do *tumbler* é tal que a carga composta pelos minerais-gemas quebra longe da parede do *tumbler* em um ângulo de 45° a 60° da horizontal. Estar conectado ao regime de “cascata” é o caso onde os seixos caem e rolam sobre a corrente, como o movimento sugerido pelo sistema fluvial.

Como visto na Fig.1, as esferas no ponto “A” cairão ao ponto “B”, mudando sua energia potencial à energia cinética. Além disso, ocorrem ações secundárias porque as partículas individuais causam atrito adicional com a sua própria ação rotatória. Estes efeitos secundários ocorrem entre as paredes do *tumbler* e o material dentro dele. Tais ações conduzem a um desgaste, melhor dispersão e a um contato maior das partículas com a água (*e.g.*, tamanho das partículas e viscosidade).

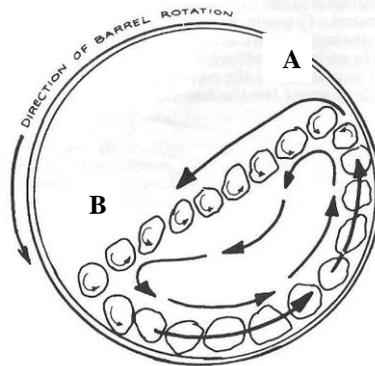


Figura 1: O interior de um *tumbler* mostrando o regime de cascata (Victor & Victor 1959).

Foram utilizados três conjuntos de *tumblers* (Fig. 2): simples, usado nesta fase para o estudo do desgaste de minerais-gemas diversas, duplo e triplo.



“a”



“b”



“c”

Figura 2: (“a”) *tumbler* simples; (“b”) *tumbler* duplo e (“c”) *tumbler* triplo.

As especificações dos três modelos de *tumblers* usados na pesquisa estão descritas na Tab.1.

Tabela 1: Especificações dos três *tumblers* utilizados nos testes

Especificações	<i>Tumbler</i> “a”	<i>Tumbler</i> “b”	<i>Tumbler</i> “c”
Comprimento em cm	10,5	11,5	8
Diâmetro em cm	15,5	10,5	5,5
Distância percorrida em m/volta	0,5	0,3	0,2
Nº. de voltas em 100m	200	333	500
Tempo em min gasto para rodar 100m	5,5	6,0	110
Capacidade em <i>l</i>	1,25	0,75	0,47
60% da capacidade em <i>ml</i>	750	450	282
Capacidade em g	1.420	785	680
40% da capacidade em g	568	314	272
Nº. de r.p.m.	36	48	50
Velocidade em m/s	0,30	0,28	0,06

Para que os minerais gemológicos possam se movimentar em regime de “cascata”, utiliza-se 40% da capacidade do *tumbler* em massa e 60% de sua capacidade em volume, sendo que para o processo de desgaste dos minerais-gemas no laboratório com o equipamento, usam-se os sedimentos do próprio sistema fluvial onde as gemas foram coletadas.

2-2 - ANÁLISES QUÍMICAS E CRISTALOGRAFICAS

2-2-1- Microsonda Eletrônica

O método emprega um feixe fino de elétrons acelerados que, ao atingir a superfície da amostra, excita os elementos nela presentes, resultando na emissão de raios-X característicos de cada elemento presente na amostra. Essa radiação é detectada e analisada por um espectrômetro em termos de comprimento de onda ou de energia, e permite a identificação e a quantificação dos elementos na amostra. A técnica é utilizada pelos mineralogistas, é um método de análise não destrutivo que permite visualização do mineral e a obtenção das análises químicas, possibilitando, entre outros, relacionar a cor da amostra com sua composição química. Dessa forma, a técnica se mostra importante para o estudo da variação das cores nos minerais (Spangler 2002).

As análises foram realizadas, no Departamento de Física da UFMG, em uma microsonda eletrônica da marca JEOL modelo JXA8900RL e no espectrômetro de dispersão de energia (EDS) Noran.

2-2-2- Absorção Ótica

É uma técnica que permite medir a radiação absorvida ou transmitida por uma amostra e comparar com a quantidade de luz total que o detector capta quando nenhuma amostra está inserida dentro do aparelho, (Borges *et al.* 2005). As análises são de grande importância para obtenção da porcentagem de elementos cromóforos responsáveis pela mudança de coloração de uma mesma espécie mineral (*e.g.* água marinha azul e verde e topázio imperial amarelo e rosa).

As análises foram realizadas no Departamento de Física da UFMG, modelo Hitachi C-3501.

2-2-3- Fluorescência de raios X

É uma técnica analítica multielementar e não destrutiva usada para obter informações qualitativas e quantitativas da composição elementar das amostras. Esta metodologia está baseada na produção e detecção de raios X característicos emitidos pelos elementos constituintes da amostra quando irradiada com elétrons, prótons, raio X ou gama com energias apropriadas, provocando a excitação dos átomos da amostra que se pretende analisar. Os fótons gama emitidos pela fonte são absorvidos pelos átomos da amostra através de efeito fotoelétrico, deixando esses átomos em estados excitados. O espectro de energia correspondente a estas transições é único para cada tipo de elemento, permitindo fazer a sua identificação (Nagata *et al.* 2001).

As análises foram realizadas no Departamento de Engenharia de Materiais do Centro Federal de Educação Tecnológica de Minas Gerais, no equipamento Shimadzu, modelo SSX-550.

2-2-4- Microscópio Eletrônico de Varredura

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) é um equipamento capaz de produzir imagens de alta ampliação (até 300.000 x) e resolução. As imagens produzidas pelo MEV possuem um caráter virtual, pois o que é visualizado no monitor do aparelho é a transcodificação da energia emitida pelos elétrons. O princípio de funcionamento do MEV consiste na emissão de feixes de elétrons por um filamento capilar de tungstênio (eletrodo negativo), mediante a aplicação de uma diferença de potencial que pode variar de 0,5 a 30 KV. Essa variação de voltagem permite a variação da aceleração dos elétrons e também o aquecimento do filamento. A parte positiva em relação ao filamento do microscópio (eletrodo positivo) atrai fortemente os elétrons gerados, resultando numa aceleração em direção ao eletrodo positivo. A correção dos feixes é realizada pelas lentes condensadoras que alinham os feixes em direção à abertura da objetiva. A objetiva ajusta o foco dos feixes de elétrons antes deles atingirem a amostra analisada (Joy 2009).

As análises foram realizadas no Departamento de Engenharia de Materiais do Centro Federal de Educação Tecnológica de Minas Gerais, no equipamento Shimadzu, Modelo SSX-550- Superscan-Scanning Elétron Microscope.

2-3- RELAÇÕES ENTRE CARACTERÍSTICAS HIDRÁULICAS E MORFOLÓGICAS DOS RIOS (VELOCIDADE, LARGURA E PROFUNDIDADE)

Ao se efetuarem medições de campo, deve-se lembrar da necessidade de que elas sejam feitas em condições de estiagem, considerando a vazão mínima. Em situações emergenciais pode-se recorrer a métodos expeditos de estimativa da velocidade média da seção transversal, dentre os quais se destaca a medição por flutuadores. Essa consiste em se estimar primeiramente a velocidade à superfície de um trecho retilíneo de um curso d'água, por meio da velocidade de um corpo flutuante (e.g. uma garrafa semi-cheia, lançada no terço intermediário da seção fluvial) atravessa uma distância previamente medida ao longo de uma das margens do rio. Marcando-se o tempo gasto no percurso, tem-se que velocidade = distância / tempo.

A despeito da complexa relação entre a velocidade média da seção e a velocidade média à superfície, é usual adotar-se um fator constante, entre 0,80 e 1,00, que, multiplicado pelas velocidades superficiais conduz à estimativa da velocidade média. Em caso de ribeirões pode-se utilizar o fator 1,00 (Sperling & Baptista 2007).

A profundidade e a largura em um curso d'água naturalmente variam ao longo do ano, em função da variação da própria vazão. A profundidade pode variar bastante de local para local no rio, ao passo que a largura, de medição mais simples, apresenta menor variação. À medida que a corrente do rio flui, de montante para jusante, incorporando uma maior vazão ao longo de seu trajeto, normalmente a seção do curso d'água vai aumentando, o que se reflete na ampliação da profundidade e da largura. Para tributários, observa-se uma menor variação entre largura e profundidade, pois a vazão é inferior a $10\text{m}^3/\text{s}$, conforme apresentado na Tab. 2. Dados de vazão podem ser obtidos nas das estações fluviométricas (Sperling & Baptista 2007).

Tabela 2: Valores dos coeficientes de descarga a e b da equação $U = a \cdot Q^b$, (Sperling & Baptista 2007).

Quadro 4.3. Valores dos coeficientes de descarga a e b da equação $U = a \cdot Q^b$ para diversos cursos d'água em Minas Gerais (U em m/s)			
Tipo de rio	Estação fluviométrica	a	b
Rio principal ($Q > 10 \text{ m}^3/\text{s}$)	Rio das Velhas em Rio Acima	0,228	0,374
	Rio das Velhas em Água Limpa	0,424	0,319
	Rio das Velhas em Honório Bicalho	0,129	0,544
	Rio das Velhas jusante Rib. Sabará	0,068	0,587
	Rio das Velhas em Pinhões	0,114	0,473
	Rio das Velhas em Ponte Raul Soares	0,250	0,262
	Rio das Velhas em Jequitibá	0,151	0,379
	Rio das Velhas em Pirapama	0,277	0,263
	Rio das Velhas em Ponte do Licínio	0,047	0,573
	Rio das Velhas em Santo Hipólito	0,029	0,577
	Rio das Velhas em Várzea da Palma	0,063	0,477
	Rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba	0,070	0,549
	Média dos rios principais	0,175	0,437
Tributário ($Q < 10 \text{ m}^3/\text{s}$)	Rib. Itabirito	0,380	0,250
	Rib. Arrudas em General Carneiro	0,300	0,310
	Rib. Sabará	0,420	0,300
	Rib. da Mata em Vespasiano	0,362	0,300
	Rib. Sarzedo em Parada do Onça	0,421	0,264
	Rib. Betim em Betim	0,385	0,455
		Média dos tributários	0,370

A velocidade é medida através da fórmula $U = a.Q^b$, onde a e b são obtidos na Tabela 2, sendo U a velocidade em m/s e Q a vazão, obtida nas estações fluviométricas da respectiva região. A profundidade é dada por $Y = c.Q^d$, onde Y é a profundidade média, Q a vazão, dada pelas estações fluviométrica e c e d valores do coeficiente de descarga dados pela Tab. 3

Tabela 3: Valores do Coeficiente de descarga c e d da equação $Y = c.Q^d$ (Sperling & Baptista 2007).

Quadro 4.4. Valores dos coeficientes de descarga c e d da equação $y = c.Q^d$ para diversos cursos d'água em Minas Gerais (y em m)

Tipo de rio	Estação fluviométrica	c	d
Rio principal ($Q > 10 \text{ m}^3/\text{s}$)	Rio das Velhas em Rio Acima	0,222	0,345
	Rio das Velhas em Água Limpa	0,398	0,471
	Rio das Velhas em Honório Bicalho	0,121	0,513
	Rio das Velhas jusante Rib. Sabará	0,598	0,184
	Rio das Velhas em Pinhões	0,138	0,566
	Rio das Velhas em Ponte Raul Soares	0,097	0,652
	Rio das Velhas em Jequitibá	0,149	0,569
	Rio das Velhas em Pirapama	0,075	0,664
	Rio das Velhas em Ponte do Licínio	0,432	0,362
	Rio das Velhas em Santo Hipólito	0,426	0,368
	Rio das Velhas em Várzea da Palma	0,193	0,424
	Média dos rios principais	0,259	0,465
Tributário ($Q < 10 \text{ m}^3/\text{s}$)	Rib. Itabirito	0,153	0,577
	Rib. Sabará	0,238	0,293
	Média dos tributários	0,196	0,435

A largura é dada pela equação $A = Q / U$ onde A é a largura a meia profundidade, Q é a vazão dada pela estação fluviométrica e U a velocidade da corrente.

Como exemplo (Sperling & Baptista 2007), calculam a velocidade de corrente, profundidade e largura, com base nas equações empíricas, por eles descritas, onde a vazão é de $0,760 \text{ m}^3 / \text{s}$, em um tributário.

Solução:

a) Velocidade

Adotando-se a equação média para os tributários, Q menor que $10 \text{ m}^3 / \text{s}$, tem-se que

$$U = a.Q^b, \text{ onde } a = 0,370 \text{ e } b = 0,316 \text{ (Tabela 2), assim } U = 0,370.Q^{0,316}$$

$$U = 0,370.0,760^{0,316} = \mathbf{0,34 \text{ m/s}}$$
, onde 0,760 é a vazão dada.

b) Profundidade

$$Y = c.Q^d, \text{ onde } c = 0,196 \text{ e } d = 0,435 \text{ (Tabela 3)}$$

$$Y = 0,196.0,760^{0,435} = \mathbf{0,17 \text{ m}}$$

c) Largura

$$A = Q / U$$

$$A = (0,760 \text{ m}^3 / \text{s}) \times (0,34 \text{ m/s}) = \mathbf{2,24 \text{ m}^2}$$

2-4 - OUTROS MATERIAIS E MÉTODOS

2-4-1 - Balança analítica

A balança analítica da marca Mettler, modelo H-10, com precisão de 0,1mg, e pesagem máxima de 160g. Com a pesagem das amostras, a cada 55min, elabora-se a tabela de desgaste das gemas, calculando-se a perda de peso, e a porcentagem de perda de peso, a cada intervalo (Tab.4), disponível no Museu de História Natural da UFMG.

Tabela 4: Modelo de tabela do desgaste artificial dos minerais-gemas no *tumbler*.

Mineral:	Composição do sedimento:		Nº. do <i>Tumbler</i> :	
Tempo Em horas e.g.	Distância (m) em relação ao <i>tumbler</i> e.g.	Peso da gema (g) e.g.	Perda de peso (g) e.g.	Perda de peso (%) e.g.
0	0	6,5954	0	0
00:55	1.000	6,5883	0,0071	0,100
01:55	2.000	6,5554	0,0329	0,500
02:45	3.000	6,5120	0,0434	0,700
03:40	4.000	6,5054	0,0066	0,100

Ao final do experimento os dados são resumidos conforme demonstrado abaixo:

Dados Gerais

Peso inicial: 6,5954g

Peso final: 6,5054g

Distância total percorrida em relação ao *tumbler*: 4.000m

Tempo total de desgaste no *tumbler*: 03h40

Perda de peso: 1,40%

2-4-2 - Estufa e vibrador com série de peneiras

Utilizados para a análise granulométrica dos sedimentos coletados em cada sistema fluvial, onde foram feitos os estudos de caso, disponível no Museu de História Natural da UFMG. Para a análise granulométrica, os sedimentos foram secados na estufa e em seguida separados, com auxílio do vibrador, por faixa granulométrica na série de peneiras, em argila/silte, areia fina, média e grossa e cascalho.

2-4-3 - Lupa binocular

A lupa binocular, um estereomicroscópio binocular com zoom, modelo Q740Z, da Quimis, aparelhos científicos LTDA, apresentando as seguintes características (Tab.5).

Tabela 5: Especificações da lupa binocular

Escala de zoom da objetiva	0,7X ~ 4,5X
Distância de visualização	30 ~156 mm
Ampliação total	3,5X ~225X
Ajuste de distância interpupilar	55 ~75 mm
Área de trabalho	Diâmetro de 95 mm
Faixa de ajuste de foco	50 mm
Faixa de ajuste do elevador	110mm
Faixa de ajuste da diotropia	+ - 5
Tensão de alimentação	110 volts
Iluminação incidente	Lâmpada halogênio 12 volts / 10 watts
Iluminação transmitida	Lâmpada halogênio 12 volts / 10 watts
Iluminação alternativa	Lâmpada fluorescente 12 volts/ 5 watts

O equipamento é utilizado para verificação do desgaste dos minerais gemológicos coletados no sistema fluvial, bem como para os simulados artificialmente em laboratório, tendo uma ampliação de até 20 vezes, estando disponível no Museu de História Natural da UFMG.

2-4-4 - Microscópio Óptico

Em alguns casos utilizou-se o microscópio óptico, modelo AXIOSKOP 40, marca Carl Zeiss, para verificação do desgaste das amostras com um aumento de 50 vezes, disponível no Centro de Pesquisas Manuel Teixeira da Costa, no Instituto de Geociências da UFMG.

2-5 - DESENVOLVIMENTO DAS CURVAS DE DESGASTE

Utilizou-se o *tumbler* “a”, estabelecendo-se um sedimento composto por 20% de cascalho, 60% de areia e 20% de silte/argila. Preencheu-se o *tumbler* com 40% de sua capacidade em massa com sedimentos e 60% da sua capacidade em volume com água, havendo espaço interno o suficiente para que a gema adquirisse o regime de “cascata”.

Os minerais-gemas definidos neste ensaio foram a granada do tipo almandina do Equador (RN), o topázio imperial da região de Ouro Preto (MG), o crisoberilo de Marambaia (MG), a ametista de Ametista do Sul (RS) e a esmeralda de Carnaúba (Ba).

As amostras foram colocadas no *tumbler* e a cada 55min, correspondendo à distância no *tumbler* a 1.000m, os minerais foram retirados e pesados, retornando em seguida ao equipamento para uma nova “rodada”.

O desgaste de cada um foi verificado na lupa binocular e foram confeccionadas as curvas de desgaste (Figs. de 3-1 a 3-5).

Pode-se concluir que as amostras apresentaram desgaste expresso em curvas bastante semelhantes, e nas primeiras centenas de metros apresentam uma perda de peso maior tendendo em seguida a um equilíbrio, sendo que quanto maior a amostra, maior o desgaste inicial.

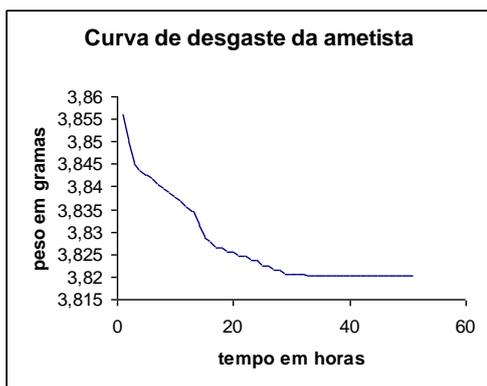


Figura 3-1: Curva de desgaste artificial da ametista. Perda de 0,92%.

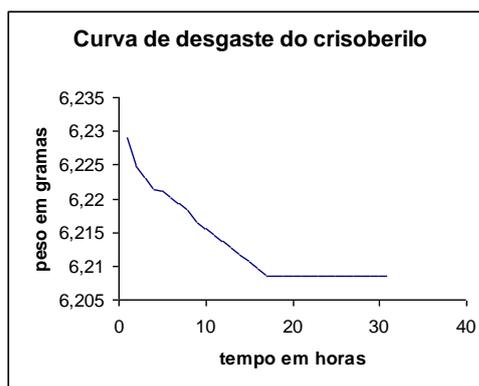


Figura 3-2: Curva de desgaste artificial do crisoberilo. Perda de 0,33%.

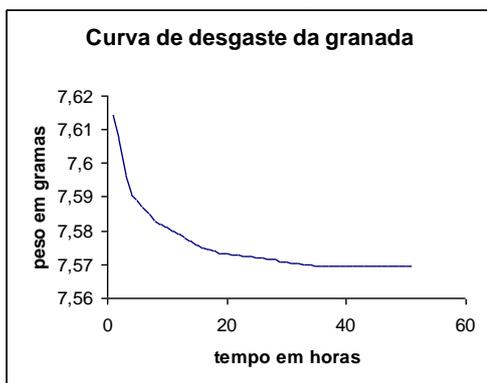


Figura 3-3: Curva de desgaste artificial da granada, do tipo almandina. Perda de 0,59%.



Figura 3-4: Curva de desgaste artificial do topázio. Perda de 1,34%.

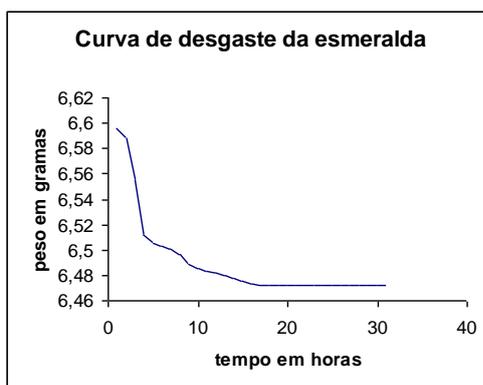


Figura 3-5: Curva de desgaste artificial da esmeralda. Perda de 1,88%.

2-6 - ESTUDO DE VARIÁVEIS

Com o objetivo de verificar a influência de variáveis mineralógicas e do sistema fluvial, foram executados vários testes em laboratório, analisando a influência da forma dos minerais, dos defeitos cristalográficos e da influência da variação das classes granulométricas. Os minerais usados nestes ensaios foram cedidos, obviamente pela dificuldade e preço de se adquirir amostras gemológicas de boa qualidade.

2-6-1 - Coeficiente hidrodinâmico - Influência da forma

Com o sedimento, composto por 20% de cascalho, 60% de areia e 20% de argila/silte e preenchendo o *tumbler* com 40% de sua capacidade em massa com sedimentos e 60% da sua capacidade em volume com água.

Colocou-se as duas amostras de crisoberilo, sendo um monocristal e outro, geminado provenientes de Marambaia (MG), doados pelo CEFET/MG, no *tumbler* “a”, retirando as amostras em intervalos de tempo pré determinados, pesando-as e observando o seu desgaste na lupa binocular.

Ao término do experimento, foram elaboradas as tabelas de desgaste das duas amostras e em seguida as curvas, comparando os desgastes, conforme demonstrado na Fig. 4-1.

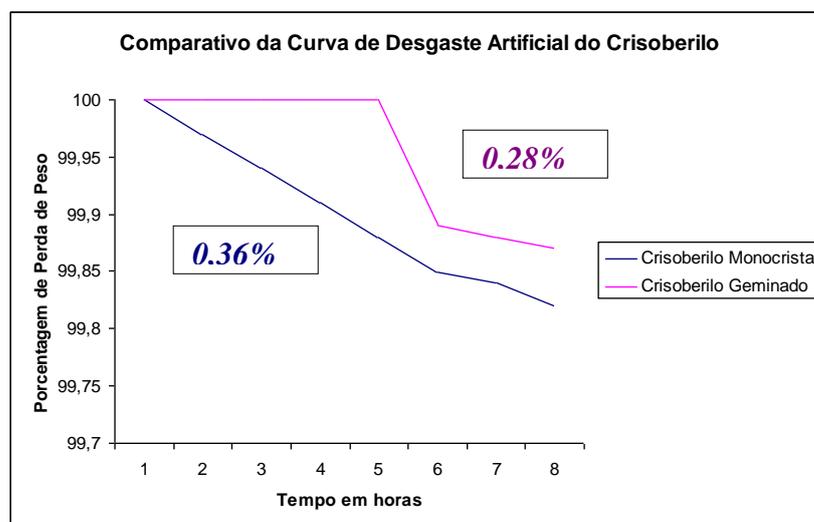


Figura 4-1: Comparação das curvas de desgaste artificial do crisoberilo monocristalino e geminado.

Com o teste foi possível verificar que após 70 horas de desgaste artificial, com um percurso da gema em relação ao *tumbler* de 70.000m, o monocristal de crisoberilo teve uma perda de 0,36% em relação ao seu peso inicial, enquanto o crisoberilo geminado perdeu 0,28% de seu peso.

Posteriormente este teste foi repetido com a utilização de outros minerais gemológicos nas mesmas condições hidrodinâmicas, para confirmação dos resultados.

Na segunda etapa, com os mesmos critérios usados com as amostras de crisoberilo, executou-se o teste com água marinha euédrica e anédrica, doadas pela Geóloga Nilza Quintão, provenientes de Brejaúba - Minas Gerais, (Fig. 4-2)

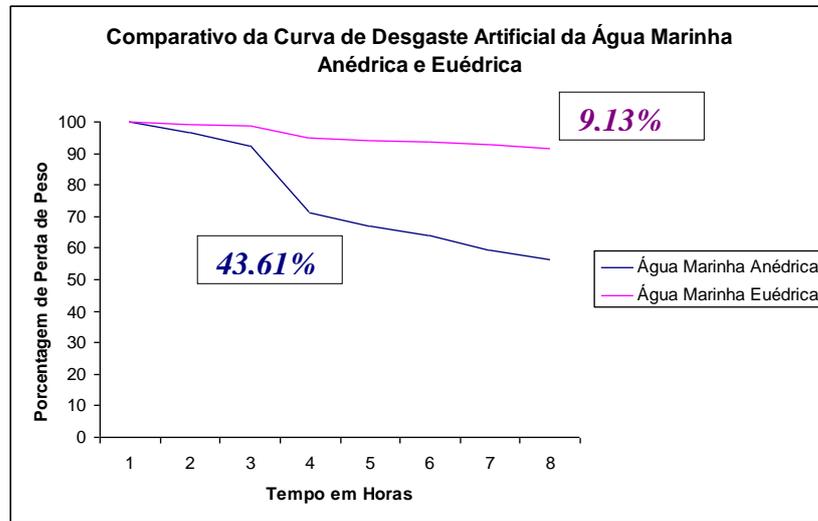


Figura 4-2: Curva comparativa de desgaste artificial da água marinha de Brejaúba anédrica (perda de peso de 43,61%) e euédrica (perda de peso de 9,13%).

Nas mesmas condições, foi simulado o desgaste com amostras de granada, do tipo almandina, euédrica e anédrica (do Rio Grande do Norte), doadas pelo Prof. Dr. R. Wegner, do Centro Gemológico do Nordeste. Após 70.000m de desgaste observou-se que a granada euédrica perdeu 2,27 % de seu peso e a granada anédrica perdeu 24,19 % (Fig. 4-3).

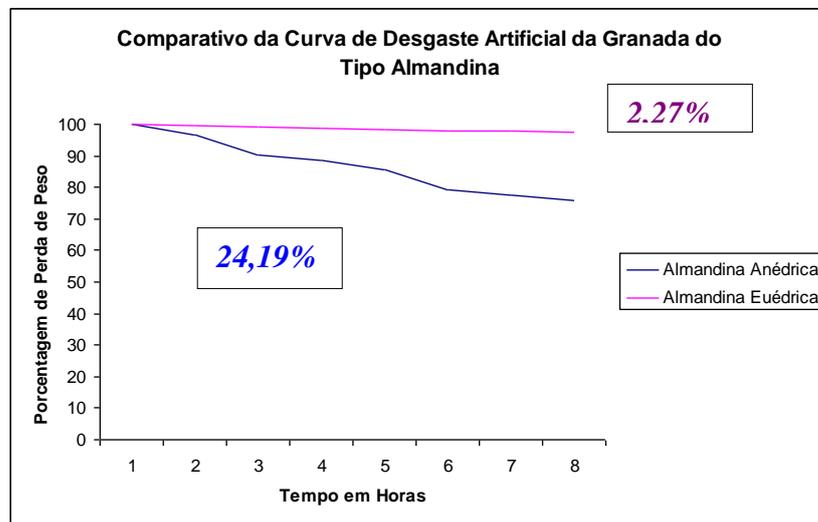


Figura 4-3: Curva comparativa de desgaste artificial das granadas do R.N. anédrica (perda de peso de 24,19%) e euédrica (perda de peso de 2,27%).

Simulou-se o desgaste com amostras de turmalinas do tipo schorlita, euédrica e anédrica da Paraíba, doadas pelo Prof. Dr. R. Wegner. Após 70.000m de desgaste observou-se que a turmalina euédrica perdeu 0,28 % de seu peso e a turmalina anédrica perdeu 0,38 % (Fig. 4-4).

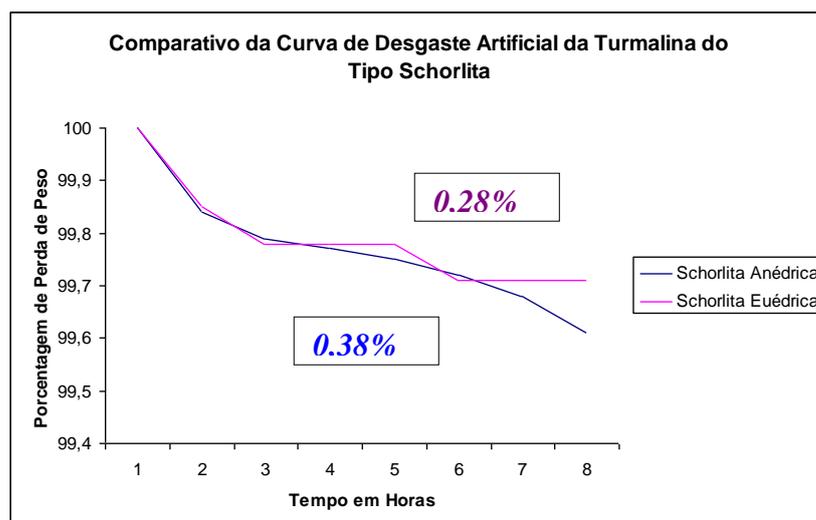


Figura 4-4: Curva comparativa de desgaste artificial das turmalinas do tipo schorlita, euédrica (perda de peso de 0,28%) e anédrica (perda de peso de 0,38%).

Conclui-se que os minerais apresentando um maior número de faces resistem mais ao desgaste fluvial que as amostras do mesmo mineral sem faces distintas, isto ocorrendo em função de um rolamento no sistema fluvial mais facilitado para as amostras sem faces distintas e, conseqüentemente, a um desgaste mais intenso (Tab. 6).

Tabela 6: Dados comparativos dos estudos de variável - Coeficiente hidrodinâmico – Influência da forma.

Nome do mineral e procedência	Perda de Peso em %	Fator de perda de peso
Crisoberilo monocristal de Marambaia, Minas Gerais	0,36	1,3 x
Crisoberilo geminado de Marambaia, Minas Gerais	0,28	
Granada anédrica do Rio Grande do Norte	24,19	11 x
Granada euédrica do Rio Grande do Norte	2,27	
Água marinha anédrica de Brejaúba, Minas Gerais	43,61	5 x
Água marinha euédrica de Brejaúba, Minas Gerais	9,13	
Turmalina anédrica da Paraíba	0,38	1,3 x
Turmalina euédrica da Paraíba	0,28	

2-6-2 - Defeitos Cristalográficos

Para esta etapa foram escolhidas duas alexandritas (variedade gemológica do crisoberilo), sendo a primeira de Carnaíba – Bahia, fornecida pelo Prof. Dr. R. Wegner, e a segunda amostra, procedente de Esmeralda de Ferros, formada em zonas de cisalhamento (Karfunkel & Wegner 1993), mostrada nas Fig.5, fazendo com que ela fique enfraquecida cristalograficamente. Apesar da produção de diversos kg/mês, o estado quebradiço do mineral-gema permitiu a lapidação de pedras de apenas 0,05ct.

Em 2007 retornou-se ao local onde foram realizadas várias “lavagens”, não se encontrando nenhuma amostra do mineral ao longo do sistema fluvial. A amostra cedida da área fonte deve-se à Colorgems LTDA, Belo Horizonte.

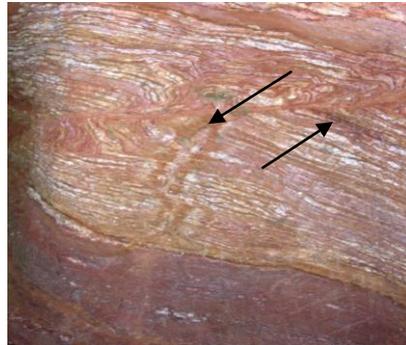


Figura 5: Detalhe da zona de cisalhamento onde foi formada a alexandrita de Esmeralda de Ferros.

Objetivando a comparação do desgaste fluvial de alexandrita “bem cristalizada” (Carnaíba) com amostra do mesmo mineral comprometido cristalograficamente (Esmeralda de Ferros) foram feitos os testes no *tumbler*.

Em seguida procedeu-se ao desgaste artificial, retirando as amostras a cada 1.000m em relação ao percurso do mineral-gema no *tumbler*, pesando as amostras e verificando os desgastes na lupa binocular, elaborando no final do processo, as tabelas e as curvas de desgaste para ambas as amostras.

A amostra de Esmeralda de Ferros, ao longo de 70 horas de desgaste artificial ou 70.000m em relação ao percurso do mineral-gema no *tumbler*, se fragmentando por quatro vezes, perdendo ao final do processo 49,0% de seu peso, enquanto a alexandrita de Carnaíba perdeu apenas 3,70% de seu peso no mesmo intervalo de tempo e mesma distância percorrida pelo *tumbler*.

Concluindo, a alexandrita “comprometida cristalograficamente” (Esmeralda de Ferros) perde muito mais peso no processo que a alexandrita “bem cristalizada” (Carnaíba).

Em seguida é mostrada a curva (Fig. 6-1) comparativa do desgaste das duas alexandritas, com as curvas de perda de peso x tempo.

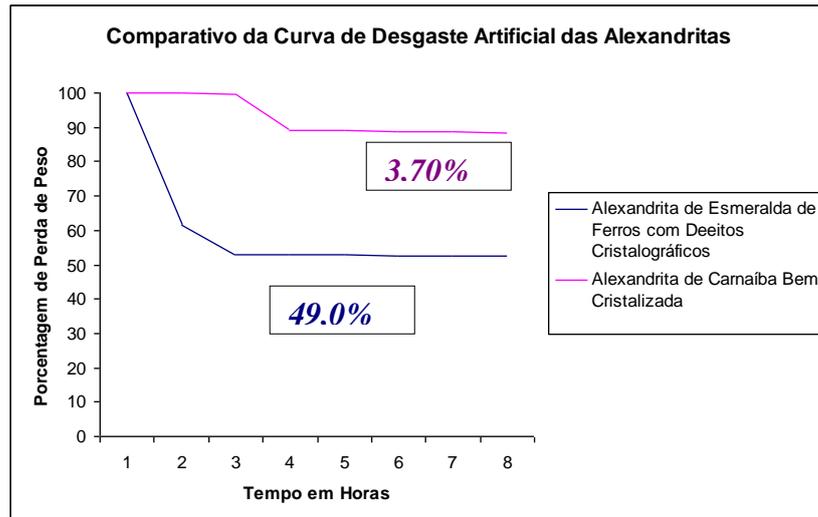


Figura 6-1: Curva comparativa do desgaste das alexandritas de Esmeralda de Ferros e Carnaíba.

Com a finalidade de se confirmar tal conclusão sobre o desgaste de minerais gemológicos com defeitos cristalográficos, foram realizados mais três testes, exatamente nas mesmas condições que o com as alexandritas.

O segundo teste foi feito com amostras de granada, do tipo almandina de Esmeralda de Ferros, coletada no próprio local e do Rio Grande do Norte, doada pelo Prof. Dr. R. Wegner, sem impurezas gemológicas, observando que a amostra de granada de Esmeralda de Ferros, perdeu 21,45 %, enquanto a amostra de granada, do tipo almandina do Rio Grande do Norte, perdeu 1,10 %, com uma relação de perda de 20 vezes (Fig. 6-2).

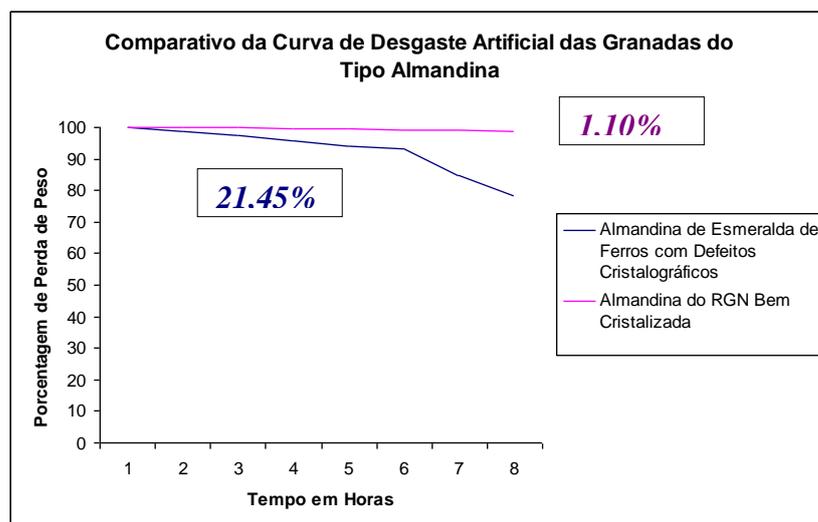


Figura 6-2: Curva comparativa de desgaste artificial da granada de Esmeralda de Ferros (perda de peso de 21,45%) e da granada do RN (perda de peso de 1,10%).

No terceiro teste usou-se ametista, a ametista “branca” obtida pelo tratamento térmico da ametista a temperaturas superiores a 400°C, (apresentando microfraturas) e citrino obtidos pelo tratamento térmico da ametista a 350°C (variedades gemológicas de quartzo) procedentes do Rio Grande do Sul, doadas pelo Prof. Dr. R. Wegner.

Ao término das 70hs de desgaste artificial, o citrino teve uma perda de peso de 0,17%, a ametista “branca” de 0,6% enquanto a ametista perdeu 0,19% de seu peso (Fig. 6-3).

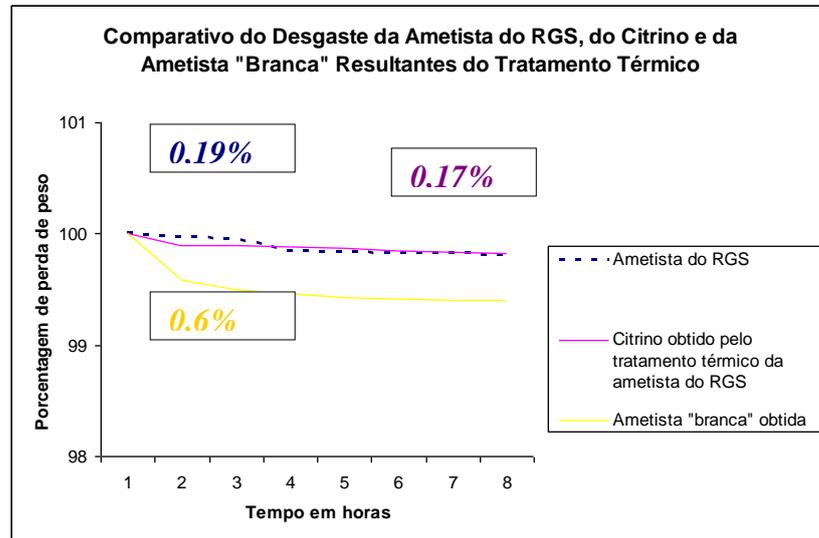


Figura 6-3: Curva de desgaste artificial da ametista do RS (perda de peso de 0,19%), do citrino (perda de peso de 0,17%) e da ametista “branca” ambas obtidas pelo tratamento térmico da ametista do RS (perda de peso de 0,6 %).

No último teste usou-se amostras de estaurólita (Fig. 6-4), sendo a primeira de Linópolis, coletada na própria região, com impurezas gemológicas, (Pöhlmann *et al.* 2012) e a segunda de Araçuaí, cedida pelo CEFET/MG, com cristalização perfeita e pura gemologicamente. Ao final do teste a estaurólita de Linópolis teve uma perda de peso de 0,98% e a de Araçuaí, perdeu 0,62 % de seu peso.

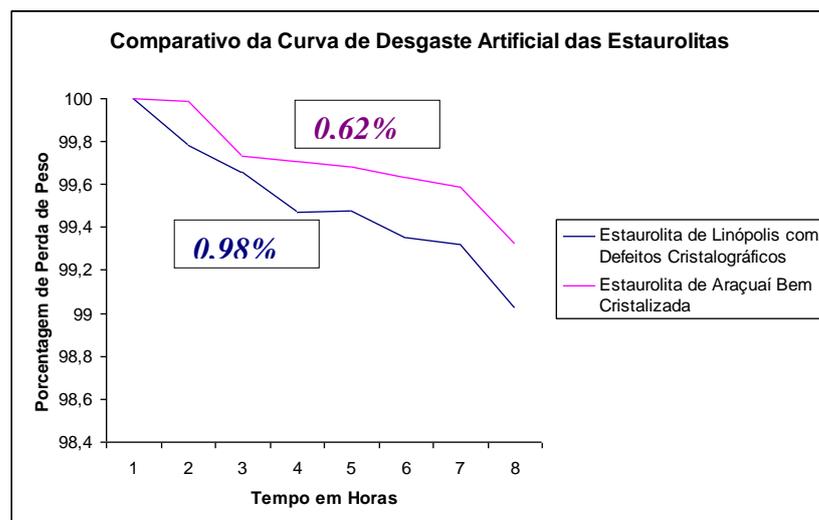


Figura 6-4: Curva de desgaste artificial das estaurólitas de Linópolis (perda de 0,98%) e de Araçuaí (0,62%).

Conclui-se assim, que os minerais gemológicos com defeitos cristalográficos tem menor resistência ao desgaste que os bem cristalizadas, ocorrendo no sistema fluvial uma seleção gemológica, sendo que os minerais com impurezas gemológicas se fraturam várias vezes ao longo do sistema fluvial, diminuindo o seu tamanho em função da distância percorrida, enquanto as gemas puras resistem a distâncias maiores (Tab. 7).

Tabela 7: Dados comparativos dos estudos da variável “defeitos cristalográficos”.

Nome do mineral e procedência	Perda de Peso em %	Fator de perda de peso
Alexandrita de Esmeralda de Ferros, Minas Gerais	49,0	14 x
Alexandrita de Carnaíba, Bahia	3,70	
Granada de Esmeralda de Ferros, Minas Gerais	21,45	20 x
Granada (almandina) do Rio Grande do Norte	1,10	
Ametista do Rio Grande do Sul	0,19	1x
Citrino tratado termicamente, Rio Grande do Sul	0,17	
Ametista “branca”, tratada termicamente a altas temperaturas	0,6	3,2 x
Estaurolita de Governador Valadares, Minas Gerais	0,98	1,6 x
Estaurolita de Araçuaí, Minas Gerais	0,62	

2-6-3 - Variação das classes granulométricas

Com o objetivo de estudar o máximo de variáveis, decidiu-se realizar uma série de testes onde houvesse uma variação das classes granulométricas, para verificar a modificação do desgaste das gemas, sob condições diferentes. Para tal foi utilizado o conjunto de *tumbler* “b”, permanecendo com a proporção de 40% de sedimentos e 60% de água, padronizando o tempo de desgaste em 20h correspondente a 20.000m em relação ao percurso do mineral-gema no *tumbler*.

Foram escolhidos os seguintes minerais-gemas: ametista e citrino de Ametista do Sul (RS), topázio imperial da região de Ouro Preto, (MG), crisoberilo de Marambaia, (MG) e granada, do tipo almandina, de Equador (RN), usando proporções diferentes de cascalho, areia e argila/silte, Fig. 7. Em cada etapa os dados foram expressos em uma tabela e foram construídas as curvas de desgaste.

ametista, citrino, topázio, granada e crisoberilo

100% areia e 100% argila/silte	60% areia e 40% argila/silte	90% cascalho e 5% areia e 5% argila/silte	70% cascalho e 20% areia e 10% argila/silte	50% cascalho, 30% areia e 20% argila/silte	30% cascalho e 50% areia e 20% argila/silte
80% areia e 20% argila/silte	50% areia e 50% argila/silte	80% cascalho e 10% areia e 10% argila/silte	60% cascalho e 20% areia e 20% argila/silte	40% cascalho e 40% areia e 20% argila/silte	20% cascalho e 60% areia e 20% argila/silte
80% argila/silte e 20% areia					10% cascalho e 80% areia e 10% argila/silte

Figura: 7:Variação de proporção de cascalho, areia, argila/silte usado no teste de variação de classes granulométricas.

Com o teste foi possível concluir que minerais gemológicos se comportam de forma diferente em relação ao seu desgaste, em função da variação das classes granulométricas. Assim, a granada, do tipo almandina, se desgastou mais em uma proporção de 100% de areia (1,64%), provavelmente em função de seu peso específico ($d = 4,2$) mais elevado que os dos outros minerais gemológicos analisados. Já a ametista (1,34%) e o citrino (1,43%) com $d = 2,65$, o topázio (1,13%) tendo $d = 3,4$ e o crisoberilo (0,33%) com $d = 3,7$ se desgastaram mais em uma proporção de 20% de cascalho, 60% de areia e 20% de argila/silte.

Para maior simplicidade está demonstrado na Tab. 8 a porcentagem de perda de peso para cada mineral gemológico, das classes granulométricas onde ocorreu maior desgaste.

Tabela 8: Perda de peso conforme a variação de sedimentos.

MINERAL	SEDIMENTOS	20% Cascalho; 60% Areia; 20% Argila/Silte	100% Areia
			
Ametista / $d = 2,65$		1,34 %	0,05%
Citrino / $d = 2,65$		1,33 %	0,08 %
Topázio / $d = 3,4$		1,13 %	0,18 %
Crisoberilo / $d = 3,7$		0,33 %	0,15 %
Granada / $d = 4,2$		0,62 %	1,64 %

2-7- AFERIÇÃO DO *TUMBLER*

Um dos principais problemas enfrentados, até o momento, consiste em se saber, de forma exata ou mesmo aproximada, qual a correspondência entre a distância percorrida pelo mineral-gema no *tumbler* e a distância real percorrida pela gema no sistema fluvial, sendo necessário desenvolver algum experimento que indicasse essa relação entre as distâncias. Para isto seria importante encontrar uma amostra na área fonte e no sistema fluvial.

Em função da ausência da proporção, os dados obtidos estavam sendo expressos em número de horas que o mineral gemológico “rodou” no *tumbler* ou em distância percorrida pelo mesmo em relação ao equipamento.

Objetivando a coleta de amostras de berilos em Brejaúba, situado entre os Municípios de Conceição do Mato Dentro e São Sebastião do Rio Preto encontrou-se uma fonte com ocorrência de ametista (Debrot *et al.* 2012 b), no Ribeirão Brejaúba, a 2.500m da área fonte dos berilos (Lavra da Posse).

Em seguida a 3.000m da lavra da Posse e a 500m da ocorrência de ametista da sua área fonte, foram lavados 90l de material encontrando entre as amostras de água marinha, ametistas com desgaste razoável.

No laboratório, a partir da análise granulométrica dos sedimentos coletados no sistema fluvial, próximo a área fonte de ametista, verificou-se uma porcentagem de 64% de areia (fina, média e grossa em porcentagens aproximadamente iguais), 32% de cascalho e 4% de argila/silte.

De posse dos resultados da análise granulométrica, foi reproduzida a mesma porcentagem, com o próprio sedimento obtido no local, que foi colocado no *tumbler*, juntamente com água, na proporção 40% e 60%, respectivamente. Acrescentou-se 10 amostras de ametista, coletadas na área fonte, procedendo em seguida ao desgaste em laboratório, por 5.000m em relação ao *tumbler*. A cada 1.000m retirou-se 02 amostras que foram pesadas, rotuladas e guardadas.

Ao final do processo as amostras desgastadas no *tumbler* (de 1.000m, 2.000m, 3.000m, 4.000m e 5.000m) foram comparadas, com as amostras de ametista coletadas no sistema fluvial de 500m. Após a comparação verificou-se que o desgaste das amostras do *tumbler* de 5.000m foram idênticas ao desgaste das amostras de ametista coletadas no sistema fluvial de 500m.

Conclui-se que, as amostras de 5.000m do *tumbler* e as amostras de 500m do sistema fluvial de Brejaúba, apresentam o mesmo desgaste, e assim, a cada 1.000m que o mineral-gema percorre no *tumbler* são correspondentes a 100m no sistema fluvial, mostrando uma proporção de 10% dos testes em laboratório em relação ao campo.

Para a confirmação do resultado com outros minerais gemológicos, nas mesmas condições criadas em laboratório, o mesmo ensaio foi executado com amostras de água marinha de Brejaúba, topázio imperial de Cachoeira do Campo, brasilianita de Mendes Pimentel, Água marinha de Galiléia, além de outros testes não divulgados aqui (*eg.* kunzita de Urucum, água marinha de Itauninha e indicadores de diamante) de chegando-se à mesma proporção, ou seja, a cada 1.000m percorridos pelo mineral-gema no *tumbler*, correspondendo a 100m do sistema fluvial.

As amostras desgastadas no *tumbler*, em distâncias correspondentes ao sistema fluvial de 100m a 500m, com intervalos de 100 em 100m foram fotografadas no microscópio óptico, com um aumento de 50 vezes (Figs. 8-1 a 8-6).

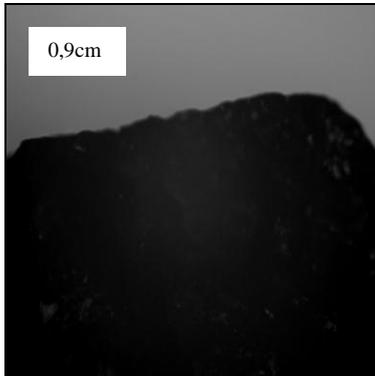


Figura 8-1: Ametista a 100 metros desgastada no *tumbler* (aumento de 50x).

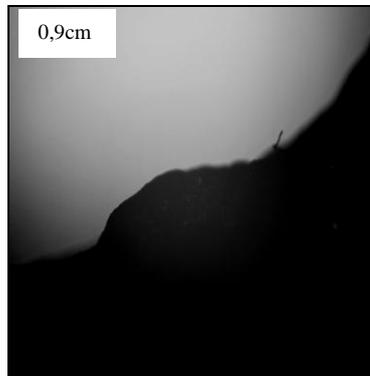


Figura 8-2: Ametista a 200 metros desgastada no *tumbler* (aumento de 50x).



Figura 8-3: Ametista a 300 metros desgastada no *tumbler* (aumento de 50x).

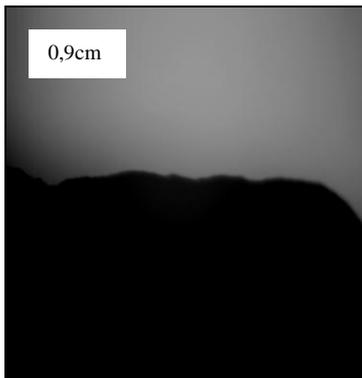


Figura 8-4: Ametista a 400 metros desgastada no *tumbler* (aumento de 50x).

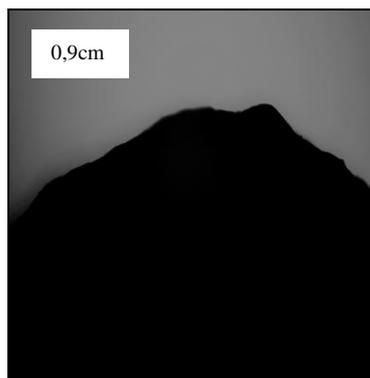


Figura 8-5: Ametista a 500 metros desgastada no *tumbler* (aumento de 50x).

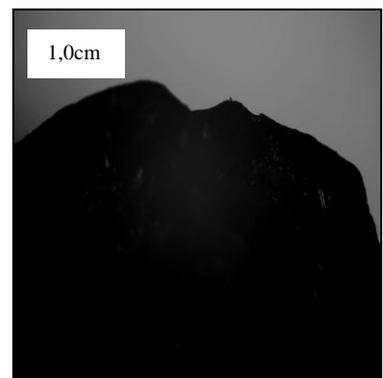


Figura 8-6: Ametista a 500 metros coletada no sistema fluvial (aumento de 50x).

Na Fig.8-7 , os desgastes semelhantes da ametista de 500m do sistema fluvial e de 5.000m do *tumbler*.

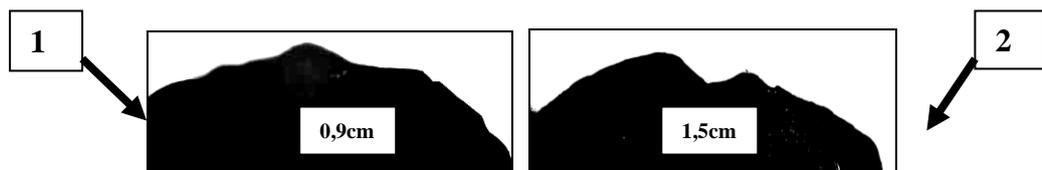


Figura 8-7: Ametista do sistema fluvial (1) a 500m da área fonte e ametista desgastada no *tumbler* (2) a 5.000m (amostras em tamanho natural).

2-8- MODELAMENTOS DO DESGASTE SUPERFICIAL

Foram criados padrões de desgaste, com a utilização de curvas de desgaste, padrões fotográficos, além da simulação matemática do desgaste pelos métodos do Modelamento Matemático, pelo Método da Medida da Angulosidade na Balança Analítica e pelo Método da Medida da Área através do Sistema *Quantikov*, descritos abaixo.

2-8-1- Método do Modelamento Matemático

Com o objetivo de se criar um modelamento matemático que representasse as curvas de desgaste em porcentagem de perda de peso *versus* distância, estudou-se o comportamento matemático destas curvas.

Seja a função real $f(x) = 1/x$, definida para todo x diferente de zero. O gráfico desta função é a curva plana denominada hipérbole eqüilátera, sendo que um ramo da hipérbole está no primeiro quadrante e o outro está localizado no terceiro quadrante (Fig. 9).

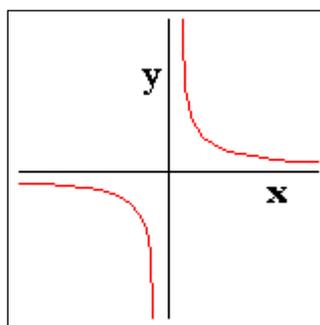


Figura 9: Curva da hipérbole eqüilátera.

Esta curva tem importantes aplicações em ótica (Monte *et. al.* 2008), estudos de química (Carvalho *et al.* 2010) e economia (Cotta 2005), dentre outras aplicações.

O logaritmo de “u”, pode ser definido do ponto de vista geométrico, como a área da região plana localizada sob o gráfico da curva $y=1/x$, acima do eixo $y=0$, entre as retas $x=1$ e $x=u$, que está em vermelho na Fig. 10.

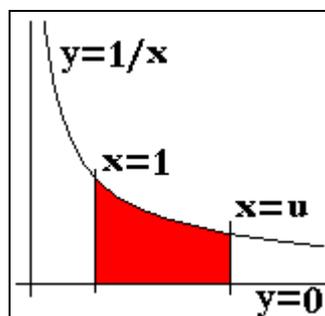


Figura 10: Curva da função $y = 1/\log x$.

A área em vermelho representa o logaritmo de u, denotado por $\text{Log}(u)$. Em função do gráfico, na Fig.50, usa-se a definição:

$$\text{Log}(u) = \text{área}(1,u)$$

Se $u > 1$, a região possuirá uma área bem definida, mas tomando $u = 1$, a região se reduzirá a uma linha vertical (que não possui área, ou seja, possui área nula) e neste caso tomando-se $\text{Log}(1) = \text{área}(1,1)$. Assim:

$$\text{Log}(1) = 0$$

Quando aumenta os valores de u, esta função também aumenta os seus valores, o que significa que esta função é crescente para valores de $u > 0$, (Sodré. 2007).

Desta forma conclui-se que, como as curvas de desgaste de gemas apresentam o mesmo desenvolvimento da curvatura, então elas podem, genericamente, ser representadas por: $y = 1 / \log x$.

Assim obteve-se uma curva de **cor vermelha ideal**, sob o ponto de vista matemático (**denominada logaritmo**), sobre a **curva azul** que **representa o desgaste artificial da gema**, desenvolvida em laboratório (**denominada curva de porcentagem de perda de peso**). Desta curva vermelha chegou-se ao modelamento matemático para as curvas dos estudos de casos realizados, Fig. 11.

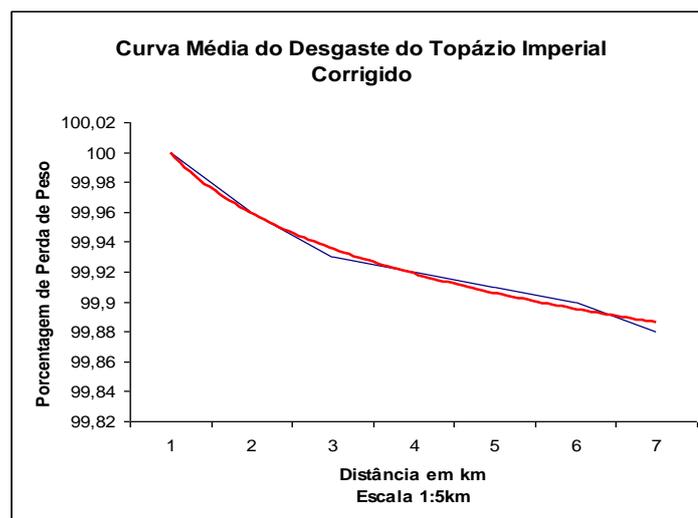


Figura 11: Curva de desgaste da gema (em azul) corrigida pela curva logarítmica(em vermelho).

Como as **curvas construídas de desgaste artificial das gemas podem sofrer variações**, (ou por quebra da amostra ao longo do processo, por erro de paralaxe ou apresentar em determinadas distâncias perda de peso relativamente irregular), sofrendo assim alguns desvios na curva de desgaste em relação à curva ideal exigindo a correção desta curva (**em azul**) pela curva logarítmica (**em vermelho**), que é representada **por $y = 1 / \log x$** . Assim a porcentagem de perda de peso do mineral gema é inversamente proporcional a distancia que a gema percorre no sistema fluvial.

2-8-2- Método da medida da angulosidade na balança analítica

Objetivando criar uma metodologia para a medida do grau de angulosidade de amostras encontradas no sistema fluvial, a equipe envolvida no projeto desenvolveu um processo baseado na fotografias digitalizadas de amostras, denominado método da medida da angulosidade na balança analítica, que pode ser executada por qualquer pessoa, necessitando-se apenas de uma balança analítica, de uma máquina fotográfica e de um microcomputador com impressora.

Através de comparação do mineral obtido no sistema fluvial com o padrão de desgaste da referida amostra, determina-se a distância aproximada do mineral gema à sua respectiva fonte, observando-se na respectiva tabela a porcentagem de perda de peso correspondente.

Fotografa-se o mineral gema que deve estar inserido em uma “moldura” de tamanho definido de 6,2cm de comprimento por 4,5cm de largura e impressa em papel alcalino A4 (210mm x 297mm) e com 75g/m^2 , conforme Fig. 12-1 a 12-3.

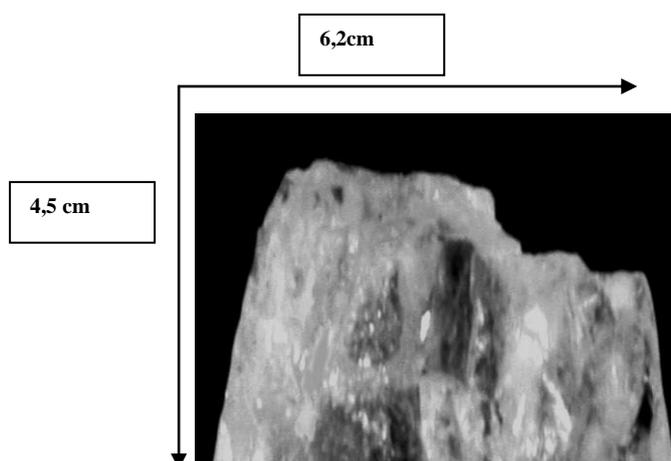


Figura 12-1: Fotografia da amostra em “moldura”.
Padrão de 6,2cm x 4,5cm.

Pesa-se a foto em balança analítica (por isto denominado método da balança) com precisão de 0,1mg, e pesagem máxima de 160g obtendo-se um peso de 0,2602g. O próximo passo é recortar o contorno do mineral na foto, conforme as Fig. 12-2 e 12-3, e em seguida pesar o mineral na balança analítica.

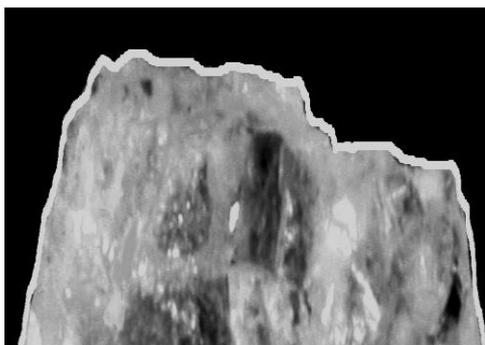


Figura 12-2: Preparação da amostra para o corte.

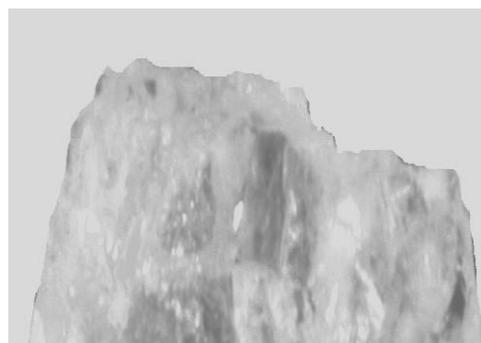


Figura 12-3: Foto pronta para pesagem.

Com a diferença de peso obtida confere-se na Tabela 9, de medida de angulosidade do mineral gema correspondente a porcentagem de perda de peso, bem como o erro estimado em relação ao modelamento matemático, confirmando-se a distância aproximada à sua área fonte.

Tabela 9: Angulosidade pelo método da balança

Distância metros	Peso da Moldura 6,2 X 4,5 cm	Peso do Mineral gramas	Porcentagem de Peso	Erro em Relação ao Modelamento Matemático porcentagem
AF	0,2602	0,1518	100	0
1.000	0,2602	0,1474	97,10	2,30
2.000	0,2602	0,1337	88,07	11,27
3.000	0,2602	0,1321	87,02	12,29
4.000	0,2602	0,1314	86,56	12,72

2-8-3- Método da medida da área pelo sistema *Quantikov*

No desenvolvimento de analisadores de imagens as técnicas de processamento digital de imagens (PDI) desempenham um papel fundamental, sendo que, nos dias atuais, é uma das áreas que mais oferecem atrativos principalmente em termos de possibilidades e aplicações. De acordo com Pinto, (1996), o *Quantikov* é um sistema para análise de imagens microestruturais visando automatizar o processo de quantificação de micropartículas, a partir de imagens digitalizadas via scanners ou câmaras de vídeo.

Este sistema foi escolhido por ser desenvolvido para oferecer facilidades para a obtenção de distribuição de área Fig. 13-1) e volume de micropartículas como grãos e poros, além de outros parâmetros como fator forma, perímetro, relação área superficial por unidade de volume e intercepto linear médio, conforme Pinto, (1996). A **quantificação** de micropartículas com aplicação direta do método de Saltykov deu origem ao nome *Quantikov*, que já se tornou relativamente conhecido em função da grande quantidade de trabalhos acadêmicos que vem sendo desenvolvidos com a aplicação desse sistema, (e.g.: Vasconcelos *et al.* 1997, Andrade *et al.* 2000, Rêgo 2005, Passos 2007, Lima 2007).

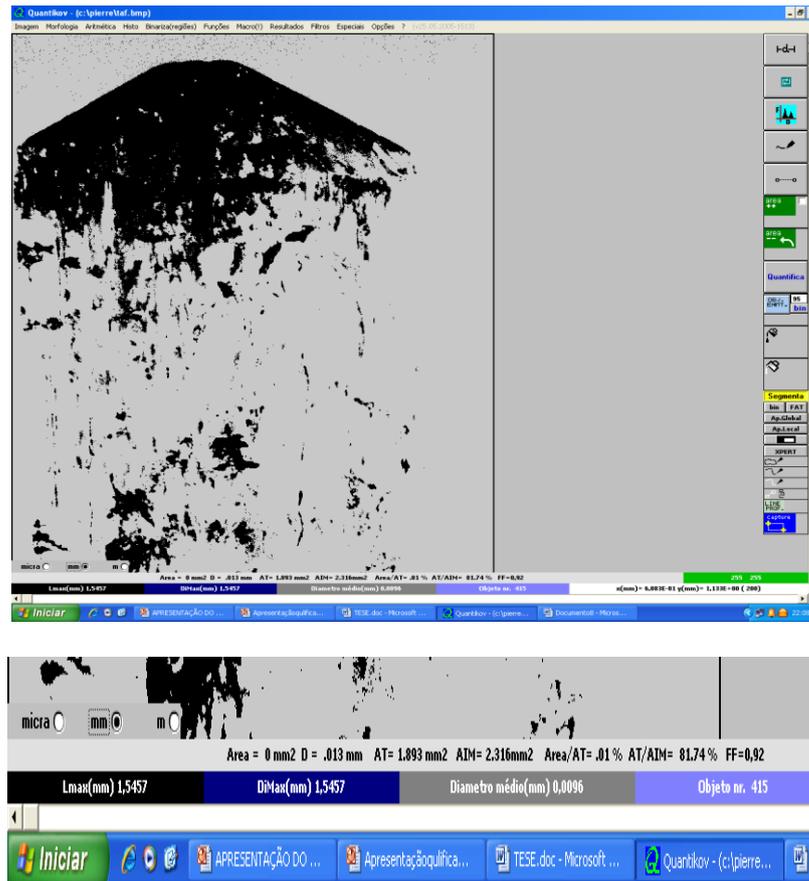


Figura 13-1: Fotografia do topázio imperial pelo *Quantikov*, demonstrando as variáveis estabelecidas pelo sistema (área da amostra, área da imagem, diâmetro equivalente e fator forma).

Utilizou-se desse sistema para o cálculo da área de amostras dos estudos de caso, da área fonte e ao longo do sistema fluvial, como outra opção para se determinar o desgaste superficial dos minerais gemas, sendo que o Sistema calcula a área da amostra e da imagem, o diâmetro e fator forma com base no tratamento estatístico da largura dos elementos e do diâmetro equivalente da amostra, conforme Fig. 13-2.

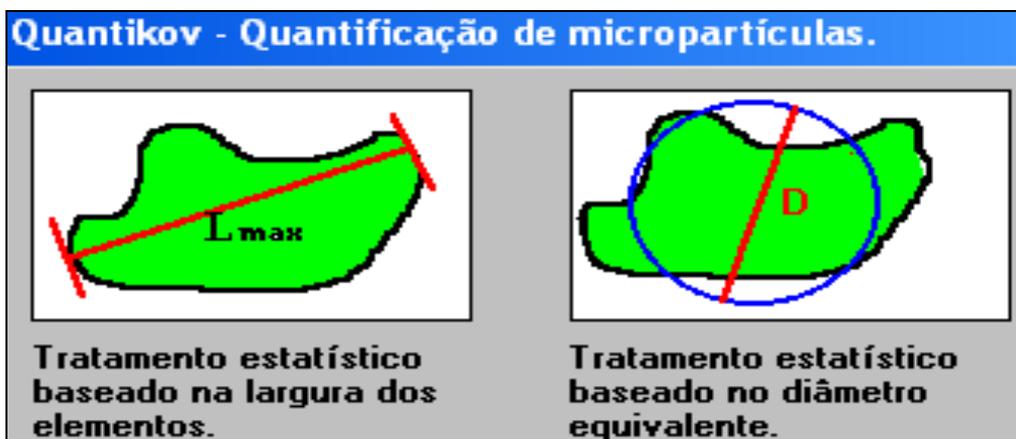


Figura 13-2: Método de determinação das áreas da imagem e da amostra, do diâmetro e do fator forma, utilizando-se a relação D/L_{max} .

Com este sistema é possível corrigir qualquer distorção entre o tamanho das fotos tiradas com máquina fotográfica. Para a utilização do sistema *Quantikov*, é necessário padronizar o tamanho das fotos das amostras (coletadas no campo e desgastadas em laboratório), conforme Tab.10, permitindo padrões fotográficos com amostras de mesmo tamanho, facilitando a interpretação visual do desgaste superficial da gema.

Tabela 10: Padronização do tamanho das amostras, tiradas através de máquina fotográfica, para água marinha de Brejaúba e topázio imperial de Cachoeira do Campo, permitindo-se obter amostras de mesmo tamanho por meio do Sistema *Quantikov*.

ÁGUA MARINHA	
TAMANHO DA IMAGEM	
Dimensões em Pixels	177 K
Largura	855 pixels
Altura	210 pixels
Tamanho do Documento	
Largura	30,16 cm
Altura	7,41 cm
Resolução	72 pixels/polegada
Imagem Bicúbica	

TOPÁZIO IMPERIAL	
TAMANHO DA IMAGEM	
Dimensões em Pixels	1,01 K
Largura	902 pixels
Altura	1.167 Pixels
Tamanho do Documento	
Largura	32 cm
Altura	41,17 cm
Resolução	72 pixels/polegada
Imagem Bicúbica	

3 – ESTUDO DE CASOS (áreas testes)

Foram estudados dois casos com a área fonte conhecida: água marinha das Lavras da Posse e Caracol (Brejaúba) e topázio imperial da região de Cachoeira do Campo.

Outros dois estudos de caso (aplicação do método), ambos com áreas fontes desconhecidas, a brasilianita do Ribeirão Indaiá (Mendes Pimentel) e água marinha das Lavras de Eduardo/Cigana (Galiléia), que confirmaram a validade do processo de determinação aproximada das áreas fontes através do estudo de desgaste fluvial de minerais gemológicos.

O estudo de caso da brasilianita do Ribeirão Indaiá objetiva, a partir da foto de uma amostra encontrada em 1996, durante o trabalho de campo na Dissertação de Mestrado de Sérgio Henrique Ribeiro, (orientado pelo Prof. Dr. Joachim Karfunkel), a descoberta da localização da provável área fonte da amostra encontrada.

No quarto estudo de caso, objetivou-se a pesquisa do desgaste da água marinha da Lavra do Eduardo, coletando-se no Córrego Boa Vista amostras desses minerais com desgaste não compatível com a distância da Lavra do Eduardo. Percorreu-se o sistema fluvial à jusante, coletando-se amostras com desgastes decrescentes até se localizar a área fonte, que se encontrava na Lavra da Cigana.

Nos estudos de casos procedeu-se à metodologia de coleta de amostras na área fonte e no sistema fluvial e análise do desgaste superficial dessas amostras, seguido de desgaste artificial em um *tumbler*, comparando-se as, em termos de desgaste superficial, as amostras do campo com as amostras de laboratório. Foram realizadas análises químicas e cristalográficas das gemas por Microsonda Eletrônica e Absorção Ótica, sendo que nos casos da brasilianita e da camada kelifítica utilizou-se de análises por Fluorescência de Raio X (EDS) e micrografias por Microscópio Eletrônico de Varredura.

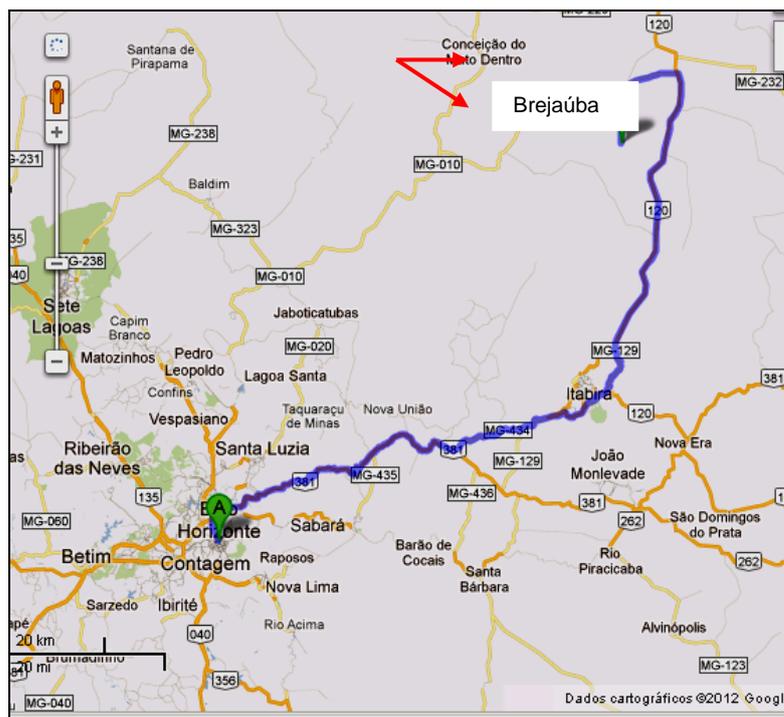
3-1- PADRÃO DE DESGASTE DA ÁGUA MARINHA – POSSE E CARACOL (BREJAÚBA)

Objetivando verificar a possibilidade de um padrão único de desgaste para a água marinha na região de Brejaúba coletou-se amostras na área fonte da Lavra da Posse, ao longo do Córrego da Posse (com uma extensão de 1.000m), na área fonte da Lavra do Caracol e ao longo do Córrego Caracol (com extensão de 1.000m) e ao longo do Ribeirão Brejaúba, até a sua confluência com o Rio do Peixe (com extensão de 6.000m da área fonte da Lavra da Posse).

3-1-1 – Localização

O Distrito de Brejaúba localiza-se na porção sudeste do Estado de Minas Gerais e pertence ao Município de Conceição do Mato Dentro. O acesso pode ser feito partindo de Belo Horizonte pela BR-381 (antiga BR-262) à João Monlevade. Percorre-se nesta via 67km até o trevo para Itabira e segue-se na BR-120 em direção à Santa Maria do Itabira (rumo N) cerca de 60km. Continuando na mesma BR-120 anda-se 35km, toma-se a estrada não pavimentada à esquerda (rumo W), margeando o Rio Santo Antônio no sentido montante. Percorre-se 13km até o vilarejo de Brejaúba. Desta forma totaliza-se de Belo Horizonte à Brejaúba um percurso de 170km (Fig.14).

A 400m após a segunda ponte sobre o Ribeirão Brejaúba, segue-se em direção a S 1.000m até a Lavra da Posse, chegando a uma fazenda. A Lavra do Caracol situa-se a 3.000m ao longo do Ribeirão Brejaúba, em sua confluência com o Córrego Caracol, a 1.000m da confluência Ribeirão acima.



Na Figura 14: São mostrados a Lavra da Posse, Córrego da Posse, Lavra do Caracol, Córrego Caracol, Ribeirão Brejaúba e Rio do Peixe.

Nas Figs. 15-1 e 15-2, são mostradas a fotografia aérea e a bacia hidrográfica, respectivamente, da Lavra da Posse, Córrego da Posse, Lavra do Caracol, Córrego do Caracol, Ribeirão Brejaúba e Rio do Peixe.

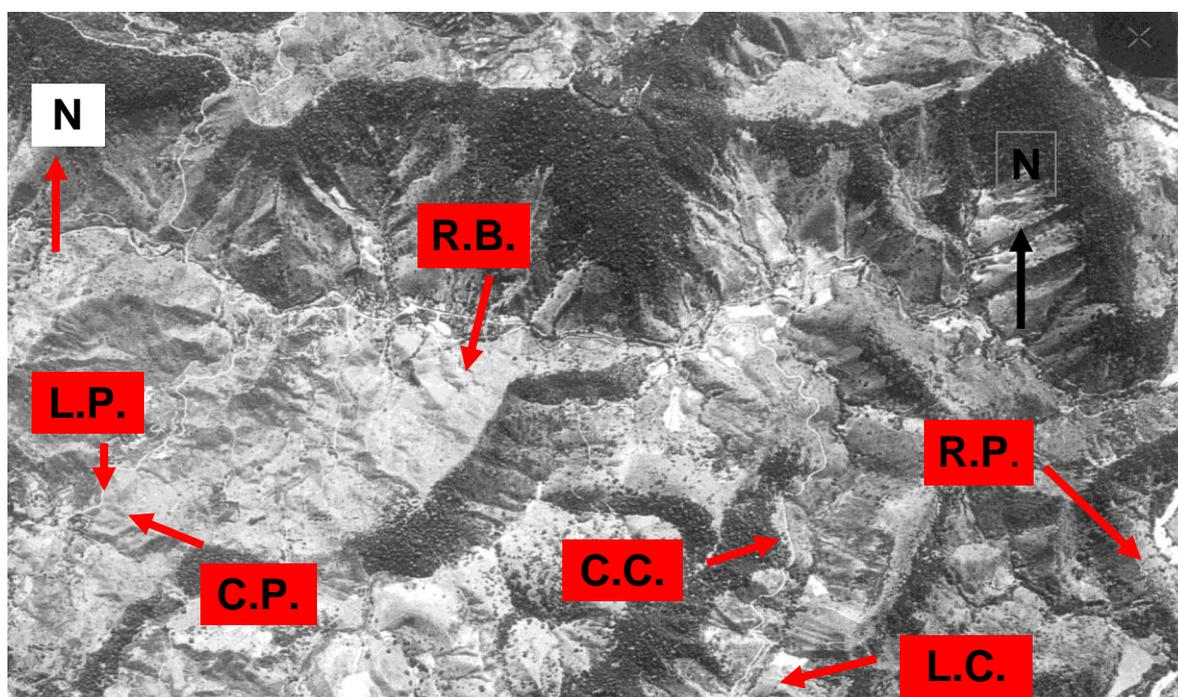


Figura 15-1: Localização da Lavra da Posse (L.P.), Córrego da Posse (C.P.), Ribeirão Brejaúba (R.B.), Córrego Caracol (C.C.), Lavra do Caracol (L.C.) e Rio do Peixe (R.P.) na fotografia aérea.

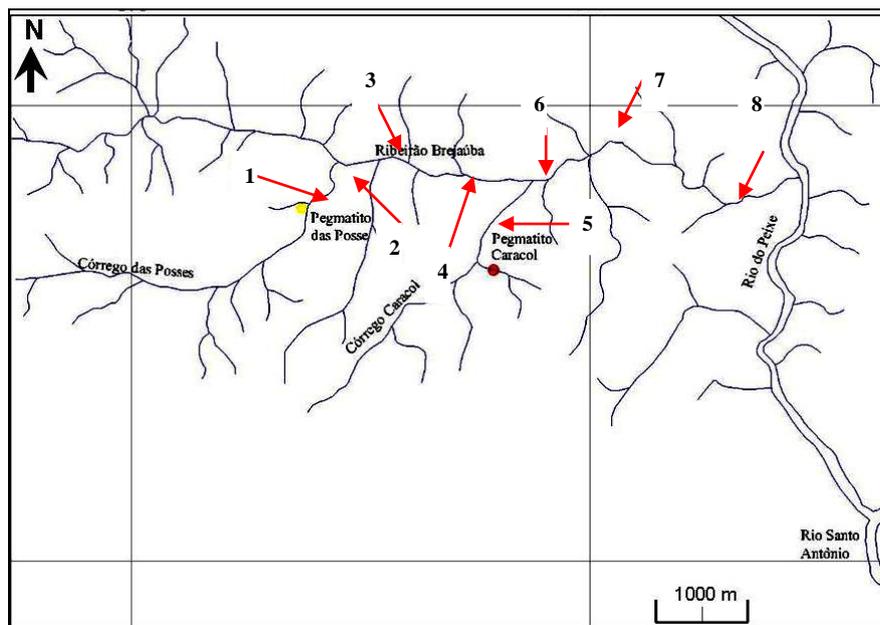


Figura 15-2: Bacia Hidrográfica do Ribeirão Brejaúba com a localização das Lavras da Posse e Caracol, com os respectivos pontos de coleta de amostras.

3-1-2 – Aspectos fisiográficos

A região de Brejaúba, Distrito de Conceição do Mato Dentro, apresenta configuração bastante irregular, com intenso dessecamento do relevo. Os vales são extremamente encaixados e as encostas muito íngremes. A topografia é estimada em 3% de terrenos planos, 17% ondulados e 80% em montanhosos.

O principal curso de água é o Rio Santo Antônio (maior afluente da bacia do Rio Doce) e o Rio do Peixe, que escoa aproximadamente de norte para sul, com desembocadura nas imediações de Brejaúba. Na área em estudo destaca-se o Ribeirão Brejaúba e os Córregos da Posse e do Caracol (Fig. 16).

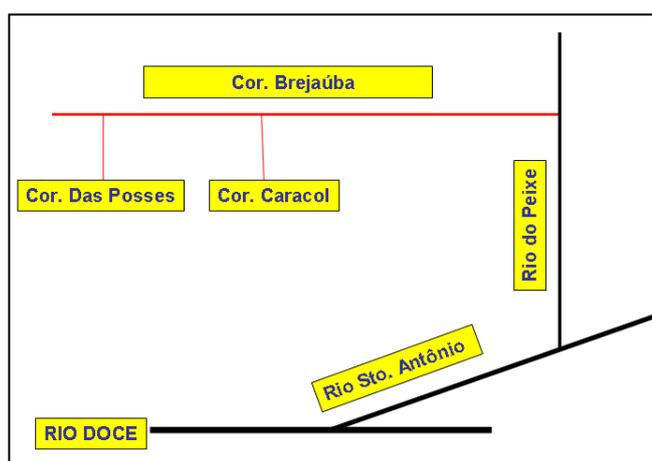


Figura 16: Esquema demonstrando os principais cursos d'água da região de Brejaúba (fora de escala).

O clima da região apresenta temperaturas em média de 28,1°C, sendo julho o mês mais frio com médias de 18,0°C e o período quente se estendendo de outubro a março com média de 23,2°C. O período seco ocorre de maio a setembro e o chuvoso de novembro a janeiro, e o índice pluviométrico anual é de 1521mm (Fig. 17).

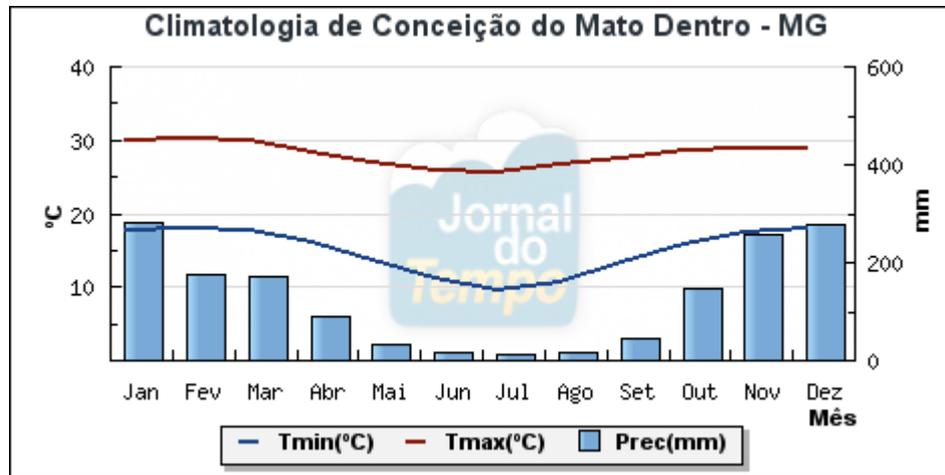


Figura 17: Índice pluviométrico de Conceição do Mato Dentro. Os dados mensais climatológicos de Conceição do Mato Dentro representam uma média do período entre 1961 e 1990, (fonte jornaldotempo.uol.com.br).

As altitudes variam de 630m, na Foz do Rio do Peixe a 800m na região de Brejaúba. A vegetação original encontra-se substituída por pastagens e lavoura de subsistência. Em poucos locais podem ser visualizados nichos de Mata Atlântica com árvores de grande porte e.g. Sapucaia, Ipê vermelho, Taúba, Angico e Gameleira.

3-1-3- Geologia regional

A região de Brejaúba encontra-se incluída na unidade Geotectônica denominada Província Mantiqueira por Almeida & Hasui (1984), no seu setor setentrional. Este setor compreende essencialmente rochas pré-cambrianas, em parte afetadas pelo Ciclo Brasileiro constituindo o cinturão móvel chamado de Faixa de Dobramentos Araçuaí, que envolve pelo lado leste o Cráton do São Francisco, (Fig 18-1 e 18-2).

A Província da Mantiqueira, é uma entidade geotectônica, instalada a leste do Cráton São Francisco, ao final do Neoproterozóico e início do Paleozóico. Estende-se por cerca de 3.000 km, com orientação NNE-SSW ao longo da costa atlântica, de Montevideu (Uruguai) ao sul da Bahia. A Província guarda o registro de uma longa e complexa evolução do Neoproterozóico na América do Sul preservando também remanescentes de unidades Arqueanas, Paleoproterozóicas e Mesoproterozóicas (Silva *et al.* 2005).

Um expressivo número de trabalhos de mapeamento geológico sistemático vem redefinindo a geologia da região. Na evolução desse conhecimento, principalmente na década de noventa, o contexto geotectônico passou por novas interpretações com a definição do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental.

Com base nestas descobertas, na correlação entre as faixas Araçuaí e Congo Ocidental (Brito-Neves & Cordani (1991), Trompette (1994)) e na relação cronoespacial dos conceitos de orógeno e cráton definiu-se o Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental para referir o conjunto orogênico neoproterozóico-cambriano contido na grande reentrância delineada pelos crátons do São Francisco e Congo, cujo limite meridional no Brasil seria batizado pela extremidade sul de Cráton do São Francisco na altura do paralelo 21° S (Pedrosa & Noce (1998), Pedrosa-Soares & Wiedemann (2000), Pedrosa-Soares *et al.* (2001), Pedrosa-Soares *et al.* 2007)).

Em geral, os trabalhos atuais tratam a evolução geotectônica deste segmento crustal da seguinte forma:

- No Arqueano e Paleoproterozóico ocorre uma estruturação de primeira ordem que, na região, está marcada pela consolidação da área cratônica, pelo denominado Cráton do São Francisco-Congo, provavelmente fazendo parte de um extenso continente Paleoproterozóico (Noce 2007). Esta unidade constitui o embasamento do Orógeno Araçuaí representada pelos Complexos Guanhanes, Mantiqueira e Juiz de Fora. Também relacionam ao paleoproterozóico os metassedimentos ferruginosos das sequências ferríferas dos Supergrupos Minas e Espinhaço.

- No Neoproterozóico, surgem na crosta terrestre cinturões orogênicos que, nos limites da área em estudo, são representados pelo Orógeno Araçuaí. Esses cinturões orogênicos envolveram parte das sequências depositadas no Mesoproterozóico, nas bacias do Espinhaço e Uruaçu, retrabalhando toda a região nesta época, ocorrendo sedimentação e geração de crosta continental. Basicamente, este Orógeno representa o segmento setentrional da Província da Mantiqueira (Heilbron *et al.* 2004, Pedrosa-Soares *et al.* 2006) na qual Brejaúba está inserida.

De acordo com Grossi-Sad *et al.* (1997), Brejaúba está incluída na ambiência geológica do Proterozóico Médio, Unidade Metaígneia Conceição do Mato Dentro. Os principais tipos de associações de rochas intrusivas individualizadas na Folha de Conceição do Mato Dentro, na região estudada são a Unidade Metaígneia Conceição do Mato Dentro, envolvendo principalmente termos ácidos subvulcânicos até vulcânicos e Suíte Borrachudos, com vários corpos de granitos e um quartzo monzonito.

A Unidade Metaígneia Conceição do Mato Dentro inclui metariolitos e microgranitos mais ou menos milonitizados, com idades entre 1.711 e 1.715 Ma (Machado *et al.* 1989). De acordo com Herrgesell (1984), as características intrusivas, pelo menos locais, em quartzitos do Supergrupo Espinhaço, não confirmam as afirmativas de Dussin *et al.* (1993). Admite-se que o início da deposição do Supergrupo Espinhaço é mais antigo que o magmatismo. A atividade magmática inicial está marcada pelos xistos verdes e não pelos metamigmatitos ácidos, os quais poderiam, eventualmente, ser posteriores ao *rift*. Deve-se frisar que estes metamigmatitos ácidos possuem idades mais antigas a norte, indicando abertura da bacia de norte para sul.

Na Folha de Conceição do Mato Dentro 1:100.000, ainda ocorrem a Formação Galho do Miguel, composta por quartzitos brancos, finos, localmente bimodais, por vezes feldspáticos e raramente sericíticos.

Formação Sopa Brumadinho com as Unidades Serra do Lobo, com quartzitos de granulação média a grossa, localmente com estratificações cruzadas tabulares. Intercalações de metaglomerados polimíticos e monolíticos são frequentes. Unidade Rio Preto com quartzitos finos e sericita xistos com níveis carbonáticos geralmente com apatita associada.

Unidade Itambé do Mato Dentro composta por quartzitos de granulação fina com lâminas ricas em hematita e intercalações de filito hematítico e de metaconglomerados polimíticos.

Formação Sopa Brumadinho indivisa composta por quartzitos de granulação variável, ferruginosos, e intercas de metaconglomerados polimíticos, flitos hematíticos, quartzo-filitos e formações ferríferas Grossi-Sad *et al.* (1997).

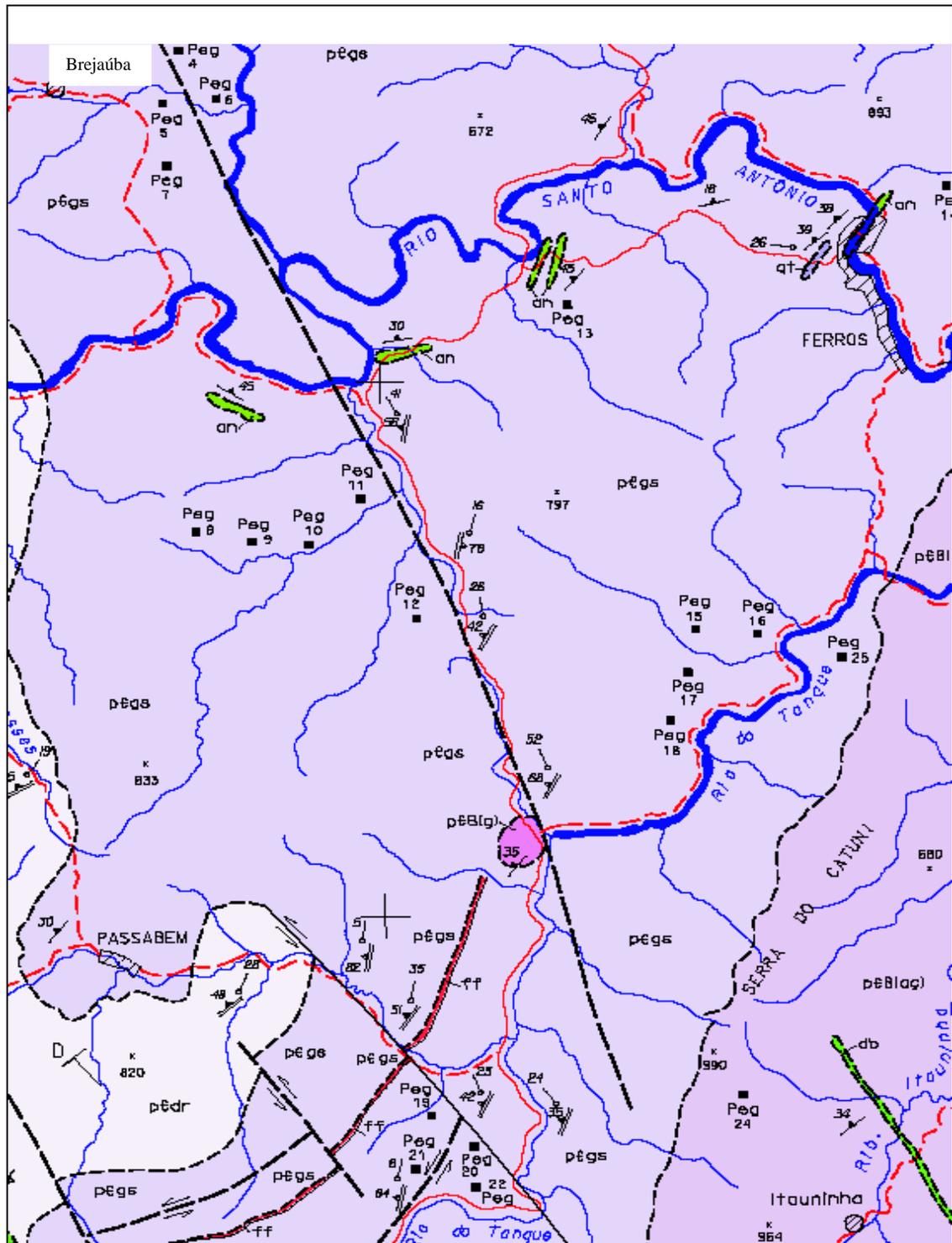
Unidade Filítica, filitos e filitos ferruginosos laminados com intercalações de quartzitos puros ou micáceos de granulação fina. Unidade Itabirítica, formação ferrífera bandada com intercalações de quartzito fino, ferruginoso. Unidade xistosa com moscovita-xistos acinzentados com intercalações de quartzito fino Grossi-Sad *et al.* (1997).

Talco xisto, talco-clorita-xisto, talco-carbonato-xisto, xisto, cloritito e serpentinito, raramente com metabasitos concordantes. Intercalações tectônicas localizadas de formação ferrífera, quartzitos e quartzitos-xistos.

Moscovita-xistos e moscovita-quartzo xistos. Rochas meta-ultramáficas com intercalações de formação ferrífera, quartzitos e filitos.

Formação Superior composta por gnaisses finamente bandados, com intercalações decimétricas de anfíbolitos, quartzo-xistos, quartzitos, formação ferrífera e metaultramáficas.

Apresenta ainda ortognaisses porfiríticos e gnaisses migmatitos, de composição predominantemente granítica. Gnaisses de composição granítica ou granodiorítica, e finalmente canga, Grossi-Sad *et al.* (1997).



ESCALA 1 : 100 000



Figura 18-1: Mapa Geológico da Folha de Conceição do Mato Dentro Projeto Espinhaço – CODEMIG/UFMG, 1997 escala 1:100.000.

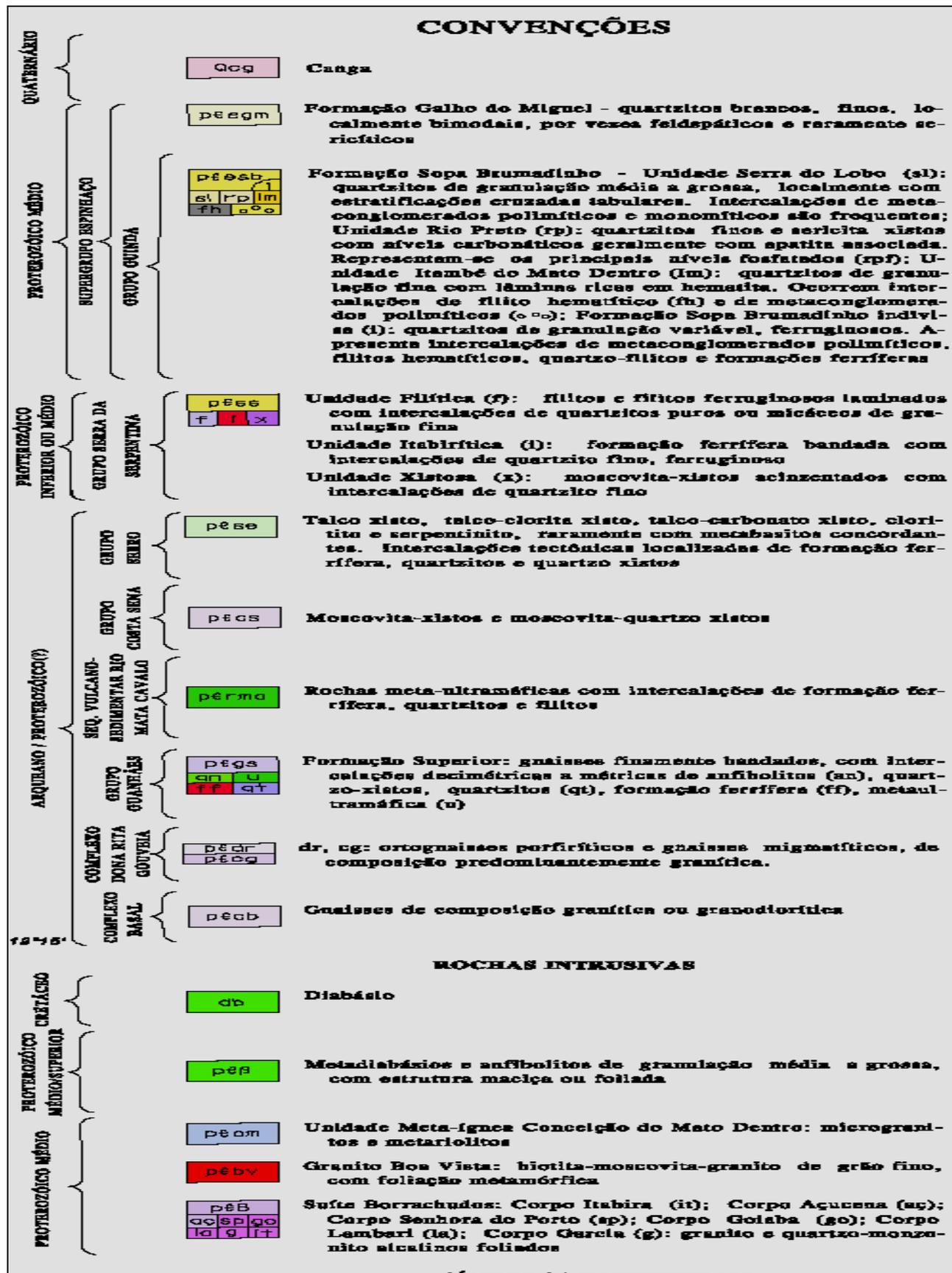


Figura 18-2: Legenda do Mapa Geológico da Folha de Conceição do Mato Dentro 1:100.000 com detalhe para Brejaúba (Conceição do Mato Dentro) Projeto Espinhaço – CODEMIG/UFMG, 1997.

3-1-4 – Geologia local

Os pegmatitos na área em foco pertencem ao eixo Itabira-Ferros e variam de muito pequenos a médios, raramente grandes. Em média a espessura é em torno de 1-2m, geralmente são heterogêneos e zonados, com núcleo de quartzo leitoso, zona intermediária composta por K-feldspato e quartzo e zona de parede se funde com a zona de borda, mostrando uma composição mineral bastante simples tendo seus constituintes principais quartzo, mica e feldspato alcalino. As variedades de berilo, em especial a água marinha, são minerais mais valiosos dos pegmatitos da região (Quintão 2005).

De acordo com Quintão (2005), constituindo a encaixante dos pegmatitos na área de Brejaúba, ocorre um pacote de rochas Arqueanas formadas por quartzo moscovita xisto, biotita xistos, anfibolitos e granitóides indiferenciados em um conjunto de paragneisses bandados, provavelmente pertencendo à Suíte Guimarães. Localmente são registradas ocorrências bastante restritas como “esteatito” de dimensões métricas a decamétricas (Fig. 19). A atitude do conjunto de rochas varia de NS/45E a N20E/SE e localmente foram observadas duas direções de lineações minerais.

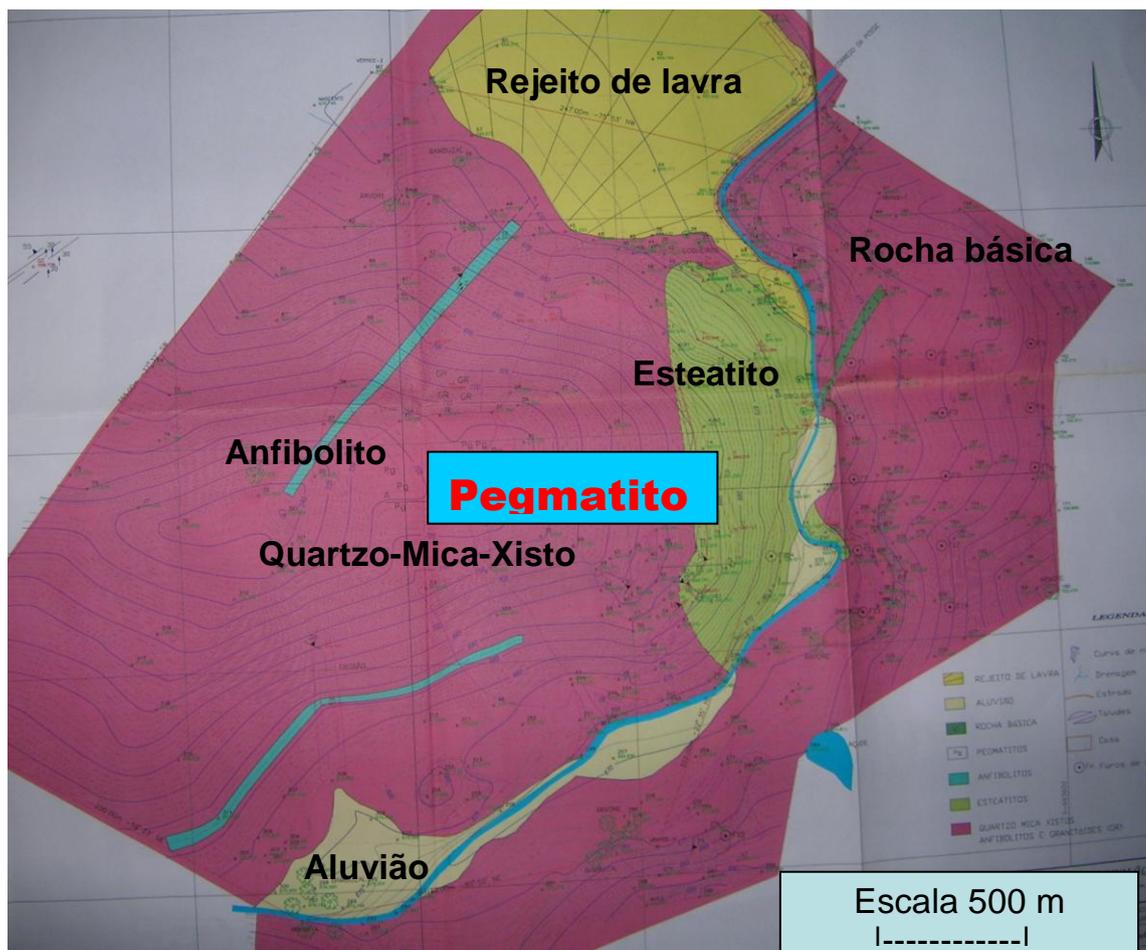


Figura 19: Mapa geológico simplificado da área do Pegmatito da Posse (modificado de Quintão 2005).

Entre os pegmatitos da região se destacam o da Posse e o Caracol por serem conhecidos e explorados há mais de 50 anos (Rolf, 1949). Eles foram descobertos na década de 1920, entretanto o auge da exploração se registra ao redor da Segunda Guerra Mundial. Desde a época as lavras estão em atividade esporádica. Esses dois pegmatitos já foram demasiadamente trabalhados em várias escavações a céu aberto e em galerias subterrâneas (Lavra da Posse) que expuseram amplamente a parte das sequências litoestratigráficas. O material coluvionar e ambos os aluviões foram também explorados (Quintão 2005).

O pegmatito que constitui o jazimento da Lavra da Posse é o maior e mais conhecido corpo pegmatítico da região. Possui uma disposição tabular na sua parte central e leste, evoluindo para bolsões irregulares no seu limite oeste. A direção do corpo é NS com mergulho suave de 15° para leste. Encontra-se disposto de forma concordante com as rochas encaixantes. A granulação é de média a grossa, com textura preferencialmente homogênea, marcada por um entrelaçamento dos cristais de mica, quartzo e feldspato caolinizado. Portanto representa um corpo zonado de forma incipiente, e pouco diferenciado, com composição mineralógica bastante simples, (Karfunkel 2009).

Especial atenção foi dada ao aluvião do Córrego da Posse e, escorregamentos de massa no modelamento do relevo atual (Fig. 20). Esses movimentos de massa/encostas rompidas ao longo de falhas lítricas normais, podem transportar conjunto de rochas sã em meio das encaixantes intemperizadas por distâncias de centenas de metros ou mesmo quilômetros, preservando parcialmente o seu contexto lito-estrutural e/ou estratigráfico original. Tais escorregamentos, quando envolvem mineralizações, podem sugerir a existência de uma jazida mineral de porte econômico, fora de seu local original. As interpretações fotogeológicas mostram, que, as lineações aparentes nas fotos aéreas 1:30.000, não apresentam em escala de detalhe os processos acima descritos e ainda, demonstram que o corpo pegmatítico não continua em subsuperfície, (Karfunkel 2009).



Figura 20: Vista aérea do Pegmatito da Posse a uma altura de 720 m.

Destoante dessa massa homogênea, na região central do corpo foram individualizados 3 “camadas” onde os cristais de quartzo chegam a atingir 2 m de diâmetro e o feldspato 40-50 cm de diâmetro. Nestes níveis, possivelmente correspondentes ao que se pode chamar de núcleo do coro, inclusos nos cristais de feldspato caolinizado, foram encontrados os maiores e melhores cristais de berilo, com aproveitamento gemológico, embora pequenos cristais de berilo (0,3-1,0 cm) encontram-se disseminados por todo o corpo. Entre as variedades realçam-se a água marinha, o berilo esverdeado e mais raramente, o heliodoro, Fig. 21, (Quintão 2005).

O maior cristal encontrado, no século atual, foi de 460 g (Quintão 2005) e minérios metálicos como columbo-tantalita e minérios de Urânio, foram encontrados no início da exploração (Rolf 1949).

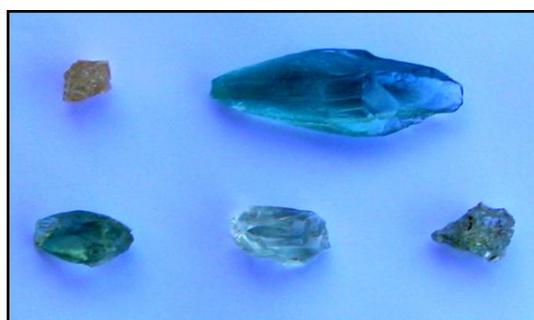


Figura 21: Diversos berilos da Lavra das Posses. A água marinha na parte superior à direita da foto possui 6,4 cm de comprimento e mostra figuras de corrosão típicas para este pegmatito, (foto fornecida por Quintão em 2008).

O pegmatito da Lavra das Posses mergulha suavemente para leste, entretanto sua extensão N-S é desconhecida. Rolf (1949) descreve que o Pegmatito do Cachorro provavelmente é o prolongamento para NW do Pegmatito das Posses. A drenagem do Córrego das Posses tem também um percurso aproximado S-N.

O corpo pegmatítico da Fazenda Caracol está situada numa vertente da margem direita do ribeirão homônimo e foi alvo de exploração esporádica de água marinha desde 1927. Entretanto por se tratar de um pegmatito fresco, encaixado em rocha também fresca, requer equipamentos pesados de perfuração e uso de material explosivo. No final do século passado existia uma trincheira de cerca de 50 m de comprimento por 7 m de largura por 6 m de profundidade, resultado de várias fases de trabalhos garimpeiros que expuseram uma parte do corpo de forma a permitir que se faça uma caracterização preliminar do porte e da textura do mesmo (Fig. 22), (Karfunkel 2009).

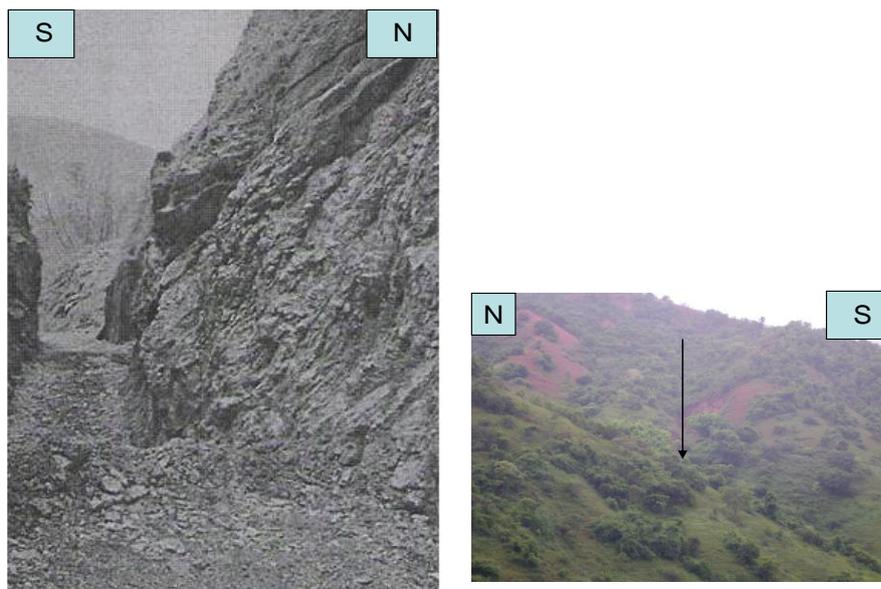


Figura 22: Cava cortando o Corpo pegmatítico da Fazenda Caracol à esquerda (década de 1980, fotografia fornecida por Quintão) e a situação de hoje (fotografia à direita) mostrando a cava coberta parcialmente por colúvio.

O pegmatito possui atitude EW/40N, e está encaixado em anfíbolitos e biotita xistos. Possui textura grosseira com cristais que chegam a 20-30 cm de diâmetro. A mineralogia é bastante simples constituída por feldspatos róseos e esverdeados, quartzo e “livros” de moscovita. O acessório mais comum é o berilo em cristais centimétricos a decamétricos e a granada, tipo almantina, com até 4 cm de diâmetro

3-1-5 – Análise Mineralógica

Segundo Rolff (1949) a zona das micas mostra-se simétrica embora haja os clássicos aglomerados de moscovita em rabo de peixe e escamosa, imersos nas massas de feldspatos, servindo aqui como indicador paragenético de berilo. A moscovita mostra-se ligeiramente esverdeada, com nítidos fantasmas de magnetita de forma geométrica hexagonal.

O berilo milonitizado, mostra-se justamente no contato das massas de albita – clevelandita com o quartzo do núcleo central, tendo coloração verde maçã ou azul esverdeada, e quando tem cor azul natural mostra-se fluorescente à luz ultra-violeta, caráter esse que somente é notado em pegmatitos uriníferos, como é o caso do de Tatu. Apresenta índice de refração ordinário de 1,574 e extraordinário de 1,580, sendo o peso específico de 2,699. Junto com os minerais essenciais do pegmatito, há uma regular variedade de outros minerais paragenéticos, muito peculiares e que tem dado algum renome à jazida (Rolff 1949).

Cristais de djalmaíta-betafita mostram-se nítidos em suas características cristalográficas, encontrando-se ainda monazita em cristais tabulares bem desenvolvidos, semi- alterada, intimamente ligada à djalmaíta e bismuto, de acordo com esse autor tendo verificado a ocorrência de columbita em cristais centimétricos, tabulares ou mais raramente arredondados disseminados no seio das massas de albita-clevelandita.

O bismuto metálico e a bismutinita, ocorre em posição geneticamente bem definida a ponto do pessoal da lavra reconhece-la pela denominação de “linha do bismuto”.

Rolff (1949) identificou minerais de urânio, encontrados nesse pegmatito como sendo misturas indetermináveis de uraninita e pechblenda acompanhados pelos minerais de alteração, denominados, por gumita. Ocorre ainda turmalina e granada, bem como grande quantidade de magnetita, provavelmente originada das intrusões de rochas básicas que cortam a região.

Os berilos da região de Brejaúba (incluindo os da lavra da Posse e Caracol) apresentam cores diversas, realçando o azul, esverdeado e amarelado. As análises gemológicas de peso específico e de índice de refração (por nós realizadas em laboratório com auxílio de balança de peso específico digital e refratômetro gemológico), não demonstraram desvios dos valores de tabelas padrão (*e.g.* Webster 1983). Apesar de que as águas marinhas de Caracol possuem na média uma cor azul mais intensa, tal cor não pode ser considerada como sendo diagnóstico para esta lavra. Assim, nas análises óticas designou-se as amostras apenas de berilos azuis/esverdeados ou no caso de uma cor específica de “Brejaúba azul” ou “Brejaúba verde”.

3-1-6 – Análise química e cristalográfica

As análises químicas e cristalográficas foram realizadas por Absorção Óptica e através de Microsonda Eletrônica, executadas com a colaboração do Departamento de Física da UFMG.

3-1-6-1- Absorção ótica

Para melhor caracterização da cor das amostras de água marinha foram realizados testes de absorção ótica e microsonda eletrônica, no Departamento de Física da UFMG. Estas análises foram de grande importância para se obter a diferença entre as amostras analisadas de água marinha azul e verde de Posse e Caracol, em função da intensidade de cor de cada amostra.

Os resultados das análises por absorção das amostras de água marinha de Brejaúba (azul e verde), são demonstrados nas Fig. 23-1 e 23-2, respectivamente.

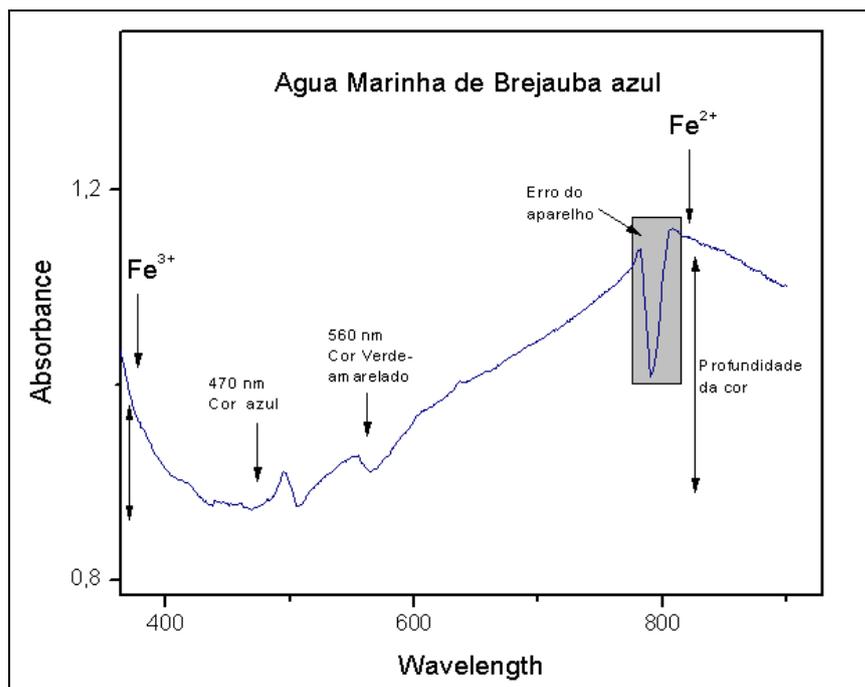


Figura 23-1: Espectro de absorção da água marinha azul de Brejaúba.

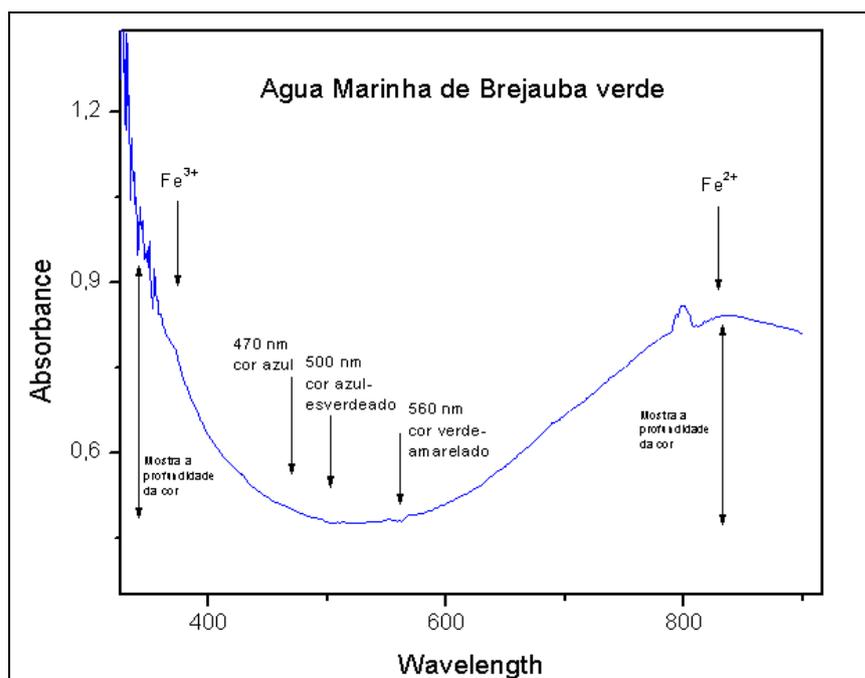


Figura 23-2: Espectro de absorção da água marinha verde de Brejaúba.

Verifica-se que:

1- Brejaúba azul: No espectro da água marinha de Brejaúba azul a banda de absorção presente no comprimento de onda de 470 nm, se prolonga atingindo o comprimento de onda de 560nm. Por esse motivo, é salientada a sua cor azul esverdeada. A intensidade de sua cor é evidenciada através da profundidade das bandas de absorção, o que pode confirmar a sua baixa tonalidade.

2- Brejaúba verde: O espectro da água marinha de Brejaúba mostra uma grande banda de absorção que passa pelos comprimentos de onda de 470nm (azul), 500nm (azul-esverdeado) e 560nm (verde-amarelado). A causa de sua cor mais forte em comparação com a água marinha azul de Brejaúba pode ser relacionada com a maior profundidade das suas bandas de absorção, sendo a cor principal verde.

As cores do berilo têm sido atribuídas, que à presença de íons cromóforos substituindo parcialmente o Al^{+3} por Cr^{+3} , $\text{Fe}^{+2/+3}$ e Mn^{+2} ou para ocorrências de centro de cor relacionados com a presença de grupos multi-atômicos. A gama de cor de verde para azul, depende das concentrações de Fe^{+2} a Fe^{+3} e de onde as impurezas de ferro estão localizadas dentro da estrutura do berilo. A estrutura cristalina do berilo contém canais descritos por anéis de $(\text{Si-O})_6$ unidades. Estes anéis são empilhados uns sobre os outros espaços, deixando dentro dos canais para água ou outras impurezas. O Fe pode estar presente nesses sítios de canais intersticiais ou substituindo o Al em sítios octaédricos. Quando Fe^{+3} está presente substituindo o Al no sítio octaédrico, uma cor amarela é produzida. Quando Fe^{+2} está presente no sítio de canal intersticial gera a cor azul, portanto quanto mais Fe^{+3} , mais forte será a cor azul. Quando ambos estão presentes a cor azul-esverdeada é produzida (Figueiredo 2008).

3-1-6-2 – Microsonda eletrônica

Para as amostras de Brejaúba, os dados da microsonda eletrônica mostram relação positiva entre a presença de ferro e a intensidade da tonalidade azul. Nas amostras azuis, à medida que a quantidade de ferro aumenta, aumenta o Na_2O e decresce os teores de Al_2O_3 e/ou SiO_2 . Já nas amostras verdes, o conteúdo de ferro é maior, o Al_2O_3 e SiO_2 menor, e maiores proporções de Na_2O . As amostras verdes mostram valores semelhantes de ferro aos das amostras azuis. A quantidade de álcalis aumenta quando intensifica a cor azul. A presença de álcalis em quantidades iguais para cada par de cores, sugere necessidades iguais desses elementos, assumindo que eles entrem na estrutura devido a deficiência de cargas ocasionadas pela substituição de cátions em sítios cristalográficos. O Al na amostra verde mostra variações que se aproximam do campo das amostras azuis. É importante ressaltar que Si e Al são menores na amostra de cor azul. Os ensaios foram realizados no Departamento de Física da UFMG, sendo fornecidas cinco amostras de “Brejaúba verde” e cinco amostras de “Brejaúba azul”.

As amostras verdes possuem maior quantidade de ferro do que a azul de Brejaúba. Isso se deve a pequena tonalidade azul encontrada na amostra azul de Brejaúba, conforme Tab. 11.

Tabela 11: Resultados das análises por Microsonda Eletrônica das amostras de água marinha de Brejaúba azuis e verdes.

Gema/elementos	Na_2O	Al_2O_3	SiO_2	FeO
Brejaúba azul	0,35%	16,982%	65,95%	0,65%
Brejaúba verde	0,37%	16,79%	65,60%	1,05%

3-1-7 – Procedimento de campo

O trabalho de campo em Brejaúba foi desenvolvido no Córrego da Posse, Córrego do Caracol e Ribeirão Brejaúba, sendo que o Córrego da Posse passa lateralmente à área fonte. Este Córrego deságua, depois de 1.000m de percurso, no Ribeirão Brejaúba.

Após 3.000m de drenagem, sem influência de outra área fonte, que não seja a Lavra da Posse ou A.F.1, deságua no referido Ribeirão, um outro Córrego, denominado Caracol, que após 1.000m da área fonte do Caracol ou A.F.2, deságua no Ribeirão Brejaúba. Em seguida o Ribeirão Brejaúba deságua no Rio do Peixe.

Foram estudados os desgastes da água marinha ao longo de 1.000m do Córrego da Posse até o Ribeirão Brejaúba, no Ribeirão até o Córrego do Caracol e a 1.000m deste Córrego, até a sua confluência com o Ribeirão Brejaúba e no leito do Ribeirão até a sua confluência com o Rio do Peixe.

Na confluência do Córrego da Posse com o Brejaúba, teve-se a preocupação de se “lavar” em três pontos distintos, para se verificar a possibilidade da ocorrência de outra área fonte que estivesse posicionada ao longo do Ribeirão Brejaúba, antes da confluência com o Córrego da Posse. O mesmo processo foi adotado na confluência do Córrego do Caracol com o Ribeirão.

Na Fig. 24-1, os pontos de lavagem, sendo o 1 - no Córrego da Posse antes da confluência com o Ribeirão Brejaúba; 2 - No Ribeirão Brejaúba antes da confluência com o Córrego da Posse, onde não foram encontradas amostras; e 3 - No Ribeirão Brejaúba, depois da confluência com o Córrego da Posse.

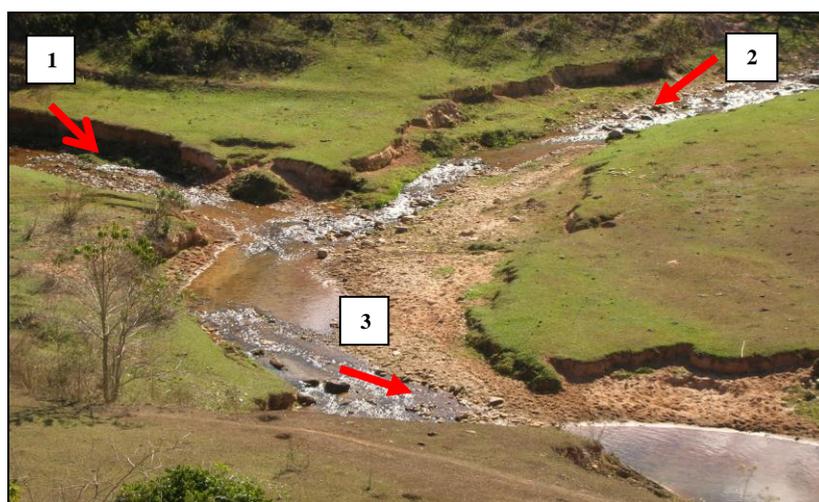


Figura 24-1: Pontos lavados no Córrego da Posse (1) e Ribeirão Brejaúba (2 e 3).

Na Fig. 24-2, os pontos de lavagem, sendo o 4 - no Ribeirão Brejaúba antes da confluência com o Córrego Caracol; 5 - No Córrego do Caracol antes da confluência com o Ribeirão Brejaúba; 6 - Ribeirão Brejaúba depois da confluência com o Córrego Caracol, onde foram encontradas amostras provenientes da Lavra da Posse e da Lavra do Caracol.

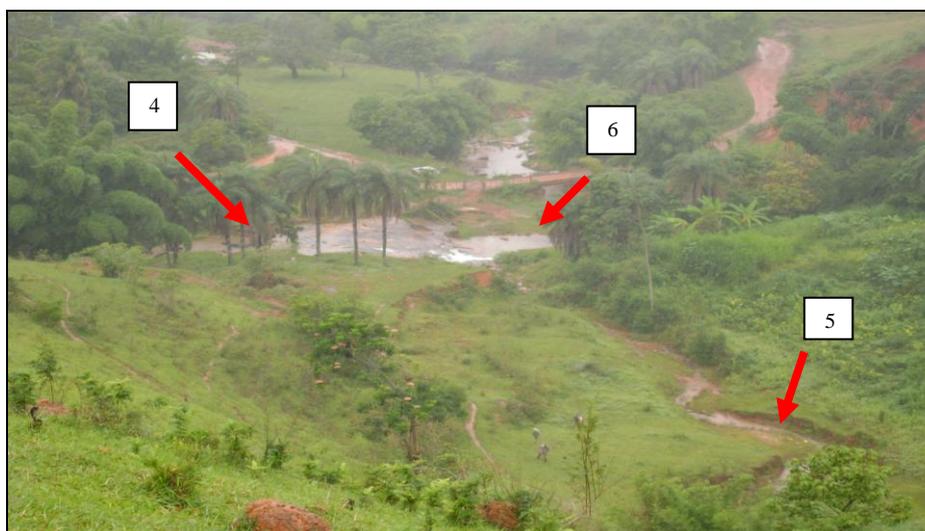


Figura 24-2: Pontos lavados no Ribeirão Brejaúba (4 e 6) e no Córrego Caracol (5).

Ao longo do Ribeirão Brejaúba, coletou-se amostras a 1.500m da A.F.1 (60l lavados/5 amostras coletadas); a 2.500m da A.F.1. (84l lavados/6 amostras coletadas), 3.000m da A.F.1 (98l lavados/5 amostras coletadas), a 3.200m da A.F.1 (100l/3 amostra), 5.000m (120l/3 amostras) e 6.000m (150l lavados/5 amostras) da A.F.1. e 1.000m da A.F.2 (90l lavados/6 amostras), 1.200m da A.F.2 (100l/3 amostras), 3.000m da A.F.2 (120l/4 amostras) e 4.000m da A.F.2 (140l lavados/3 amostras coletadas)

A velocidade da corrente do Córrego da Posse e do Córrego do Caracol é de 0,16m/s e 0,17m/s e 0,18 m/s e 0,19m/s, no sistema laminar e no turbulento, com largura/profundidade das drenagens de 2,5m/40-80cm e 2,3m/30-70cm e vazão de 0,460 m³/s e 0,487 m³/s, respectivamente. No Ribeirão Brejaúba a velocidade de corrente no laminar é de 0,37m/s e no turbulento de 0,42m/s e com largura/profundidade em torno de 2,0m/30-50cm e extensão de 4 km e vazão de 1,135 m³/s, (Sperling & Baptista 2007).

Foram recolhidos sedimentos para análise granulométrica, obtendo-se os seguintes resultados: no xisto antes da área fonte, no Córrego da Posse (5% de argila/silte; 28% de areia; 67% de cascalho), logo depois da confluência do Córrego da Posse com o Brejaúba, a 50m do Brejaúba (12,6% de argila/silte; 33,8% de areia; 53,6% de cascalho) e a 2.500m da área fonte, no Brejaúba (4% de argila/silte; 64% de areia; 32% de cascalho).

3-1-8 – Amostras de campo

Das 43 amostras coletadas, as mais representativas, das áreas fontes da Posse e do Caracol e ao longo dos sistemas fluviais, Córregos da Posse e do Caracol e Ribeirão Brejaúba são mostradas (Figs. 25-1 a 25-6).

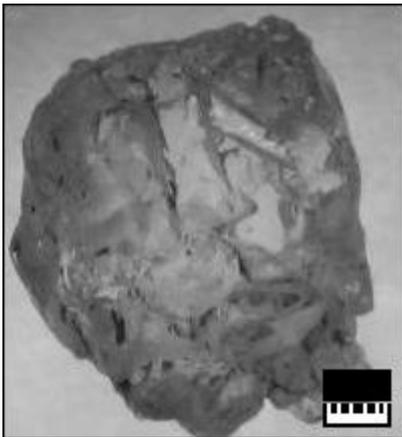


Figura 25-1:
Água marinha a 1.000m da
área fonte da Posse.

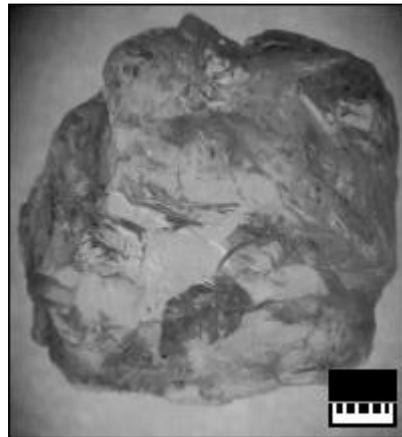


Figura 25-2:
Água marinha a 2.500m da
área fonte da Posse.

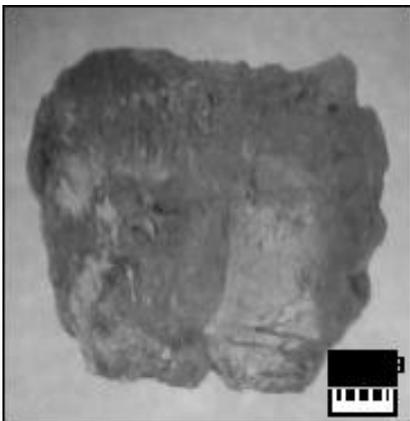


Figura 25-3:
Água marinha a 3.000m da
área fonte da Posse.

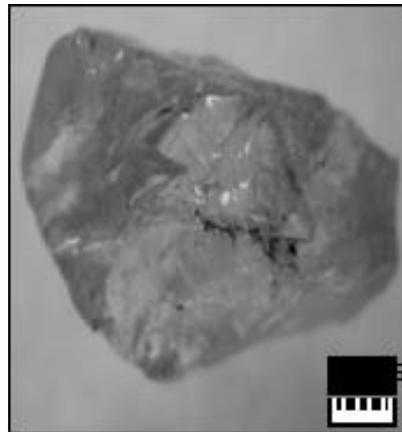


Figura 25-4:
Água marinha a 1.000m da
área fonte do Caracol.

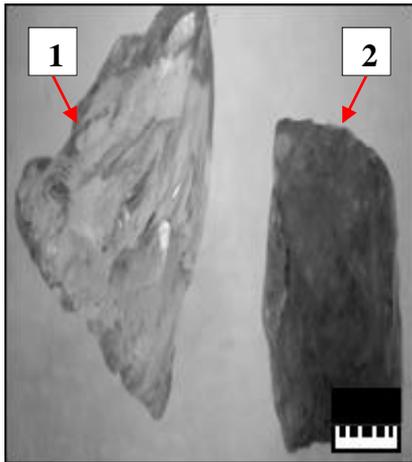


Figura 25-5:
Água marinha a 3.000m da área fonte do Caracol (1) e a 5.000m da área fonte da Posse (2).

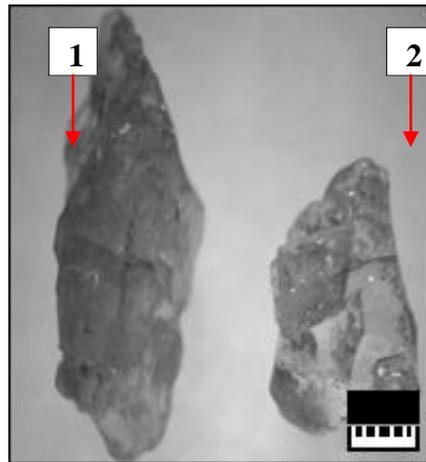


Figura 25-6:
Água marinha a 4.000m da área fonte do Caracol (1) e a 6.000m da área fonte da Posse (2).

Com aumento de 50 vezes, as amostras encontradas juntas no Ribeirão Brejaúba, sendo (1) coletada a 3.200m da área fonte da Posse e (2) a 1.200m da área fonte do Caracol (Fig. 26).

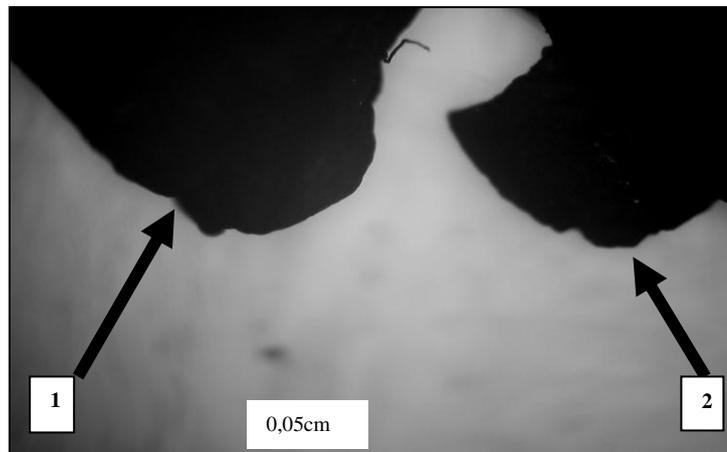


Figura 26: Amostras de água marinha (com aumento de 50 x) encontradas no Ribeirão Brejaúba juntas a 3.000m da Lavra da Posse (1) e a 1.000m da Lavra do Caracol (2), mostrando desgastes diferenciados.

3-1-9 – Desgaste em laboratório

Para simulação do desgaste artificial da água marinha de Brejaúba, os minerais-gema obtidos nas áreas fontes das Lavras da Posse e do Caracol (Brajaúba), foram selecionadas 02 amostras de cada Lavra, (uma azul e uma verde) e levadas ao *tumbler* “b” e, com os sedimentos do próprio local, na proporção padrão de 20% de cascalho, 60% de areia e 20% de argila/silte, (proporção na qual ocorre maior desgaste, conforme estudo de variação de classes granulométricas, Tabela 8). Dentro do *tumbler*, foram colocados, além das gemas, a proporção de 40% de sedimentos e 60% de água, para que seja simulado o movimento de saltação.

Iniciou-se o processo de desgaste artificial, por sessenta horas, correspondente a 6 km de desgaste fluvial. As amostras foram retiradas a cada intervalo de 10h (ou a cada 1.000m em relação à distância percorrida pelo mineral-gema no sistema fluvial), para pesagem e observação do desgaste na lupa binocular

O desgaste das amostras obtidas no *tumbler* foram comparadas com as do sistema fluvial, observando-se que os desgastes foram semelhantes, confirmando a proporção de 10% do *tumbler* para o sistema fluvial, ou seja, 1.000m no *tumbler* correspondem a 100m no sistema fluvial.

Após o término do desgaste artificial, foram construídas as curvas de desgaste para a água marinha de Posse e de Caracol, objetivando a criação de uma única curva de desgaste que representasse o mineral gema, mostradas nas Figs. 27-1 e 27-2, respectivamente.

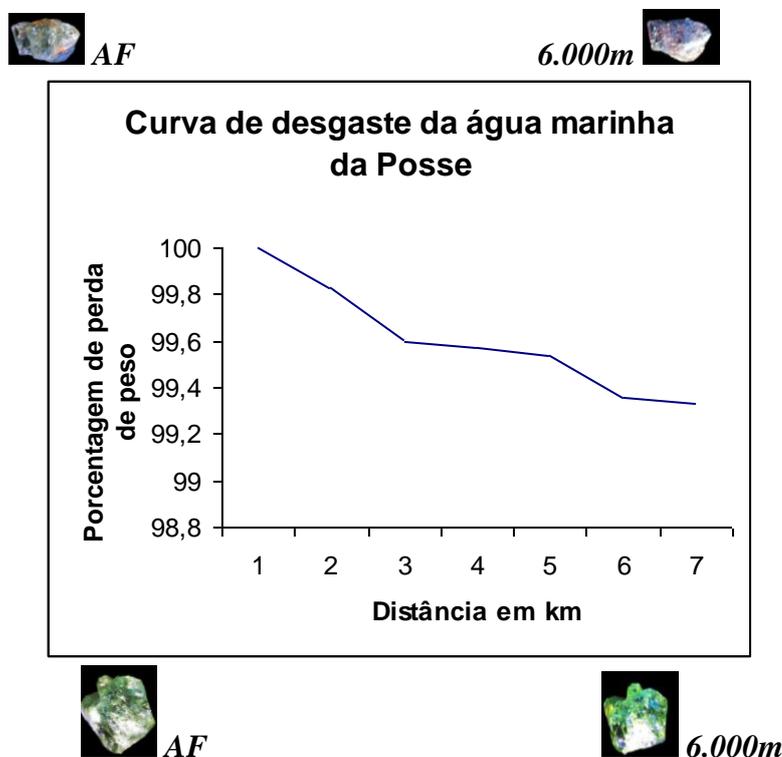


Figura 27-1:
Curva de desgaste da água marinha da Lavra da Posse, com detalhes para amostras azul e verde da área fonte e desgastadas a 6.000m, Brejaúba, MG.

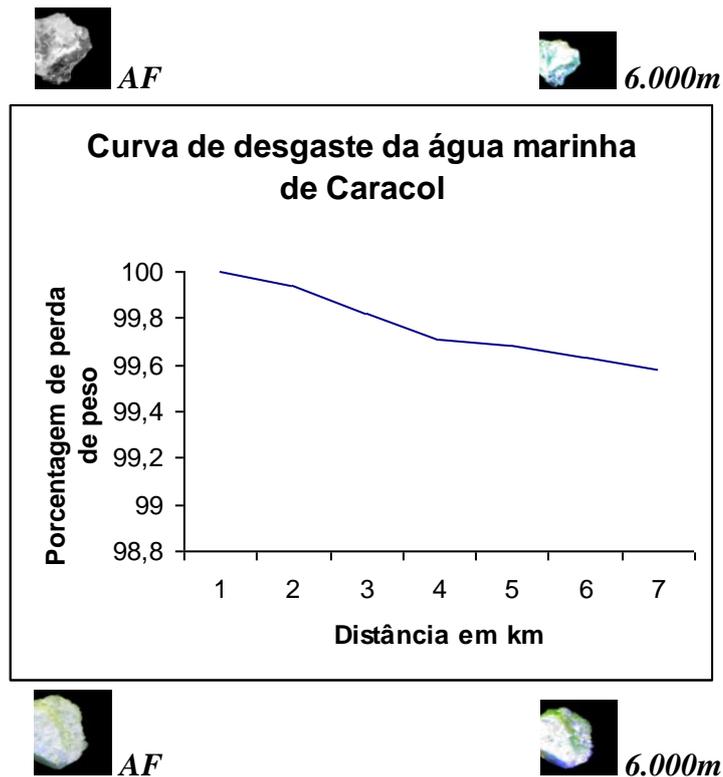


Figura 27-2:
Curva de desgaste da água marinha da Lavra do Caracol, com detalhes para amostras azul e verde da área fonte e desgastadas a 6.000m, Brejaúba, MG.

Como se pode verificar acima, as curvas de desgaste artificial da água marinha de Posse e Caracol, não seguem, exatamente, a curva $y = 1 / \log x$, sendo necessário, portanto, tirar a “média” das duas curvas, (para atingir o objetivo da criação de uma curva única de desgaste da água marinha), Fig. 28-1 e na sequência, adicionar, sobre essa curva “média”, a curva logarítmica, corrigindo assim as distorções das curvas 27-1 e 27-2, aproximando-se da curva ideal ($y = 1 / \log x$) (Fig. 28-2).

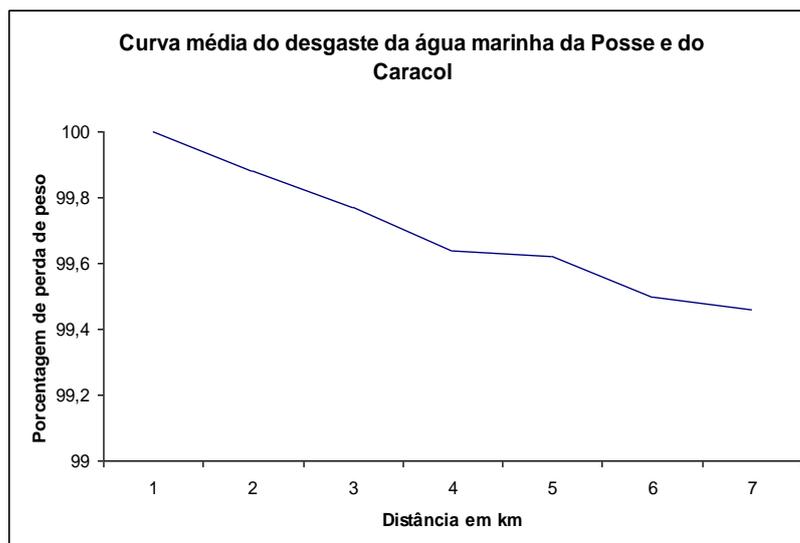


Figura 28-1: Curva média do desgaste artificial da água marinha de Posse e Caracol Brejaúba, MG.

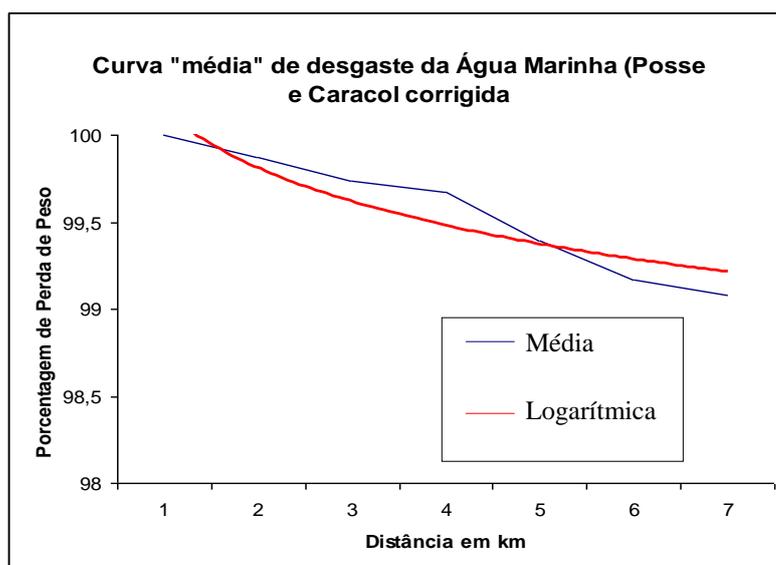


Figura 28-2: Curva média do desgaste da água marinha de Posse e Caracol (em azul) corrigido pela curva logarítmica (em vermelho), para aproximação à curva $y = 1/\log x$, Brejaúba, MG

Pode-se perceber, no desgaste artificial das amostras de Brejaúba que a água marinha da Lavra da Posse perdeu (em porcentagem de perda de peso) 0,67%, e a da Lavra de Caracol teve uma perda de 0,42%, de acordo com a Tab.12. desgastadas por 6 km.

Tabela 12: Porcentagem de perda de peso das amostras de água marinha das Lavras da Posse e de Caracol, em 6 km de desgaste artificial.

Desgaste artificial em km	Porcentagem de perda de peso	
	Posse	Caracol
0	100	100
1	99,83	99,94
2	99,6	99,82
3	99,57	99,71
4	99,54	99,68
5	99,36	99,63
6	99,33	99,58

Para uma maior facilidade de observação do leitor, elaborou-se a curva de desgaste da água marinha das Lavras da Posse e do Caracol em um único gráfico, (Fig. 29). Objetivando a criação de um padrão comum de desgaste da água marinha, definiu-se, nessas duas curvas, uma área de desgaste, com valor máximo em 100% e valor mínimo em 99%, na qual as duas curvas estão inseridas.

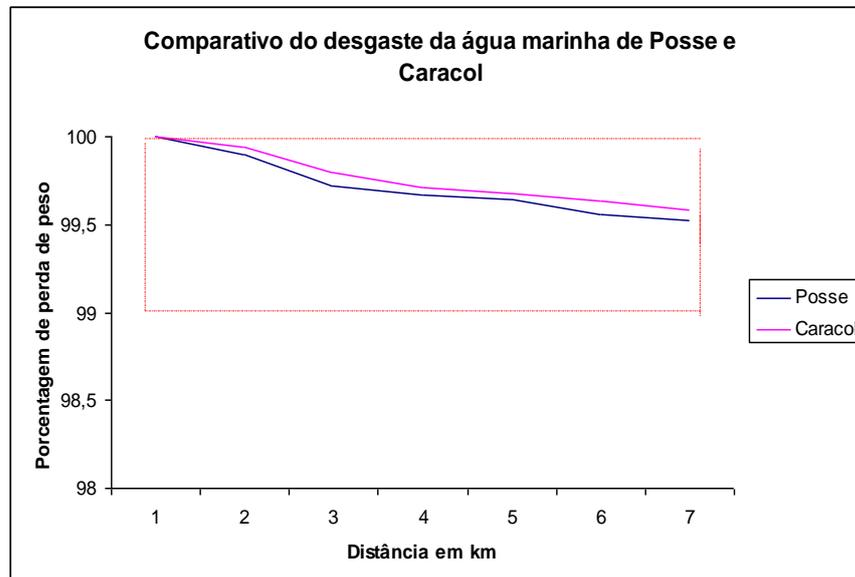


Figura 29: Padrão estabelecido através de uma área, com valor máximo em 100% e mínimo em 99%, contendo inseridas as curvas da água marinha das Lavras da Posse e do Caracol, Brejaúba, MG.

Com a finalidade de se esclarecer se o padrão estabelecido na área contida pelas curvas da água marinha da Posse e do Caracol pode ser considerado como um padrão comum da gema procedeu-se ao teste de desgaste artificial com amostras, com o mesmo mineral gema, procedentes de Araçuaí (Pegmatito do Júlio, Karfunkel *et al.* 2002), da Lavra de “Boca Rica” e da Lavra do “Eduardo” (ambos na região de Galiléia, MG), (Fig. 30).

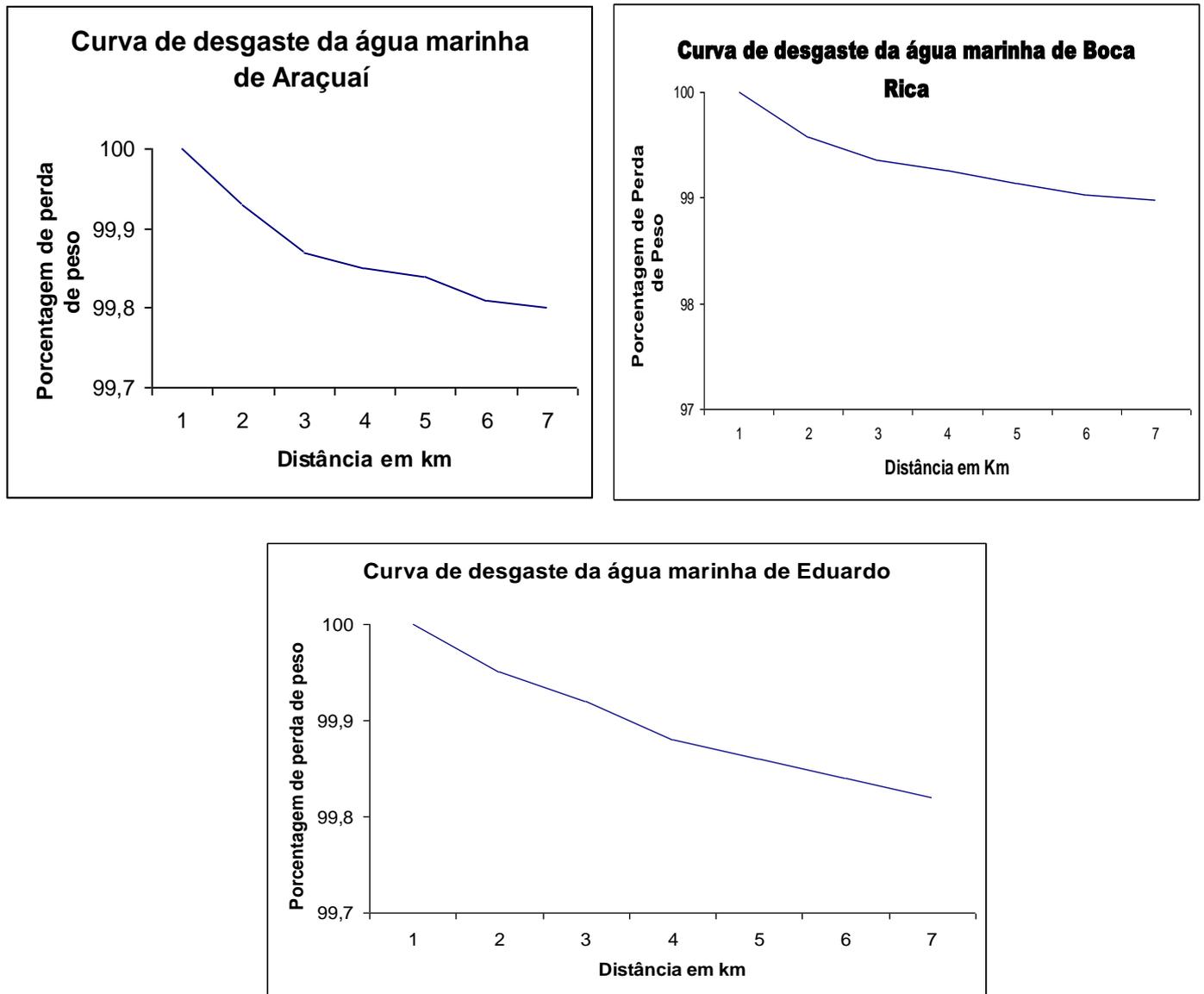


Figura 30:
Curva de desgaste artificial da água marinha de Araçuaí (Pegmatito do Júlio) e das Lavras de “Boca Rica” e “Eduardo” (região de Galiléia), respectivamente.

Os dados com a porcentagem de perda de peso, após 6 km de desgaste artificial para as amostras de água marinha de Posse, Caracol, Araçuaí, “Boca Rica” e “Eduardo”, observando-se que a amostra de Posse teve uma perda de peso de 0,67%, a de Caracol perdeu 0,42%, Araçuaí com perda de 0,20%, “Boca Rica” com 0,72% e “Eduardo” com perda de 0,18% de perda de peso estão relacionados na Tab.13.

Tabela 13: Porcentagem de perda de peso das amostras de água marinha das Lavras da Posse e de Caracol, de Araçuaí (Pegmatito do Júlio), e das Lavras de “Boca Rica” e “Eduardo” em 6 km de desgaste artificial.

Desgaste artificial em km	Porcentagem de perda de peso				
	Posse	Caracol	Araçuaí/ “Júlio”	“Boca Rica”	“Eduardo”
0	100	100	100	100	100
1	99,83	99,94	99,93	99,84	99,95
2	99,6	99,82	99,87	99,72	99,92
3	99,57	99,71	99,85	99,64	99,88
4	99,54	99,68	99,84	99,52	99,86
5	99,36	99,63	99,81	99,36	99,84
6	99,33	99,58	99,8	99,28	99,82
Diferença da perda de peso	0,67%	0,42%	0,20%	0,72%	0,18%

Com os dados do desgaste artificial das Lavras da Posse e do Caracol, Brejaúba somados aos dados da água marinha de Araçuaí (Pegmatito do Júlio), e das Lavras de “Boca Rica” e “Eduardo” (região de Galiléia), todas as curvas foram lançadas em um mesmo gráfico, mantendo-se a área de desgaste, (estabelecida na Fig. 29), com valor máximo em 100% e valor mínimo em 99%, na qual as duas curvas estão inseridas (Fig.31).

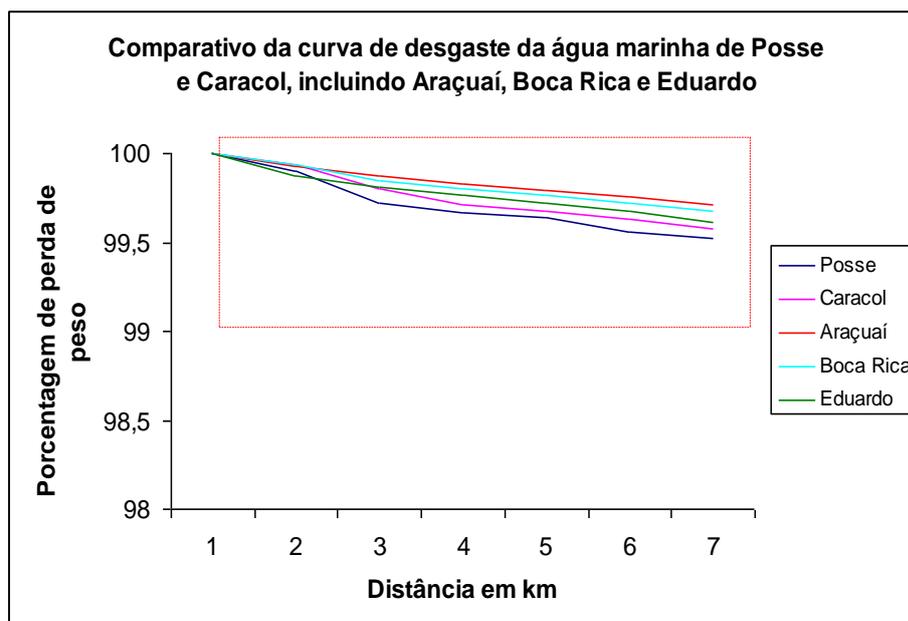


Figura 31: Padrão estabelecido através de uma área, com valor máximo em 100% e mínimo em 99%, contendo inseridas as curvas da água marinha das Lavras da Posse e do Caracol, Brejaúba, MG, Araçuaí, “Boca Rica” e “Eduardo”(Galiléia).

Desta forma percebe-se que todas as amostras de água marinha, testadas (Posse, Caracol, Araçuaí/Júlio, “Boca Rica” e “Eduardo”) apresentam, após 6 km de desgaste, uma perda de peso que não é inferior a 99%, portanto a área de desgaste estabelecida entre 100% e 99% pode ser considerada, (quanto às amostras testadas) como um padrão comum de desgaste da água marinha.

3-1-10 – Resultados obtidos

O objetivo do estudo de caso é a elaboração de um padrão de desgaste comum para a água marinha de Posse de Caracol (Brejaúba), sendo que estas curvas foram estabelecidas por área, abrangendo a porcentagem de perda de peso entre 100% e 99%.

As curvas de desgaste, obtidas de Brejaúba/MG, foram comparadas com as curvas da água marinha de Araçuaí, (Pegmatito do Júlio) e dos pegmatitos de “Boca Rica” e “Eduardo”(região de Galiléia), verificando que ambas as curvas se encaixaram dentro da área estabelecida.

É importante salientar que amostras das Lavras de Posse e Caracol de cor verde apresentam desgastes semelhantes às amostras das mesmas Lavras de cor azul.

A cor da água marinha está diretamente relacionada à proporção relativa de Fe^{2+} no sítio octaédrico e de Fe^{3+} nos canais, sendo que amostras esverdeadas apresentam maior quantidade de Fe^{3+} na posição octaédrica ou menor de Fe^{2+} nos canais, ocorrendo o oposto para as amostras azul escuras.

Verifica-se em todos os espectros uma banda de absorção com comprimento de onda de 470nm que evidencia a cor azul. A profundidade das suas cores é verificada pela intensidade da absorção em cada espectro.

No espectro da água marinha de Brejaúba azul verifica-se que a banda de absorção presente no comprimento de onda de 470 nm também se prolonga atingindo o comprimento de onda de 560nm. Por esse motivo, é salientada a sua cor azul esverdeada. A intensidade de sua cor é evidenciada através da profundidade das bandas de absorção, o que pode confirmar a sua baixa tonalidade.

O espectro da água marinha de Brejaúba verde mostra uma grande banda de absorção que passa pelos comprimentos de onda de 470nm (azul), 500nm (azul-esverdeado) e 560nm (verde-amarelado). A causa de sua cor mais forte em comparação com a água marinha azul de Brejaúba pode ser relacionada com a maior profundidade das suas bandas de absorção, sendo a cor principal verde.

Na análise por microsonda eletrônica, as amostras verdes possuem maior quantidade de ferro do que a amostra azul de Brejaúba.

Quanto à comparação dos desgastes das amostras das Lavras de Posse e Caracol, a mesmas distâncias (6.000m) no *tumbler*, conclui-se que apresentam desgastes semelhantes, sendo que na Fig.32 tem-se a comparação dos desgastes de amostras de água marinha azul e verde da mesma área fonte.

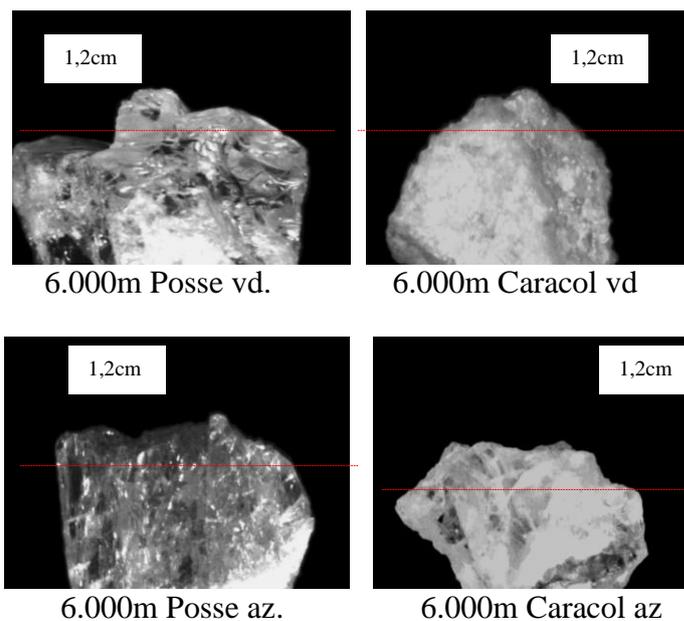


Figura 32:

Comparação do desgaste das amostras verde (vd.) e azul (az.) de Posse e Caracol, respectivamente, a 6.000m no *tumbler*, destacando-se a parte superior da linha pontilhada.

As amostras desgastadas no *tumbler* a 6.000m de Araçuaí, e das Lavras “Boca Rica” e “Eduardo”, na região de Galiléia, foram comparadas entre si, (Fig.33), mostrando desgastes semelhantes entre si e quando comparadas com as amostras de Brejaúba, MG.

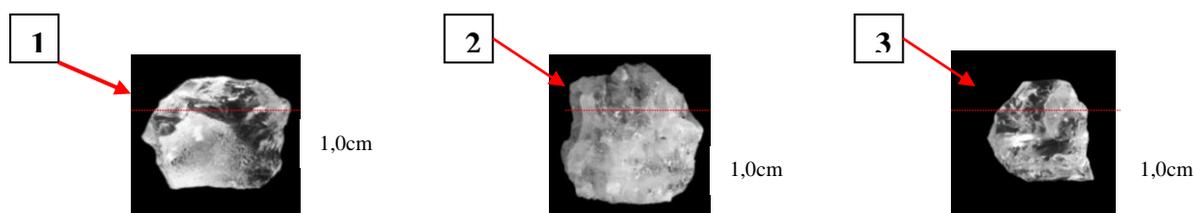


Figura 33:
 Comparação entre as amostras de “Araçuaí” (1), “Boca Rica” (2) e “Eduardo” (3) desgastadas no *tumbler* a 6.000m da área fonte, destacadas na parte superior da linha pontilhada.

3-1-11 – Padrões de desgaste da água marinha

Com a finalidade de se criar, além do padrão através das curvas, também um padrão fotográfico de desgaste da água marinha de Brejaúba. Para tanto, colocou-se uma amostra no *tumbler* “b” para simulação do desgaste artificial e, com os sedimentos do próprio local, na proporção padrão de 20% de cascalho, 60% de areia e 20% de argila/silte, (proporção na qual ocorre maior desgaste, conforme estudo de variação de classes granulométricas, Tabela 8), e 40% de sedimentos e 60% de água, para que seja simulado o movimento de saltação. Como comprovado anteriormente, se o desgaste da água marinha azul e verde são iguais, definimos pela amostra de cor azul. O desgaste foi realizado durante 6 km (60 horas) e, a cada intervalo de 1 km (10 horas) a amostra foi retirada do equipamento e fotografada, retornando ao desgaste em seguida. Para maior facilidade de visualização do desgaste, foi utilizada apenas uma amostra, que foi fotografada nos intervalos mencionados (Fig.34).

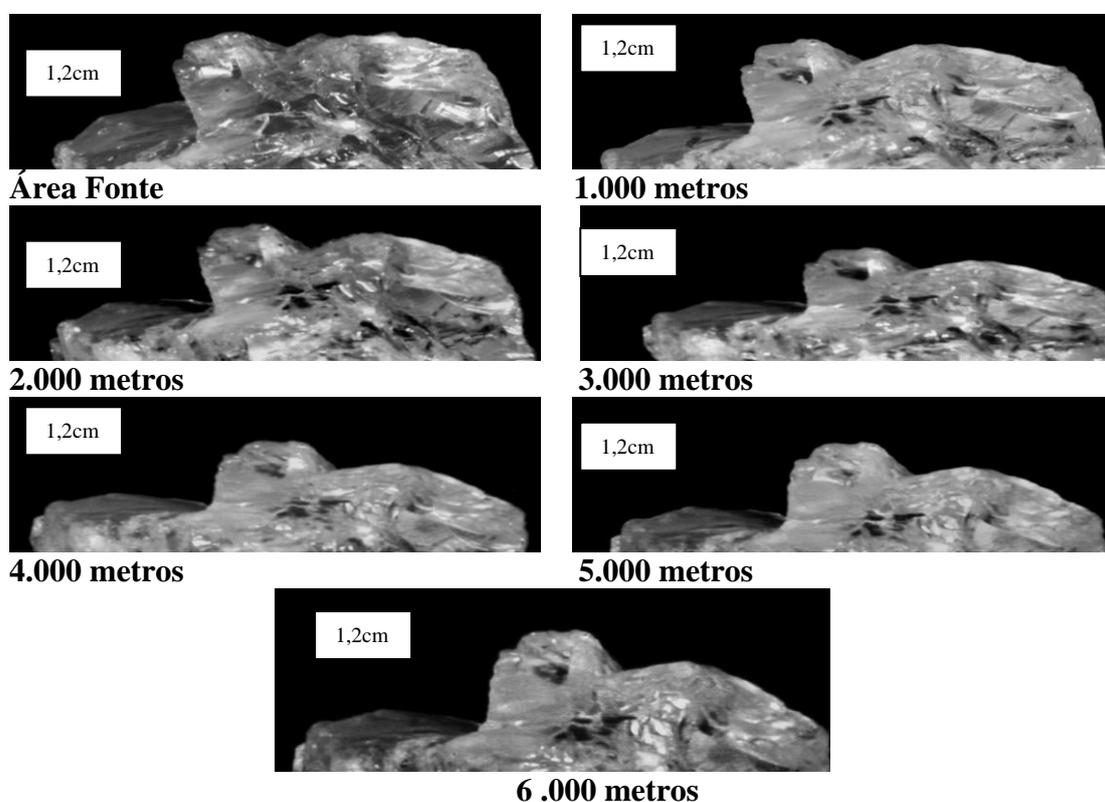


Figura 34: Padrão fotográfico do desgaste da água marinha de Brejaúba, MG.

3-1-12 – Simulação matemática do desgaste da água marinha

Para a simulação do desgaste da água marinha de Brejaúba, foram utilizadas três simulações: modelamento matemático, medida da angulosidade (porcentagem de perda de peso) pelo método da balança e pelo sistema *Quantikov*.

3-1-12-1 – Método do modelamento matemático da curva de desgaste da água marinha

A curva de desgaste artificial da água marinha (em azul), entre 3,5 km e 4,5 km apresentou um desgaste maior em função de uma pequena fratura gerada durante o processo. Em função deste detalhe, se faz necessário a correção desta curva pela curva logarítmica (em vermelho), para aproximação da curva ideal $y = 1 / \log x$.

Obteve-se a curva ideal sob o ponto de vista matemático, (vermelha, denominada logaritmo), sobre a curva azul que representando o desgaste artificial da gema desenvolvida em laboratório (denominada porcentagem de perda de peso), chegando-se ao modelamento matemático para a curva da água marinha (Fig. 35), através da equação específica da curva $Y = - 0,0956 \text{ Ln}(x) + 100,38$, através da qual se executa o modelamento matemático.

$$y = 1/\log x$$

$$Y = - 0,0956 \text{ Ln}(x) + 100,38$$

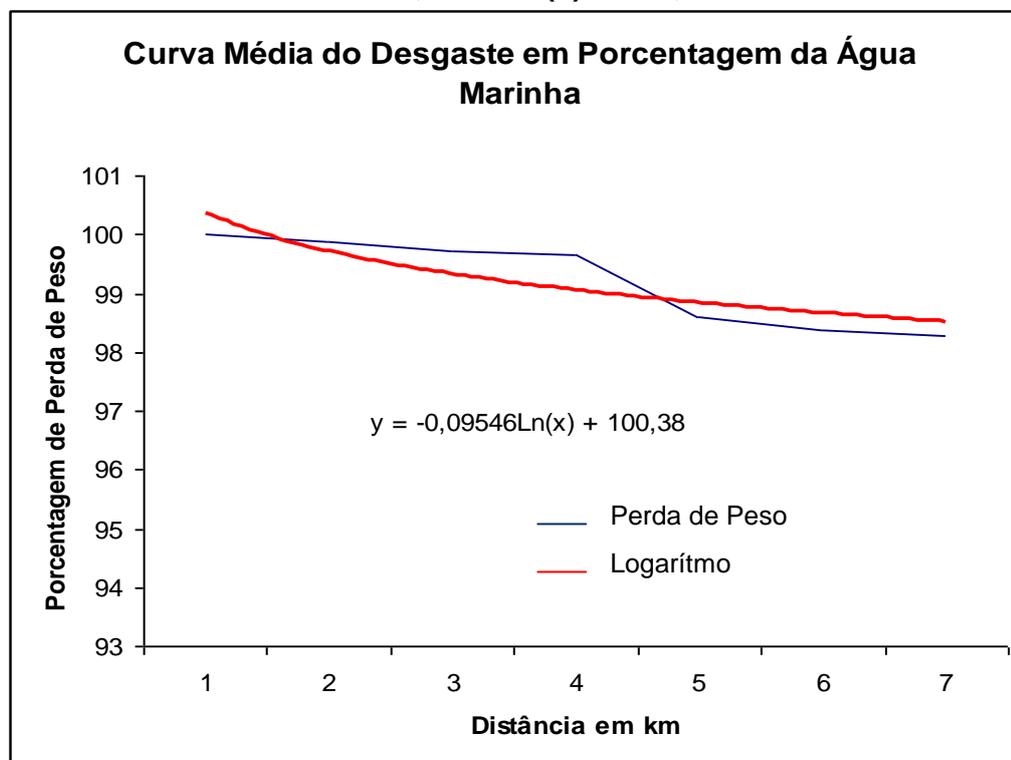


Figura 35: Modelamento matemático da curva de desgaste da água marinha, com a devida correção pela curva logarítmica e a equação do modelamento matemático.

Através do método do modelamento matemático da água marinha de Posse e Caracol, foi possível simular matematicamente, a porcentagem do desgaste do mineral gema da área fonte até 6 km, em intervalos de 100 metros, como demonstrado na Tabela 14.

Tabela 14: Desgaste da água marinha pelo modelamento matemático
 $Y = -0,09546 \ln(x) + 100,38$

Distância em metros	Porcentagem de Perda de Peso
Área Fonte	100
100	99,94
200	99,87
300	99,83
400	99,80
500	99,78
600	99,76
700	99,75
800	99,74
900	99,73
1.000	99,72
1.100	99,71
1.200	99,70
1.300	99,69
1.400	99,688
1.500	99,68
1.600	99,67
1.700	99,669
1.800	99,66
1.900	99,659
2.000	99,65
2.100	99,649
2.200	99,645
2.300	99,64
2.400	99,637
2.500	99,63
2.600	99,629
2.700	99,625
2.800	99,62
2.900	99,619
3.000	99,615
3.100	99,61
3.200	99,609
3.300	99,606
3.400	99,603
3.500	99,60
3.600	99,598
3.700	99,595
3.800	99,593
3.900	99,59

4.000	99,588
4.100	99,585
4.200	99,583
4.300	99,58
4.400	99,579
4.500	99,577
4.600	99,574
4.700	99,572
4.800	99,57
4.900	99,568
5.000	99,566
5.100	99,565
5.200	99,563
5.300	99,56
5.400	99,559
5.500	99,557
5.600	99,556
5.700	99,554
5.800	99,552
5.900	99,55
6.000	99,548

3-1-12-2 – Método da medida da angulosidade na balança analítica para a água marinha

Para o estudo de caso da água marinha de Posse e Caracol – Brejaúba, foram utilizadas as fotos da área fonte e de 1, 2, 3, 4, 5 e 6 km.

Todas as fotos foram padronizadas na “moldura” de 6,2cm a 4,5cm, pesadas, recortadas e novamente pesadas, determinando-se a medida da angulosidade das amostras em intervalos de 1 km, (Fig. 36).

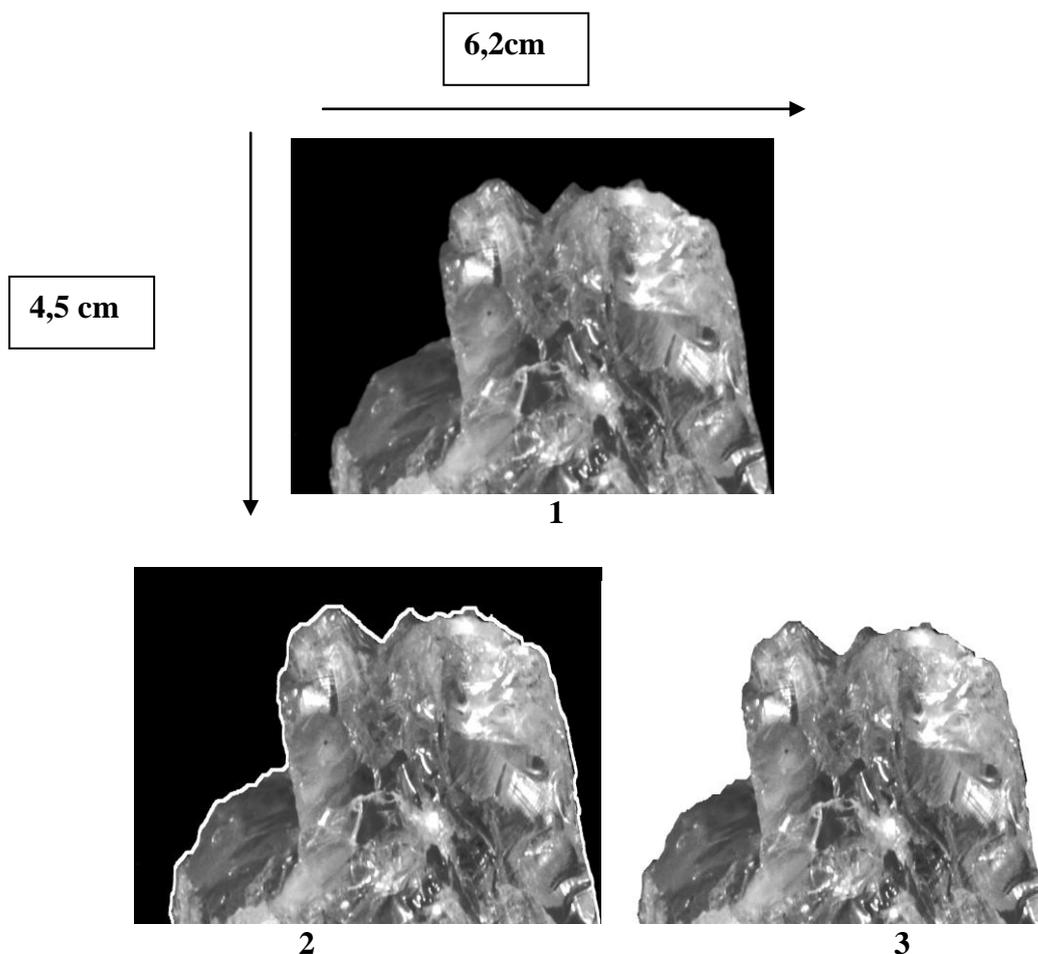


Figura 36: Seqüência da padronização da foto em “moldura” (1), preparação para corte (2) e amostra preparada para pesagem (3) do estudo de caso da água marinha de Posse e Caracol – Brejaúba, MG.

Desenvolveu-se o método da balança para a água marinha, simulando-se matematicamente, a porcentagem do desgaste do mineral gema da área fonte até 6 km, em intervalos de 100 metros.

Em seguida elaborou-se a Tab.15 demonstrando a medida da angulosidade das amostras de água marinha, verificando-se que a medida que a amostra se afasta da fonte, no sistema fluvial, existe uma perda de angulosidade e que em comparação com a Tab. 16, de desgaste da água marinha pelo modelamento matemático, existe um erro máximo de 5,19%, em função de erros humanos no corte da foto da amostra amostra.

Tabela 15: Medida da angulosidade da água marinha de Brejaúba, MG, pelo método da balança.

Distância metros	Peso da Moldura 6,2X 4,5	Peso do Mineral	Porcentagem de Perda de Peso	Erro em Relação ao Modelamento Matemático porcentagem
Área Fonte	0,2602	0,0894	100	0
100	0,2602	0,0891	99,66	0,288
200	0,2602	0,0888	99,32	0,84
300	0,2602	0,0885	98,99	1,15
400	0,2602	0,0882	98,65	1,46
500	0,2602	0,0879	98,32	1,78
600	0,2602	0,0876	97,98	2,10
700	0,2602	0,0873	97,65	2,43
800	0,2602	0,0870	97,31	2,76
900	0,2602	0,0867	96,97	3,08
1.000	0,2602	0,0864	96,64	3,11
1.100	0,2602	0,0836	96,60	3,15
1.200	0,2602	0,08632	96,55	3,18
1.300	0,2602	0,08628	96,51	3,22
1.400	0,2602	0,08624	96,47	3,26
1.500	0,2602	0,08620	96,42	3,29
1.600	0,2602	0,08616	96,38	3,34
1.700	0,2602	0,08612	96,33	3,37
1.800	0,2602	0,08608	96,29	3,42
1.900	0,2602	0,08604	96,24	3,45
2.000	0,2602	0,0860	96,20	3,51
2.100	0,2602	0,08596	96,15	3,54
2.200	0,2602	0,08592	96,11	3,58
2.300	0,2602	0,08588	96,06	3,62
2.400	0,2602	0,08584	96,02	3,66
2.500	0,2602	0,08580	95,97	3,71
2.600	0,2602	0,08576	95,93	3,75
2.700	0,2602	0,08572	95,88	3,78
2.800	0,2602	0,08568	95,84	3,83
2.900	0,2602	0,08564	95,79	3,87
3.000	0,2602	0,0856	95,75	3,91
3.100	0,2602	0,08556	95,70	3,95
3.200	0,2602	0,08552	95,66	3,99
3.300	0,2602	0,08548	95,61	4,02
3.400	0,2602	0,08544	95,57	4,08
3.500	0,2602	0,08540	95,52	4,12
3.600	0,2602	0,08536	95,48	4,13
3.700	0,2602	0,08532	95,43	4,20
3.800	0,2602	0,08528	95,39	4,24
3.900	0,2602	0,08524	95,35	4,29
4.000	0,2602	0,0852	95,30	4,33

4.100	0,2602	0,085116	95,26	4,37
4.200	0,2602	0,08512	95,22	4,41
4.300	0,2602	0,08508	95,17	4,46
4.400	0,2602	0,08564	95,12	4,50
4.500	0,2602	0,0850	95,08	4,55
4.600	0,2602	0,08496	95,03	4,58
4.700	0,2602	0,08492	94,99	4,62
4.800	0,2602	0,08488	94,95	4,67
4.900	0,2602	0,08484	94,90	4,72
5.000	0,2602	0,0848	94,85	4,76
5.100	0,2602	0,08476	94,81	4,80
5.200	0,2602	0,08472	94,77	4,84
5.300	0,2602	0,08468	94,72	4,88
5.400	0,2602	0,08464	94,68	4,93
5.500	0,2602	0,08460	94,63	4,97
5.600	0,2602	0,08456	94,59	5,02
5.700	0,2602	0,08452	94,54	5,05
5.800	0,2602	0,08448	94,50	5,09
5.900	0,2602	0,08444	94,46	5,14
6.000	0,2602	0,0844	94,41	5,19

Este processo do método da balança permite corrigir o tamanho de amostras que sejam diferentes do tamanho do padrão fotográfico Para tal basta fazer uma regra de três tomando como base o tamanho da amostra obtida no sistema fluvial, em relação ao tamanho da amostra do padrão fotográfico.

3-1-12-3 – Determinação do desgaste da água marinha através do *Quantikov*

Para que se execute o processo pelo sistema *Quantikov* é necessário que todas as amostras sejam padronizadas com as mesmas dimensões em pixels e mesmo tamanho de documento em centímetros, conforme Tab. 16.

Tabela 16: Padronização do tamanho da amostras dos padrões fotográficos da água marinha para o sistema *Quantikov*.

ÁGUA MARINHA	
TAMANHO DA IMAGEM	
Dimensões em Pixels	177 k
Largura	855 pixels
Altura	210 pixels
Tamanho do Documento	
Largura	30,16 cm
Altura	7,41 cm
Resolução	72 pixels/polegada
Imagem Bicúbica	

Utilizando-se o sistema *Quantikov* para o padrão fotográfico de desgaste da água marinha, da área fonte até 6.000m, em intervalos de 1.000m, foi possível a determinação da área de desgaste das amostras, (Tab. 17).

Tabela 17: Cálculo da área da água marinha pelo Sistema *Quantikov*.

Distância metros	AT= Área Total da amostra mm²	D = Diâmetro Equivalente (mm)	AIM = área da imagem mm²	AT/AIM %	FF = Fator de forma	Porcentagem de perda de área
AF	0,298	0,563	0,386	76,68	0,29	100
1.000	0,296	0,561	0,386	76,67	0,32	99,66
2.000	0,295	0,560	0,386	76,43	0,34	99,33
3.000	0,294	0,557	0,386	76,16	0,36	98,99
4.000	0,293	0,555	0,386	75,91	0,40	98,53
5.000	0,292	0,554	0,386	75,65	0,43	98,32
6.000	0,291	0,552	0,386	75,39	0,49	97,98

Onde:

AT = área total da amostra sendo relacionada com o desgaste superficial desde a área fonte e ao longo do sistema fluvial.

D = diâmetro equivalente da amostra.

AIM = área total da foto, ou seja amostra inserida na “moldura”.

AT/AIM = mostra a porcentagem do tamanho da amostra em relação ao tamanho da foto.

FF= é o fator forma da amostra, ou seja, a forma aproximada da amostra em relação à uma circunferência (sendo que para amostra esférica o valor se aproxima de 1,00).

Finalmente a porcentagem de perda de área, que representa a porcentagem de perda de peso da amostra ao longo do sistema fluvial.

Assim pode-se verificar uma perda de área ou de material à medida que a amostra se distancia da área fonte, pelo sistema fluvial.

Com os dados obtidos foi possível elaborar a Tab. 18 de desgaste da água marinha pelo sistema *Quantikov*, desde a área fonte até 6.000m em intervalos de 100m.

Tabela 18: Desgaste da água marinha pelo Sistema *Quantikov*

Distância em metros	Porcentagem de Perda de Peso	Erro em Relação ao Modelamento Matemático
Área Fonte	100	0
100	99,97	-0,03
200	99,93	-0,06
300	99,90	-0,07
400	99,86	-0,06
500	99,83	-0,05
600	99,80	-0,04
700	99,76	-0,01
800	99,73	0,01
900	99,69	0,04
1.000	99,66	0,06
1.100	99,63	0,08
1.200	99,59	0,11
1.300	99,56	0,13
1.400	99,53	0,15
1.500	99,50	0,18
1.600	99,46	0,21
1.700	99,43	0,23
1.800	99,40	0,26
1.900	99,36	0,29
2.000	99,33	0,32
2.100	99,24	0,35
2.200	99,26	0,38
2.300	99,23	0,41
2.400	99,19	0,44
2.500	99,16	0,47
2.600	99,12	0,50
2.700	99,10	0,52
2.800	99,05	0,57
2.900	99,00	0,61
3.000	98,98	0,63
3.100	98,94	0,67
3.200	98,89	0,71
3.300	98,85	0,75
3.400	98,80	0,80
3.500	98,76	0,84
3.600	98,71	0,88
3.700	98,67	0,92
3.800	98,62	0,97

3.900	98,58	1,01
4.000	98,53	1,05
4.100	98,51	1,07
4.200	98,49	1,09
4.300	98,47	1,11
4.400	98,45	1,12
4.500	98,43	1,14
4.600	98,41	1,16
4.700	98,38	1,19
4.800	98,36	1,21
4.900	98,34	1,22
5.000	98,32	1,24
5.100	98,29	1,27
5.200	98,25	1,31
5.300	98,22	1,34
5.400	98,18	1,37
5.500	98,15	1,40
5.600	98,12	1,43
5.700	98,08	1,47
5.800	98,05	1,50
5.900	98,01	1,54
6.000	97,98	1,56

Pode-se observar que o desgaste obtido pelo sistema *Quantikov* para a água marinha mostra um erro negativo para os primeiros 700m, e em seguida se transforma em um erro positivo que termina em torno de 1,5%, erro bem menor que o observado pelo método da balança, sendo este método tão preciso quanto o modelamento matemático, já que o erro é ínfimo em relação a este processo.

3-1-12-4- Padrão de desgaste da água marinha corrigido pelo Sistema Quantikov

O padrão fotográfico obtido, anteriormente (Fig. 34), pode apresentar uma variação no tamanho das amostras, em função de um distanciamento focal diferente para cada distância de desgaste em que a foto foi tirada. Para se eliminar esta diferença no tamanho das amostras, corrigiu-se cada foto pelo Sistema *Quantikov*, obtendo-se assim um padrão fotográfico com amostras exatamente do mesmo tamanho, (Fig.37).

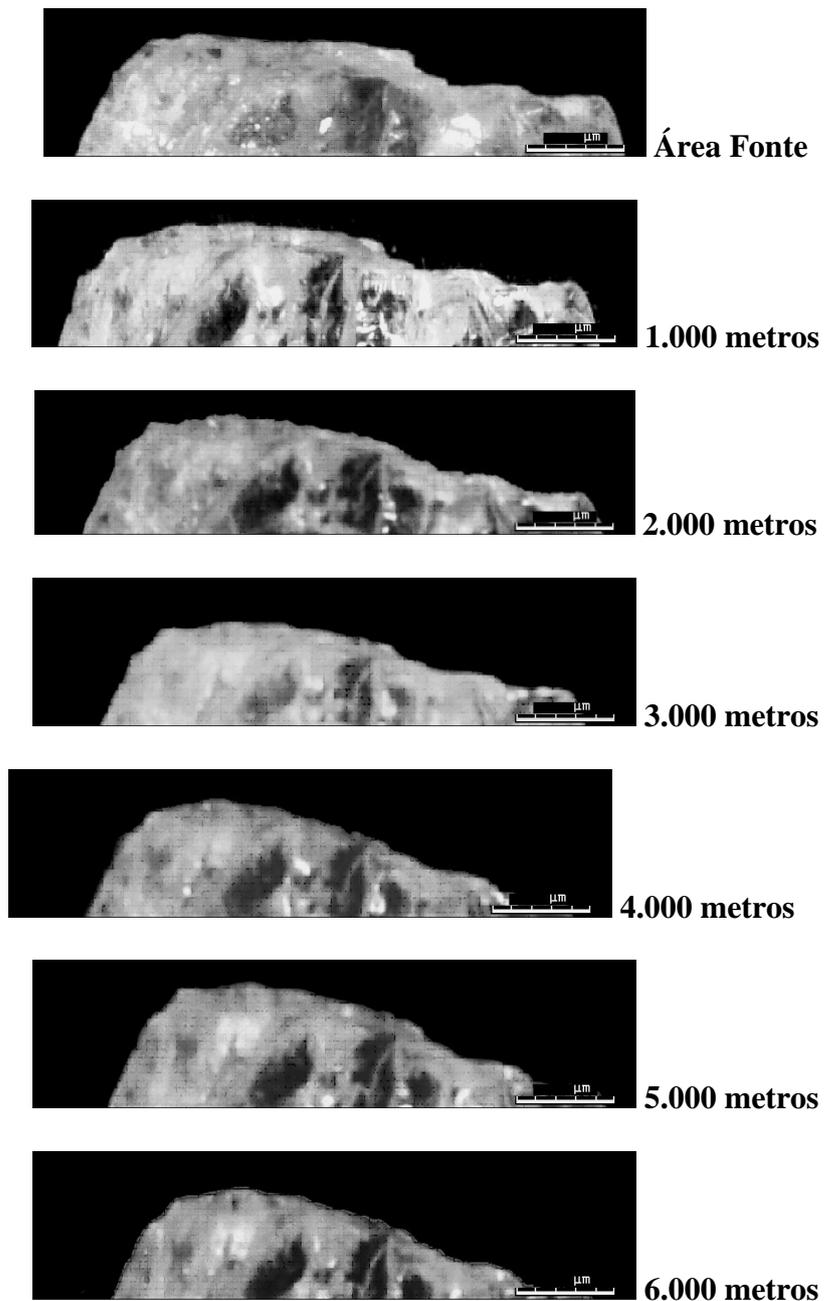


Figura 37: Padrão fotográfico da água marinha corrigido pelo sistema *Quantikov*.

Os métodos do modelamento matemático, da medida da angulosidade pela balança analítica e pelo Sistema *Quantikov*, para a água marinha de Brejaúba, MG, foram comparados entre si, (Fig. 38) e os dados expresso em porcentagem de perda de peso x distância (escala 1:100m), mostrando as diferenças entre os métodos de medida do desgaste superficial

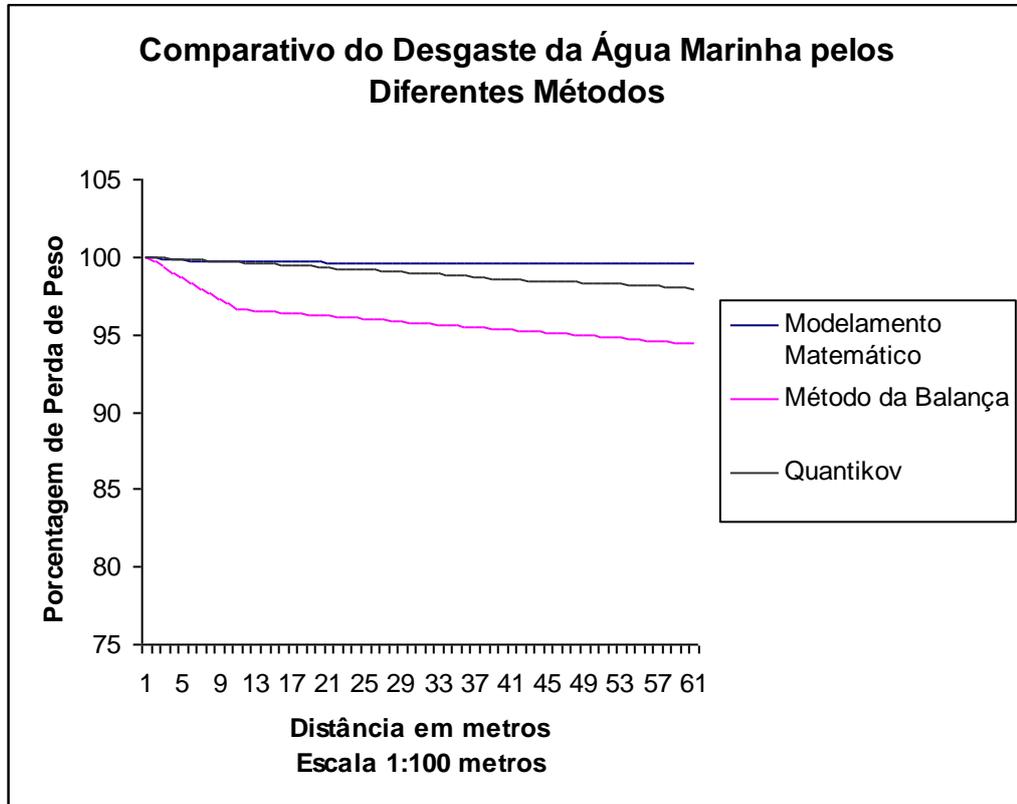


Figura 38: Gráfico comparativo do desgaste da água marinha pelos métodos do modelamento matemático, da medida da angulosidade pelo método da balança e pelo Sistema *Quantikov*.

Observa-se que o método do Sistema *Quantikov* corrige o método do modelamento matemático, nos metros iniciais, e em seguida passa para um erro positivo. Os métodos do modelamento matemático e do Sistema *Quantikov* se apresentam como os mais exatos para a determinação da medida do desgaste superficial. O erro gerado no método da medida da angulosidade pela balança é maior, em função de erros de paralaxe gerados no corte da foto do mineral e na pesagem.

Na Fig.40, a bacia hidrográfica destacando o Córrego Cipó e o Ribeirão Maracujá, com os respectivos de coletas de amostras no sistema fluvial do Córrego Cipó e do Ribeirão Maracujá.

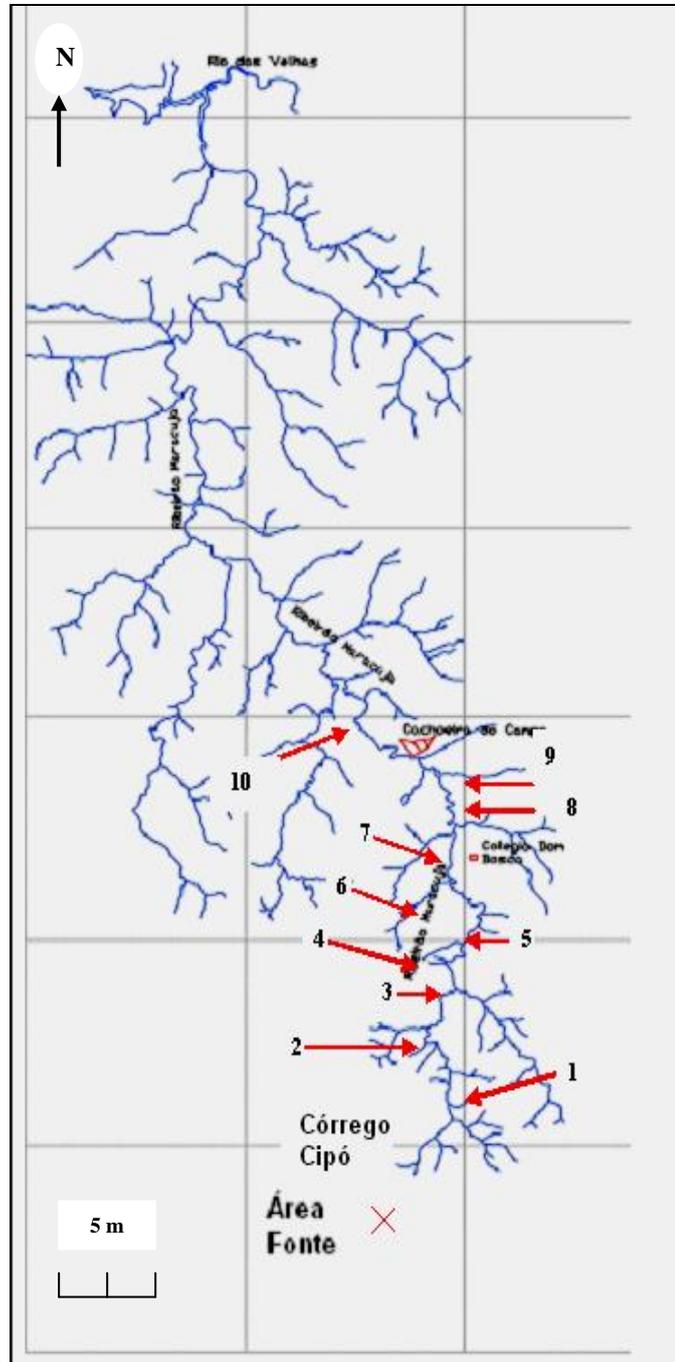


Figura 40: Bacia hidrográfica destacando o Córrego Cipó e o Ribeirão Maracujá, com os respectivos pontos de coleta das amostras.

3-2-2 – Aspectos fisiográficos

A região de Cachoeira do Campo apresenta uma configuração morfológica irregular, com dissecamento do relevo (subdividido em 5% plano, 40% ondulado e 55% montanhoso), diferenciando-se da morfologia das regiões granito-gnaissicas do Quadrilátero Ferrífero em forma de “meia laranja”. Os vales são parcialmente encaixados, mas em geral com encostas suaves, íngremes nos locais de ocorrência de quartzitos ou rochas competentes similares.

As análises ambientais, principalmente do sistema fluvial e do clima mostram semelhanças com a área de Brejaúba. O índice pluviométrico é ligeiramente mais alto, entretanto a sazonalidade idêntica.

Os desníveis nas drenagens não são de gradiente alto e pode-se caracterizar o sistema fluvial como sendo bastante homogêneo, apenas isoladamente e sem maior expressão ou importância marmitas de pequeno porte. A altitude máxima é de 1891m, na divisa do Município de Santa Bárbara e a mínima de 989m, na foz do Rio Maracujá.

O Ribeirão Maracujá tem suas nascentes na serra Rodrigo Silva, que integra o complexo metamórfico do Quadrilátero Ferrífero, constituindo uma das cabeceiras da bacia do Rio das Velhas. O longo período de colonização, iniciado o século XVII com a descoberta de aluviões auríferos, deixou as encostas desnudas, aumentando as taxas de assoreamento no sistema fluvial, perpendicular à estruturação E-W das sequências metamórficas. O alto curso do Ribeirão é desenvolvido sobre várias unidades de metamorfitos, datadas do Arqueano ao Paleoproterozóico, pertencentes, respectivamente, aos supergrupos Rio das Velhas e Minas. Em seu médio e baixo curso afloram rochas denominadas por Dorr II (1969) “Complexo Bação”, (Chaves *et al.* 2002).

Quanto a climatologia a temperatura média anual é de 18,5°C, com média máxima e mínima anual de 23,2°C e 14,6°C, respectivamente. O índice pluviométrico anual é de 1670,3mm, (Fig. 41).

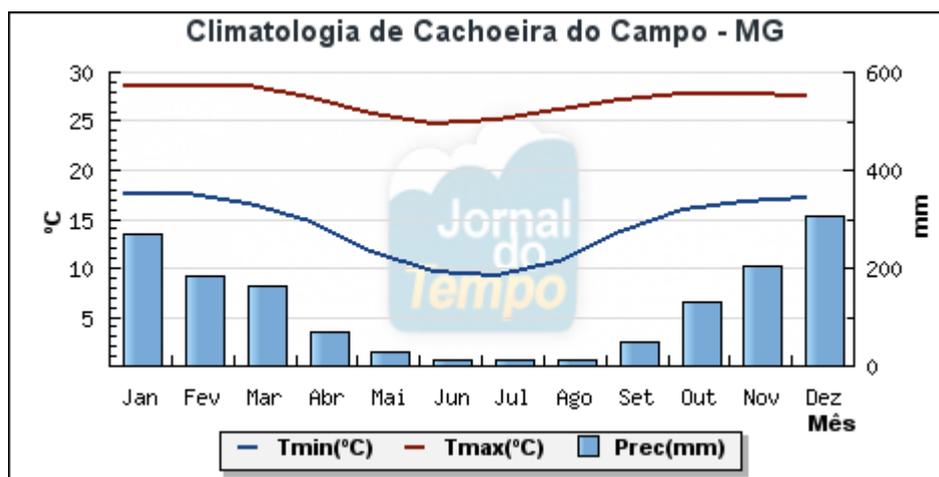


Figura 41: Índice pluviométrico de Cachoeira do Campo. Os dados climatológicos mensais de Cachoeira do Campo representam uma média do período entre 1961 e 1990, (fonte jornaldotempo.uol.com.br).

3-2-3- Geologia regional

A área de ocorrência do topázio imperial é restrita ao Quadrilátero Ferrífero, o qual se localiza na borda SE do Cráton do São Francisco, (Almeida 1977), porção central do Estado de Minas Gerais. Na sua porção mais ao sul se encontra o Sinclinal Dom Bosco, o qual é delimitado a oeste pelo Sinclinal Moeda e se estende a leste até a quadrícula de Mariana, (Dorr II 1969), tendo cerca de 40km de extensão (leste/oeste). A lavra do Cipó e o Córrego do Cipó estão inseridos na parte central, do flanco norte do Sinclinal Dom Bosco e o Rio Maracujá em sua maior parte está dentro do complexo Bação.

O Quadrilátero Ferrífero ocupa uma área de 7.200 km² na porção central do estado de Minas Gerais e é considerado uma das mais importantes províncias minerais do Brasil devido as suas jazidas de ouro, ferro, manganês, topázio imperial e bauxita. A base da subdivisão litoestratigráfica formal estabelecida por Dorr II (1969) para as séries Rio das Velhas, Minas e Itacolomi foi mantida, com algumas modificações propostas por outros autores, e adotado no trabalho de Baltazar *et al.* (2005). A estratigrafia do Quadrilátero Ferrífero consiste, na escala regional dos seguintes conjuntos maiores: terrenos granito-gnáissicos arqueanos; sequências vulcano-sedimentares arqueanas; sequências sedimentares e vulcano-sedimentares proterozóicas e coberturas sedimentares recentes, (Baltazar 2005 *et al.*).

Do ponto de vista geotectônico, o Quadrilátero Ferrífero está inserido na Província São Francisco, situada no extremo sul da área ocupada pelo Cráton do mesmo nome (Almeida 1977, Almeida & Hassui 1984) e correspondem a um fragmento crustal polpado, em parte, da Orogênese Brasileira.

As unidades litoestratigráficas que compõem o Quadrilátero Ferrífero são: o Embasamento Cristalino (Complexos Metamórficos); o Supergrupo Rio das Velhas; o Supergrupo Minas e o Grupo Itacolomi.

O Embasamento cristalino é constituído por complexos gnáissicos metamórficos denominados de Complexo Bonfim e Complexo Moeda (a oeste da Serra da Moeda), Complexo Congonhas (a sudoeste do Quadrilátero ferrífero), Complexo Santa Rita (a sudoeste da Serra do Ouro Branco), Complexo Caeté (a leste da cidade de Caeté), Complexo Belo Horizonte (ao norte da Serra do Curral), Complexo Santa Bárbara (a leste da Serra do Caraça). O Complexo Bação encontra-se no centro do Quadrilátero Ferrífero e apresenta um aspecto dômico, (Schorsch 1979).

O embasamento cristalino é constituído por complexos gnáissicos metamórficos. Estes complexos são constituídos por rochas gnáissicas polideformadas de composição tonalítica a granítica, e subordinadamente por granitos, granitóides, anfibolitos e intrusões máfica e ultramáfica (Herz 1970, Cordani *et al.* 1980, Teixeira 1982, Ladeira *et al.* 1983, Jordt Evangelista & Müller 1986). Estes complexos gnáissicos cujas bordas apresentam-se cisalhadas, representam porções de um antigo embasamento que foi trabalhado em eventos posteriores (Almeida 1978, Cordani *et al.* 1980, Teixeira 1982, Ladeira *et al.* 1983, Jordt Evangelista & Müller 1986).

Originalmente definido como Série Rio das Velhas e subdividido nos grupos Nova Lima e Maquiné (Dorr II *et al.* 1957), e este em formações Palmital (O'Rourke 1957) e Casa Forte (Gair 1962), foi posteriormente renomeado como Supergrupo Rio das Velhas (Lockzy & Ladeira 1987) incluiu na base do supergrupo o Grupo Quebra Osso.

A subdivisão estratigráfica, modificada por Baltazar & Zucchetti (2005), propondo modificações para o Grupo Nova Lima e para as duas formações que compõe o Grupo Maquine. As unidades litoestratigráficas informais foram propostas a partir do agupamento dos litotipos constituintes dos Grupos Nova Lima e Maquine em associações de litofácies, caracterizadas em trabalhos de campo, com apoio de estudos petrográficos e litoquímicos, (Baltazar & Zucchetti 2005).

Isto possibilitou uma coluna simplificada apresentada a seguir, não constituindo um empilhamento estratigráfico formal, mas apenas uma coluna composta.

As associações de litofácies e suas respectivas unidades litoestratigráficas, correspondentes são, da base para o topo as seguintes, de acordo com Baltazar & Zucchetti (2005):

- 1- Associação vulcânico-plutônica máfica e ultramáfica: Grupo Quebra Osso e unidade Ouro Fino do Grupo Nova Lima.
- 2- Associação vulcanosedimentar química: unidade Morro Vermelho.
- 3- Associação metasedimentar química pelítica: unidade Santa Quitéria.
- 4- Associação metavulcânicoclástica: unidades Ribeirão Vermelho e Mestre Caetano.
- 5- Associação ressedimentar: unidades Mindá e Córrego do Sítio, nos setores norte e leste; unidades Catarina Mendes, Fazenda Velha e Córrego da Paina, no setor sul; unidade Rio de Pedras da Formação Palmital do Grupo Maquine.
- 6- Associação costeira ou litorânea: unidades Pau D'Óleo e Andaimés.
- 7- Associação não-marinha: unidades Chica Dona, Jaguará, Córrego do Engenho e Capanema, da Formação Casa Forte do Grupo Maquine.

O Grupo Quebra Osso ocorre na porção nordeste do Quadrilátero Ferrífero, constituído por metakolatiito peridotítico, metakomatiito, serpentinito, formação ferrífera, metachert e filito carbonoso.

O Grupo Nova Lima, indiviso na região externa ao Quadrilátero Ferrífero, é formado pelas Unidades: Ouro Fino, Morro Vermelho, Santa Quitéria, Ribeirão Vermelho, Mestre Caetano, Mindá, Córrego do Sítio, Catarina e nas: Fazenda Velha, Córrego da Paina, Pau D'Óleo e Andaimés. Consiste principalmente de xisto verde metasedimentar e metavulcânico e filito com intercalações de quartzo, grauvaca, dolomito, talco xisto e formação ferrífera.

O Grupo Maquine, na estratigrafia proposta pelo Projeto Rio das Velhas, (Baltazar & Silva 1996) a Formação Palmital foi dividida nas unidades Rio das Pedras e Andaimés. A unidade Rio de Pedras contém litotipos da própria formação, no local de sua definição, e a Andaimés nomeia sequência de quartzitos litorâneos da serra dos Andaimés.

Com base em suas relações faciológicas com as respectivas unidades adjacentes e suas características estruturais distintas, a unidade Andaimés foi excluída da Formação Palmital e posicionada no topo do Grupo Nova Lima, Baltazar & Zucchetti (2005).

Assim, no interior do Quadrilátero Ferrífero a Formação Palmital fica restrita à unidade Rio das Pedras, interpretada como depósitos de planície de maré, (Zucchetti & Baltazar 2000) e reinterpretada pelos autores como uma sequência de turbiditos, transacionais para grauvas vulcanogênicas da unidade Mestre Caetano, que por sua vez são relacionados à associação de litofácies vulcanoclástica.

A Formação Palmital é composta pela Unidade Rio das Pedras. Apresenta quartzitos pouco sericíticos, quartzo sericita xisto, xisto carbonoso subordinado, representando metarenito, metagrauvaça e metargilito com estratificação cruzada preservada de pequeno a médio porte. Ocorre nas porções centro-leste do Quadrilátero Ferrífero.

A Formação Casa Forte foi subdividida em unidades informais Chica Dona, Jaraguá, Córrego do Engenho, Capanema, durante o Projeto Rio das Velhas, (Baltazar & Zucchetti 2005).

O Supergrupo Minas ocorre em discordância angular sobre esta última unidade, sendo formado, da base para o topo, pelos Grupos Caraça, Itabira, Piracicaba e Sabará.

O Grupo Caraça, indiviso apenas nas regiões da serra do Curral, na região de Mariana, em torno da serra do Caraça e nas quadrículas Itabira, Monlevade e Rio Piracicaba; nas demais áreas subdivide-se nas formações Moeda e Batatal. Composto por quartzitos e xistos quartzosos.

O Grupo Itabira é indiviso apenas nas áreas dos sinclinais Ouro Fino e Alegria, borda leste da serra do Caraça; na região de Mariana e na quadrícula de Itabira. Compostos pelas formações Cauê (itabiritos) e Gandarela (filitos e rochas metacarbonáticas).

O Grupo Piracicaba é indiviso nas regiões de Itabira, sul da serra do Caraça e extremo sudoeste do Quadrilátero Ferrífero apresentando filitos com intercalações de quartzitos. Composto pelas formações Cercadinho, Fecho do Funil, Taboões e Barreiro.

A Formação Cercadinho é composta por filito, quartzito, quartzito ferruginoso. A Formação Fecho do Funil é constituída na localidade por filito dolomítico, dolomito argilosos, dolomito silicoso e filito; silito e lentes de dolomito impuro também ocorrem. Transaciona para a Formação Cercadinho sotoposta e para quartzito Taboões sobrejacente. A Formação Taboões ocorre apenas ao longo da serra do Curral, nas quadrículas Belo Horizonte, Macacos, Ibiritá e Fecho do Funil, além de Igarapé e Serra Azul/Itatiaiuçu e no Sinclinal Moeda, sendo predominantes o ortoquartzito fino, maciço e equigranular. Finalmente a Formação Barreiro, predominando o filito róseo e cinza claro e filito carbonoso. Ocorre ao longo da serra do Curral, no Sinclinal Moeda e no extremo leste-sudeste do Quadrilátero Ferrífero, sendo estruturalmente concordante com o Grupo Sabará e, em algumas áreas, o contato é gradacional enquanto em outras é marcado por uma discordância erosiva, (Baltazar & Zucchetti 2005).

O Grupo Sabará era originalmente conhecido como Formação Sabará, tendo sido redefinido por Renger *et al.* (1994). É uma sequência metavulcanossedimentar, constituída de mica xisto e clorita com intercalações de metagrauvaca, quartzito, quartzito feldspático, quartzito ferruginoso, formação ferrífera e metaconglomerado, ocorrendo ao longo da serra do Curral e na extremidade leste-sudeste do Quadrilátero Ferrífero. Seu limite superior é uma superfície de erosão, e o inferior sobrepõe-se diretamente às Formações Barreiro, Taboões e Fecho do Funil em lugares distintos, (Baltazar & Zucchetti 2005).

No Grupo Itacolomi indiviso predominam quartzito com *grit* associado a lentes de conglomerados polimíticos. A Formação Santo Antônio consiste em quartzito sericítico, com espessos *layers* e lentes de conglomerado polimítico e de filito, (Baltazar & Zucchetti 2005).

Ainda, de acordo com Baltazar & Zucchetti (2005), ocorrem sedimentos cenozóicos, preenchendo pequenas bacias tectonicamente controladas, de ampla distribuição geográfica. Estão representados desde o Paleógeno até os sedimentos neogênicos mais atuais. Ocorrem ainda *Mustone* (pequenos depósitos de argila); Chapadas de canga (depósitos elúvio-coluvionares cenozóicos, referidos ao período Paleógeno); Sedimentos lacustres e coberturas detrito-lateríticas.

De acordo com Dorr II (1969) “três importantes períodos de deformação ocorreram na região do Quadrilátero Ferrífero, o primeiro anterior à deposição da “Série” Minas, o segundo pós-Minas e pré Itacolomi e o terceiro pós sedimentação da “Serie” Minas. A primeira se traduz em dobramento das rochas da “Série” Rio das Velhas antes da deposição dos sedimentos da “Série” Minas, pois estas rochas repousam em profunda discordância angular sobre aquelas. A deformação pós-Minas teria provocado apenas o arqueamento e soerguimento da “Serie” Minas, antes da sedimentação da “Série” Itacolomi. A deformação mais recente, a “orogenia pós-Itacolomi”, com transporte tectônico proveniente de leste para sudeste, gerou dobras seguidas de falhas de empurrão e posteriormente falhas normais, com dobras predominando nas partes central e ocidental, e falhas do lado oriental”.

Nas última décadas, várias interpretações têm sido propostas para explicar a evolução tectônica da área.

Em sua macroestrutura, o Quadrilátero Ferrífero tem geometria definida por megadobras sinformes e antiformes, truncadas por cinturões de falhas de empurrão, de direções NS, na parte oriental. As primeiras estruturas estabelecem seus limites norte, sul, oeste e leste, representados, respectivamente, pelo hocinclinal da Serra do Curral, e sinclinais Dom Bosco, Moeda e Santa Rita. A leste, além do Sinclinal Santa Rita, os sinclinais Gandarela, Ouro Fino e Conta História dispõem-se segundo amplo arco de direção norte-sul, segmentados pelos cinturões de falhas de empurrão atribuídas ao Ciclo Tectônico Brasileiro. Evidências de uma deformação transamazônica, representadas por cinturão de dobras-falhas de direção nordeste-sudoeste e vigência para nordeste, também estão presentes na parte ocidental do Quadrilátero Ferrífero. Ainda nesta porção dobras e falhas de empurrão, de direção nordeste-sudoeste e vigência para sudoeste, são atribuídas a uma Tectônica Arqueana, (Baltazar & Zucchetti 2005).

O Projeto Rio das Velhas (DNPM/CPRM) descreve três eventos deformacionais a partir da análise dos dados estruturais levantados no *greenstone belt* Rio das Velhas (Zucchetti & Baltazar 1998): **D1**, compressional, com transporte tectônico de norte para sul, exclusivo da sequência Rio das Velhas e seu embasamento granítico, portanto Arqueano em idade, gerando falhas de empurrão e dobras com vergências para sul e sudoeste; **D2** extensional, responsável pela coloração de granitos intrusivos como o Complexo Bação, de idade transamazônica e; **D3**, compressional com transporte tectônico de leste para oeste, responsável pelo cinturão de dobras-falhas de direção geral norte-sul, atribuído ao Ciclo Brasileiro.

Na Fig. 42-1 e 42-2 apresenta-se o Mapa Geológico de Ouro Preto, Folha Integral SF. 23-X-A-III-4, obtido através do Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero – Integração e correlação cartográfica em SIG – executado em parceria entre a UFMG/CODEMIG (2005).

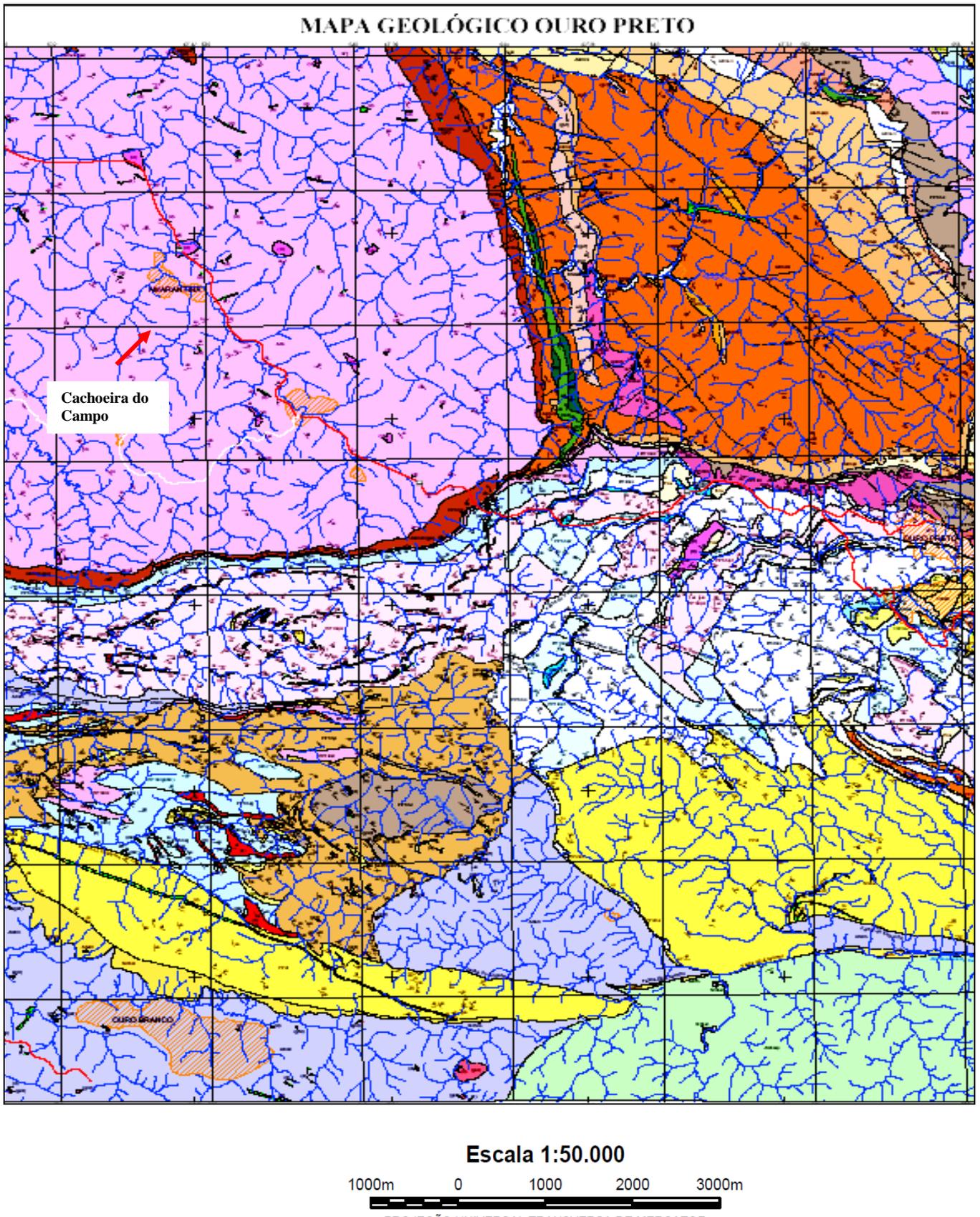


Figura 42-1: Mapa Geológico de Ouro Preto, Folha Integral SF. 23-X-A-III-4, Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero – UFMG/CODEMIG, 2005 escala 1:50.000.

FANEROZÓICO CENOZÓICO	
NEOGENO	
Pleistoceno-Holoceno	
N34dl	Laterita, bauxita e detrito ferruginoso não-cimentado
N34al	Aluvião: areia, argila e cascalho
Plioceno-Pleistoceno	
N23ea	Canga: capeamento limonítico
N23ca	Talus e coluvião
PALEOGENO	
Ems	Mudstone: argila lateritizada, transportada, não-plástica e não estratificada
Eca	Canga: capeamento limonítico
PROTEROZÓICO PALEOPROTEROZÓICO	
RIACIANO	
GRUPO ITACOLOMI	
PP2i	Indiviso - Quartzito com lentes de conglomerado e filito
PP2oa	Formação Santo Antônio - Quartzito, filito e algum conglomerado
SUPERGRUPO MINAS	
GRUPO SABARA	
PP2ms	Indiviso - Rochas metavulcânicas, xisto verde, clorita xisto, filito e quartzito, com lentes de conglomerado. Quartzito (qt); rocha alumino-ferruginosa (alf)
SIDERIANO	
GRUPO PIRACICABA	
PP1mq	Indiviso - Filito com pouco quartzito e grauvaca; quartzito (qt); dolomito (dm); quartzito ferruginoso (qtf); formação ferrífera (ff)
PP1mpb	Formação Barreiro - Grafita xisto, mica xisto, filito e algum quartzito
PP1mpf	Formação Fêcho do Funil - Filito, filito dolomítico, dolomito; quartzito e formação ferrífera subordinados. Dolomito (dm)
PP1mpc	Formação Cercadinho - Filito prateado, quartzito ferruginoso, sericita xisto. Membro filito (fi); membro quartzito (qt); quartzito ferruginoso (qtf); dolomito (dm)
GRUPO ITABIRA	
PP1ip	Indiviso - Itabirito, itabirito filítico e dolomítico
PP1ma	Formação Gandarela - Xisto, dolomito, calcário magnesiano, itabirito dolomítico, itabirito e quartzito. Dolomito (dm). Itabirito (it). Magnetita-anfibólio xisto (max)
PP1ca	Formação Cauê - Itabirito
GRUPO CARAÇA	
PP1ca	Indiviso - Quartzito, filito, quartzito-sericita xisto e conglomerado
ARQUEANO NEOARQUEANO	
GRUPO MAQUINÉ	
FORMAÇÃO CASA FORTE	
A4mca	Unidade Capanema - Sericita xisto e sericita-quartzo xisto fino. (Associação de Litofácies Não-Marinha: metassedimentos aluvial-fluviais)
A4mcj	Unidade Jaguará - Quartzito sericítico de granulação média a grossa e grit; metaconglomerado polimítico e quartzo-mica xisto subordinado. Estratificação gradacional e cruzada acanalada e tangencial preservadas. (Associação de Litofácies Não-Marinha: metassedimentos aluvial-fluviais)
FORMAÇÃO PALMITAL	
A4mcp	Unidade Rio de Pedras - Quartzito sericítico fino e quartzo-sericita xisto com estratificação cruzada de pequeno a médio porte; xisto carbonoso subordinado. (Associação de Litofácies Ressedimentada: metaturbiditos proximais)
SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS	
GRUPO MAQUINÉ	
A4ma	Indiviso - Quartzito, conglomerado, filito quartzoso e filito
GRUPO NOVA LIMA	
A4mnp	Unidade Córrego da Paina - Quartzito-mica-clorita xisto, clorita xisto, biotita-mica xisto feldspático, formação ferrífera local. (Associação de Litofácies Ressedimentada: metaturbiditos distais)
A4mnc	Unidade Fazenda Velha - Clorita-quartzo xisto feldspático, biotita-sericita-clorita xisto feldspático, biotita-moscovita xisto, rocha calcissilicática e margilito carbonoso. (Associação de Litofácies Ressedimentada: metapsamitos e metapelitos com estratificação gradacional e cruzada de pequeno porte)
A4mnd	Unidade Catarina Mendes - Carbonato-quartzo-feldspato-biotita-clorita xisto, sericita-biotita-clorita-quartzo xisto, quartzo-clorita xisto, rocha calcissilicática, metaconglomerado e formação ferrífera. Metarenito (am). Metaconglomerado (cg). Metagrauvaca félsica (gvf). Tremolito (tr). Granada-estaurólita xisto em auréola de metamorfismo de contato (ge). (Associação de Litofácies Ressedimentada: metagrauvaca com estratificação cíclica e gradacional e estratificação plano-paralela e cruzada)
A4mne	Unidade Córrego do Sítio - Quartzito-carbonato-mica-clorita xisto, quartzo-mica xisto, filito carbonoso; formação ferrífera subordinada (Associação de Litofácies Ressedimentada: metapelitos e metapsamitos com estratificação gradacional e cruzada)
MESOARQUEANO-NEOARQUEANO	
GRUPO NOVA LIMA	
A3mna	Indiviso - Xisto, filito e rocha metavulcânica, com pequenas intercalações de quartzito (qt), dolomito e formação ferrífera (ff)
MESOARQUEANO-NEOARQUEANO	
COMPLEXO SANTO ANTÔNIO DO PIRAPETINGA	
A3mnp	Talco-clorita xisto, serpentinito, metabasito, e ortognaisses tonalítico-trondhjemitico e granítico, com estrutura bandada e agmatítica
MESOARQUEANO	
COMPLEXO BAÇÃO	
A3b	Rochas granítica e granodiorítica, migmatito, gnaiss, granito gnáissico. Xisto (xt)
ROCHA INTRUSIVA DE IDADE INCERTA	
g	Metadiabásio
g	Gabro
grd	Granodiorito
d	Diques de basalto e diabásio

Figura 42-2: Legenda do Mapa Geológico de Ouro Preto, Folha Integral SF. 23-X-A-III-4,
 Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero – UFMG/CODEMIG, 2005
 escala 1:50.000.

3-2-4 – Geologia local

A área de ocorrência do topázio imperial é restrita ao Quadrilátero Ferrífero, o qual se localiza na borda SE do Cráton do São Francisco (Almeida 1977), porção central do Estado de Minas Gerais. Na sua porção mais ao sul se encontra o Sinclinal Dom Bosco, o qual é delimitado a oeste pelo Sinclinal Moeda e se estende a leste até a quadrícula de Mariana, tendo cerca de 40 km de extensão (leste/oeste). A Lavra do Cipó e o Córrego Cipó estão inseridos na parte central do flanco norte do Sinclinal Dom Bosco e o Ribeirão Maracujá, em sua maior parte está dentro do Complexo Bação, (Karfunkel 2009).

O alto curso do Ribeirão Maracujá é desenvolvido sobre várias unidades de metamorfitos, datadas do Arqueano ao Paleoproterozóico, pertencentes, respectivamente aos Supergrupos Rio das Velhas e Minas. Em seu médio e baixo cursos afloram rochas do Complexo basal arqueano, na região denominado Complexo Bação, (Dorr II 1969). Essa Unidade na área é composta por gnaisses com estruturas migmatíticas, e raramente por rochas de composição granítica mais homogêneas, pouco ou não orientadas, que cortam os migmatitos mostrando contatos intrusivos, (Chaves *et al.* 2002).

As ocorrências de topázio imperial da região de Ouro Preto são conhecidas na literatura geológica desde a segunda metade do século passado (Gorceix 1881). Apesar do caráter único desses depósitos, do potencial verificado no decorrer desses anos, e da alta qualidade gemológica do topázio, os trabalhos focalizando a gênese são relativamente escassos, e os poucos existentes, são controversos. Informações gerais sobre a geologia e mineralogia da região, e em alguns casos sobre a gênese, podem ser encontradas em Olsen (1971), Pires *et al.* (1983), Keller (1983), Ferreira (1983, 1987), Cassedanne (1989), Gandini (1994) e Rojas *et al.* (2009).

Além do significado econômico dos depósitos, a gênese do topázio tem atraído a atenção de vários pesquisadores através dos tempos, que formularam diversas teorias. Eschweg (1833) sugeriu que o topázio ocorre em talcoxistos, Mawe (1812) e Spix & Martius (1831) anteriormente se referiram as jazidas com veios alterados em mica, e Gorceix (1881) demonstrou que a rocha matriz do topázio é composta por uma mistura de moscovita, quartzo e caolinita, sendo um depósito de pegmatito, mas convertido em “mica xisto fibroso”. Derby (1901) descreveu a zona mineralizada, constituída do filito sericítico rico em óxidos de ferro, resultante de segregações ácidas a partir de uma rocha vulcânica intermediária, tendo o topázio sido depositado em drusas. Freyberg (1934) apenas delineou grosseiramente duas faixas mostrando a distribuição dos depósitos e Johnson (1962) julgou ser inviável a existência de pegmatitos concordantes, perfeitamente planares e no mesmo horizonte estratigráfico, porém sugeriu que os jazimentos seguiam um horizonte de quartzito ferruginoso. Recentemente Olsen (1971) sugeriu que o topázio e demais minerais associados foram depositados onde falhas e fraturas de tensão cortam filitos sericíticos da Formação Sabará, através de soluções hidrotermais que alteram e substituem o Sabará ao longo de fraturas e leitos permeáveis., acreditando que o topázio, juntamente com o quartzo, moscovita e ortoclásio tenham sido formado às expensas da caolinita, numa grauvaca ou arcósio, inicialmente. Considerou que o terreno onde forma o topázio foi formado como resultado da ação de fluidos mineralizantes, viajando através das fraturas de tensão e horizontes caoliníticos favoráveis ao Sabará, que foram convertidos num topázio sericita filito de cor marrom. Olsen (1971) sugeriu que a caolinita foi alterada por metassomatismo potássico, possivelmente durante o período de intrusões graníticas, ou eventos posteriores, em sericita e em alguns exemplos ao ortoclásio.

Julgou que soluções hidrotermais carreando apreciáveis quantidades de K, F, SiO₂, e menos Be, num processo combinado de lixiviação-deposição tenham sido responsável pela mineralização. D'Elboux & Ferreira (1975) consideraram que as ocorrências de topázio encontram-se tectonicamente controladas através de falhas de empurrão com sentido para nordeste mapeadas anteriormente por Barbosa (1969), e que na jazida de Saramenha (Vermelhão) intrusivas ácidas, talvez contemporâneas à tectônica tenham sido a causa da mineralização. Cassedane (1976) afirmou que na mina do Vermelhão o topázio está relacionado a preenchimento de falha na Formação Fecho do Funil, sendo associado à hematita e quartzo triturado dentro da limonita com óxidos de manganês.

Gandini (1994) relaciona o topázio imperial às rochas carbonáticas do Supergrupo Minas superior (Grupo Piracicaba). Entre os litotipos principais cita os filitos carbonáticos que transacionam para mármore impuros, tanto lateralmente como verticalmente. As mineralizações de topázio imperial ocorrem em veios centimétricos e descontínuos nessas rochas, e estão associadas a zonas de falhas. O topázio normalmente é encontrado em massas de caulim junto com quartzo, hematita, rutilo, euclásio e sericita. Na rocha alterada, o topázio imperial é encontrado em geodos e veios caolinizados, de dimensões centimétricas a decimétricas, que estão encaixados em rochas dolomíticas metamorfozadas, muito intemperizadas e de coloração castanho escura. Nos veios caulinizados, além de quartzo e dolomita, o topázio e a florencita.

É conhecido apenas um afloramento em que o topázio é encontrado em rocha inalterada, próximo à rodovia Belo Horizonte/Ouro Preto, no local chamado Bocaina. Constitui-se de mármore dolomítico amarelo-claro, pertencente à Formação Fecho do Funil. A mineralização do topázio ocorre em veios centimétricos, compostos essencialmente por quartzo e dolomita, Gandini (1994).

Para Pires *et al.* (1983), as principais jazidas onde o topázio é encontrado na rocha matriz, correspondem as do Capitão, Boa Vista, Trini e Vermelhão. Depósitos de aluvião ocorrem ao longo dos ribeirões da Colônia, Maracujá, Colégio, Mango, Azul, Córrego Cipó, Papa Cobra e Fundo. A distribuição irregular dos depósitos pode ser atribuída ou ao comportamento diferencial do horizonte mineralizado, *Brown Terrena* (BT) durante a deformação por efeito de *boundage*, ou devido a variações de espessura, com afinamentos bruscos durante a formação original. Certamente a deformação polifásica (pelo menos em três períodos) afetou sensivelmente a distribuição das mineralizações e fraturamento dos cristais de topázio, mas evidentemente não contribuiu para a geração das jazidas como sugeriu Olsen (1971). O controle estratigráfico das mineralizações se apóia no fato de que o horizonte-BT situa-se frequentemente na zona de contato entre o sericita xisto do topo da Formação Gandarela e os quartzitos negros e ferruginosos de Formação Cercadinho. Em certas zonas, onde o contato entre os quartzitos ferruginosos e o sericita xisto é gradacional, indicado pela presença de numerosas e pequenas lentes de quartzitos dentro do sericita xisto, ocorrem delgados corpos de horizonte-BT, irregulares e fracamente mineralizados, denominado pelos garimpeiros de “falso terreno”. Nas zonas onde a deformação, por dobramento, inverteu a posição relativa e topográfica do sericita xisto e quartzitos negros ocorrem forte milonitização, dobras caóticas mesoscópicas com frequentes rupturas nos flancos das dobras, esmagamento e estriamento dos grãos de quartzo do quartzito. Podem ocorrer vários delgados horizontes, decimétricos do horizonte –BT flanqueando a camada principal, que apresenta espessuras, em geral, entre 2 e 6 metros, podendo chegar a 10 metros.

O horizonte-BT ocorre no topo de uma sequência de magnetita sericita xisto e quartzo magnetita sericita xisto, podendo conter lentículas centimétricas, deformadas de quartzo, com níveis de sericita xisto caolinítico junto ao topo da unidade, existindo ainda lentes esparsas de dolomito e persistente horizonte de cloritóide quartzito, duro, verde, com espessura entre 1 e 3 metros, denominado horizonte Quilombo, (Pires *et al.* 1983).

Para Rojas *et al.* (2009), a razão entre OH^- / F^- do topázio está fortemente relacionada com as propriedades mineralógicas, como por exemplo a densidade relativa, os índices de refração, parâmetros da célula unitária, etc., e quanto maior a porcentagem de flúor, maior são os valores de densidade relativa e menores são os índices de refração. Para a pesquisa foram estudados, cerca de vinte amostras de topázio imperial, se determinando o teor de flúor, a densidade relativa e os índices de refração dessas amostras. As densidades relativas de 17 amostras estudadas variaram entre 3,46 e 3,58, ocorrendo apenas dois valores maiores, (3,56 e 3,58) observando-se que a maioria dos valores está abaixo do normal. Os índices de refração foram de, em sua maior parte entre 1,630-1,634 e 1,632-1,633, maiores do que os normais. Os dados de densidade relativa e índices de refração foram obtidos com a finalidade de se caracterizar mineralogicamente o topázio imperial da região de Ouro Preto. O topázio imperial da região de Ouro Preto apresenta uma maior substituição de flúor por oxidrila, sugerindo uma cristalização em ambiente hidrotermal. Pelos dados obtidos de porcentagem de flúor no topázio imperial aumenta os valores de densidade relativa e diminui os valores de índice de refração. As relações OH^- / F^- são comuns à ambientes hidrotermais, os quais também apresentam menores valores de densidade relativa e maiores valores de índice de refração.

De acordo com comunicação verbal do Geólogo Paulo Roberto Amorim dos Santos Lima (*in: Cornejo & Bartorelli 2010*) “o topázio da região de Ouro Preto tem origem filoniana provavelmente relacionada a intrusões graníticas. As rochas encaixantes costumam ser filitos prateados e grafíticos, quartzitos ferruginosos, formações ferríferas (itabiritos) e quartzitos brancos, raramente calcários. Os melhores topázios, em relação à cor, são relacionados aos filitos. Normalmente, o topo das jazidas do Vermelhão, Dom Bosco, Rodrigo Silva e Boa Vista era constituído de cangas ferruginosas, lateritizadas, onde se encontraram, no passado, os melhores e maiores topázios imperiais. O principal guia utilizado pelos garimpeiros para achar os “buchos” ricos em topázio é um material argiloso, amarelado ou avermelhado, às vezes com caulim, chamado (Pires 1983), por “BT”, por “Brown terrain”, denominação antiga, de origem inglesa, para material, a qual é ainda hoje utilizada. O que dificulta muito o estudo da origem do topázio imperial é que, em todas as jazidas, a matriz do topázio estão totalmente intemperizadas. As únicas evidências que se têm para atribuir uma origem granítica para as intrusivas portadoras de topázio são valores anômalos de flúor (mais de 600 ppm) e bário (mais de 500 ppm) encontrados no material que envolve o topázio”.

Assim as mineralizações de topázio imperial encontram-se nas Formações Cercadinho, Fecho do Funil e Sabará, pertencentes ao Supergrupo Minas, no Quadrilátero Ferrífero, o que é circundado por complexos granítico-gnáissicos arqueanos e transamazônicos, com o Complexo Bação situado no seu interior. Ocorrem ainda duas sequências de rochas supracrustais: o Supergrupo Rio das Velhas, um *greenstone belt* de idade arqueana; e o Supergrupo Minas, uma sequência plataformal de idade proterozóica inferior (Chemale Jr. *et al.* 1991).

Na região de Ouro Preto, o topázio está condicionado a dois condicionantes geológicos: um no anticlinal de Mariana em rochas do Grupo Itatiaia e outro, no eixo do Sinclinal Dom Bosco, ao longo de uma faixa leste-oeste com cerca de 40 km de extensão, principalmente em rochas do grupo Piracicaba.

3-2-5 – Análise mineralógica

De acordo com Gandini (1994) o topázio imperial de Ouro Preto, ocorre sob a forma de cristais prismáticos, sendo raros os exemplares biterminados. Apesar de normalmente ocorrer sob a forma de agregados e fragmentos, predominam os tipos idiomórficos constituídos de dois prismas rômnicos verticais terminados por uma bipirâmide rômnica. As dimensões variam desde alguns milímetros até 20cm aproximadamente, predominando a faixa em torno de 1 a 4cm. A cor, uma das propriedades mais notáveis desse mineral-gema, varia de amarelo-dourado a vermelho conhaque, apresentando matizes transacionais entre os dois tipos. Gandini (1994) ainda afirma que análises químicas de topázios coloridos, obtidas a partir de microssonda eletrônica, indicaram ser o Cr^{+3} , V^{+3} e Fe^{+3} os possíveis cromóforos do mineral-gema. Para os topázios da região de Ouro Preto, o teor médio de SiO_2 é de 32,5%, o de Al_2O_3 54,9% e o de F 12,60%.

Com relação ao índice de refração, o autor, estabelece que n_x varia de 1,615 a 1,628, n_y de 1,618 a 1,631 e n_z de 1,625 a 1,639; a birrefringência, por sua vez, varia de 0,008 a 0,015. A densidade relativa está compreendida no intervalo de 3,40 a 3,59.

Os resultados das análises feitas na presente pesquisa (com refratômetro gemológico e balança para peso específico digital) se encaixam nos valores estabelecidos por Gandini (1994). Por não se ter um número considerado, estatisticamente, suficientes de cores diferentes, predominando apenas o amarelo forte, não se optou pela correção cor/características ópticas.

3-2-6 – Análise química e cristalográfica

As análises químicas e cristalográficas foram realizadas por Absorção Óptica e através de Microssonda Eletrônica, executadas com a colaboração do Departamento de Física da UFMG.

3-2-6-1- Absorção ótica

A análise feita é de grande importância para se obter a diferença entre as amostras de topázio imperial de cor amarela e rosa.

Mostramos os resultados das análises por absorção das amostras de topázio imperial amarelo e rosa, (Fig. 43-1 e 43-2).

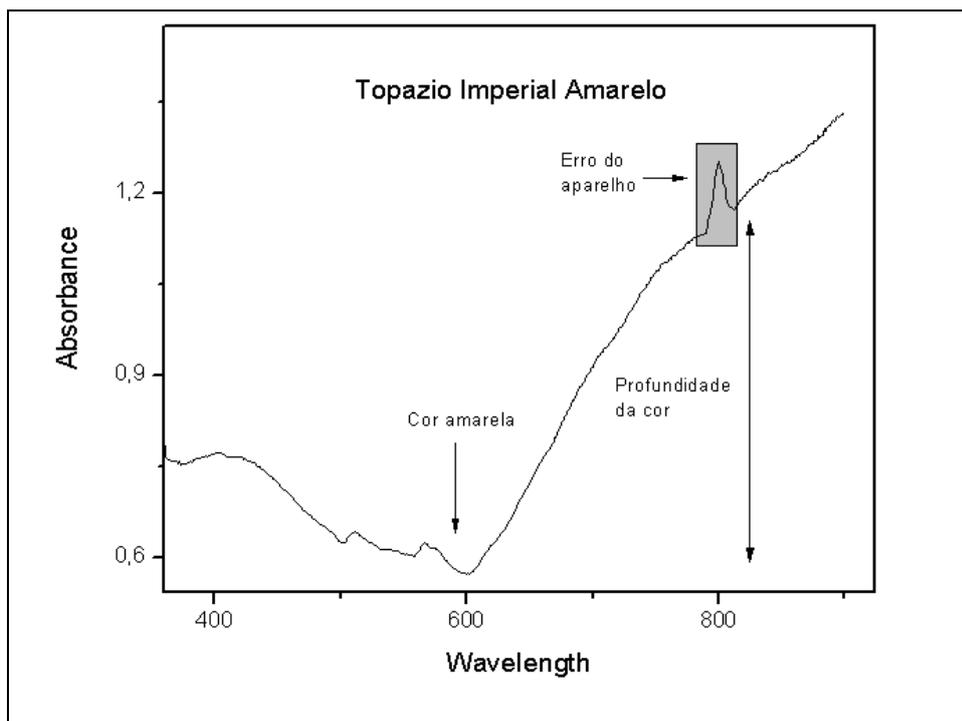


Figura 43-1:
Resultado da absorção ótica do topázio imperial amarelo de Cachoeira do Campo.

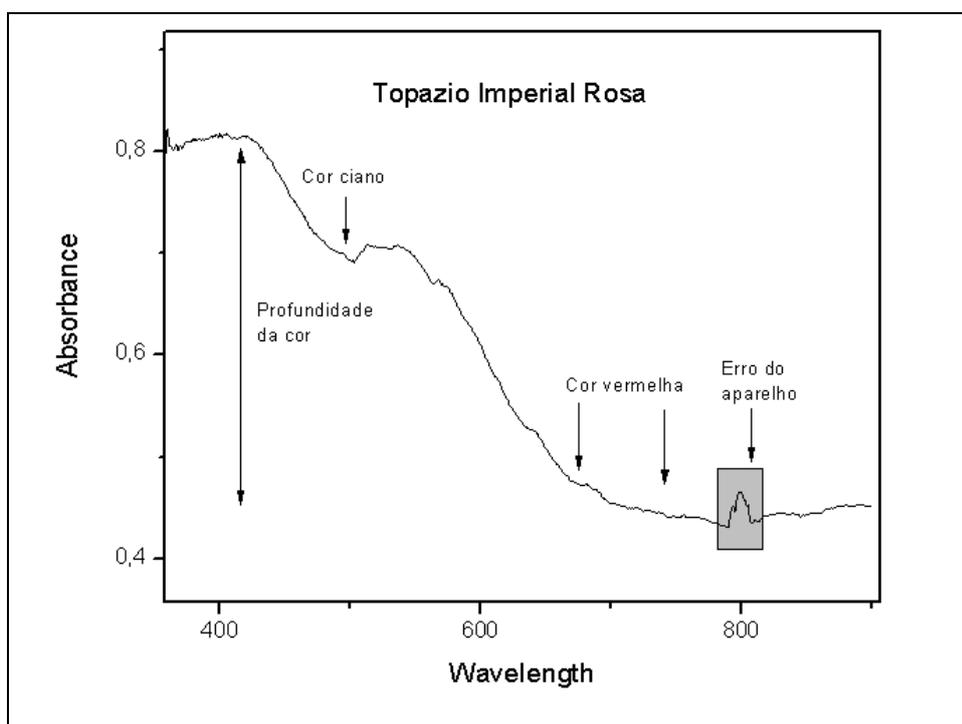


Figura 43-2:
Resultado da absorção ótica do topázio imperial rosa de Cachoeira do Campo.

Nota-se, um máximo de absorção centrado em 400nm para o topázio imperial amarelo, enquanto para o topázio imperial rosa, observa-se um máximo de absorção acima de 700nm.

3-2-6-2- Microsonda eletrônica

Verifica-se maior quantidade em ferro no topázio imperial amarelo, mas em pequena quantidade. Verifica-se que o topázio imperial amarelo possui a maior quantidade também em Al_2O_3 e SiO_2 . A quantidade de álcalis (Na_2O) é a mesma (Tab.19).

Tabela 19: Resultado da análise por microsonda eletrônica do topázio imperial de Cachoeira do Campo, nas colorações rosa e amarela

Gema/elementos	Na_2O	Al_2O_3	SiO_2	FeO
Topázio Rosa	0,03%	52,48%	34,71%	0,003%
Topázio Amarelo	0,03%	52,72%	34,98%	0,019%

3-2-7 – Procedimento de campo

Ao longo do Córrego Cipó coletou-se amostras, além da área fonte, a 300m (10l lavados/6 amostras coletadas), 400m (10l lavados/5 amostras coletadas), 600m (10l lavados/ 7 amostras coletadas), 800m (10l lavados/ 5 amostras coletadas), 900m (20l lavados/6 amostras coeltadas) e 1.000m (com 30l lavados/4 amostras coletadas) da área fonte.

Já no Ribeirão Maracujá realizou-se coleta de amostras a 1.000m (40l lavados/5 amostras coletadas), 2.000m (50l lavados/4 amostras coletadas), 3.000m (60l lavados/4 amostras coletadas), 4.000m (70l lavados/5 amostras coletadas), 5.000m (com 80l/3 amostrass), 6.000m (80l/3 amostras), 7.000m (90l/4 amostras), 8.000m(100l/3 amostras), 9.000m (120l/3 amostras) e 10.000m (140l lavados/2 amostras) da área fonte. Posteriormente foram coletadas amostras de topázio imperial a 20.000m da área fonte (180l lavados/2 amostras) e a 30.000m da área fonte (200l/2 amostras).

A velocidade do Ribeirão Maracujá foi medida obtendo 0,34m/s no regime turbulento e 0,29m/s no regime laminar, com uma vazão média de 0,858 m^3/s , e larguras/profundidades do curso de água é em torno de 3m/30-50cm, com extensão estudada de 30km (Sperling & Baptista 2007). A análise granulométrica dos sedimentos do Ribeirão Maracujá determinou uma proporção de 3% de argila/silte, 65% de areia (grossa, média e fina em quantidades proporcionais) e 32% de cascalho.

Em detalhes (Fig. 44-1) o posicionamento da Lavra do Cipó, do Córrego Cipó e do Ribeirão Maracujá (fonte Google Earth), e a confluência do Córrego Cipó com o Ribeirão Maracujá (Fig. 44-2).



Figura 44-1: Vista aérea a 2,06km, com o posicionamento da área fonte, do Córrego Cipó e do Ribeirão Maracujá (fonte Google Earth).



Figura 44-2: Vista da confluência do Córrego Cipó com o Ribeirão Maracujá, região de Cachoeira do Campo.

3-2-8 – Amostras de campo

No campo foram coletadas 73 amostras de topázio imperial, ao longo do córrego Cipó e do Ribeirão Maracujá, sendo as mais representativas apresentadas abaixo, (Fig. 45).

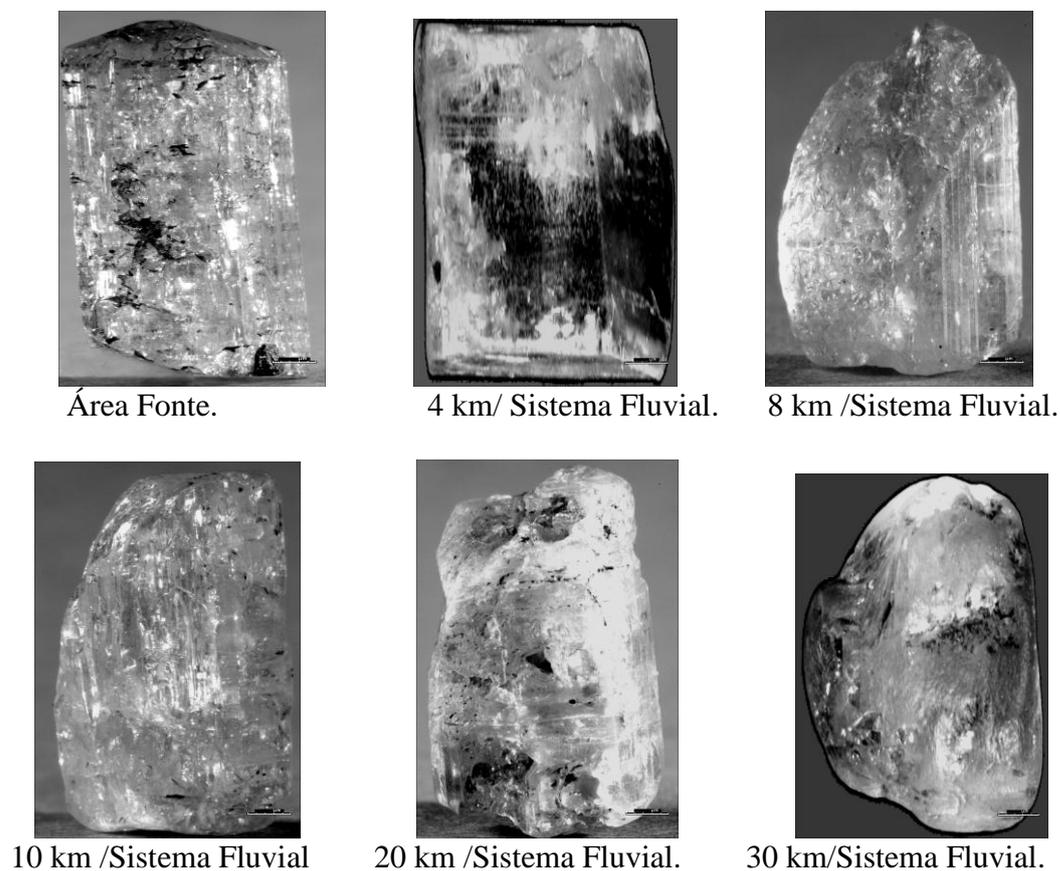


Figura 45: Amostras de topázio imperial coletadas na área fonte e ao longo do sistema fluvial.

Como o desgaste externo no topázio imperial ocorre principalmente nas linhas reticulares, mostramos fotos comparativas da área fonte, 3 km, 5 km e 10 km do sistema fluvial, onde verifica-se o desgaste superficial priorizado nas linhas de crescimento, no microscópio ótico com aumento de 50 vezes (Fig. 46-1 a 46-4).

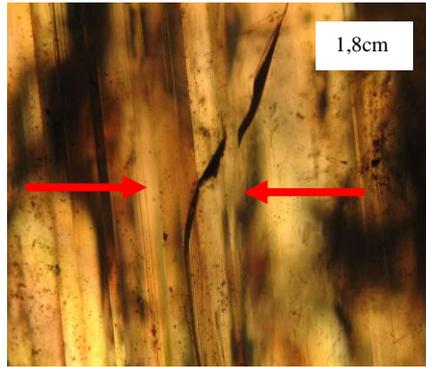


Figura 46-1:
Topázio imperial encontrado na
área fonte (aumento de 50x).

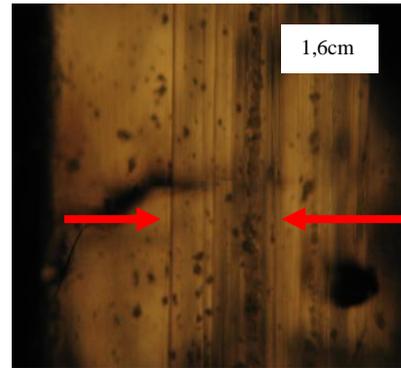


Figura 46-2:
Topázio imperial encontrado
no sistema fluvial a 3 km
da área fonte (aumento de 50x).

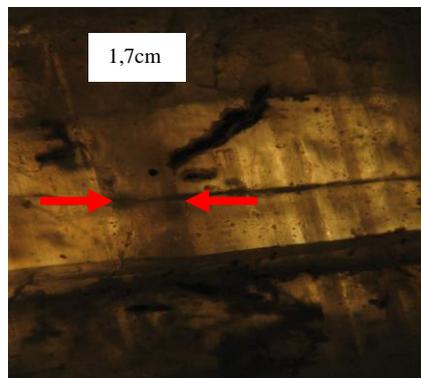


Figura 46-3:
Topázio imperial encontrado no
Sistema fluvial a 5 km da área
fonte (aumento de 50x).

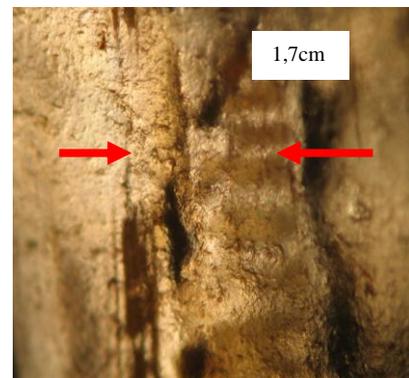


Figura 46-4:
Topázio imperial encontrado no
sistema fluvial a 10 km da área
fonte (aumento d 50x).

Duas amostras de topázio se mostraram extremamente interessantes, a primeira encontrada a 3 km da área fonte mostrando um desgaste bastante acentuado (Fig. 47-1) e a segunda encontrada a 4 km da área fonte, com clivagem bem delimitada, sem com isto ter se quebrado, na (Fig. 47-2).

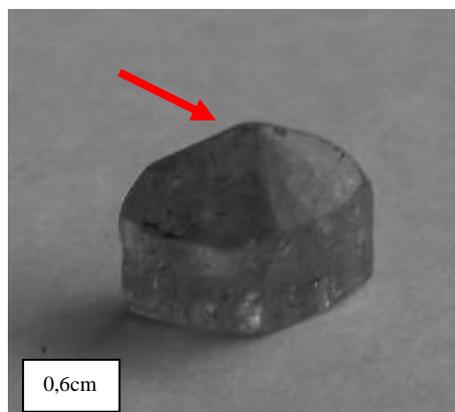


Figura 47-1: Desgaste acentuado
na amostra de 3 km da área fonte
no sistema fluvial.

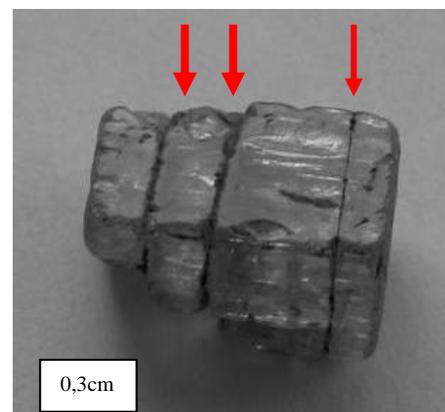


Figura 47-2: Linhas de clivagem
acentuadas na amostra de 4 km da
área fonte, no sistema fluvial.

3-2-9 – Desgaste em laboratório

Em laboratório, duas amostras obtidas na área fonte, da Lavra do Cipó, foram levadas ao *tumbler* “a”, com os sedimentos do próprio local, com a mesma proporção granulométrica. Respeitou-se, como em todos os experimentos, a proporção de 40% de sedimentos e 60% de água.

Iniciou-se o processo de desgaste artificial, retirando a cada 50h ou a cada 5 km de percurso de gema no sistema fluvial. Este processo se repetiu de 5 em 5 km até 30 km.

As amostras desgastadas no *tumbler* foram comparadas, na lupa binocular com as coletadas no sistema fluvial, observando que o desgaste de todas as amostras foi similar, confirmando mais uma vez a proporção de 10% do *tumbler* para o sistema fluvial, ou seja, 1.000m no equipamento correspondem a 100m no sistema fluvial.

A curva de desgaste, foi estabelecida em perda de peso vs distância para o topázio imperial de Cachoeira do Campo, (Fig. 48-1).

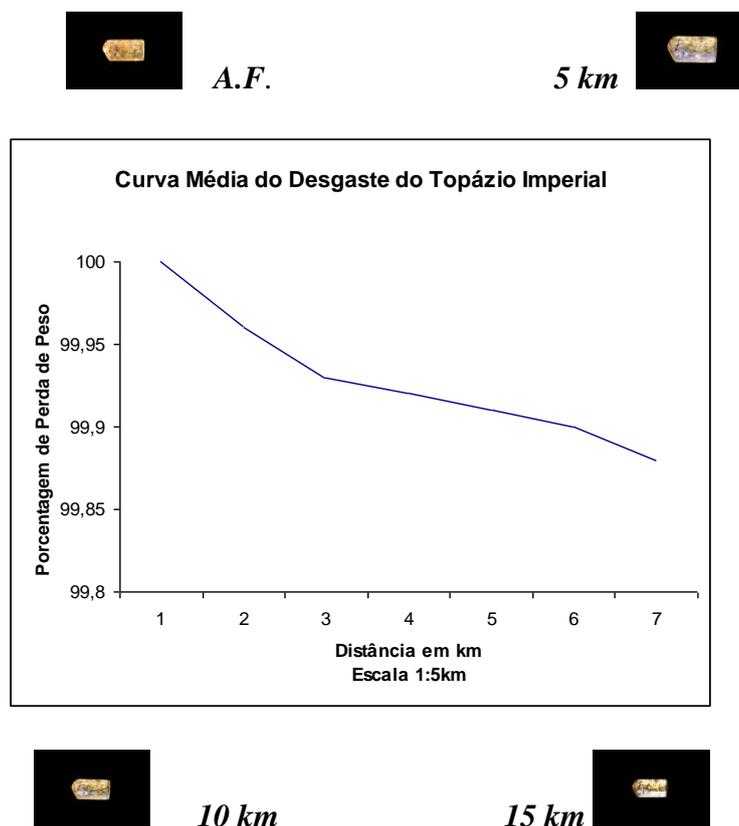


Figura 48-1:
Curva de desgaste em perda de peso vs distância, simulada, para o topázio imperial de Cachoeira do Campo, Distrito de Ouro Preto, com detalhes para amostras da área fonte, 5 km, 10 km e 15 km, respectivamente.

Como se pode observar, a curva obtida em laboratório não segue, exatamente, a curva ideal estabelecida pela equação $y = 1 / \log x$, percebendo-se um comportamento ideal até 3 km sofrendo um pequeno desvio nesta distância e no final do processo, sendo necessário, então a correção da curva pela curva logarítmica, (Fig. 48-2).

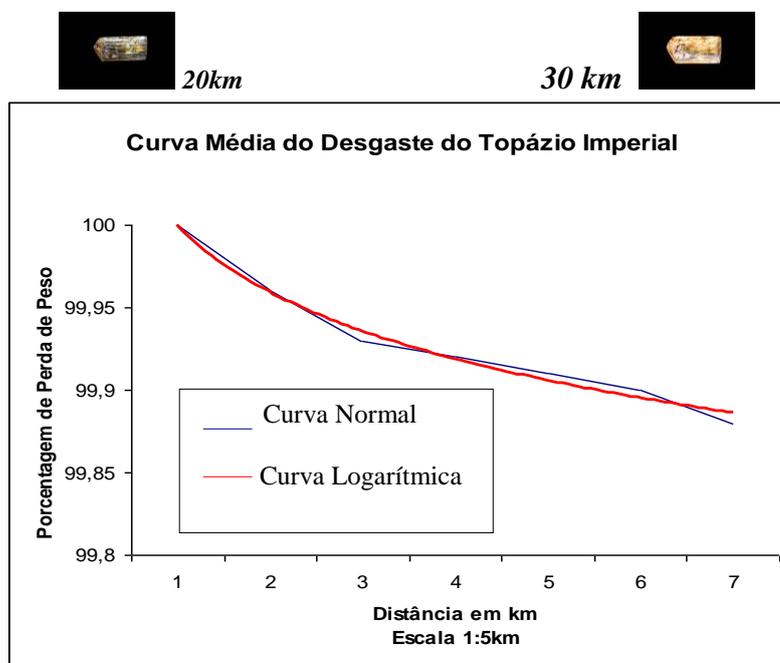


Figura 48-2:

Curva de desgaste em porcentagem de perda de peso vs distância (em azul), corrigida, pela curva logarítmica (em vermelho) aproximando a curva à equação $y = 1 / \log x$ para o topázio imperial de Cachoeira do Campo, Distrito de Ouro Preto, com detalhes para as amostras de 20 km e 30 km, respectivamente.

A seguir mostramos detalhes, em tamanho natural, para os desgastes do topázio amarelo, observando-se o arredondamento da terminação prismática e redução das linhas reticulares à medida que aumenta o desgaste (Fig.49-1).

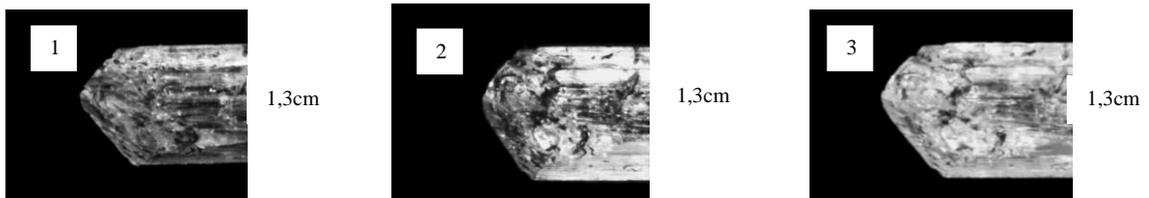


Figura 49-1: Detalhamento do desgaste do topázio imperial amarelo, obtido no *tumbler*, na seqüência: área fonte (1), 15km (2) 30km (3), observando-se o arredondamento da terminação prismática e perda das linhas reticulares, à medida que ocorre o desgaste.

Em seguida (Fig. 49-2) o desgaste artificial do topázio rosa no *tumbler*, observando-se o aumento do distanciamento na linha de clivagem, à medida que ocorre o desgaste, sem que ocorra a quebra do mineral, na sequêcia amostra da área fonte, com 15 km e 30 km de desgaste,

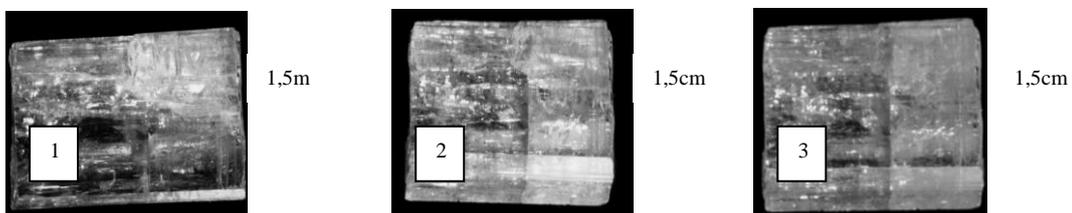


Figura 49-2: Detalhamento do desgaste do topázio imperial rosa obtido no *tumbler*, observando-se o aumento da distância da linha de clivagem, à medida que ocorre o desgaste na seqüência: área fonte (1), 15 km (2) e 30 km (3).

3-2- 10 – Resultados obtidos

Quanto à comparação dos desgastes das amostras de coloração amarela e rosa do topázio imperial, à mesmas distâncias, tanto no processo artificial no *tumbler*, como no processo fluvial natural, apresentam desgastes semelhantes.

Ao contrário do que se pensava, o topázio resiste ao transporte fluvial por longas distâncias, (até 30 km sem que se parta nas zonas de clivagem. O desgaste das amostras pode ser verificado no arredondamento da terminação piramidal, na eliminação das linhas reticulares, à medida que aumenta a distância ou, ainda, pelas distâncias da área de clivagem, que aumentam com o aumento da distância de transporte.

Tanto o topázio imperial de coloração amarela, como o de coloração rosa, apresentam o mesmo desgaste, tanto no sistema fluvial, quanto na simulação no laboratório.

Na análise por absorção ótica, o topázio amarelo apresenta uma absorção com comprimento de onda de 600 nm, enquanto a de coloração rosa apresenta um comprimento de onda na faixa de 700 nm, sendo que a intensidade das suas cores é evidenciado pela intensidade da absorção em cada espectro.

Na análise por microsonda eletrônica, as amostras amarelas apresentam quantidade de ferro na faixa de 0,02%, enquanto no topázio rosa o teor de ferro está na faixa de 0,003% sendo que os teores de Na₂ O, Al₂ O₃ e SiO₂ são praticamente iguais.

3-2-11 – Padrões de desgaste do topázio imperial de Cachoeira do Campo

Com a finalidade de se criar, além do padrão através das curvas de desgaste do topázio imperial amarelo e rosa, criamos um padrão fotográfico de desgaste para o mineral gema. Para tanto, colocou-se duas amostras no *tumbler* “a” para a simulação do desgaste artificial e, com os sedimentos do próprio local, na proporção padrão de 20% de cascalho, 60% de areia e 20% de argila/silte, (proporção na qual ocorre maior desgaste, conforme estudo de variação de classes granulométricas, Tabela 8), e 40% de sedimentos e 60% de água, para que seja simulado o movimento de saltação. Como comprovado anteriormente, o desgaste do topázio imperial amarelo e rosa são iguais, utilizamos o topázio amarelo. O desgaste foi realizado durante 30 km (300 horas) e, a cada intervalo de 5 km (50 horas) a amostra foi retirada do equipamento e fotografada, retornando ao desgaste em seguida. Para maior facilidade de visualização do desgaste, foi utilizada apenas uma amostra, que foi fotografada nos intervalos mencionados (Fig. 50).

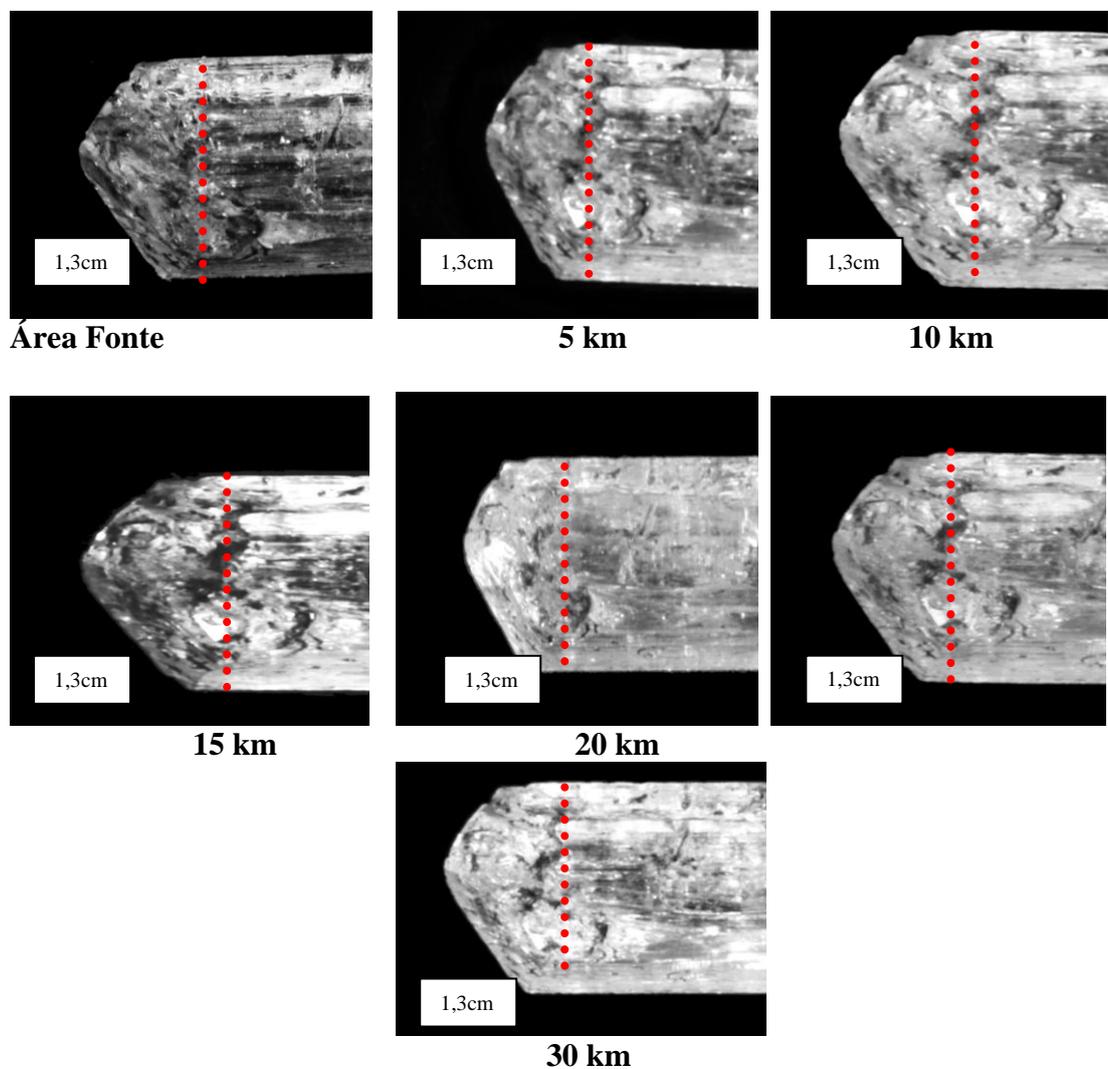


Figura 50: Padrão de desgaste do topázio imperial, mostrando o desgaste na terminação piramidal (à esquerda da linha vermelha) e através das linhas reticulares, que se reduzem à medida que aumenta a distância do transporte, Cachoeira do Campo.

3-2-12 – Simulação matemática do desgaste

A simulação do desgaste do topázio imperial de Cachoeira do Campo foi realizada através dos métodos do modelamento matemático, medida da ângulosidade (porcentagem de perda de peso) na balança e pelo sistema *Quantikov*.

3-2-12-1 – Método do modelamento matemático da curva de desgaste do topázio imperial

A curva obtida em laboratório não segue, exatamente, a curva ideal estabelecida pela equação $y = 1 / \log x$, percebendo-se um comportamento ideal até 3 km sofrendo um pequeno desvio nesta distância e no final do processo, sendo necessário, então a correção da curva pela curva logarítmica.

Obteve-se a curva ideal sob o ponto de vista matemático, (vermelha, denominada logaritmo), sobre a curva azul que representando o desgaste artificial da gema desenvolvida em laboratório (denominada porcentagem de perda de peso), chegando-se ao modelamento matemático para a curva do topázio imperial, (Fig. 51), através da equação específica da curva $Y = - 0,0538 \text{Ln}(x) + 100,04$, através da qual se executa o modelamento matemático.

$$y = 1/\log x$$

$$Y = - 0,0583 \text{Ln}(x) + 100,04$$

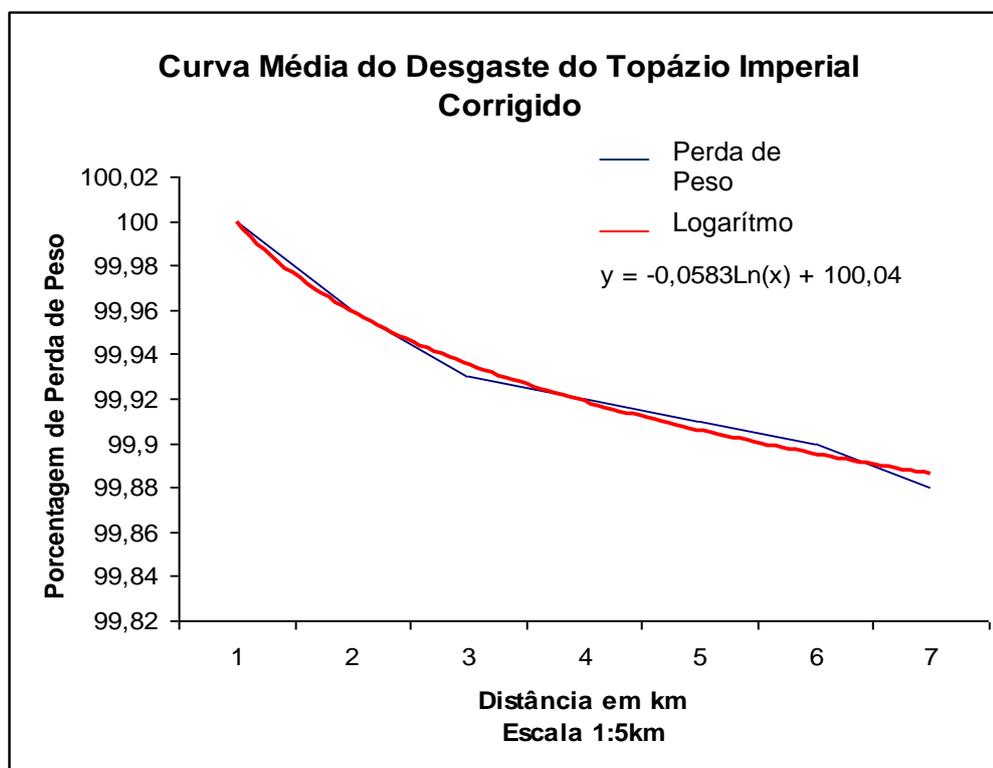


Figura 51: Modelamento matemático da curva de desgaste do topázio imperial, com a devida correção pela curva logarítmica e a equação do modelamento matemático.

Desenvolveu-se pelo mesmo método matemático o desgaste do topázio imperial de Cachoeira do Campo, sendo simulado a porcentagem do desgaste do mineral da área fonte até 30 km, em intervalos de 5 km, como demonstrado na Tabela 20.

Tabela 20: Desgaste do topázio imperial pelo modelamento matemático
 $Y = -0,0583 \ln(x) + 100,04$

Distância em km	Porcentagem de Perda de Peso
Área Fonte	100
1	99,63
2	99,59
3	99,57
4	99,55
5	99,54
6	99,53
7	99,52
8	99,51
9	99,509
10	99,50
11	99,497
12	99,49
13	99,487
14	99,48
15	99,479
16	99,475
17	99,47
18	99,468
19	99,465
20	99,46
21	99,459
22	99,457
23	99,454
24	99,45
25	99,449
26	99,447
27	99,445
28	99,443
29	99,44
30	99,438

3-2-12-2 – Método da medida da angulosidade na balança analítica para o topázio imperial

Para o estudo de caso do topázio imperial de Cachoeira do Campo, utilizou-se amostras da área fonte e do sistema fluvial até 30 km, em intervalos de 5 km para o corte e pesagem.

Todas as fotos foram padronizadas na “moldura” de 6,2cm a 4,5cm, pesadas, recortadas e novamente pesadas, determinando-se a medida da angulosidade das amostras, (Fig.52).

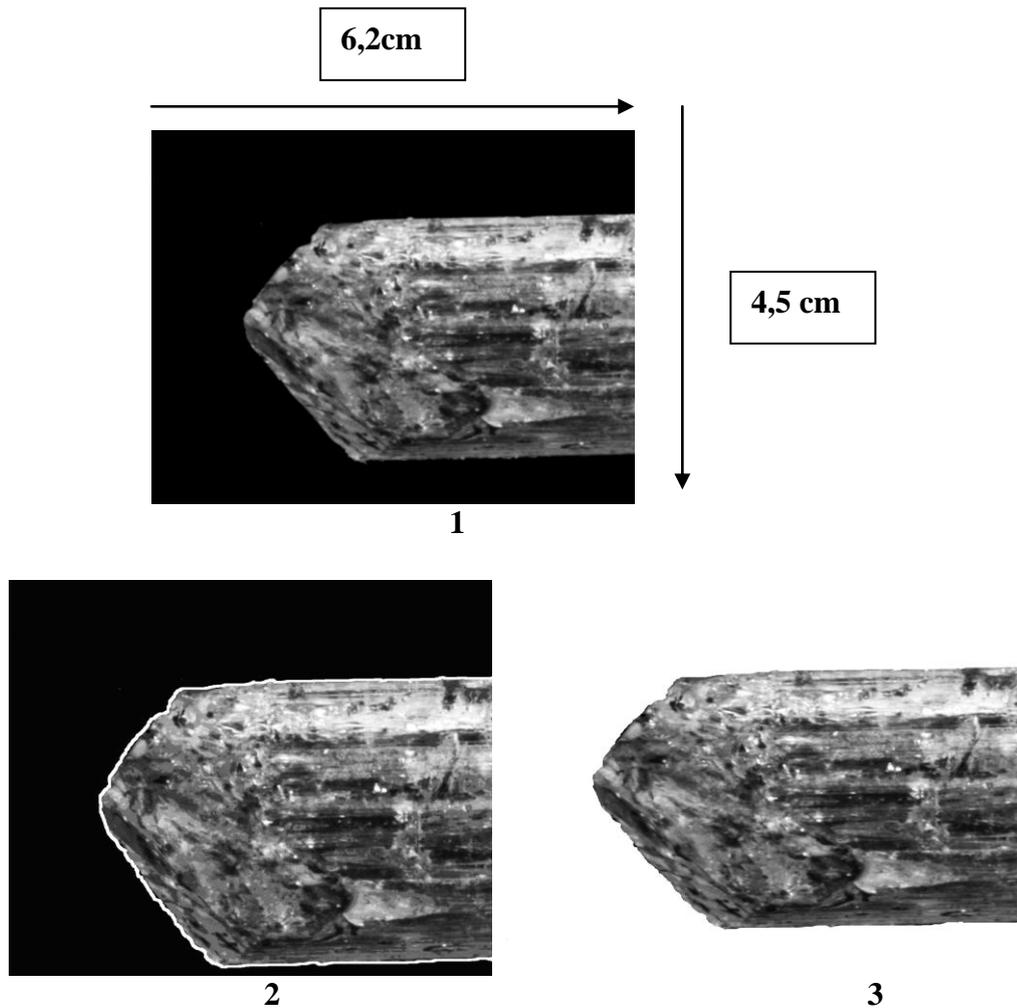


Figura 52: Sequência da padronização da foto em moldura (1), preparação para corte (2) e amostra preparada para pesagem (3) do estudo de caso do topázio imperial de Cachoeira do Campo, MG.

Desenvolveu-se pelo método da balança o desgaste do topázio imperial de Cachoeira do Campo, MG, sendo simulado a porcentagem do desgaste do mineral gema da área fonte até 30 km, em intervalos de 1 km.

A perda de angulosidade das amostras de topázio imperial foi verificada à medida que a amostra se distância da área fonte. O erro (Tab. 21), da angulosidade pelo método da balança em relação ao modelamento matemático foi de aproximadamente 6%.

Tabela 21: Medida da angulosidade do topázio imperial de Cachoeira do Campo, MG, pelo método da balança.

Distância km	Peso da Moldura 6,2 X 4,5 cm	Peso do Mineral gramas	Porcentagem de Perda de Peso	Erro em Relação ao Modelamento Matemático porcentagem
AF	0,1202	0,0966	100	0
1	0,1202	0,0963	99,69	0,06
2	0,1202	0,0960	99,38	0,21
3	0,1202	0,0957	99,06	0,51
4	0,1202	0,0954	98,75	0,80
5	0,1202	0,0951	98,44	1,09
6	0,1202	0,0949	98,24	1,28
7	0,1202	0,0948	98,14	1,37
8	0,1202	0,0946	97,93	1,57
9	0,1202	0,0945	97,83	1,67
10	0,1202	0,0944	97,72	1,77
11	0,1202	0,0943	97,62	1,87
12	0,1202	0,0940	97,31	2,18
13	0,1202	0,0938	97,10	2,38
14	0,1202	0,0935	96,79	2,69
15	0,1202	0,0932	96,48	2,99
16	0,1202	0,0929	96,17	3,30
17	0,1202	0,0926	95,86	3,61
18	0,1202	0,0924	95,65	3,81
19	0,1202	0,0921	95,34	4,12
20	0,1202	0,0919	95,13	4,32
21	0,1202	0,0917	94,93	4,52
22	0,1202	0,0915	94,72	4,75
23	0,1202	0,0913	94,51	4,94
24	0,1202	0,0911	94,31	5,14
25	0,1202	0,0910	94,20	5,24
26	0,1202	0,0908	94,00	5,44
27	0,1202	0,0906	93,79	5,65
28	0,1202	0,0905	93,69	5,75
29	0,1202	0,0903	93,48	5,96
30	0,1202	0,0902	93,37	6,06

3-2-12-3 – Determinação do desgaste do topázio imperial através do Sistema Quantikov

Para que se execute o processo pelo sistema *Quantikov* é necessário que todas as amostras sejam padronizadas com as mesmas dimensões em pixels e mesmo tamanho de documento em centímetros, (Tab. 22).

Tabela 22: Padronização do tamanho da amostras dos padrões fotográficos topázio imperial para o Sistema *Quantikov*.

TOPÁZIO IMPERIAL	
TAMANHO DA IMAGEM	
Dimensões em Pixels	1,01 K
Largura	902 pixels
Altura	1.167 Pixels
Tamanho do Documento	
Largura	32 cm
Altura	41,17 cm
Resolução	72 pixels/polegada
Imagem Bicúbica	

Utilizando-se o Sistema *Quantikov* para o padrão fotográfico de desgaste do topázio imperial de Cachoeira do Campo, MG, da área fonte até 30 km, em intervalos de 5 km, foi possível a determinação da área de desgaste das amostras. Pode-se verificar uma perda de área ou de material à medida que a amostra se distancia da área fonte, pelo sistema fluvial, (Tab. 23).

Tabela 23: Determinação do desgaste do topázio imperial pelo Sistema *Quantikov*.

Distância metros	AT = Área total da amostra mm ²	D = Diâmetro Equivalente mm	AIM = área da imagem mm ²	AT/AIM %	FF = Fator de forma	Porcentagem de perda de área
AF	1,057	1,156	2,306	45,84	0,66	100
5.000	1,055	1,154	2,306	45,75	0,68	99,81
10.000	1,054	1,151	2,306	45,71	0,73	99,72
15.000	1,050	1,150	2,306	45,53	0,75	99,34
20.000	1,046	1,145	2,306	45,36	0,77	98,96
25.000	1,042	1,142	2,306	45,19	0,79	98,58
30.000	1,038	1,139	2,306	45,01	0,82	98,20

AT é área total da amostra sendo relacionada com o desgaste superficial desde a área fonte e ao longo do sistema fluvial; **D** equivale ao diâmetro equivalente da amostra; **AIM** é área total da foto, ou seja amostra inserida na “moldura”; **AT/AIM** mostra a porcentagem do tamanho da amostra em relação ao tamanho da foto; **FF** é o fator forma da amostra, ou seja, a forma aproximada da amostra em relação à uma circunferência (sendo que para amostra esférica o valor se aproxima de 1,00); **porcentagem de perda de área**, representa a porcentagem de perda de peso da amostra ao longo do sistema fluvial.

Pelo Sistema *Quantikov*, para o padrão fotográfico de desgaste do topázio imperial, da área fonte até 30 km, em intervalos de 1 km, foi possível a determinação da área de desgaste das amostras, (Tab. 24).

Tabela 24: Desgaste do topázio imperial de Cachoeira do Campo, MG, Através do Sistema *Quantikov*.

Distância em km	Porcentagem de Perda de Peso	Erro em Relação ao Modelamento Matemático
AF	100	0
1	99,96	-0,33
2	99,93	-0,34
3	99,89	-0,32
4	99,85	-0,30
5	99,81	-0,27
6	99,79	-0,26
7	99,77	-0,25
8	99,76	-0,25
9	99,74	-0,24
10	99,72	-0,22
11	99,65	-0,16
12	99,57	-0,08
13	99,49	-0,01
14	99,41	0,07
15	99,34	0,13
16	99,26	0,21
17	99,19	0,28
18	99,11	0,35
19	99,04	0,42
20	98,96	0,5
21	98,88	0,57
22	98,81	0,64
23	98,73	0,72
24	98,66	0,79
25	98,58	0,86
26	98,51	0,93
27	98,43	1,01
28	98,35	1,09
29	98,31	1,13
30	98,20	1,23

Observa-se que o desgaste obtido pelo Sistema *Quantikov*, para o topázio imperial de Cachoeira do Campo, MG, mostra um erro negativo para os primeiros 13 km e na sequência se transformando em um erro positivo no final do processo, em torno de 1,2%, erro bem menor do que o observado pelo método da balança.

3-2-12-4- Padrão de desgaste do topázio imperial corrigido pelo *Quantikov*

O padrão fotográfico obtido, anteriormente (Fig. 49), pode apresentar uma variação no tamanho das amostras, em função de um distanciamento focal diferente para cada distância de desgaste em que a foto foi tirada. Para se eliminar esta diferença no tamanho das amostras, corrigiu-se cada foto pelo Sistema *Quantikov*, obtendo-se assim um padrão fotográfico com amostras exatamente do mesmo tamanho, (Fig.53).

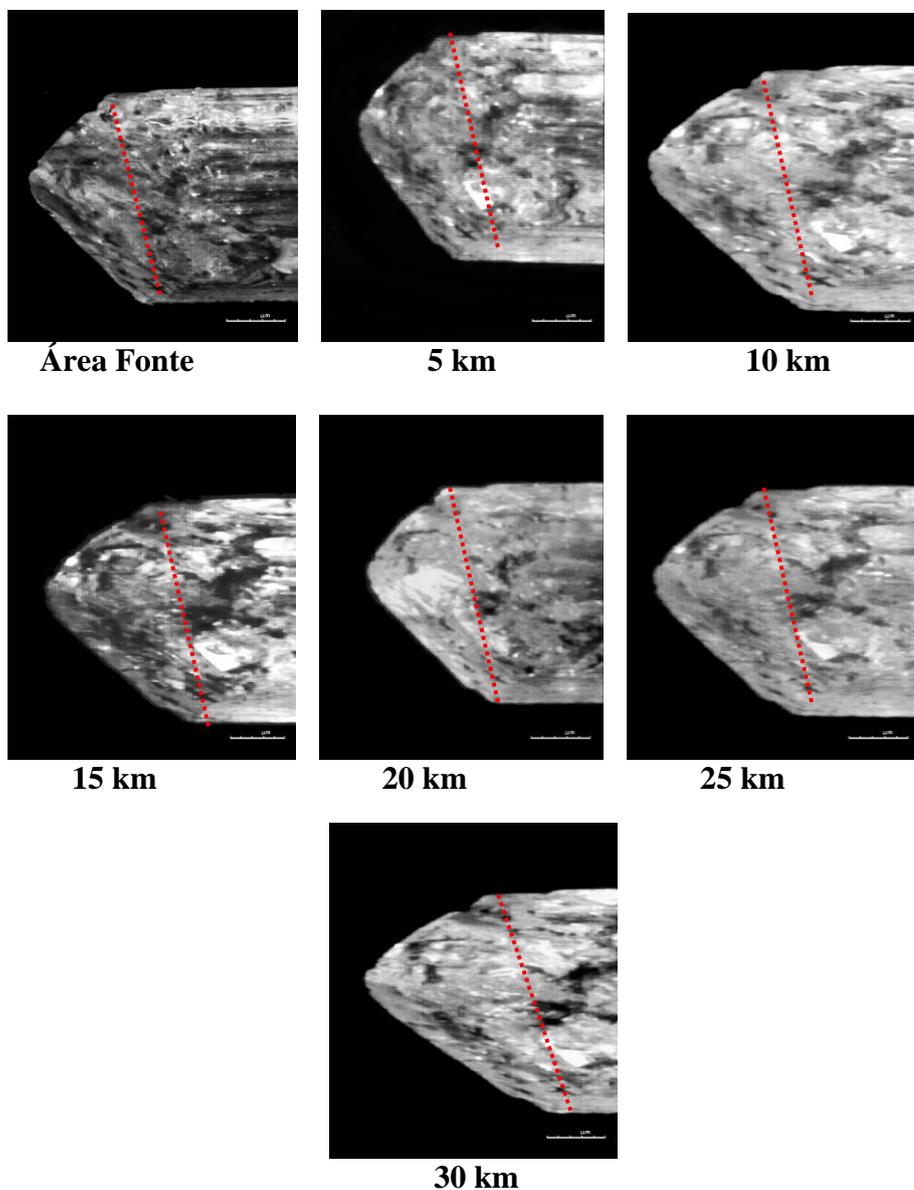


Figura 53: Padrão fotográfico do topázio imperial corrigido pelo Sistema *Quantikov*.

Na Fig. 54 tem-se o gráfico comparativo do desgaste do topázio imperial em porcentagem de perda de peso x distância e metros, mostrando as diferenças entre os métodos de medida do desgaste superficial.

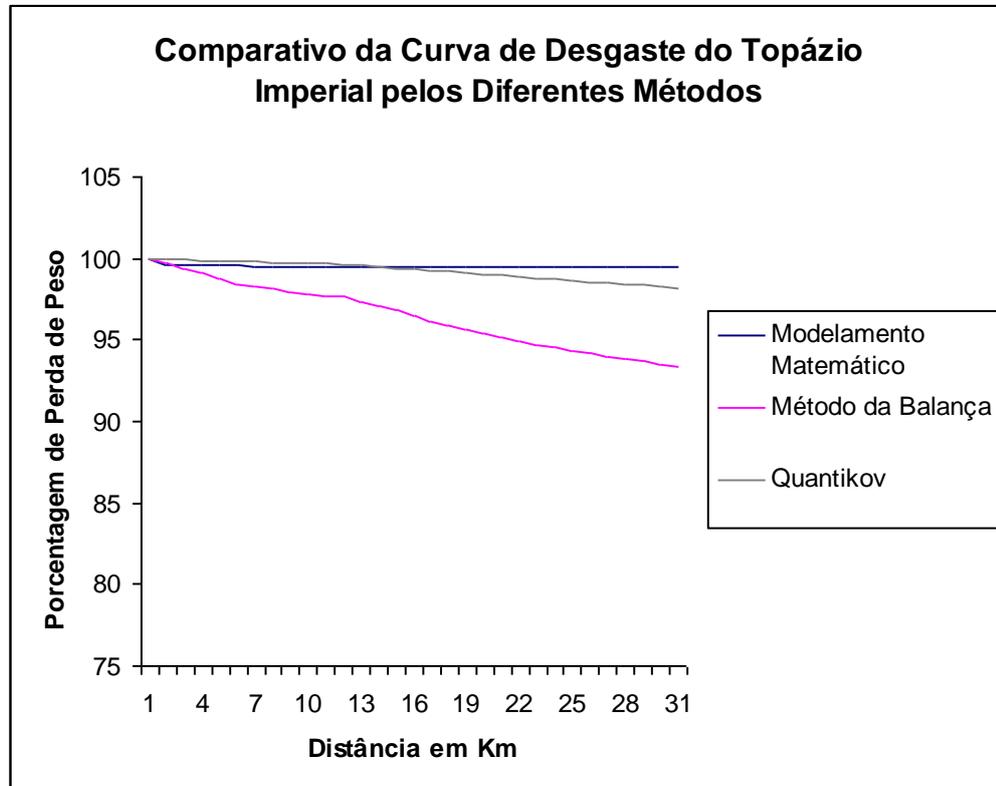


Figura 54:

Gráfico comparativo do desgaste do topázio imperial pelos métodos do modelamento matemático, da medida da angulosidade pela balança e Sistema *Quantikov*.

Na interpretação das curvas acima, verifica-se que o método do Sistema *Quantikov* corrige o método do modelamento matemático, nos quilômetros iniciais, e em seguida passa para um erro positivo. Os métodos do modelamento matemático e do Sistema *Quantikov* se apresentam como os mais exatos para a determinação da medida do desgaste superficial. O erro gerado no método da medida da angulosidade pelo método da balança é maior, em função de erros de paralaxe gerados no corte da foto do mineral e na pesagem.

4- APLICAÇÃO DO MÉTODO: BRASILIANITA DOS PEGMATITOS DA REGIÃO DE MENDES PIMENTEL – TENTATIVA DE DESCOBERTA DA ÁREA FONTE

Com base na Dissertação de Mestrado de Sérgio Henrique Ribeiro, “Caracterização Mineralógica da Região de Divino das Laranjeiras – Mendes Pimentel (MG) com Ênfase aos seus Depósitos Gemíferos e Minerais de Coleção”, (IGC/UFMG), 1996, quando foi encontrada uma amostra de brasilianita bastante arredondada, ao longo do sistema fluvial do Córrego Indaiá, sem se conhecer a área fonte (Fig. 55). Assim simulou-se em laboratório o desgaste de amostras de brasilianita da região de Córrego Frio, nas cores verde, amarelada e esbranquiçada, objetivando-se encontrar a possível área fonte da amostra encontrada, (Debrot *et al.* 2012).



Figura 55: Amostra de brasilianita arredondada encontrada no sistema fluvial do Córrego Indaiá.

4-1-1 – Localização

A área em estudo abrange parcela da folha topográfica SE-24-Y-A-V em escala 1:100.000 compreendendo a região do Vale do Médio Rio Doce no extremo oriental do Estado de Minas Gerais, geograficamente limitada pelos paralelos 18° 35' e 18° 50' e pelos meridianos 41° 20' e 41° 30', Projeto Leste-MG, Folha Itabirinha de Mantena, conforme Vieira (2001). Seus domínios englobam os municípios de Mendes Pimentel e Divino das Laranjeiras, (Fig. 56-1).

O acesso para a área, partindo-se de Belo Horizonte, se dá através da BR- 381 (em direção à Vitória), até Governador Valadares, seguindo-se até Mendes Pimentel. Na saída W da cidade, ao lado do “orelhão” (UTM 245343/7934947, 290m de altitude) percorre-se 1,2km em direção à Linópolis, tomando-se à esquerda em estrada não pavimentada para S por 1 km, dobrando-se à direita para W, passando-se pelo Córrego e após 1,9 km na estrada que corta o Indaiá, chega-se ao ponto lavado (UTM 243651/7933066, 796m de altitude).

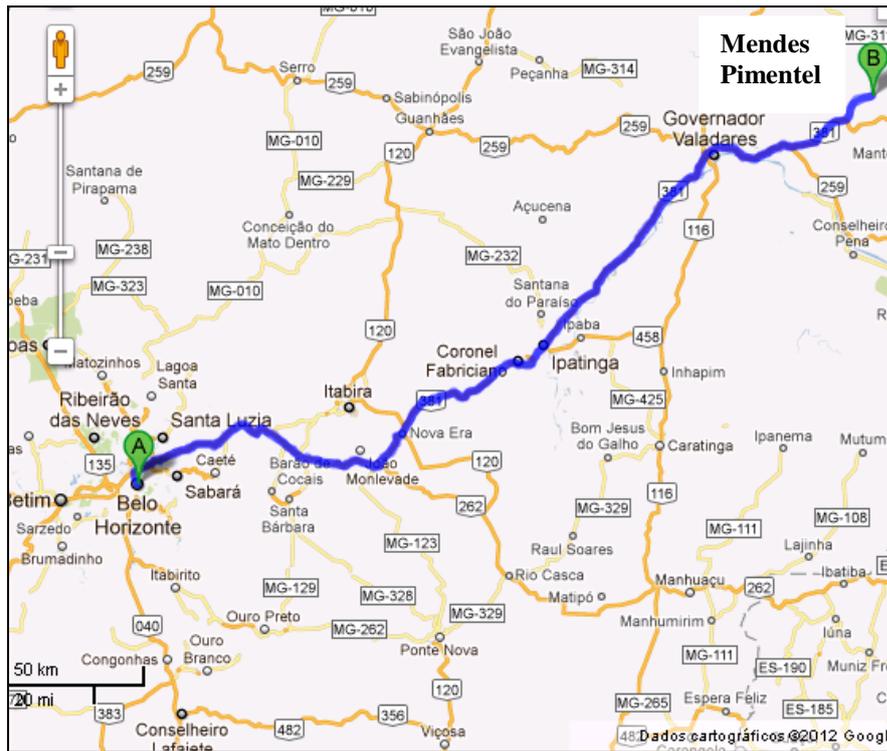


Figura 56-1: Localização da região de Mendes Pimentel.

A bacia hidrográfica esquemática do Córrego Indaiá na região é mostrada na Fig. 56-2, com os respectivos pontos prospectados.

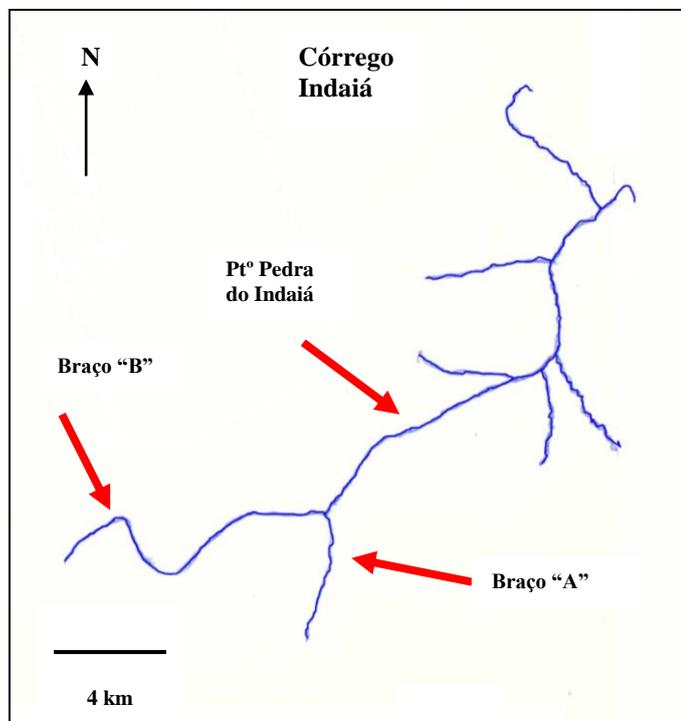


Figura 56-2: Bacia hidrográfica do Córrego Indaiá na região de Mendes Pimentel, com os respectivos pontos de prospecção.

4-1-2 – Aspectos fisiográficos

A área em estudo está incluída na faixa climática sub-úmida a semi-árida, com uma precipitação média anual de 1113,8mm (Fig. 57), concentrada principalmente durante os meses de outubro a fevereiro com precipitações esparsas no período de estiagem. As variações de temperaturas médias mensais ocorrem em função da altitude, caracterizada pelas variações das chuvas. Nas estações de verão, as temperaturas oscilam em torno de 30°C, enquanto em épocas frias atingem valores de 18°C, com uma média anual de 24°C.

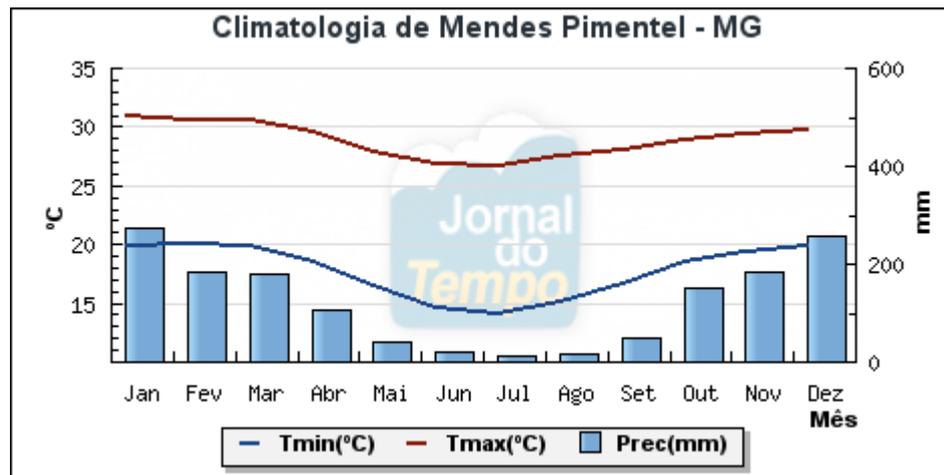


Figura 57:

Dados climatológicos mensais de Mendes Pimentel representam uma média no período entre 1961 e 1990, fonte jornaldotempo.uol.com.br.

A vegetação é composta de elementos arbóreos adaptados à deficiência hídrica. Nos poucos remanescentes florestais ainda existentes, observa-se de maneira significativa que é grande o número de plantas que perdem as folhas para sobreviverem às épocas de estiagem prolongada. Da floresta primitiva (Estacional Semidecidual) restam apenas manchas de mata que se restringem às áreas mais elevadas e de difícil acesso. Após a ocupação humana, ocorreu o desmatamento para dar lugar às pastagens nas encostas e partes baixas, sendo a vegetação mais comum a de campos de gramíneas como o capim-colônã e outros, (Fig. 58-1).

A drenagem regional é controlada pelo Rio Doce, embora na área estudada, limite-se a córregos intermitentes vindo das partes altas com padrão mais ou menos dendrítico, e localmente com tendência retangular quando controlados pelas estruturas das rochas principalmente em relação às falhas e fraturas das rochas granitóides, (Fig.58-2).

As lavras pegmatíticas na região são englobadas nas drenagens mais importantes como Córrego do Divino, Córrego Indaiá e Córrego Frio, além do Ribeirão Mantena, que juntos pertencem à bacia hidrográfica do Rio São Mateus que deságua no Oceano Atlântico.

A região caracteriza-se geomorfologicamente por um modelado ressaltado por diversos padrões de dissecação, demonstrado por feições convexas de maciços residuais, contendo localmente morros pontiagudos. O relevo montanhoso apresenta amplitudes locais acentuadas e declives médios em função de um nível de base estabelecido pelo Rio Doce, que constitui o principal curso fluvial da região.

Os vales são abertos, separados por morros e extensas planícies aluviais, estas por sua vez apresenta-se alagadiças, sob a forma de grandes brejos; entretanto a topografia também mostra alguns “pães de açúcar” de rochas granitóides que adquirem formas dômicas. O relevo da região de Mendes Pimentel é composto por 10% de terrenos planos, 20% de ondulados e 70% de montanhosos (Fig. 58-3)



Figura 58-1: Detalhes para a vegetação da região de Mendes Pimentel.



Figura 58-2: Vista do Córrego Indaiá.



Figura 58-3: Detalhe para o relevo da região de Mendes Pimentel.

4-1-3 – Geologia regional

Na Fig. 59 mostra-se o mapa geológico da Região entre Divino das Laranjeiras e Mendes Pimentel, Vieira (2001).

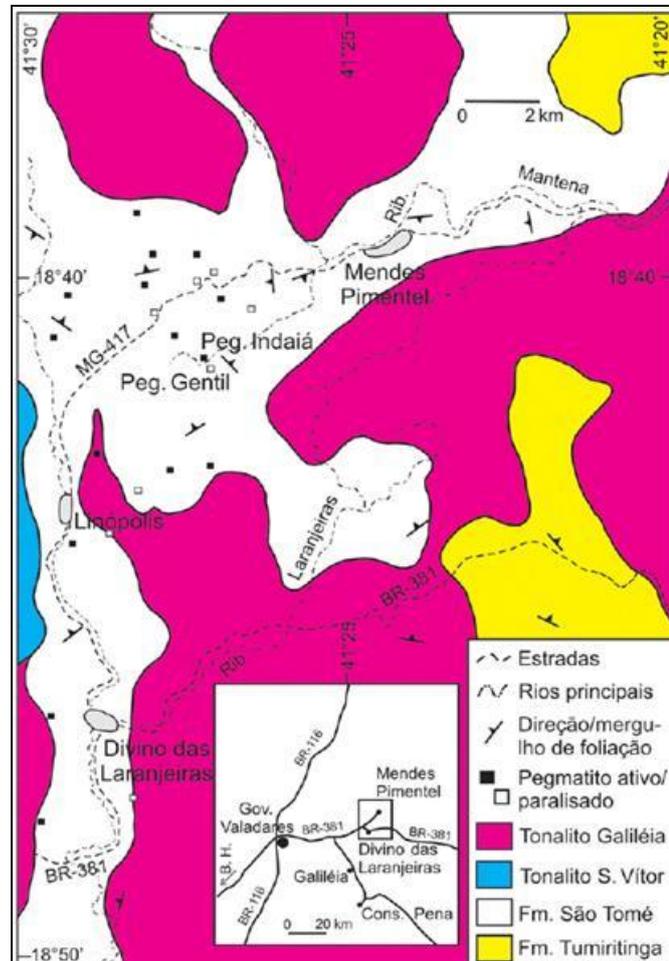


Figura 59: Mapa Geológico de Mendes Pimentel modificado de Vieira 2001.

As unidades estratigráficas da “Faixa do Rio Doce” foram caracterizadas por Barbosa *et al.* (1964) que as denominaram, do topo para a base, como Formação Córrego do Funil, Grupo Crenaque e Formações Tumiritinga e São Tomé, e as consideraram, de idade Pré-Cambriana. A Formação Córrego do Funil, unidade superior, seria constituída por uma sucessão de quartzito, gnaiss e xisto, com anfibolito interestratificado com quartzito. O Grupo Crenaque foi dividido nas Formações João Pinto, superior e Palmital do Sul, basal. A Formação João Pinto incluiria espesso pacote de quartzitos que mostram, comumente, contatos gradacionais com a Formação Palmital do Sul que seria uma sucessão de xistos e gnaisses com intercalações quartzíticas e calcíticas. A Formação São Tomé englobaria xistos gnaissóides e “verdadeiros” gnaisses. A Formação Tumiritinga, unidade inferior da “faixa do Rio Doce” incluiria micaxistos e gnaisses com intercalações quartzíticas e carbonáticas.

A denominação “Grupo Rio Doce” foi usada por Barbosa *et al.* (1966) ao re-hierarquizarem as unidades do médio Rio Doce. A unidade superior passou a ser o Grupo Itanhomi que seria composto por gnaiss granatífero e facoidal. O Grupo Crenaque passou a ser considerado como composto majoritariamente pelos quartzitos da Formação João Pinto, posicionada no topo, a qual passaria gradativamente para a Formação Palmital, uma sucessão de quartzito, xisto e gnaiss.

A Formação Córrego do Funil é, tentativamente inserida no Grupo Crenaque. O Grupo Rio Doce foi dividido nas Formações São Tomé, constituída por quartzo-biotita xisto moscovítico e granatífero e Figueira, composta por gnaiss bandado com finas camadas de quartzito e leitos de anfibolito. O Grupo Tumiritinga seria constituído por anfibólio xisto, anfibolítico calcítico e lentes quartzíticas e calcárias, o que corresponde à Formação Tumiritinga de Barbosa *et al.* (1964).

Fontes *et al.* (1978) incluíram a Formação Tumiritinga e o Grupo Rio Doce no Complexo Gnáissico-Migmatítico, atribuído ao Proterozóico Inferior.

A Formação São Tomé, de Barbosa *et al.* (1964), teve sua distribuição geográfica ampliada nos trabalhos de Fanton *et al.* (1978) que propuseram denominar esse conjunto como Grupo São Tomé, englobando a Formação Tumiritinga e os micaxistos das Formações Córrego do Funil e Palmital.

Na Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo Silva *et al.* (1978) incluíram todas as rochas das unidades anteriormente referidas no que denominaram de “Rochas da Associação Charnoquítica”, que seria constituída de quartzito-micaxisto, granulito, charnoquito, embrechito, gnaisses cartazonal e mesozonal, diorito, gabro, piroxenito e anfibolito, em parte migmatizados.

Vieira (1993) subdividiu o seu Complexo São Tomé, do topo para a base, em i) quartzo-moscovita-clorita-estaurolita-granada xisto, granada-moscovita-quartzo-xisto, estaurolita-granada-quartzo-biotita-moscovita xisto e quartzo-moscovita xisto, com intercalações de quartzo-granada-biotita gnaiss com turmalina e tremolita quartzito; ii) gnaisses xistosos; iii) quartzitos com bandas micáceas; v) clorita-tremolita-actinolita-talco xisto.

Pedrosa-Soares *et al.* (1994a) usaram o termo Rio Doce, para designar uma sucessão predominantemente psamo-elítica, sem termos conglomeráticos e vulcânicos, de idade Proterozóica, que se estende da região do Governador Valadares até as imediações de Teófilo Otoni.

Nalini-Jr (1997) reconheceu o Grupo Crenaque como um pacote de sericita quartzito e o Xisto São Tomé (a biotita, moscovita, estaurolita e granada) como parte do Grupo Rio Doce.

Pedreira *et al.* (1997) interpretaram rochas metassedimentares da Formação São Tomé como turbiditos de uma sucessão caracterizada por arenitos maciços (Ta), arenitos com laminação planar (Tb), arenitos finos com ondulações cavalgantes (Tc), siltitos com laminação planar (Td) e pelitos (Te), depositados por correntes de turbidez de alta (Ta) a baixa densidade (Tb e Te).

Vieira (2001) posicionou as Formações São Tomé e Tumiritinga como lateralmente correlatas, no Grupo Rio Doce, para a região do extremo leste de Minas.

Pinto *et al.* (2001) definiram a Formação Concórdia do Mucuri que, juntamente com as Formações São Tomé e Tumiritinga, comporia a estratigrafia do Grupo Rio Doce na região a oeste de Teófilo Otoni.

A Formação Concórdia do Mucuri é constituída por paragnaisse com intercalações de quartzito, rocha calcissilicática e raras intercalações de anfibolito, em contato por falha com a Formação São Tomé. Pedrosa-Soares *et al.* (2001) englobaram as rochas da Formação Concórdia do Mucuri na Formação Ribeirão da Folha, em decorrência de sua continuidade espacial e similaridade litológica.

Oliveira (2000, 2002) subdividiu o Grupo Rio Doce, na Folha de Conselheiro Pena/São Gabriel da Palha, escala 1:100.000, nas Formações São Tomé, Tumiritinga e João Pinto, lateralmente correlatas.

Féboli & Paes (2001) e Tuller (2001) subdividiram o Grupo Rio Doce, nas Folhas Itanhomi e Ipanema, escala 1:100.000, nos domínios Pocrane e Galiléia-Rio Doce. No domínio Pocrane, o Grupo Rio Doce foi subdividido nas Formações Jaó Pinto e Palmital, lateralmente correlatas. A Formação João Pinto englobaria quartzito puro a sericítico e a Formação Palmital do Sul biotita xisto/ganisse e quartzito, com corpos de anfibolito e de rocha calcissilicática. No domínio Galiléia/Rio Doce foi subdividido nas Formações João Pinto, Palmital do Sul, São Tomé e Tumiritinga, lateralmente correlatas. As duas primeiras unidades apresentam as mesmas composições referidas para o Domínio Pocrane. A Formação São Tomé é constituída por quartzomica xisto que, localmente, contém granada e turmalina, encaixando abundantes veios pegmatíticos produtores de gema. A Formação Tumiritinga, composta por gnaiss e micaxisto, com lentes de rocha calcissilicática, também encaixa muitos veios pegmatíticos. Tuller (2001) incluiu rochas meta-ultramáficas na Formação Palmital do Sul.

Vieira *et al.* (2004, 2006), em publicações decorrentes dos trabalhos da tese de Doutorado (Vieira 2007), subdividiram o Grupo Rio Doce, do topo para a base, nas Formações João Pinto (quartzitos), Palmital do Sul (micaxisto e gnaiss), São Tomé (metagrauvaca, micaxisto e matadacito) e Tumiritinga (micaxisto, gnaiss e rocha vulcanoclástica), anunciando a descoberta de rochas vulcânicas neste grupo.

As unidades que compõem a área estudada são metassedimentos do Grupo Rio Doce e as Suítes Intrusivas Galileia e Urucum. Estas unidades litológicas estão situadas na faixa de Dobramentos Araçuaí e regiões circundantes, referentes à porção leste do Cráton do São Francisco. A região do Médio Rio Doce, segundo Barbosa *et al.* (1966) é constituída principalmente por rochas granitóides, xistosas e quartzíticas de idade Pré-Cambriana. Sua estrutura assemelha-se a um sinclínio basicamente na direção N-S, onde os xistos e quartzitos são encontrados nos sinclinais dessa megaestrutura, enquanto que os anticlinais adjacentes são ocupados pelas rochas granitóides.

O Grupo Rio Doce, situado no domínio oriental da Faixa Araçuaí e sobreposto a terrenos mais antigos do Cinturão Atlântico, foi originalmente descrito por Barbosa *et al.* (1966), na região do Médio Rio Doce. Da base para o topo, tem-se a Formação São Tomé, Formação Tumiritinga e Formação João Pinto. A Formação São Tomé composta de quartzomica xistos, gnaisses, quartzitos, rochas calciossilicáticas e anfibolitos. A Formação Tumiritinga é constituída de quartzitos, mármore, xistos e gnaisses com frequentes intercalações de rochas carbonáticas e calciossilicáticas. A Formação João Pinto composta litologicamente por quartzitos com intercalações de xistos (Pedrosa Soares *et al.* 1994b). Ressalta-se que a denominação Grupo Rio Doce para metassedimentos está, sobretudo ligada ao fator geográfico, uma vez que mostram litologicamente e estruturalmente certas semelhanças com aqueles denominados de Grupo Macaúbas (Vieira 2007).

A Formação Tumiritinga consiste de xistos, às vezes com aspecto gnáissico, com intercalações de rochas calci-silicáticas. Os xistos e gnaisses são constituídos de quartzo (20-40%), plagioclásio (10-35%), biotita (15-30%), granada (0-10%), sillimanita (0-10%), feldspato potássico (10-10%), moscovita (0-10%) e traços de estauroлита, cordierita, apatita, titanita e zircão (Vieira 2007).

O Gnaisse Tonalítico São Vítor é uma unidade denominada por horblenda-biotita, gnaisse de granulação média a grossa, composição tonalítica a granodiorítica. Nas zonas de cisalhamento as rochas são protomilonitizadas a miloníticas. Possui xenólitos de sillimanita-biotita xisto, cordierita-sillimanita micaxisto, sillimanita-mica-quartzo xisto, sillimanita-biotita-quartzo-moscovita xisto e de rochas calcissilicática, que se interpreta como derivados da Formação Tumiritinga (Vieira 2007).

A Formação São Tomé está representada por espessos pacotes de plagioclásio-quartzo-moscovita-biotita xistos, de cor cinza prateada, apresentando bandeamento composicional paralelo à foliação regional. Este bandeamento é caracterizado pela alternância de camadas e lâminas ricas em mica, alternadas com outras ricas em quartzo e plagioclásio. Granada, estauroлита e sillimanita ocorrem preferencialmente, e às vezes abundantemente, nas bandas ricas em mica. Turmalina negra é um acessório comum nas proximidades dos contatos com granitóides. Uma geração tardia de estauroлита e sillimanita também está relacionada com o metamorfismo de contato. Veios de quartzo sincinemáticos e posteriores à foliação regional são comuns. A Formação São Tomé encaixa muitos pegmatitos, de formas e dimensões variadas, derivados dos granitóides (Oliveira 2002).

Barbosa *et al.* (1964) introduziram a designação Tonalito Galiléia para se referir às extensas exposições dominadas por tonalito e granodiorito, gnassóides, ricos em autólitos biotíticos, do médio Rio Doce. Silva *et al.* (1987) modificaram o nome Suíte Intrusiva Galiléia que passou a designar granitóides intrusivos, sin-a tardi-tectônicos em relação ao Ciclo Brasileiro, que foram interpretados como originados a partir da anatexia de rochas dos complexos Pocrane e Juiz de Fora. Vieira (1993) subdividiu as rochas chamadas como Tonalito Galiléia em Suíte Intrusiva Galiléia e Suíte Intrusiva Alto Capim, incluídas no conjunto de “Intrusivas Sin- a Tardi-Trasncorrentes” do Proterozóico. Na Suíte Intrusiva Galiléia, este autor incluiu os tonalitos, granodioritos e trondhjemitos, com autólitos de microdioritos orientados segundo a foliação. Foliações de baixo ângulo também estariam impressas nesses granitóides.

Estudos detalhados, com sólido apoio analítico apareceram em Nalini Jr. (1997) e Nalini Jr. *et al.* (1995, 1996, 1997, 1998, 2000, 2005 e 2008).

A Suíte Galiléia representa um batólito granítico que apresenta foliação regional no estado sólido, sobreposta à orientação do fluxo ígneo. Este batólito é constituído essencialmente por tonalito e granodiorito, com granito subordinado, sendo muito comuns os enclaves microgranulres de quartzo monzodioríticos a dioríticos, estriados ao longo da foliação regional. Xenólitos xistosos, ricos em granada, ocorrem com frequência próximo aos contatos com o Grupo Rio Doce. Os atributos geoquímicos das rochas Galiléia evidenciam uma suíte cálcio-alcalino de médio a potássico, meta-aluminosa a marginalmente peraluminosa, com índice de saturação em alumina entre 0,85 e 1,07%. Os teores de silício (para tonalito, granito e granodiorito) variam entre 58,1 a 72,1% com valores de K₂O entre 1,1 e 4,4% e razões Na₂O/K₂O entre 0,6 e 2,8. Diagramas litoquímicos mostram qual a Suíte Galiléia tem assinatura de arco vulcânico originado em estágio pré-colisional Nalini-Júnior (1997).

A Suíte Intrusiva Galileia compreende rochas de composição tonalítica-granodiorítica a quartzo-diorítica e granítica e raros *stoks* de caráter intrusivo, sin a tardi tectônicos ao ciclo brasileiro, originados a partir da anatexia de rochas pertencentes a níveis mais profundos. Barbosa & Grossi Sad, (1964), denominaram de Tonalito Galiléia um batólito solidiapírico com litologia típica de biotita, quartzo diorito a horblenda, gradando para granito a granodiorito. O tonalito é intrusivo em todas as formações metassedimentares da região (Féboli & Paes 2001).

Constitui a maior parte da região, formando corpos de dimensões batolíticas de rochas leococráticas, estrutura gnáissica e textura média a grossa, localmente porfiroblásticas (Chaves & Scholz 2008). Essa suíte possui composição metaluminosa a pouco peraluminosa de afinidade cálcio-alcalina e litotipos granitóides do tipo-I, representados por tonalitos tonali-granodioritos, granodioritos e granitos. A Suíte São Vitor, de composição similar, aflora em pequena porção, a oeste de Linópolis, e parece corresponder a uma variedade faciológica do Tonalito Galiléia com estrutura fracamente orientada (Féboli & Paes 2001).

4-1-4 – Geologia local

Na região entre Divino das Laranjeiras e Mendes Pimentel, são conhecidos mais de trinta corpos pegmatíticos de porte maior que 2 metros, em um quadrilátero de, aproximadamente, 100 km². Esses corpos encontram-se encaixados em biotita-quartzo xistos da Formação São Tomé, geralmente de forma concordante com a xistosidade principal, ou ainda, condicionados em direções destacadas de fraturamento (Chaves & Scholz 2008).

Associados à fase tardia da última granitogênese, os pegmatitos se caracterizam pela presença de uma grande variedade de minerais fosfáticos raros (Chaves *et. al.* 2005), onde inserem espécies como a brasilianita, scorzalita e souzalita, dentre outros.

Na região de Mendes Pimentel - Divino das Laranjeiras, afloram rochas metassedimentares gnáissicas e/ou xistosas, intrudidas por várias gerações de rochas plutônicas ácidas, todas essas seqüências sendo datadas no Neoproterozóico (Netto *et al.* 1998). Pegmatitos, associados a tal granitogênese, fazem parte do Campo Pegmatítico Galiléia-Mendes Pimentel, do Distrito Pegmatítico de Conselheiro Pena. Os pegmatitos indicam idades correlacionáveis ao final do mesmo ciclo por volta de 480 Ma (Silva *et al.* 1987), e sua posição em relação às estruturas do xisto permite associar a sua formação às primeiras fases de dobramento.

As rochas da região oriental de Minas Gerais representam o produto do metamorfismo regional de grau médio a elevado sobre sedimentos proterozóicos, Ribeiro (1996). Segundo o autor as seqüências litológicas incluem xistos micáceos e granatíferos, quartzitos, metabasitos, gnaisses, migmatitos, granitos, aplitos, pegmatitos e outras rochas na forma de intercalações nas acima citadas. Para o autor, suas paragêneses minerais caracterizam as fácies anfíbolito e granulito distribuídas na porção leste de Minas Gerais (Faixa de Dobramentos Araçuaí) até o Espírito Santo (Faixa Atlântica ou Cinturão Costeiro do Brasil).

Dentro deste quadro, os metassedimentos da Formação São Tomé refletem o efeito de tal metamorfismo sobre um pacote inicialmente de argilitos e folhelhos com níveis subordinados de arenitos e carbonatos. As rochas graníticas de estrutura gnáissica (granodioritos e tonalitos) representam a fase de granitização sin-tectônica do Ciclo Brasileiro, definidos como plutônicos autóctones e parautóctones em função das suas relações de contato com as demais encaixantes Ribeiro (1996).

A geologia da área pertence ao contexto regional de uma extensa faixa metamorfisada de idade Pré-cambriana a Eopaliozóica, constituída essencialmente por rochas granitóides e xistos micáceos, além de sedimentos inconsolidados do Cenozóico. Ocorrem na área descrita, com também circundando-a, as seguintes unidades, definidas por Barbosa *et al.* (1964): Formação São Tomé; Granito Galiléia; Granodiorito Palmital e Granito Urucum.

Toda a porção que representa as rochas granitóides com Tonalito Galileia e o Granodiorito Palmital encontra-se indivisa, embora sejam reconhecidas como variedades petrográficas de uma mesma manifestação granítica, constatada pela uniformidade quanto à sua forma de ocorrência.

Os metassedimentos da Formação São Tomé, segundo Ribeiro (1996), compreendem uma faixa sinuosa por toda a região obedecendo as estruturas regionais de maior amplitude. Seus contatos com as rochas graníticas são, na grande maioria, concordantes com a foliação principal do xisto e genericamente paralela ao bandejamento gnáissico dos plutonitos.

No entanto, verifica-se em escala de afloramento, certos locais em que os contatos tornam-se repetitivos, em função do grau de aplainamento erosivo que atualmente nivela as rochas da região. Para o autor, algumas discordâncias nos contatos são, possivelmente, o resultado de processos deformacionais posteriores como falhamentos ou perturbações sin-tectônicas. A predominância de um tipo litológico em relação ao outro, muitas vezes, mostra-se na forma de faixas de rochas xistosa e granítica, com larguras que variam de decimétricas a métricas em distâncias que podem alcançar várias dezenas de metros Ribeiro (1996).

Apesar de grande semelhança entre o Granodiorito Palmital e o Tonalito Galileia, pode-se, contudo, reconhecer em contatos locais diferenciações entre essas rochas. Na área em estudo, essas rochas perfazem, aproximadamente, 65% do total e são separadas pelos metapelitos da Formação São Tomé, (Ribeiro 1996).

A unidade Granito Urucum, para Ribeiro (1996), apresenta sua área de ocorrência a leste de Galileia, formando o núcleo de uma branquianticlinal de eixo maior com direção N50W e ainda ao longo dos flancos sul e sudoeste desta estrutura maior, envolto pelo xisto São Tomé. Seus contatos são intrusivos para as rochas pelíticas e gradacionais para as demais rochas granitóides, no último caso, com uma zona de transição não ultrapassando meio metro de espessura. No contato com as rochas granodioríticas e tonalíticas essa gradação pode aumentar para algumas dezenas de metros, onde o granito perde progressivamente seu caráter porfiroblástico evoluindo para formas lenticulares com níveis sinuosos e descontínuos de bandas máficas.

Os sedimentos inconsolidados compreendem terraços aluvionares pertencentes a toda a bacia do Rio Doce, onde o retrabalhamento dos seus depósitos e seu aprofundamento geral nos vales indicam fases remotas do ciclo atual geomorfológico. Embora não sendo considerados como unidades litológicas esses sedimentos podem apresentar interesse como eventuais fontes secundárias de minerais pegmatíticos na região, (Ribeiro 1996).

4-1-5 – Análise mineralógica

A brasilianita, (um hidroxifosfato de sódio e alumínio), cristaliza no sistema monoclinico, tendo sido identificado como novo mineral em 1945 por Frederick H. Pough e Edward P. Henderson, os quais, ao descrevê-la, homenagearam o Brasil. Os espécimes estudados por esses pesquisadores norte americanos eram procedentes de Córrego Frio, no distrito de Linópolis, Divino das Laranjeiras, Minas Gerais e sua descoberta ocorreu em novembro de 1942, quando Alfredo Severino da Silva, ao limpar seu milharal às margens do Córrego Frio, recolheu, aproximadamente, três quilos daqueles cristais verde-amarelados num pequeno afloramento de pegmatito.

A brasilianita foi, posteriormente, encontrada em diversos pegmatitos do nordeste de Minas Gerais, especialmente no município de Mendes Pimentel. A Lavra de Córrego Frio, situada em Linópolis, foi explorada a partir de um pegmatito zonado encaixado em micaxistos granatíferos, (Cassedanne 1983).

Sua ocorrência é concomitante com diversos outros fosfatos, alguns deles raros, tais como a beraunita, childrenita, dufrenita, apatita, frondelita, jahnsita, roscherita, sabugalita, souzalita, scorzalita e strunzita. Há várias ocorrências nas redondezas da Lavra do Córrego Frio, como as Lavras de João Modesto dos Santos, do Telírio, do Pomaroli, de Jove Lauriano, de Sebastião Cristiano, do Zé Bento, do Geraldo Candinho e do Hermes.

A brasilianita apresenta-se nas cores verde, amarela esverdeada, amarelada e esbranquiçada (Fig. 60), brilho vítreo, dureza 5,5, densidade relativa 2,986 (+-0,002). Sua composição teórica é de: H (1,11%); O (53,05%); Na (6,35%); Al (22,37%) e P (17,32%).



Figura 60: Amostras de brasilianita do Córrego Frio, com diferentes colorações.

As brasilianitas de Córrego Frio apresentam clivagem perfeita, pleocroísmo muito fraco (amarelo esverdeado), índice de refração 1,603 – 1,624 (+- 0,001), birrefringência 0,021, sendo biaxial +, valores compatíveis com os tabelados (Webster 1983).

Dentre os fosfatos da região a brasilianita, em particular é considerada um dos de maior importância em função da sua raridade e de sua extraordinária beleza e qualidade gemológica.

Nos últimos anos, em decorrência da exaustão da maioria das lavras, reduzindo consideravelmente o número de amostras disponíveis bem como a sua qualidade gemológica, a procura tem-se mantido permanente.

Segundo Ribeiro (1996), a brasilianita foi encontrada na maioria dos concentrados, ocorrendo sob a forma de cristais amarelo-limão, com granulométrica entre 1 – 2cm, onde o maior cristal encontrado (com arestas arredondadas) alcançou 4,8cm de comprimento (ver Fig. 55), e fragmentos verde claro, translúcidos a transparentes de tamanho variado (0,2 a 0,5mm), observados em lupa binocular.

“A brasilianita é o mineral mais visado na pesquisa aluvionar pelo fato de ocorrer em uma área particularmente restrita, podendo com isso oferecer condições de se realizar o método com malha de amostragem suficientemente pequena. Segundo Cassedanne (1972), uma malha ideal deve ter um espaçamento de 1 – 2km. A prospecção na área em questão confirma o espaçamento sugerido por Cassedanne (op. cit) para levantamentos regionais; entretanto a malha de 100m mostrou-se fundamental para locais específicos e ainda com espaçamento menor em afluentes secundários. Desta forma, conseguiu-se delimitar a “área fonte” de certos minerais ao exemplo da brasilianita (cerca de 45% dos sedimentos de corrente coletados e analisados) nos córregos Frio e Indaiá” (Ribeiro 1996).

4-1-6 – Análise química e cristalográfica

Foram realizadas análises químicas por Fluorescência de Raio X, (no Departamento de Engenharia de Materiais do Centro Federal de Educação Tecnológica de Minas Gerais) para as amostras de brasilianita de cor verde “bem cristalizada”, amarelada e esbranquiçada, sendo esta última, em duas tonalidades: esbranquiçada-amarelada, doada pelo Prof. Dr. Joachim Karfunkel, (doravante denominada esbranquiçada JK) e esbranquiçada-esverdeada, doada pelo Doutorando Luiz Menezes (doravante denominada esbranquiçada LM), todas as amostras procedentes de Córrego Frio. As curvas das análises das brasilianitas são demonstradas nas Figs.61-1 (verde), 61-2 (amarelada) e 61-3 (esbranquiçada JK) e 61-4 (esbranquiçada LM) .

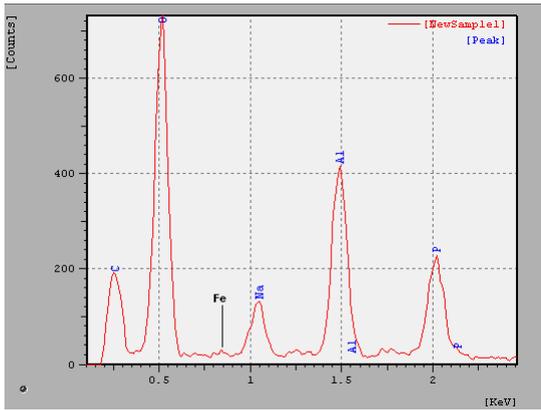


Figura 61-1: Brasilianita verde.

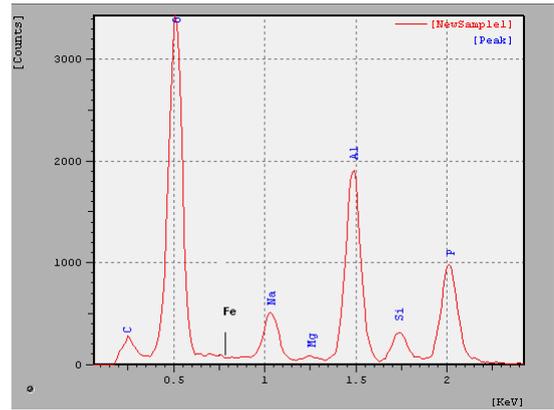


Figura 61-2: Brasilianita amarelada.

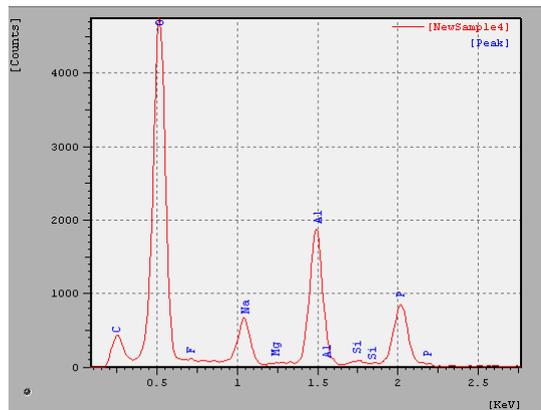


Figura 61-3: Brasilianita esbranquiçada JK.
LM.

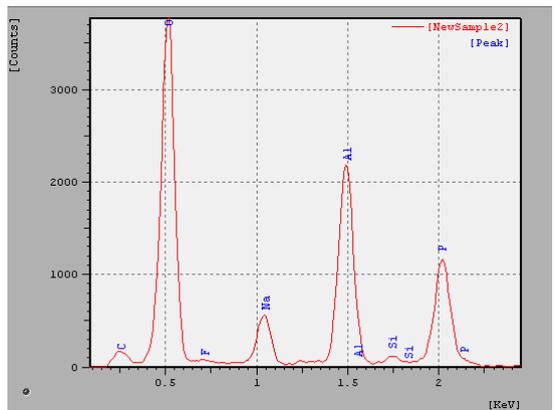


Figura 61-4: Brasilianita esbranquiçada LM.

As porcentagens dos elementos nas brasilianitas verde, amarelada e esbranquiçada, são demonstradas na Tab. 25, lembrando que a quantidade de carbono pode representar um ruído na análise.

Tabela 25: Resultado da análise química das brasilianitas

Elemento	C%	O%	Na%	Al%	P%	H%	Si%	Mg%	F%	Fe%
Brasilianita										
Composição teórica	0,00	49,05	6,35	26,37	17,12	1,11	0,00	0,00	0,00	0,00
Verde	1,15	48,88	7,75	26,48	14,89	1,23	0,00	0,00	0,00	0,07
Amarelada	1,69	47,10	6,57	26,06	13,17	1,17	1,20	1,00	2,01	0,03
Esbranquiçada LM	1,35	48,45	6,12	26,55	14,95	1,24	0,67	0,00	0,67	0,00
Esbranquiçada JK	1,13	48,37	7,09	26,04	14,26	1,23	0,59	0,59	0,70	0,00

Assim, comparativamente, podemos observar que:

1- A brasilianita verde apresenta teores dos elementos constituintes da fórmula (O, Na, Al, P, e H), provavelmente por seu grau de pureza e cristalização elevado, porém apresenta maior teor em ferro.

2- A brasilianita amarelada apresenta um teor maior de flúor, magnésio e silício (elementos caracterizados como impurezas, já que não fazem parte da fórmula química do mineral). Portanto, sua cor amarelada deve-se, provavelmente, à presença de flúor e magnésio e em função de uma menor quantidade de ferro do que a verde.

3- A brasilianita esbranquiçada LM contém teor de silício maior que a esbranquiçada JK, porém o teor de flúor é menor que a amarelada e a esbranquiçada JK, quebrando-se, porém, com mais facilidade do que as brasilianitas verde e amarelada. Suas manchas brancas devem-se, provavelmente, a defeitos internos de cristalização (*e.g.* microfraturas internas), Fig.62-1.

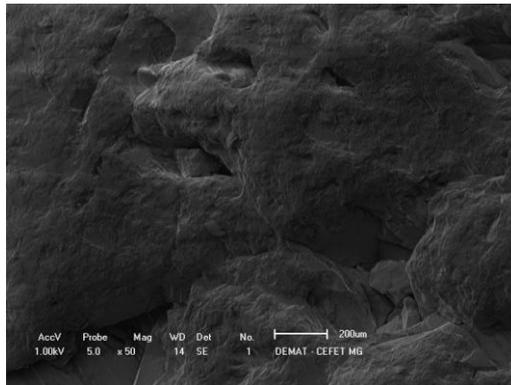


Figura 62-1:
Microfraturas na brasilianita esbranquiçada JK,
MEV 50x.

4- A brasilianita esbranquiçada JK, apresenta um teor de silício, menor que a amarelada, e da esbranquiçada LM, e um teor de flúor menor que a amarelada e maior que a esbranquiçada LM. O teor de magnésio é menor que a amarelada e ausente na esbranquiçada LM. Apresenta coloração esbranquiçada na maior parte da amostra e quebra-se com maior facilidade que a esbranquiçada LM. Provavelmente sua coloração se deve à presença de silício, magnésio e flúor como impureza e à defeitos de cristalização (*e.g.* microfaturas), Fig. 62-2.

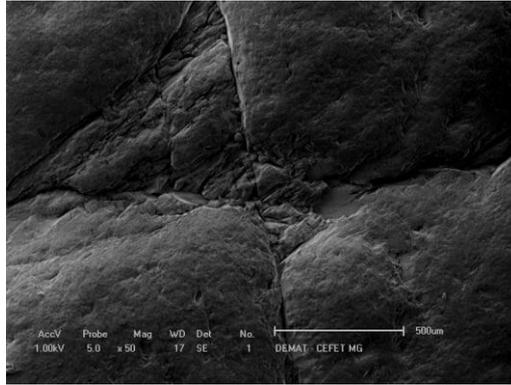


Figura 62-2:
Microfraturas na brasilianita esbranquiçada LM,
MEV 50x.

“A cor da brasilianita pode variar de acordo com a quantidade de elementos traço em sua fórmula química ou por alguma substituição iônica. Pesquisas mostram que centro de cor somado ao estado de valência do ferro, que passa de bivalente para trivalente com aquecimento e o centro de cor associado ainda permanece uma incógnita. As pesquisas mostram também que a maioria das matizes verdes estão relacionados ao ferro bivalente e que o ferro trivalente está associado a maioria das cores amareladas em gemas” (Favacho M., comunicação verbal).*

*(Mauricio Favacho- Geólogo, Gemólogo Especialista pela UFPa, Mestre em gemologia pela UFMG, Gemólogo Consultor da Empresa Brasileira de Radiações, e-mail: mfavacho@terra.com.br).

O alumínio (trivalente) é um elemento que pode ser substituído por ferro (trivalente), bem como o sódio pelo manganês, por terem raios atômicos semelhantes, bem como o grupo oxidrila (carga -1) pode ser substituído por flúor (carga -1). Isto fará com que a cor possa variar desde incolor até o amarelo esverdeado.

Conclui-se que para a brasilianita a cor verde pode ser gerada pela presença de ferro em substituição ao alumínio. Já a amarelada pode ter sua cor em função da presença pequena de ferro (substituindo o alumínio) e/ou a presença de flúor, em substituição ao grupo OH⁻. As esbranquiçadas apresentam microfaturas, que podem gerar as manchas brancas. A brasilianita branca pode ter esta cor em função de uma ausência total de ferro e flúor, substâncias que poderiam ser consideradas cromóforas no mineral.

4-1-7 – Desgaste em laboratório

Este estudo de caso tem como objetivo precípua, a tentativa de descoberta da área fonte da brasilianita encontrada por Ribeiro (1996), orientado na época pelo Prof. Dr. Joachim Karfunkel onde, os autores em questão, lavando no sistema fluvial Córrego do Indaiá encontraram três amostras de brasilianita amarelada, bastante arredondadas, sem, contudo, saberem qual a localização da sua área fonte.

Desta forma inverteu-se a metodologia adotada nos estudos de casos anteriores, onde primeiro se coletava as amostras no campo, para em uma segunda etapa, simular o desgaste artificial, em laboratório, das gemas coletadas no campo. Iniciou-se o processo, no presente estudo de caso, com a simulação do desgaste em laboratório, desenvolvendo as curvas de desgaste artificial das brasilianitas, para em uma segunda etapa, no campo, com auxílio dos dados do desgaste artificial, buscar a área fonte aproximada destas amostras.

Para tanto, utilizou-se amostras de brasilianita de coloração verde, “bem cristalizada”, amarelada, esbranquiçada LM e JK, procedentes de Córrego Frio. As quatro amostras foram levadas ao *tumbler* “a” com sedimentos “padrão”, compostos por 20% de cascalho, 60% de areia e 20% de argila, iniciando o processo de desgaste artificial, retirando-se as amostras a cada 09 horas e 10 minutos ou a cada 1.000m em relação à distância percorrida pela amostra no sistema fluvial. O processo se repetiu por um total de 183 horas e 20 minutos ou o correspondente a um percurso de 20 km pela amostra no sistema fluvial (proporção do *tumbler* para o sistema fluvial de 10km:1Km).

Pela inversão do processo normal “campo-laboratório”, adotando-se “laboratório-campo”, por não se ter coletado ainda as amostras no sistema fluvial e conseqüentemente, não se ter fotografias para comparar os desgastes de laboratório com as do campo, optou-se por obter fotografias por MEV (aumento de 100 vezes) das quatro amostras (verde, amarela, esbranquiçada LM e JK) antes e depois de desgastadas em laboratório com a utilização do *tumbler*, (Fig. 63-1a 63-4).

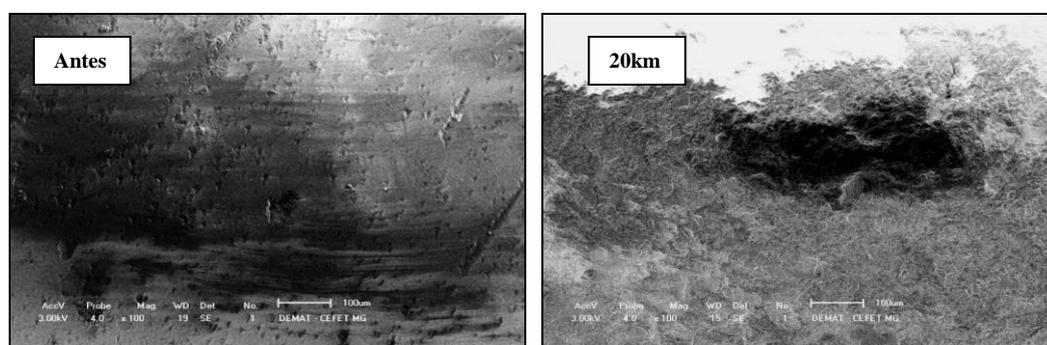


Figura 63-1: MEV da brasilianita verde “bem cristalizada” antes e depois do desgaste no *tumbler* (20km), ampliação de 100 X.

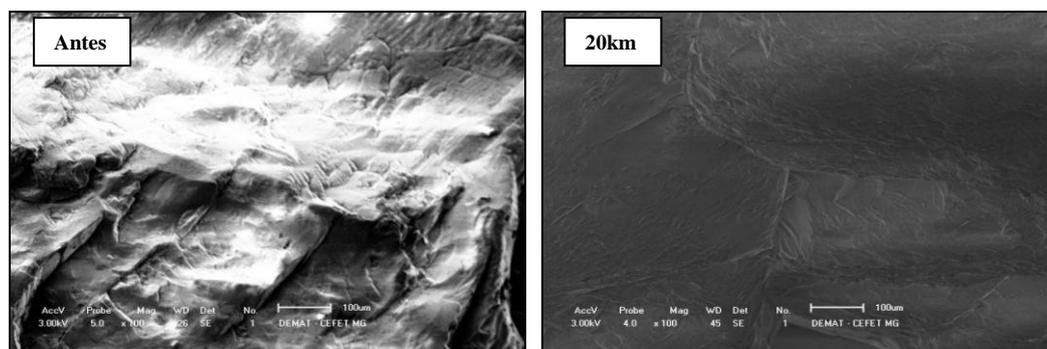


Figura 63-2: MEV da brasilianita amarelada antes e depois do desgaste no *tumbler* (20km) ampliação de 100 X.

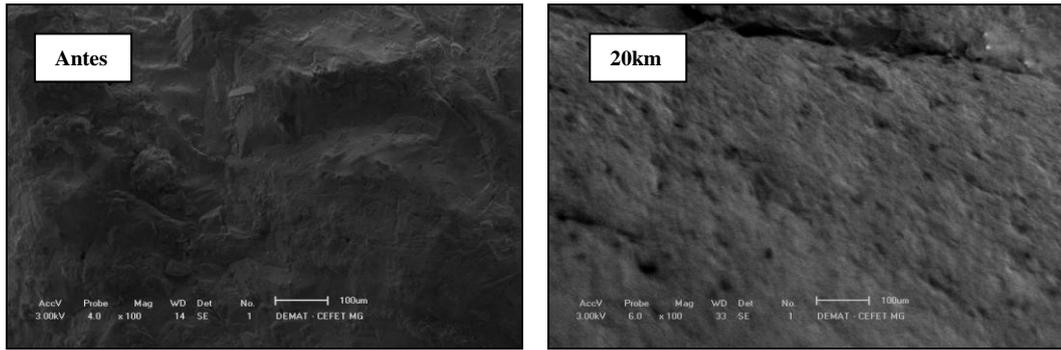


Figura 63-3: MEV da brasilianita esbranquiçada LM antes e depois do desgaste no *tumbler* (20km) ampliação de 100 X.

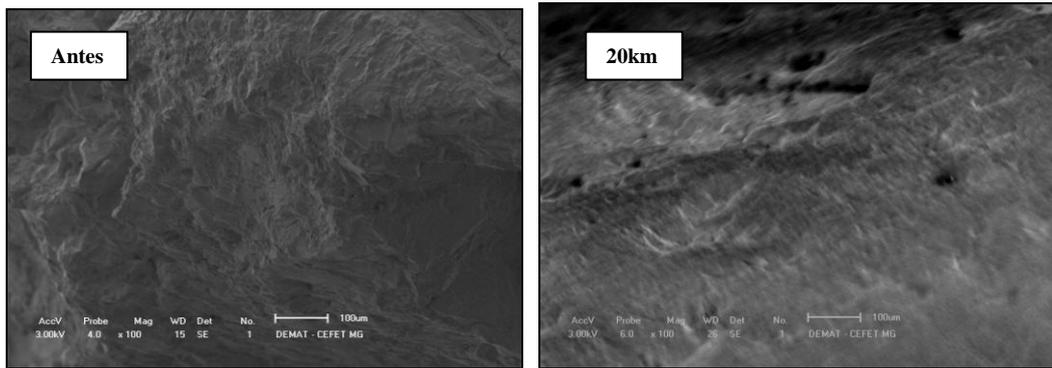


Figura 63-4: MEV da brasilianita esbranquiçada JK antes e depois do desgaste no *tumbler* (20km) ampliação de 100 X.

Com os dados obtidos em laboratório, elaborou-se as curvas de desgaste em porcentagem de perda de peso *versus* distância para as brasilianitas verde, amarelada e esbranquiçada LM e JK, (Figs.64-1 a 64-4).

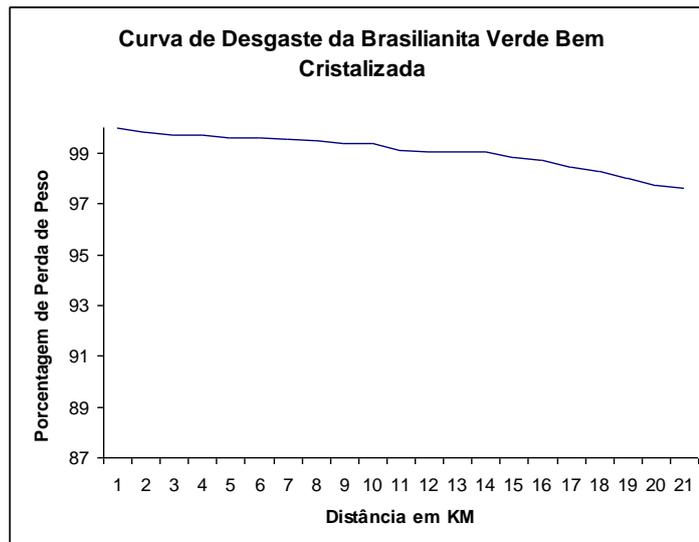


Figura 64-1:
Curva da brasilianita verde “bem cristalizada”, após 20km de desgaste, em porcentagem de perda de peso.

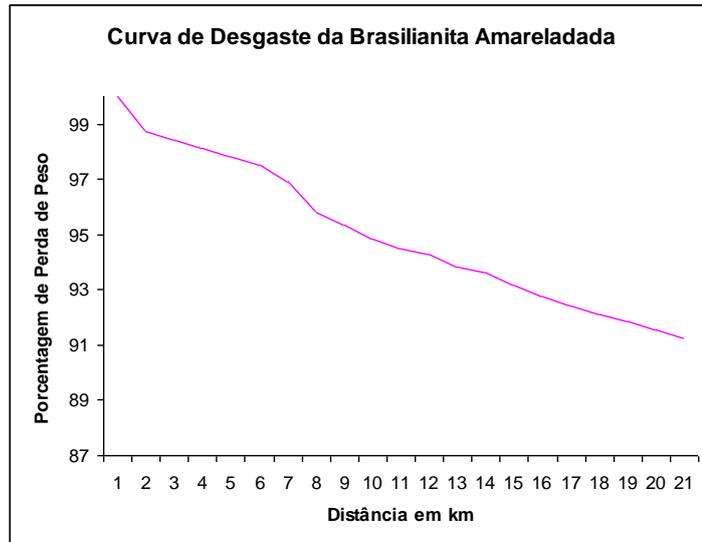


Figura 64-2:
Curva da brasilianita amarelada, após 20km de desgaste,
em porcentagem de perda de peso.

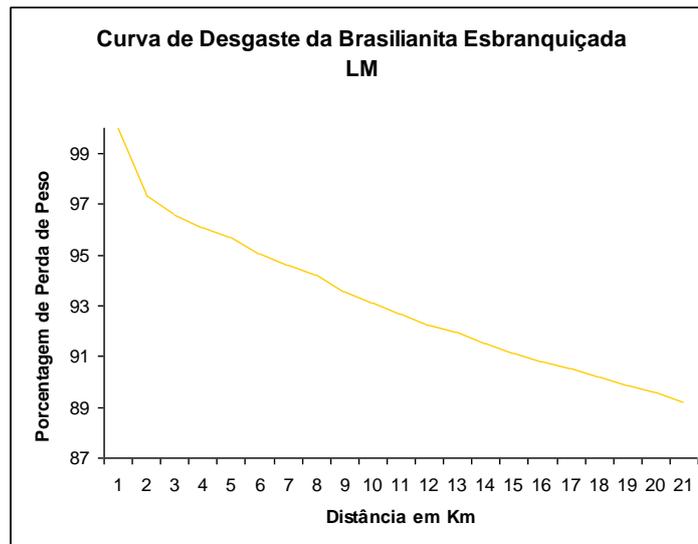


Figura 64-3:
Curva da brasilianita esbranquiçada LM, após 20km de desgaste,
em porcentagem de perda de peso.

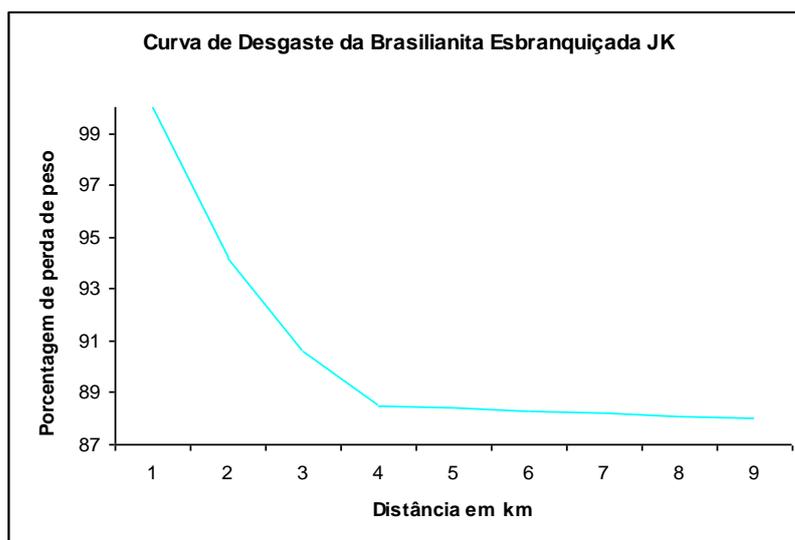


Figura 64-4:
Curva de desgaste da brasilianita esbranquiçada JK, após 20km de desgaste, em porcentagem de perda de peso.

As curvas estabelecidas anteriormente foram comparadas entre si (Fig.65), para melhor visualização do comportamento do desgaste, em função da cor, de cada amostra em relação às outras.

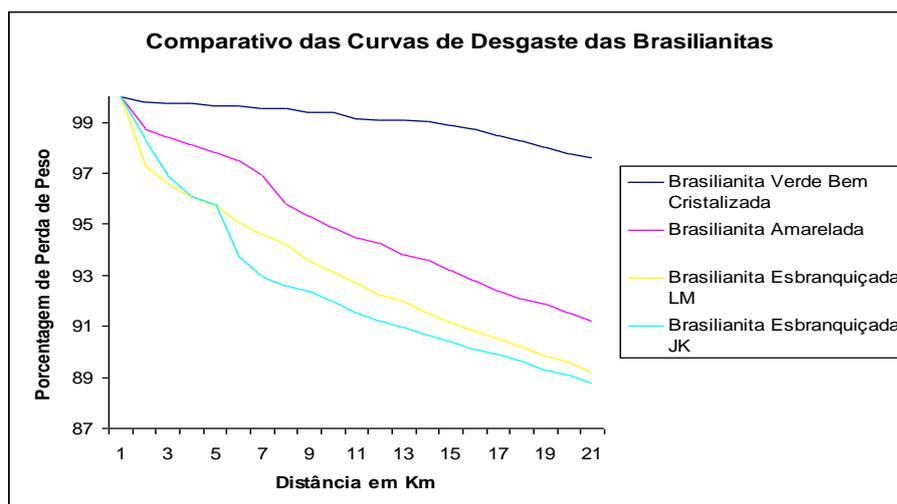


Figura 65:
Comparativo das curvas de desgaste das brasilianitas verde “bem cristalizada”, amarelada, esbranquiçadas LM e JK, ao longo de 20km, em porcentagem de perda de peso.

Observa-se que, após a simulação de 20 km de desgaste, a brasilianita verde por ser “bem cristalizada” perde apenas 2,39% de seu peso; enquanto a de coloração amarelada perde 8,76% do peso, provavelmente por sua cor ter sido provocada pela presença pequena de ferro (substituindo o alumínio) e/ou a presença de flúor, em substituição ao grupo OH⁻, além de apresentar teores de silício e magnésio razoáveis como impureza; a esbranquiçada LM teve uma perda de 10,8% e a esbranquiçada JK, 12,0%, lembrando, conforme citado anteriormente, que as amostras esbranquiçadas LM e JK, apresentam microfaturas, que podem ser responsáveis por um desgaste maior, já que ambas sofreram quebras durante o processo de desgaste artificial. Os dados do desgaste artificial das brasilianitas são demonstrados abaixo (Tab.26).

Tabela 26: Porcentagem de perda de peso das brasilianitas em função da cor da amostra, ao longo de 20 km de desgaste artificial.

Distância em Km	Cor da Brasilianita			
	Verde “bem cristalizada”	amarelada	Esbranquiçada LM	Esbranquiçada JK
	Porcentagem de perda de peso			
0	100	100	100	100
1	99,81	98,75	97,33	98,3
2	99,74	98,42	96,61	96,91
3	99,73	98,13	96,11	96,1
4	99,64	97,81	95,73	95,8
5	99,63	97,5	95,05	93,77
6	99,56	96,9	94,62	92,95
7	99,53	95,78	94,2	92,59
8	99,4	95,35	93,55	92,38
9	99,39	94,85	93,14	92
10	99,12	94,47	92,67	91,5
11	99,09	94,27	92,25	91,21
12	99,07	93,82	91,98	90,96
13	99,06	93,61	91,54	90,65
14	98,87	93,18	91,14	90,38
15	98,73	92,79	90,8	90,1
16	98,48	92,4	90,51	89,87
17	98,28	92,09	90,22	89,63
18	98,01	91,85	89,84	89,3
19	97,75	91,53	89,57	89,09
20	97,61	91,24	89,2	88,00
Porcentagem de perda de peso total	2,39 %	8,76 %	10,8 %	12,00 %

4-1-8 – Simulação do desgaste da brasilianita com base na análise da foto

Com base no estudo da foto da Dissertação de Tese de Sérgio Henrique Ribeiro, “Caracterização Mineralógica da Região de Divino das Laranjeiras – Mendes Pimentel (MG) com Ênfase aos seus Depósitos Gemíferos e Minerais de Coleção”, (IGC/UFMG), 1996 (Fig.66), e com dados coletados junto ao Prof. Dr. Joachim Karfunkel, orientador do estudo na época, a amostra coletada se trata de uma brasilianita branco amarelada, semelhante ao mineral desgastado no *tumbler*, denominada neste estudo, por brasilianita esbranquiçada JK.



Figura 66: Brasilianita fotografada na Dissertação de Mestrado de Sérgio Henrique Ribeiro (1996), escala em tamanho natural.

Objetivando a obtenção da distância aproximada percorrida pela brasilianita no sistema fluvial, utilizou-se dos métodos matemáticos de simulação do desgaste de gemas, seguindo então “a ordem inversa” dos estudos de casos anteriores, (Debrot *et al.* 2012b).

Inicialmente, promoveu-se ao desgaste de amostras de brasilianita do “tipo esbranquiçada JK”, em laboratório, com o auxílio do *tumbler* “a”, por um total de 183 horas e 20 minutos ou o correspondente a um percurso de 20 km pela amostra no sistema fluvial (proporção do *tumbler* para o sistema fluvial de 10km:1Km), Fig. 67-1 e 67-2, em escala de tamanho natural.

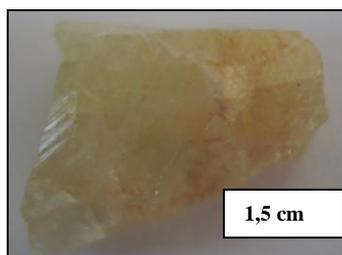


Figura 67-1: Brasilianita da área fonte.



Figura 67-2: Brasilianita desgastada no *tumbler* a 20 km da área fonte.

Após o desgaste artificial, utilizou-se o método da medida da angulosidade na balança analítica para a brasilianita JK, usando-se as amostras da área fonte; a desgastada a 20 km em laboratório e a amostra fotografada na referida dissertação. O procedimento foi o usual, com padronização das fotos e conseqüente corte e pesagem das amostras, (Fig. 68).

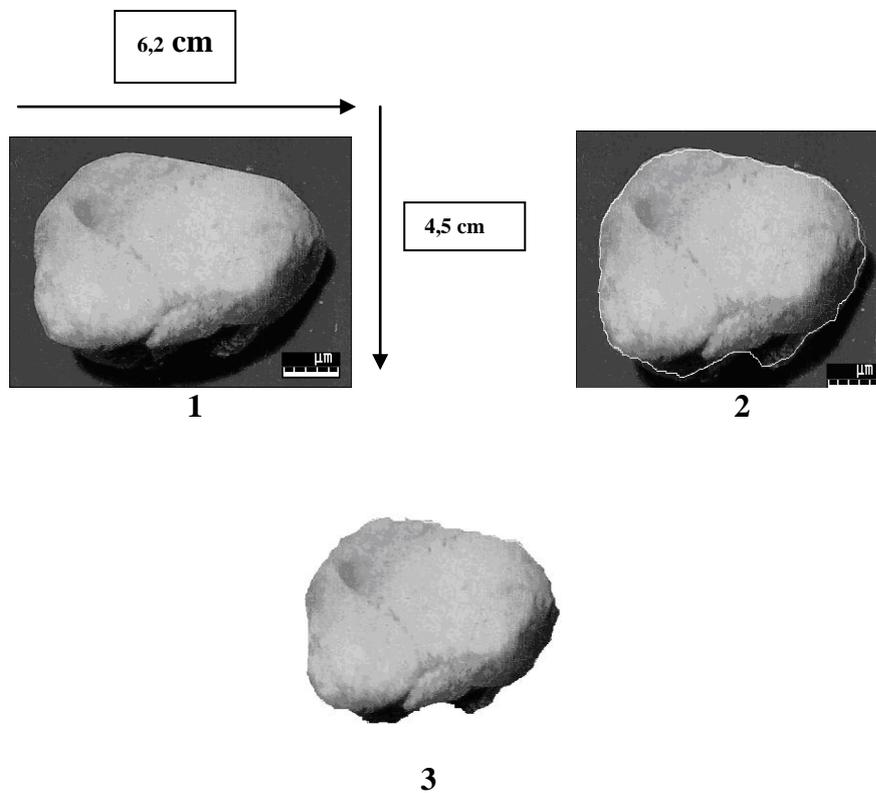


Figura 68: Seqüência da padronização da foto da Dissertação de Ribeiro (1996) em moldura (1), preparação para o corte (2) e amostra preparada para pesagem (3).

Tal processo foi desenvolvido, estimando-se com isto a distância de percurso da gema fotografada na Dissertação mencionada (Tab. 27), em intervalos de 2 km, com o percurso total de 20 km.

Tabela 27: Medida da ângulosidade pelo método da balança para a fotografia da brasilianita esbranquiçada amarelada (JK) da dissertação (1996).

Distância metros	Peso da moldura 6,2 X 4,5 cm	Peso do mineral em gramas	Porcentagem de perda de peso	Erro em relação ao modelamento matemático em porcentagem
AF	0,2602	0,0774	100	0
2.000	0,2602	0,0760	99,22	0,57
4.000	0,2602	0,0758	98,44	1,32
6.000	0,2602	0,0756	97,67	2,08
8.000	0,2602	0,0750	96,89	2,85
10.000	0,2602	0,0744	96,12	3,61
12.000	0,2602	0,0738	95,34	4,38
14.000	0,2602	0,0732	94,57	5,14
16.000	0,2602	0,0726	93,79	5,92
18.000	0,2602	0,0720	93,02	6,68
20.000	0,2602	0,0714	92,24	7,46

Com a tabela em mãos, pesou-se a brasilianita fotografada, obtendo-se o seguinte resultado:
 Peso da amostra fotografada: **0,0758g** correspondendo a um desgaste de aproximadamente **4 km**, obtido pelo método da medida da angulosidade na balança analítica.

Com as amostras da área fonte; a de 20 km de desgaste no *tumbler* e com a foto da Dissertação de Ribeiro (1996) passou-se a usar a metodologia para determinação do desgaste da brasilianita JK, pelo sistema *Quantikov*. Inicialmente padronizou-se o tamanho das amostras fotografadas, (Tab. 28).

Tabela 28: Padronização das fotos de brasilianita JK, para o Sistema *Quantikov*.

Brasilianita	
TAMANHO DA IMAGEM	
Dimensões em Pixels	352 K
Largura	445 pixels
Altura	270 pixels
Tamanho do Documento	
Largura	15,7 cm
Altura	9,5 cm
Resolução	28,346 pixels/cm
Imagem Bicúbica	

Procedeu-se então à determinação da área de desgaste da brasilianita JK, com a utilização do Sistema *Quantikov*, (Tab. 29).

Tabela 29: Cálculo da área da brasilianita JK pelo Sistema *Quantikov*.

Distância metros	AT= Área Total da amostra mm²	D = Diâmetro Equivalente (mm)	AIM = área da imagem mm²	AT/AIM %	FF = Fator de forma	Porcentagem de perda de área
AF	0,959	0,458	1.592	60,23	0,50	100
2.000	0,958	0,440	1.592	60,17	0,54	99,84
4.000	0,957	0,422	1.592	60,11	0,58	99,79
6.000	0,956	0,405	1.592	60,05	0,62	99,68
8.000	0,955	0,387	1.592	59,98	0,66	99,58
10.000	0,954	0,370	1.592	59,92	0,70	99,47
12.000	0,953	0,352	1.592	59,86	0,74	99,37
14.000	0,952	0,334	1.592	59,79	0,78	99,27
16.000	0,951	0,317	1.592	59,73	0,82	99,16
18.000	0,950	0,299	1.592	59,67	0,86	99,06
20.000	0,949	0,282	1.592	59,64	0,90	98,95

Com os dados obtidos foi possível elaborar a Tab. 30 de desgaste da brasilianita JK, pelo sistema *Quantikov*, desde a área fonte até 20 km, em intervalos de 2 km. Observa-se que o desgaste obtido pelo sistema *Quantikov* para a brasilianita JK mostra um erro negativo para os primeiros 4 km e em seguida transformando-se em erro positivo que termina em 0,76%, bem menor que o erro observado no método da balança, confirmando-se a distância percorrida pela amostra de brasilianita da foto de Ribeiro (1996) é em torno de 4 km.

Tabela 30: Desgaste da brasilianita JK pelo Sistema *Quantikov*.

Distância em km	Porcentagem de Perda de Peso	Erro em Relação ao Modelamento Matemático
AF	100	0
2.000	99,84	-0,05
4.000	99,79	-0,03
6.000	99,68	0,07
8.000	99,58	0,16
10.000	99,47	0,26
12.000	99,37	0,35
14.000	99,27	0,44
16.000	99,16	0,55
18.000	99,06	0,65
20.000	98,95	0,76

Para o término do estudo da simulação matemática do desgaste da brasilianita JK, obteve-se uma curva de cor **vermelha** ideal, sob o ponto de vista matemático (denominada logarítmo), sobre a curva **azul** que representa o desgaste artificial do mineral-gema, desenvolvido em laboratório (denominada curva de porcentagem de perda de peso). A partir da curva logarítmica chegou-se ao modelamento matemático para a curva de desgaste da brasilianita JK, (Fig. 69).

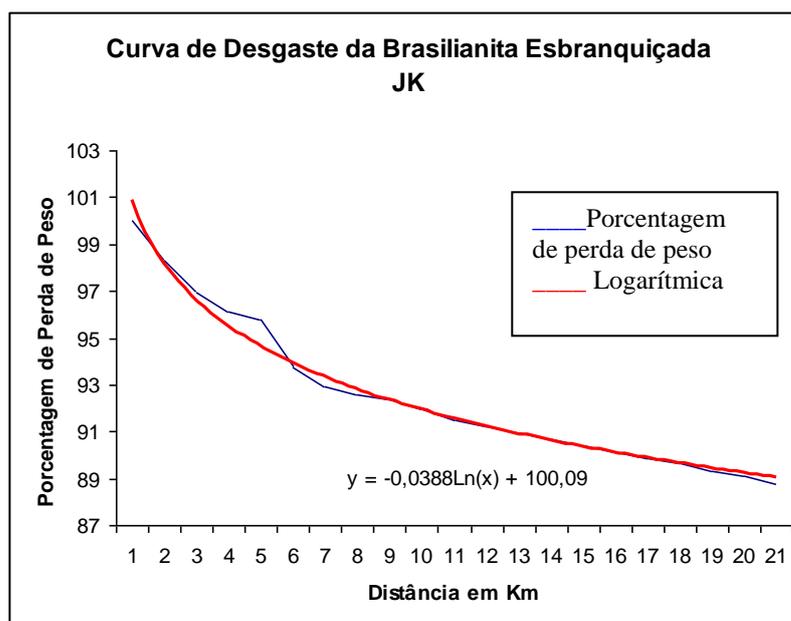


Figura 69: Modelamento matemático da curva de desgaste da brasilianita JK.

Através o método do modelamento matemático da brasilianita JK, estabelecido pela equação matemática ($y = -0,0388\text{Ln}(x) + 100,09$), foi possível simular matematicamente, a porcentagem de desgaste do mineral-gema da área fonte até 20 km, em intervalos de 2 km, confirmando-se, mais uma vez que a amostra da fotografia de Ribeiro (1996) percorreu uma distância de, aproximadamente, 4 km (Tab. 31).

Modelamento matemático da brasilianita JK
 $y = -0,0388\text{Ln}(x) + 100,09$

Tabela 31: Método do modelamento matemático para a brasilianita JK .

Distância em km	Porcentagem de Perda de Peso
AF	100
2.000	99,79
4.000	99,76
6.000	99,75
8.000	99,74
10.000	99,73
12.000	99,72
14.000	99,719
16.000	99,714
18.000	99,709
20.000	99,703

Na Fig. 70 temos o gráfico comparativo do desgaste da brasilianita JK, em porcentagem de perda de peso *versus* distância em km, mostrando as diferenças entre os métodos de medida de desgaste superficial.

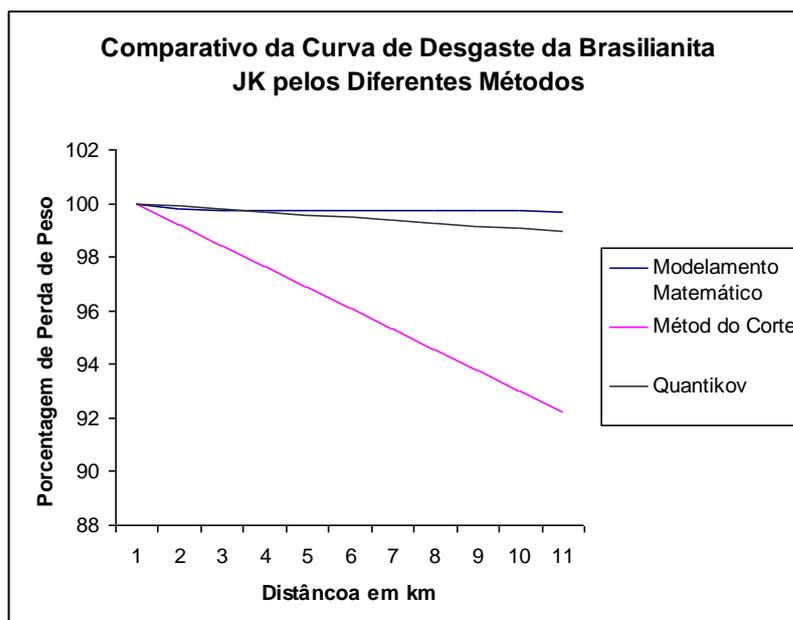


Figura 70: Gráfico comparativo do desgaste da brasilianita JK pelos diferentes métodos.

Assim foi estabelecida a distância aproximada da área fonte que a brasilianita JK da foto da Dissertação (1996) percorreu, ou seja, aproximadamente 4 km (Tab. 32).

Tabela 32: Determinação da distância aproximada da área fonte da brasilianita JK da foto da Dissertação de 1996.

Distância	Met. Mod. Mat.	Met. Méd. Ang.		Quantikov	
4 Km	99,76	98,44	1,32	99,79	-0,03

Conforme a Fig. 71, da foto da brasilianita da Dissertação de Ribeiro (1996), corrigida pelo sistema *Quantikov*, pode-se observar que a parte inferior da amostra mostra-se menos desgastada que a sua superfície. Isso pode sugerir a retenção da amostra, por determinado intervalo de tempo, em alguma rede de cascalhos em função da baixa velocidade do sistema fluvial, principalmente na época de seca, o que nos leva a crer que a distância estimada de aproximadamente 4 km de percurso pode apresentar uma pequena margem de erro, o que só poderá ser confirmado com a coleta de amostras no campo, exatamente no mesmo ponto que foi realizado em 1996 (Ponto da pedra do Indaiá).

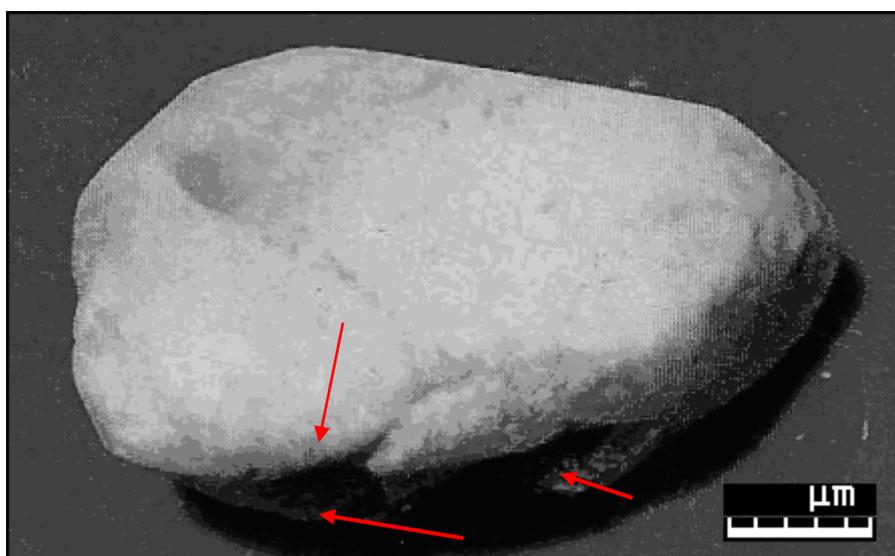


Figura 71: Foto da brasilianita JK - Dissertação de Mestrado de Ribeiro (1996), corrigido pelo *Quantikov*, mostrando desgaste diferenciado na parte inferior da amostra.

4-1-9 – Procedimento de campo e Amostras de campo

Neste trabalho de campo, presentes o Orientador, Prof. Dr. Joachim Karfunkel, o Diretor do Instituto de Mineralogia da Universidade Halle da Alemanha, Prof. Dr. Herbert Pöllmann, que se envolveu diretamente em nosso projeto de desgaste fluvial de gemas, (Fig. 72).



Figura 72: Prof. Dr. Herbert Pöllmann, Diretor no Instituto Mineralógico da Universidade de Halle, Alemanha, colaborando no campo no Córrego Indaiá.

O trabalho de campo foi dividido em três etapas: na primeira realizou-se a interpretação da fotografia aérea, posicionando-se a localidade da coleta de amostra durante a tese do mestrando Sérgio Ribeiro (1996), bem como procurando-se localizar a possível área fonte, (Fig. 73).

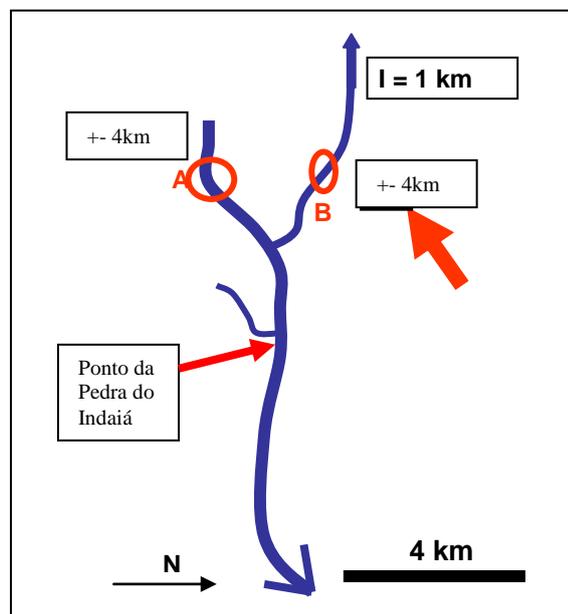


Figura 73: Posicionamento pela análise da fotografia aérea do ponto lavado (referência 1996), e posicionamento das possíveis áreas fontes a aproximadamente 4 km do ponto lavado.

Alem da interpretação da fotografia aérea da região, utilizou-se ainda da interpretação da fotografia através do Google Earth a uma altitude de 3,6 km, (Fig.74).

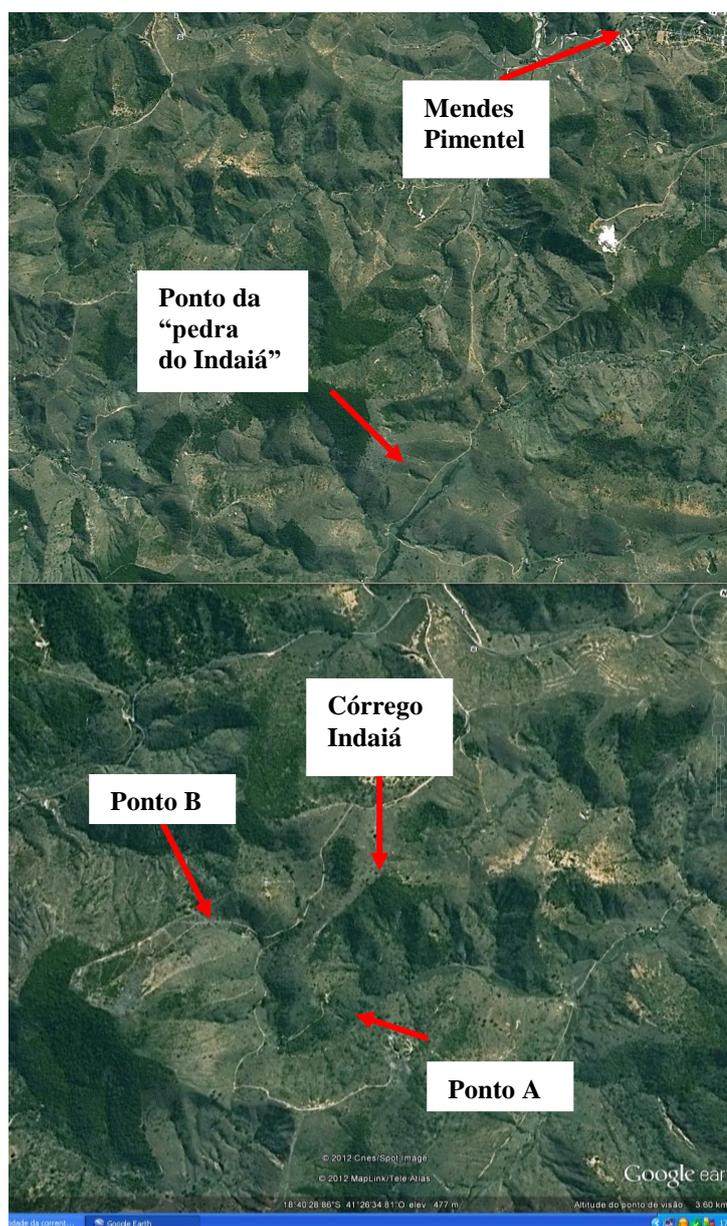


Figura 74: Vista aérea (a 3,6 km) da região estudada, com detalhes para Mendes Pimentel; ponto lavado como em 1996 (Ponto da pedra do Indaiá) e bifurcação do Córrego Indaiá com dois pontos a serem lavados.

Para se encontrar o ponto que foi lavado em 1996 (Ponto da pedra do Indaiá), na saída W de Mendes Pimentel, existe um “orelhão” (UTM 245343/7934947, 290m de altitude) percorre-se 1,2 km em direção à Linópolis, entrando-se à esquerda em uma estrada de chão para S, durante 1 km, dobra-se à direita para W, passa-se, passando-se pelo Córrego. Após 1,9 Km na estrada que corta o Indaiá está o ponto onde foi encontrada a brasilianita durante o mestrado de Sérgio Ribeiro (UTM 243651/7933066, 796m de altitude), denominado por “Ponto da pedra do Indaiá”.

Na lavagem neste local foi possível encontrar três amostras de brasilianita, sendo duas esbranquiçadas (do tipo JK) e uma verde. Em laboratório determinou-se a densidade relativa das amostras, obtendo-se o resultado de 3.0, compatível com os valores da tabela que são em torno de 2.98, Webster (1983). As brasilianitas esbranquiçadas apresentam cor e desgaste semelhantes à da foto de Ribeiro (1996), aqui apresentadas em escala de tamanho natural seguida da foto corrigida pelo *Quantikov*, (Fig. 75-1 e 75-2).

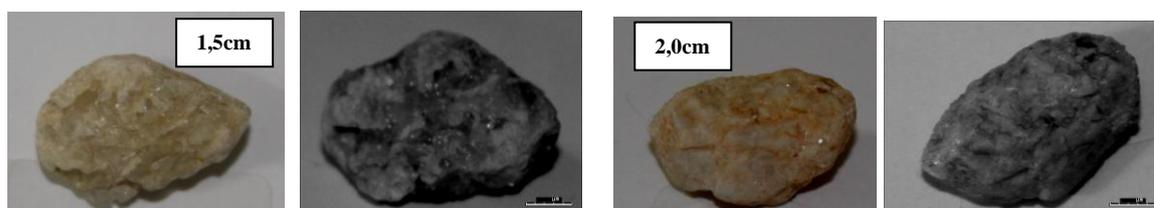


Figura 75-1:

Figura 75-2:

Amostras de brasilianita esbranquiçada amarelada (do tipo JK), encontrada a aproximadamente 4km da área fonte provável (Ponto da pedra do Indaiá), em escala de tamanho natural seguida da correção pelo sistema *Quantikov*.

O desgaste das amostras da foto de Ribeiro (1996) e as esbranquiçadas (do tipo JK) coletadas, no mesmo ponto que em 1996 (ponto da pedra do Indaiá), foram comparadas, (Fig.76), demonstrado que elas apresentam desgastes semelhantes.

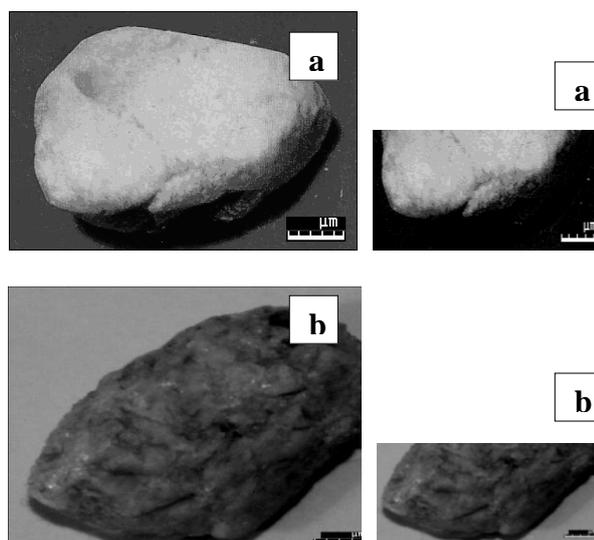


Figura 76: Comparação dos desgastes das amostras de brasilianita, sendo “a” a foto de Ribeiro (1996) e “b” amostras coletada em 2011, no mesmo ponto, confirmando que elas foram lavadas no mesmo ponto.

Pode-se perceber que os desgastes das amostras encontradas neste estudo de casos são bastante semelhantes com a fotografada de Ribeiro (1996), afastando a possibilidade levantada de que a amostra da foto, por ter desgaste diferenciado na parte inferior, poderia sugerir a retenção da amostra, por determinado intervalo de tempo, em alguma rede de cascalhos em função da baixa velocidade do sistema fluvial. Isso nos leva a crer que a distância estimada da área fonte em relação a este ponto em questão, é de, aproximadamente, 4 km, como estimado nos métodos matemáticos de simulação de desgaste.

Além das duas amostras de brasilianita esbranquiçada (tipo JK), encontrou-se uma verde, no mesmo ponto lavado, apresentando desgaste menor que as do tipo JK, (Fig. 77), corroborando com os resultados de desgaste realizados em laboratório, com as amostras de brasilianita de diferentes colorações.

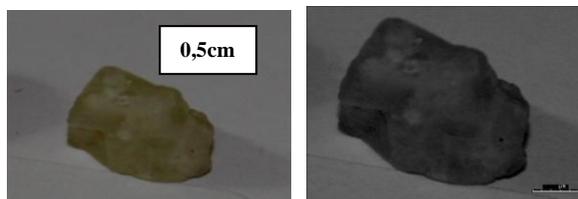


Figura 77:

Amostra de brasilianita verde em escala de tamanho natural (à esquerda) e corrigida pelo sistema *Quantikov* (à direita), encontrada no ponto da pedra do Indaiá (à aproximadamente 4km da área fonte), mostrando desgaste menor que a das amostras do tipo JK.

A velocidade de corrente do Córrego Indaiá, medida na época a das chuvas, em dezembro é de 0,29m/s no regime turbulento e 0,26m/s no regime laminar, com uma vazão de 0,77 m³/s, (Sperling & Batista 2007). A análise granulométrica do Córrego mostrou uma proporção de 5% de argila/silte, 75% de areia (grossa, média e fina) e 20% de cascalho. A largura e profundidade do curso de água é em torno de 1,5/2m e 0,90/0,70cm, com detalhe para o ponto lavado, como feito em 1996, (Fig. 78-1), com o posicionamento do Córrego Indaiá no mapa geológico, (78-2).



Figura 78-1: Vista do ponto lavado na “pedra do Indaiá”, na mesma localidade que realizado em 1996.



Figura 78-2: Mapa Geológico com o posicionamento do Córrego Indaiá, Projeto Leste, CPRM.

Caminhando em direção à provável área fonte foi possível perceber alguns indicadores de pegmatitos, como presença de moscovita, feldspato e turmalina em colúvios, bem como a presença dos mesmos minerais em material na parte externa de formigueiros, (Fig. 78-3).



Figura 78-3: Presença de moscovita, feldspato caolinizado e turmalina em colúvios e na parte externa de formigueiros, indicando a presença de um pegmatito nas proximidades.

Próximo aos 4 km calculados para a provável área fonte o Córrego Indaiá se subdivide, em dois braços (A e B). Foi então necessário se “lavar” nos braços “A” e “B”, (Fig. 79), situados a cerca de 3,5 km do “ponto da pedra do Indaiá”, procurando-se encontrar a provável área fonte das amostras de brasilianita.

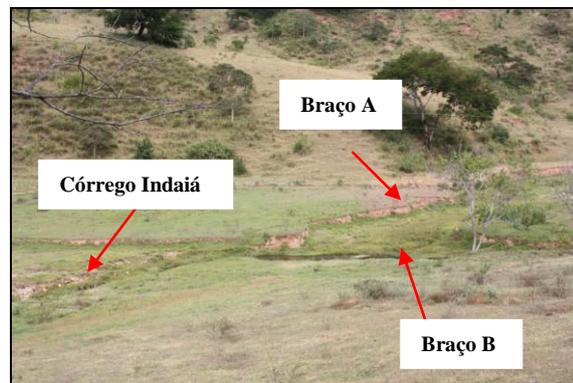


Figura 79: Divisão do Córrego Indaiá em dois braços (“A” e “B”) próximo à provável área fonte.

No braço “A” (UTM 242452/7932371, 299m de altitude) sem que fossem encontradas amostras de brasilianita, (Fig. 80).



Figura 80: Braço “A”, onde não se encontrou amostras de brasilianita, após 100 l lavados.

No braço B (UTM 242257/7932132, 292m de altitude), após “lavagem” de 30 l, foram encontradas seis amostras de brasilianita com 7,06ct, 3,00ct, 2,57ct, 1,82ct, 0,72ct e 0,27ct, respectivamente, (Fig. 81), quase sem desgaste nenhum, o que indica a proximidade da provável área fonte a menos de 1 km deste ponto. Na Fig. 82, o desenho esquemático com os pontos lavados e o posicionamento da possível área fonte (à esquerda) e o braço “B” (à direita), onde foram encontradas seis amostras de brasilianita.

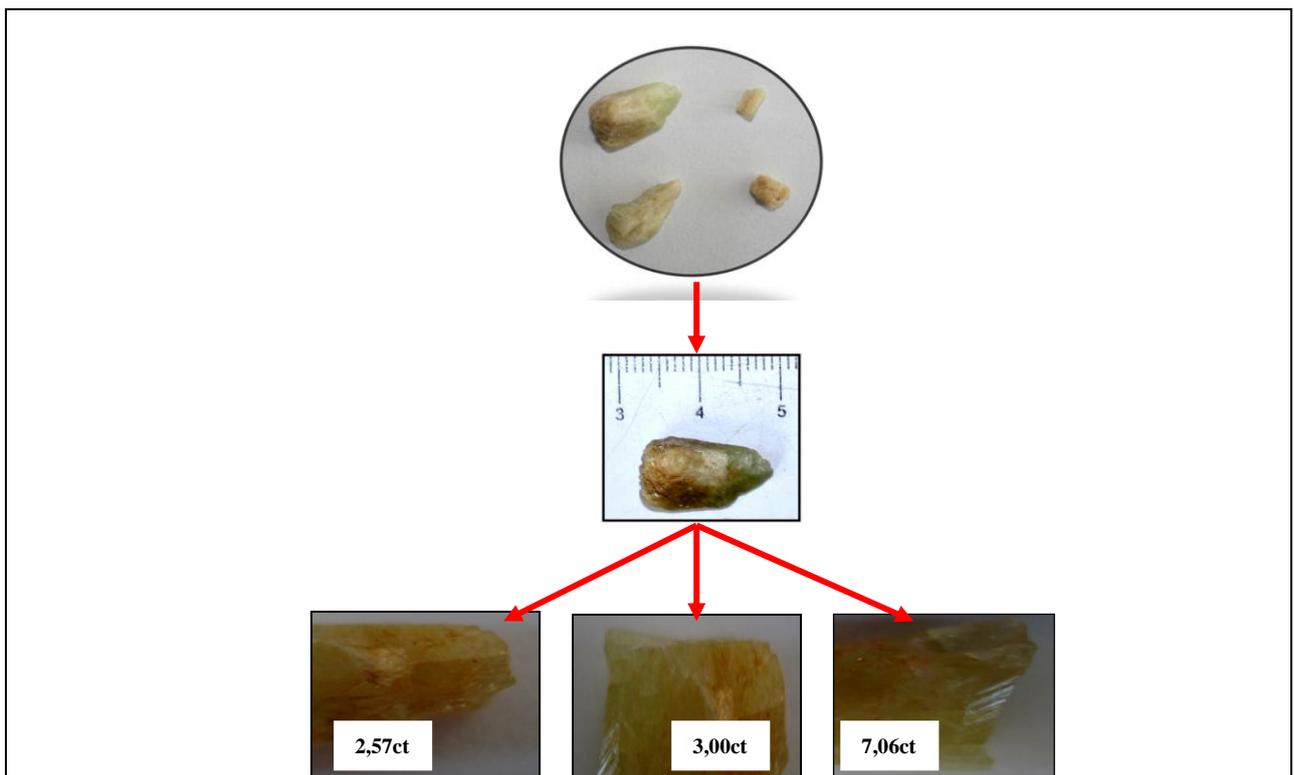


Figura 81: Amostras de brasilianita encontradas no ponto “B”, praticamente sem desgaste, indicando a proximidade da área fonte.

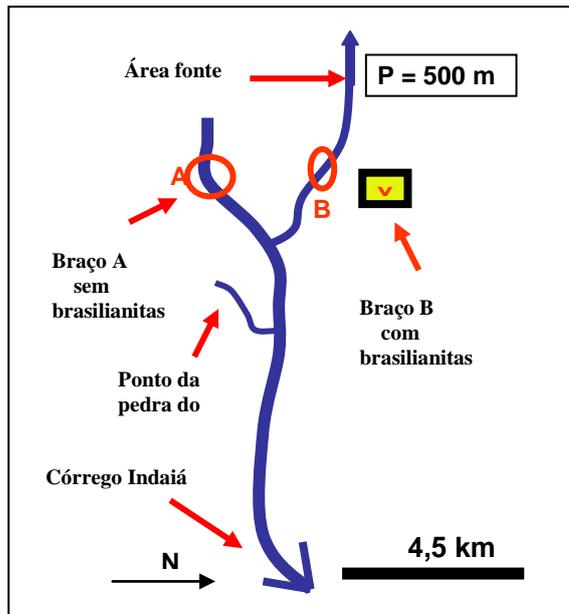


Figura 82: Esquema (à esquerda) com os pontos lavados e o posicionamento da provável área fonte e braço “B” (à direita), onde foram encontradas seis amostras de brasilianita.

A 500 metros do braço “B” foi possível avistar um ponto branco, (Fig. 83-1) que poderia ser a provável área fonte que procurávamos. Caminhamos então cerca de 500 m, por pontos de difícil acesso (Fig. 83-2) até nos aproximarmos o mais perto possível da provável área fonte. O pegmatito se encontra a 4,5 km do “ponto da pedra do Indaiá”, sugerindo que esse pegmatito caolinizado, represente a área fonte destas brasilianitas (Fig. 83-3), em função da falta de outra fonte aflorante. Entretanto o pegmatito ocorre em um paredão inacessível de 30 m de altura, o que não permitiu estudos adicionais (Debrot *et al.* 2012a).



Figura 83-1: Localização da possível área fonte. Figura 83-2: Difícil acesso até próximo à área fonte provável.



Figura 83-3: O pegmatito caolinizado encontra-se em um paredão de 30 m de altura, não permitindo estudos adicionais, não existindo outra fonte aflorante nas proximidades. Assim considera-se esta a provável fonte das brasilianitas.

Concluindo o processo de campo e simulação em laboratório, com a curva de desgaste artificial da brasilianita esbranquiçada-amarelada (tipo JK), para uma maior facilidade de observação, anexou-se as fotos encontradas a 500 m e a 4 km, respectivamente, da área fonte provável, na região de Mendes Pimentel (Fig. 84).

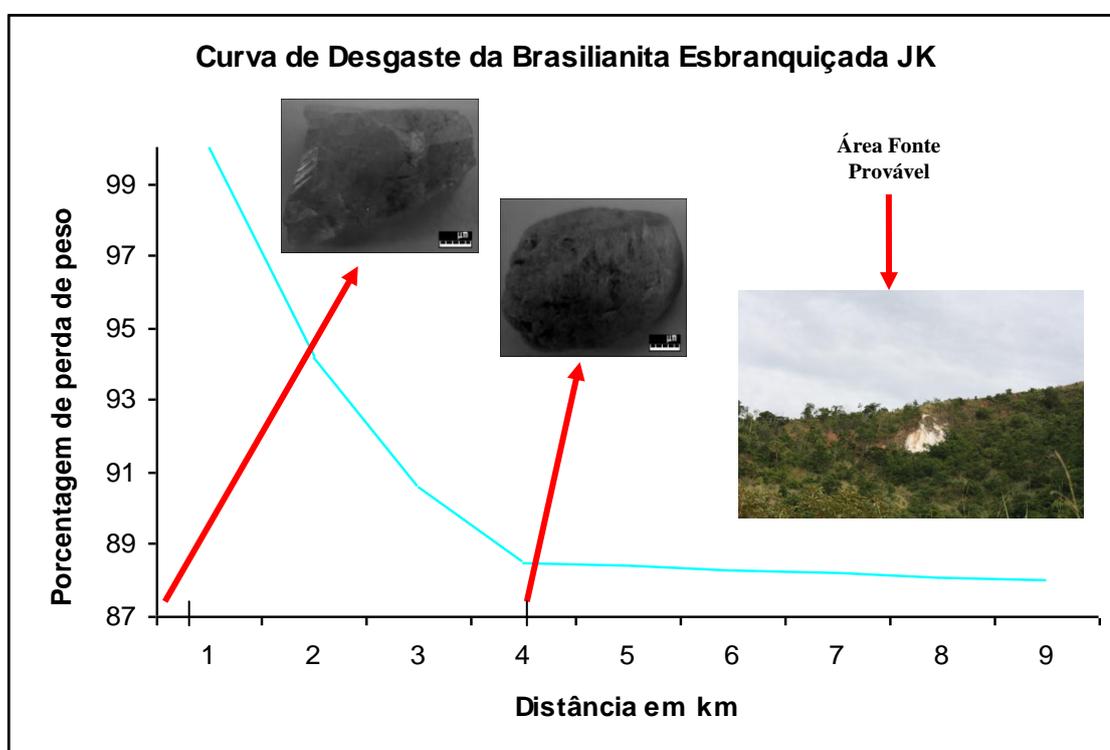


Figura 84: Curva de desgaste artificial da brasilianita esbranquiçada-amarelada (tipo JK), com as fotografias das amostras encontradas de 500 m e de 4 km, respectivamente, da provável área fonte, na região de Mendes Pimentel.

4-1-10 – Resultados obtidos

A cor da brasilianita pode variar (verde, amarelada, esbranquiçada-amarelada e esbranquiçada-esverdeada) de acordo com a quantidade de elementos traço em sua fórmula química ou por alguma substituição iônica. Pesquisas mostram que centro de cor somado ao estado de valência do ferro, que passa de bivalente para trivalente com aquecimento e o centro de cor associado ainda permanece uma incógnita. As pesquisas mostram também que a maioria das matizes verdes estão relacionados ao ferro bivalente e que o ferro trivalente está associado a maioria das cores amareladas em gemas.

Observa-se que, após a simulação de 20 km de desgaste, a brasilianita verde por ser “bem cristalizada” perde apenas 2,39% de seu peso; enquanto a de coloração amarelada perde 8,76% do peso, provavelmente por sua cor ter sido provocada pela presença pequena de ferro (substituindo o alumínio) e/ou a presença de flúor, em substituição ao grupo OH⁻, além de apresentar teores de silício e magnésio razoáveis como impureza; a esbranquiçada LM teve uma perda de 10,8% e a esbranquiçada JK, 12,0%, lembrando, conforme citado anteriormente, que as amostras esbranquiçadas LM e JK, apresentam microfaturas, que podem ser responsáveis por um desgaste maior, já que ambas sofreram quebras durante o processo de desgaste artificial.

A brasilianita esbranquiçada JK, apresenta um teor de silício, menor que a amarelada, e da esbranquiçada LM, e um teor de flúor menor que a amarelada e maior que a esbranquiçada LM. O teor de magnésio é menor que a amarelada e ausente na esbranquiçada LM. Apresenta coloração esbranquiçada na maior parte da amostra e quebra-se com maior facilidade que a esbranquiçada LM. Provavelmente sua coloração se deve à presença de silício, magnésio e flúor como impureza e à defeitos de cristalização (*e.g.* microfaturas).

O método tradicional de prospecção aluvionar para a brasilianita foi aperfeiçoado, substituindo os parâmetros número e tamanho por determinado volume de cascalho pela análise do desgaste das mesmas. No laboratório o desgaste da brasilianita oriundo de uma fonte conhecida, o pegmatito do Córrego Frio, foi determinado através da utilização do *tumbler*, estabelecendo curva padrão. A comparação do desgaste no presente estudo de caso revelou que a fonte se encontra a uma distância de 4,5 km a jusante, (erro de 500 metros em relação ao valor calculado pelos métodos de simulação matemática, ou seja, erro de 0,075%).

O pegmatito se encontra a 4,5 km do “ponto da pedra do Indaiá”, sugerindo que esse pegmatito caolinizado, represente a área fonte destas brasilianitas, em função da falta de outra fonte aflorante. Entretanto o pegmatito ocorre em um paredão inacessível de 30 m de altura, o que não permitiu estudos adicionais.

4-2- APLICAÇÃO DO MÉTODO: ÁGUA MARINHA – DESCOBERTA DA ÁREA FONTE NA LAVRA DA CIGANA A PARTIR DO ESTUDO DE CASO DA LAVRA DO EDUARDO (REGIÃO DE GALILÉIA, MG)

Iniciando o estudo do desgaste da água marinha proveniente da Lavra do Eduardo, região de Galiléia, realizou-se prospecção em frente a referida Lavra, no Córrego Boa Vista, onde foram coletadas duas amostras da gema; a primeira sem desgaste algum (compatível com o presente estudo de caso); a segunda apresentando um desgaste correspondente a 4 km de transporte fluvial, não podendo, portanto ser procedente da Lavra em estudo. Percorreu-se o Córrego a montante, a uma distância de em torno de 4 km (comparação com padrão da água marinha de Brejaúba) da Lavra do Eduardo, descobrindo-se, desta forma, uma segunda área fonte, a Lavra da Cigana.

4-2-1 – Localização

Galiléia pertence à mesorregião do Vale do Rio Doce, microregião Governador Valadares e tem como municípios limítrofes Conselheiro Pena, Tumiritinga, Governador Valadares, São Geraldo do Baixo, Divino das Laranjeiras e Central de Minas. Está a uma distância de 380 km da capital, (Fig.85-1).

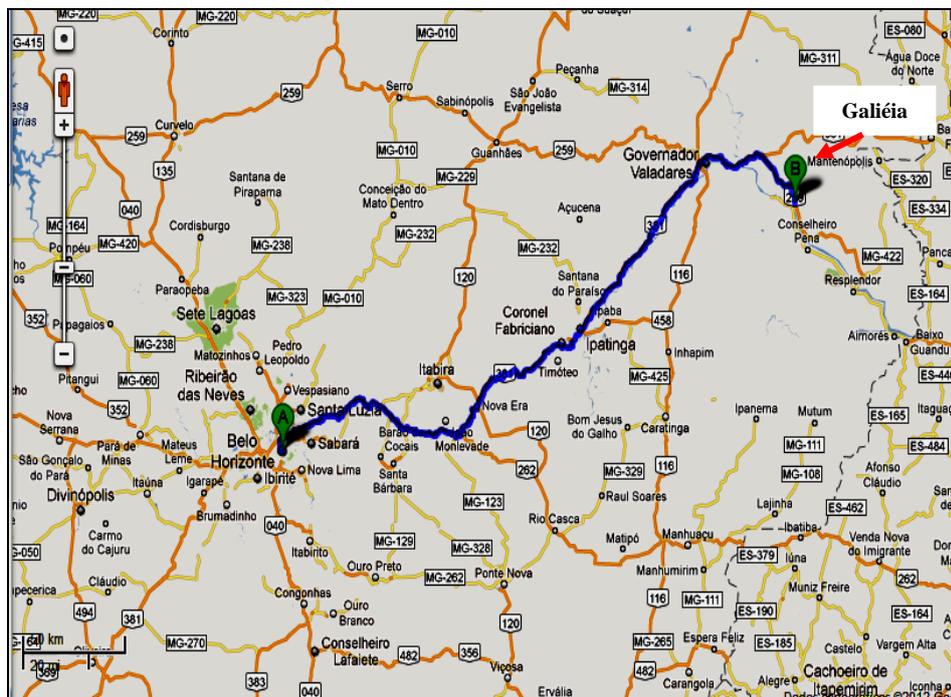


Figura 85-1: Localização da cidade de Galiléia, partindo-se de Belo Horizonte, MG.

A cidade de Galiléia localiza-se no Vale do Rio Doce, a nordeste de Minas Gerais, a leste de Governador Valadares e próxima à divisa com o Espírito Santo. Está inserida na Folha Conselheiro Pena/São Gabriel da Palha, SE. 24-Y-C-II e SE. 24-Y-C-III, escala 1:100.000, integrando o Projeto Leste, (Oliveira *et al.* 2002).

Partindo-se de Belo Horizonte, pela BR-381, percorre-se 324 km até Governador Valadares, indo pela BR-259, por 56 km, chega-se à Galiléia. A sudoeste da cidade, em estrada não pavimentada, até a Lavra do Eduardo (UTM 235941/7887978 - 151m de altitude) são 13 km e até a Lavra da Cigana mais 4 km (UTM 237407/7888809 - 206m de altitude), Fig. 85-2.

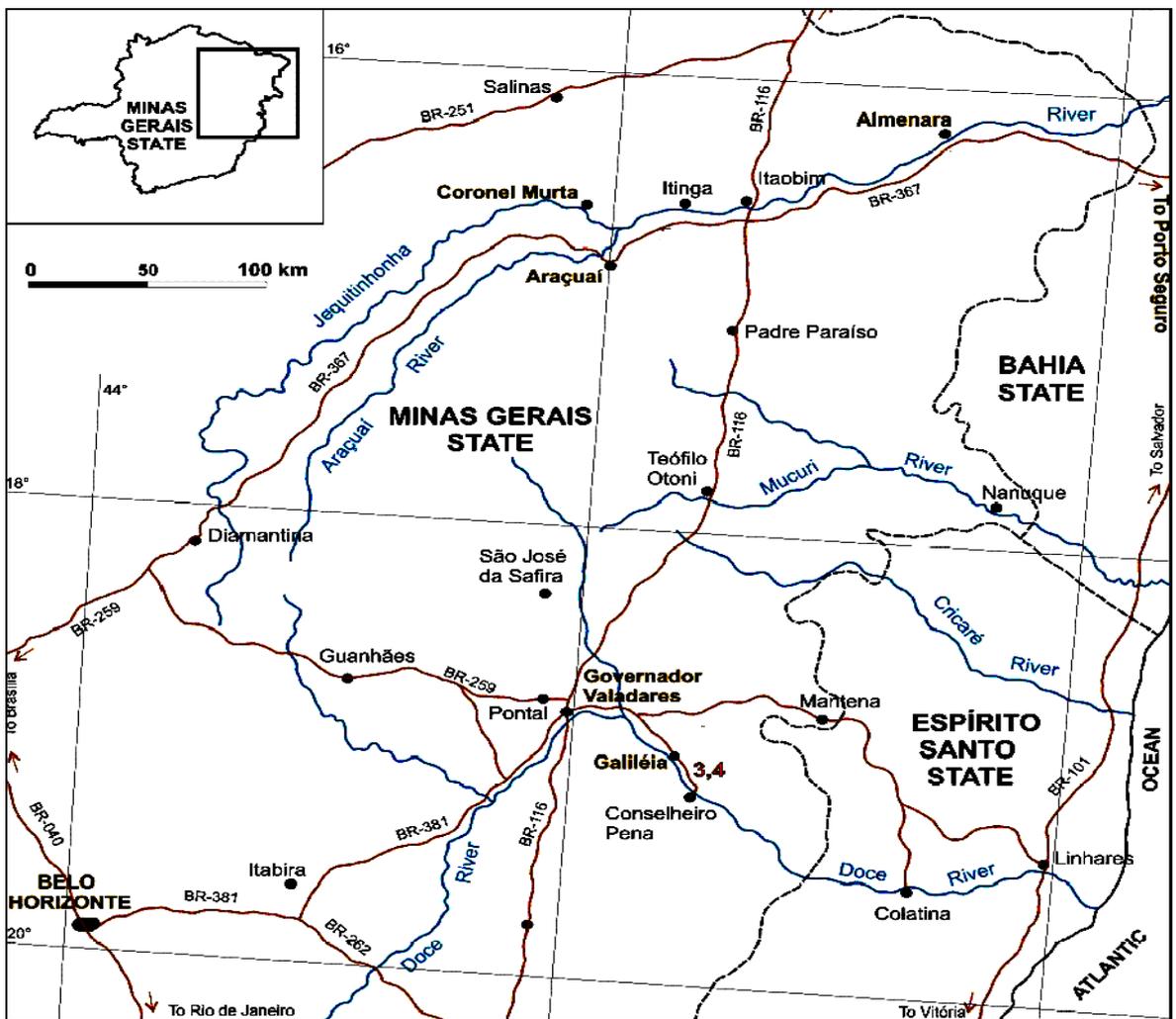


Figura 85-2: Localização das Lavras do Eduardo (3) e Cigana (4), região de Galiléia, MG.

Na bacia hidrográfica do Córrego Boa Vista, foram prospectados os pontos em frente à Lavra do Eduardo (1), a uma distância intermediária de 2 km do primeiro (2) e em frente à Lavra da Cigana (3), correspondendo a 4 km em relação à Lavra do Eduardo, (Fig. 85-3).

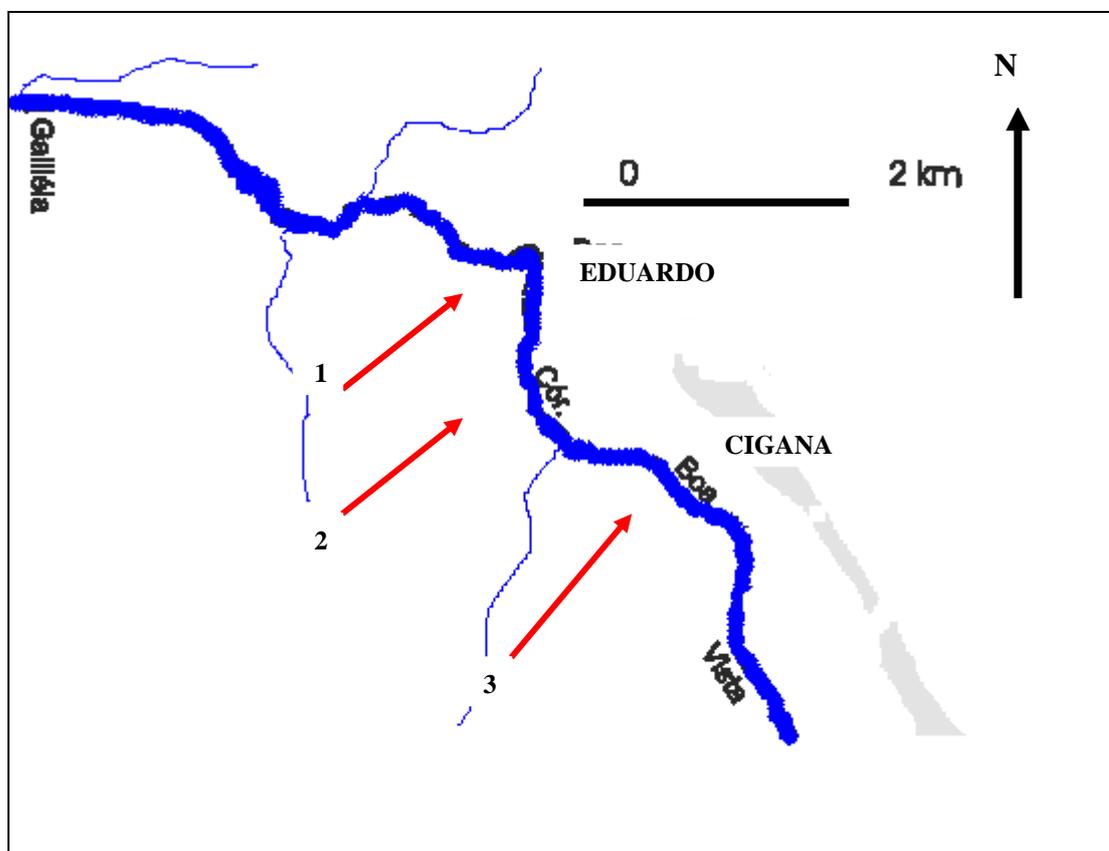


Figura 85-3: Bacia hidrográfica do Córrego Boa Vista, região de Galiléia, MG, com os respectivos pontos prospectados.

4-2-2 – Aspectos fisiográficos

Na região o clima dominante é o subúmido a semi-árido, caracterizado por uma precipitação média anual variando de 900 a 1000mm. O trimestre mais seco é junho-julho-agosto e o mais chuvoso corresponde aos meses de novembro-dezembro-janeiro, (Fig. 85-4). A temperatura média anual fica em torno dos 24° C. No verão atinge, no mês de fevereiro, 29° C e no inverno, a temperatura varia de 18° a 19° C, (Tab. 33). Os granitos e tonalitos da Suíte Intrusiva Galiléia produzem solos do tipo latossolo de cor avermelhada, que se desenvolvem principalmente na áreas rebaixadas. Na área do Grupo Rio Doce tem-se solos pedzólicos vermelho-escuro, estruturado e bastante ravinado, espesso e recoberto por pastagens de uso na pecuária. Sobreposto a esses solos há desenvolvimento de pequenas faixas compostas por material argiloso, algo arenoso.

DADOS OBSERVADOS

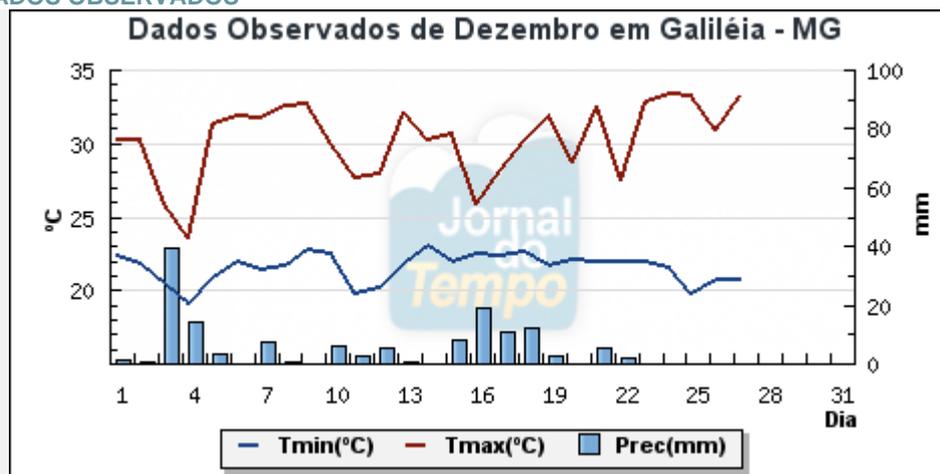


Figura 85-4: Dados climatológicos de Galiléia, representando uma média do período entre 1961 e 1990, (fonte jornaldotempo.uol.com.br).

Tabela 33: Dados mensais climatológicos de Galiléia, MG, fonte jornaldotempo.uol.com.br.

MÊS	TEMP. MÍN (°C)	TEMP. MÁX. (°C)	PRECIPITAÇÃO > (MM)
Os dados climatológicos representam uma média do período entre 1961 e 1990.			
1	19.7	30,1	241.9
2	20.1	29,9	148.1
3	20	29,8	159
4	18.5	29.5	88.3
5	16.4	27.9	38.9
6	14.4	26.9	18.8
7	14	26.7	13.2
8	15.1	27.6	17.8
9	16.5	27.9	50.9
10	18.6	28.8	136.3
11	19.5	29.3	188.7
12	19.9	29.7	234.3

A vegetação natural é caracterizada pela floresta estacional semidecidual. Estas florestas desenvolvem-se em áreas onde dominam os períodos distintos: um chuvoso e outro seco. Os vegetais destes sítios mantêm as suas folhas durante um período longo, ou seja, ficam verdes durante o período chuvosos e perdem-nas, no período da seca. São formadas de tipos arbóreos de médio a grande porte que possuem uma distribuição espaçada e que intercalam com os tipos de menor tamanho, (Fig. 86).



Figura 86: Detalhe para a vegetação e relevo da região de Galiléia, MG.

Os desníveis nas drenagens não são de gradiente alto e pode-se caracterizar o sistema fluvial como sendo bastante homogêneo, pertencendo à Bacia do Rio Doce. A drenagem estudada no presente trabalho é o Córrego Boa Vista, que deságua no Rio Doce, (Fig.87).



Figura 87: Detalhes para o Córrego Boa Vista, à esquerda, e para o Rio Doce ao fundo, à direita.

4-2-3- Geologia regional

A região em estudo está inserida no domínio do Cinturão Araçuai, integrante da porção setentrional da província estrutural ou geotectônica da Mantiqueira (Almeida & Litwinski 1984, Almeida & Hasui 1984, Padilha *et al.* 1991).

Os dados geocronológicos disponíveis da região apontam a existência de pelo menos dois ciclos orogênicos: O Ciclo Transamazônico, entre 2000 a 2200 Ma, e o Ciclo Brasileiro, entre 500 e 900 Ma (*e.g.* Cordani 1973, Siga Jr. 1986, Söllner *et al.* 1987, Söllner *et al.* 1991, Teixeira & Canzian 1994, Noce & Macambirra 2000, Nalini *et al.* 2000a).

O Ciclo Transamazônico afetou rochas pela geração de expressivo plutonismo ácido intermediário. O registro dessas exposições tem sido assinalado em diferentes núcleos do embasamento no interior da Faixa Araçuai (Complexos Guanhães, entre outros).

O Ciclo Brasileiro foi responsável pela instalação e evolução do Orógeno Araçuai. São disponíveis na literatura modelos tectônicos propostos para o orógeno envolvendo evolução ensialica (Siga Jr. 1986, Trompette 1997) e evolução na presença de crosta tectônica, neste último caso tendo por base a existência de remanescentes de rochas máficas e ultramáficas com idades SM/Nd ao redor de 800 Ma, encontradas na região de Ribeirão da Folha (Pedrosa-Soares *et al.* 1992, 1998 e 2001).

As maiores unidades estratigráficas distinguidas na região são (*sensu* Silva *et al.* 1987): os complexos arqueanos/paleoproterozóicos (Complexo Pocrane, Juiz de Fora, Paraíba do Sul e Piedade), e unidades do Neoproterozóico ao Cambriano (Grupo São Tomé, Grupo Crenaque e suítes graníticas Galiléia e Urucum). Os dois primeiros complexos representam o embasamento da região e foram afetados por metamorfismo regional em fácies anfíbolito a granulito. Este complexos têm sido também referidos na literatura como Complexo Gnáissico-Migmatítico, Complexo Gnaisse Kinzigítico, Complexo Charnokítico e Complexo Granitóide (Fontes *et al.* 1978).

Recentemente os Complexos Pocrane, Piedade e Juiz de Fora têm sido considerados com idades arqueanas a paleoproterozóicas/mesoproterozóicas, sendo os mesmos retrabalhados durante a Orogenia Brasileira (Heibron *et al.* 2004).

Nalini Jr. (1997), com base em estudos geológicos realizados na região de Galiléia e em uma seção geológica pelo Vale do Rio Doce até Colatina, passando por Aimorés e Baixo Guandu (MG/ES) divide a região em três domínios estruturais: (i) Domínio Oeste, entre Tarumirim e a borda leste do Batólito Galiléia, englobando os Complexos Juiz de Fora, Pocrane e Piedade, (ii) Domínio Central, entre a borda leste do Batólito Galiléia e Resplendor, englobando as Suítes Galiléia e Urucum, Grupo São Tomé (xistos) e o Grupo Crenaque (quartzitos) e (iii) Domínio Leste, entre resplendor (MG) e Colatina (ES), englobando os Complexos Paraíba do Sul e Pocrane e as Suítes intrusivas Medina, Montana e Aimorés.

Cunningham *et al.* (1996) com base em estudos estruturais realizados no perfil entre Conceição de Tranqueiras e Galiléia, caracterizaram a existência de falhas inversas no contato oeste (na base) do batólito Galiléia e sugerem movimentação para oeste. Descrevem, ainda, mais a oeste desta zona, um cinturão de cisalhamento de cerca de 8,5 km de largura, com indicadores cinemáticos, sugerindo empurrões com vergência também para oeste.

Nesta última década, a região tem sido alvo de muitos estudos (Pedrosa-Soares *et al.* 1994a, 1994b, 2000; Pinto *et al.* 1997; 1998; Noce *et al.* 2000; Cunningham *et al.* 1996; Nalini *et al.* 1997, dentre outros), com significativo avanço na proposição de modelos mais consistentes. Em termos de cartografia geológica regional, o Projeto Leste representa a maior contribuição. Pinto *et al.* (1997) revelaram diversas suítes graníticas na região leste de Minas Gerais, como resultado dos trabalhos da primeira etapa deste projeto. Pedrosa-Soares *et al.* (2000) apresentaram uma revisão minuciosa da evolução do Orógeno Araçuaí – Oeste Congo e reúnem as rochas graníticas em cinco suítes (denominadas G1 a G5), com base em parâmetros petrográficos, químicos, geocronológicos e geotectônicos.

Estratigraficamente, de acordo com Oliveira *et al.* (2002), os intervalos geocronológicos foram adotados segundo a *International Stratigraphic Chart*, divulgada pelo IUGS, *s.d.* durante o 31º IGC realizado no Rio de Janeiro, em agosto de 2000, (Fig. 88-1 e 88-2).

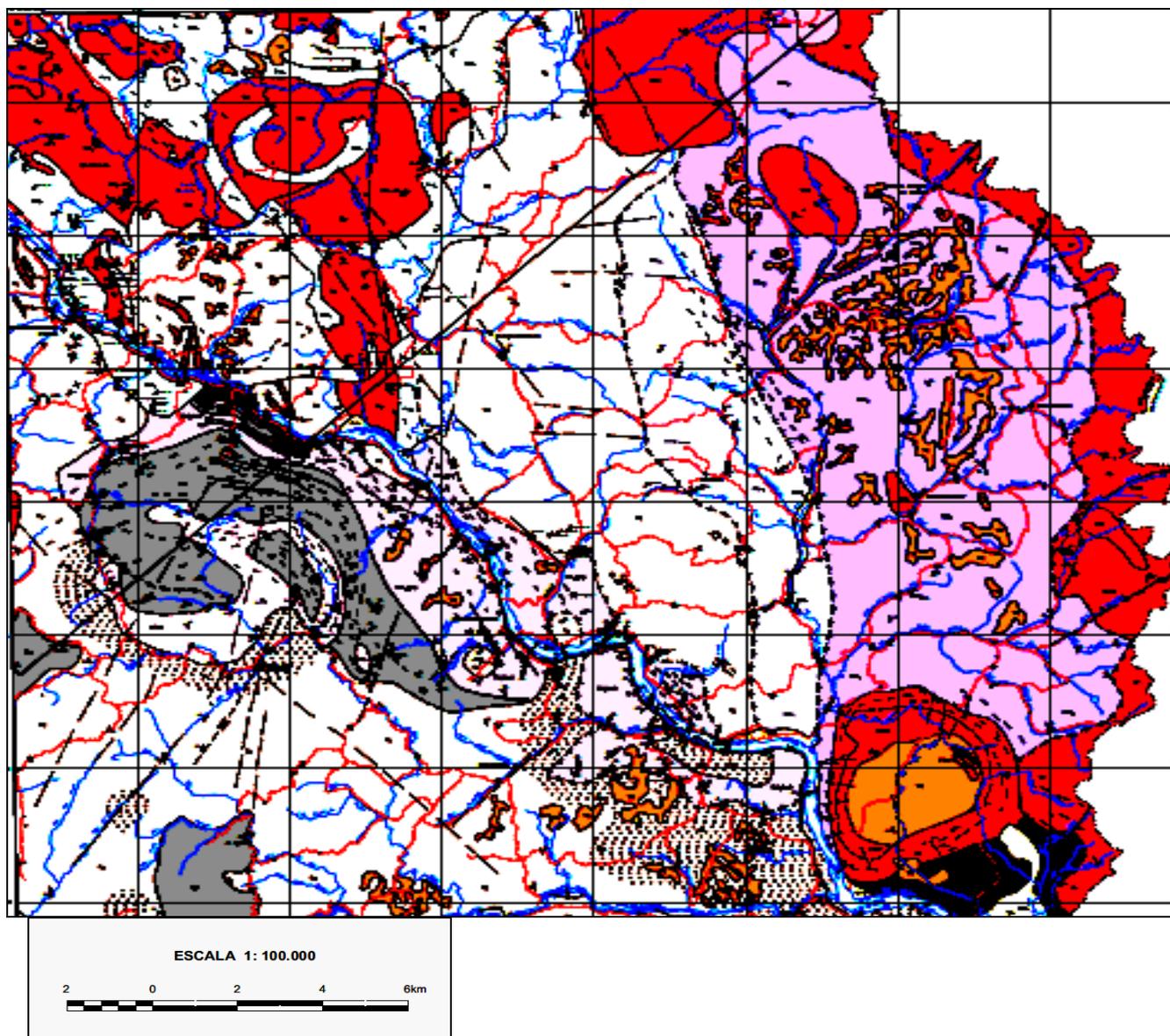


Figura 88-1: Mapa Geológico da Folha de Conselheiro Pena/São Gabriel da Palha, Modificado de Barbosa *et al.* 1964, em escala 1:100.000, Projeto Leste, COMIG/CPRM, 2002.

FORMAÇÕES SUPERFICIAIS	
CENOZÓICO	
QHa	Depósitos aluvionares e coluvionares arenosos a argilosos, localmente com níveis de cascalho.
TQ	Depósitos areno-argilosos eluviais.
PALEOZÓICO	
Magmatismo pós-tectônico	
EOpm	Granito fino, esbranquiçado, contendo biotita e muscovita. Ocorre sob a forma de diques e apresenta, por vezes, orientação incipiente.
Magmatismo tardi- a pós-tectônico	
Suíte Intrusiva Aimorés	
EOc	Granito Caladão: Granito grosso, amarelado, porfirítico. Geralmente isotrópico. Eventualmente exibe feições indicativas de fluxo ígneo e endaves nos bordos dos corpos. Presença de tipos tonalíticos.
EOpp	Charnockito Padre Paraíso: Rocha verde-escura, amarelada quando decomposta, de granulação grossa. Geralmente isotrópica. Localmente mostra-se bandada. Foram identificados termos charnockíticos e opdalíticos.
NEOPROTEROZÓICO	
Magmatismo tardi- a pós-tectônico	
Suíte Intrusiva Urucum	
Nu	Granito Urucum: Granito porfirítico, esbranquiçado, de granulação grossa, com biotita e muscovita. Contém corpos pegmatíticos de pequeno a grande porte.
Np	Granito Palmital: Granito esbranquiçado a acinzentado, de granulação média a fina, localmente porfirítico. Apresenta biotita, muscovita e granada. Contém corpos pegmatíticos.
	Granito Córrego da Onça: Granito cinza-claro a esbranquiçado, granulometria média a grossa, contendo biotita, muscovita e turmalina. Possui orientação incipiente a pronunciada.
Magmatismo sin- a tarditectônico	
Suíte Intrusiva Galiléia	
Ng +	Tonalito Galiléia: Homblenda-biotita tonalito cinza, com allanita, titanita e, eventualmente, granada. Granulação média agrossa, isotrópico a fortemente orientado. Contém endaves dioríticos, geralmente estirados ou sigmoidais. Presença de tipos graníticos e granodioríticos. Ocasionalmente apresentam muscovita quando contaminados pelas encaixantes. (+) Porções gnaissificadas.
Nn	Granito cinza, róseo ou esbranquiçado, exibindo, localmente, megacrístais de feldspato. Apresenta geralmente aspecto gnáissico. Contém biotita, sillimanita, granada e muscovita.
Na	Granito branco-acinzentado, fino a médio, granatífero. Possui restitos de biotita-granada gnaisse.
	Rocha cinza escura a esverdeada, de composição granítica, tonalítica e diorítica, granulação fina/média e foliação incipiente a pronunciada. Compõe-se por quartzo, feldspato, biotita e hiperstênio. Por vezes apresenta-se bandada.
Seqüências Supracrustais	
GRUPO RIO DOCE	
Nst₃^{gn}	Formação São Tomé (Unidade 3): Plagioclásio-quartzo-muscovita xistos, ocasionalmente com granada, estaurólita ou turmalina. São bandados, cinza (prateados) ou amarronzados. Gradam para gnaisses bandados (gn) que contêm raras intercalações de metacalcário, anfíbolito e metaultramáfica.
Njp	Formação João Pinto: Quartzitos geralmente puros, brancos a amarelados, acinzentados quando ferruginosos, de granulação fina a grossa, por vezes micáceos e localmente bandados.
Npl	Gnaisse Palmital: Gnaisses de aspecto xistoso, bandados, cinza a amarronzados.
COMPLEXO GNÁISSICO-KINZIGÍTICO	
Nk₁	Unidade 1: Gnaisses bandados, granatíferos, com cordierita e/ou sillimanita. Apresentam-se intensamente cisalhados, geralmente com camadas rompidas e boudinagem.
Nk₂	Unidade 2: Gnaisses bandados, cinza, contendo granada, cordierita e sillimanita, deformados. Possuem níveis de calcissilicáticas e intercalações graníticas, desde centimétricas a decamétricas. Apresentam-se geralmente decompostos ou semi-decompostos. O conteúdo em sillimanita é maior que na Unidade 1.
ARQUEANO/PALEOPROTEROZÓICO	
COMPLEXO POCRANE	
APpc	Gnaisses finamente bandados, esverdeados ou acinzentados. Apresentam composição granítica a tonalítica e contêm allanita e titanita.

Figura 88-2: Legenda do Mapa Geológico da Folha de Conselheiro Pena/São Gabriel da Palha, Modificado de Barbosa *et. al.* 1964, em escala 1:100.000, Projeto Leste, COMIG/CPRM, 2002.

A denominação “Complexo Pocrane” aparece pela primeira vez no Projeto RADAMBRASIL (Silva *et al.* 1987), no mapeamento geológico da Folha SE.24 Rio Doce, para denominar rochas gnáissico-migmatíticas, diferenciando daquelas aflorantes a oeste, denominadas “Gnaiss Piedade” e que, segundo esses autores, teriam estilos estruturais distintos. Anteriormente, Fontes *et al.* (1978) posicionaram tais rochas no Complexo Gnáissico Migmatítico, correlacionável à Associação Barbacena e aos gnaisses charnokíticos atribuídos à Associação Paraíba do Sul (*cf.* Brandalise *et al.* 1976).

Costa (1978) as considerou como pertencentes ao Grupo Paraíba e Bruno (1985) ao Complexo Gnáissico-Migmatítico (*cf.* Schobbnhaus *et al.* 1984), de evolução entre os Ciclos Transamazônico e Brasileiro. Angeli (1988), estudando a região de Ipanema, a W da Folha Conselheiro Pena, relacionou os gnaisses orto e paraderivados ali presentes à Associação Barbacena-Paraíba do Sul, concluindo que as rochas ortoderivadas eram amplamente predominantes em relação às metassedimentares e que há migmatização em ambas.

Costa *et al.* (1992), em trabalhos na região entre as cidades de Manhuaçu e Ipanema, colocaram tais rochas no Complexo Granulítico-Migmatítico (*cf.* Schobbnhaus *et al.* 1984). Paes (1999) e Féboli & Paes (2001) mantiveram a denominação Complexo Pocrane para as rochas gnáissicas aflorantes na Quadricula Itanhomi, adjacente à Folha Conselheiro Pena.

Pedrosa-Soares *et al.* (1994 a,b) incluíram estas rochas nas faixas gnáissicas com restos granulíticos e abundância de migmatitos e granitóides no Complexo Juiz de Fora.

Oliveira *et al.* (2002), agrupou com a denominação “Complexo Pocrane” rochas que afloram no Quadrante SW da Folha Conselheiro Pena, circundadas pelo Tonalito Galiléia e pelos Quartzitos da Formação João Pinto (Grupo Rio Doce). Afloram próximo à Santa Rita do Itueto e na Serra do Onça. Migmatitos aflorantes próximo à cidade de Aimorés aparecem em alguns mapas regionais como pertencentes ao Complexo Pocrane.

Os gnaisses do Complexo Pocrane, na Folha Conselheiro Pena, são predominantemente esverdeados, por vezes acinzentados ou arroxeados e finamente bandados. Quando decompostos ou semi-decompostos, deslocam-se facilmente, adquirindo um aspecto xistoso. Quando ricos em quartzo, assemelham-se a um quartzo xisto. Mostram-se intensamente deformados. A estrutura tectônica mais marcante é uma foliação subvertical, por vezes milonítica. Esta foliação é plano-axial de dobras com flancos e eixos subverticais a verticais, ocasionalmente encontradas, (Oliveira *et al.* 2002).

Ainda segundo esses autores, petrograficamente são granada-biotita gnaisses de composição tonalítica e granítica. A presença de allanita, titanita, horblenda e magnetita apontam ortoderivação para essas rochas. A tonalidade esverdeada deve-se à presença clorita e epidoto formados a partir da biotita.

O termo “Gnaiss Kinzigítico” foi empregado por Fischer (1960; *apud* Mehnert 1971), na região de Kleine Kinzig, Alemanha. Carvalho & Pereira (1997a) utilizaram tal denominação para caracterizar sedimentos associados a granitos do tipo S, onde esses resultam da fusão parcial dos sedimentos. Os gnaisses kinzigíticos são os resíduos dos sedimentos não fundidos (paleoplasma). Os granitos tipo S (neosome) afloram como pequenas porções irregulares em meio aos kinzigitos até corpos individualizados e mapeáveis. Esses paragnaisses estão metamorfizados na fácies anfíbolito até granulito e contém ortoclásio, cordierita, sillimanita e grafita, (Oliveira *et al.* 2002).

Tais rochas foram estudadas por vários autores como Cordani (1973), Silva Filho *et al.* (1974), Fontes *et al.* (1978) e Inda *et al.* (1984). Fontes *et al.* (1978) posicionaram o Complexo Gnáissico-Kinzigítico na Associação Barbacena/Paraíba do Sul.

Silva *et al.* (1987) reconheceram os gnaisses kinzigíticos somente a leste da área, incluindo-os no Complexo Paraíba do Sul, interpretando-os como sendo do Proterozóico Superior. Os gnaisses kinzigíticos, mapeados por Oliveira *et al.* (2002), são posicionados por esses autores no Complexo Pocrane e admitidos como Proterozóico Inferior. Pedrosa-Soares *et al.* (1994a,b) consideram esta sequência inserida no Complexo Juiz de Fora, e à qual atribuíram idade arqueana.

O Complexo Gnáissico-kinzigítico ocorre no leste da folha Conselheiro Pena, abrangendo também a porção oeste da Folha São Gabriel da Palha. Ocupam cerca de 25% da área mapeada. Morfologicamente, compõem um relevo arrasado, contrastante com morros tipo “pão de açúcar” da Suíte Intrusiva Galiléia e do Granito Nanuque. São gnaisses acinzentados, geralmente decompostos, sendo os afloramentos de rochas frescas, geralmente visíveis apenas em lajedos situados às margens de córregos e rios. Apresentam bandamento composicional, variável desde centimétrico a métrico. As bandas máficas são biotíticas e as félsicas, quartzo-feldspáticas. Cordierita e sillimanita são comuns, (Oliveira *et al.* 2002).

Sob a denominação “Grupo Rio Doce” (Barbosa *et al.* 1966) foram agrupados os metassedimentos que ocorrem no Quadrante NW da Folha Conselheiro Pena e nas margens do rio homônimo. O Grupo rio Doce foi dividido em três unidades estratigráficas: Formação São Tomé (xistos e gnaisses); Formação João Pinto (predominantemente quartzitos); e a Formação Palmital do Sul (paragneisses, que se estendem à Folha Itanhomi, adjacente).

A Formação São Tomé foi definida por Barbosa *et al.* (1964) e incorporada ao Grupo Rio Doce por Barbosa *et al.* (1966). O nome é derivado de um córrego, que deságua no rio Doce, a jusante da cidade de Galiléia.

Silva *et al.* (1987) elevaram esta formação à categoria de grupo, correlacionando-o ao Grupo Macaúbas e englobando a Formação Tumiritinga, além de outras, devido a similaridades litológicas.

Pedrosa-Soares *et al.* (1994a, b) com base em comunicação escrita de Grossi-Sad, posicionaram a Formação São Tomé na base do Grupo Rio Doce. Esses autores, tentativamente, a correlacionaram com os metassedimentos distais da Formação Salinas, do Grupo Macaúbas. O contato entre as duas unidades, a sul da cidade de Malacacheta, seria através de falha.

Cunningham *et al.* (1996) consideram essa sequência litológica como pertencente ao Grupo Dom Silvério, na região ao norte de Ipatinga.

Segundo Oliveira *et al.* (2002), à Formação São Tomé de Barbosa *et al.* (1964) foram incorporados parte dos gnaisses da Formação Palmital do Sul, do Grupo Crenaque de Barbosa *et al.* (1964). A ampliação da área de ocorrência desses metassedimentos aparece no mapa geológico de Minas Gerais ao milionésimo (Pedrosa-Soares *et al.* 1994a).

Os xistos da Formação São Tomé afloram no Quadrante NW da Folha de Conselheiro Pena, a norte do Rio Doce. Prolongam-se ao longo das margens do mesmo, passando gradacionalmente para gnaiss, e estendendo-se até a região de Itueta. A área de predominância dos xistos da Formação São Tomé, ao norte do Rio Doce, equivale à mesma cartografada por Barbosa *et al.* (1964, 1966) em mapeamento realizado na escala 1:40.000. São plagioclásio-quartzo-moscovita-biotita xistos, ocasionalmente com granada, estauroлита e/ou turmalina. Caracterizam-se pela cor cinza prateada ou amarronzada, apresentado bandamento composicional, onde níveis micáceos intercalam-se com níveis quartzo-feldspáticos, (Oliveira *et al.* 2002).

A “Formação João Pinto” foi definida por Barbosa *et al.* (1964) como pertencente ao Grupo Crenaque, tendo sido caracterizada por esses autores, na serra homônima, na Folha Itanhomi, adjacente.

Pedrosa-Soares *et al.* (1994b) posicionaram a Formação João Pinto no topo do Grupo Rio Doce com base em comunicação escrita por Groosi-Sad.

De acordo com Oliveira *et al.* (2002), a serra da Onça, onde situa-se o povoado Crenaque, representa a maior área de ocorrência desta formação na Folha Conselheiro Pena. está representada também em corpos isolados no sudoeste da Folha, com continuidade física para as Folhas adjacentes. Compõem-se por quartzitos brancos a amarelados, geralmente puros, acinzentados, quando ferruginosos, finos a grossos, eventualmente micáceos. O conteúdo em ferro é variável, mas, às vezes, cristais de hematita podem ser visualizados a olho nu. Geralmente, apresentam bandamento composicional e/ou granulométrico. Uma característica marcante nesses quartzitos é o intenso dobramento a que foram submetidos. Dobras de amplitudes variadas são observadas, tanto com eixos verticais, quanto com eixos horizontais, indicando a polideformação a que essas rochas foram submetidas.

A “Formação Palmital do Sul” foi definida por Barbosa *et al.* (1964), como pertencendo ao Grupo Crenaque. Oliveira *et al.* (2002) incorporaram os gnaisses da Formação Palmital do Sul de Barbosa *et al.* (1966), aflorantes próximo à localidade Crenaque, na serra da Onça, ao Grupo Rio Doce. A justificativa é que seus contatos são transacionais com os das demais unidades estratigráficas desse grupo. Assim os gnaisses da Formação Palmital do Sul são os que se prolongam da Folha Itanhomi, adjacente, em uma pequena porção, no vértice SW da Quadrícula. São gnaisses bandados, cinza a amarronzados.

De acordo com Paes (1999) e Féboli & Paes (2001), na Folha Itanhomi, adjacente a W, caracterizam-se por intercalações freqüentes de quartzitos. Segundo Pereira & Zucchetti (2000), as paragêneses das rochas dessa unidade são semelhantes às da Formação São Tomé, indicando condições de metamorfismo de fácies xisto verde a anfíbolito alto.

Oliveira *et al.* (2002) estabelece que o “Granulito Mascarenhas” ocorre no extremo SE da Folha Conselheiro Pena, estendendo-se para a Folha São Gabriel da Palha. Prolonga-se para a Folha Baixo Guandu, adjacente a sul. Na maioria das vezes, os litotipos dessa unidade apresentam-se como rochas verde escuras ou acinzentadas, de granulação grossa, textura granular porfirítica e assemelhando-se àquelas do Charnokito Padre Paraíso. Ainda segundo os autores, a diferença principal é que apresentam foliação incipiente a pronunciada ao contrário do Charnokito Padre Paraíso que é, via de regra, isotrópico. Em alguns afloramentos, apresentam aspecto de bandamento ígneo.

Segundo Oliveira *et al.* (2002), o “Granito Ataléia” foi interpretado como uma pequena porção granítica aflorante no NE da Folha Conselheiro Pena, tendo sido mapeado na Folha Itabirinha de Mantena, a norte. Caracterizado pela tonalidade esbranquiçada a acinzentada, granulação fina a média, onde ressaltam-se, localmente, cristais de granada centimétricos. Apresenta por vezes, restos de biotita gnaisse e localmente mostra-se bandado. De acordo com Carvalho & Pereira (1997), a presença local de sillimanita e cordierita indica o caráter peraluminoso para essas rochas. Esta unidade foi definida na Etapa I do Projeto Leste, na Folha homônima, Tuller (1997). Anteriormente, as rochas dessa unidade foram consideradas como integrantes do Complexo Granitóide (gr1) de Fontes *et al.* (1978) e Complexo Medina, de Silva *et al.* (1987).

O “Granito Nanuque” foi definido na Etapa I do projeto Leste, na Folha homônima (Silva 1997). As rochas dessa unidade foram consideradas como pertencentes ao Complexo Granitóide (gr1 e gr2) de Fontes *et al.* (1978) e ao Complexo Medina de Silva *et al.* (1987). Aflora no extremo leste da Folha Conselheiro Pena e extremo oeste da Folha São Gabriel da Palha, na divisa dos estados de MG e ES. São caracterizados por uma morfologia do tipo pão de açúcar, contrastante com áreas arrasadas ocupadas pelos gnaisses kinzigíticos. Mostra-se em íntima associação com os gnaisses kinzigíticos, ocorrendo em injeções desde centimétricas a métricas naquela unidade. Trata-se de um granito cinza, róseo ou esbranquiçado, localmente com megacristais de feldspato. A presença de sillimanita e cordierita atesta seu caráter peraluminoso (Carvalho & Pereira, 1997). Apresenta-se geralmente deformado, bandado, adquirindo aspecto gnáissico. Tal característica permitiu a interpretação de seu contato como sendo de origem tectônica com os gnaisses do Complexo Kinzigítico (representado em mapa como empurrão). A obliquidade na zona de contato é evidenciada pela relação entre a foliação e a lineação mineral nela contida, (Oliveira *et al.* 2002).

O “Tonalito Galiléia” foi definido por Barbosa *et al.* (1964) próximo à cidade homônima. Fontes *et al.* (1978) incluíram as rochas pertencentes a esta unidade no Complexo Granitóide, sob a denominação informal de g4. Silva *et al.* (1978) as incluíram no Pré-Cambriano “A” sob a denominação de “Granitos Intrusivos”. Silva *et al.* (1987) adotaram a denominação “Suíte Intrusiva Galiléia”. Pedrosa-Soares *et al.* (1994a, b) agruparam essas rochas como Granitóides Sintectônicos e Complexos Granitóides Polidiapíricos (y1).

O Tonalito Galiléia ocupa cerca de 45% da área mapeada, aflorando tanto a SW do rio Doce, como a NW do mesmo, em contato com várias unidades estratigráficas: Complexo Pocrane, Gnaisses-Kinzigíticos, coberturas neoproterozóicas (formações João Pinto e São Tomé do Grupo Rio Doce), bem como com granitos mais jovens (tardi- a pós tectônicos da Suíte Urucum) e pós-tectônicos (granito Palmeiras). Caracteriza-se por tonalidade cinza, granulação geralmente média a grossa, raramente fina, textura granular hipidiomórfica e localmente porfirítica. É composto por plagioclásio, quartzo, K-feldspato, biotita, hornblenda, epidoto/clinozoisita, titanita, granada, mica branca, clorita, allanita, opacos/hidróxidos de ferro, apatita, carbonatos, zircão e monazita, argilominerais, rutilo e leucoxênio. Granada é visível a olho nu em alguns afloramentos. Moscovita é rara, aparecendo próxima à ocorrência dos xistos da Formação São Tomé, e interpretada como contaminação por esses xistos encaixantes, (Oliveira *et al.* 2002).

Deve-se a Barbosa *et al.* (1964) a denominação “Granito Urucum” para descrever corpos graníticos na região de Galiléia-Conselheiro Pena. Posteriormente Fontes *et al.* (1978) incluíram esta unidade, juntamente com o Granodiorito Palmital (Barbosa *et al.* (1964), no Complexo Granitóide da Associação Barbacena-Parafba do Sul.

Silva & Ferrari (1976) consideraram esses dois granitóides pertencentes à unidade “Granitos Intrusivos”, posicionado-os no Pré-Cambriano Superior. A denominação Suíte Intrusiva Urucum aparece no trabalho de Silva *et al.* (1987), englobando o Granito Urucum, o Granodiorito Palmital, o Granodiorito João Coelho (de Barbosa *et al.* 1964) e os pegmatitos a eles filiados. Nalini Jr. (1997) reinterpretou essas rochas como fácies da Suíte Intrusiva Urucum, incluindo também o Granito Córrego da Onça (Barbosa *et al.* 1964), o qual denominou “Granito a turmalina”. Pinto *et al.* (1997) mantiveram a denominação Suíte Intrusiva Urucum. O Granito Urucum foi mapeado na Folha Itabirinha de Mantena, limítrofe a norte com a Folha Conselheiro Pena (Vieira 1997).

No mapa geológico apresentado (Folha de Conselheiro Pena/São Gabriel da Palha, em escala 1:100.000, Projeto Leste, COMIG/CPRM, 2002), foram mapeados como pertencentes à Suíte Intrusiva Urucum: O Granito Urucum, o Granito Palmital e o Granito Córrego da Onça. São granitos do tipo-S e portadores de corpos pegmatíticos mineralizados, que ocorrem na porção NW da Folha de Conselheiro Pena, a eles filiados, (Oliveira *et al.* 2002).

Segundo Nalini Jr. (1997) distinguem-se um pouco dos granitos do tipo-S típicos, pois são mais ricos em Na₂O e mais pobres em MgO e CaO do que aqueles definidos por Chappell & White (1992); e se formaram a temperaturas entre 600 °C e 750 °C e pressões da ordem de 4 kbar (profundidade de 12 a 15 km), em um ambiente rico em fluidos.

Aflora na serra homônima, onde, na década de 70, foi explorada grande quantidade de feldspato industrial e gemas, pela METAMIG (Moura *et al.* 1978). Ocorre também em um corpo ainda maior (com aproximadamente 20 km²), na serra do Sacrifício, onde envolve um megaxenólito de xisto da Formação São Tomé, que se apresenta em mapa em forma de meia-lua. Caracteriza-se por um granito esbranquiçado, de granulação grossa a muito grossa, com biotita e moscovita. Apresenta textura granular hipidiomórfica porfirítica (megacristais de feldspato chegam a atingir 7 cm). Abriga corpos pegmatíticos de pequeno a grande porte. São compostos por plagioclásio, k-feldspato, quartzo, biotita, moscovita, turmalina, apatita, zircão e traços de opacos/hidróxidos de ferro, apatita, rutilo, argilominerais, clorita e monazita. A ocorrência de moscovita primária, como palhetas inclusas em plagioclásio indica caráter peraluminoso para o magma gerador dessas rochas, (Oliveira *et al.* 2002). A cor castanho-avermelhada da biotita e a ausência de hornblenda sugerem que a cristalização dessas rochas ocorreu em condições redutoras (Pereira & Zucchetti 2000).

O “Granito Palmital” foi originalmente denominado “Granodiorito Palmital”, por Barbosa *et al.* (1964), e posteriormente incorporado à Suíte Intrusiva Urucum (Silva *et al.* 1987). Nalini Jr. (1997) a denominou Fácies Palmital, da Suíte Intrusiva Urucum. Oliveira *et al.* (2002), optaram pela denominação “Granito Palmital”, pois a maioria das amostras analisadas, microscopicamente, indicou composição granítica. Devido às semelhanças composicionais/texturais, o Granodiorito João Coelho (de Barbosa *et al.* 1964) foi incorporado pelos autores à essa unidade. Aflora no Quadrante NW da Folha Conselheiro Pena, prolongando-se para a Folha Itanhomi, adjacente a oeste. Trata-se de um granito cinza-claro a esbranquiçado, de granulação média, localmente porfirítico, com moscovita, biotita e granada, visíveis a olho nu. Abriga corpos pegmatíticos (*eg.* na região de palmital, próximo à Vila Penha do Norte). É constituído por plagioclásio, k-feldspato, quartzo, biotita, moscovita, apatita, titanita, clorita, opacos/hidróxido de ferro e traços de zircão, epidoto/clinozoisita, argilominerais, granada e rutilo. (Oliveira *et al.* 2002). O ambiente redutor é sugerido pela cor castanho-avermelhada da biotita e ausência de hornblenda, (Pereira & Zucchetti, 2000).

O “Granito Córrego do Onça” (Barbosa *et al.* 1964) aflora ao sul de Conselheiro Pena, próximo ao povoado de Crenaque, às margens do córrego do Onça, afluente do rio Doce, com aproximadamente 7 km². Nalini Jr. (1997) o denominou “Granito a turmalina” da Suíte Intrusiva Urucum, devido ao seu caráter peraluminoso e assembléia mineral semelhante aos demais granitos desta suíte. Macroscopicamente, são observados quartzo, feldspato, biotita, moscovita, granada e turmalina negra, em cristais milimétricos, geralmente orientados. Além desses minerais, foi constatada, ao microscópio, a presença de sillimanita inclusa em plagioclásio, indicando o caráter peraluminoso. Em alguns afloramentos estão impressas estrias subhorizontais contidas em foliação subvertical (N50W/75-90SW), indicando que tais rochas foram afetadas por transcorrência. Bolsões quartzo-feldspato e pegmatíticos são comuns, muitas vezes cortando-se em diferentes direções, formando um padrão reticulado. Injeções deste granito no xisto da Formação São Tomé são abundantes na região de contato, sendo o mesmo interpretado como tectônico, por falha transcorrente, devido às evidências expostas acima. Os movimentos transcorrentes provavelmente condicionaram o posicionamento desse corpo, que se encontra alongado segundo NW, (Oliveira *et al.* 2002).

A “Suíte Intrusiva Aimorés” compreende o Granito caladão e o Charnokito Padre Paraíso (Pinto *et al.* 1997). Aflora no extremo leste da Folha Conselheiro Pena e extremo oeste da Folha São Gabriel da Palha. A denominação Suíte Intrusiva Aimorés foi utilizada no Projeto RADAMBRASIL por Silva *et al.* (1987) para englobar ortopiroxênios granitóides porfiróides e noritos associados, que ocorrem próximo à cidade de Aimorés e região limítrofe entre MG e ES, sob a forma de *stocks* e batólitos. Diversos trabalhos sobre estas rochas, datados desde a década de 50, são referidos por esses autores, (Oliveira *et al.* 2002).

Anteriormente, Fontes *et al.* (1978) posicionaram os granitos porfiróides (tipo Caladão) no Complexo Granitóide; e os charnokitos porfiríticos (tipo Padre Paraíso) no Complexo Charnokítico. No mapa geológico de MG, Pedrosa-Soares *et al.* (1994a) incluíram essas rochas no Complexo Juiz de Fora. A origem dessas rochas charnokíticas foi discutida por vários autores (Siga Jr 1986; Noce *et al.* 2000, entre outros). Um trabalho clássico é o de Pinheiro *et al.* (1978), no qual os autores se referiram à presença de texturas ígneas gabróides, atribuindo a atuação de metamorfismo na fácies granulito nesses maciços. Guimarães (1956 *apud* Silva *et al.* 1987) já havia advogado uma origem magmática para rochas semelhantes no ES, relatando que tais rochas sofreram uma fase de metamorfismo e possuem uma história evolutiva complexa.

O “Granito Caladão” ocorre sob a forma de um *stock* no limite com a Folha Itabirinha de Mantena e em um batólito próximo à cidade de Aimorés. Ocorre em corpos menores, de direção NW. Os corpos aparecem associados ao charnokito Padre Paraíso ou isoladamente. Caracteriza-se por um granito grosso, amarelado, porfirítico, geralmente isotrópico. O entelhamento de fenocristais de feldspato é observado eventualmente, sugerindo fluxo magmático. Sua composição mineral, identificada em lâmina delgada, é plagioclásio, quartzo, K- feldspato, biotita, apatita, hornblenda, granada, mica branca, carbonatos, opacos/hiróxidos de ferro, allanita, zircão, epidoto, clorita, argilominerais, rutilo, titanita e traços de leucóxênio e monazita. A presença de hornblenda, titanita e allanita caracteriza-o como granito do tipo-1, (Oliveira *et al.* 2002).

O “Charnoquito Padre Paraíso” trata-se de uma rocha verde-escura, textura granular hipidiomórfica e ocorre associada a alguns corpos do Granito Caladão. Quando intemperizada, torna-se amarelada, confundindo-se, no campo, com esse granito. Exibe um forte contraste morfológico com o Granito Caladão, estando posicionado em cotas mais baixas. Este contraste reflete-se na diferença textural observada em fotografias aérea e imagens de satélite. Através desse critério, foram delimitados seus contatos. Com as coberturas recentes que ocorrem no centro da Intrusão Aimorés, o Charnokito Padre Paraíso também exibe contraste morfológico e textural marcante. Tais coberturas apresenta-se nas partes mais arrasadas da intrusão, ocupando as cotas mais baixas da área, em um desnível de, aproximadamente 150-200 m. Delimitam a região popularmente conhecida como “Baixio”. Nesta área onde ocorrem as coberturas, encontram-se, eventualmente, afloramentos preservados do Charnoquito Padre Paraíso, (Oliveira *et al.* 2002).

Foram denominados de “Granito Palmeiras” pequenos corpos graníticos que afloram no Quadrante NW da Folha Conselheiro Pena sob a forma de diques NS e NW, cortando o Tonalito Galiléia. Esta unidade foi denominada por Barbosa *et al.* (1964) de Granito Ibituruna, por aflorar também no Pico do Ibituruna, em Governador Valadares. Entretanto, segundo Féboli (*in* Pinto *et al.* 1997), nesta localidade, tais rochas são de ocorrência restrita, sendo encontradas sob a forma de diques. Os litotipos que sustentam este pico, mapeados por Féboli (*in* Pinto *et al.* 1997) como “Granito Ibituruna” possuem características distintas: são rochas de cor cinza, por vezes porfiríticas e com hornblenda. Optou-se por denominar esses pequenos diques graníticos que ocorrem na Folha Conselheiro Pena de “Granito Palmeiras”, devido à observação de uma boa exposição dessas rochas na localidade homônima da Folha Itanhomi, adjacente a oeste da Folha Conselheiro Pena, (Féboli & Paes 2001).

Trata-se de um granito muito fino, branco, contendo moscovita, biotita e eventualmente granada, em cristais sub-arredondados de 0,5-1,0 cm. Por ocorrerem sob a forma de diques não deformados, foram considerados pós-tectônicos. Em alguns afloramentos. Percebe-se a orientação de pequenas palhetas de biotita, que devem ter ocorrido durante o posicionamento destes corpos, Oliveira *et al.* (2002).

As “Coberturas detrítico-lateríticas” são depósitos areno-argilosos eluvionares e coluvionares que recobrem a intrusão Aimorés, na região denominada “Baixio”. Exibem contraste morfológico com o Charnokito Padre Paraíso e contém localmente, blocos preservados desta unidade, (Oliveira *et al.* 2002).

Os “Terraços aluvionares” aparecem bordejando o Rio Doce. São de ocorrência restrita e não foram demarcados no mapa geológico. Constituem-se por depósitos areno-argilosos ou conglomeráticos. Em alguns locais é possível observar paleo-canaís. A neotectônica afetou esses depósitos, sendo possível constatar, eventualmente, deslocamentos de terraços fluviais devido à presença de falhas normais. Os depósitos de argila são por vezes utilizados para fabricação de tijolos ou na indústria cerâmica, (Oliveira *et al.* 2002).

Os “aluviões” ocorrem ao longo dos córregos e rios, especialmente às margens do rio Doce. São depósitos arenosos e argilosos, localmente com níveis de cascalho. Areia para construção civil é retirada de alguns desses depósitos, (Oliveira *et al.* 2002).

4-2-4 – Geologia local

A geologia do campo pegmatítico de Galiléia, foi caracterizada nos projetos específicos da extinta METAMIG – Metais de Minas Gerais (Fanton *et al.* 1978; Moura *et al.* 1978) e recentemente, nas notas explicativas das Folhas de Itabirinha de Mantena e Conselheiro Pena, do Projeto Leste- COMIG/CPRM, (Vieira, 2000; Oliveira 2002). Nesta área afloram rochas pré-cambrianas metassedimentares xistosas e gnáissicas, de médio a alto grau metamórfico, as quais são cortadas por plutonitos ácidos tardi a pós-tectônicos. Corpos de pegmatitos mineralizados, incluídos no designado campo pegmatítico Galiléia-Mendes Pimentel, ocorrem geneticamente associados à intrusão desses plutonitos, (Fig. 89). Existem diversas propostas distintas a respeito da estratigrafia da região, inclusive quanto ao posicionamento dos corpos plutônicos (Chaves *et al.* 2005).

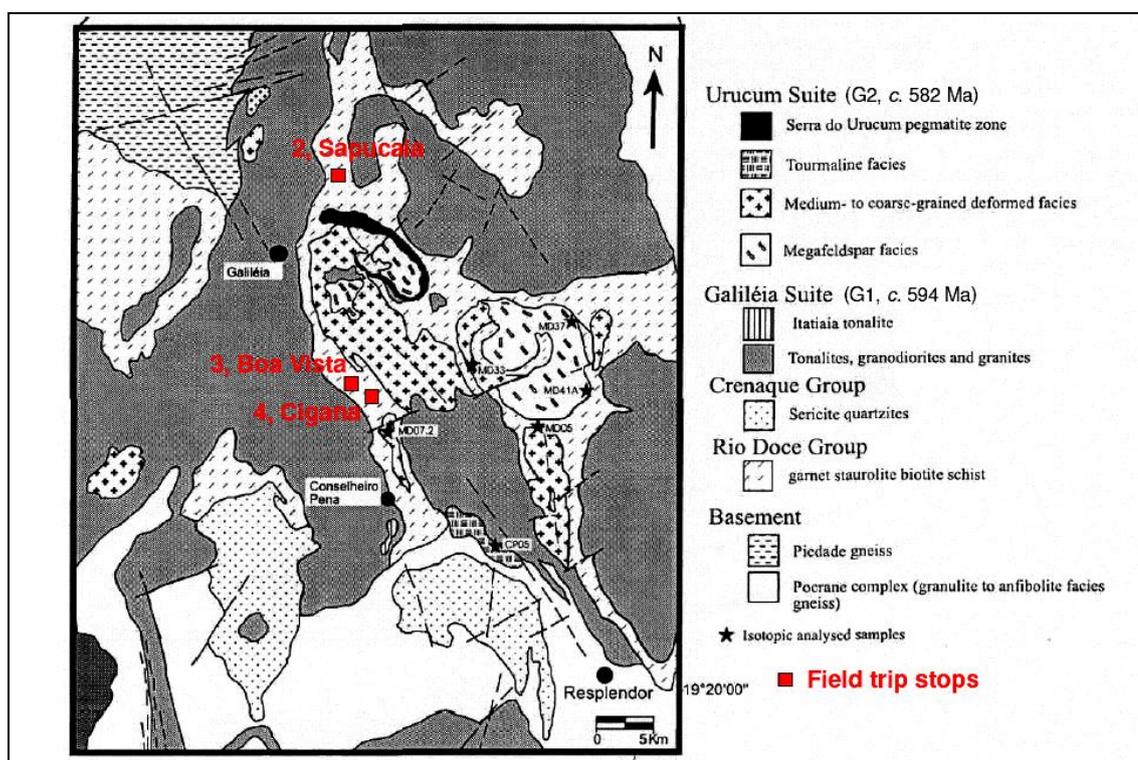


Figura 89: Mapa Geológico de parte do distrito pegmatítico de Conselheiro Pena MG, modificado de Nalini Jr. *et al.* 2000.

Neste trabalho optou-se pela mais recente, contida no relatório geral do Projeto Leste (Netto *et al.* 1998), onde se reconhecem rochas (a) Grupo Rio Doce – Formações Tumiritinga e São Tomé, (b) Plutonitos tardi- a pós tectônicos (não mapeáveis na escala adotada).

Na região de Galiléia, o Grupo Rio Doce inclui as Formações Tumiritinga e São Tomé, consideradas equivalentes laterais, (Chaves *et al.* 2005). O Projeto Leste posicionou a unidade na base do “Grupo Rio Doce” e a interpretou como equivalente lateral da “Formação São Tomé”, apresentando grau metamórfico mais alto, (Netto *et al.* 1998).

A sequência é composta por biotita-sillimanita-granada-(grafita), sillimanita biotita gnaisses e cordierita-sillimanita gnaisses, de coloração cinza-esbranquiçado e granulação média. Intercalações de rochas cálcio-silicáticas, bem como feições de milonitização e protomilonitização, ocorrem localmente, (Chaves *et al.* 2005).

Segundo Vieira (2000), essas rochas foram metamorfizadas na fácies anfilolito alto, sugerindo como possível protólito um sedimento pelito-areno-carbonático depositado em ambiente de mar raso.

A Formação São Tomé apresenta morfologia de meias-laranjas, contrastando com os relevos realçados que caracterizam os complexos granitóides Palmital e Urucum, esculpidos nos relevos alçados e alongados com formas abauladas, típicos do Tonalito Galiléia. A associação litológica dominante é um quartzo-biotita-moscovita xisto granatífero com porções variáveis de plagioclásios e, localmente, turmalina preta (em geral próximo aos pegmatitos), além de sillimanita nas porções de estrutura gnáissica, (Chaves *et al.* 2005). A paragênese mineral é dada por quartzo-biotita (titanífera), com granada, plagiocálcio e estauroлита, denotando condições de metamorfismo de fácies anfilolito baixo, zona de estauroлита, indicando um provável protólito de natureza pelítica, de plataforma marinha de águas mais profundas (Vieira 2000).

Numerosos corpos granitóides intrusivos ocorrem em toda a região nordeste de MG, embora suas relações temporais ainda não se encontrem perfeitamente definidas. Na área afloram as unidades designadas Tonalito Galiléia, Granodiorita Palmital e Granito Urucum. Relações e evidências de campo parecem mostrar que as duas primeiras unidades representam intrusões tarditectônicas e a última intrusão pós tectônica, (Chaves *et al.* 2005).

O Tonalito Galiléia apresenta granulação média, coloração cinza-esbranquiçada, compostas por quartzo, feldspato, biotita, hornblenda e titanita, podendo ocorrer também granada. Textura hipidiomórfica, granular, com quartzo, plagioclásios (oligoclásio e andesina), biotita e hornblenda, aparecendo raramente microclínio. Como acessórios tem-se a titanita, apatita, allanita, clinzoisita, zircão, leucocênio e minerais opacos. Entre os minerais de alteração são observados clorita, sericita, moscovita, carbonatos, hidróxidos de ferro e argilominerais, (Chaves *et al.* 2005).

O Granodiorito Palmital aflora sobre faixa mais extensa de direção norte-sul, possuindo topografia elevada e de forma alongada, fazendo contato brusco com as rochas xistosas da Formação São Tomé, que o encaixam (Vieira 2000; Oliveira 2002). É uma rocha leucocrática, apresentando foliação pronunciada dada pelas micas. Em termos macroscópicos são identificados somente quartzo, feldspato e mica. Ao microscópio, a rocha mostra textura granoblástica média a grossa, revelando quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita, além dos acessórios como titanita, zircão, monazita e minerais opacos, (Chaves *et al.* 2005).

O “Granito Urucum” foi inicialmente descrito por Barbosa *et al.* (1964), ocorrendo na área em dois corpos principais a leste de Galiléia, possuindo topografia elevada e de forma alongada segundo direção NW-SE, intrusivos na formação São Tomé, Tonalito Galiléia e Granodiorito Palmital. Em termos macroscópicos, mostra-se como um granito porfirítico, leucocrático, ligeiramente foliado, com matriz de quartzo, feldspato, biotita e granada, envolvendo fenocristais de feldspato de até 3 cm. Ao microscópio, foi classificado como um sienogranito (Vieira 2000), com textura granular hipidiomórfica grossa a média, composto de quartzo, plagioclásio, feldspato e biotita, além de apatita, zircão e opacos como acessórios, (Chaves *et al.* 2005).

De acordo com Netto *et al.* (1998), os pegmatitos das imediações de Galiléia estão inseridos na província Pegmatítica Oriental Brasileira, e suas divisões regionais/locais: Distrito Pegmatítico Conselheiro Pena e Campo Pegmatítico Galiléia-Mendes Pimentel.

Os corpos em geral estão encaixados nos biotita xistos da Formação São Tomé (Grupo Rio Doce), quase sempre concordantes com a foliação que varia desde subhorizontal a subvertical, ou ainda, em menor parte, no Tonalito Galiléia, no Granodiorito Palmital e nas suas rochas graníticas, preenchendo fraturas discordantes e com poucos metros de espessura. Nas rochas xistosas, eles são particularmente médios a grandes, lenticulares e zonados, exibindo junto aos contatos diversas feições como turmalinização, feldspatização e meocovitização. Atualmente, além dos minerais industriais (quartzo, feldspatos, micas e berilo), diversos minerais gemológicos e de coleção são extraídos nessas lavras, destacando o berilo (água marinha e morganita), turmalinas (elbaíta e shorlita), granadas (almandina e espessartita), espodumênio (kunzita e hiddenita) e quartzo (fumê, rosa e hialino), (Chaves *et al.* 2005).

Para Correia Neves *et al.* (1986), os pegmatitos da região de Conselheiro Pena e Galiléia, em grande parte oriundos da suíte intrusiva Urucum (Suíte G2). São concordantes quando encaixados nos xistos São Tomé e quase sempre preenchem fraturas no domínio da Suíte Galiléia (Suíte G1). Ainda segundo os autores, os corpos de Eduardo e Cigana são zonados, mediamente diferenciados, encaixados e concordantes aos xistos São Tomé e compostos por moscovita, microclina, feldspato gráfico, turmalina negra, quartzo, espodumênio, granada, berilo azul claro e minerais fosfáticos.

O pegmatito Eduardo ou também denominado como Boa Vista, (UTM 235941/7887978-151m), está localizado a 14,5 km de Galiléia, no Córrego Boa Vista, uma localidade importante para a produção de gemas de qualidade, (*e.g.* água marinha, morganita, elbaíta, quartzo, hiddenita). O pegmatito é extraído em uma mina a céu aberto desde 1960, para exploração de feldspato. O corpo é hospedado em um quartzo-biotita-xisto do Grupo Rio Doce, apresentando orientação NW-SE, com tendências verticais e zonado, sendo rico em Li e P, (Cassedanne & Cassedanne 1981).

O pegmatito Cigana, também denominado Ciganinha ou João, está localizado a 17 km de Galiléia e desde a década de 1960, foi extraído para produção industrial o feldspato, espodumênio e berilo, e minerais gemológicos (*eg.* água marinha e elbaíta, dentre outros) e minerais de coleção (*e.g.* fosfatos raros, columbita, quartzo, micas, dentre outros), totalizando em torno de 40 minerais diferentes. Também hospedado por um xisto quartzo-biotita do Grupo Rio Doce, apresenta tendências maior na direção NW-SE e o mergulho do corpo é sub-vertical, sem zonamento aparente, provavelmente porque o local explorado se encontra no núcleo do zonamento. É um pegmatito rico em Li e P, com teores significativos de espodumênio, trifilita e vivianita, (Cassedanne & Cassedanne 1981). Os fluidos hidrotermais/metassomáticos gerados dentro do pegmatito e do intemperismo, produziu muitos fosfatos secundários através do fosfato primário (trifilita), incluindo reddingite, hureaulita, litofilita, vivianitae fairfildita, dentre muitos outros, (Scholz, 2006; Chaves & Scholz 2008).

4-2-5 – Análise mineralógica

Entre as gemas produzidas no Brasil, a água marinha está entre as que mais se destacam pela beleza e qualidade. Sua ocorrência é típica de pegmatitos, rochas filonares de composição mineralógica semelhantes à dos granitos, já que os constituintes essenciais, quartzo, feldspato e mica são os mesmos, mas com granulometrias diferentes, sendo que nos granitos os grãos individuais medem até, no máximo, poucos centímetros, enquanto nos pegmatitos eles podem atingir decímetros ou até mesmo metros. A principal região produtora do Brasil, a Província Pegmatítica Oriental de Minas Gerais, englobando parte sul da Bahia e do oeste do Espírito Santo, (Fig. 90). Existem muitos tipos de pegmatitos resultantes de diferenças na composição química dos vários granitos-fonte, da distância entre esses pegmatitos e o granito-fonte e dos vários formatos e espessuras das fraturas nas rochas regionais onde os pegmatitos se formaram. Dessas diferenças resultaram vários distritos pegmatíticos com tendência a assemelhar-se e a produzir minerais do mesmo tipo, (Cornejo & Bartorelli 2010).

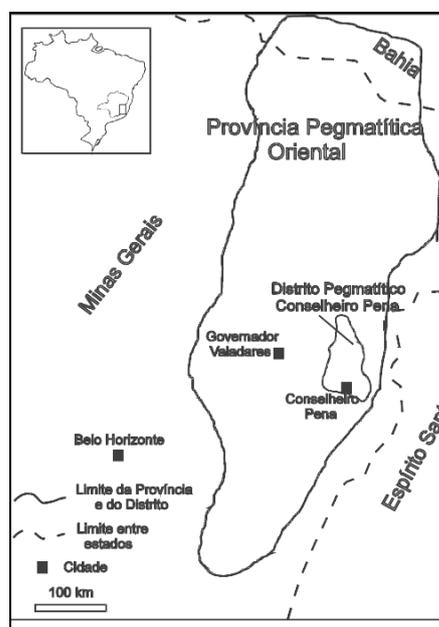


Fig. 90: Província Pegmatítica Oriental, modificado de Paiva (1946).

O valor do berilo como mineral-gema está relacionado às suas propriedades mineralógicas, dentre as quais a cor tem um papel fundamental, podendo apresentar em várias tonalidades de azul, azul-esverdeado e verde azulado. A grande variedade de cor observada nesse mineral é condicionada pela presença de elementos de transição como Fe e Mn ou moléculas causadoras de centros de cor tipo maxixe, (Kahwage & Mendes 2003).

A influência dos metais de transição na cor do berilo foi estudada por diversos autores, (Wood & Nassau 1968, Goldman *et al.* 1978, Loeffler & Burns 1976, Rossman 1981, Mathew *et al.* 1998). Segundo Goldman *et al.* (1978), a transferência de carga intervalente entre Fe^{+2} (canais do berilo) e Fe^{+3} (sítio octaédrico) corresponde ao principal processo físico responsável pela cor do berilo. Entretanto nos casos em que Fe^{+2} e Fe^{+3} estão presentes, a cor resultante depende da proporção $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+3}$ e por esse motivo ocorrem matizes desde o azul até o verde-azulado (Golman *et al.* 1978, Rossman 1981). A componente amarela é atribuída somente à transferência de carga entre Fe^{+3} e Oxigênio do sítio octaédrico, sem a participação de Fe^{+3} (Loeffler & Burns 1976, Mathew *et al.* 1998). Estudos em cristais róseos, levaram Wood & Nassau (1968) a sugerirem que o Mn^{+2} e Mn^{+3} substituiriam o Al^{+3} no sítio octaédrico, porém os espectros de absorção eletrônica paramagnética (EPR) em morganita rica em Cs confirmou o CO_3 como o principal responsável pelo centro de cor tipo maxixe (Anderson 1979) e identificou o NO_2 , um novo radical, como o centro de cor maxixe, (Krambrock *et al.* 2002).

Segundo Kahwage & Mendes (2003), os corpos de Eduardo e Cigana são zonados, mediamente diferenciados, encaixados concordantes aos xistos São Tomé e compostos por moscovita, microclina, feldspato gráfico, turmalina negra, quartzo, espodumênio, granada, berilo azulado e minerais fosfáticos. Ainda, de acordo com os autores, os pegmatitos da região de Galiléia exibem pouco ou nenhuma substituição de Fe por Al, porém médios a altos teores de álcalis indicam a entrada de Li no sítio tetraédrico e a presença de Cs e Rb nos canais abertos.

Os berilos das Lavras de Eduardo e Cigana apresentam cores em que predominam o azulado, porém as amostras coletadas são translúcidas a opacas, normalmente com fraturas internas, indicando a baixa qualidade gemológica, (Fig. 91). As análises de peso específico e de índice de refração (por nós realizado em laboratório com auxílio de balança de peso específico digital e refratômetro gemológico), não demonstraram desvios dos valores de tabelas padrão (*e.g.* Webster 1983).



Figura 91:
Amostras coletadas no Córrego Boa Vista, entre as Lavras de Eduardo e Cigana.

4-2-6 – Análise química e cristalográfica

Para as amostras de água marinha das Lavras de Eduardo e Cigana, de coloração azulada, foram realizadas análises por Fluorescência de Raio X , no Departamento de Engenharia de Materiais do Centro Federal de Educação Tecnológica de Minas Gerais, utilizando-se quatro amostras de cada Lavra (Tab. 34).

Tabela 34 :
Resultados das análises por Fluorescência de Raio X das amostras das Lavras de Eduardo e Cigana.

Lavra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	B	BeO	FeO	K ₂ O	Li ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	Cs ₂ O	Rb ₂ O	H ₂ O	Total
Eduardo	64,83	17,83	0,50	13,53	0,49	0,01	0,19	0,02	0,01	0,38	0,08	0,02	2,00	99,89
Cigana	65,60	18,62	0,80	13,47	0,26	0,01	0,25	0,02	0,01	0,62	0,06	0,01	0,25	99,98

Observa-se que para as amostras da Lavra da Cigana, os teores de Si, Al, B, Be, Na e água foram ligeiramente maiores que as amostras de Eduardo, que apresentam teores pouco maiores de Fe, Li, Cs e Rb, sendo que em média os resultados corroboram com a afirmativa de Kahwage & Mendes (2003) em que os pegmatitos da região de Galiléia exibem pouco ou nenhuma substituição de Fe por Al, porém médios a altos teores de álcalis indicam a entrada de Li no sítio tetraédrico e a presença de Cs e Rb nos canais abertos.

Tendo em vista que, no primeiro estudo de caso (12-1) foi desenvolvido para a análise do desgaste da água marinha de Brejaúba, torna-se necessário relacionar os resultados das duas pesquisas, por se tratarem do mesmo mineral-gema.

A comparação das análises químicas, (levando-se em conta os principais óxidos) das amostras de coloração azul de Brejaúba com das Lavras de Eduardo e Cigana (Tab. 35), de tonalidades semelhantes, demonstram que, no caso de Brejaúba, como o teor de FeO é, ligeiramente maior, determina a relação positiva entre a presença de ferro e a intensidade da tonalidade azul, ao contrário do presente estudo, onde os teores maiores de Na₂O permitem a substituição por Lítio no sítio tetraédrico, além de Cs e Rb nos canais abertos, (Kahwage & Mendes 2003).

Tabela 35: Comparação das análises químicas das amostras de água marinha de Brejaúba com as das Lavras de Eduardo/Cigana.

4-2-7
Procedimento

–
de

Elemento/Mineral	Brejaúba azul	Eduardo	Cigana
Na ₂ O	0,35%	0,38%	0,62%
Al ₂ O ₃	16,98%	17,83%	18,62%
SiO ₂	65,95%	64,83%	65,60%
FeO	0,65%	0,49%	0,26%

campo

O trabalho de campo na região de Galiléia, teve como pretensão a análise do desgaste da água marinha da Lavra de Eduardo, no Córrego Boa Vista, a jusante até próximo à confluência do Rio Doce.

Na prospecção inicial foram coletadas duas amostras, sendo a primeira sem desgaste algum, compatível, portanto, com a referida Lavra. Porém a segunda amostra coletada mostrou-se com um desgaste acentuado, típico de um transporte fluvial de em torno de 4 km (comparação realizada através do estudo de caso do desgaste da água marinha de Brejaúba) da sua área fonte, não podendo assim ser proveniente da Lavra do Eduardo.

Desta forma decidiu-se alterar o roteiro da pesquisa, percorrendo-se o Córrego Boa Vista à montante, na busca da nova área fonte. Cabe ressaltar que, particularmente não conhecia as Lavras da região. Em um ponto intermediário, a 2 km da Lavra do Eduardo, foi realizada prospecção encontrando-se duas amostras com desgaste menos acentuado que a referida amostra citada anteriormente.

Percorreu-se mais 2 km, dentro do Córrego, onde foi realizada nova prospecção, coletando-se amostras sem desgaste, indicando a proximidade da área fonte. Poucos metros à frente foi possível localizar a nova fonte de água marinha, denominada Lavra da Cigana ou Ciganinha ou João.

Os pontos “lavados” ao longo do Córrego Boa Vista, em frente à Lavra do Eduardo (1), a 2 km e a 4 km dessa Lavra, sendo o último ponto próximo à Lavra da Cigana (2 e 3, respectivamente), são demonstrados a seguir (Fig. 92).

A velocidade da corrente do Córrego Boa Vista é de 0,3 m/s no regime laminar e 0,5 m/s no turbulento, com largura/profundidade da drenagem de 2m/50-70cm e vazão de 1,35 m³/s, medida no mês de dezembro, (Sperling & Baptista, 2007). Foram recolhidos sedimentos para análise granulométrica, obtendo-se os seguintes resultados: 10,6% de argila/silte; 36,8% de areia; 52,6% de cascalho.

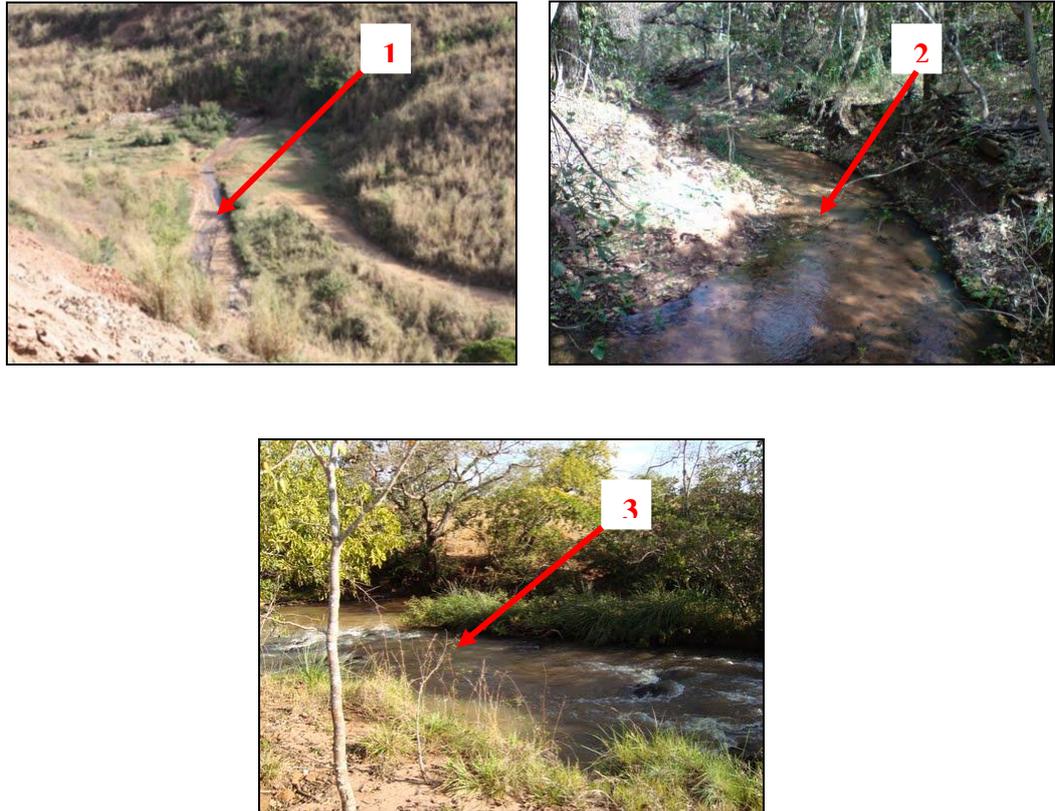


Figura 92:
Pontos prospectados no Córrego Boa Vista em frente à Lavra do Eduardo (1), a 2 km dessa Lavra (2) e próximo à Lavra da Cigana, ou a 4 km do Eduardo (3).

4-2-8 – Amostras de campo

Em frente à Lavra do Eduardo foram prospectadas duas amostras com desgastes diferentes, (Fig. 93-1), sendo a primeira sem desgaste nenhum proveniente dessa Lavra (1) e a outra com desgaste compatível com transporte fluvial de cerca de 4 km (2). Para uma maior facilidade de visualização da diferença dos desgastes, as mesmas amostras foram micrografadas no MEV (realizado no Departamento de Engenharia de Materiais do Centro Federal de Educação Tecnológica de Minas Gerais) com ampliação de 16 x (Fig. 93-2).

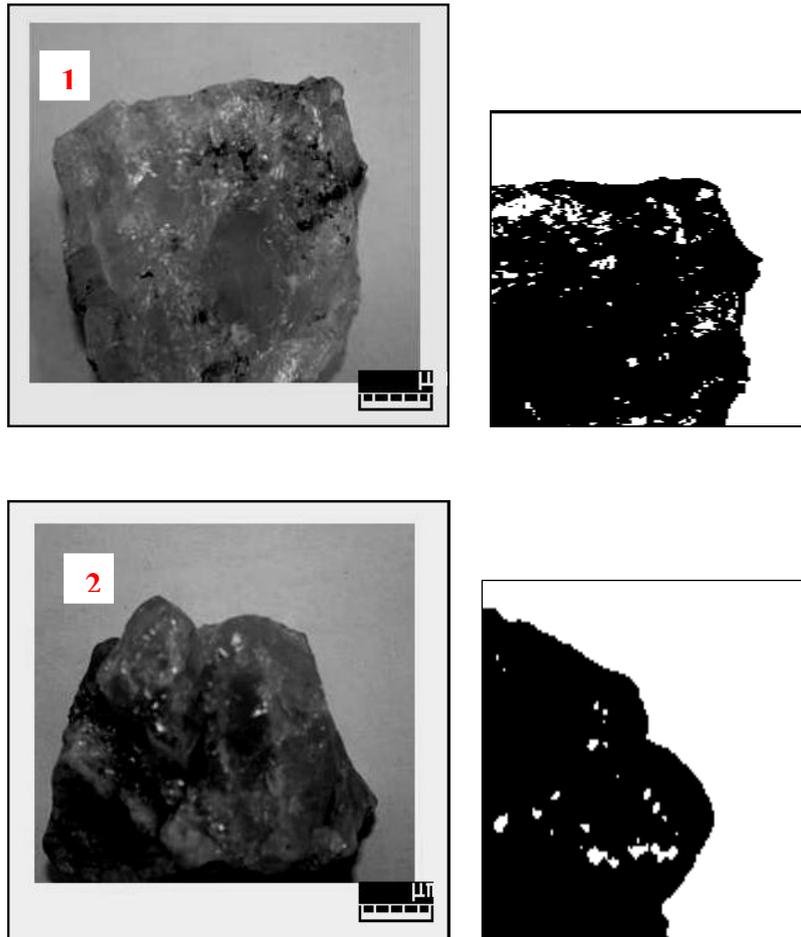


Figura 93-1: Amostras de água marinha prospectadas em frente à Lavra do Eduardo, (1) sem desgaste algum e a (2) com desgaste correspondente a 4 km, no sistema fluvial.

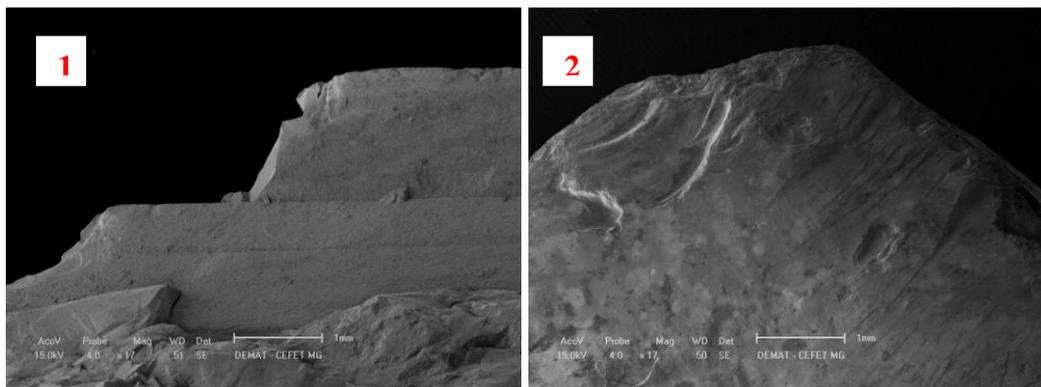


Figura 93-2:
Micrografia ampliada 16 x (MEV) das amostras coletadas em frente à Lavra do Eduardo sendo (1) sem desgaste algum e (2) com desgaste correspondente a 4 km.

À uma distância de 2 km da Lavra do Eduardo prospectou-se 4 amostras com desgastes intermediário (entre o desgaste da área fonte e o de 4 km no sistema fluvial), sendo a mais representativa (Fig. 93-3), demonstrando o destino certo rumo à descoberta da área fonte; a micrografia (MEV) com ampliação de 16 x, (Fig.93-4).

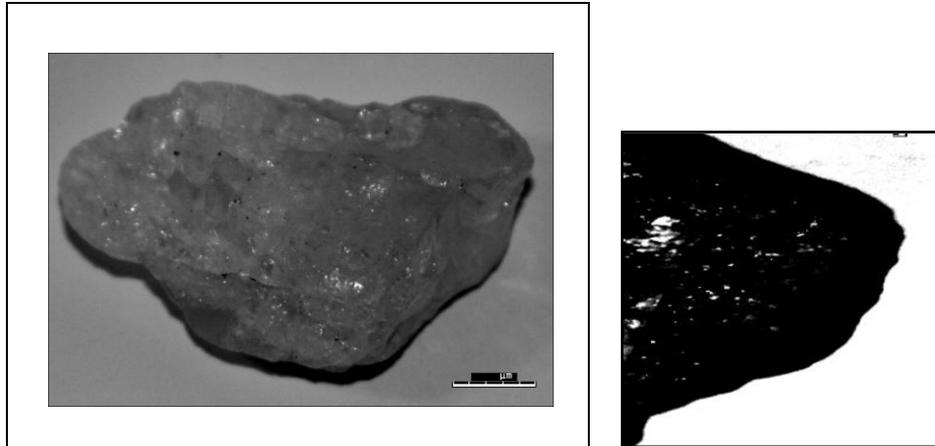


Figura 93-3:
Amostra prospectada a uma distância de 2 km da Lavra do Eduardo,
com desgaste intermediário entre o da área fonte e o de 4 km.

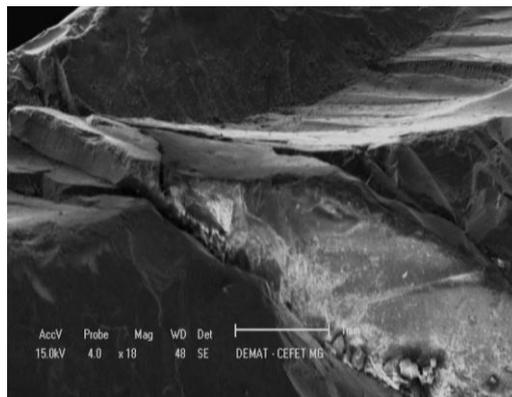


Figura 93-4:
Micrografia ampliada 18x da amostra coletada a 2 km
da Lavra do Eduardo, no Córrego Boa Vista.

Por fim a 4m da Lavra do Eduardo “lavou-se” coletando 8 amostras sem desgaste, características de amostras próximas a fonte, localizando-se assim, a poucos metros a área fonte procurada, a Lavra da Cigana. Na sequência, a foto mais representativa da amostra e a micrografia, com ampliação de 17 x (MEV) da amostra que foi encontrada muito próxima à Lavra da Cigana, (Fig. 93-5).

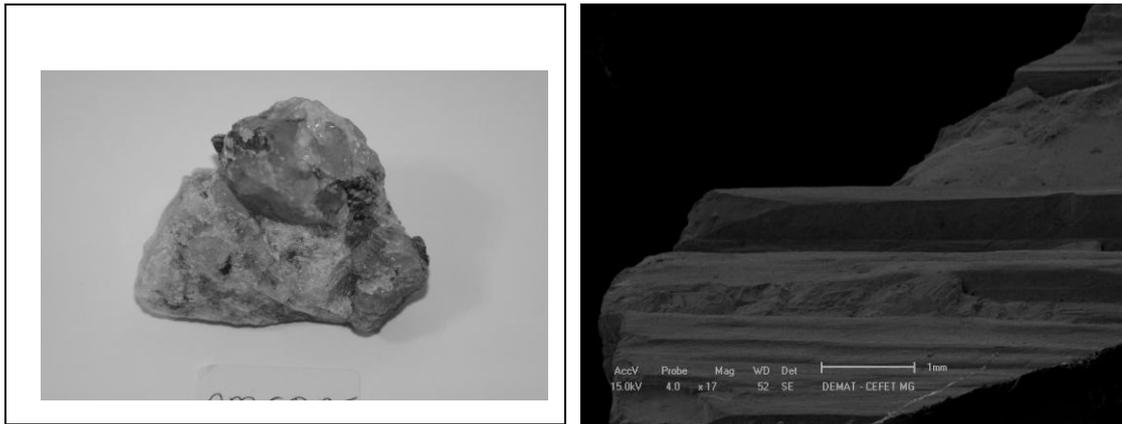


Figura 93-5: Amostra prospectada a alguns metros da área fonte da Cigana e a 4 km da Lavra do Eduardo, à esquerda, (ainda com inclusões de mica) e micrografia da referida amostra com ampliação de 17x (MEV), mostrando desgaste muito pequeno.

4-2-9 – Desgaste em laboratório

Para simulação do desgaste artificial da água marinha das Lavras Eduardo/Cigana, os minerais-gema obtidos nas áreas fontes, foram selecionadas 02 amostras, (uma de Eduardo e uma da Cigana) e levadas ao *tumbler* “b” e, com os sedimentos do próprio local, na proporção padrão de 20% de cascalho, 60% de areia e 20% de argila/silte, (proporção na qual ocorre maior desgaste, conforme estudo de variação de classes granulométricas, Tabela 8). Dentro do *tumbler*, foram colocados, além das gemas, a proporção de 40% de sedimentos e 60% de água, para que seja simulado o movimento de saltação.

Iniciou-se o processo de desgaste artificial, por sessenta horas, correspondente a 6 km de desgaste superficial, (e não por 4 km como seria necessário na presente pesquisa), como realizado no estudo de caso da água marinha de Brejaúba, item 12.1 (para maior facilidade de comparação entre os dois estudos de caso). As amostras foram retiradas a cada intervalo de 10h (ou a cada 1.000m em relação à distância percorrida pelo mineral-gema no sistema fluvial), para pesagem e observação do desgaste na lupa binocular

O desgaste das amostras obtidas no *tumbler* foram comparadas com as do sistema fluvial, observando-se que os desgastes foram semelhantes, confirmando a proporção de 10% do *tumbler* para o sistema fluvial, ou seja, 1.000m no *tumbler* correspondem a 100m no sistema fluvial.

Após o término do desgaste artificial foram construídas as curvas de desgaste para a água marinha de Eduardo/Cigana, objetivando a comparação com o padrão estabelecido através de uma área, com valor máximo de 100% e mínimo em 99%, obtida no estudo de caso da água marinha de Brejaúba (12.1). As curvas de desgaste da água marinha de Eduardo (à esquerda) e de Cigana (à direita) são demonstradas abaixo, (Fig.94).

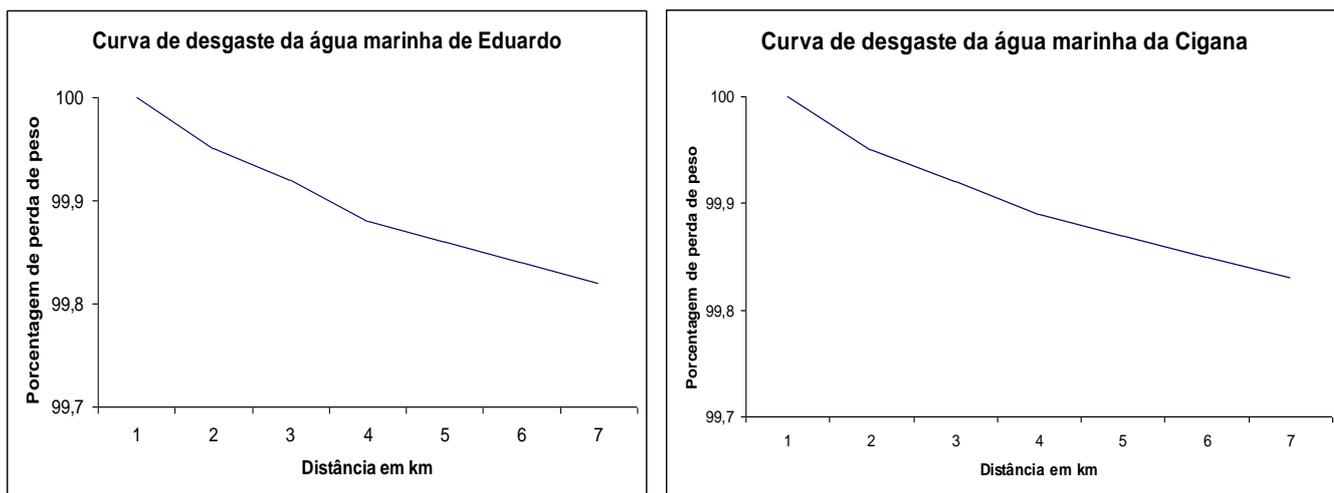


Figura 94:
Curva de desgaste artificial da água marinha das Lavras de “Eduardo”(à esquerda) e da “Cigana” (à direita), região de Galiléia, MG.

Os dados com a porcentagem de perda de peso, após 6 km de desgaste artificial, para as amostras do estudo de caso 12.1 (Lavras da Posse, Caracol, Araçuaí/Júlio e Boca Rica), comparados com as do estudo de caso atual (Eduardo e Cigana), demonstrados na Tab. 36, observando-se que a amostra de Posse teve uma perda de peso de 0,67%, a de Caracol perdeu 0,42%, Araçuaí com perda de 0,20%, “Boca Rica” com 0,72% e “Eduardo” com perda de 0,18% de perda de peso e a Cigana com 0,17%.

Tabela 36: Comparação da porcentagem de perda de peso das amostras de água marinha do estudo de caso 12.1, (Lavras da Posse e de Caracol, de Araçuaí (Pegmatito do Júlio), e “Boca Rica”) com o presente estudo de caso, (Eduardo e Cigana) em 6 km de desgaste artificial.

Desgaste artificial em km	Porcentagem de Perda de Peso					
	“Posse”	“Caracol”	Araçuaí/ “Júlio”	“Boca Rica”	“Eduardo”	“Cigana”
0	100	100	100	100	100	100
1	99,83	99,94	99,93	99,84	99,95	99,95
2	99,6	99,82	99,87	99,72	99,92	99,92
3	99,57	99,71	99,85	99,64	99,88	99,89
4	99,54	99,68	99,84	99,52	99,86	99,87
5	99,36	99,63	99,81	99,36	99,84	99,85
6	99,33	99,58	99,8	99,28	99,82	99,83
Diferença da perda de peso	0,67%	0,42%	0,20%	0,72%	0,18%	0,17%

Com os dados do desgaste artificial do estudo de caso 12.1, (Posse, Caracol/Brejaúba, Araçuaí/Júlio e Boca Rica), e com o estudo atual (Eduardo e Cigana/Galiléia), todas as curvas foram lançadas em um mesmo gráfico, mantendo-se a área de desgaste, com valor máximo de 100% e valor mínimo de 99%, na qual todas as curvas de desgaste da água marinha estão inseridas, (Fig. 95).

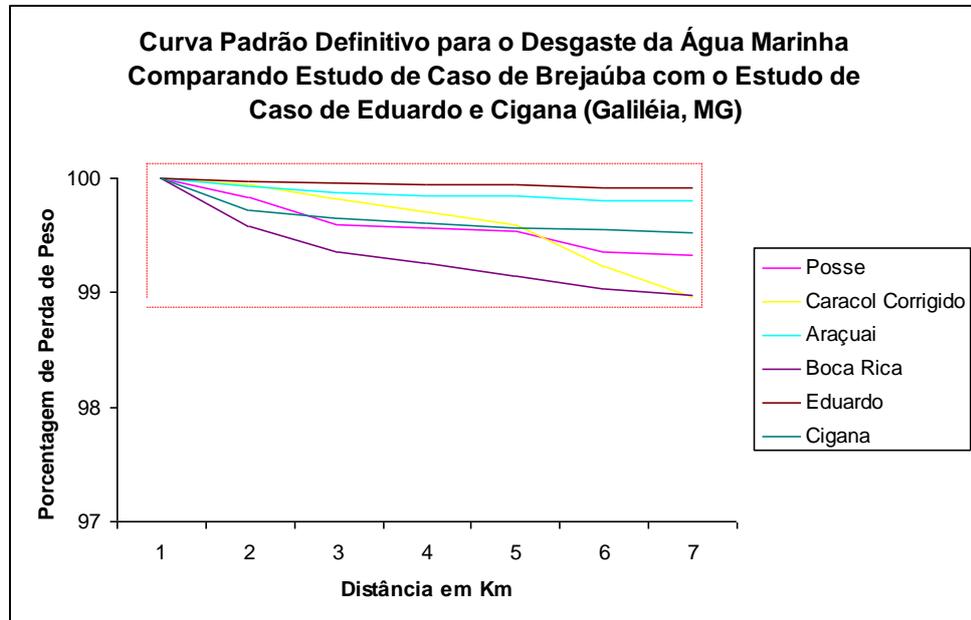


Figura 95:

Padrão estabelecido através de uma área, com valor máximo em 100% e mínimo em 99%, contendo inseridas as curvas da água marinha das Lavras da Posse, Caracol, Brejaúba, Araçuaí, “Boca Rica” e “Eduardo e Cigana”,(Galiléia), MG.

Desta forma percebe-se que todas as amostras de água marinha, testadas do estudo de caso de Brejaúba, MG, item 12.1 (Posse, Caracol, Araçuaí/Júlio e “Boca Rica”), bem como as de “Eduardo” e Cigana”, região de Galiléia, MG, do presente estudo de caso, apresentam, após 6 km de desgaste, uma perda de peso que não é inferior a 99%, portanto a área de desgaste estabelecida entre 100% e 99% pode ser considerada, (quanto às amostras testadas) como um padrão comum de desgaste da água marinha.

Para confirmação do processo de análise do desgaste fluvial, para a determinação da área fonte da Lavra da Cigana, partindo-se da lavra do Eduardo, realizou-se o mesmo procedimento que o para a água marinha, utilizando-se agora, amostras de espodumênio, coletadas (total de 8) em frente à Lavra do Eduardo, com desgastes diferenciados, sendo a primeira, sem desgaste, procedente, portanto, da referida Lavra, e a segunda, com desgaste acentuado, não podendo ser proveniente da mesma Lavra, (Fig. 96-1). Para uma maior facilidade de visualização das diferenças nos desgastes, as mesmas amostras foram micrografadas no MEV (realizado no Departamento de Engenharia de Materiais do Centro Federal de Educação Tecnológica de Minas Gerais) com ampliação de 24 x (Fig. 96-2).

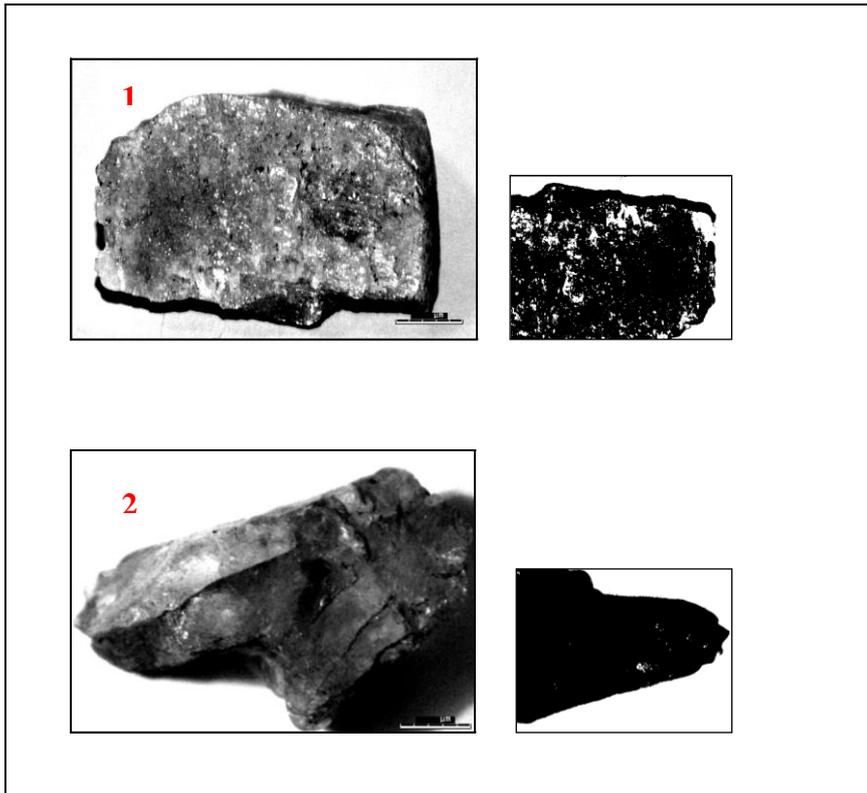


Figura 96-1:

Amostra de espodumênio prospectada em frente à Lavra do Eduardo (1) sem desgaste algum e (2) com desgaste correspondente à 4 km no sistema fluvial.

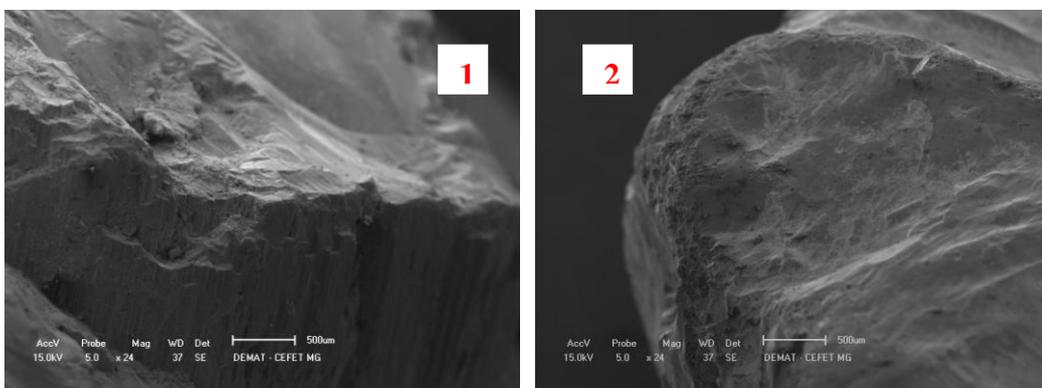


Figura 96-2:

Micrografia ampliada 16 x (MEV) das amostras de espodumênio coletadas em frente à Lavra do Eduardo sendo (1) sem desgaste algum e (2) com desgaste correspondente a 4 km no sistema fluvial.

À uma distância de 2 km da Lavra do Eduardo prospectou-se amostra de espodumênio com desgaste intermediário (entre o desgaste da área fonte e o de 4 km), demonstrando o destino certo rumo à descoberta da área fonte, (Fig. 96-3), e a micrografia (MEV) com ampliação de 18 x, (Fig.96-4).

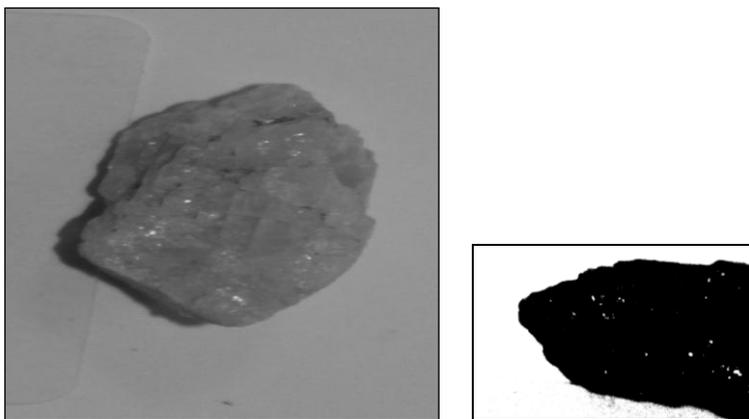


Figura 96-3:

Amostra de epidumênio prospectada a uma distância de 2 km da Lavra do Eduardo, com desgaste intermediário entre o da área fonte e o de 4 km.

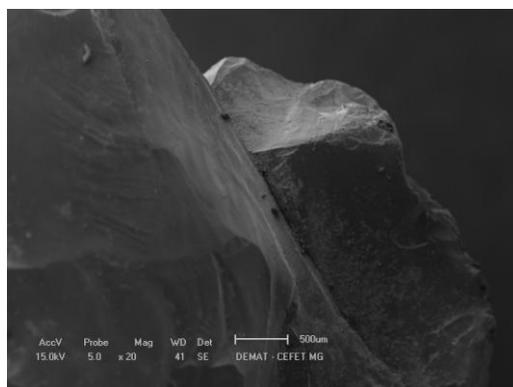


Figura 96-4: Micrografia ampliada 18x da amostra de espodumênio coletada a 2 km da Lavra do Eduardo.

Por fim a 4m da Lavra do Eduardo “lavou-se” coletando amostras sem desgaste, características de gemas próximas a fonte, localizando-se assim, a poucos metros a área fonte procurada, a Lavra da Cigana. Na sequência, foto e a micrografia, com ampliação de 24 x (MEV) da amostra que foi encontrada muito próxima à Lavra da Cigana, (Fig. 96-5).

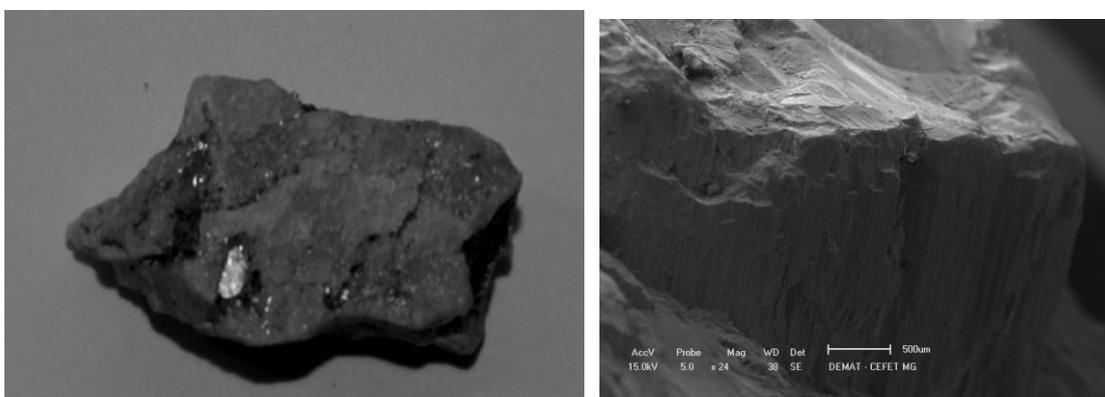


Figura 96-5: Amostra de espodumênio prospectada a alguns metros da área fonte da Cigana e a 4 km da Lavra do Eduardo, à esquerda, e micrografia da referida amostra com ampliação de 17x (MEV), mostrando desgaste muito pequeno.

É conveniente ressaltar que o espodumênio das Lavras do Eduardo/Cigana, objeto desse estudo confirmatório, não apresenta qualidade gemológica (teor de $\text{Li}_2\text{O} = 3,54\%$, enquanto o teor da kunzita e hiddenita de Urucum são de 1,29% e 1,69%, respectivamente), sendo translúcido a opaco e com coloração esverdeada clara.

Desta forma, foi, mais uma vez possível a localização da Lavra da Cigana utilizando-se a análise do desgaste fluvial do espodumênio, com o mesmo procedimento que realizado para a água marinha.

4-2-10 – Resultados obtidos

O objetivo do estudo de caso seria a análise do desgaste da água marinha, partindo da Lavra do Eduardo, à jusante. Como foram prospectadas amostras com desgastes diferenciados, uma compatível com a Lavra do “Eduardo” e outro com desgaste correspondente a, em torno de 4 km de transporte no sistema fluvial, inverteu-se a direção da prospecção, indo à montante do Córrego Boa Vista.

As curvas de desgaste, obtidas de Brejaúba/MG, Araçuaí, (Pegmatito do Júlio) e do pegmatito de “Boca Rica foram comparadas com as curvas da água marinha dos pegmatitos de “Eduardo” e “Cigana”(região de Galiléia), verificando que ambas as curvas se encaixaram dentro da área estabelecida.

Confirmou-se, por esse estudo de caso que a elaboração de um padrão de desgaste comum para a água marinha de Posse de Caracol (Brejaúba), e Eduardo e Cigana (Galiléia) é possível sendo que estas curvas foram estabelecidas por área, abrangendo a porcentagem de perda de peso entre 100% e 99%.

A cor azul da água marinha está diretamente relacionada à proporção relativa de Fe^{2+} no sítio octaédrico e de Fe^{3+} nos canais, porém para as amostras dos pegmatitos de “Eduardo e Cigana” o baixo teor em FeO , e os maiores teores de álcalis, permitem uma substituição de Li no sítio tetraédrico e de Cs e Rb nos canais abertos.

Quanto à comparação dos desgastes artificiais das amostras das Lavras de Posse e Caracol (Brejaúba), com as de Eduardo e Cigana (Galiléia), a mesmas distâncias (6 km) no *tumbler*, conclui-se que as amostras apresentam desgastes semelhantes, mostrando que independente das características do sistema fluvial, no caso da água marinha, (velocidade, largura, profundidade e vazão), as comparações dos desgastes podem ser realizadas.

Foi desta forma possível, através da prospecção pela análise do desgaste da água marinha, se encontrar a nova área fonte, distante da Lavra do “Eduardo”, à aproximadamente 4 km, ou seja, a Lavra da “Cigana”. O método foi confirmado através da análise do desgaste superficial do espodumênio das Lavras de Eduardo/Cigana.

5- Discussões e Conclusões

A viabilidade do método de prospecção pela análise do desgaste fluvial de minerais gemológicos, bem como as principais conclusões da pesquisa, são descritas nos itens subseqüentes.

5-1- Discussões

Esta metodologia representa um sistema auxiliar de prospecção, maximizando o custo benefício, em relação aos sistemas convencionais de prospecção, para amostras de gemas coletadas em sistemas fluviais, com características morfológicas semelhantes aos estudados, propiciando a descoberta de suas áreas fontes.

Foi possível o desenvolvimento de uma metodologia (campo, desgaste artificial, padrões) para gemas com áreas fontes conhecidas. A aplicação deste método, através da inversão do processo (desgaste artificial, padrões, campo) implicando na descoberta de duas novas áreas fontes, (brasilianita da região de Mendes Pimentel e água marinha da Lavra da Cigana).

O método mostrou-se válido e futuramente seria possível aplicar o método para outros bens que não sejam gemas (e.g. minérios).

A fim de se confirmar a relação custo/benefício mais efetiva em relação aos métodos convencionais, seguiu-se uma comparação entre o método convencional e o método da análise do desgaste fluvial de gemas.

Comparando o método *follow up* convencional com o método sugerido, para uma distância correspondente ao presente exemplo da ametista de Brejaúba, de 4 km de desgaste distante da sua fonte (Fig. 97-1 e 97-2), onde A.F. representa a área fonte, percebe-se a razão custo benefício: (Debrot *et al.* 2012^b): no primeiro são 15 pontos de prospecção, partindo-se do ponto onde a amostra foi encontrada (1) no sistema fluvial até a localização da sua área fonte (15); no método proposto são necessários apenas 4 pontos, (1) onde a amostra foi prospectada até a descoberta da área fonte (4), com apenas dois pontos intermediários: (2), (que está a uma distância inferior a 4 km eliminando-se assim a necessidade de prospecção no ponto (2a) no respectivo sub-afluente) e (3), (a uma distância correspondente a 4 km em relação à amostra 1).

Desta forma enquanto no método *follow up* necessita-se de prospecção em 15 pontos para se descobrir a área fonte, no método proposto, pela análise do desgaste fluvial, são necessários apenas 4 pontos para se descobrir a posição da área fonte.

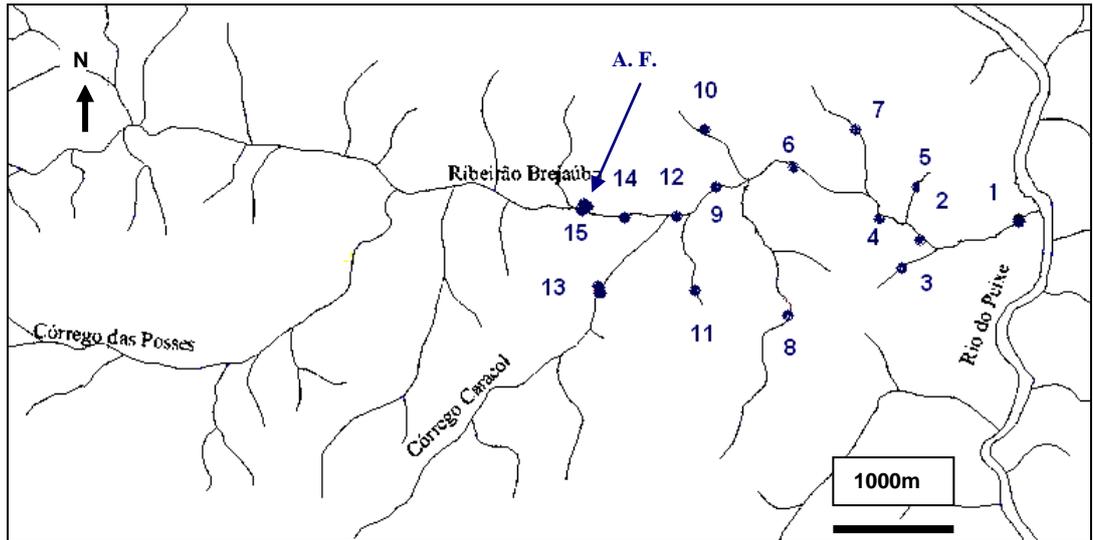


Figura 97-1:
 Prospecção pelo método convencional, com 15 pontos “lavados” no sistema fluvial, até a descoberta da área fonte.

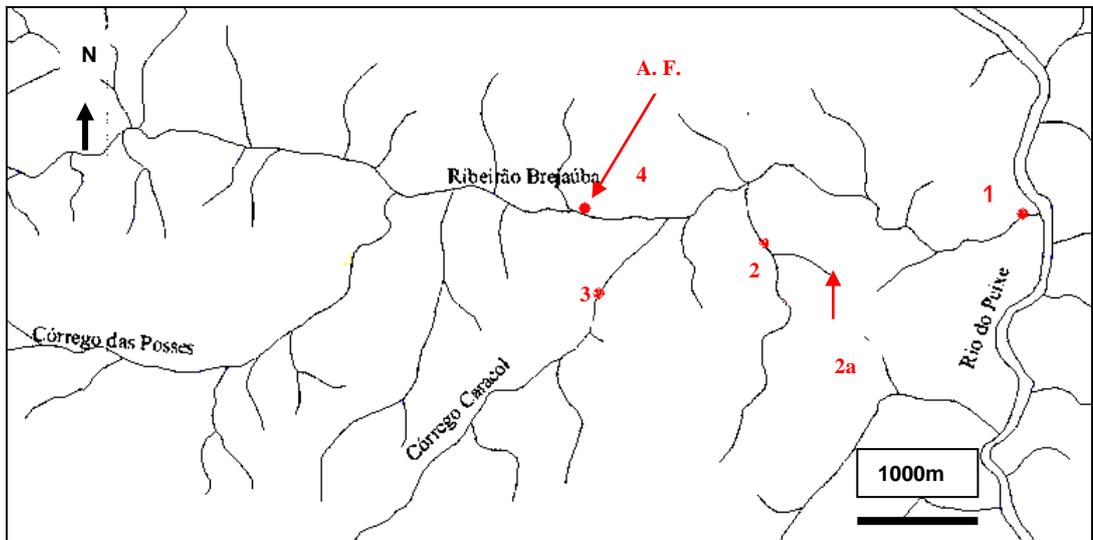


Figura 97-2:
 Prospecção pelo método de desgaste superficial, sendo necessários apenas quatro pontos “lavados” no sistema fluvial para a descoberta da área fonte.

De forma semelhante o custo benefício é comprovado aos estudos de caso da brasilianita da região de Mendes Pimentel e a água marinha das Lavras de Eduardo/Cigana.

5-2- Conclusões

Em função dos experimentos realizados observou-se que alguns minerais gemológicos apresentam um mesmo comportamento no seu desgaste em sistema fluvial, ou seja, um desgaste maior nas primeiras centenas de metros e em seguida há uma tendência à estabilização no seu desgaste. A curva de desgaste dos minerais-gemas é representada pela hipérbole $1/\log x$ onde y é a porcentagem de perda de peso da amostra ao longo do sistema fluvial e x a distância percorrida pela amostra se desgastando.

Os minerais gemológicos “bem cristalizados”, com faces perfeitas (cristais euédricos) têm uma maior resistência ao desgaste fluvial que as amostras “sem faces definidas” (cristais anédricos), sendo que as últimas se desgastam mais rapidamente que as primeiras. Isto ocorre em função de um rolamento no sistema fluvial mais facilitado para as amostras sem faces distintas e, conseqüentemente, a um desgaste mais intenso.

Minerais gemológicos com defeitos cristalográficos e/ou com “impurezas gemológicas” se desgastam mais rapidamente que amostras do mesmo mineral que sejam “puros” ou “bem cristalizados” ocorrendo uma seleção gemológica no sistema fluvial. Os minerais com impurezas gemológicas se fraturam várias vezes ao longo do sistema fluvial, diminuindo o seu tamanho em função da distância percorrida.

Minerais gemológicos apresentam desgastes fluviais diferenciados conforme a composição de sedimentos existentes nas drenagens (Mc Candless *et al.* 1991), sendo que as gemas estudadas se desgastam mais na proporção 20% de cascalho, 60% de areia grossa, média e fina e 20% de argila/silte (Fig. 7, Tab. 08, pag. 26) do que em outras proporções granulométricas (eg. fração argila/silte).

Após vários testes de simulação de desgaste de minerais-gemas em laboratório, pode-se chegar à conclusão que a cada 1.000m de desgaste da amostra no *tumbler*, existe uma correspondência de em torno de 10% do mesmo procedimento no sistema fluvial, assim a cada 1.000m que a amostra percorre dentro do *tumbler*, correspondem a 100m da gema desgastada no sistema fluvial.

Quanto ao estudo de casos da água marinha de Brejaúba (na divisa de Ferros e Santa Maria do Itabira) e topázio imperial de Cachoeira do Campo (Distrito de Ouro Preto), MG, concluí-se que é perfeitamente possível simular o desgaste fluvial dos minerais gemológicos em laboratório.

Foi possível criar um padrão comum representado por uma área da água marinha, com base no desgaste natural e artificial de amostras desta gema provenientes de Posse e Caracol (Brejaúba).

Independente da coloração da água marinha (de diferentes tonalidades de verde ou azul), de acordo com as análises por Microsonda Eletrônica e Absorção Ótica e testes realizados no *tumbler*, os minerais gema apresentam o mesmo desgaste, seguindo o mesmo padrão da curva de desgaste.

Para o topázio imperial, a cor das amostras (amarelo ou rosa) não influencia no desgaste, conforme os testes realizados em laboratório e análise por Microsonda Eletrônica e Absorção Ótica. Foi estabelecido um padrão de desgaste para o topázio imperial de Cachoeira do Campo desde a área fonte e ao longo do sistema fluvial até 30 km da sua fonte.

Desenvolveu-se três métodos de simulação matemática do desgaste que foram comparados entre si. O método do sistema *Quantikov* apresenta-se o mais exato, em função da projeção das pequenas margens de erro gerados, seguido de maneira próxima, pelo modelamento matemático. Já o método da medida da angulosidade pela balança (porcentagem de perda de peso), apresenta um “erro maior” quando comparado com o método do modelamento matemático.

O método tradicional de prospecção aluvionar para a brasilianita foi aperfeiçoado, possibilitando a descoberta de sua área fonte.

A comparação do desgaste no presente estudo de caso revelou que a fonte se encontra a uma distância de 4,5 km a jusante, (erro de 500 metros em relação ao valor calculado pelos métodos de simulação matemática).

O pegmatito se encontra a 4,5 km do “ponto da pedra do Indaiá”, sugerindo que esse pegmatito caolinizado, represente a área fonte destas brasilianitas, em função da falta de outra fonte aflorante. Entretanto o pegmatito ocorre em um paredão inacessível de 30 m de altura, o que não permitiu estudos adicionais.

Para o estudo de caso da água marinha da Lavra do Eduardo, (água marinha) através da análise dos desgastes diferenciados, foi possível a descoberta da área fonte na Lavra da Cigana.

O desenvolvimento da metodologia para os estudos de caso com a água marinha de Brejaúba e topázio imperial de Cachoeira do Campo, MG, propiciou a aplicação do método na descoberta da área fonte para a brasilianita de Mendes Pimentel e água marinha da Lavra de Cigana, MG.

Verificou-se que este método, com bases científicas, representa uma otimização no fator custo/benefício em relação à prospecção convencional, podendo ser utilizado, no futuro, para outros minerais gemológicos.

6 – Bibliografia (de acordo com as Normas de Referências da Revista Brasileira de Geociências, 2012)

- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, **7**:349-364.
- Almeida, F.F.M. & Hasui Y. (Eds.) 1984. O Pré-Cambriano do Brasil. Edgard Blücher, SP, 378 pp.
- Almeida, F. F. M., Litwinski, N. 1984 Província Mantiqueira: setro setentrional. *In* Almeida, F. F. M., hasuy, Y. (Eds.). O Pré-Cambriano do Brasil. Edgard Blücher, SP, p. 282-307.
- Anderson L. O.1979. The difference between Maxixe beryl and Maxixe-type beryl: in electroparamagnetic resonance investigation. *Journ. Gemol.*, **6(5)**:313-317.
- Andrade, A.L, Borges, A.P., Bicalho, S.M.C.M., Veloso, D.P. 2000. Hidroxiapatita sintética na metáfise da tibia de cães (caninus familiares). Avaliação estatística de quantikov. *In*: Cong. Bras. Cer., SP, 44, *Anais*, p. 501.
- Angeli, N. 1988. Pesquisa de jazimentos de níquel e geologia da Folha de Ipanema, MG, Tese de Doutorado, Instituto de Ceociências, Universidade de São Paulo, 290 p.
- Baltazar, O.F. & Silva, S.L. 1996. Mapa geológico integrado do Supergrupo Rio das Velhas, Projeto Rio das Velhas, Brasília, DNPM/CPRM, 1 mapa geológico, escala 1:100.00.
- Baltazar, O.F., Baars F.J., Lobato, L.M., Reis, L.B., Achtschin, A.B., Berni, G.V., Silveira, V.D. 2005. Notas explicativas do mapa geológico, em escala 1:50.000. *In*: Lobato L.M. *et.al.* Projeto geologia do Quadrilátero Ferrífero-Integração e correção cartográfica em SIG. Belo Horizonte, UFMG/CODEMIG, 1 CD-ROM.
- Baltazar, O.F. & Zucchetti, M. 2005. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt., Quadrilátero Ferrífero, Brazil. A reviw of setting of gold deposits. *Or. Geol. Rev.* **32**: 471-499.
- Barbosa, A.L.M., Grossi Sad, J.H., Torres, N. 1964. Geologia das quadrículas de Barra do Cuité e Conselheiro Pena, MG, DNPM-GEOSOL, 285 p.
- Barbosa, A.L.M., Grossi, J.H., Torres, N., Melo, M.T.V. 1966. Descrição do mapa geológico preliminar do Médio do Rio Doce. Geologia da Região do Médio do Rio Doce. *In*: SBG, Excursão nº 2 - Pegmatitos de Governador Valadares, Rio de Janeiro, *Anais*, p.10.
- Barbosa, A.L.M. 1969. Mapa Geológico da Quadrícula Ouro Preto e Santa Rita de Ouro Preto, MG, Brasil: *In*: Door, U.S. *Geol. Survey, Prof. Paper*, **641-A**: 139 p.
- Barbosa, O., Ramos, J.R.A., Gomes, F.A., Helmbold, R. 1966. Geologia estratigráfica e econômica da Área do Projeto Araguaia. Rio de Janeiro, DNPM, Div. Geol. Min., Monografia, **19**:1-94.
- Bloss, F.D. 1957. Anisotropy of fracture in quartz. *Amer. Jour. Scie.* **255**: 214-225.
- Borges, D.L.G., Curtis, A.J., Wels, A.J., Heitmann, V. 2005. Fundamentos da espectroscopia de absorção atômica de alta resolução com fonte contínua. SP, *Rev. Analy.*, **18**: 58-66.

- Brandalise, L. A. 1976. Projeto Vale do Paraíba do Sul, Belo Horizonte, DNPM/CPRM, *Relat. Final*, 411 p.
- Brito Neves, B.B. & Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Prec. Res.*, **53**: 23-40.
- Bruno, E. M. 1985. Projeto mapas metalogenético e de previsão de recursos minerais, notas explicativas, Folha Colatina (SE.24-Y-C), Belo Horizonte, DNPM/CPRM., 01 mapa geológico, escala 1:250.000, 2 v.
- Budinsk, K.G. & Hally, P. (Eds.) 1988. Surface engineering for wear resistance.. Englewood cliffs, Prentice Hall, New Jersey, EUA, 348 pp.
- Carvalho, J. B., Pereira, L. M. M., 1997. Caracterização petrológica das rochas graníticas e charnokíticas da porção leste de MG., baseada em dados petrográficos. *In: SBG, Simp. Geol. MG, 9, Boletim 14*, p. 98.
- Carvalho, N.M.F., Pires, B.M., Antunes, O.A.C., Faria, R.B., Osório, R.E.H., Piozevan M.B., Neves, A. 2010. Uso de equações lineares na determinação dos parâmetros de Michaelis-Mentem. SP, *Rev. Quím. Nova*, **33 (7)**:7.
- Cassedanne, J.P. 1972. A prospecção aluvionar e suas possibilidades. *Rev. Min. Met.*, **342**:6-9.
- Cassedanne, J.P. 1976. Geologia de algumas jazidas de gemas: *Rev. Min. Met.*, **5 (375)**: 19-20.
- Cassedanne, J. P. & Cassedane, J. O. 1981. Minerals of the Lavra do Enio pegmatite. *Mine. Rec.* **11 (2)**; 67- 72.
- Cassedanne, J.P.1983. Famous mineral localities: the Córrego Frio mine and vicinity, MG, Brazil. *Min. Rec.*,**14**:227-237.
- Cassedanne, J.P. & Batista, N.R. 1984. Étude de quelques aluvions à crysobéryl. *Anais, Acad. Bras. Ciên.*, **5 (3)**: 256-281.
- Cassedane, J.P. 1989. Famous minerals locaties: the Ouro Preto topaz mines. *The Min. Rec.*, **20 (3)**: 221-233.
- Chaves, M.L.S.C. Karfunkel, J. Medeiros, A.B., Scholz, R. 2002. Prospecção aluvionar aplicada a alguns minerais gemológicos de MG: diamante, crisoberilo e topázio. Ouro Preto, *REM. Rev. Esc. Minas*, **55**:1-13.
- Chaves, M.L.S.C., Karfunkel, J., Medeiros, A.B., Scholz, R., Atêncio, D. 2005. Assembléias e paragênese minerais singulares nos pegmatitos da região de Galileia (MG). SP, *Rev. Bras. Geol.*, **24 (2)**: 143 -161.
- Chaves, M.L.S.C. & Scholz, R. 2008. Pegmatito Gentil (Mendes Pimentel, MG) e suas paragêneses mineralógicas de fosfatos raros. *REM. Rev. Esc. Minas*, **61(2)**:141-149.
- Chapell, B. W., White, A. J. I. 1992. S-type granites in the Lachlan fold belt, *Tarms. Royal Soc. Edinburg Earth Sci.*, **83**: 1-26.

- Chemale, Jr., Rosiére, C. A., Endo, I. 1991. Evolução tectônica do Quadrilátero Ferrífero, MG, *Rev.Pesq.*, **18 (2)**: 104-127.
- Coimbra, A.M. 1976. Arenitos da Formação Bauru: estudo de área fonte. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de SP, 180 p.
- Cordani, U. G. 1973. Evolução geológica Pré-Cambriana da Faixa Costeira do Brasil entre Salvador e Vitória, Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 98 p.
- Cordani, U.G., Kawashita, K., Müller, G., Quade, H., Reimer, V., Roeser, H. 1980. Interpretação tectônica e petrológica de dados cronológicos do Embasamento no bordo sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG, *an Acad. Bras. Ciên.* **5**: 785-799.
- Cornejo, C. & Bartorelli, A. (Eds.) 2010. Minerais e pedras preciosos do Brasil. Solaris, SP, 704 pp.
- Correia Neves, J.M., Pedrosa Soares, A.C., Marciano, V.R.P.R.O. 1986. A Província Pegmatítica Oriental do Brasil à luz dos conhecimentos atuais. *Rev. Bras. Geoc.*, **16 (1)**:106-118.
- Correns, A.B. 1931. "Rates of wear of common minerals". Washington, Univ. Stud. Sci. Tech., (*new.ser.*), **5**:71-80.
- Costa, M. T. 1978 Mapa Geológico do Estado de MG, Nota Explicativa, Belo Horizonte, IGA/, escala 1: 500.000, 39 p.
- Costa, A. G., Vidal, W C., Viana, C. S. 1992. Evolução metamórfica e estrutural para rochas do Complexo básico-ultrabásico da região de Manhuaçu-Ipanema. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 37, SP., *Anais*, p. 420.
- Cotta, L.J.L. 2005. Elasticidade-demanda de preço. Monografia. Departamento de Matemática, Universidade Federal de Minas Gerais, 24 p.
- Cunningham, W. D., Marshak, S., Alkimim, F. F. 1996. Structural sytile on basin inversion at mid-crustal levels: two transects in the internal zone Brasileiro Araçuaí Belt, MG, Brazil, Amsterdam, *Precam. Res.*, **77**: 1-15.
- Daubrée, A. (Ed.). 1879. Études synthétiques de géologie experimantale. Paris, Dunod, 238 pp.
- Debrot, P.A.F. 2008. O Desgaste Fluvial de Minerais Gemológicos como Método para a Localização Aproximada da Área Fonte: Estudo de Casos, Dissertação de Mestrado, Instituto de Ceociências, Universidade Federal de Minas Gerais. 80 p.
- Debrot, P; Karfunkel J. & Pöllmann, H. 2012a. Fluviatiler abnutzungsgrad von edelsteine als mittel zur bestimmung der entfernung zur quelle: fallstudie von brasilianit aus Mendes Pimentel, MG, Brasilien. *Aufschluss*, **62(2)**: no prelo.
- Debrot, P., Karfunkel, J. Pöllmann, H., Fernades, A. F., Nunes, F. 2012b. Estimativa da posição da área fonte da ametista de Brejaúba, MG, através da análise do seu desgaste fluvial, *Geonomos* (submetido).
- D' Elboux, C.V. & Ferreira, C.M. 1975. Topázio na região de Ouro Preto. *REM. Rev. Esc. Minas*, **32**: 7279.

- Derby, O.A. 1901. On the mode of conference of topaz near Ouro Preto. *Amer. Jour. Scien.*, **11 (4)**: 25-34.
- Dettoni, M.A. 2010. Principais mecanismos de desgaste e avaliação de diferentes ligas para corpos moedoras. Monografia, Departamento de Beneficiamento Mineral, Universidade Federal de Ouro Preto, 59 p.
- Dorr II, J.V.N., Gair, J.E., Pomerene, J.B., Reynearson, G.A. 1957. Revisão da estratigrafia Pré-Cambriana do Quadrilátero Ferrífero. Trad. A.L.M. Barbosa. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 33 p.
- Dorr II, J.V.N. 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. Washington US, *Prof. Paper*, **641-A**: 110 p.
- Dussin, I.A., Dussin, T.M., Charvet, J., Cocherie, A., Rossi, P. 1993. Single-Zircon dating step-wise Pb-evaporation of Middle of Proterozoic magmatism in the Espinhaço range, southeastern São Francisco (MG, Brazil). *In: SBG, Simp. Cráton do São Francisco, 2, Anais*, Salvador, **1**: 39-42.
- Eschwege, W.L. (Ed.) 1833. Pluto Brasiliensis: Dr. Reimer, Berlim, 457 pp.
- Fanton, J.J., Arioli, E.E., Moura, O.J.O. 1978. Pegmatitos da região de Galiléia-Mendes Pimentel, MG. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 30, Recife, *Anais*, p.1770.
- Féboli, W.L. & Paes, V.J.C. 2001. Projeto Leste - MG. Notas explicativas, Folha Itanhomi (SE.24-Y-C-I), Belo Horizonte, SEME/COMIG/CPRM, 1 mapa geológico, escala 1:100.000, 1 CD- ROM.
- Ferreira, C.M. 1983. Vulcanismo ácido no Quadrilátero Ferrífero e sua relação com algumas ocorrências e/ou depósitos minerais. *In: SBG, Simp. Geol., MG, 2, Anais*, p.133.
- Ferreira, C.M. 1987. Geologia da jazida de topázio do Morro de Saramenha. *REM. Rev. Esc. Minas*, **40 (3)**: 15-17.
- Freyberg, B.V. 1934. Die Bondenschätze Des Staates MG, Brasilien: Sch. Vers. Stuttgart. Germ., 347-350 p.
- Figueiredo, M.O., Pereira, T., Veiga, J.P., Leal Gomes, C., Andrade, V. 2008. A coloração azul de berilos de Licungo, Moçambique: um raio X estudo espectroscopia de absorção de ferro K-edge. London, *Min. Magaz.*, **72 (1)**: 175-178.
- Fisher, R. V. 1960. Classification of volcanic breccias. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **71**:973-982.
- Fontes, C.Q., Netto, C., Costa, M.R.A., Baltazar, O.F., Silva S.L., Vieira, V.S. 1978. Projeto Jequitinhonha. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, Relat., **1**: 2787 p.
- Freise, F.W. 1931. Untersuchungen von mineralien auf abnutzbarkeit bei verfrachtung in wasser. *Miner. und Petr. Mitt.*, **41**:1-6.
- Gair, J.E. 1962. Geology and ore deposit of the Nova ima and Rio Acima Quadrangles, MG, Brazil. U.S. Geo. Surv. *Prof. Paper*, **341-A**: 67 p.

- Gandini, A.L. 1994. Mineralogia, inclusões fluidas e aspectos genéticos do topázio Imperial da região de Ouro Preto, MG. Dissertação de Mestrado, Departamento de Mineralogia e Petrografia, Universidade de São Paulo, 189 p.
- Goldman, D. S., Rossman, G. R., Parkin, K. M. 1978. Channel constituents in beryls. *Physics and Chemistry of Minerals*, **3**: 225-235.
- Gorceix, H. 1881. Estudo geológico das jazidas de topázio da Província de Minas Gerais, Brasil. *Anais Escol. Minas, Ouro Preto*, **1**: 15-38.
- Grossi-Sad, J.H., Mourão, M.A.A., Guimarães, M.L.V., Knauer, L.G. 1997. Geologia da Folha de Conceição do Mato Dentro. In: Grossi-Sad, J.H.; Lobato, L.M., Pedrosa-Soares, A.C., Soares-Filho, B.S. (Eds.). Projeto Espinhaço (textos, mapas e anexos). Belo Horizonte, COMIG, p. 25.
- Grossi-Sad, J.H., Mourão, M.A.A., Guimarães, M.L.V., Knauer, L.G. 1997. Mapa Geológico da Folha de Conceição do Mato Dentro, Projeto Espinhaço, MG, UFMG/COMIG, 1 mapa geológico, escala 1:100.000.
- Guimarães, D. 1956. Concentrados estaníferos do município de São João Del Rei, MG., DNPM/DFPM, RJ., Boletim, **99**:43-72.
- Hertz, N. 1970. Gneissic in ignous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. Washington, DNPM/USGS, *Prof. Paper*, **641-B**: 58 p.
- Heibron, M.L., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.C., Silva, L.C., Trown, R., Janasi, V.A. 2004. Província Mantiqueira In: Manteseo-Neto, V.N., Bartorelli, A., C.D.R., Carneiro, C.D.R., Brito-Neto, B.B. (Eds.). Geologia do Continente Sul-Americano, SP, Beca, 203 pp.
- Herrgesell, G. 1984. Das Präkambrium am Ostrand der nördlichen Serra do Cipó (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien) Dissertation, Universitat Freiburg, Alemanha, 247 p.
- Inda, H. A. V., Schorscheir, H. D., Dardenne, M. A. *et al.* 1984. O Cráton do São Francisco e a Faixa de Dobramentos Araçuaí. In: Schobbenhaus, C. Campos, D. A. Derze, G. R. *et al.*. Geologia do Brasil, notas explicativas, Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais, Brasília, DNPM, 01 mapa geológico, escala 1:250.000, 193 p.
- Johnson, R.F. 1962. Geology and ore deposits of the Cahoeira do Campo, Dom Bosco e Ouro Preto Quadrangles, MG, Brazil. O.S. Gel. *Surv., Prof. Paper* 341-B, 39 p.
- Jordt-Evangelista & Müller, H. 1986. Petrologia da zona de transição entre o Cráton do São Francisco e o Cinturão Costeiro na região sudeste do Quadrilátero Ferrífero. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 34, Goiânia, *Anais*, p. 1471.
- JORNAL DO TEMPO, 2011, disponível em [HTTP//www.jornaldotempo.uol.com.br](http://www.jornaldotempo.uol.com.br).
- Joy, C.D. 2009. Microscopia eletrônica de varredura: segunda melhor não mais. EUA, *Natu. Mat.*, **8**:776-777.
- Kahwage, M. A. & Mendes, J. C. 2003. O berilo gemológico da Província Pegmatítica oriental do Brasil, *Geochim. Brasil*, **17 (1)**: 13-25.

- Karfunkel, J. & Wegner, R. 1993. Das Alexandritvor Kommen von Esmeralda de Ferros, MG, Brasilien. *Gemmol, Z.Dt.Gemmol, Gess*, **42 (1)**:7-15.
- Karfunkel, J., Quéméneur, J., Kambrock, K., Pinheiro, M., Dias, G.O. 2002. Gemstones from the region North of Araçuaí. MG, Brazil. Occurrences, characteristics and treatment possibilities. *Gemmol, Z.Dt.Gemmol. Gess*, **51 (4)**: 171-184.
- Karfunkel, J. 2009. O desgaste fluvial de gemas como método para a localização da área fonte: estudo de casos. Projeto 12966, FAPEMIG, Relat. final (interno), 88 p.
- Keller, P.C. 1983. The Capão topaz deposits, Ouro Preto, Minas Gerais, Brazil. *Gems & Gemol.*, **19: (1)**: 12-20.
- Krambrock, K. Pinheiro, M. V. B., Gudes, K. J., Medeiros, S. M., Castañeda, C., Botelho, N. F., Pedrosa-Soares, A., C. 2002. radiation-induced centers in Cs-rich beryl study by magnetic resonance, infrared and optical spectroscopy, *Nuclear Instruments and Methods in Physical Reserch, article in press (NIMB 45275)* 6 p.
- Krumbein, W.C. 1941. The effects abrasion on the size, shape nd roundness of fragments. *Jour. Geo.*, **49**: 482-520.
- Krynine, P.D. 1946. Microscopy morphology of quartz types. *In: Panamer. Cong. Min. and Eng. Geol.*, 2, Proceeding, **3**: 35-49.
- Kuenen, P.H. 1956. Rolling by current, Pt 2 of experimental abrasion of pebbles. Rolling by current. *Jour. Geol.*, **64**:336-368.
- Ladeira, E.A., Roeser, H.M.P., Tobschall, H.J. 1983. Evolução petrogenética do cinturão de rochas verdes, Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. *In: SBG, Simp. Geol. MG, Boletim 3*, p. 149-165.
- Lansdown, A.R. & Price, A.L. (Eds.) 1986. Materials engineering practice. Library of Congress Wheaton & Co. Ltda., Exeter, 128 pp.
- Lima, L.I.L. 2007. Metodologia para avaliação da corrosão da zona termicamente afetada de aço inoxidável ferrítico AISI 439 soldado. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Mecânica, Universidade Federal de Minas Gerais, 110 p.
- Lima, P.R.A.S, 2010. *In: Cornejo, C., Bartorelli, A. (Eds.) 2010. Minerais e pedras preciosas do Brasil, Solaris Edições Culturais, SP, 390 pp.*
- Loczy, L. & Ladeira, E.A. (Eds.) 1987. Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica. Edgard Bluscher, SP, 528 pp.
- Loeffler, B. M. & Burns, R. G. 1976. Shedding light on the color of gem minerals, *Amer. Sci.*, **64 (6)**: 636-647.
- Mc Candless, T.E., Waldman, M.A., Gurney, J.J. 1991. Macrodiamonds and microdiamonds from murfreesboro Lamproites, Arkans: morphology, mineral inclusions and carbon isotope ged chemistry. *In: Internat. Kimberlites Conf.,5, Araxá, MG, Anais*, p.78.

- Machado, 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. *In: SBG, Simp. Geol. MG, 5, Anais*, BH, p. 171.
- Mathew, R. V., Karanth, T. K., Gundu, R., Desphande, R. S. 1998. Maxixe type colour center in natural colouries beryl from Orissa, Índia: an LSK and OA investigation, *Journ. Gemmol.*, **26 (4)**: 238-251.
- Mawe J. (Ed.)1812. Travels in the interior of Brasil. London, 236 pp.
- Mehnert, K. R.(Ed.) 1971. Migmatite and the Origin of granitic rocks. Elsevier, Amsterdam, II. (Developments in petrology, 1), 405 pp.
- Monte, F.Q. & Filho, C.J.C. 2008. Proposta para uma visão clínica das lentes progressivas. *Rev. Bras. Oftal.* RJ, **67 (2)**:13p.
- Moss, A.J. 1962. The physical nature of common pebbly deposits. (Part. 1), *Amer. Jour. Sci.*, **260**:337-373.
- Moss, A.J. 1963. The physical nature of common sandy deposits. (par.2), *Amer. Jour. Sci.*, **261**: 297-343.
- Moss, A.J. 1966. Origin, shaping and significance of quartz sand grains. *Jour. Geol. Scie. Australia*, **13**: 97-136.
- Moura, O. J. M., Fanton, J. J., Arioli, E. A. 1978. Pesquisa de pegmatitos na serra do Urucum, Médio Rio Doce,. *In: SBG, Cong. Bras. Geol.*, 30, Recife, *Anais*, p. 1836-1850.
- Nagata, N., Bueno, M.I.M.S, Zomora, P.G.P. 2001. Métodos matemáticos para correção de interferências espectrais e efeitos interelementos na análise quantitativa por fluorescência de raios X, SP, *Quím. Nova*, **4 (2)**: 17.
- Nalini-Jr, H.A., Bilal, E., Correia Neves, J.M.1995. Petrografia e geoquímica dos granitóides da região de Galiléia, leste de Minas Gerais. *In: SBG, Simp. Geol.*, MG, 8, Diamantina, *Anais*, p. 74.
- Nalini-Jr, H.A., Bilal, E., Correia Neves, J.M., Carneiro, M.A. 1996. Evidências da contribuição crustal a partir do estudo tipológico de zircões nos granitóides da região do Médio Rio Doce, Minas Gerais. *In: Cong. Bras. de Geol.*, 39, Salvador, *Anais*, p. 418
- Nalini-Jr, H.A., Bilal, E., Paquette, L.J., Correia Neves, J.M., Carneiro, M.A. 1997. U-Pb zircon geochronology and typology from two Neoproterozoic granitoid suites of the Rio Doce valley, eastern State of Minas Gerais, Brazil. *In: Inter. Sym. on Granites and Assoc. Mineral.*, ISGAM II, Salvador, p. 265.
- Nalini-Jr, H.A. 1997. Caractérisation des Suites magmatiques neoproterozoiques de la région de Conselheiro Pena et Galiléia (MG, Brésil). These Docteur, Ecole Nationale Superior des Mines de Paris, 237 p.

- Nalili-Jr, H.A., Bilal, E., Correia Neves, J.M. 1998. Mineralogical, geochemical and isotopic constraints of Neoproterozoic granitoids (Urucum and Galiléia suites) Eastern MG state, Brazil. *In: Inter. Conf. on Precambrian and Craton Tectonics, Inter. Conf. on Basement Tectonics. Ouro Preto, 14, Abstracts*, p. 44.
- Nalini-Jr, H.A., Bilal, E., Paquette, J.L., Pin, C., Machado, R. 2000a. Geocronologie U-Pb et géochimie isotopique Sr-Nd des granitoides neoproterozoïques des suites Galiléia et Urucum, Valle Du Rio Doce, Sud-Est Du Brésil. Paris, *Compte Rendu Acad. Sci.*, **331**:459-466.
- Nalili-Jr, H.A., Bilal, E., Correia Neves, J.M. 2000b. Syncollisional peraluminous magmatism in the Rio Doce region: mineralogy, geochemistry and isotopic data of the Urucum suite (eastern Minas Gerais State, Brazil). *Rev. Bras. Geoc.*, **30**:120-125.
- Nalini-Jr, H.A., Machado, R.M., Bilal, E. 2005. Geoquímica e petrogênese da Suíte Galiléia: exemplo de magmatismo tipo I, metaluminoso, pré-colisional, neoproterozóico da região do Médio Vale do Rio Doce. *Rev. Bras. Geoc.*, **35 (4)**:23-24.
- Nalini-Jr., H.A., Machado, R., Endo, I., Bilal, E. 2008. A importância da tectônica transcorrente no alojamento de Granitos pré a Sincolisionais na Região do Vale do Médio Rio Doce: um exemplo das Suítes Graníticas Galileia e Urucum. *Rev. Bras. Geoc.*, **38 (4)** : 741- 752.
- Netto, C., Araújo, C., Pinto, C.P., Drumond, J.B.V. 1998. Projeto Leste-Província Pegmatítica Oriental, Belo Horizonte, CMMG/CPRM, *Relat. Final*, 223 p.
- Noce, C. M., Macambirra, M. J. B., Pedrosa-Soares, A. C., *et al.* 2000. Cronology of Late Proterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí belt, Eastern Brazil, based on dating by single zircon evaporation. *In: South American Symposium on Isotope Geology*, 2, Cordoba, Argentina, p. 86.
- Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Silva, L.C., Alkimim, F.F. 2007. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí, *Geonomos*, **15**: 17-23.
- Oliveira, M.J.R. 2000. Projeto Leste, notas explicativas, Província Pegmatítica Oriental, Folha Conselheiro Pena/São Gabriel da Palha. Belo Horizonte. CPRM/COMIG, 185 p.
- Oliveira, M.J.R. 2002. Projeto Leste-MG., notas explicativas, Folha Conselheiro Pena/São Gabriel da Palha (SE.24-Y-A-IV), Belo Horizonte SEME/COMIG/CPRM, 01 mapa geológico, escala 1:100.000, 84 p.
- Olsen, D.R. 1971. Origin of topaz deposits near Ouro Preto, MG, Brazil. *Econ. Geol.* **66**: 626-631.
- O'rourke, J.E. 1957. The stratigraphy of metamorphic rocks of Rio de Pedras and Gandarela quadrangles, MG, Brazil. PhD Thesis, Univesity of Winsconsin, 106 p.
- Padilha, A. V., Vasconcelos, R.M., Gomes, R. A. A. D. 1991. Evolução geológica. *In: Pinto, C. P. Projeto Barbacena, Folha Lima Duarte, (SF-23-X-C-VI)*, 6, Brasília, DNPM/CPRM, 01 mapa geológico, escala 1:100.000, 151 p.
- Paes, V. J. C. 1999. Geologia e geoquímica de rochas metamórficas e mata-ultramáficas da região de Alvarenga, MG e suas implicações geotectônicas, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 153 p.

- Paiva, G. 1946. Províncias pegmatíticas do Brasil. RJ, DNPM/DFPM, Boletim 71, 9p.
- Passos, C.G. 2007. Síntese, caracterização e propriedades absorventes de sílica organofuncionalizada com o grupo 10-amino-4-azadecil. Dissertação de Mestrado, Departamento de Química, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 68 p.
- Pedreira, A.J., Vieira, S.V., Signorelli, N. 1997. Turbiditos do setor oriental da Faixa Araçuaí, MG, CPRM, Belo Horizonte, *A Terra em Revista*, **3**:28-33.
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Vidal, P., Monteiro, R.L.B.P. 1992. Toward a new tectonic model for the Late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil)-West Congolian (SW Africa) Belt., *Jour. South Amer. Earth Sci.*, **6**:33-47.
- Pedrosa-Soares, A.C., Dardene, M.A., Hasui, Y., Castro, F.D.C. 1994a. Notas explicativas do mapa geológico do Estado de MG, Belo Horizonte, SEME-COMIG, escala 1:100.000, 97p.
- Pedrosa-Soares, A.C., Dardenne, M.A., Hasui, Y., Castro, F.D.C., Carvalho, M.V.A. 1994b. Notas explicativas dos mapas geológico, metalogenético e de ocorrências minerais do Estado de MG, Belo Horizonte, COMIG, escala 1:100.000., 69 p.
- Pedrosa-Soares, A.C. & Noce, C.M. 1998. Where is the suture zone of the Neoproterozoic Araçuaí-West-Congo orogen. *In: Conf. on Basement Tectonics*, 14, Ouro Preto. UFOP, *Extended Abstracts*, 35 p.
- Pedrosa-Soares, A.C. & Wiedemann-Leonardos, C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. *In: Cordani, U., Milani, E., Thomaz-Filho, A., Campos, D.A. (Eds.) Tectonic evolution of South América, SP, Soc. Bras. Geol.*, p. 265.
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Wiedmann, C.M., Pinto, C.P. 2001. The Araçuaí-West- Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly. *Precam. Res.*, **110 (1-4)**: 307-323.
- Pedrosa-Soares, A.C., Castanêda, C., Queiroga, G., Gradim, C., Belém, J., Roncato, J., Novo, T., Dias, D., Gradim, D., Medeiros, S., Jacobsonn, T., Babinsk, M., Vieira, V. 2006. Magmatismo e tectônica do Orógeno Araçuaí no extremo leste de MG e norte do ES. *Geonomos*, **14 (2)**: 97-111.
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Alkimim, L.C.S., Silva, L.C., Babinski, M., Cordani, U., Castanêda, C. 2007. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos*, **15(1)**: 1-16.
- Pereira, L. M. M., Zucchetti, M. 2000. Projeto Leste, relatório integrado de petrografia, etapa II, Belo Horizonte, SEME/COMIG/CPRM, 88 p.
- Pereira, R.M. (Ed.) 2003. Fundamentos de prospecção mineral. RJ, Interciência. 167 pp.
- Pettijohn, F.J.(Ed.) 1957. Sedimentary rocks. Harper & Bros, Nova York (1ª ed.), 718 pp.
- Pinto, L.C.M. 1996. Tese de Doutorado. Quantikov ⁹²⁻⁹⁹ - Um analisador microestrutura para o ambiente Windows. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, IPEN, (ined.), 160 p.

- Pinto, C. P., Drumond, J. B. V. Féboli, W. L. (Org.). 1997. Projeto Leste: geologia, Nota explicativa do mapa geológico integrado, etapa I, Belo Horizonte, SEME/COMIG/CPRM, 161 p.
- Pinto, C.P., Drumond, J.B.V., Féboli, W.L. 2001. Geologia, Projeto Leste, Nota explicativa do mapa geológico integrado, etapa 1, Folhas SE.24-V; SE.25-Z; SE.24-Y (partes). Belo Horizonte, CPRM-COMIG, 12-18 p.
- Pires, F.R.M., Freitas, C.O., Palermo, N., Sarciá, M.N.G. 1983. Geologia e gênese dos depósitos de topázio do Distrito de Ouro Preto, MG.: *In: SBG, Simp. Geol. MG*, p. 283.
- Pöllmann, H., Karfunkel, J., Debrot, P., Söllig, M. 2012. Staurolith mit granat und monazite aus dem pegmatitgebiet vom Linópolis, MG, *Aufschluss*, **63(2)**: No prelo.
- Pough, F.H. & Henderson, E.P. 1945. Brazilianit, a new phosphate mineral. *Amer. Min.*, **30**:572-582.
- Press, F., Siver, R., Grotzinger, J., Jordan T.H. (Eds.) 2006, Bookman, SP,(4ª ed.), 658 pp.
- Power, M. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *Jour. Sedim. Petr.*, **23**:117-119.
- Quintão, N.H. 2005. Retiro Posse, Distrito de Brejaúba, Município de Conceição do Mato Dentro, MG, Processo DNPM 832430/84, MG, Relat. 37 p (ined.).
- Rêgo, R.U. 2005. Estudo do ciclo térmico da soldagem de topo do aço inoxidável de tipo do aço inoxidável ferrítico AISI 409. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Mecânica, Pontifícia Universidade Católica, MG, 163 p.
- Renger, F.E., Noce, C.M., Romano, A.W., Machado, N. 1994. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, MG, Brasil, *Geonomos*, **2 (1)**: 11.
- Ribeiro, S.H. 1996. Caracterização mineralógica da região de Divino das Laranjeiras – Mendes Pimentel (MG) com ênfase a seus depósitos gemíferos e minerais de coleção. Dissertação de Mestrado Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 112 p.
- Rojas, A.J., Bello, R.M.S., Endo, I., Gandini, A.L. 2009. Estudio mineralógico, micrométrico y aspectos estructurales de la mineralización de topázio imperial de Antônio Pereira, Distrito de Ouro Preto, MG, Brasil. *REM, Rev. Esc. Minas*, **64 (1)**: 12 p.
- Rolff, P.A.M.A. 1949. O Pegmatito de Brejaúba ou Lavra da Posse. *REM, Rev. Esc. Minas, Ano XIV*, **114 (3)**:13-16.
- Rossmann, G. R. 1981. Color in gems: the new techniques. *Gem & Gemmol.*, **17**: 60-61.
- Schobbenhaus C., Campos, D. A., Derze G. R., Asmus, H. E. (Eds.) 1984. Geologia do Brasil. Brasília, DNPM, 435 pp.
- Scholz, R. 2006. Estudo dos fosfatos do distrito pegmatítico de Conselheiro Pena, MG. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 120 p.
- Schorscher, H.D. 1979. Evolução geotectônica e petrogenética do embasamento Arqueano do Quadrilátero Ferrífero, *Anais Acad. Bras. Ciênc.*, **51 (4)**: 767-768.

- Sgarbi, G.N.C. 2006. Identificação de kimberlitos nas regiões oeste e central de Minas Gerais. MG, *Rev. Minas Faz Ciênc.* **25**: 3p.
- Shepard, F.P. 1967. Submarine geology. Harper & Row, Nova York (2ª ed.), 517 pp.
- Siga Júnior, O. 1986. A evolução geotectônica da porção nordeste de MH, com base em interpretações geocronológicas, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 140 p.
- Silva, A.S., Pimentel, E.C., Neves, S.B., Colpaert, H., Ramos, O. 1978. Carta geológica do Brasil ao milionésimo, Folha SE.23, BH, Brasília, DNPM-DGM, 01 carta geológica.
- Silva Filho, M. A., Mascarenhas, J. F., Moraes Filho, O. *et al.* 1974. Projeto Sul da Bahia, Salvador, CPRM, *Rel. Final*, 15 v.
- Silva, J. N., Ferrari, P. G.. 1976. Projeto Espírito Santo, Belo Horizonte, DNPM/CPRM, *Rel. Final*, 408 p.
- Silva, J.M.R., Lima, M.I.C., Veronese, V.F., Ribeiro Jr., R.N., Rocha, R.M., Siga Jr. O. 1987. Geologia da Folha Rio Doce *In*: Projeto Radam Brasil, Folha SE-24 Rio Doce, IBGE-RJ, escala 1:100.000, **34**: 548.
- Silva, L.C., Hartman, L.A., McNaughton, N.J.L.A., Fletcher, I.R. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-American systems of orogens. *Precam. Res.*, **136**:203-240.
- Silva, S. L. 1987. Projeto Leste, Notas explicativas, Folha Santa Maria do Suaçuí (SE.23-Z-B-III), Belo Horizonte, SEME/COMIG/CPRM, 01 mapa geológico, escala 1:100.000, v.7.
- Sodré, U. 2007. Matemática essencial para o ensino fundamental, médio e superior, Departamento de matemática da Universidade Federal do Paraná, Londrina, 299 pp.
- Söllner J. F. Lammerer B., Weber-Diefenbach, K. Hansem, B. T. 1987. The Brasiliano Orogenesis; age determinations (Rb-Sr e U-Pg) in the coastal mountain region of Espírito Santo, Brazil. *Entralb. Geol. Päont., Teil I, hefte 7/8*: **729-741**.
- Söllner, F., Lammerer, B. Weber-Diefenbach, K. 1991. Die Krustenentwicklung in der kustenregion m/Brasilien, *Münchner Geol. Hefte*, **4**: 1-100.
- Spangler, M. 2002. Minas na vanguarda da Nanociência. 2002. MG, *Rev. Minas Faz Ciênc.* **9**:3.
- Sperling, V.M. & Batista, M. 2007. Estudos e modelagem da qualidade da água de rios. DESA-UFMG, 44 p.
- Spix, J.B.& Martius, C.F.P.(Eds.) 1831. Reise in Brasilien, Munich, Vol. 2, 290 pp.
- Suguio, K. (Ed.) 2003. Geologia sedimentar. Edgard Blucher, São Paulo,(1ª ed.), 400 pp.
- Sutherland, D.G. 1982. The transport and sorting of diamonds by fluvial and marine processes. *Econ. Geol.*, **77**: 1613-1620.

- Teixeira, W. 1982. Geochronology of the southern part of the São Francisco Craton. *Rev. Bras. Geoc.*, **12**: 268-277.
- Teixeira, W. & Canzian, F. 1994. Evolução tectonotermal proterozóica do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas K- em rochas do seu embasamento, *Bol. IGC/USP, Ser. Cint.*, **25**: 61- 80.
- Thiel, G.A. 1940. The relative resistance to abrasion of mineral grains of sand. *Journ. Sed. Petrol.*, **10**:103-124.
- Tricart, J. & Volg, H. 1967. Quelques aspects du transport des alluviones grosseires et mouvement des fluviaux. *Geogr., Annales* , **49A (2A)**: 351-366.
- Trompette, R. (Ed.) 1994. Geology of western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African Brasiliano aggregation of South America and África, A.A. Balkema, Rotterdam, (1^a ed.), 350 pp.
- Tuller, M. P. 1997. Projeto Leste, Folha Ataléia (SE.24-Y-A-II), Belo Horizonte, SEME/COMIG/CPRM, v.9.
- Tuller, M.P. 2001. Projeto Leste-MG Nota explicativa, Folha Ipanema (SE.24-Y-C-IV), Belo Horizonte, SEME/COMIG/CPRM, 1 mapa escala 1:100.000, 1 CD-ROM.
- Vasconcelos, V. & Pinto, L.C.M. 1997. Estudo de orientação de partículas em aglomerados gerados por modelos bidimensionais. *SP. Rev. Cer.* **43 (283-284)**: 169-171.
- Victor, A.E. & Victor, L.M. (Eds.) 1959. Gem tumbling Ed. V.A. Shop, Washington, (9th ed.), 54 pp.
- Vieira, V.S. 1993. Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil: Projeto Cachoeiro do Itapemirim, Carta geológica, carta metalogenética/previsional, Folha baixo Gaundu – SE:24-Y-C-V, Estado de MG/ES, DNPM/CPRM, escala 1:100.000. 175 p.
- Vieira, V. S. (Org.). 1997. Projeto mapas metalogenéticos e da previsão de recursos minerais, Folha Cachoeiro do Itapemirim (SF.24-V-A), Brasília, DNPM/CPRM, 99 p.
- Vieira, V.S. 2000. Projeto Leste, notas explicativas, província Pegmatítica Oriental, Folha Itabirinha de Mantena. Belo Horizonte, COMIG/CPRM, 223 p.
- Vieira, V.S. 2001. Projeto Leste, MG, Folha Itabirinha de Mantena (SE.24-Y-A-V),, Belo Horizonte, SEME/COMIG/CPRM, escala 1:100.000, 1 CR-ROM.
- Vieira, V.S., Pedrosa-Soares, A.C., Silva L.C., Silva, L.C., Castañeda, C. 2004. Relações entre o Grupo Rio Doce, Complexo kinzigítico e granitogênese associadas no leste de Minas Gerais e norte do Espírito Santo. *In: Cong. Bras. Geol.*, 42, Araxá, *Anais*, p. 42.
- Vieira, V.S., Noce, C.M., Silva, L.C., Pedrosa-Soares, A.C. 2006. Idade U-Pb SHRIMP de áreas fontes da sedimentação do Grupo Rio Doce, Orógeno Araçuaí. *In: Cong. Bras. Geol.*, 43, Aracajú, *Anais*, p. 313.
- Vieira, V.S. 2007. Significado do Grupo Rio Doce no contexto do Orógeno Araçuaí. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 129 p.

- Visher, G.S. 1969. The mechanical composition of clastic sediments. *Geol. Soc. AM. Bull*, **38**: 1074-1106.
- Wadel, H. 1932. Volume, shape and roundness of rock particles. *Jour Geol*, **40**: 443-451.
- Webster, R. (Ed.) 1983. Gems, their source, descriptions and identification.. Butterworth, (4th ed), London, 962 pp.
- Wentworth, C.K. 1919. A laboratory and field study of cobble abrasion. *Jour. Geol.*, **25**:507-522.
- Wentworth, C.K. 1922. A field of the shapes of river pebbles. Bull, U.S, *Geol. Surv.*, **730**:103-114.
- Wentworth, C.K. (Ed.) 1931. The mechanical composition of sediments *in graphic form*. Univ. of Iowa Studies Nat. Hist., **14**:127 pp.
- Williams, A.F. (Ed.) 1932. The genesis of the diamond. Ernest Benn Ltd., London, Two vols., 636 pp.
- Wood, D. L., Nassau, K. 1968. The characterization of beryl and esmerald by vizable and infrared absorption espectroscopy, *Amer. Mine.*, **53**: 777-800.
- Zucchetti, M., Baltazar, O.F., Raposo, F.O. 1996. Estratigrafia. *In*: Companhia de Pesquisa de recursos Minerais. Projeto Rio das Velhas, texto explicativo do Mapa Geológico Integrado, Departamento Nacional de Produção Mineral, CPRM - Serviço Geológico do Brasil. Belo Horizonte, escala 1:100.000, p. 13-42.
- Zucchetti, M., Baltazar, O.F., Raposo, F.O. 1998. Estratigrafia. *In*: Zuchetti, M. & Baltazar, O.C. (Eds.) Projeto Rio das velhas, texto explicativo do mapa geológico integrado,. 2end. DNPM, CPRM - SGB., Belo Horizonte, escala 1:100.000, p. 13-42.
- Zucchetti, M & Baltazar, O.F. 2000. Rio das Velhas Greenstone Belt lithofacies associations, Quadrilátero Ferrífero, MG., Brazil, the Inter. Geol. Cong., 31, RJ, Brazil, 1 CD-ROM.

7- ANEXO I – PUBLICAÇÕES (em ordem cronológica)

1- EM EVENTOS

Debrot, P., Karfunkel, J., Sgarbi, G. N.C., Nunes, F. 2007. Localização da área fonte de gemas através do desgaste fluvial. *In: SBG, Simp. Geol. Sudeste, 10, Anais*, p. 130.....**190**

Debrot, P., Karfunkel, J., Sgarbi, G. N. C. 2008. O desgaste de gemas como método para a localização aproximada da área fonte: estudo de casos. *In: SBG, Cong. Bras. Geol., 44, Anais*, p. 880.....**191**

Karfunkel, J., Debrot, P., Sgarbi, G. N. C. Quintão, N. O desgaste superficial da água marinha de Brejaúba ao longo do sistema fluvial. 2008. *In: SBG, Cong. Bras. Geol., 44, Anais*, p. 199.....**192**

Karfunkel, J., Debrot, P., Fernandes, A. F., Chaves, F. L., Carneiro, R., Krambrock, K. 2009. Minerais gemológicos no sistema fluvial: estudo de casos de prospecção através do seu desgaste. *In: SBG, Simp. Geol. Sudeste, 11, Anais*, p. 85.....**193**

Karfunkel, J., Debrot, P., Fernandes, A. F., Pereira, R. M., Sgarbi, G. N. C., Carneiro, R., Krambrock, K. 2009. Desgaste e dispersão de indicadores de diamante no meio fluvial: estudo de caso do Kimberlito Cancã, Ilícinia, MG. *In: SBG, Simp. Geol. Sudeste, 11, Anais*, p. 86.....**194**

Fernandes, A. F., Karfunkel, J., Cardoso, F. S. S., Salgado, S., Debrot, P., Sgarbi, G. N. C. 2010. A cintilometria como método auxiliar na delimitação de corpos kimberlíticos: estudo de caso dos kimberlitos Cancã e Mato Grosso, Ilícinia, MG. *In: SBG, Cong. Bras. Geol., 45, Anais, CD-Room*.....**195**

2- EM PERIÓDICOS

Pereira, R. M., Roza, T., Castro, C., Neumann, R., Debrot, P., Karfunkel, J., Sgarbi, G. N. C. 2008. Dispersão da picroilmenita: estudo de caso aplicado ao kimberlito Cancã, Ilícinia, MG. *Rev. Geoc. UNESP*, **27 (1): 79-88**.....**196**

Karfunkel, J., Sgarbi, G. N. C., Sgarbi, P. B. A., Debrot, P., França, O. S., D. B. Hoover, R. Wegner. 2009. Aquamarine, quartz and topaz in kimberlites: case studies from Minas Gerais State, Brazil, *z. Dt. Gemmol. Ges.*, **58 (3-4): 77-86**.....**205**

Debrot, P; Karfunkel J. & Pöllmann, H. 2012a. Fluviatiler Abnutzungsgrad von Edelsteine als mittel zur Bestimmung der Entfernung zur Quelle: Fallstudie von Brazilianit aus Mendes Pimentel, MG, Brasilien, (Fluvial wear of gemstone as a mean to establish distance to the source area: a case study of brazilianite from Mendes Pimentel, MG, Brazil). <i>Aufschluss</i> , 62 (2) : no prelo.....	215
Pöllmann, H., Karfunkel, J., Debrot, P., Söllig, M. 2012. Staurolith mit Granat und Monazite aus dem Pegmatitgebiet von Linópolis, MG, Brasilien, (Staurolite with garnet and monazite from the pegmatite area north of Linópolis, MG, Brazil), <i>Aufschluss</i> , 62(2) : no prelo.....	233
Debrot, P., Karfunkel, J., Pöllmann, H., Fernandes, A. F., Nunes, F. 2012b. Estimativa da posição da área fonte da ametista de Brejaúba, MG, através da análise do seu desgaste fluvial, <i>Geonomos</i> (submetido).....	250