

O MEGAVEIO DE QUARTZO DA SERRA DA CATINGA (DATAS/GOUVEIA, MG)

Mario Luiz de Sá Carneiro CHAVES

Centro de Pesquisa Prof. Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais.
Campus da Pampulha. CEP 31270-010. Belo Horizonte, MG. Endereço eletrônico: mchaves@igc.ufmg.br.

Introdução

Geologia da Região da Serra da Catinga
Complexo Granítico de Gouveia
Supergrupo Rio Paratína
Supergrupo Espinhaço – Formação Sopa-Brumadinho
Supergrupo Espinhaço – Formação Galho do Miguel
Arranjo Estrutural da Serra do Espinhaço na Área
Características Morfológicas e Relações Veio-Encaixante
Origem, Transporte e Colocação do Quartzo
Considerações Finais
Agradecimentos
Referências Bibliográficas

RESUMO – Descreve-se neste trabalho um veio de quartzo de proporções gigantescas, que ocorre na região da Serra da Catinga, integrante da Serra do Espinhaço Meridional. O megaveio, minerado para quartzo metalúrgico nos últimos vinte anos, possui dimensões aproximadas de 1,7 km de comprimento e 30 m de espessura máxima. Em menor escala, dois conjuntos principais de veios representam os prováveis condutos de migração e áreas de precipitação da sílica. O conjunto mais importante posiciona-se de modo concordante com a foliação da rocha hospedeira, de direção aproximada norte-sul, com mergulhos médios a altos para leste, enquanto o outro conjunto é coaxial mas discordante com a primeira, possuindo mergulhos altos para oeste. O megaveio possui um zoneamento típico, dado pelo aumento na densidade de veios a partir das rochas encaixantes em direção ao centro do corpo. Tais encaixantes constituem metassedimentos paleo a mesoproterozóicos do Supergrupo Espinhaço (Formação Sopa-Brumadinho), na zona de contato com rochas gnáissicas e xistosas do embasamento arqueano. A origem dos fluidos está relacionada a soluções hidrotermais que foram geradas durante o evento orogênico Brasileiro (~625-540 Ma), em período tardi- a pós-tectônico.

Palavras-chave: Quartzo, veios, deformação, Serra do Espinhaço.

ABSTRACT – *M.L. de S.C. Chaves – The giant quartz vein of Catinga Hills (Datas/Gouveia, MG).* The present paper describes a giant quartz vein that occurs along the Catinga hills, that integrates the Southern Espinhaço Range. This large quartz-vein is 1.7 km long and 30 m of maximum width, and it was exploited for siderurgy during the last two decades. Two main groups of veins comprise the probable ways of percolation and precipitation of silica. The most important group is concordant with the foliation of the host rock, showing north-south strike with medium to high dip values, while the other group is coaxial but discordant with the first one, and shows higher dip values to west. The giant vein shows a typical zoning that is characterized by increasing density of the veins from the host rock towards the core of the body. Such host rocks are metasediments of the Espinhaço Supergroup (Sopa-Brumadinho Formation) in the contact zone with gneisses and schists of the Archean basement. The origin of the fluids is related to hydrothermal solutions formed during the Brasileiro orogenic cycle (~625-540 My), in a late- to post-tectonic time.

Keywords: Quartz, veins, deformation, Espinhaço Range.

INTRODUÇÃO

Depósitos de quartzo em veios hidrotermais, bastante comuns ao longo da Serra do Espinhaço Meridional, são aproveitados economicamente para fins gemológicos e industriais. Em geral esses veios apresentam-se estreitos, raramente ultrapassando 0,5 m de espessura. Veios mais potentes, e por isso minerados em escala industrial, tendo em vista a produção metalúrgica do silício metálico, ocorrem principalmente na zona periférica ao núcleo da estrutura geológica conhecida como Anticlinal de Gouveia (Pflug, 1965), onde rochas graníticas, gnáissicas e xistosas do embasamento arqueano encontram-se expostas em

contato com metassedimentos proterozóicos do Supergrupo Espinhaço. Nessa região, os veios comumente atingem espessuras de vários metros.

Em continuação aos trabalhos envolvendo os depósitos de quartzo da Serra do Espinhaço (*e.g.*, Chaves et al., 1997; 1999; 2003), apresenta-se o estudo de um dos veios situados em tal região, possivelmente o maior de todos e que, pelo seu porte gigantesco, admite o prefixo “mega”. Ele aflora na zona marginal a leste da Serra da Catinga (uma denominação local da Serra do Espinhaço), a qual delinea a divisa entre os municípios de Datas e Gouveia (Minas Gerais). A

caracterização do megaveio, incluindo seus processos genéticos, constitui o objetivo do presente trabalho, o

qual foi acompanhado de mapeamento geológico na escala 1:25.000 da região no entorno dessa estrutura.

GEOLOGIA DA REGIÃO DA SERRA DA CATINGA

A Serra da Catinga está localizada a sudeste de Gouveia e a sudoeste de Datas, a cerca de 250 km ao norte de Belo Horizonte e 40 km ao sul de Diamantina (Figura 1). A geologia dessa região envolve interessante complexidade estrutural, pois constitui uma faixa onde os metassedimentos do Supergrupo Espinhaço encontram-se comprimidos entre duas zonas de exposição de rochas granito-gnáissicas e xistosas do embasamento arqueano: a oeste, o núcleo de Gouveia e, a leste, o núcleo do Palmital de Datas (Figura 1). Estudos detalhados envolvendo a geologia da região são escassos, devendo ser destacados os de Turinsky (1980) e Carvalho (1982), embora apenas o último tenha se dedicado às mineralizações de quartzo. O megaveio em questão foi explorado durante as décadas de 1980-90 pela LIASA – Ligas de Alumínio S/A, sob a designação de mina Lambari II, mas desde então as atividades de lavra encontram-se paralisadas.

COMPLEXO GRANÍTICO DE GOUVEIA

Rochas graníticas afloram em duas áreas distintas na área enfocada, a oeste (núcleo de Gouveia) e a leste (núcleo do Palmital de Datas), formando zonas topograficamente rebaixadas que se caracterizam pela meteorização intensa de suas rochas. Os melhores afloramentos se concentram nas proximidades do contato com os metassedimentos dos supergrupos Rio Paraúna e/ou Espinhaço. Estudos petrográficos em tais rochas identificaram processos retrometamórficos nos granitos, como sericitização do microclínio, cloritização da biotita e albitização/saussuritização do plagioclásio. Segundo Hoffmann (1980) e Cruz (2000), por geotermometria em feldspatos, indicaram temperaturas entre 350°-450° C para esse metamorfismo. Estas reações ocorrem com maior frequência quando associadas aos diversos estágios evolutivos de deformação, com geração de texturas protomilonítica, milonítica a ultramilonítica. Os milonitos são representados na área por xistos feldspáticos, quase sempre muito intemperizados e os ultramilonitos são classificados como sericita-quartzo xistos e sericita filitos, estes últimos verdadeiros filonitos. Nos xistos sericíticos, ocorre intensa venulação de quartzo, contendo por vezes cianita e turmalina.

As rochas plutônicas deste complexo foram estudadas por Hoffmann (1983a) e Cruz (2000), sendo os granitóides classificados como monzogranitos, granodioritos e sienitos. Essas rochas em geral são

megaporfíricas, com cristais tabulares de microclínio peritítico de até 6 cm no eixo maior. O caráter peraluminoso do magmatismo e a presença de muscovita primária levaram Hoffmann (1983a) a classificá-las como granitóides do tipo S. Determinações U/Pb em zircão forneceram idades de 2.839 +/- 14 Ma para a cristalização magmática e 1.844 +/- 15 Ma para um evento metamórfico superposto (Machado et al., 1989).

SUPERGRUPO RIO PARAÚNA

Na faixa de contato entre o Complexo de Gouveia e o Supergrupo Espinhaço, em especial no núcleo de Gouveia, ocorre o Grupo Costa Sena definido por Hoffmann (1983b) como uma seqüência de quartzomica branca filitos e xistos que grada para quartzitos micáceos e, algumas vezes, para quartzitos. Tais rochas foram depois reunidas, juntamente com os itabiritos e clorita filitos do Grupo Pedro Pereira (Carvalho, 1982), no Supergrupo Rio Paraúna, conforme proposta de Fogaça & Schöll (1984). Existe forte semelhança petrográfica entre os xistos do Grupo Costa Sena e as rochas miloníticas derivadas da deformação do Granito de Gouveia. Em diversos locais, xistos quartzosos foram encontrados intercalados entre xistos feldspáticos (milonitos do Granito de Gouveia), sem estarem associados a quartzitos ou rochas do Grupo Costa Sena. Em certos locais, granitos foram encontrados em meio ao Grupo Costa Sena, em situação que, em princípio, poderia ser interpretada como um contato intrusivo, mas que em exame mais cuidadoso revelou se tratar de domínios preservados da deformação.

Nas descrições iniciais do Grupo Costa Sena, cristais de feldspato potássico com características químicas e cristalográficas semelhantes às de feldspatos do Granito de Gouveia foram descritos nos xistos (Hoffmann, 1983b). Comparações morfológicas e estatísticas entre os zircões graníticos e os encontrados nesses xistos indicaram também características similares (Hoffmann, 1980). Em ambos os trabalhos, entretanto, tal autor considerou que feldspatos e zircões eram derivados detríticos do granito, daí a semelhança. De outro modo, quartzitos impuros, metaconglomerados e formações ferríferas bandadas ocorrem localmente na seqüência, e atestam a existência de sedimentos clásticos e químicos. Idades U-Pb obtidas em zircão de metarriolitos do Grupo Pedro Pereira, forneceram os seguintes resultados: 2.971 +/- 16 Ma para a idade de cristalização e 1.844 +/- 15 Ma para o metamorfismo

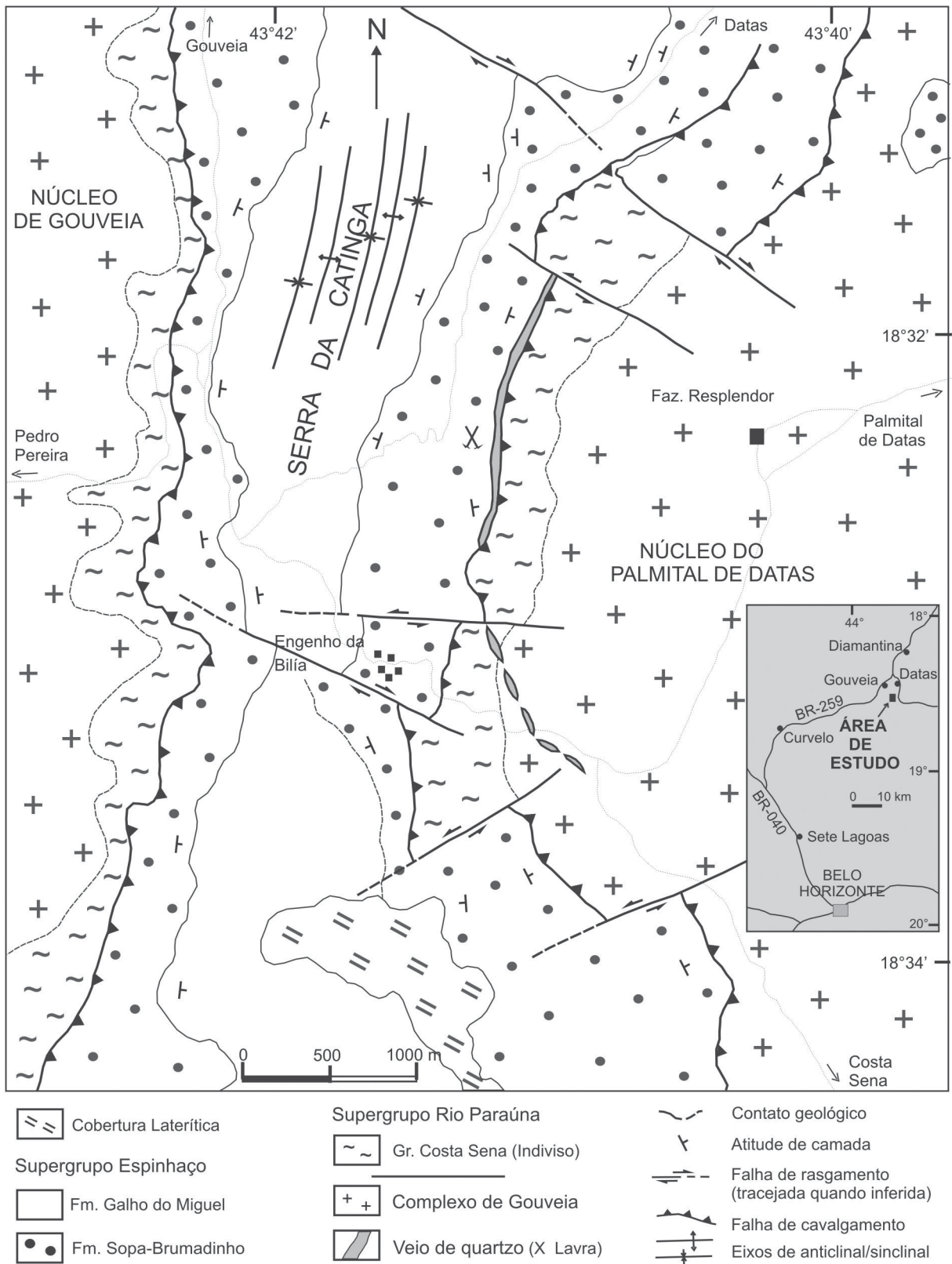


FIGURA 1. Geologia da região da Serra da Catinga (Datas/Gouveia, MG).

(Machado et al., 1989). Estes dados, comparados com os obtidos para o Granito de Gouveia, indicam que a seqüência vulcano-sedimentar seria mais antiga, ambos conjugando apenas o efeito metamórfico do Ciclo Transamazônico (~1,8 Ga). Tais discrepâncias ressaltam assim a necessidade de estudos detalhados, tanto petrogenéticos quanto geocronológicos, para esclarecer o relacionamento das rochas graníticas com o Supergrupo Rio Paraúna.

SUPERGRUPO ESPINHAÇO – FORMAÇÃO SOPA-BRUMADINHO

A unidade basal do Supergrupo Espinhaço na região é representada pela Formação Sopa-Brumadinho, a qual aparece em duas faixas distintas, alongadas no sentido norte-sul, margeando a Serra da Catinga. Ocorre em contato direto, dado por falhas de empurrão, com rochas do Complexo de Gouveia e do Supergrupo Rio Paraúna. Tal posicionamento levou Turinsky (1980) a sugerir a existência de um sinclinal invertido, de eixo com mergulho para leste, o que não foi reconhecido no presente estudo. A sedimentação do Supergrupo Espinhaço deu-se em uma bacia do tipo rifte, com desenvolvimento iniciado por volta de 1,75 Ga (Machado et al., 1989; Dussin, 1994). A Formação Sopa-Brumadinho é composta por quartzitos, desde finos até grossos, filitos sericíticos e, mais raramente, metaconglomerados. Filitos hematíticos, em corpos intrusivos tabulares, ocorrem em numerosos locais com espessuras pouco potentes (<10 m), não representáveis na escala adotada. Estruturas sedimentares incluem abundantes estratificações cruzadas, tabulares e acanaladas, além de marcas onduladas. Ao sul, na região de Presidente Kubitschek, Uhlein & Garcia (1987) interpretaram tais metassedimentos como de origem fluvial, o que tem sido corroborado por outros estudos regionais posteriores. Na área da Lavra Lambari II verificam-se boas exposições de rochas dessa unidade, cortadas por numerosos veios discordantes e concordantes e, capeando a seqüência, aparece o megaveio em foco, que sustenta a crista em relevo (Foto 1).

SUPERGRUPO ESPINHAÇO – FORMAÇÃO GALHO DO MIGUEL

Esta outra formação do Supergrupo Espinhaço também se estrutura na direção norte-sul, compondo o núcleo da Serra da Catinga, e corresponde a um bloco de largura variável em função de diversas falhas de rasgamento que se justapõem às duas faixas de exposição da Formação Sopa-Brumadinho (Figura 1). O contato com esta última unidade é estratigráfico e, principalmente na parte norte da serra, uma sucessão de dobras apertadas definem a estrutura braquissin-

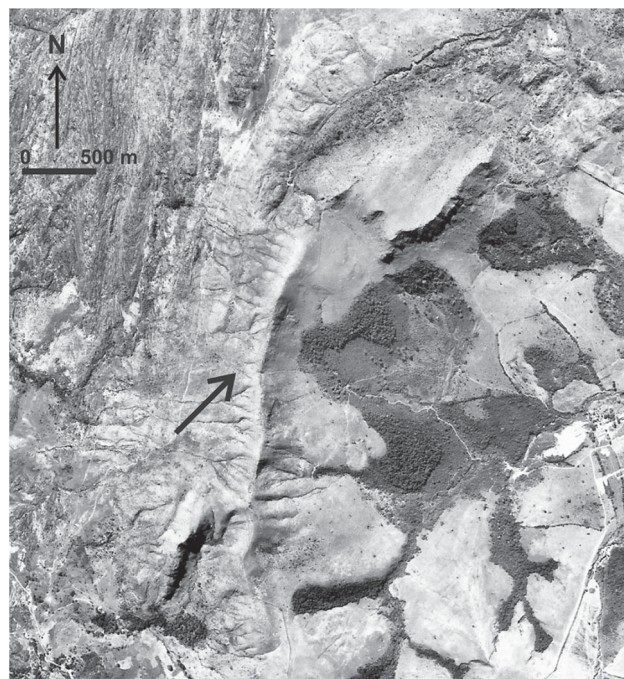


FOTO 1. Aerofoto ressaltando o megaveio de quartzo (seta), em época anterior a sua lavra. A leste da área do veio observa-se o relevo arrasado do Complexo de Gouveia e a oeste, metassedimentos do Supergrupo Espinhaço. A noroeste aparece o núcleo da Serra da Catinga, dominado pela Formação Galho do Miguel.
Fonte: DNPM/CPRM. Embrafoto, 1979.
Escala original 1:25.000.

clinal daquela área. A unidade compreende quartzitos puros, finos e bem selecionados, com abundantes estratificações cruzadas. Estas, particularmente no extremo norte do mapa, podem atingir até 50 m de largura. Uhlein & Garcia (1987) consideraram tais litotipos como de origem eólica em região próxima (Presidente Kubitschek), o que também foi constatado na área em função da litologia e estruturas primárias observadas.

ARRANJO ESTRUTURAL DA SERRA DO ESPINHAÇO NA ÁREA

A situação geológica peculiar, onde um estreito bloco de metassedimentos proterozóicos encontra-se como que espremido entre dois núcleos de rochas mais antigas, arqueanas, delinea a estruturação regional da região da Serra da Catinga. Nesse sentido, grandes falhas de empurrão orientadas norte-sul e com vergência para oeste, causam o cavalgamento das seqüências mais antigas sobre o Supergrupo Espinhaço. A estruturação sinclinal da serra, identificada principalmente nos quartzitos Galho do Miguel, possui pólos máximos em N6°E/30-40° para SE e NW (Figura 2A). Os cavalgamentos são marcados por forte foliação

milonítica e lineação de estiramento com atitude *downdip*, dada por cristais de quartzo, sericita e, mais raramente, óxidos de ferro. De modo característico nas proximidades do megaveio, observa-se uma foliação penetrativa orientada para N14°E/58°SE (pólo médio) (Figura 2B). Nas formações Sopa-Brumadinho (nas zonas externas ao megaveio de quartzo) e Galho do Miguel, as estruturas sedimentares primárias encontram-se parcialmente preservadas da tectônica compressiva atuante.

Os veios de quartzo têm geometria tabular, com terminações em forma de cunha, o que testemunha sua injeção nas rochas encaixantes. Estes veios são preferencialmente paralelos à foliação de atitude N10°E/54°SE, sendo também comuns, entretanto, famílias de veios coaxiais mas discordantes orientados segundo N4°W/65°SW (Figura 2 C e D). As relações de contato concordante e discordante da foliação com tais famílias de veios podem indicar suas gerações entre o período de maior deformação (durante a formação da foliação) a períodos pós-cinemáticos. A orientação preferencial em torno de N-S e a geometria subparalela à foliação, indicam ainda seu desenvolvimento sob um campo de esforços com a mesma orientação da tectônica responsável pela deformação regional. Atualmente, existe forte consenso em considerar toda a deformação que atua na Serra do Espinhaço como de idade do Brasiliano, sincrônica com a evolução do Orógeno Araçuai (eg., Uhlein et al., 1986; Dossin et al., 1990; Alkmin, 1995; Cruz, 2000; Alkmin et al., 2002; entre outros). A idade de tal evento tem sido interpolada no período entre 640 e 520 Ma (Alkmin et al., 2002).

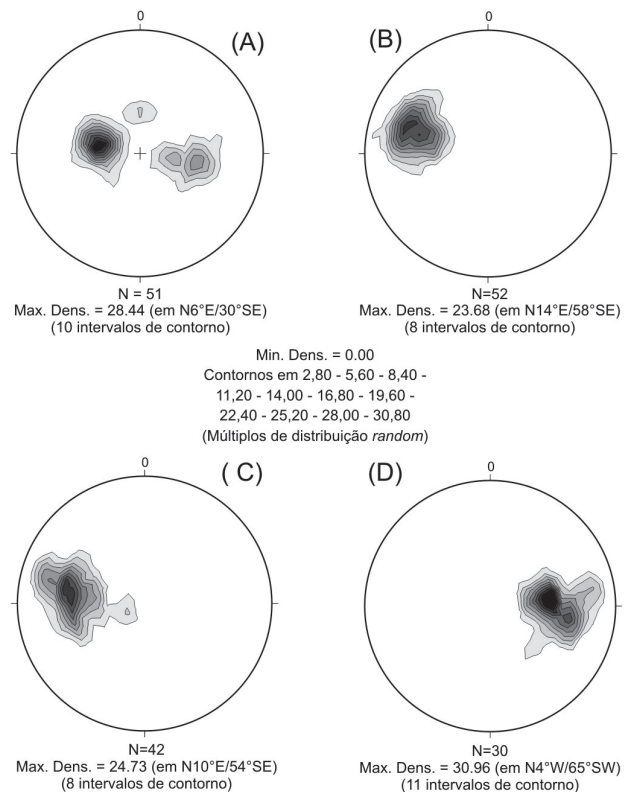


FIGURA 2. Estereogramas representativos da geometria de: estruturas primárias (acamamento) dos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço em **A**, de estruturas secundárias (foliação) principalmente das rochas xistosas em **B**, dos veios de quartzo encontrados na região da Serra da Catinga de famílias concordante em **C** e discordante da foliação em **D**.

CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS E RELAÇÕES VEIO-ENCAIXANTE

De maneira geral, os veios de quartzo são muito abundantes na região estudada, embora distribuam-se com frequência irregular, e ocorrem associados às estruturas de deformação. Levantamento detalhado na frente da lavra Lambari II incluiu perfis perpendiculares e ao longo do *strike* do veio, que se somou ao mapeamento geológico da área de entorno. O veio de quartzo pode ser compartimentado em dois segmentos. O primeiro possui cerca de 1,7 km de comprimento e espessura máxima de 30 m (Foto A da Prancha 1). Este segmento se dispõe de forma subparalela ao longo da foliação dos litotipos encaixantes, representados por quartzitos, filitos e metaconglomerados da Formação Sopa-Brumadinho. Na parte norte de tal segmento, o veio desaparece bruscamente, truncado por uma falha de direção NW-SE. Ao sul, passa a ter como encaixantes rochas graníticas e xistosas do complexo arqueano. No segundo segmento, não lavrado, o veio se caracteriza por volumes menos expressivos e/ou corpos

descontínuos de até 3 m de espessura, e os afloramentos aparecem como “pontas” esparsas em meio a rochas muito intemperizadas (Foto B da Prancha 1).

A descrição da faixa principal do megaveio é facilitada pela ampla exposição resultante da lavra, que permitiu observar também suas relações com as rochas encaixantes. Os perfis perpendiculares ao depósito caracterizaram um zoneamento típico, representado pelo adensamento do volume de veios a partir da rocha encaixante para o centro do corpo. Dessa forma, foi possível identificar-se as seguintes zonas, sem contatos perfeitamente definidos:

- Zona 1: Veios de quartzo esparsos, de espessuras não maiores que 4-5 cm, brancos, leitosos, encaixados em quartzitos, filitos e metaconglomerados bastante fraturados. A densidade de veios é de no máximo 5 veios/metro vertical. Tal zona apresenta espessuras variáveis entre 20-30 cm até 2 m, possuindo limite externo com a rocha encaixante (com



densidade desprezível de veios) e limite interno com a zona 2.

- Zona 2: Os veios mantêm as espessuras (4-5 cm), porém passam a ser mais densos (5-10 veios/metro vertical), apresentando-se ainda brancos e leitosos. Já a rocha encaixante (quartzito) torna-se intensamente fragmentada, comportando-se como pedaços desconectados no interior de veios quase maciços de quartzo (Foto C da Prancha 1). Isto permite que tal encaixante seja facilmente removível pelo intemperismo, o que gera uma aparência de grandes *boxworks*.
- Zona 3: O quartzo é relativamente menos leitoso em relação às zonas mais externas, e os veios localmente apresentam cavidades de tamanho centimétrico, às vezes preenchidas por drusas de quartzo hialino e/ou esfumado. As rochas encaixantes são raros fragmentos quartzíticos, espremidos em uma matriz quase maciça de quartzo leitoso, com algumas poucas porções onde aparecem drusas em geral mal cristalizadas.

PRANCHA 1. Fotografias do megaveio de quartzo da Serra da Catinga. **A:** Visão geral da lavra (parte sul), vista a partir da estrada que passa pela localidade de Engenho da Bilíá, em direção a Gouveia, a oeste da serra. **B:** Uma das “pontas” aflorantes do segmento meridional do veio, onde o mesmo se apresenta irregular e descontínuo. Ao fundo, a parte setentrional quando em plena exploração. **C:** Detalhe da zona 2 do veio principal, mostrando o forte emaranhado de 5-10 veios por metro vertical.

ORIGEM, TRANSPORTE E COLOCAÇÃO DO QUARTZO

Os veios de quartzo da região da Serra da Catinga apresentam características estruturais que indicam sua formação, com transporte e deposição da sílica como resultantes do evento metamórfico e deformacional que atingiu conjuntamente embasamento e cobertura metassedimentar durante o Ciclo Brasiliano, no final do Neoproterozóico. A sílica nestes veios provavelmente foi gerada por segregação metamórfica, seguida de percolação através de condutos em direção às zonas de alívio de pressão. O processo de milonitização, acompanhado pelo aumento de temperatura, parece ter sido o mecanismo gerador desta segregação possivelmente a partir dos quartzo xistos, que ocorrem

tanto em meio ao embasamento milonitizado quanto no Supergrupo Rio Paraúna, os quais, na etapa final de deformação, podem ter se transformado em filonitos, com predominância absoluta de minerais micáceos. O caráter monominerálico dos veios aponta para tal fonte.

Carvalho (1982) propôs uma gênese hidrotermal epigenética para este depósito, bem como Chaves et al. (2003) para veios de uma outra região próxima, na Serra do Juá. Esta hipótese é corroborada pelo caráter irregular dos contatos, sem a definição de planos contínuos com a encaixante, indicando a forte interação das soluções hidrotermais com as rochas hospedeiras. Em adição, a dimensão quilométrica do

veio e sua grande espessura favorecem tal modo genético, que costuma ocorrer em veios maiores que 1 km de comprimento e mais espessos que 1 m (Fyfe et al., 1978). O aquecimento causado pelo evento Brasiliano na região de Gouveia, com temperaturas da ordem de 350-450°C (Hoffmann, 1980; Cruz, 2000), é suficiente para explicar a grande quantidade de quartzo encontrado sob tal forma. Além da temperatura, o outro fator crítico para a geração de soluções hidrotermais é a quantidade de água disponível na rocha fonte. Fyfe et al. (1978) sugerem que o volume de água necessário deve ser da ordem de 10^3 a 10^4 vezes maior que o volume de quartzo presente no veio. Neste sentido, as rochas metassedimentares do Supergrupo Espinhaço podem ter sido de grande importância como aquíferos, já que arenitos fluviais e eólicos possuem altas porosidades.

Na apresentação do modelo de geração dos veios da Serra da Catinga, uma associação com as três zonas descritas no item anterior pode ser visualizada. Desse modo, as soluções saturadas em sílica depositaram sua carga ao ascenderem através de fraturas ou conjunto de fraturas. A existência de veios de distintas gerações que se cortam sucessivamente permite definir vários períodos, ou pulsos de migração dos fluidos, onde cada episódio é acompanhado também por precipitação de sílica, conforme ilustrado esquematicamente na Figura 3. Em tal esquema, inicialmente as soluções hidrotermais precipitam-se na rocha hospedeira, de modo a constituírem a primeira geração de veios (Figura 3A). Esse grupo primário de veios se estabelece nos planos de foliação das rochas encaixantes, de forma a representarem uma armadilha estrutural provavelmente associada ao decréscimo da pressão e temperatura do fluido, por constituir uma posição crustal mais elevada e, logo, mais fria. Em seqüência, novos fluidos devem ter sido gerados no mesmo evento. Tais soluções migraram pelas zonas de fraqueza das rochas encaixantes seguindo o caminho da primeira geração de veios, vindo a depositar em junto a esta (Figura 3B). As precipitações episódicas podem explicar a existência de veios que se cortam, permitindo ainda um adensamento do volume de quartzo depositado em direção ao setor central, dando origem ao zoneamento. O processo prosseguiu com novos episódios de migração de soluções saturadas em sílica e precipitações (Figura 3C), definindo a zona de núcleo que passou a constituir um espesso e quase maciço veio de quartzo. Nesse núcleo, a cristalização mais lenta permitiu a formação local de bolsões onde drusas de quartzo bem cristalizadas atapetam internamente as suas bordas.

Outro modelo genético para veios da região foi proposto por Cruz (2000) e Cruz et al. (2005), ao reconhecerem, em zonas de cisalhamento do núcleo

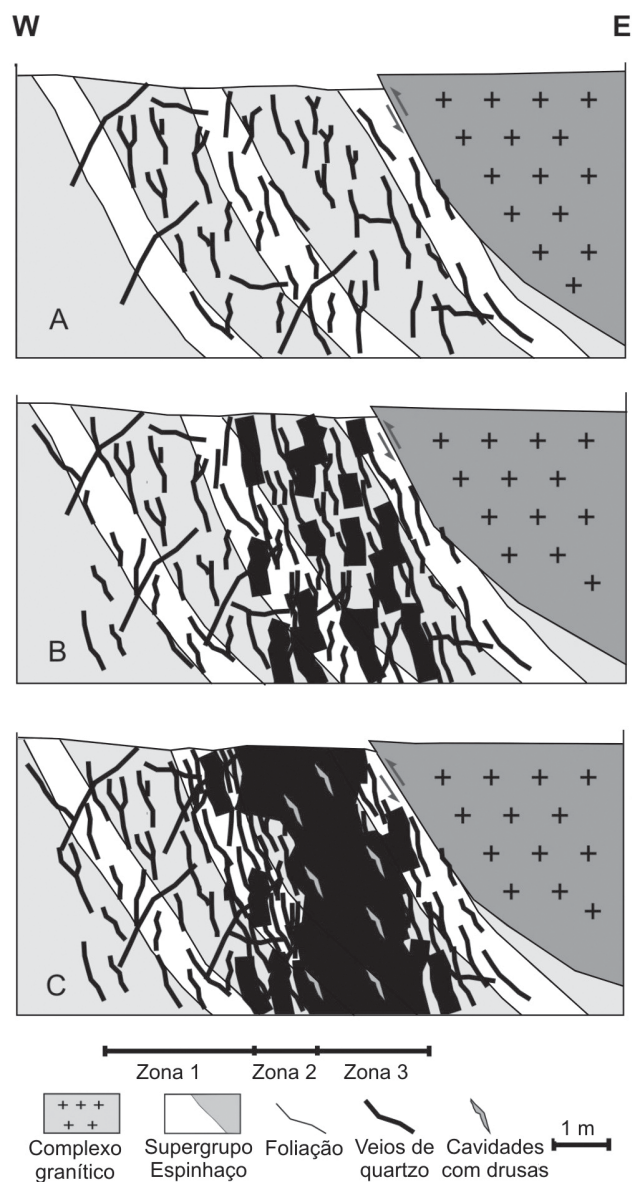


FIGURA 3. Modelo proposto para a formação do megaveio de quartzo da Serra da Catinga. **A, B e C** representam três estágios propostos para sua formação, ressaltando o adensamento do volume de veios em direção ao centro do corpo, ou das zonas 1 para 3.

de Gouveia, duas fases de deformação, sincrônicas com a evolução orogénica. A mais antiga e dominante foi designada “Dr”, apresentando rochas desde miloníticas até filoníticas que marcariam a fase compressiva de edificação do orógeno. Processos relacionados a essa fase incluem metassomatismo, onde grande volume de fluidos aquosos causaram a hidratação de feldspatos e a geração de veios de quartzo ao longo de fraturas de tração. Uma outra fase observada, “Dn”, de menor expressão, possui elementos estruturais que truncam a trama de “Dr” (tal fase marcaria o registro do colapso orogénico). Esses autores relacionaram o desenvolvimento dos veios à

filonitização da fase “Dr”, quando reações pertinentes poderiam gerar extensos volumes de sílica e significativas perdas de massa, bem como transporte de sílica por um fluido aquoso e mineralogia de alteração metassomática mais hidratada que a original. A colocação dos veios se daria em fraturas de tração sin-Dr, geradas em função de um campo de tensão cuja direção de compressão máxima é subhorizontal.

Quando truncados pelas zonas de cisalhamento compressivas, os veios seriam rotacionados e paralelizados à foliação principal. Tal modelo, entretanto, não observa o controle litológico dos megaveios nos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço, conforme destacado no presente trabalho e em Chaves et al. (2003) e, por isso, deve em princípio ser limitado à zona interna do núcleo de Gouveia.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O megaveio de quartzo presente na Serra da Catinga se dispõe subparalelizado à foliação observada nos litotipos encaixantes, da Formação Sopa-Brumadinho. A faixa de concentração de veios de quartzo apresenta zoneamento tipificado pelo adensamento do número de veios, com passagens laterais de uma zona com veios esparsos (1 a 5/m vertical) de espessuras não maiores que 4-5 cm, para zonas mais internas onde os veios passam a ter maior densidade vertical (5 a 10/m vertical). Na zona interna ocorre um adensamento dos veios onde o quartzo é menos leitoso e as rochas encaixantes são reduzidas a fragmentos brechados de quartzito.

O paralelismo observado com a foliação de cavalgamento indica que provavelmente ambas estruturas foram geradas em regime dúctil, por mecanismo de cisalhamento de baixo ângulo em um processo contínuo de deformação. A caracterização destas estruturas

também permite definir que o sentido do transporte tectônico foi de E para W, aproximadamente paralelo à direção da lineação de estiramento, o que é plenamente compatível com a tectônica tangencial, de caráter regional, reportada na borda sudeste do Cráton do São Francisco durante o Ciclo Brasileiro (*eg.*, Uhlein et al., 1986; Dossin et al., 1990).

Desse modo, as características morfológicas e geométricas descritas no presente trabalho estabelecem condições genéticas para um modelo epigenético e definem os controles litológicos (quartzitos da Formação Sopa-Brumadinho), estruturais (paralelismo com a foliação de cavalgamento regional), cronológicos (idade neoproterozóica) e estratigráficos (contato entre o embasamento e a base do Supergrupo Espinhaço) na formação de tais importantes depósitos de quartzo na Serra do Espinhaço Meridional.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado ao longo de três etapas de campo, concomitantes com a orientação de estágios no Centro de Geologia Eschwege, em Diamantina (IGC/UFMG), nos períodos de 12/1-24/1/2004 (UFOP), 15/3-27/3/2004 (UERJ) e 30/10-10/11/2006 (UFRRJ). No segundo destes, o autor contou com a preciosa colaboração dos Profs. Miguel Tupinambá e Mauro Geraldês com suas críticas, sugestões e esboço preliminar da Figura 3. No terceiro estágio, contou-se ainda com o auxílio do Prof. Euzébio Gil nos trabalhos de campo. O CNPq concedeu bolsa de produtividade em pesquisa. O autor consigna agradecimentos a essas pessoas e entidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ALKMIN, F.F. O anticlinório de Gouveia: exemplo de culminação antiformal nucleada pelo embasamento. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 8, 1995, Diamantina. **Anais...** Diamantina: Sociedade Brasileira de Geologia (MG), 1995, p. 1-2.
2. ALKMIN, F.F.; MARSHAK, S.; PEDROSA-SOARES, A.C. O registro estrutural do colapso da porção brasileira do orógeno Araçuaí-Oeste Congo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 46, 2002, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa: Sociedade Brasileira de Geologia, 2002, p. 287-288.
3. CARVALHO, A.S. **Geologia e gênese das mineralizações de quartzo no Espinhaço Meridional, Minas Gerais - Brasil**. Brasília, 1982. 94 p. Tese (Mestrado) – Departamento de Geociências, Universidade de Brasília.
4. CHAVES, M.L.S.C.; KARFUNKEL, J.; QUEMÉNÉUR, J.J. Depósitos de quartzo da região de Batatal (Diamantina, Minas Gerais). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 9, 1997, Ouro Preto. **Anais...** Ouro Preto: Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo de Minas Gerais, 1997, p. 103-104.
5. CHAVES, M.L.S.C.; FAVACHO-SILVA, M.; NICÁCIO, M. Tipologia dos depósitos de quartzo gemológico de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 10, 1999, Brasília. **Anais...** Brasília: Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo de Minas Gerais, 1999, p. 42.
6. CHAVES, M.L.S.C.; TUPINAMBÁ, M.; KARFUNKEL, J. Estruturação “em rosário” dos depósitos de quartzo hidrotermal do Morro do Juá (Gouveia, MG). **Revista da Escola de Minas**, v. 56, n. 1, p. 15-20, 2003.
7. CRUZ, S.C.P. **Zonas de cisalhamento no núcleo do Anticlinal de Gouveia (MG): processos deformacionais e metamórficos**. Ouro Preto, 2000. 276 p. Dissertação

- (Mestrado) – Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto.
8. CRUZ, S.C.P.; JORDT-EVANGELISTA, H.; ALKMIM, F.F. Variações mineralógicas na zona de cisalhamento de Gouveia (MG) e suas implicações no processo de reativação tectônica. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 4, p. 453-462, 2005.
 9. DOSSIN, T.M.; CHAVES, M.L.S.C.; DOSSIN, I.A. Mineralizações auríferas associadas às zonas de cisalhamento brasileiras do Espinhaço Meridional (Minas Gerais). **Revista de Geologia**, v. 3, n. 1, p. 19-28, 1990.
 10. DUSSIN, T.M. **Associations volcano-plutoniques de l'Espinhaço Meridional (SE-Brésil)**. Orléans (France), 1994. 177 p. Thèse (Docteur) – Université d'Orléans.
 11. FOGAÇA, A.C.C. & SCHÖLL, W.U. Estratigrafia e tectônica das rochas arqueanas e proterozóicas da região de Guinda e Gouveia (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984, v. 2, p. 2638-2653.
 12. FYFE, W.S.; PRICE, N.J.; THOMPSON, A.B. **Fluids in the earth's crust: their significance in metamorphic, tectonic, and chemical transport processes**. Elsevier, p. 325, 1978.
 13. HOFFMANN, C. Neugliederung und geologische Geschichte der "Präminas-Gesteine" in der Südlichen Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasilien. **Forschungen zur Geologie und Paläontologie**, v. 51, p. 183-197, 1980.
 14. HOFFMANN, C. The Archean peraluminous Gouveia Granite. Its structure, geochemistry, and phase petrology (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil). **Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen**, v. 146, n. 2, p. 151-169, 1983. (a).
 15. HOFFMANN, C. The Costa Sena Group – an Early Proterozoic supracrustal succession and the evolution of the Southern Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. **Forschungen zur Geologie und Paläontologie**. Teil I, H. 3/4, p. 446-458, 1983. (b).
 16. MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F.R.; KNAUER, L.G.; ALMEIDA-ABREU, P.A. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5, 1989, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo de Minas Gerais, 1989, p. 171-174.
 17. PFLUG, R. A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais, Brasil. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, v. 226, p. 1-55, 1965.
 18. TURINSKY, F. Mapeamento geológico de detalhe da região sul de Datas e Gouveia (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brasil). **Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie**, v. 51, p. 279-294, 1980.
 19. UHLEIN, A. & GARCIA, A.J. Estratigrafia, sedimentologia e tectônica do Supergrupo Espinhaço na região de Presidente Kubitschek, MG. In: SIMPÓSIO SOBRE SISTEMAS DEPOSICIONAIS NO PRÉ-CAMBRIANO, 1, 1987, Ouro Preto. **Anais...** Ouro Preto, Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo de Minas Gerais, 1987, p. 97-111.
 20. UHLEIN, A.; DOSSIN, I.A.; CHAVES, M.L.S.C. Contribuição à geologia estrutural e tectônica das rochas arqueanas e proterozóicas da Serra do Espinhaço Meridional. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986, Goiânia. **Anais...** Goiânia: Sociedade Brasileira de Geologia, 1986, v. 3, p. 1191-1199.

*Manuscrito Recebido em: 5 de fevereiro de 2007
Revisado e Aceito em: 4 de setembro de 2007*

