

Geologia, mineralogia, inclusões fluidas e gênese dos depósitos de titanita-epidoto de Capelinha, Minas Gerais

Geology, mineralogy, fluid inclusions and genesis of titanite-epidote deposits from Capelinha, Minas Gerais

Mario Luiz de Sá Carneiro Chaves¹, Eder Luiz Tolentino Junior¹, Coralie Heinis Dias¹, Antônio Wilson Romano¹

¹Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais - UFMG, Avenida Antônio Carlos, 6.627, CEP 31270-901, Belo Horizonte, MG, BR (mlschaves@gmail.com; toletino.eder@yahoo.com.br; co.dias.minas@gmail.com; romanoaw@gmail.com)

Recebido em 20 de dezembro de 2016; aceito em 21 de setembro de 2017

Resumo

Nas proximidades da cidade de Capelinha, Minas Gerais, ocorrem depósitos de titanita-epidoto associados a veios pegmatoides ricos em albita e/ou adularia, nos arredores de duas localidades principais conhecidas como Campo do Boa e Fanadinho. Tais depósitos estão hospedados em um xisto metavulcânico básico, rico em titânio, composto principalmente por albita, epidoto, actinolita, titanita e quartzo, relacionado à Formação Capelinha (Grupo Macaúbas), de idade toniana; o protólito dessa rocha foi determinado como um álcali-basalto, que foi metamorfoseado em fácies anfibolito. Os veios apresentam espessura que varia entre alguns decímetros até cerca de 4 m, e são constituídos principalmente por albita, parcial a inteiramente caulinizada na área do Fanadinho, onde também são mais ricos em epidoto. Quartzo é raro, enquanto as micas são ausentes. Análises por difração de raios X, fluorescência de raios X e microsonda eletrônica, além de estudos de inclusões fluidas, permitiram caracterizar a titanita e minerais associados nesses depósitos. A titanita e, mais raramente, o epidoto podem formar drusas excepcionais, muito apreciadas por colecionadores de minerais, cujos monocristais em geral maclados podem alcançar alguns centímetros ao longo do eixo “c”. Outros minerais importantes nesses veios, embora incomuns, são apatita, ilmenita e actinolita. Estudos de inclusões fluidas indicaram uma temperatura mínima de cristalização na faixa de 300 a 450°C. Em termos genéticos, tal mineralização relaciona-se, primeiramente, à extrusão dos basaltos ricos em titânio, os quais foram metamorfoseados no Ciclo Brasileiro (± 570 Ma), com provável formação e enriquecimento de titanita. As temperaturas mínimas de aprisionamento das inclusões fluidas encontradas são plenamente compatíveis com as condições de fácies anfibolito. Esses dados indicam que os fluidos hidrotermais percolaram as rochas encaixantes ainda no processo de metamorfismo, provavelmente ao final desse processo.

Palavras-chave: Titanita; Epidoto; Capelinha; Minas Gerais.

Abstract

Near Capelinha town, Minas Gerais State, Brazil, titanite-epidote deposits occur associated with pegmatoid veins rich in albite and/or adularia, around two main distinct sites known as Campo do Boa and Fanadinho. These deposits are hosted by a titanium-rich, metavolcanic basic schist, mainly composed by albite, epidote, actinolite, titanite and quartz, of Tonian age. This rock protolite has been identified as an alkali-basalt, metamorphosed at amphibolite facies. These veins present thickness which varies from decimeters to about 4 m, and they are mainly composed by albite, which is partial to entirely kaolinized in the Fanadinho area, where they are also richer in epidote. Quartz is rare, and micas are absent. X-ray diffraction, X-ray fluorescence, electronic microprobe analyses, and fluid inclusions studies allowed to characterize titanite and the main associated minerals in the deposits. Titanite and more rarely epidote can form exceptional druses, very appreciated by mineral collectors, with monocystals commonly twinned and reaching few centimeters along the “c” axis. Apatite, ilmenite and actinolite, though unusual, are other important minerals in these veins. Fluid inclusions studies indicated a minimum crystallization temperature in the range of 300 to 450°C. Mineralization is genetically related, firstly, to the extrusion of titanium-rich basalts, which have been metamorphosed during the Brasileiro Cycle (± 570 Ma), probably associated with titanite growth and enrichment. Minimum temperatures found for fluid inclusions trapping are completely compatible with amphibolite facies conditions. These data indicate that hydrothermal mineralizing fluids percolated surrounding rocks still during the metamorphism process, probably at its final stage.

Keywords: Titanite; Epidote; Capelinha County; Minas Gerais State.

INTRODUÇÃO

Algumas dezenas de veios e bolsões de feldspato com titanita-epidoto, associados a rochas metavulcânicas neoproterozoicas, são conhecidos a nordeste e noroeste de Capelinha, Minas Gerais, desde o final da década de 1960. Tais depósitos foram descobertos na localidade conhecida como Campo do Boa, a noroeste da cidade, e fornecem ainda atualmente drusas e amostras de cristais para coleção de alta qualidade, além de abundante material com aproveitamento gemológico. No final dos anos 1990, encontraram-se novos depósitos similares a nordeste da cidade, na área do baixo Ribeirão Fanadinho. Esses depósitos, também em plena produção, mostraram-se muito mais ricos e variados mineralogicamente do que os primeiros, tendo já fornecido toneladas de material para amostras de coleção, principalmente em agregados com epidoto em matriz de albita e/ou adularia.

O objetivo principal deste trabalho é apresentar novos dados quanto à geologia e petrografia local e à mineralogia associada (particularizando análises de raios X, microsonda eletrônica e inclusões fluidas) dessas áreas mineralizadas ao norte de Capelinha. A partir desses dados, procurou-se desenvolver um modelamento genético integrado para tais depósitos, tentando ainda estabelecer um possível relacionamento destes com a Província Pegmatítica Oriental do Brasil, onde geograficamente se situam.

SÍNTESE GEOLÓGICA REGIONAL

A região de Capelinha está situada na porção centro-nordeste de Minas Gerais, na borda leste da Serra do Espinhaço. Essa região é ainda pouco conhecida em termos geológicos. Mapeamento de cunho regional, na escala 1:250.000, deve-se a Fontes et al. (1978), no âmbito do “Projeto Jequitinhonha” (Departamento Nacional de Produção Mineral/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – DNPM/CPRM). Posteriormente, o “Projeto Espinhaço” (Companhia Mineradora de Minas Gerais/Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais – COMIG/IGC-UFMG) levantou grande parte da informação sobre a serra homônima em Minas Gerais (incluindo suas margens) na escala de 1:100.000; o projeto abrangeu as áreas onde se localizam as mineralizações de titanita-epidoto, inseridas nas folhas Capelinha (Baars et al., 1996) e Malacacheta (Guimarães et al., 1996). Nesses trabalhos, foram reconhecidas três unidades litoestratigráficas maiores, pré-cambrianas — as formações Serra Negra (Grupo Guanhães), Capelinha e Salinas (ambas do Grupo Macaúbas), da base para o topo, cobertas por sedimentos detrítico-lateríticos neógenos (Figura 1).

A Formação Serra Negra (Grupo Guanhães) aflora segundo uma faixa leste-oeste ao sul de Capelinha (Figura 1), constituindo o extremo norte da “Serra Negra”. Essa estrutura

foi considerada por Uhlein (1991) como formada por faixas alternantes de rochas gnáissicas arqueanas, com rochas xistosas e quartzíticas atribuídas ao Supergrupo Minas (Paleoproterozoico). No Projeto Espinhaço (Baars et al., 1997; Guimarães e Grossi-Sad, 1997), assumiu-se que ambas as sequências eram partes de um mesmo conjunto litoestratigráfico, com biotita gnaisses bandados e laminados, localmente milonitizados ou migmatizados, além de intercalações de anfibolitos, rochas calciossilicáticas, micaxistos e quartzitos ocorrendo localmente no topo da sequência. Esses metassedimentos foram depositados no Arqueano (Uhlein, 1991), embora estudos geocronológicos de maior detalhe ainda sejam necessários. A Formação Serra Negra é cavalgada por litotipos mais novos das formações Capelinha e Salinas.

A Formação Capelinha, que contém os depósitos estudados, foi descrita por Grossi-Sad et al. (1993) e Noce et al. (1997), posicionada no topo do Grupo Macaúbas acima da Formação Salinas. Um empilhamento estratigráfico diferente para esse grupo foi proposto recentemente por Castro (2014), redefinindo a Formação Capelinha na porção basal do Grupo Macaúbas, de idade toniana e equivalente a outras sequências “pré-glaciais” de tal sequência. Esse último autor designou uma “Unidade Inferior” constituída de quartzitos, quartzitos micáceos e quartzos xistos, com intercalações de rochas metabásicas (anfibolitos), que tipificaram originalmente a unidade (Grossi-Sad et al., 1993), e uma “Unidade Superior”, constituída de micaxistos localmente com granada e/ou estaurolita, além de raras intercalações de xistos carbonosos, os quais, no Projeto Espinhaço, foram incluídos na Formação Salinas (Baars et al., 1996; Guimarães et al., 1996).

Como as áreas enfocadas no presente estudo estão inseridas na unidade basal, que constituía a Formação Capelinha original (quartzitos e metavulcânicas), preferiu-se adotar a cartografia e as nomenclaturas utilizadas naquele projeto. Essa formação ocupa as porções de relevo mais baixo, a norte e noroeste da cidade, em uma faixa de direção NW-SE desde a localidade de São Caetano (Figura 1). As melhores exposições de quartzito, seu principal litotipo, podem ser observadas nas frentes de lavra do Campo do Boa (Figura 2A). Estruturas sedimentares originais são localmente bem preservadas, como estratificações plano-paralelas e cruzadas de baixo ângulo (Figura 2B). A Formação Salinas, ou “Unidade Superior” da Formação Capelinha, aflora em extensa região a oeste, norte e leste da cidade de Capelinha. Ao sul, seus litotipos ocorrem empurrados sobre o Grupo Guanhães, em contatos definidos por zonas cisalhadas (Baars et al., 1996; Guimarães et al., 1996).

Em termos geotectônicos, tal região insere-se em um setor tectono-metamórfico complexo do Orógeno Araçuaí, designado de “Domínio Capelinha” (Pedrosa-Soares et al., 1993) ou “Faixa de Dobramentos Capelinha” (Queiroga et al., 2016), onde estruturas pós-colisionais relacionadas ao colapso do

orógeno estão superimpostas a estruturas colisionais do mesmo. Castro (2014) obteve datações U-Pb para zircões do xisto hospedeiro da mineralização. A população mais jovem, magmática e indicadora da idade de cristalização da rocha, forneceu

idade concórdia de 957 ± 14 Ma. De modo análogo, zircões detríticos dos quartzitos associados na mesma sequência forneceram uma idade máxima de sedimentação em torno de 970 Ma, confirmando uma idade toniana. Ainda segundo

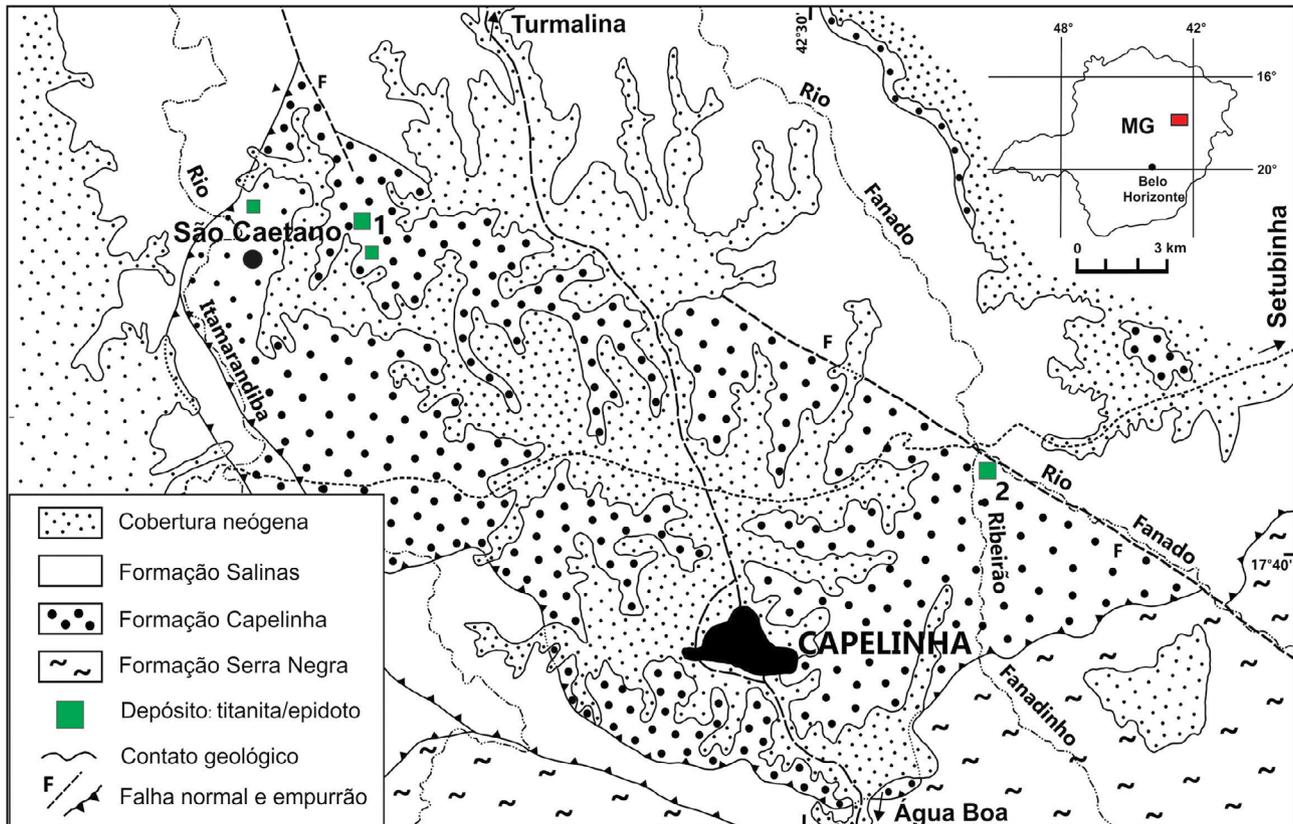


Figura 1. Mapa geológico da região de Capelinha (parcial e modificado de Baars et al., 1996, e Guimarães et al., 1996) mostrando as duas principais áreas de produção de titanita-epidoto: (1) Campo do Boa; (2) Fanadinho. No alto, à direita, posição da área do mapa em relação ao estado de Minas Gerais.

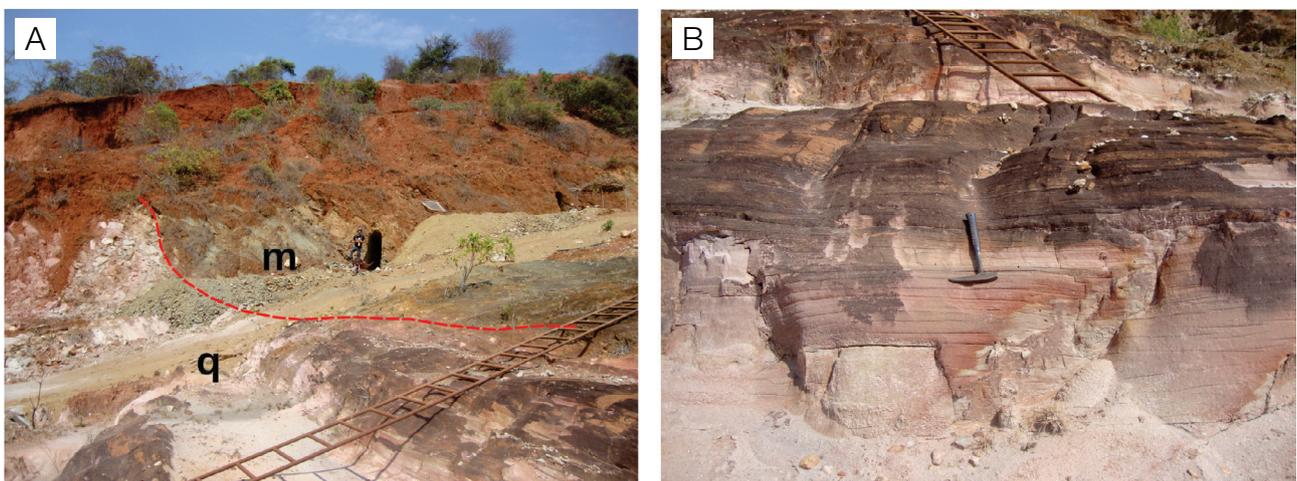


Figura 2. Afloramentos na área do Campo do Boa onde se desenvolvem as atividades de garimpo dos depósitos de titanita-epidoto. (A) O tracejado em vermelho indica o contato entre quartzito branco rosado da Formação Capelinha (q) sobreposto por rochas metavulcânicas (m) esverdeadas; (B) detalhe do quartzito inferior, apresentando estratificações plano-paralela e cruzada de baixo ângulo.

esse autor, o metamorfismo superimposto ocorreu por volta de 570 Ma (U-Pb em titanita), sob condições de fácies anfibolito e definindo sua idade brasileira.

Nos trabalhos de campo, realizou-se uma seção geológica entre as áreas do Campo do Boa e do Fanadinho. Seguindo a informação de garimpeiros sobre uma possível ocorrência de “ametista” nas cercanias do primeiro local, descobriu-se no Córrego Santa Catarina um corpo pegmatítico de 0,5 a 0,7 m de espessura (Figura 3A), subconcordante com a foliação do xisto milonítico encaixante, de atitude N20°W/15-20°NE. Esse xisto se assemelha a um dos litotipos típicos da Formação Serra Negra, podendo constituir um enclave tectônico de tal sequência na área; entretanto, o xisto poderia também constituir parte da própria Formação Capelinha em zona de cisalhamento. O pegmatito, homogêneo e não zonado, é formado por quartzo, microclínio, muscovita, schorlita e, principalmente, lepidolita, o que dá um aspecto roxo forte ao corpo (Figura 3B).

GEOLOGIA E MINERALOGIA DOS DEPÓSITOS

Três principais áreas portadoras de depósitos com titanita-epidoto semelhantes foram reconhecidas nos entornos da cidade de Capelinha: Campo do Boa, Fanadinho e Bananal-Glucínio. Essa última localidade é de descoberta mais recente (2015) e, apesar de material proveniente de lá estar disponível no mercado, tal área não foi visitada.

Área do Campo do Boa

Segundo Cassedanne e Cassedanne (1971), esse depósito foi descoberto em 1966, ao acaso, quando se achou um veio contendo titanita muito bem cristalizada, inicialmente confundida com brazilianita. Ainda atualmente, muitos

garimpeiros locais tratam o mineral como “brasilionita”, e mesmo no Projeto Espinhaço isso foi erroneamente aceito (Baars et al., 1996; 1997; Guimarães et al., 1996; Guimarães e Grossi-Sad, 1997). Na verdade, o Campo do Boa é uma área mais extensa, com cerca de 5 km alongada na direção E-W, onde ocorrem dezenas de veios mineralizados (Figura 4A). A zona de garimpo principal, na atualidade, possui coordenadas 749850-900E/8056430-450N, obtidas por aparelho GPS (Sistema de Posicionamento Global) com sistema de coordenadas Universal Transversa de Mercator, estando localizada entre as cotas 765 e 775 m (Figura 1).

Nessa região, ocorrem quartzitos finos a médios, de atitudes de acamamento em torno de N50 – 55°E/30 – 35°NW, que são capeados por rochas metavulcânicas básicas, xistosas, com atitudes de foliação semelhantes. Muitas vezes o quartzito constitui o piso das galerias. Essas consistem em uma série de pequenas escavações longas e estreitas (Figura 4B), muitas desabadas, além de poços inacessíveis, que exploram por garimpagem veios lenticulares de quartzo alinhados aproximadamente na direção N70°E, ou seja, subparalelos à foliação, encaixados nas rochas metabásicas com mergulhos baixos para norte. Tais veios possuem espessuras variáveis até cerca de 50 cm. Corpos lenticulares ou em forma de “buchos” também são frequentes (Figuras 4C e 4D).

Nos veios feldspáticos, a albita forma agregados euédricos, decimétricos, muito apreciados como amostras de coleção. O quartzo, mais raro, de cristalização imperfeita, é em geral hialino e de porte decimétrico, ocorrendo irregularmente disperso. Os veios podem conter, ainda, cristais de epidoto, titanita e/ou turmalina, isolados ou em grupos, por vezes sobre uma base comum correspondendo a fragmentos de epidoto englobados no quartzo. As drusas de quartzo são atapetadas por epidoto e/ou titanita, e as cavidades, de dimensões decimétricas, são revestidas de cristais de albita, associados ou não a algum dos minerais precedentes.



Figura 3. (A) Veio pegmatítico encaixado em xisto milonítico na área do Campo do Boa; (B) detalhe do bolsão de lepidolita no corpo.

Nas drusas, os cristais de titanita apresentam-se de maneira desordenada, em geral de 2 a 3 cm (eixo “c”), e algumas vezes multacentimétricos, com alguns raríssimos indivíduos superiores a 10 cm. Cassedanne e Cassedanne (1971) descreveram à época o maior deles medindo $12 \times 4 \times 5$ cm. Eles são transparentes, a coloração é sempre verde amarelada e o brilho resinoso. Certas faces podem ser corroídas ou estriadas, e as fraturas internas, restritas aos cristais, são frequentes, o que explica a raridade das gemas lapidáveis de maior porte. Cristais únicos são pouco frequentes, e tais autores descrevem dois tipos de geminação: de contato (frequente), segundo o plano (100), e de penetração cruciforme, com o plano da macla paralelo a (010), ocorrendo ainda dupla macla de contato e de penetração dos tipos relacionados.

Dois lâminas delgadas permitiram caracterizar petrograficamente a rocha metabásica encaixante na área do Campo do Boa. A primeira amostra (CB-01) apresenta coloração

cinza esverdeada e granulação muito fina. Ao microscópio (Figuras 5A e 5B), é possível identificar uma textura granoblástica formada por minerais xenoblásticos equigranulares; a maior parte dessa rocha é composta por epidoto de granulação fina ($\pm 65\%$). Há ocorrência de minerais opacos, quartzo, titanita de granulação bem fina e actinolita ($\pm 35\%$), além de um veio milimétrico de quartzo ao longo da rocha, onde é possível observar cristais com variação de tamanho e cristalização do centro às bordas. Tal rocha foi classificada como um epidosito.

A outra amostra (CB-02) apresenta coloração verde, com grãos finos de albita, e grãos grossos de titanita e epidoto, sendo resultantes de uma cristalização secundária. Na observação ao microscópio (Figuras 5C e 5D), também é possível identificar sua textura granoblástica constituída por minerais xenoblásticos inequigranulares. A maior parte da rocha é formada por quartzo e albita ($\pm 60\%$) de granulação média, além de epidoto

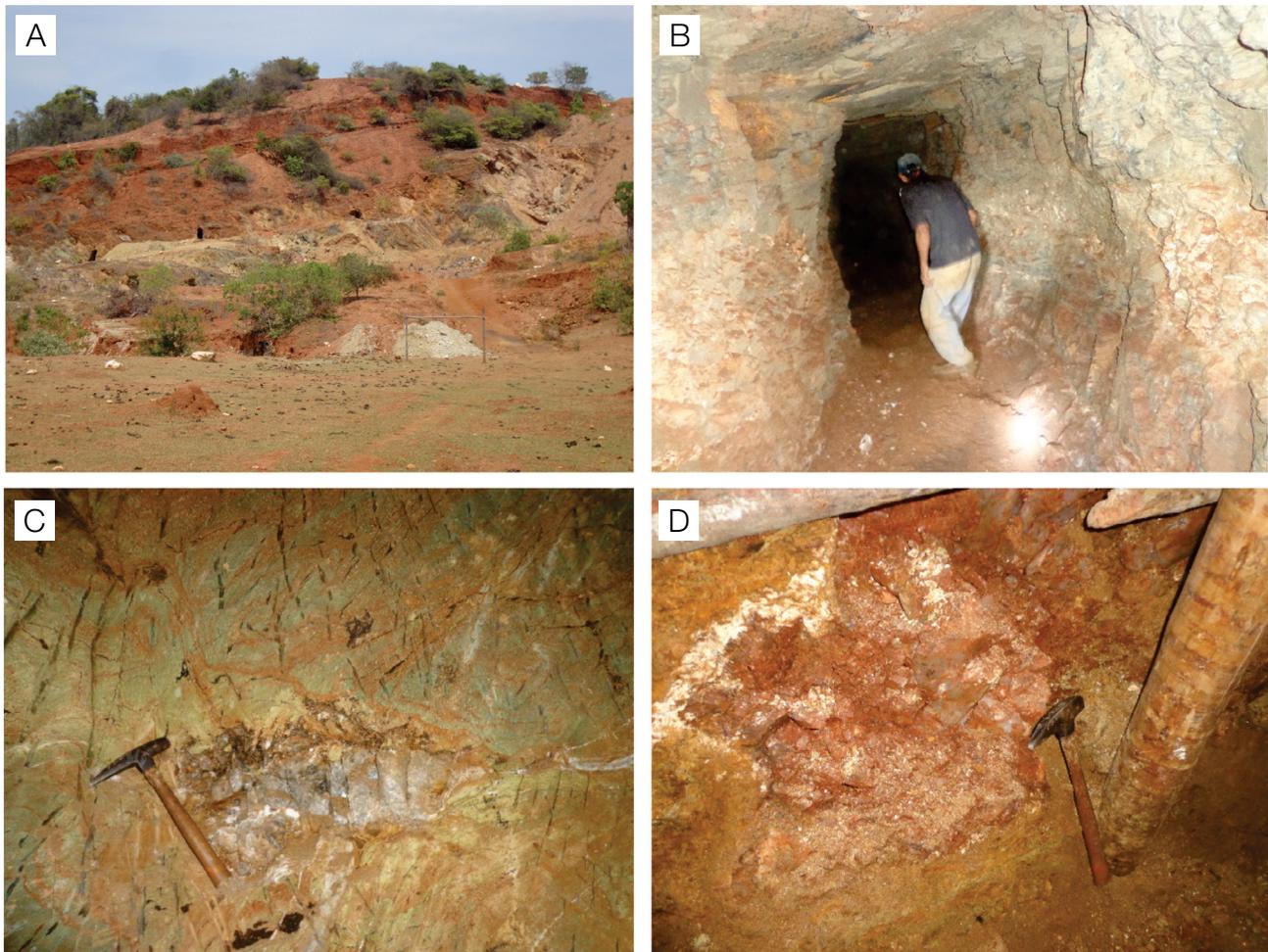


Figura 4. (A) Visão geral da área do Campo do Boa, com diversas galerias de garimpagem em plena operação; (B) visão de detalhe de um desses túneis (“Serviço do Vilmar”); (C) rocha metabásica alterada com “lente” de quartzo e feldspato alterado, mostrando crescimento de epidoto nas bordas. Destaca-se também a presença de óxidos de ferro em fraturas irregulares, provenientes da alteração da rocha metabásica; (D) “bucho” de quartzo de cristalização imperfeita e feldspato alterado, considerado guia para a detecção da mineralização.

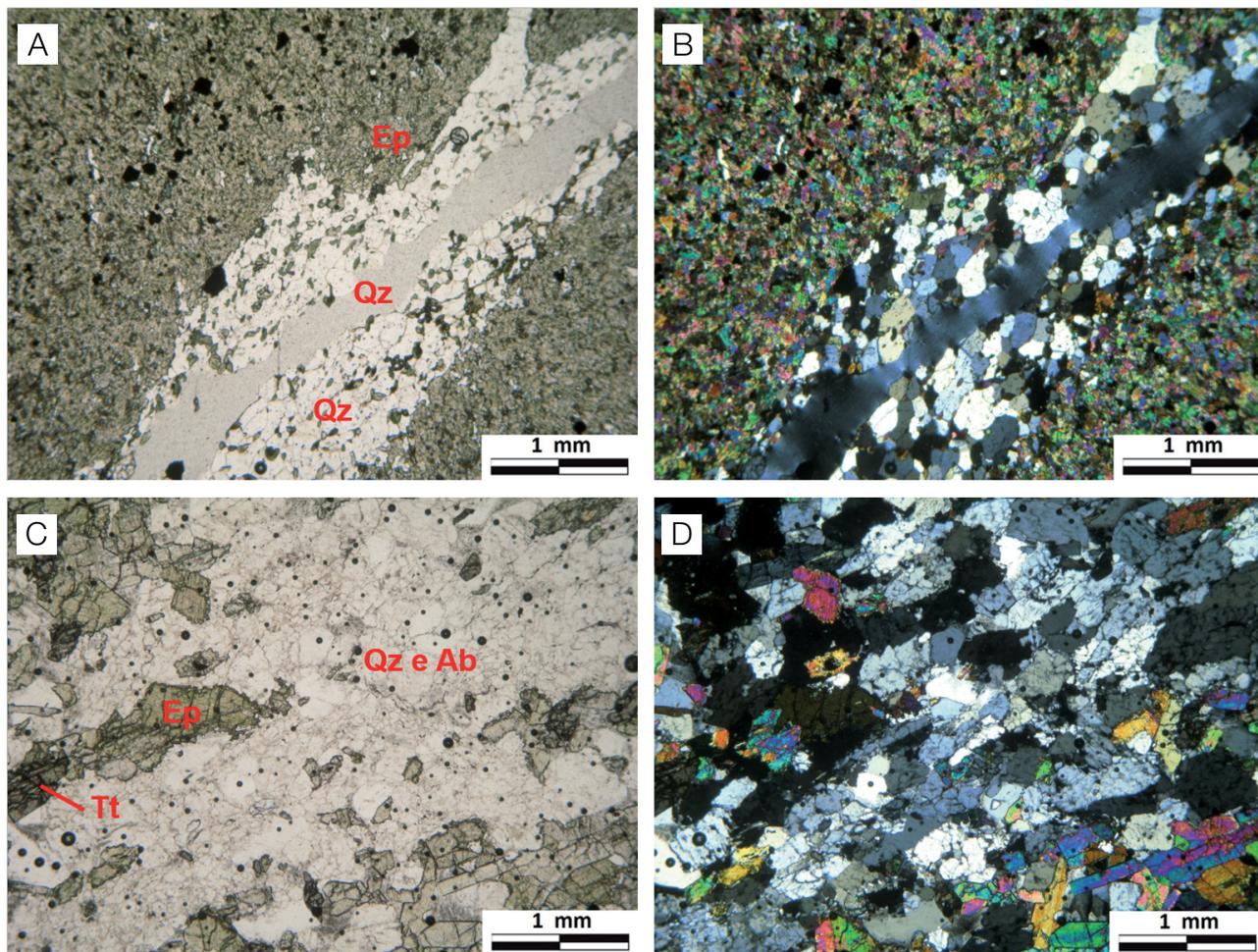
de granulação grossa ($\pm 35\%$), também ocorrendo titanita de granulação grossa ($\pm 5\%$). Nessa última foto (Figuras 5C e 5D) é possível observar que titanita e epidoto são minerais de relevo alto, enquanto quartzo e albita são minerais de relevo baixo; eles só são possíveis de serem bem visualizados com polarizadores cruzados. A quantidade de quartzo é expressiva, porém proveniente de uma fonte secundária, por ser incompatível com a mineralogia original da rocha. Portanto, o quartzo não é incluído na classificação, e a rocha pode ser definida simplesmente como um albita epidosito.

Área do Fanadinho

A área mineralizada do Fanadinho foi descoberta posteriormente, no início da década de 1990, localizando-se nos arredores da confluência do Ribeirão Fanadinho com o Rio Fanado (Figura 6A). O “Serviço do Adão”, em plena produção, corresponde atualmente a uma permissão de lavra garimpeira

(PLG) do DNPM, de coordenadas 770920E/8048320N, obtidas por aparelho GPS com sistema de coordenadas Universal Transversa de Mercator, com altitudes entre 710 e 730 m (Figuras 6B, 6C e 6D). A exploração de titanita nessa área foi previamente citada, sem maiores detalhes, em Guimarães e Grossi-Sad (1997).

Para a descrição petrográfica das rochas portadoras da mineralização de titanita e epidoto no Fanadinho, foram também confeccionadas duas lâminas delgadas das amostras identificadas como FA-01 e FA-02. A primeira amostra apresenta coloração acinzentada, com granulação fina e foliação bem marcada. Ao microscópio, pode-se identificar uma textura lepidoblástica formada por uma matriz com minerais xenoblásticos inequigranulares (Figuras 7A e 7B). A maior parte da rocha é composta por epidoto e prismas mais grossos de actinolita ($\pm 80\%$). Há ainda ocorrência de titanita, quartzo e minerais opacos ($\pm 20\%$) com granulação fina, sendo possível notar a foliação superimposta por meio da orientação



Qz: quartzo; Ab: albita; Ep: epidoto; Tt: titanita (A-C com polarizadores descruzados e B-D com polarizadores cruzados).

Figura 5. Fotomicrografias das amostras CB-01 e CB-02 do depósito do Campo do Boa com ênfase em suas assembleias mineralógicas principais. (A e B) Granulação fina da rocha (CB-01) e detalhe do veio milimétrico de quartzo; (C e D) textura granoblástica da rocha (CB-02).

dos grãos dos minerais alongados. Tal rocha foi classificada como um epidoto-actinolita-quartzo xisto.

A segunda amostra (FA-02) apresenta coloração esverdeada e grãos grossos de titanita e epidoto. Em termos microscópicos (Figuras 7C e 7D), identifica-se uma textura granoblástica formada por minerais xenoblásticos inequigranulares. A maior parte dessa rocha é composta por quartzo, albita e epidoto de granulação grossa ($\pm 95\%$). Também há ocorrência de grãos grossos de titanita ($\pm 5\%$), além de minerais opacos e um mineral de granulação fina com clivagens abertas formando pequenos livros ($< 1\%$); acredita-se que tal mineral possa ser stilpnomelano ou mesmo uma clorita expansiva, tipo vermiculita, mas para confirmação seria necessária análise de microsonda eletrônica.

Os protólitos dessas rochas são, sem dúvidas, rochas básicas formadas essencialmente por piroxênio, geralmente clinopiroxênio da série augita-pigeonita, e um plagioclásio cálcico (labradorita), submetidos a duas fases de alteração

secundária; evidências do metamorfismo regional não foram obtidas. A primeira fase foi responsável por uma alteração do tipo deutérica, na qual a rocha é alterada tardiamente por um excesso de fluidos originados do próprio magmatismo. Nesse caso, ocorreu a saussuritização generalizada do plagioclásio, que se transformou em albita e epidoto; o piroxênio sofreu um processo de uralitização, transformando-se em anfibólio e, na sequência da hidratação, em biotita e clorita.

Quando existe dióxido de carbono (CO_2) no sistema, o excesso de cálcio oriundo do plagioclásio dá origem à calcita, o que parece estar ausente no presente caso. Por conseguinte, como há titânio liberado pela hidratação da ilmenita, sempre presente em rochas básicas, o excesso de cálcio (Ca) em presença de sílica, disponível devido à alteração do piroxênio para anfibólio, permite a cristalização da titanita. Ocorreu, ainda, outro evento que não possui relação com assembleia mineral original ou secundária das rochas, tratando-se de um hidrotermalismo tardio associado a uma fase de deformação que

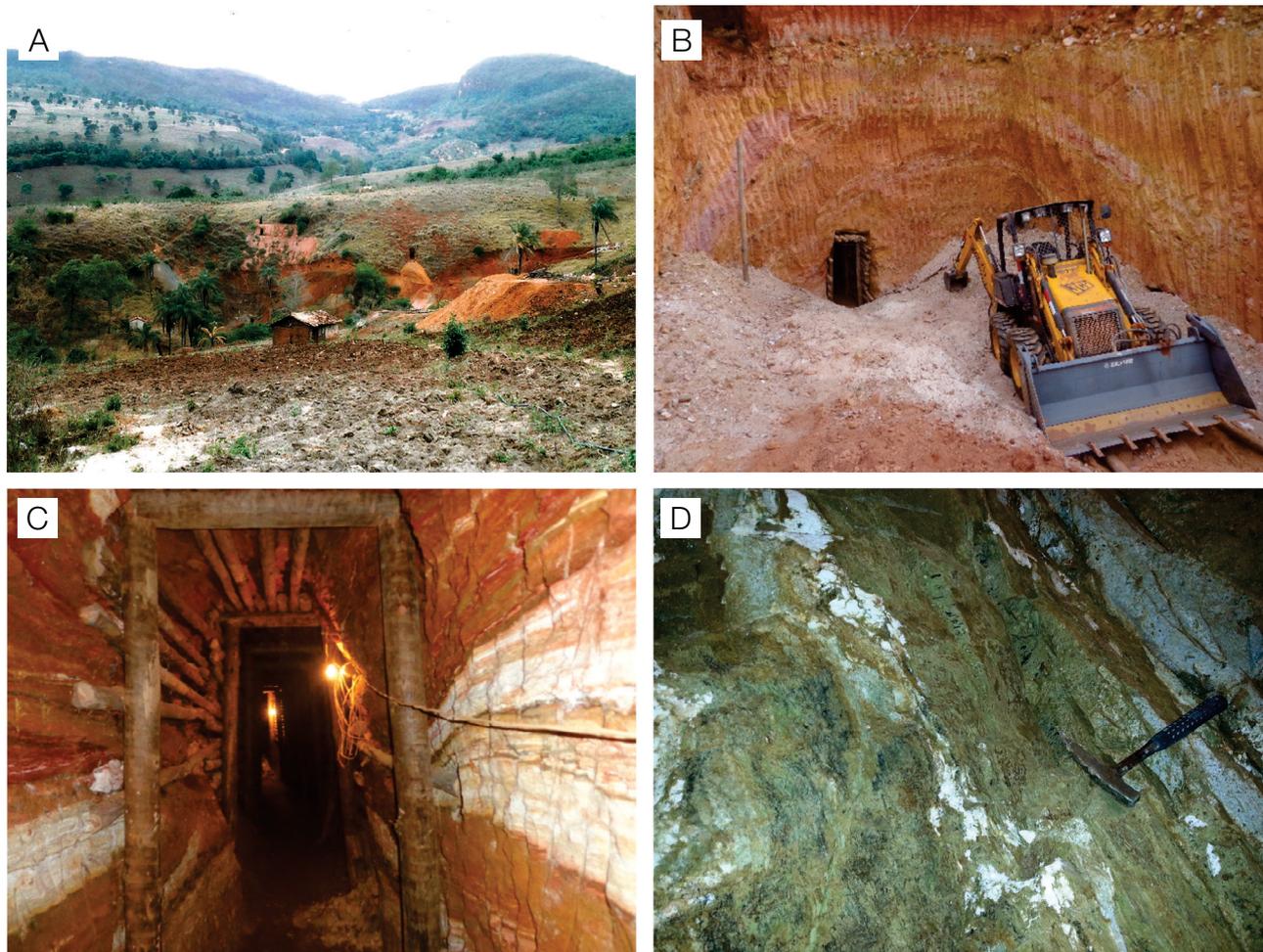


Figura 6. (A) Vista geral da área do Fanadinho, com diversos serviços em operação na década de 1990; (B) entrada da galeria do “Serviço do Adão”, em plena produção atual; (C) vista interna desta galeria, as porções brancas laterais correspondem a zonas mais ricas em caolim, consideradas guias da mineralização; (D) detalhe desses veios caulinizados cortando a rocha metabásica.

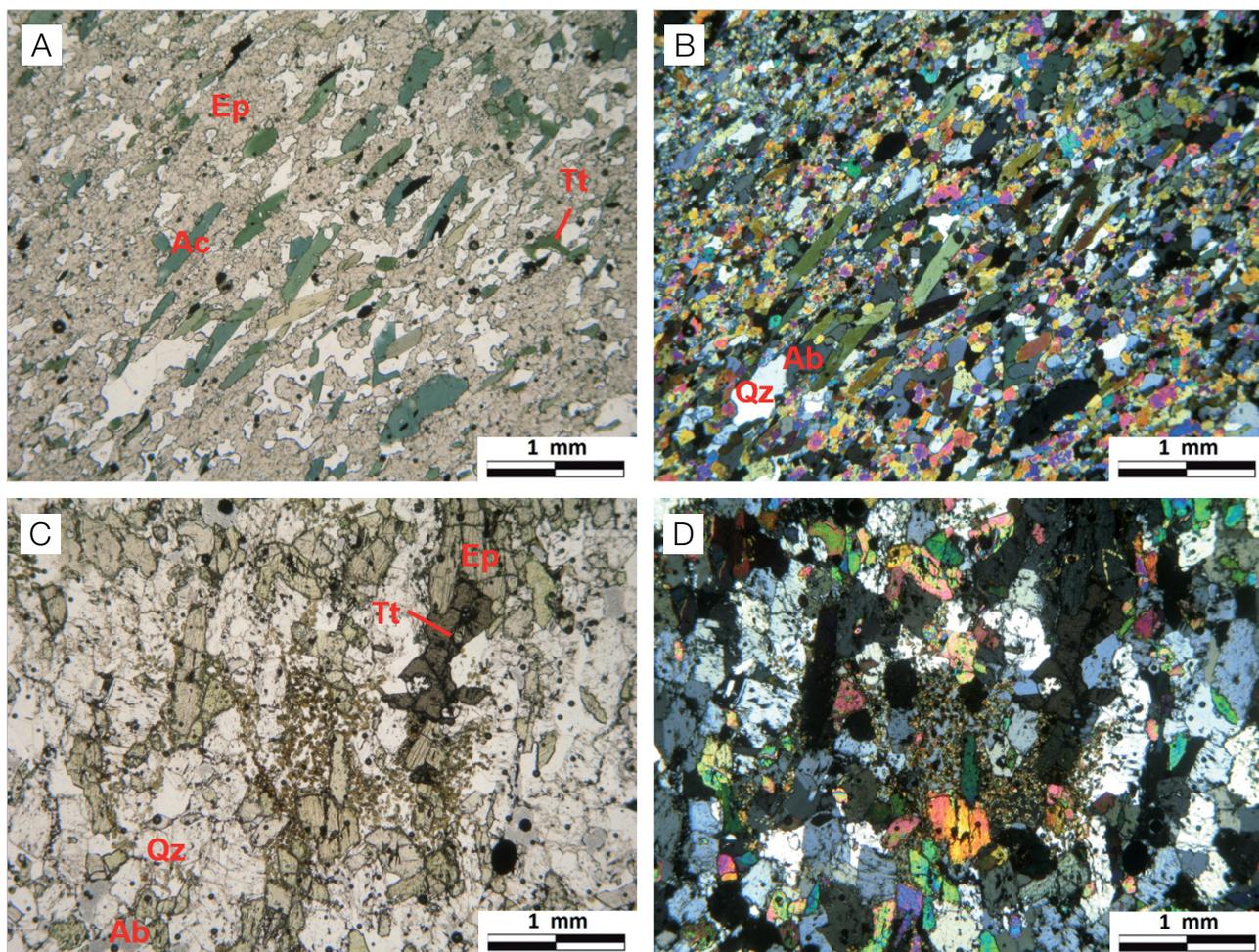
promoveu uma acentuada foliação e propiciou a abertura de *tension-gashes* onde as fases minerais presentes na primeira fase foram remobilizadas e recrystalizadas.

Os depósitos da área do Fanadinho apresentam certas diferenças mineralógicas em relação aos do Campo do Boa. Embora a expressão dos veios seja semelhante, entre alguns decímetros a alguns metros (um corpo irregular com pelo menos 4 m de espessura máxima, em lavra, foi verificado), ressaltam-se algumas particularidades. Nessa localidade, tais veios encontram-se fortemente caulinizados, e a existência de albita é mais rara no corpo principal dos mesmos, com quartzo quase ausente. Nas cavidades mineralizadas em geral como “buchos”, os veios se compõem por albita branca pouco desenvolvida associada à titanita e/ou ortoclásio adularia róseo claro (Figuras 8A e 8B), em geral atapetados de cristais de epidoto e/ou titanita tardios (Figuras 8C e 8D). Nessa área o epidoto é muito mais abundante que no Campo do Boa, e drusas grandes de titanita,

multicentimétricas, associadas ou não a epidoto, também foram observadas, algumas raras vezes com actinolita, ilmenita ou apatita associadas (Figuras 8D, 8E e 8F).

GEOQUÍMICA DA ROCHA ENCAIXANTE

Três amostras da rocha encaixante da mineralização foram submetidas a análises geoquímicas para cada um dos locais enfocados (Campo do Boa e Fanadinho), visando a seus elementos maiores e menores/traços. Tais análises foram obtidas pelo método de *inductively coupled plasma mass spectrometry* (ICP-MS) no laboratório da SGS-Geosol, em Vespasiano, Minas Gerais (Tabelas 1 e 2). Estudo geoquímico anterior sobre a rocha em questão foi também efetuado por Castro (2014), o qual, com base no diagrama clássico *Total Alcalis versus Silica* (TAS) para elementos maiores, definiu que os protólitos seriam basalto, andesito basáltico



Qz: quartzo; Ab: albita; Ep: epidoto; Tt: titanita; Ac: actinolita (A-C com polarizadores descruzados e B-D com polarizadores cruzados).

Figura 7. Fotomicrografias das amostras FA-01 e FA-02 do depósito do Fanadinho com ênfase em suas assembleias mineralógicas principais. (A e B) Textura lepidoblástica da rocha, composta majoritariamente por epidoto e actinolita (amostra FA-01); (C e D) textura granoblástica da rocha (amostra FA-02).

e microbasalto (com base no diagrama de Le Maitre, 1989), concluindo assim por um ambiente vulcânico continental intraplaca para tal magmatismo.

Entretanto, tendo em vista que as rochas em questão apresentam metamorfismo, além de alteração hidrotermal (conforme

a assembleia mineralógica identificada na petrografia), processos que provavelmente modificaram sua composição original, preferiu-se utilizar o diagrama de Winchester e Floyd (1977), que utiliza elementos traços de baixa mobilidade geoquímica (Figura 9). Para esses autores, a abundância e a distribuição

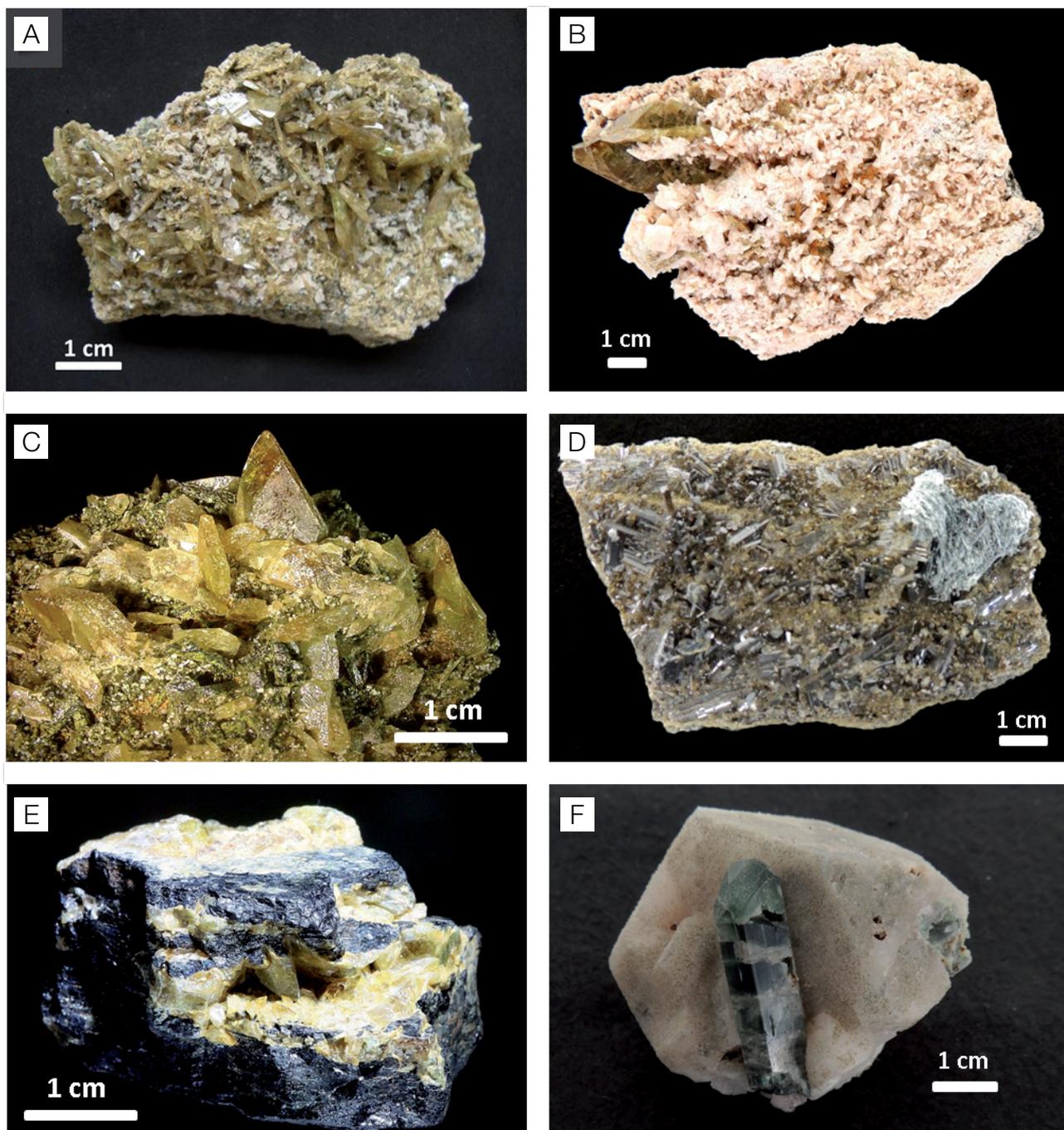


Figura 8. Amostras minerais representativas da região do Fanadinho. (A) Drusa de titanita sobre albita branca; (B) grande cristal maclado de titanita sobre ortoclásio adularia; (C) drusa compacta de titanita praticamente pura; (D) drusa de epidoto na rocha encaixante (epidoto), mostrando acima (à direita) outra drusa, sobreposta, de actinolita provavelmente de uma geração tardia; (E) cavidade rica em titanita dentro de agregado maciço de ilmenita; (F) cristal verde de apatita sobre albita perfeitamente euédrica (fotos e amostras dos autores).

de alguns elementos menores ou traços podem ser utilizadas para a classificação de produtos da série magmática alcalina a subalcalina, de modo similar ao que é feito para os elementos maiores. De tal modo, a relação Zr/Ti seria equivalente ao comportamento da sílica, enquanto a relação Nb/Y corresponderia aos álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), possibilitando, por via indireta, a reconstrução do diagrama TAS. Segundo esse diagrama, todas as amostras analisadas foram classificadas como álcali-basaltos. Ressalta-se, ainda, que tal magmatismo é substancialmente rico em titânio (média de 2,17% TiO_2), de modo especial na área do Fanadinho.

MINERALOQUÍMICA DO FELDSPATO E DA TITANITA

Duas amostras de rochas intimamente ligadas aos corpos mineralizados (uma classificada em seção delgada como epidotito, e outra macroscopicamente como uma rocha brechoide quartzosa complexa) presentes em um “buche” da área do Campo do Boa, além de duas amostras de feldspato (um branco e outro róseo) associados à mineralização de titanita-epidoto do Fanadinho, foram analisadas por difração (DRX) e fluorescência (FRX) de raios X, visando a caracterizar suas constituições gerais mineralógicas e químicas (Laboratório de Raios X do Departamento de Engenharia de Minas da Escola de Engenharia da Universidade Federal de Minas Gerais – DEMIN-EE-UFGM). Os dados obtidos a partir dessas análises são apresentados no Quadro 1.

Como pode-se observar nesse quadro, as duas primeiras rochas são formadas basicamente por epidoto, além de quartzo, caulinita e manganogrúnerita (DRX). O feldspato branco do Fanadinho foi identificado como albita, e o róseo, como ortoclásio adulária, associados a epidoto, quartzo e muscovita (DRX). A albita ainda apresenta-se predominante, provavelmente devido ao fato da adulária a cobrir em crostas delgadas, dificultando sua total separação. Apesar de titanita ou ilmenita não serem identificados pela DRX, é possível observar que foi detectada a presença anômala de titânio em três das quatro amostras analisadas (FRX), denotando o meio rico nesse elemento.

As titanitas de Capelinha foram também analisadas com microsonda eletrônica, em aparelho JEOL-JXA8900R nos modos *energy dispersive spectroscopy* (EDS) (semiquantitativo) e *wavelength dispersive spectroscopy* WDS (quantitativo), do Centro de Microscopia da UFGM (Tabela 3). Os padrões utilizados foram: Al_2O_3 – Al_2O_3 , FeO – magnetita, CaO – anortita, SiO_2 – forsterita, TiO_2 – rutilo, MgO – forsterita e Cr_2O_3 – Cr_2O_3 . Para tais análises, utilizaram-se cinco amostras de titanita de cada um dos depósitos enfocados (Fanadinho e Campo do Boa). Além disso, foram analisadas amostras do novo local produtor na região, designado de “Bananal-Glucínio” (ele encontra-se fora da área apresentada na Figura 1), e ainda de um outro depósito brasileiro aparentemente similar, situado em Xambioá (norte do estado do Tocantins).

Tabela 1. Análises geoquímicas por ICP-MS de elementos maiores nas rochas metabásicas da Formação Capelinha (Laboratório SGS Geosol, Vespasiano, Minas Gerais; dados em % em peso; todo Fe como Fe^{3+}).

Amostra	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	PF	Total
1-CB	51,00	1,30	14,15	11,30	0,17	6,10	12,45	1,50	0,29	0,15	1,23	99,64
2-CB	56,25	1,32	13,30	11,15	0,23	4,00	10,96	0,95	0,46	0,16	1,10	99,86
3-CB	47,78	1,57	15,06	11,64	0,17	8,48	10,15	2,41	0,29	0,18	1,95	99,68
4-FA	44,08	2,79	16,52	13,23	0,17	2,80	17,46	0,53	0,09	0,44	1,55	99,66
5-FA	50,13	2,88	13,87	14,66	0,20	4,83	8,29	2,66	0,16	0,36	1,70	99,74
6-FA	48,36	3,19	14,02	15,05	0,20	4,75	9,63	1,07	0,25	0,38	2,80	99,70
Média	49,60	2,17	14,49	12,84	0,19	5,16	11,49	1,52	0,25	0,28	1,72	99,71

Tabela 2. Análises geoquímicas por ICP-MS de elementos menores e traços nas rochas metabásicas da Formação Capelinha (Laboratório SGS Geosol, Vespasiano, Minas Gerais; dados em ppm).

Amostra	F	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Y	Ba	Zr	Nb	Sr
1-CB	380	440	155	59	77	67	88	11	129	89,4	8,7	289
2-CB	180	260	142	47	90	89	99	24	192	184,4	62,7	403
3-CB	590	292	101	72	110	56	47	24	66	167,3	22,5	888
4-FA	300	284	183	45	76	83	92	24	200	184,4	22,7	385
5-FA	363	350	142	61	72	44	74	20	79	153,1	18,3	545
6-FA	325	336	151	51	94	66	69	29	97	219,8	29,2	701
Média	356	327	146	56	88	68	78	22	128	166,4	27,4	535

Ressalta-se de início que os valores gerais obtidos nas análises das amostras do Campo do Boa e Fanadinho apresentam similaridades muito fortes, denotando a provável gênese similar do mineral na região de Capelinha. Em relação à nova localidade produtora (Bananal-Glucínio), as diferenças químicas também podem ser consideradas insignificantes, bem como ao depósito de Xambioá, no Tocantins.

Esses dois últimos, inclusive, apresentam semelhanças ainda mais fortes entre si. Os valores de Al_2O_3 e FeO são apreciáveis nesses locais, sendo que o Fe provavelmente se relaciona com a tonalidade amarela-amarronzada das amostras (conforme Vassilikou-Dova e Lehmann, 1988). Embora a titanita tenha uma composição química relativamente simples, $CaTiO(SiO_4)$, Deer et al. (1992) demonstraram que as

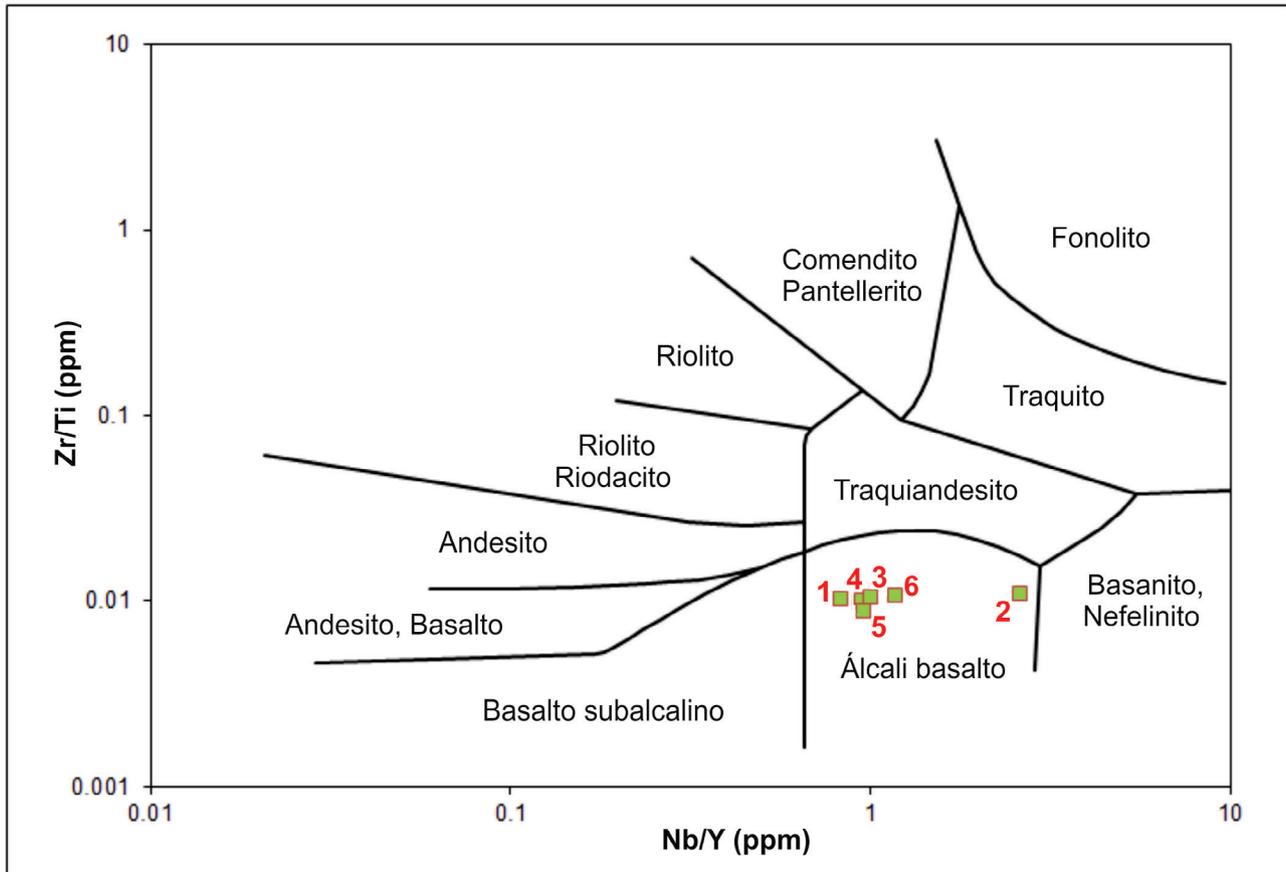


Figura 9. Classificação das rochas metabásicas da região enfocada, baseado no diagrama de Winchester e Floyd (1977) para rochas vulcânicas utilizando elementos imóveis.

Quadro 1. Resultados das análises por difração e fluorescência de raios X para amostras selecionadas dos depósitos de Capelinha (significado dos valores de DRX: abundante > 31%; médio 15 a 30%; médio-baixo 5 a 14%; baixo 0,1 a 4%; traço < 0,1% — estabelecido pelo Lab. Raios X do DEMIN-EE-UFGM).

Local/material	Campo do Boa		Fanadinho	
	Epidosito	Rocha brechoide	Feldspato branco	Feldspato róseo
Minerais identificados (difração de raios X)	Epidoto (abundante) Manganogrunerita (traço)	Epidoto (abundante) Quartzo (médio) Caulinita (traço)	Albita (abundante) Epidoto (baixo) Quartzo (baixo)	Albita (abundante) Adulária (médio) Epidoto (médio-baixo) Muscovita (traço)
Elementos químicos (fluorescência de raios X)	Si, Al, O (altos) Fe, Ca (médios) Mg, Mn, Sr (baixos) Ti, S, P (traços)	Si, Al, O (altos) Fe, Ca (médios) Sr, Mg, Mn (baixos) Ti, V, S, P (traços)	Si, Al, O (altos) Na (médio) Mg, Fe, Ca (baixos) P, S, Cu, Nb, Ta (traços)	Si, Al, O (altos) Na (médio) K, Fe, Mg, Ti, Ca (baixos) Zr, P, Rb, Sr (traços)

substituições químicas são comuns, de modo que $(Al, Fe^{3+}) + (F, OH)^- = Ti^{4+} + O^{2-}$, explicando assim a presença significativa de Al, Fe e H_2O nas análises.

INCLUSÕES FLUIDAS

Inclusões fluidas foram estudadas em uma amostra de quartzo hialino com titanita da área do Campo do Boa. Inicialmente, tentou-se caracterizar tais inclusões na própria titanita, mas elas não puderam ser submetidas ao estudo de microtermometria, pois apresentavam dimensões inferiores a 5 μm , limitando as análises ao quartzo associado. Em uma seção bipolida desse mineral, conduziram-se análises microtermométricas sobre as inclusões associadas a um mesmo domínio do cristal, em platina automática Linkam THMSG600 com um controlador de temperatura TMS93 — no Laboratório de Metalogenia do IGC-UFMG. Durante o estudo foram conduzidos ensaios de resfriamento (até $-140^\circ C$) e de aquecimento (até $\sim 450^\circ C$). A platina foi calibrada com inclusões sintéticas de CO_2 e H_2O fornecidas pela Linkam. A precisão das medidas é de $\pm 0,1^\circ C$ para temperaturas negativas e de $\pm 1^\circ C$ para temperaturas entre 0 e $450^\circ C$.

Para determinação da salinidade e da densidade das inclusões fluidas, foi utilizado o programa MacFlinCor (Brown e Hagemann, 1995) e a equação de estado para o sistema $H_2O-NaCl$ (Bodnar e Vityk, 1994), com uso das temperaturas de eutético e de fusão final do gelo. A primeira temperatura foi obtida observando-se o início do fraturamento do gelo, enquanto a segunda caracteriza-se pelo término da fusão do gelo. As temperaturas de aprisionamento de cada inclusão foram estimadas por meio do gráfico de isócoras gerado no programa MacFlinCor, que relaciona a temperatura de homogeneização medida durante as análises com as curvas de pressão. Esse gráfico é usado para determinar a temperatura de correção que será somada à temperatura de homogeneização, a fim de se obter a temperatura mínima de aprisionamento no momento de formação das inclusões.

As inclusões estudadas são bifásicas aquosas, pseudo-secundárias, por estarem distribuídas em trilhas ou grupos que não atravessam os limites do cristal, com percentagem

de vapor variando de 5 a 20 e apresentam, em sua maioria, formato arredondado, ou por vezes irregular. Inclusões regulares constituindo cristais negativos também são presentes. Conforme observado na Figura 10A, é possível perceber a formação de várias trilhas de inclusões, enquanto na fotomicrografia da Figura 10B notam-se algumas inclusões que apresentam feições de *necking down*.

Por meio das temperaturas eutéticas caracterizadas na Tabela 4, variando entre -22 e $-24,3^\circ C$, foi possível concluir que o Na^+ é o cátion mais abundante nas inclusões fluidas. As temperaturas de fusão final do gelo (Figura 11A) foram usadas para a determinação das salinidades das inclusões, registrando valores de salinidade entre 0,40 e 2,79% NaCl. As densidades das inclusões foram calculadas utilizando as temperaturas de homogeneização (Figura 11B) registradas durante o aquecimento da amostra e apresentaram valores variando de 0,51 a 0,76 g/cm^3 .

O diagrama binário de salinidade vs. temperaturas de homogeneização (Figura 11C) mostra um padrão de espalhamento vertical dos dados obtidos. Segundo Shepherd et al. (1985), tal espalhamento de temperaturas sem mudanças de salinidade é produzido pela atuação do mecanismo de *necking down*; no entanto, Wilkinson (2001) sugere que seja gerado devido a resfriamento acompanhado de aumento de pressão ou ainda a aquecimento com queda de pressão, essa última sugestiva de ocorrência na região em etapa pós-clímax do metamorfismo.

Para alguns grupos analisados não foi possível determinar densidades, devido à crepitação durante o aquecimento, impossibilitando o registro de suas temperaturas de homogeneização. As inclusões fluidas aquosas possuem baixa salinidade, confirmada pelas temperaturas de fusão final do gelo variando entre $-0,2$ e $-1,7^\circ C$.

Como as condições de pressão dos fluidos hidrotermais no momento da formação das inclusões não são conhecidas, foram feitas medidas estimando-se pressões de 50, 100, 150 e 200 MPa. Na Tabela 5 apresentam-se os resultados da temperatura mínima de aprisionamento para cada grupo de inclusões relacionando a pressão estimada no momento de sua formação. Analisando-se tais resultados, é possível concluir que:

Tabela 3. Análises com microsonda eletrônica de amostras representativas de titanita dos depósitos de Capelinha (CB e FA), Bananal-Glucínio (BG) e Xambioá (XA).

Amostra	Al_2O_3	FeO	CaO	SiO_2	TiO_2	MgO	Cr_2O_3	H_2O^*	Total
CB	1,13	0,55	28,54	30,06	38,59	Nd	0,01	Nd	98,88
FA	1,12	0,52	28,40	29,94	38,59	Nd	0,02	1,10	99,69
BG	1,38	0,74	29,57	30,80	36,87	0,00	0,06	Nd	99,36
XA	0,93	0,64	29,43	30,89	37,64	0,01	0,03	Nd	99,53
Ideal	—	—	28,60	30,60	40,80	—	—	—	100

CB: Campo do Boa (média de 5 amostras); FA: Fanadinho (média de 5 amostras); BG: Bananal/Glucínio (média de 12 amostras); XA: Xambioá, Tocantins (média de 15 amostras); dados em % em peso; todo ferro como Fe^{2+} ; *média de três análises por TTG; Nd: não determinado.

1. a temperatura de homogeneização obtida no momento das análises representa o comportamento das inclusões fluidas quando não estão submetidas à pressão atmosférica, portanto a temperatura de aprisionamento será maior que esse valor;
2. há um aumento de aproximadamente 50°C na temperatura de aprisionamento estimada para cada aumento de 50 MPa na pressão;
3. a maioria dos dados indica temperaturas mínimas de aprisionamento entre 300 e 450°C, condizentes com as condições metamórficas regionais de fácies anfibolito.

DISCUSSÃO SOBRE A GÊNESE DA MINERALIZAÇÃO

O único trabalho que se ateve com maior detalhe a esses depósitos, embora enfocando somente o então explorado Campo do Boa, é o de Cassedanne e Cassedanne (1971).

Entretanto, tal estudo abrangeu aspectos descritivos sobre a petrografia e a mineralogia dessa localidade, não envolvendo questões de ordem genética. Correia-Neves et al. (1986) incluíram na Província Pegmatítica Oriental do Brasil toda a região compreendida nos entornos de Capelinha e, seguindo esse conceito, Lobato e Pedrosa-Soares (1993) designaram o “Campo de Capelinha”, inserindo-o no Distrito Pegmatítico de Araçuai daquela província mineral, embora não tenham feito qualquer menção sobre os depósitos de titanita estarem ou não envolvidos nesse contexto.

No entanto, o Projeto Espinhaço, que levantou a região na escala 1:100.000, nas duas folhas que abrangem a área (Capelinha e Malacacheta) relacionaram tal mineralização a pegmatitos graníticos, uma vez que erroneamente a titanita foi confundida com brazilianita (respectivamente Baars et al., 1997; Guimarães e Grossi-Sad, 1997), um mineral típico de pegmatitos do leste de Minas Gerais. No entanto,

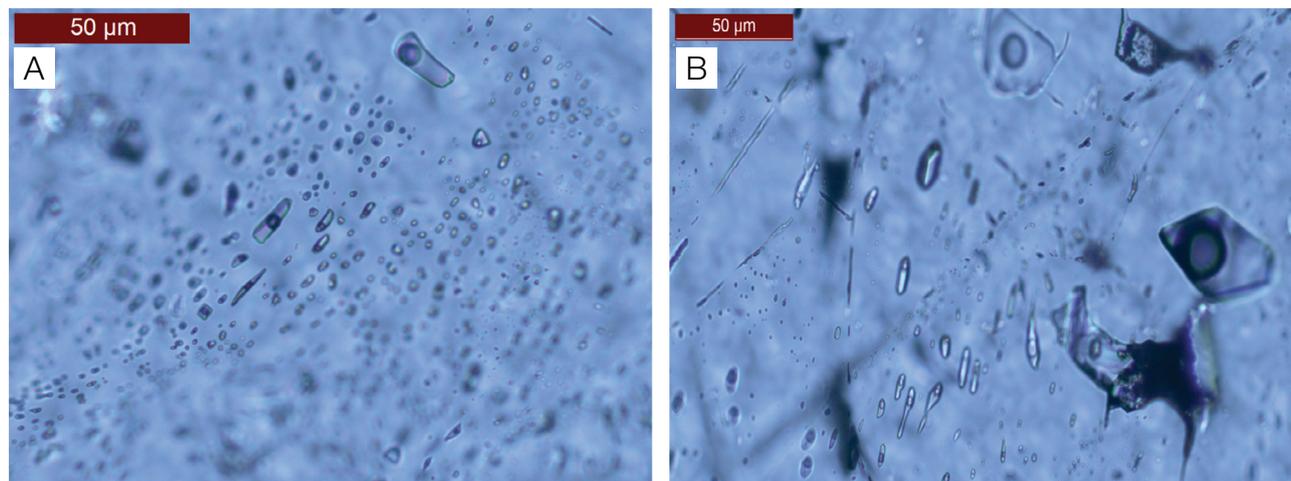


Figura 10. Fotomicrografias dos grupos de inclusões fluidas contidas em quartzo da região do Campo do Boa (Capelinha). (A) Trilhas de inclusões típicas; (B) inclusões com feições de *necking down*.

Tabela 4. Resultados das análises de microtermometria em amostra de quartzo hialino associado à titanita do Campo do Boa (Capelinha).

Grupo	n	Fases	% em volume de vapor	T _{eutética} (°C)	T _{Fusão final do Gelo} (°C)	T _{Homogeneização} (°C)	Salinidade (% NaCl)	Densidade (g/cm ³)
1	1	L-V	5	-22,0	-0,7	–	1,16	–
2	20	L-V	17,5 ± 4,4	-22,0	-0,6 ± 0,2	306,4 ± 26,4	0,94 ± 0,36	0,69 ± 0,05
3	15	L-V	10,7 ± 2,6	-24,1	-0,2 ± 0,1	286,1 ± 24,0	0,40 ± 0,16	0,72 ± 0,06
4	3	L-V	15,2 ± 5,6	-24,3	-0,4 ± 0,3	375,0	1,16	0,51
5	2	L-V	10	-23,2	-0,2 ± 0,4	–	0,83	–
6	1	L-V	10	–	-1,7	–	2,79	–
7	4	L-V	7,5 ± 2,8	–	-0,3	271,0 ± 20,1	0,50	0,76 ± 0,04

L: líquido; V: vapor.

nesses dois trabalhos, bem como nos demais anteriores, não foi descrito nenhum pegmatito de mineralogia clássica como os abundantemente expostos ao longo de toda a Província Oriental. Pegmatitos só foram caracterizados no estudo de Castro (2014), que os associou geneticamente à “Suíte Mangabeiras”, constituída por granitos pós-orogênicos ao Orógeno Araçuaí e pertencentes à suíte “G4”, conforme as definições de Pedrosa-Soares et al. (2001; 2011).

As idades de sedimentação e do vulcanismo básico da Formação Capelinha, encaixante dos depósitos, foram obtidas pelo método de datação U-Pb via espectrometria de massa por plasma acoplado indutivamente em zircão, em torno de 970 a 960 Ma, com metamorfismo superimposto (U-Pb em titanita) ocorrendo por volta de 570 Ma (Castro, 2014). Entretanto, essa última idade é bastante assimilada à da pegmatogênese regional associada à suíte granítica “G4”, desenvolvida preferencialmente entre 510 e 490 Ma (e.g., Pedrosa-Soares et al., 2001; 2011; Gonçalves et al., 2016) e também aos principais eventos hidrotermais, desenvolvidos ainda mais tardiamente durante o colapso final do Orógeno Araçuaí entre 500 e 480 Ma (e.g., Chauvet et al., 2001; Chaves et al., 2010; 2017; Cabral e Zeh, 2015).

Tendo em vista a presença de pegmatitos nas proximidades de uma das zonas mineralizadas, associados a magmatismo pós-orogênico (Castro, 2014), e com a descoberta de lepidolita na região, um mineral típico de pegmatitos a elementos raros, em geral altamente diferenciados (e.g., London, 2008), demonstrou-se a existência de intrusão(ões) granítica(s) subaflorante(s), provavelmente a maiores profundezas. Esse evento “ácido”, porém, não estaria relacionado com os depósitos essencialmente “básicos” dados pela presença de titanita, epidoto, ilmenita, actinolita etc. No entanto, a presença dos xistos miloníticos, que poderiam ser tanto de rochas do embasamento (Grupo Guanhões) como da própria Formação Capelinha, indica a existência de uma zona de cisalhamento bastante próxima da área mineralizada.

A idade de colocação dos fluidos hidrotermais, por conseguinte, ainda não pode ser exatamente estabelecida. Entretanto, algumas considerações podem ser assumidas. O metamorfismo superimposto foi de fácies anfífolito, o que implica temperaturas da ordem de 350 a 450°C (e.g., Miyashiro, 1973). Como tal faixa de temperatura é coincidente com as temperaturas mínimas de homogeneização dadas pelo estudo

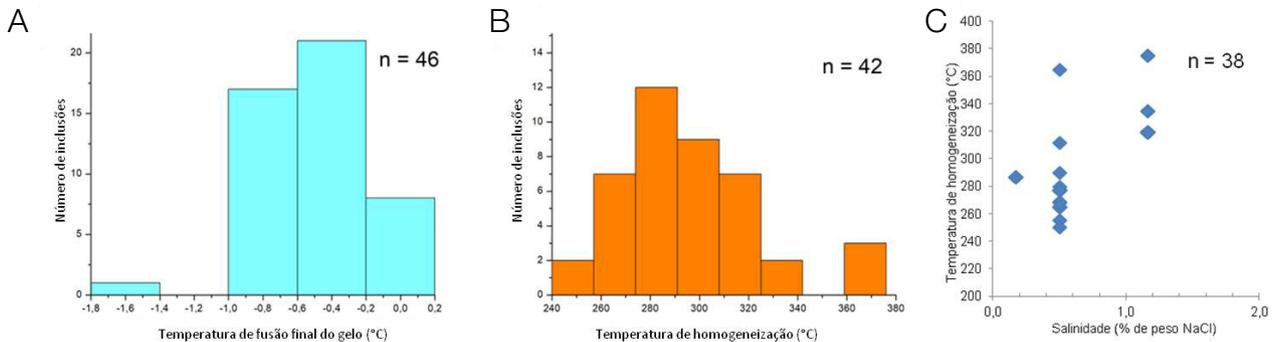


Figura 11. Histogramas das temperaturas obtidas. (A) Fusão final do gelo; (B) homogeneização; (C) diagrama binário de salinidade vs. temperaturas de homogeneização.

Tabela 5. Resultados de temperaturas de aprisionamento, relacionando cada grupo de inclusões analisado a um valor de pressão estimada.

Grupo	PRESSÃO ESTIMADA				
	Pressão atmosférica	50 Mpa	100 Mpa	150 Mpa	200 Mpa
	$T_{\text{Homogeneização}} (^{\circ}\text{C})$	$T_{\text{Aprisionamento}} (^{\circ}\text{C})$			
1	–	–	–	–	–
2	306,4 ± 26,4	364,6 ± 36,6	409,6 ± 33,9	456,1 ± 34,6	503,6 ± 37,8
3	286,1 ± 24,0	334,0 ± 29,0	381,2 ± 31,1	426,8 ± 32,9	472,6 ± 34,7
4	375,0	446,0	500,0	554,0	605,0
5	–	–	–	–	–
6	–	–	–	–	–
7	271,0 ± 20,1	318,0 ± 23,1	362,7 ± 24,6	407,3 ± 26,1	452,0 ± 27,6

das inclusões fluidas, em geral da ordem de 300 a 450°C, tais inclusões foram possivelmente aprisionadas em idade semelhante ao do processo metamórfico (± 570 Ma), provavelmente numa fase posterior, associada ao arrefecimento do mesmo.

CONCLUSÃO

O Brasil, particularmente o estado de Minas Gerais, é um dos mais importantes fornecedores de minerais gemológicos, raros e de coleção, de todo mundo. Nesse contexto, os depósitos de titanita-epidoto de Capelinha se destacam por produzir peças de coleção e gemológicas únicas, das mais famosas em termos internacionais (Figuras 8A, 8B e 8C). Paradoxalmente, porém, tais depósitos nunca haviam sido alvo de estudos particularizando sua gênese.

No presente trabalho, envolveram-se metodologias diversas para entender a evolução genética do processo mineralizante, abrangendo a petrografia e geoquímica da rocha hospedeira, DRX e FRX de rochas e minerais associados, microsonda eletrônica da titanita, bem como inclusões fluidas. Tais estudos, integrados, permitiram propor a seguinte evolução temporal dos processos atuantes:

1. extrusão do vulcanismo basáltico, rico em titânio, intercalado aos sedimentos quartzosos da Formação Capelinha, base do Grupo Macaúbas na região homônima, entre 970 e 960 Ma;
2. metamorfismo regional sob condições de fácies anfíbolito em 570 Ma, relacionado ao desenvolvimento do Orógeno Araçuaí durante o Ciclo Brasileiro, com a presença de titanita metamórfica indicando um provável pré-enriquecimento em titânio;
3. hidrotermalismo tardio, relacionado ao mesmo processo metamórfico, cujos fluidos residuais, talvez conectados ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento, levaram à formação de veios hidrotermais ricos principalmente em titanita e epidoto, localmente com apatita e ilmenita;
4. intrusão de rochas magmáticas graníticas, posteriores ao clímax da evolução do orógeno, pertencentes à suíte "G4" do magmatismo regional, datado no período entre 535 e 490 Ma, seguido de pegmatogênese regional, em 510 a 490 Ma, proveniente de fluidos emanados dessa fase magmática, sem relação genética com os depósitos estudados.

AGRADECIMENTOS

O primeiro autor (MLSCC) agradece ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de Bolsa de Produtividade em Pesquisa. Ao Laboratório de Metalogenia do IGC-UFMG, nas figuras da Profª. Dra. Rosaline Figueiredo e Silva e do doutorando Sylvio Dutra Gomes, pelo acompanhamento e pelas discussões sobre as análises de inclusões fluidas. Este trabalho faz parte da Dissertação de Mestrado

do segundo autor (ELTJr.), que agradece ao Programa de Pós-graduação em Geologia (IGC-UFMG) pela Bolsa de Pesquisa da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) concedida.

REFERÊNCIAS

- Baars, F., Grossi-Sad, J. H., Motta, E., Pedrosa-Soares, A. C., Uhlein, A. (1996). *Mapa Geológico da Folha Capelinha, Minas Gerais*. Escala 1:100.000. Belo Horizonte: Projeto Espinhaço, Convênio COMIG/IGC-UFMG.
- Baars, F. J., Grossi-Sad, J. H., Fonseca, E. (1997). Geologia da Folha de Capelinha. In: J. H. Grossi-Sad, L. M. Lobato, A. C. Pedrosa-Soares, B. S. Soares-Filho. *Projeto Espinhaço em CD-ROM*. Belo Horizonte: Companhia Mineradora de Minas Gerais.
- Bodnar, R. J., Vitik, M. O. (1994). Interpretation of microthermometric data for NaCl-H₂O fluid inclusions. In: B. De Vivo, M. L. Frezzotti (Eds.), *Fluid inclusions in minerals: methods and applications* (v. 1, 117-131). Blacksburg: Virginia Polytechnic Institute & State University.
- Brown, P. E., Hagemann, S. G. (1995). MacFlinCor and its application to fluids in Archean lode-gold deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 3943-3952.
- Cabral, A. R., Zeh, A. (2015). Detrital zircon without detritus: a result of 496-Ma-old fluid-rock interaction during the gold-lode formation of Passagem, Minas Gerais, Brazil. *Lithos*, 212-215, 415-427.
- Cassedanne, J. P., Cassedanne, J. O. (1971). Note sur le gisement de sphène du Campo do Boa (Município de Capelinha – Estado de Minas Gerais). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 43, 399-405.
- Castro, M. P. (2014). *Caracterização geológica da Formação Capelinha como uma unidade basal do Grupo Macaúbas em sua área tipo, Minas Gerais*. Dissertação (Mestrado). Ouro Preto: Departamento de Geologia – UFOP.
- Chauvet, A., Piantone, P., Barbanson, L., Nehlig, P., Pedroletti, I. (2001). Gold deposit formation during collapse tectonics: structural, mineralogical, geochronological, and fluid inclusion constraints in the Ouro Preto gold mines, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Economic Geology*, 96, 25-48.
- Chaves, M. L. S. C., Brandão, P. R. G., Buhn, B. (2010). Monazita em veios de quartzo da Serra do Espinhaço Meridional (MG): mineralogia, geocronologia e implicações geológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 40, 506-515.

- Chaves, M. L. S. C., Buhn, B., Dias, C. H., Menezes Filho, L. A. D. (2017). Idades U-Pb em xenotímio-(Y) de um veio de quartzo com almeidaíta e parisita-(1a), novos minerais encontrados na Serra do Espinhaço (Novo Horizonte, BA). *Geociências*, 36, no prelo.
- 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. *Revista Brasileira de Geociências*, 16, 106-118.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992). *Minerais Constituintes das Rochas*. 2. ed. Lisboa: Editora Fundação Calouste Gulbenkian.
- Fontes, C. Q., Pereira, A. D. C., Netto, C., Pereira, F. S., Lima Junior, L. O., Costa, M. R. A., Baltazar, O. F., Silva, S. L., Vieira, V. S., Ferrari, P. G., Ramalho, R. (1978). *Projeto Jequitinhonha*. Escala 1:250.000. Relatório Final. Belo Horizonte: CPRM/DNPM.
- Gonçalves, G. O., Lana, C., Scholz, R., Buick, I. S., Gerdes, A., Kamo, S. L., Corfu, F., Marinho, M. M., Chaves, A. O., Valeriano, C., Nalini Jr, H. A. (2016). An assessment of monazite from the Itambé pegmatite district for use as U–Pb isotope reference material for microanalysis and implications for the origin of the “Moacyr” monazite. *Chemical Geology*, 424, 30-50.
- Grossi-Sad, J. H., Motta, E., Baars, F. (1993). Formação Capelinha: uma nova entidade litoestratigráfica do Grupo Macaúbas Superior. *VII Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, Anais, 30-33. Belo Horizonte: SBG-Núcleo MG.
- Guimarães, M. L., Pedrosa-Soares, A. C., Baars, F. J., Grossi-Sad, J. H. (1996). *Mapa Geológico da Folha Malacacheta, Minas Gerais*. Escala 1:100.000. Belo Horizonte: Projeto Espinhaço, Convênio COMIG/IGC-UFMG.
- Guimarães, M. L. V., Grossi-Sad, J. H. (1997). Geologia da Folha de Malacacheta. In: J. H. Grossi-Sad, L. M. Lobato, A. C. Pedrosa-Soares, B. S. Soares-Filho. *Projeto Espinhaço em CD-ROM*. Belo Horizonte: Companhia Mineradora de Minas Gerais.
- Le Maitre, R. W. (1989). *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Oxford: Blackwell.
- Lobato, L. M., Pedrosa-Soares, A. C. (1993). Síntese dos recursos minerais do Cráton do São Francisco e faixas marginais em Minas Gerais. *Geonomos*, 1, 51-64.
- London, D. (2008). *Pegmatites*. Québec: Mineralogical Association of Canada. (The Canadian Mineralogist, Special Publication, v. 10).
- Miyashiro, A. (1973). *Metamorphism and metamorphic belts*. Londres: George Allen & Unwin.
- Noce, C. M., Pedrosa-Soares, A. C., Grossi-Sad, J. H., Baars, F. J., Guimarães, M. L. V., Mourão, M. A. A., Oliveira, M. J. R., Roque, N. C. (1997). Nova divisão estratigráfica regional do Grupo Macaúbas na Faixa Araçuaí: o registro de uma bacia neoproterozóica. *IX Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, Anais, n. 14, 29-31. Ouro Preto: SBG-Núcleo MG.
- Pedrosa-Soares, A. C., Campos, C., Noce, C. M., Silva, L. C., Novo, T., Roncato, J., Medeiros, S., Castañeda, C., Queiroga, G., Dantas, E., Dussin, I., Alkmim, F. (2011). Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related deposits. *Geological Society of London, Special Publications*, 350, 25-51.
- Pedrosa-Soares, A. C., Lobato, L. M., Magni, L. C. V., Faria, L. F. (1993). Arquitetura tectono-metamórfica do setor central da Faixa Araçuaí e suas relações com o Complexo Guanhães. *VII Simpósio de Geologia de Minas Gerais*, Anais, n. 12, 175-182. Belo Horizonte: SBG-Núcleo MG.
- Pedrosa-Soares, A. C., Noce, C. M., Wiedmann, C. M., Pinto, C. P. (2001). The Araçuaí-West Congo Origen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, 110, 307-323.
- Queiroga, G. N., Schulz, B., Martins, M. S., Castro, M. P., Pedrosa-Soares, A. C., Jordt-Evangelista, H., Silva, A. L. (2016). Thermobarometry and electron-microprobe Th-U-Pb monazite dating in garnet metapelites from the Capelinha Formation, Araçuaí Orogen, Brazil. *Revista da Escola de Minas*, 69, 33-43.
- Shepherd, T. J., Rankin, A. H., Alderton, D. M. (1985). *A practical guide to fluid inclusion studies*. Glasgow: Blackie.
- Uhlein, A. (1991). *Transição cráton-faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais. Aspectos estratigráficos e estruturais*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências – USP.
- Vassilikou-Dova, A. B., Lehmann, G. (1988). EPR of V⁴⁺ and Fe³⁺ in titanites. *Physic and Chemistry of Minerals*, 15, 559-563.
- Wilkinson, J. J. (2001). Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55, 229-272.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.