

PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA DO MAGMATISMO TRAQUI-ANDESÍTICO DE GOUVEIA (MG): IMPLICAÇÕES GENÉTICAS E TECTÔNICAS

Alexandre de Oliveira CHAVES¹, Tânia Mara DUSSIN¹, Friedrich Ewald RENGER¹, Mario Luiz de Sá Carneiro CHAVES¹

(1) Centro de Pesquisa Prof. Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Campus da Pampulha, Belo Horizonte - MG, CEP 31.270-010. Endereços eletrônicos: alochaves@yahoo.com.br; tdussin@gmail.com; frenger@netuno.lcc.ufmg.br; mchaves@ufmg.br

Introdução
Arcabouço Geológico
Metodologia
Petrografia
Litogeoquímica
Discussões e Conclusões
Agradecimentos
Referências Bibliográficas

RESUMO - Uma rocha ígnea porfirítica, metamorfisada em baixo grau e constituída por fenocristais de sanidina e andesina, cristais de epidoto magmático e matriz contendo biotita cloritizada e quartzo recristalizado com extinção ondulante, encontra-se inserida no Complexo de Gouveia (MG). Em termos litogeoquímicos, trata-se de um traqui-andesito metaluminoso, toleítico de alto-K, enriquecido em Pb e empobrecido em Mg, Ti, Zr, e Sr. Apresenta anomalia negativa de Nb, que possivelmente revela magmagênese a partir de uma cunha mantélica (região fonte) previamente modificada por metassomatismo relacionado à subducção. Sua assinatura tardi-orogênica, em conjunto com as características estruturais do Complexo de Gouveia, permitem supor um modelo geotectônico no qual o magmatismo subvulcânico teria ocorrido em uma bacia *pull-apart*. Esta bacia teria sido gerada em associação ao desenvolvimento de transcorrências sinistrais regionais ao final de um episódio orogênico.

Palavras-chave: Gouveia, magmatismo traqui-andesítico, transcorrência, bacia *pull-apart*.

ABSTRACT - A low grade metamorphic, porphyritic igneous rock with phenocrysts of sanidine and andesine, magmatic epidote and matrix containing chloritized biotite and recrystallized quartz with undulatory extinction, is found in the Gouveia Complex (MG). It is a high-K tholeiitic metaluminous trachyandesite, enriched in Pb and depleted in Mg, Ti, Zr, and Sr. It displays Nb negative anomaly, which possibly reveals magmagenesis from a mantle wedge (source region) previously modified by metasomatism related to subduction. Its late-orogenic signature, together with the structural features of the Gouveia Complex, suggest a tectonic model in which subvolcanic magmatism would have occurred in a pull-apart basin. This basin would have been generated in association to the development of regional sinistral transcurrent shear zones at the end of an orogenic episode.

Keywords: Gouveia, trachyandesite magmatism, transcurrent shear zones, pull-apart basin.

INTRODUÇÃO

Na região de Gouveia (MG) afloram predominantemente granitos e gnaisses pertencentes ao embasamento arqueano, numa janela estrutural posicionada na porção mediana central da Serra do Espinhaço. Entre esse embasamento e o Supergrupo Espinhaço, que

sustenta o espigão serrano, ocorrem rochas vulcano-sedimentares de possível idade arqueano-paleoproterozóica. Tal sequência, denominada Supergrupo Rio Paraúna, é composta por metavulcânicas ultramáficas, máficas e félsicas, além de metassedimentos clásticos e químicos, e

já foi descrita como parte de um *greenstone belt* (Hoffmann, 1983; Fogaça & Schöll, 1984).

Entre os zircões das metavulcânicas do Supergrupo Rio Paraúna datados por U-Pb (Machado et al., 1989), foram encontradas tanto idades arqueanas (intercepto superior de discórdia a 2.970 Ma) no Grupo Pedro Pereira, como também idades paleoproterozóicas (intercepto superior de discórdia a 2.050 Ma) no Grupo Costa Sena, ambas com impressão de evento metamórfico a 1.850 Ma (intercepto inferior das discórdias). Até então, todas as rochas de origem duvidosa encontradas na

região de Gouveia têm sido indiscriminadamente incluídas no Supergrupo Rio Paraúna.

Neste mesmo contexto geológico, foi recentemente descoberta uma rocha magmática porfirítica, cujas principais feições geológicas parecem ser bastante distintas daquelas do Supergrupo Rio Paraúna. Apesar de ainda não ser conhecida a idade de tal rocha, o presente trabalho, apoiado também na análise estrutural da área, objetiva apresentar suas características petrográficas e litogeoquímicas, discutindo as possíveis implicações genéticas e geotectônicas da região obtidas com base nestes dados.

ARCABOUÇO GEOLÓGICO

A área investigada encontra-se na chamada depressão de Gouveia, uma janela estrutural do embasamento cristalino embutida na Serra do Espinhaço Meridional, em Minas Gerais (Figura 1). Considerando-se toda a sua extensão, a Serra do Espinhaço prolonga-se por cerca de 1.200 km desde o norte do Quadrilátero Ferrífero de Minas Gerais até o extremo norte do Estado da Bahia. A principal unidade litoestratigráfica que sustenta o espigão de serras é o Supergrupo Espinhaço. Essa unidade, depositada a partir do final do

Paleoproterozóico (~1,7 Ga), é constituída principalmente por quartzitos com intercalações de filitos e metaconglomerados, com raras intrusões de rochas metavulcânicas em sua porção basal (e.g., Schöll & Fogaça, 1979; Machado et al., 1989, Dossin et al., 1990). No Espinhaço Meridional, o Supergrupo Espinhaço é sobreposto por metassedimentos do Supergrupo São Francisco, do Neoproterozóico (0,85-0,6 Ga), integrado pelos grupos Macaúbas e Bambuí, o último aflorando exclusivamente a oeste da serra.

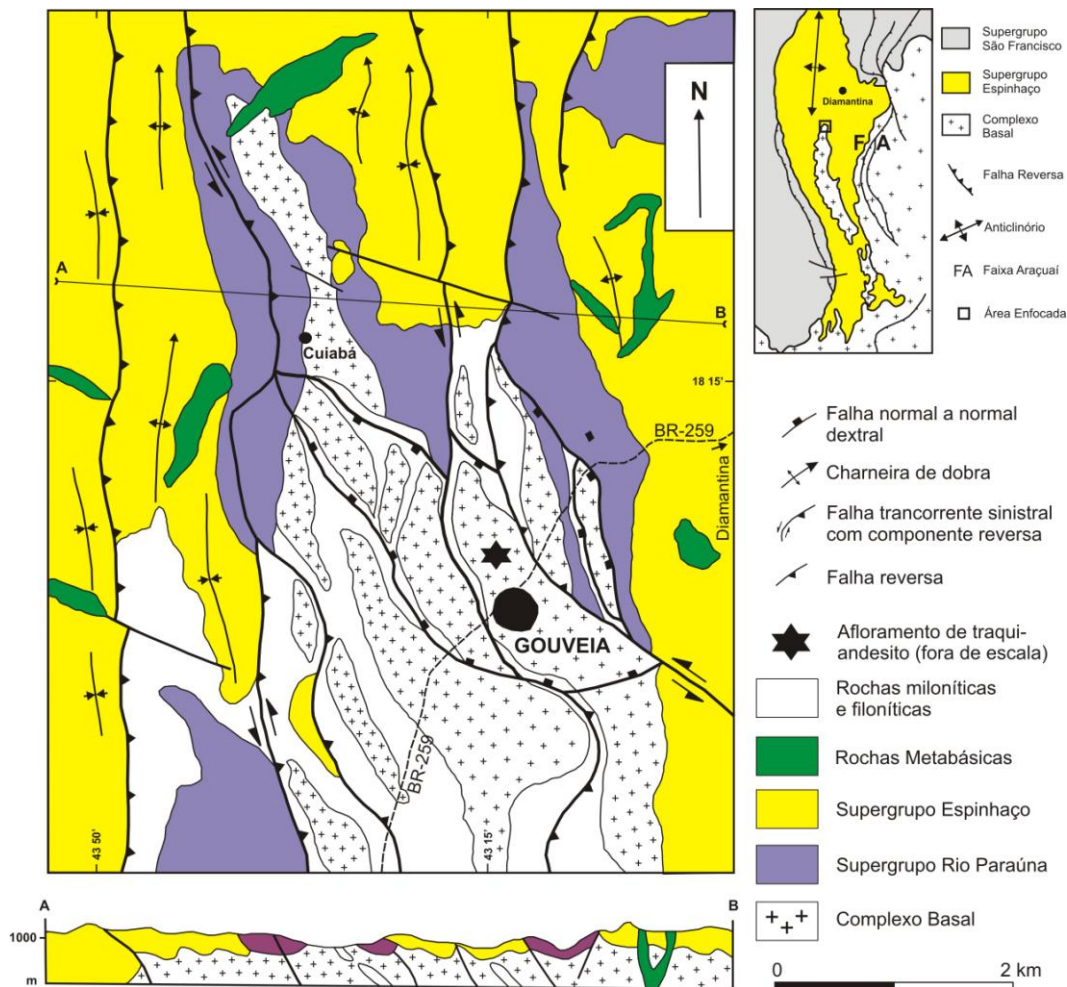


Figura 1. Arcabouço geológico da região estudada (modificado de Cruz et al., 2005).

Em termos geotectônicos, essas megassequências integram a Faixa de Dobramentos Araçuaí, que margeia o Craton São Francisco a leste. A Orogenia Araçuaí desenvolveu-se durante o Ciclo Brasileiro entre 630 e 490 Ma (e.g., Uhlein, 1991; Pedrosa-Soares et al., 2001), gerando na Serra do Espinhaço grandes dobramentos de eixos norte-sul com assimetria em direção ao cráton e foliações plano-axiais a tais dobramentos, com mergulhos altos para leste. O metamorfismo superimposto varia da fácies xisto-verde a anfibolito, de oeste para leste.

Rochas da infra-estrutura ocorrem na porção central serrana (região de Gouveia) e na margem leste da mesma (Figura 1). O Complexo de Gouveia (Hoffmann, 1983), com idade de cristalização em 2.839 +/- 14 Ma e de superposição metamórfica em 1.844 +/- 15 Ma (U-Pb em zircão, Machado et al., 1989), é constituído essencialmente por granitóides peraluminosos que variam de monzogranitos a granodioritos, muitas vezes porfiríticos, com cristais centimétricos de feldspato. Tais rochas

apresentam-se localmente deformadas, com texturas que variam de protomiloníticas a ultramiloníticas, representadas por xistos feldspáticos e sericita-quartzo xistos e sericita filitos, estes últimos constituindo filonitos. Nos xistos sericíticos, ocorre intensa venulação de quartzo, contendo por vezes cianita e turmalina. Hoffmann (1983) definiu ainda uma sequência de quartzo-muscovita filitos e xistos que gradam a quartzitos micáceos, interposta entre os granitóides de Gouveia e o Supergrupo Espinhaço, denominando-a de Grupo Costa Sena. Segundo Machado et al. (1989), zircões de rochas por eles interpretadas como metavulcânicas desse grupo apresentaram idade U-Pb de cristalização de 2,05 Ga.

Análises estruturais desenvolvidas na região (Dussin et al., 1992; Alkmim, 1995) mostraram que a faixa de dobramentos e cavalgamentos no Espinhaço Meridional representa uma culminação antiformal com vergência tectônica para oeste e idades de deformação neoproterozóicas. Segundo Cruz et al. (2005), a deformação no embasamento de Gouveia ocorreu por meio da nucleação de

zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis. Tais zonas são constituídas por uma associação de rochas miloníticas e filoníticas com mergulhos subverticais, diferentemente da sua continuação na cobertura (Figura 1). Indicadores cinemáticos de vários tipos revelam duas fases principais de deformação. A primeira, com cinemática transcorrente sinistral e componente reverso, possui vergência para oeste e foi responsável pela nucleação das zonas de cisalhamento. A segunda, com movimentação normal a normal-destral, desenvolveu-se por meio da reativação das zonas anteriormente nucleadas.

Dossin et al. (1993), detalharam os metadiabásios que cortam todos os litotipos supra-citados, exibindo texturas ofítica a sub-ofítica localmente preservadas, e predomínio de augita, transformada para actinolita-tremolita e clorita, e de plagioclásio (anortita 25-60)

alterado para albita, epidoto e sericita. Apresentam foliação metamórfica incipiente dada pelos minerais secundários formados em baixa temperatura (tremolita-actinolita, clorita, epidoto). A idade dessas rochas varia em torno de 900 Ma (Machado et al., 1989), com metamorfismo provavelmente relacionado ao evento tectonotermal Brasileiro (630-490 Ma).

É no contexto geológico supracitado que o magmatismo investigado encontra-se inserido, ocorrendo imediatamente a NW da cidade de Gouveia (Figura 1). Os afloramentos da rocha magmática em questão são restritos e estão, em sua maioria, intemperizados e poucos deles permitem a obtenção de amostras frescas para estudo. A rocha encontra-se embutida em gnaisses, os quais eventualmente mostram milonitização verticalizada com orientação preferencial N-S.

METODOLOGIA

A fim de determinar o contexto geológico de inserção e os aspectos petrográficos e litogeoquímicos da rocha investigada, procedeu-se o levantamento geológico/estrutural na região de Gouveia (Figura 1) e coleta de amostras representativas da mesma. Nos laboratórios do Centro de Geologia Eschwege e do CPMTC (ambos do IGC/UFMG), foram feitas seções delgadas da rocha utilizadas nos estudos micropetrográficos em microscópio polarizador, bem como a pulverização do material, em moinho de anéis, para estudos litogeoquímicos. A rocha pulverizada foi enviada ao Laboratório SGS-Geosol (Vespasiano-MG), onde, após fusão

com metaborato de lítio e digestão nítrica diluída, os elementos maiores e cinco elementos traços (Ba, Nb, Sr, Y, Zr) foram analisados por ICP-OES (Espectrometria de Emissão Óptica com Plasma Indutivamente Acoplado) e nove outros traços, em conjunto com quatorze elementos terras-raras, foram analisados por ICP-MS (Espectrometria de Massas com Plasma Indutivamente Acoplado). Os limites de detecção foram geralmente em torno 0,01% para os óxidos maiores e 1 ppm para os demais. A precisão das análises está no intervalo 1-2% do RSD (desvio padrão relativo) e a perda ao fogo ocorreu por diferença de peso após aquecimento a 1.000°C.

PETROGRAFIA

Macroscopicamente, a rocha magmática apresenta-se acinzentada, mesocrática, holocristalina e inequigranular porfirítica, com fenocristais de feldspato de até 5mm na maior dimensão, em meio a uma matriz fina e escura. Tal conjunto textural e a ausência de vidro natural sugerem um material de proveniência subvulcânica. Uma discreta e pouco penetrativa foliação, quase imperceptível a olho nu e com ligeira orientação planar dos minerais da matriz, é encontrada na rocha (Figura 2).

Em lâmina delgada, percebe-se que entre os fenocristais de feldspato ocorrem quantidades aproximadamente iguais de plagioclásio (andesina - via método Michel-Levy) e de sanidina (em geral com geminação Carlsbad), os quais, em conjunto, representam 50% em volume dos minerais constituintes. Cristais de epidoto, com típicas cores variegadas de interferência, também podem ser notados (porém em menor quantidade em relação aos feldspatos), e provavelmente são de derivação magmática. A

matriz mostra-se na maior parte formada de biotita cloritizada e, subordinadamente, por cristais menores de sanidina e andesina, estes últimos substituídos por clinozoisita ou pistacita. Cristais de quartzo com extinção ondulante também ocorrem na matriz, exibindo recristalização parcial. Acessoriamente são encontrados cristais de apatita, rutilo e zircão,

além de ilmenita em alteração para leucoxênio (Figura 2). A ordem de cristalização a partir do magma parece iniciar-se com os fenocristais de feldspato e dos minerais acessórios, terminando com biotita, epidoto e quartzo. Clorita e pistacita/clinozoisita possuem origem metamórfica.

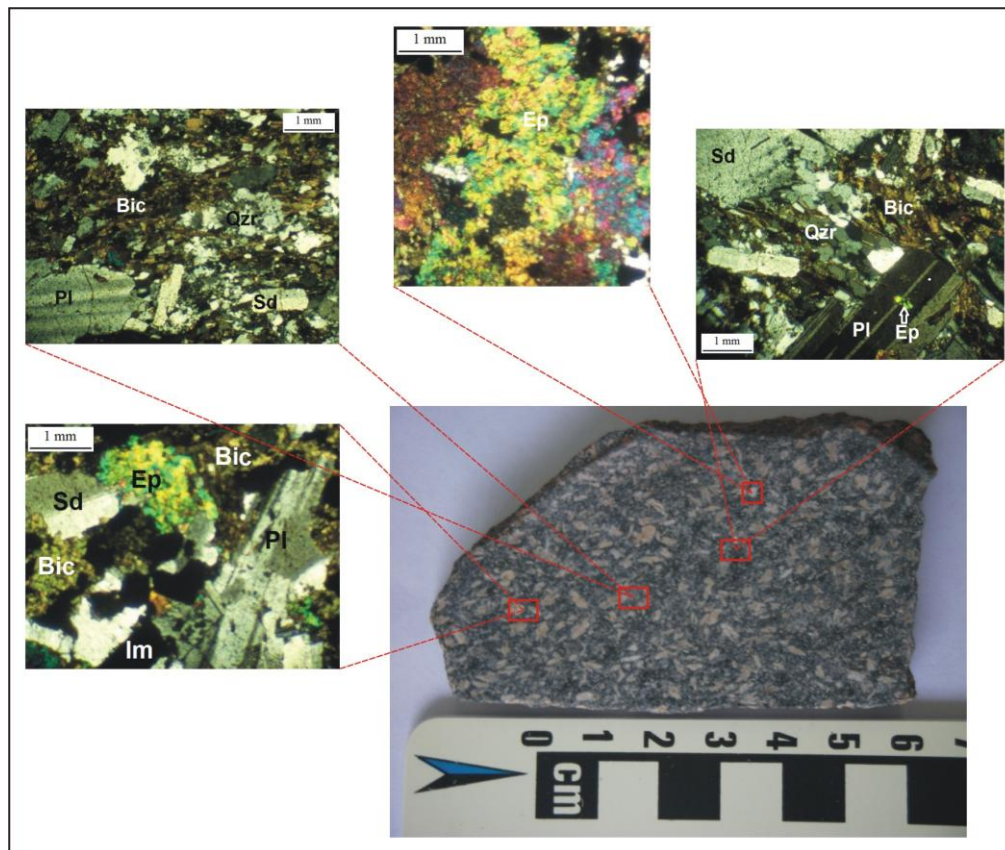


Figura 2. Aspectos macro e microscópicos da textura e mineralogia do traqui-andesito de Gouveia. As fotomicrografias foram tomadas sob nicóis cruzados. Sd, sanidina; Pl, plagioclásio; Qzr, quartzo recristalizado com extinção ondulante; Bic, biotita cloritizada; Ep, epidoto; Im, ilmenita.

LITOGEOQUÍMICA

Uma vez que o metamorfismo atuante sobre a rocha enfocada é de baixo grau, é plausível supor que provavelmente não ocorreu mobilização expressiva de seus elementos químicos durante tal processo. A tabela 1 apresenta as composições litogeoquímicas das cinco amostras analisadas, que indicam uma rocha intermediária (cerca de 60% de SiO₂), supersaturada em sílica (presença de quartzo

modal), pobre em magnésio e rica em álcalis, cuja classificação petrográfica com base no diagrama TAS (conforme Cox et al., 1979), é de um traqui-andesito (Figura 3A). Em termos da saturação em Al₂O₃, apresenta caráter metaluminoso predominante, chegando a ser levemente peraluminoso, conforme identificado pelo diagrama ACNK-ANK (Figura 3B), de Maniar & Piccoli (1989).

Tabela 1. Composição litogeoquímica em rocha total do material magmático investigado (FeO* = todo ferro expresso como FeO, PF = perda ao fogo). As análises foram realizadas por ICP-OES e ICP-MS.

Am.	SiO₂ %	Al₂O₃ %	TiO₂ %	FeO* %	MnO %	MgO %	CaO %	Na₂O %	K₂O %	P₂O₅ %	PF %	Total %
AG-1	59,50	14,72	1,34	10,10	0,16	2,26	2,61	3,92	3,06	0,40	1,54	99,61
AG-2	59,35	14,53	1,34	9,94	0,15	2,11	2,56	4,07	2,97	0,40	1,58	99,00
AG-3	60,40	13,90	1,48	11,00	0,17	2,21	2,32	4,08	3,13	0,42	1,12	100,23
AG-5	61,10	13,90	1,43	10,60	0,14	1,64	3,39	4,23	2,67	0,42	1,01	100,53
AG-7	61,30	14,10	1,43	10,60	0,15	1,70	3,11	4,43	2,72	0,39	1,07	101,00

Am.	Ba ppm	Sr ppm	Rb ppm	Nb ppm	Ta ppm	Zr ppm	Y ppm	Hf ppm	V ppm	Cr ppm	Ni ppm	Pb ppm	Th ppm	U ppm
AG-1	726	155	101	26	2	184	45	14	115	6	18	12	12	3
AG-2	712	154	102	28	2	111	46	14	129	7	20	13	14	3
AG-3	758	161	111	25	3	104	47	20	140	4	14	20	10	2
AG-5	716	342	98	30	3	81	57	13	142	4	13	17	13	3
AG-7	735	286	123	29	2	89	44	18	144	4	9	10	10	2

Am.	La ppm	Ce ppm	Pr ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Gd ppm	Tb ppm	Dy ppm	Ho ppm	Er ppm	Tm ppm	Yb ppm	Lu ppm
AG-1	59,90	112,20	15,02	59,60	12,90	3,56	12,92	1,76	10,15	1,91	5,06	0,73	4,20	0,70
AG-2	67,60	124,10	16,40	65,50	13,50	3,92	12,53	1,88	10,58	2,01	5,20	0,76	4,80	0,78
AG-3	52,10	85,30	11,56	37,50	8,30	3,10	9,98	1,43	7,76	1,36	3,05	0,53	3,40	0,43
AG-5	59,20	121,60	16,67	51,00	10,60	3,88	14,33	2,04	10,56	2,15	4,23	0,75	4,80	0,52
AG-7	58,20	92,70	12,08	40,10	8,50	3,01	10,29	1,42	8,48	1,46	3,42	0,57	3,60	0,38

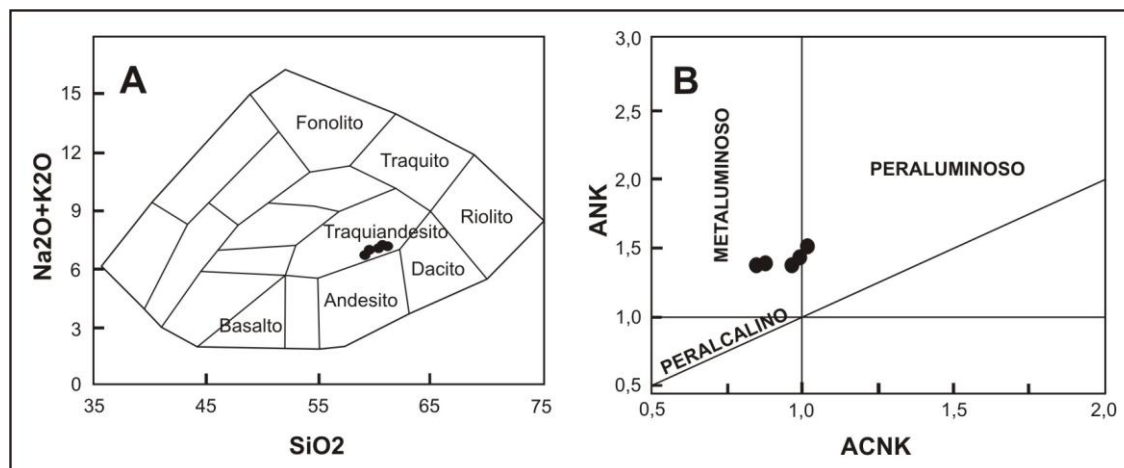


Figura 3. (A) Diagrama de classificação petrográfica Total Álcali-Sílica, de Cox et al. (1979), a partir do qual a rocha foi caracterizada como traqui-andesito. (B) Caráter metaluminoso a levemente peraluminoso da rocha investigada, obtido através do diagrama de proporções molares de $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ versus Al_2O_3/Na_2O+K_2O , de Maniar & Piccoli (1989).

Na figura 4, o caráter subalcalino da rocha, do tipo toleítico, é demonstrado com base nos diagramas Sílica versus Álcalis (Figura 4A) e AFM (Figura 4B), ambos de acordo com Irvine & Baragar (1971), sendo o caráter toleítico

corroborado pelo diagrama Sílica versus FeO_T/MgO (Figura 4C; conforme Miyashiro, 1974). Além de toleítica, a rocha é do tipo alto-K segundo o diagrama FeO_T/MgO versus K_2O (Figura 4D; Gill, 1981).

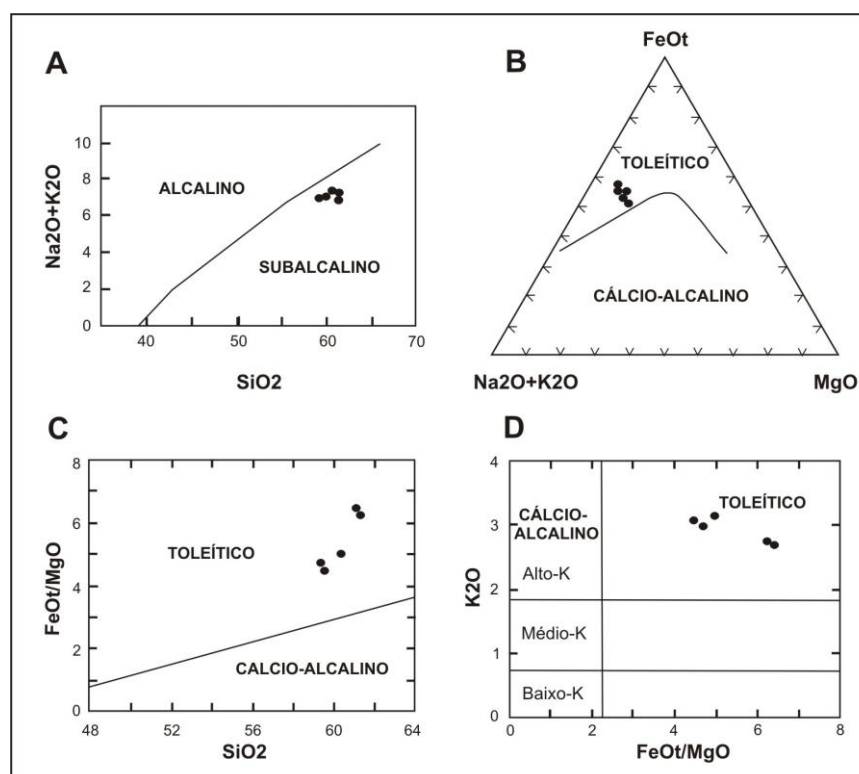


Figura 4. (A) Diagramas binário Sílica versus Álcalis e (B) ternário AFM (Álcalis- FeO_T - MgO), ambos de Irvine & Baragar (1971), a partir dos quais pode ser verificada uma assinatura subalcalina do tipo toleítica para a rocha vulcânica investigada. (C) O caráter toleítico da rocha é corroborado pelo diagrama Sílica versus FeO_T/MgO , de Miyashiro (1974). (D) Adicionalmente, a rocha pode ser classificada, no diagrama FeO_T/MgO versus K_2O (Gill, 1981), como toleítica de alto-K.

Com relação aos arcnogramas dos elementos terras raras (Figura 5A) e multi-elementos (Figura 5B; incluindo LIL, LFS, HFS e terras raras), ambos com normalização ao E-MORB, nota-se pelo primeiro que a rocha apresenta um enriquecimento de terras-raras (principalmente as leves), com um padrão semelhante ao de andesitos potássicos (Gill, 1981), especialmente aqueles do Monte Vesúvio, Itália (Belkin & Gunn, 1996). Uma

discreta anomalia negativa de Eu pode ser verificada em algumas amostras. Já pelo arcnograma multi-elementar, chamam atenção as anomalias negativas de Ba, Nb, Sr, Zr e Ti, além da anomalia positiva de Pb, num padrão também semelhante ao de andesitos potássicos do mesmo Monte Vesúvio, na Província Romana, pertencente ao arco magmático ativo Eólias (Itália).

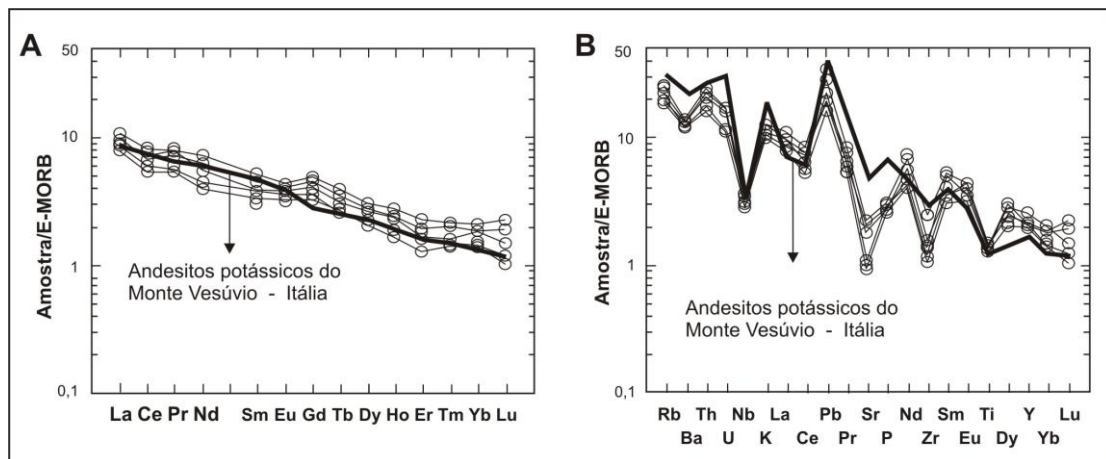


Figura 5. Arcnogramas de elementos terras-raras (A) e de multi-elementos (B) para a rocha subvulcânica de Gouveia, ambos normalizados ao E-MORB segundo Sun & McDonough (1989). Padrões comparativos de andesitos potássicos italianos da Província Romana (Belkin & Gunn, 1996), situados no arco magmático ativo Eólias, estão adicionados.

Em termos geotectônicos, através do diagrama Th-Hf/3-Ta, de Wood (1980), a rocha subvulcânica de Gouveia caracteriza-se como sendo de margem destrutiva de placa (Figura 6A), margem esta do tipo continental ativa segundo o diagrama Ta/Yb *versus* Th/Yb, de Pearce (1982; Figura 6B). Comparativamente

às fontes empobrecidas do tipo MORB, as razões utilizadas neste último diagrama apontam uma fonte mantélica enriquecida para a rocha em questão. Finalmente, o caráter tectônico tardi-orogênico dessa rocha é revelado através do diagrama R1-R2, de Batchelor & Bowden (1985), que se encontra apresentado na figura 6C.

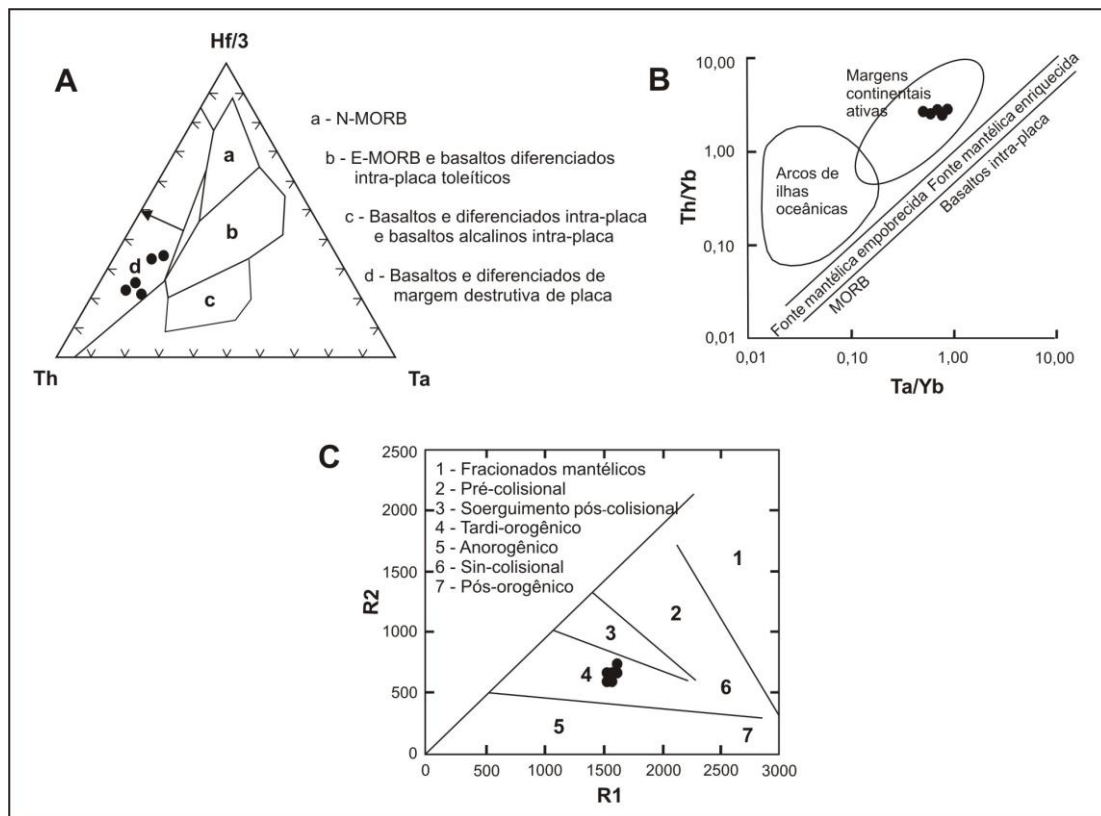


Figura 6. Diagramas de ambiência tectônica para a rocha subvulcânica de Gouveia. (A) Diagrama ternário Th-Hf/3-Ta, de Wood (1980). (B) Diagrama Ta/Yb-Th/Yb, de Pearce (1982). (C) Diagrama milicatiônico R1 $[4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)]$ versus R2 $[6Ca+2Mg+Al]$, de Batchelor & Bowden (1985).

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A textura porfirítica apresentada pela rocha implica em dois estágios de cristalização distintos. Os fenocristais de feldspato teriam cristalizado previamente em meio ao líquido magmático em uma câmara subsuperficial. A seguir, o magma, composto por líquido e fenocristais, teria sido levado para próximo à superfície, onde terminaria a cristalização dos minerais da matriz sob um resfriamento mais rápido que no primeiro estágio.

A presença de extinção ondulante e recristalização parcial do quartzo, em associação à cloritização da biotita preferencialmente nos planos discretos de foliação, sugerem que a rocha foi afetada por metamorfismo de baixo grau, da fácies xisto-verde, provavelmente no Ciclo Brasileiro como outras rochas magmáticas regionais. Ressalta-se que a foliação aparentemente não é de fluxo magmático, em função das características dos cristais de quartzo.

Com base na litogeoquímica, em termos petrológicos é possível afirmar que o traqui-andesito estudado certamente não representa um magma andesítico primário em função de ser pobre em Mg e, portanto, deve representar um diferenciado de um magma basáltico subalcalino toleítico hidratado e rico em álcalis (alto-K). Tendo em vista o exposto, o traqui-andesito seria, de fato, membro de uma série toleítica, em cuja evolução química o magma apresentaria uma crescente razão Fe/Mg, ou seja, teria havido um enriquecimento de Fe no líquido durante a cristalização fracionada. Nesta série, em ambiente inicialmente redutor, teria ocorrido a formação de ilmenita (com Fe^{2+}) a partir do magma básico e o Fe excedente, já em um magma intermediário, seria utilizado no estágio posterior, mais oxidante, de evolução magmática (condições crescentes de P_{O_2}) para cristalizar o epidoto (mineral rico em Fe^{3+} - ferro oxidado) presente no traqui-andesito. O enriquecimento em K desta

rocha seria uma característica herdada da fonte mantélica.

Cabe destacar que durante a cristalização fracionada do magma, assim como é possível imaginar que o fracionamento do plagioclásio teria controlado os teores de Sr e Ba (e eventualmente também do Eu), o da ilmenita (e rutilo) controlaria o conteúdo de Ti, gerando as anomalias negativas destes elementos que são encontradas no traqui-andesito. A anomalia também negativa de Zr deve ter surgido pelo fracionamento devido ao rutilo ainda na fase básica, já que nesse mineral o Zr fica retido e não é liberado ao líquido residual de composição intermediária (Foley et al., 2000). A anomalia positiva de Pb (Figura 5B) é característica de magmas potássicos ou poderia ainda ser explicada por contaminação durante sua ascensão por uma crosta espessa.

A respeito da anomalia negativa de Nb, este elemento se encontra empobrecido em relação aos elementos terras raras leves (Figura 5b), o que, segundo Gill (1981) e Kelemen et al. (1993), é considerado como típico de magmas produzidos a partir de cunha mantélica (área fonte) previamente modificada pelo metassomatismo relacionado à subducção. Este argumento tem sido utilizado por diversos autores (e.g., Sommer et al., 2006; Cid et al., 2007) para relacionar a anomalia negativa de Nb, identificada em rochas ígneas intermediárias de ambiência geológica similar à de Gouveia, ao metassomatismo associado à subducção, gerador das citadas características químicas específicas da fonte mantélica.

Particularmente sobre a Província Romana (Itália), cujos arcnogramas de terras-raras e

multi-elementos de andesitos potássicos italianos situados no lado continental do arco magmático ativo Eólias são notavelmente semelhantes aos padrões do traqui-andesito estudado (Figuras 5A e 5B), Peccerillo (1985) também os consideram relacionados ao metassomatismo de cunha do manto vinculado à subducção.

A assinatura litogeoquímica de rocha ígnea tardi-orogênica apresentada pelo traqui-andesito, em conjunto com as características estruturais do Complexo de Gouveia, permitem supor um modelo geotectônico no qual o vulcanismo teria ocorrido em bacia *pull-apart* gerada em associação ao desenvolvimento de transcorrências sinistrais regionais (Figura 1), ao final de um importante episódio orogênético, à medida que o *stress* regional diminuía. Apesar de ainda não haver uma idade radiométrica definida para o magmatismo estudado, sugere-se aqui o cenário apresentado na figura 7, o qual pode ter ocorrido ao final das orogênias Transamazônica (por volta de 2,0 Ga) ou Brasiliana (0,5 Ga). Na perspectiva de estar relacionado ao final do Transamazônico, o magmatismo poderia pertencer ao Grupo Costa Sena (2,0 Ga). Entretanto, na possibilidade de associação ao Ciclo Brasileiro, tal magmatismo não teria qualquer relacionamento com os supergrupos Rio Paraúna ou Espinhaço. O próximo passo desta pesquisa será a determinação da idade radiométrica do traqui-andesito para que seja verificado ou não sua inserção no Supergrupo Rio Paraúna, bem como a investigação petrográfica, litogeoquímica e radiométrica de outros litotipos ígneos locais que possam eventualmente estar geneticamente relacionados a esta rocha subvulcânica peculiar.

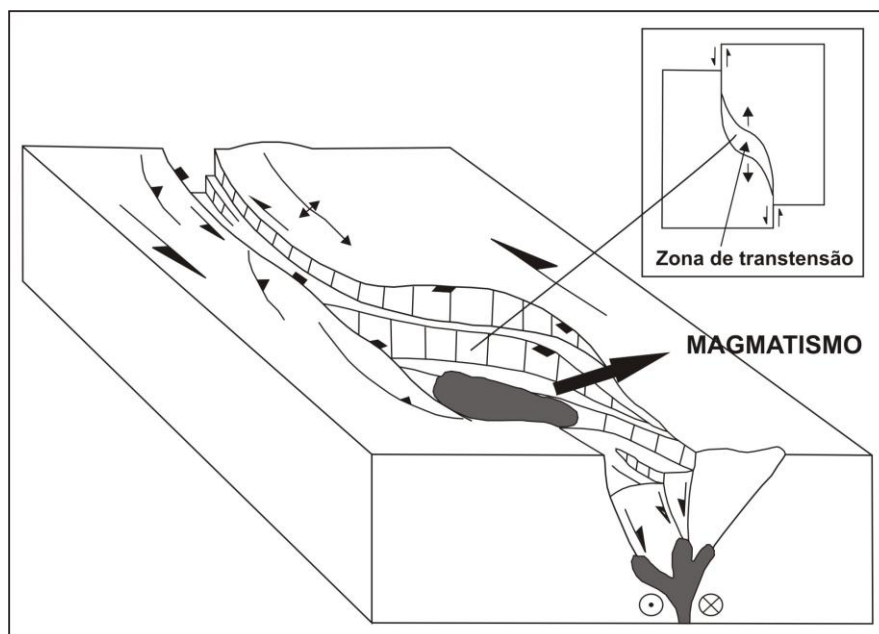


Figura 7. Sugestão de um modelo de magmatismo em bacia *pull-apart* para colocação do traquiandesito toleítico tardi-orogênico investigado neste trabalho.

AGRADECIMENTOS

À Casa da Glória – Centro de Geologia Eschwege e ao CPMTC-IGC-UFMG, pelos apoios logísticos. M.L.S.C. Chaves agradece ainda ao CNPq, pela concessão de Bolsa de Produtividade em Pesquisa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ALKMIM, 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, 1995, p.1-2.
2. BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, v.48, p.43–55, 1985.
3. BELKIN, H. & GUNN, B. (1996) **Data of USGS**, disponível em: http://www.geokem.com/images/scans/Lavas-Mt_Vesuvius-Italy.gif (acessado em jul/2011).
4. CID, J.P.; FILHO, B.E.C.; CONCEIÇÃO, H.; RIOS, D.C.; ROSA, M.L.S.; ROCHA, H.M. Primary potassic magmatism produced from amphibole-clinopyroxene-apatite-rich mantle source in the São Francisco Craton, Brazil, and the key role of mantle heterogeneity in the diversity of alkaline magmatism. **Revista Brasileira de Geociências**, v.37, p.40-46, 2007.
5. COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.J. **The Interpretation of Igneous Rocks**. New York: George Allen & Unwin, 1979, 293p.
6. CRUZ, S.C.P.; ALKMIM, F.F.; LAGOEIRO, L.E. Zona de cisalhamento do núcleo do anticlinório de Gouveia, Cordilheira do Espinhaço, MG: geometria, cinemática e processos deformacionais. **Revista Brasileira de Geociências**, v.35, p.441-452, 2005.
7. DOSSIN, I.A.; DOSSIN, T.M.; CHAVES, M.L.S.C. Compartimentação estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais - os grupos Diamantina e Conselheiro Mata. **Revista Brasileira de Geociências**, v.20, p.178-186, 1990.
8. DUSSIN, I.A.; DUSSIN, T.M.; CHARVET, J.; CHEMALE JR., F. Tectonique du Protérozoïque Supérieur au sud-est du Craton São Francisco (Minas Gerais, Brésil). **Compte Rendu L'Academie Sciences**, Serie II, Fascicule II, p.629-636, 1992.
9. DOSSIN, T.M.; DOSSIN, I.A.; CHARVET, J.; POUCKET, A.; LAPIERRE, H. Late proterozoic mafic dykes swarm from the Espinhaço Range (Minas Gerais, Brazil): geochemistry and tectonical setting. In:

- SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. **Anais...** Salvador, 1993, p.128-130.
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, Rio de Janeiro, 1984. **Anais...** Rio de Janeiro, 1984, v.2, p.2638-2653.
12. FOLEY, S. F.; BARTH, M.G.; JENNER, G.A. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 64, No. 5, p.933-938, 2000.
13. GILL, J.B. **Orogenic Andesites and Plate Tectonics**. New York: Springer-Verlag, 1981, 390p.
14. HOFFMANN, C. The archean peraluminous Gouveia granite. Its structure, geochemistry, and phase petrology (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil). **Neues Jahrbuch Mineralogie, Abhandlungen**, v.146, p.151-169, 1983.
15. IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v.8, p.523-548, 1971.
16. KELEMEN, P.B.; SHIMIZU, N.; DUNN, T. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. **Earth and Planetary Science Letters**, v.120, p.111-134, 1993.
17. 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, Diamantina. **Anais...** Diamantina, 1995, p.171-174.
18. MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. Tectonic discriminations of granitoids. **Geological Society of America Bulletin**, v.101, p.635-643, 1989.
19. MIYASHIRO, A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. **American Journal of Science**, v.274, p.321-355, 1974.
20. PEARCE, J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (editor), **Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks**. Chichester: John Wiley & Sons, 1982, p.525-548.
21. PECCERILLO, A. Roman comagmatic province (central Italy): Evidence for subduction-related magma genesis. **Geology**, v.13, p.103-106, 1985.
22. PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; WIEDMAN, C.M.; PINTO, C.P. The Araçuaí-West Congo orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. **Precambrian Research**, v.110, p.307-323, 2001.
23. SCHÖLL, W.U. & FOGAÇA, A.C.C. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina (MG). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 1, 1979, Diamantina. **Atas...** Diamantina, 1979, p.55-73.
24. SOMMER, C.A.; LIMA, E.F.; NARDI, L.V.S.; LIZ, J.D.; WAICHEL, B.L. The evolution of Neoproterozoic magmatism in Southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.78, p.573-589, 2006.
25. SUN, S. & MCDONOUGH, W. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. & Norry, M.J. (editors), **Magmatism in the Ocean Basins**. London: Geological Society Special Publication, 1989, p.313-345.
26. UHLEIN, A. **Transição cráton - faixa dobrada: exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais**. São Paulo: Tese de Doutorado, IG-Universidade de São Paulo, 1991, 295p.
27. WOOD, D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. **Earth and Planetary Science Letters**, v.50, p.11-30, 1980.

*Manuscrito recebido em: 06 de dezembro de 2011
Revisado e Aceito em: 01 de outubro de 2012*