



**Idade U-Pb e Geoquímica do Traqui-Andesito Toleítico de Gouveia (MG)  
Comparadas com Rochas Básicas Toleíticas Regionais Pedro Lessa e Formiga:  
Fragmentos de uma *Large Igneous Province* (LIP) Toniana**  
U-Pb Age and Geochemistry of the Tholeiitic Trachy-Andesite of Gouveia (MG)  
Compared with Regional Pedro Lessa and Formiga Tholeiitic Basic Rocks:  
Fragments of a Tonian *Large Igneous Province* (LIP)

Alexandre de Oliveira Chaves<sup>1</sup> & Ivo Antonio Dussin<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal de Minas Gerais - Instituto de Geociências - Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa.  
Av. Antonio Carlos, 6627, 31270-901 Belo Horizonte – MG, Brasil

<sup>2</sup>Universidade do Estado do Rio de Janeiro - Departamento de Geologia Regional e Geotectônica.  
Rua São Francisco Xavier, 524, 20550-013 Rio de Janeiro – RJ, Brasil  
E-mails: alochaves@yahoo.com.br; ivodusin@yahoo.com.br

Recebido em: 18/05/2018 Aprovado em: 0/08/2018

DOI: [http://dx.doi.org/10.11137/2018\\_3\\_05\\_15](http://dx.doi.org/10.11137/2018_3_05_15)

## Resumo

Em Gouveia (MG), uma rocha subvulcânica traqui-andesítica toleítica de alto-K, guardando fenocristais de plagioclásio e sanidina e matriz também rica em feldspatos, com biotita, epidoto magmático e quartzo, aflora na forma de corpos irregulares e diques subverticalizados. A idade U-Pb de 938,5 +/- 4,5 Ma encontrada para o traqui-andesito de Gouveia é praticamente a mesma das rochas metabásicas da suíte Pedro Lessa (933 +/- 20 Ma) e dos diques Formiga (940 +/- 50 Ma), apontando para o agrupamento de todas essas rochas em um mesmo evento magmático. O tratamento conjunto da geoquímica da rocha traqui-andesítica com a das rochas regionais toleíticas Pedro Lessa e Formiga, revela cogeneticidade entre estes litotipos. O magma basáltico gerador destas rochas, com assinatura OIB (típica de pluma), é de origem provável da fusão parcial de um peridotito portador de granada, teria passado por contaminação litosférica e se diferenciado por meio do processo de cristalização fracionada até o traqui-andesito investigado. Esse magmatismo básico/intermediário encontra-se inserido no contexto magmático de uma *large igneous province* (LIP – província ígnea gigante) toniana reconstruída nos cratons São Francisco e Congo.

**Palavras-chave:** Traqui-andesito; Gouveia; Pedro Lessa; Formiga; U-Pb; geoquímica; LIP

## Abstract

In Gouveia (MG), a tholeiitic high-K trachy-andesitic subvolcanic rock, with phenocrysts of plagioclase and sanidine, and a matrix rich in feldspars, biotite, magmatic epidote and quartz, outcrops in the form of irregular bodies and subverticalized dykes. The U-Pb age of 938.5 +/- 4.5 Ma found for the Gouveia trachy-andesite is practically the same as for the regional metabasic rocks of the Pedro Lessa suite (933 +/- 20 Ma) and the Formiga dykes (940 +/- 50 Ma), pointing to the grouping of all these rocks in the same magmatic event. The combined treatment of the geochemistry of the trachy-andesitic rock with that of the regional Pedro Lessa and Formiga rocks, reveals cogeneticity among these lithotypes. The basaltic magma that generates these rocks, with an OIB signature (typical of mantle plume), would come from partial melting of a garnet-bearing peridotite, passed through lithospheric contamination and differentiated through the fractional crystallization process until the investigated trachy-andesite. This basic/intermediate magmatism of Tonian age is inserted in the magmatic context of a large igneous province (LIP) rebuilt in São Francisco and Congo cratons.

**Keywords:** Trachy-andesite; Gouveia; Pedro Lessa; Formiga; U-Pb; geochemistry; LIP

## 1 Introdução

Em Gouveia (MG), próximo à cidade de Diamantina, ocorre a suíte magmática alcalina Gouveiana, metaluminosa e saturada em sílica. Com base em datação U-Pb em titanita, ela foi formada há 1,95 Ga a partir de um magma lamprofírico que se diferenciava para os demais termos monzoníticos e sieníticos da suíte, ao longo de porções transtensionais de falhas transcorrentes regionais. Esta suíte foi termalmente aquecida acima de 600 °C no período Estateriano há 1,73 Ga e guarda também registros da imposição metamórfica Brasileira por volta de 0,5-0,45 Ga (Chaves *et al.*, 2015). Vizinha a esta suíte (Figura 1), uma rocha subvulcânica traqui-andesítica toleítica de alto-K, porfirítica e com textura ígnea perfeitamente preservada, guardando fenocristais de plagioclásio e sanidina e matriz também rica em feldspatos, com biotita, epidoto magmático e quartzo, aflora na forma de corpos irregulares e diques subverticalizados (Chaves *et al.*, 2014a). Ela foi discretamente foliada ao longo das referidas falhas transcorrentes durante a reativação das mesmas no evento Brasileiro, com registro pelo método Sm-Nd em cerca de 0,45 Ga, método este que mostra ainda uma idade modelo TDM (*depleted mantle*) de 1,25 Ga para esta rocha (Chaves *et al.*, 2015). Assim, a Suíte Gouveiana e o traqui-andesito, apesar de aflorarem em um restrito espaço geográfico (Figura 1), teriam sua gênese distanciada no tempo geológico.

Chaves *et al.* (2013) descrevem uma rocha de 1,16 Ga intrusiva no Complexo Basal arqueano, 3 quilômetros a sul de Gouveia, com estrutura brechoidal e formada por clastos de xistos, formações ferríferas (FFs), rochas vulcânicas e granitoides, em matriz vulcânica muito fina a média, petrograficamente de natureza básica com tendência alcalina, definida como um traqui-andesito basáltico a traqui-basalto, com características vulcanoclásticas. Grãos de zircão retirados da matriz dessa rocha indicaram três intervalos de idades característicos: arqueana (principalmente entre 2,9 – 2,7 Ga), paleoproterozoicas (2,2 – 1,8 Ga) e, as mais importantes, grenvilleanas (1,20 – 1,16 Ga).

Este artigo inicialmente apresenta uma idade inédita U-Pb em grãos de zircão realizada por LAI-

CPMS (sistema de ablação a laser e espectrometria de massas com plasma indutivamente acoplado) para a rocha subvulcânica traqui-andesítica toleítica de alto-K de Gouveia, mais nova que os 1,16 Ga apresentados por Chaves *et al.* (2013). O presente trabalho adicionalmente compara não só esta idade inédita como também a geoquímica desta rocha traqui-andesítica com a das rochas regionais metabásicas toleíticas da suíte Pedro Lessa, que ocorrem regionalmente como diques e soleiras, e com a geoquímica dos diques máficos E-NE toleíticos Formiga (vide mapa regional inserido na Figura 1), os quais são mineralogicamente compostos por plagioclásio, clinopiroxênio e olivina, com zircão, ilmenita e apatita como acessórios. A suíte Pedro Lessa foi datada em 933 +/- 20 Ma por Dussin & Chemale Jr. (2012), uma idade similar à idade de 906 +/- 2 Ma previamente encontrada por Machado *et al.* (1989) para esta suíte. Os diques Formiga apresentam idade de 984 +/- 110 Ma (Sm-Nd - Chaves & Correia Neves, 2005) e 940 +/- 50 Ma (Ar-Ar - Carneiro & Oliveira, 2005). Por fim, este artigo investiga esse magmatismo básico/intermediário de idade Toniana no contexto de uma *large igneous province* (LIP – província ígnea gigante) reconstruída nos cratons São Francisco e Congo, LIP esta previamente visualizada por Correa-Gomes & Oliveira (2000).

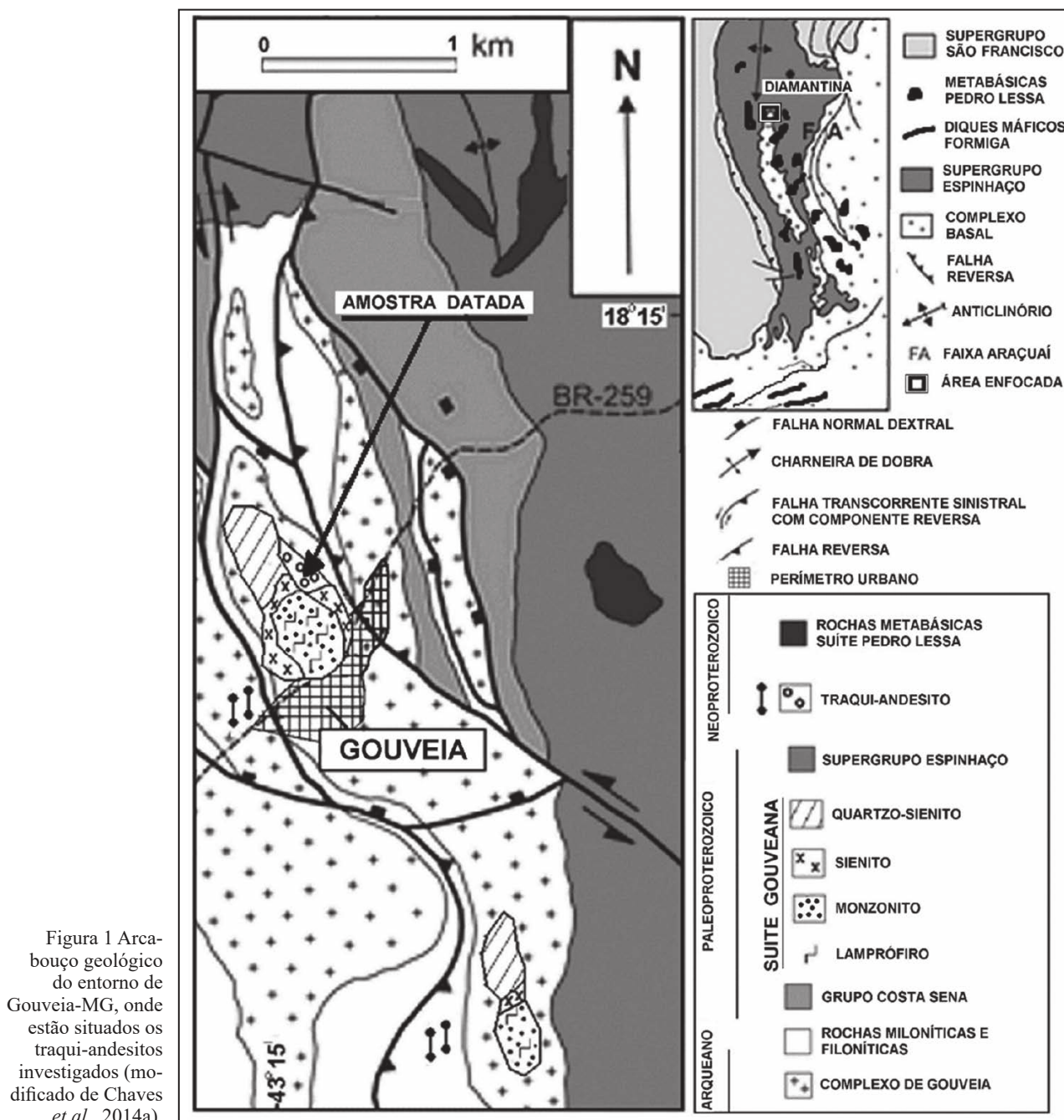
## 2 Materiais e Métodos

### 2.1 Geocronologia

A extração de zircão do traqui-andesito seguiu os processos convencionais da concentração de minerais pesados, ou seja, britagem, moagem, peneiramento, com separação do material da fração fina (menor que 180 *mesh*), utilizando peneiras descartáveis, concentração dos pesados em mesa vibratória e seleção manual dos grãos.

Os grãos foram selecionados individualmente e montados em resina acrílica, em seguida o *mount* foi polido com pó de alumina, para expor os centros dos grãos. As imagens de catodo luminescência (CL) dos grãos de zircão foram obtidas em um microscópio eletrônico de varredura (MEV) JEOL 6510, no Laboratório de Imagens da UFOP.

Os dados foram obtidos através de um multicoletor Thermo-Finnigan Neptune ICP-MS (espectrômetro de massas com plasma indutivamente



acoplado) conectado a um sistema de *laser* Photon-Machines de 193 nm G2 da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP) seguindo o procedimento descrito em Santos *et al.* (2017).

Os parâmetros de configuração usados no instrumento foram: diâmetro do *spot* com 30  $\mu$ , frequência de 6 Hz, 10% de energia e com intensidade

de 0,3 mJ. Os dados de U-Pb foram padronizados usando o zircão GJ-1 (609 Ma, Jackson *et al.*, 2004) como padrão primário e testado usando o zircão Pleisovice (337 Ma, Slama *et al.*, 2008) e BB (560 Ma, Santos *et al.* 2017) como padrões secundários. Os erros externos foram propagados considerando reprodutibilidade interna das razões individuais, reprodutibilidade externa da GJ-1, incerteza a longo

prazo da validação do padrão, incerteza nas razões do padrão de referência e a incerteza do índice de Pb-common (Lana *et al.*, 2017).

A avaliação dos dados para cada *spot* foi filtrada considerando os *outliers* dos valores do conteúdo de Pb comum, erros individuais das razões isotópicas, altas porcentagens de discordância e razão Th/U. Dos pontos selecionados, apenas aqueles com discordância menor que 5% foram usados para calcular e plotar em diagramas de Concórdia. Os diagramas Concórdia foram obtidos utilizando o software Isoplot/Ex (Ludwig, 2003) e, as incertezas individuais são apresentadas no nível  $2\sigma$ .

## 2.2 Geoquímica

As amostras utilizadas para tratamento conjunto na comparação geoquímica realizada a seguir constam dos trabalhos de Chaves *et al.* (2014a) e Chaves *et al.* (2014b), sendo respectivamente as análises do traqui-andesito provenientes do primeiro trabalho e as análises dos diques máficos Formiga e das metabásicas Pedro Lessa do segundo trabalho. Todas elas foram analisadas no Laboratório SGS-Geosol. Ali, os elementos maiores e cinco elementos traços (Ba, Nb, Sr, Y, Zr) foram analisados por ICP-OES (espectrometria de emissão óptica com plasma acoplado indutivamente). Ni, Rb e elementos terras-raras foram analisados por ICP-MS (espectrometria de massas com plasma acoplado indutivamente). Os limites de detecção foram em torno de 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). A perda ao fogo ocorreu por diferença de peso após aquecimento a 1000°C.

## 3 Resultados

### 3.1 Geocronologia

Os grãos de zircão do traqui-andesito são típicos de rochas ígneas subvulcânicas com grãos prismáticos, eudrais e biterminados, normalmente com as extremidades fraturadas, onde a relação comprimento largura em média é de aproximadamente 5 x 1, podendo variar desde 2,5 x 1 até 6 x 1. Seus tamanhos variam de 50 a 400  $\mu$  com uma média aproxima-

mada de 200  $\mu$ . São grãos límpidos incolores com raras inclusões e mostram oscilações composicionais na forma de halos formando zonações (Figura 2).

Foram analisados dezenove grãos de zircão (Tabela 1) que encontram-se plotados em gráfico de concórdia (Figura 3). Destes, treze grãos foram responsáveis pela produção de uma idade concordante de  $938,5 \pm 4,5$  Ma, com 64% de probabilidade de concordância e MSWD = 0.22 (Figura 4).

### 3.2 Geoquímica

Os dados de elementos maiores (expressos em % em peso de seus óxidos), traços e terras-raras (expressos em ppm) dos traqui-andesitos e dos diques máficos Formiga e das metabásicas Pedro Lessa estão apresentados na tabela 2.

De acordo com o diagrama TAS da Figura 5A, os diques máficos Formiga e as metabásicas Pedro Lessa correspondem a basaltos que se alinham aparentemente como uma série de diferenciação magmática com os traqui-andesitos de Gouveia, sendo todas estas rochas subalcalinas. O diagrama triangular AFM (Figura 5B) revela que estas rochas subalcalinas são da série magmática toleítica conforme já indicado por Chaves *et al.* (2014a,b), com um aparente alinhamento em direção ao vértice dos álcalis.

No diagrama de elementos terras-raras normalizados ao condrito (Figura 5C), todas as rochas investigadas apresentam padrão similar, com razão  $(La/Yb)_N$  em torno de 10, como também assemelham-se ao padrão enriquecido dos basaltos de ilhas oceânicas (OIB), típico de plumas mantélicas. Em se assumindo uma relação cogenética por meio do processo de cristalização fracionada entre os magmas dos litotipos aqui comparados, é interessante notar que os basálticos menos diferenciados guardam anomalia levemente positiva de Eu ( $Eu/Eu^*$  média igual a 1,1), enquanto que o traqui-andesito mostra anomalia levemente negativa de Eu ( $Eu/Eu^*$  média igual a 0,9 - menor que 1), um comportamento que pode ser explicado pelo fracionamento do plagioclásio nas fases menos diferenciadas durante a evolução magmática.

O magma tipo OIB destas rochas possivelmente sofreu processos de contaminação litosférica

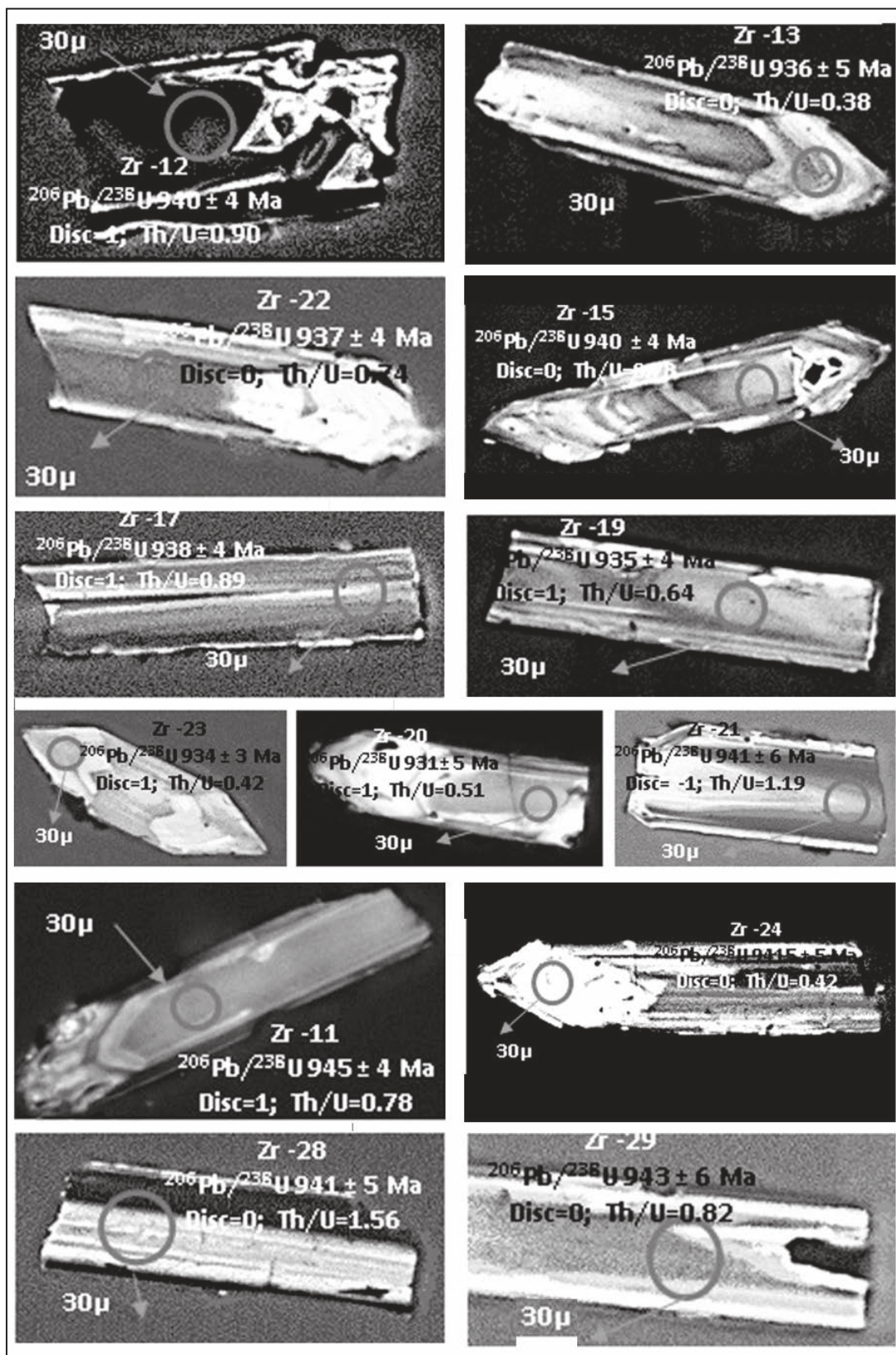


Figura 2 Imagens de Catodo luminescência (CL), obtidas com microscopia eletrônica (MEV), dos grãos de zircão utilizados na obtenção da idade concordante. Para efeitos de escala, o *spot* (círculo) tem diâmetro aproximado de 30 μ.

**Idade U-Pb e Geoquímica do Traqui-Andesito Toleítico de Gouveia (MG) Comparadas com Rochas Básicas Toleíticas Regionais Pedro Lessa e Formiga: Fragmentos de uma Large Igneous Province (LIP) Toniana**  
Alexandre de Oliveira Chaves & Ivo Antonio Dussin

Grão	<sup>207</sup> Pb <sup>a</sup> (cps)	U <sup>b</sup> (ppm)	Pb <sup>b</sup> (ppm)	Th <sup>b</sup> U	<sup>206</sup> Pb <sup>c</sup> (%)	<sup>207</sup> Pb <sup>d</sup> <sup>235</sup> U	±2s	<sup>206</sup> Pb <sup>d</sup> <sup>238</sup> U	±2s	Rho <sup>e</sup>	<sup>207</sup> Pb <sup>f</sup> <sup>206</sup> Pb	±2s	<sup>206</sup> Pb <sup>238</sup> U	±2s (Ma)	<sup>207</sup> Pb <sup>235</sup> U	±2s (Ma)	<sup>207</sup> Pb <sup>206</sup> Pb	±2s (Ma)	Disc <sup>g</sup> (%)
Zr-11	5869	72.57	10.80	0.78	0.6026	1.544239	1.74	0.157839	0.87	0.50	0.070957	1.51	945	4	948	5	956	15	1
Zr-12	10784	146.64	21.92	0.90	0.1557	1.528599	1.48	0.156935	1.02	0.69	0.070643	1.07	940	4	942	5	947	11	1
Zr-13	4422	61.35	9.32	0.38	0.0000	1.514779	1.48	0.156310	0.73	0.49	0.070285	1.29	936	3	936	5	937	13	0
Zr-14	5573	64.22	9.47	0.68	0.7509	1.516156	2.77	0.155531	0.99	0.36	0.070701	2.59	932	4	937	9	949	26	2
Zr-15	5077	67.36	10.30	0.78	0.2400	1.526930	1.77	0.157006	0.93	0.53	0.070534	1.50	940	4	941	5	944	15	0
Zr-16	2716	25.71	3.54	0.43	2.2459	1.456251	6.35	0.150157	1.32	0.21	0.070338	6.21	902	6	912	19	938	64	4
Zr-17	8549	114.99	16.44	0.89	0.6406	1.521958	2.13	0.156576	0.81	0.38	0.070498	1.97	938	4	939	7	943	20	1
Zr-18	5901	58.56	8.94	1.17	2.4434	1.524879	3.90	0.155161	0.91	0.23	0.071277	3.79	930	4	940	12	965	39	4
Zr-19	4139	55.18	8.67	0.64	0.3215	1.519798	2.17	0.156347	1.02	0.47	0.070501	1.91	936	4	938	7	943	20	1
Zr-20	3365	45.21	6.81	0.51	0.1635	1.507883	1.99	0.155289	1.04	0.52	0.070425	1.70	931	5	934	6	941	17	1
Zr-21	8857	124.90	18.35	1.19	0.0000	1.520637	1.85	0.157111	1.26	0.68	0.070197	1.36	941	6	939	6	934	14	-1
Zr-22	5314	73.18	10.96	0.74	0.0000	1.515293	1.66	0.156474	1.01	0.61	0.070235	1.32	937	4	937	5	935	14	0
Zr-23	4750	59.21	8.48	0.42	0.3253	1.517162	1.36	0.155956	0.75	0.55	0.070555	1.13	934	3	937	4	945	12	1
Zr-24	2101	27.68	4.05	0.42	0.4227	1.525238	2.56	0.157100	1.16	0.45	0.070414	2.29	941	5	941	8	940	23	0
Zr-26	4030	47.27	6.41	1.45	1.4514	1.451139	2.31	0.148952	1.17	0.51	0.070658	1.99	895	5	910	7	948	20	6
Zr-27	4775	65.77	9.01	0.84	0.5775	1.463431	2.84	0.143788	1.60	0.56	0.073816	2.34	866	6	915	9	1036	24	16
Zr-28	18968	249.45	36.02	1.56	0.0341	1.526676	1.51	0.157150	1.06	0.70	0.070458	1.07	941	5	941	5	942	11	0
Zr-29	5732	78.64	12.01	0.82	0.0000	1.532181	2.23	0.157580	1.45	0.65	0.070519	1.70	943	6	943	7	944	17	0
Zr-30	4817	56.94	8.17	0.83	2.3458	1.541110	3.24	0.158582	1.79	0.55	0.070482	2.70	949	8	947	10	942	28	-1

Tabela 1 Tabela com os dados isotópicos analíticos obtidos a partir da amostra do traqui-andesito de Gouveia (MG). Os dados em negrito não foram utilizados no cálculo da idade. a - Sinal <sup>207</sup>Pb in cps (contagens por segundo). b - Conteúdos de U e Pb e razão Th/U calculadas em relação ao zircão de referência GJ-1. c - % de Pb comum sobre <sup>206</sup>Pb. bd = abaixo do limite de detecção. d - Correção do Pb comum usando o modelo de Stacey e Kramers (1975). e - Rho é o coeficiente de correlação de erro the <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U/<sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U. f - Grau de discordância = 100 - (<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U age / <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb idade x 100). g - Acurácia e reprodutibilidade checada por análises repetitivas nos zircões de referência GJ-1 e Pleisovice.

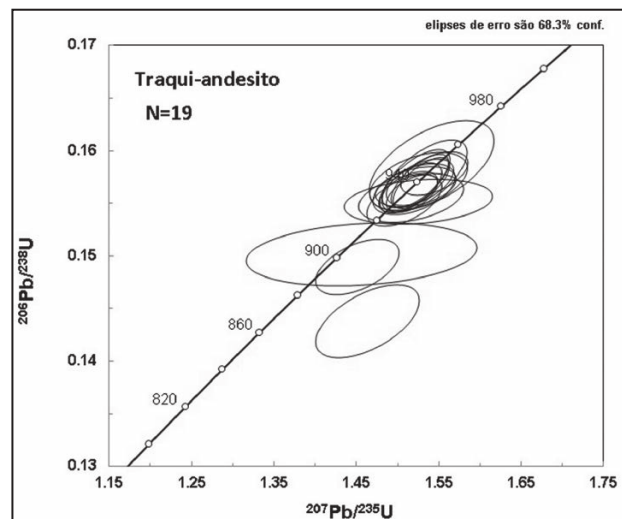


Figura 3 Diagrama Concórdia de Wetherill do traqui-andesito de Gouveia com todos os grãos de zircão analisados. (N) corresponde ao número de grãos analisados.

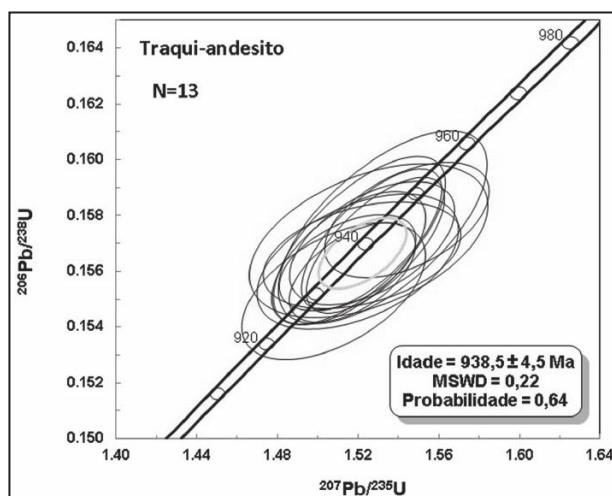


Figura 4 Diagrama Concórdia de Wetherill com a idade concordante do traqui-andesito de Gouveia. (N) corresponde ao número de grãos analisados.

antes ou durante sua evolução, conforme sugere o diagrama La/Nb versus La/Ba da Figura 5D. A contaminação sofrida deve ter sido essencialmente em álcalis, tendo em vista que, no diagrama de elemen-

tos incompatíveis normalizados ao manto primitivo (Figura 5E), os elementos Rb e K enriquecem-se no traqui-andesito (concentram-se especificamente em suas sanidinas e biotitas) em relação às rochas

**Idade U-Pb e Geoquímica do Traqui-Andesito Toleítico de Gouveia (MG) Comparadas com Rochas Básicas Toleíticas Regionais Pedro Lessa e Formiga: Fragmentos de uma Large Igneous Province (LIP) Toniana**  
Alexandre de Oliveira Chaves & Ivo Antonio Dussin

#	TRAQUI-ANDESITO DE GOUEIA						FORMIGA/PEDRO LESSA			
	3B	G-1	G-2	G-3	G-4	G-5	308	301	12	12B
SiO <sub>2</sub>	55.3	59.6	59.5	60.5	61.0	61.4	50.0	51.5	46.3	47.0
TiO <sub>2</sub>	1.7	1.4	1.2	1.4	1.5	1.3	3.1	3.8	2.9	2.9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.4	14.8	14.6	13.8	13.8	14.0	13.2	13.3	14.2	13.9
FeOT	11.5	10.0	9.8	11.1	10.7	10.7	14.4	12.9	12.8	13.6
CaO	5.4	2.7	2.7	2.2	3.3	3.0	8.2	8.0	9.3	9.1
MgO	2.2	2.4	2.0	2.3	1.7	1.8	5.8	4.7	6.8	6.2
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
K <sub>2</sub> O	2.8	3.1	3.0	3.1	2.7	2.7	0.9	1.8	0.7	0.6
Na <sub>2</sub> O	2.8	3.9	4.1	4.1	4.2	4.4	2.9	2.6	2.5	2.6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.8	0.9	0.6	0.5
PF	2.1	1.5	1.6	1.1	1.0	1.1	0.7	0.7	1.9	2.0
<b>Total</b>	<b>99.7</b>	<b>99.6</b>	<b>99.0</b>	<b>100.2</b>	<b>100.5</b>	<b>101.0</b>	<b>100.2</b>	<b>100.1</b>	<b>98.1</b>	<b>98.6</b>
Rb	164	104	100	117	99	120	27	42	14	14
Sr	283	157	159	167	340	283	547	760	770	623
Ba	924	724	711	752	712	732	584	580	350	381
Nb	14	28	27	26	31	26	34	32	18	13
Y	37	44	45	45	55	43	18	31	31	24
Zr	248	180	114	101	80	88	295	305	172	172
Ni	22	18	20	14	13	9	65	65	143	102
La	51.0	59.8	67.4	52.4	59.5	58.2	30.2	43.7	32.7	34.9
Ce	100.7	112.0	124.4	85.1	121.6	92.2	67.8	93.3	70.1	59.7
Nd	47.9	59.6	65.5	37.5	51.0	40.1	44.9	62.5	42.4	34.9
Sm	9.4	12.9	13.5	8.3	10.6	8.5	8.5	11.4	8.9	7.3
Eu	2.7	3.6	3.9	3.1	3.9	3.0	2.9	3.5	3.7	2.8
Gd	10.0	12.9	12.5	10.0	14.3	10.3	7.8	10.6	8.6	6.4
Dy	8.3	10.2	10.6	7.8	10.6	8.5	5.5	9.0	6.3	4.8
Er	5.1	5.1	5.2	3.1	4.2	3.4	2.7	4.2	3.1	2.4
Yb	4.7	4.2	4.8	3.4	4.8	3.6	2.1	3.4	2.5	2.0
(La/Yb) <sub>N</sub>	7.8	10.2	10.1	11.1	8.9	11.5	10.6	9.2	9.4	12.5
Eu/Eu*	0.85	0.85	0.92	1.04	0.97	0.98	1.08	0.97	1.29	1.25

Tabela 2 Análises químicas das rochas investigadas neste trabalho (dados de Chaves *et al.*, 2014a,b).

FeOT – ferro total expresso como FeO.

$$Eu/Eu^* = Eu_N / [(Sm_N) (Gd_N)]^{1/2}$$

de composição basáltica. Há anomalias negativas de Nb em todas as rochas comparadas (Figura 5E), atribuídas à interação de seu magma tipo pluma (OIB) com o manto litosférico subcontinental que possivelmente havia sido previamente metassomatizado por subducção (Pearce, 2014). Anomalias negativas de Sr são mais pronunciadas no traqui-andesito que nos tipos basálticos, o que pode ser explicado pelo fra-

cionamento do plagioclásio. As anomalias negativas mais pronunciadas de P, Zr e Ti do traqui-andesito em relação aos tipos basálticos elucidam-se respectivamente pelo fracionamento de apatita, zircão e ilmenita durante a evolução magmática por cristalização fracionada (Figura 5E). Anomalias negativas de Y que são percebidas em todos os litotipos comparados são atribuídas ao processo de retenção de granada durante a fusão parcial da fonte mantélica, que possivelmente se tratava de um granada-peridotito.

O processo de cristalização fracionada que geneticamente correlaciona os litotipos de composição basáltica ao traqui-andesito de Gouveia se torna evidente nos diagramas tipo Harker de SiO<sub>2</sub> versus óxidos de elementos maiores da Figura 6. Alinhamentos marcadores da tendência magmática evolutiva são percebidos nestes diagramas, nos quais o aumento de SiO<sub>2</sub> é acompanhado pela diminuição dos conteúdos de FeO<sub>T</sub>, MgO, CaO, TiO<sub>2</sub> e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, e pelo aumento de álcalis (K<sub>2</sub>O e Na<sub>2</sub>O). Estes alinhamentos apontam para a cristalização inicial de olivina, clinopiroxênio, Ca-plagioclásio, apatita e ilmenita nos litotipos básicos, seguidos pela cristalização de sanidina, biotita (portadoras de álcalis) e quartzo no traqui-andesito.

#### 4 Conclusão

A idade U-Pb de 938,5 +/- 4,5 Ma encontrada para o traqui-andesito de Gouveia é praticamente a mesma das rochas metabásicas da suíte Pedro Lessa, datada em 933 +/- 20 Ma por Dussin & Chemale Jr. (2012) e em 906 +/- 2 Ma por Machado *et al.* (1989). E considerando a margem de erro de suas idades, os diques Formiga apresentam idade de 984 +/- 110 Ma (Sm-Nd - Chaves & Correia Neves, 2005) e 940 +/- 50 Ma (Ar-Ar - Carneiro & Oliveira, 2005) que correspondem aos 938,5 +/- 4,5 Ma do traqui-andesito de Gouveia, apontando para o agrupamento de todas essas rochas em um mesmo evento magmático.

De acordo com o tratamento comparativo da geoquímica dos litotipos básicos e do traqui-andesito de Gouveia anteriormente descrito, o magma destas rochas toleíticas de assinatura OIB (típica de pluma), proveniente de fusão parcial de um peridotito portador de granada, passou por contaminação litosférica e se diferenciou por meio do processo de

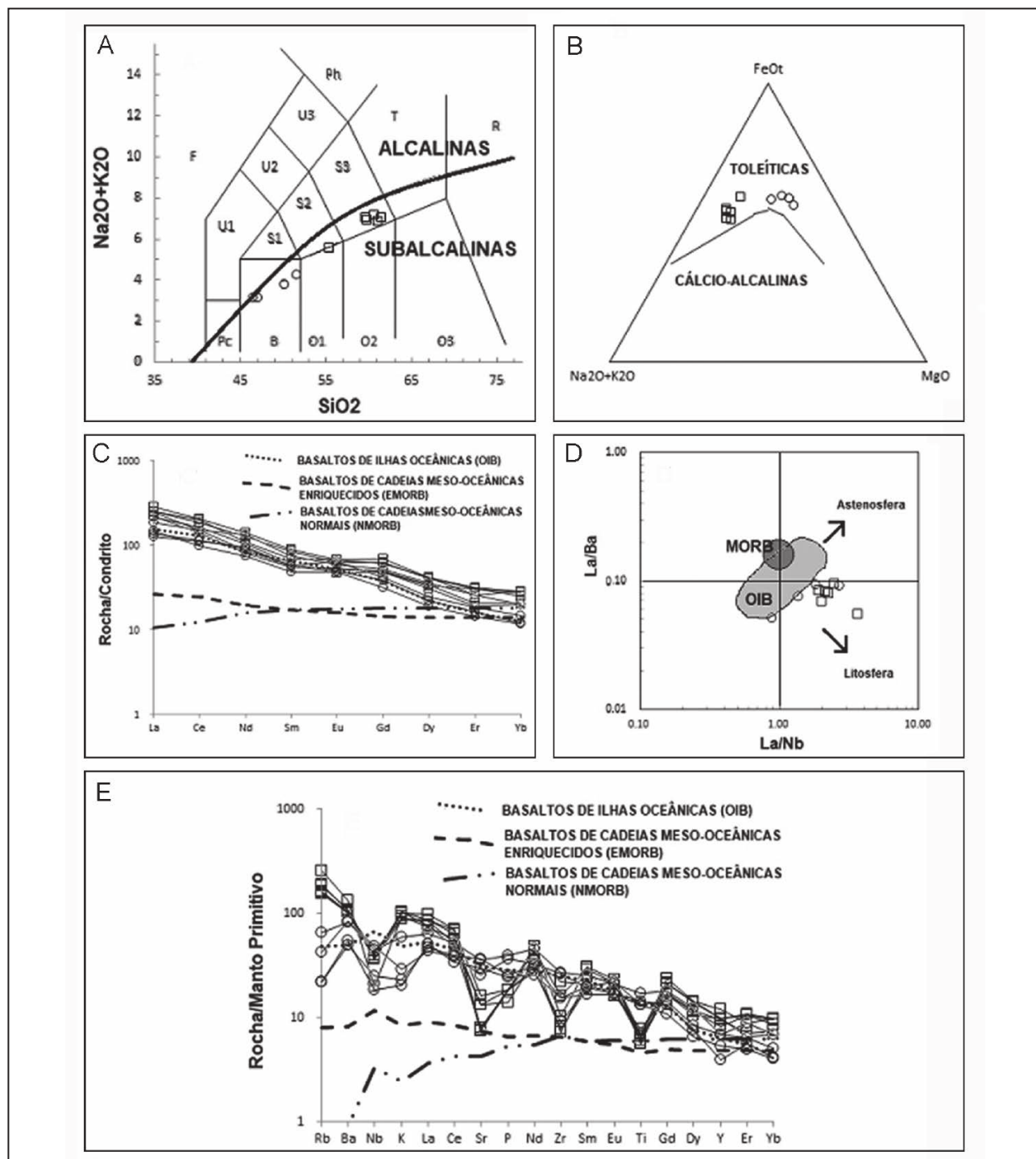
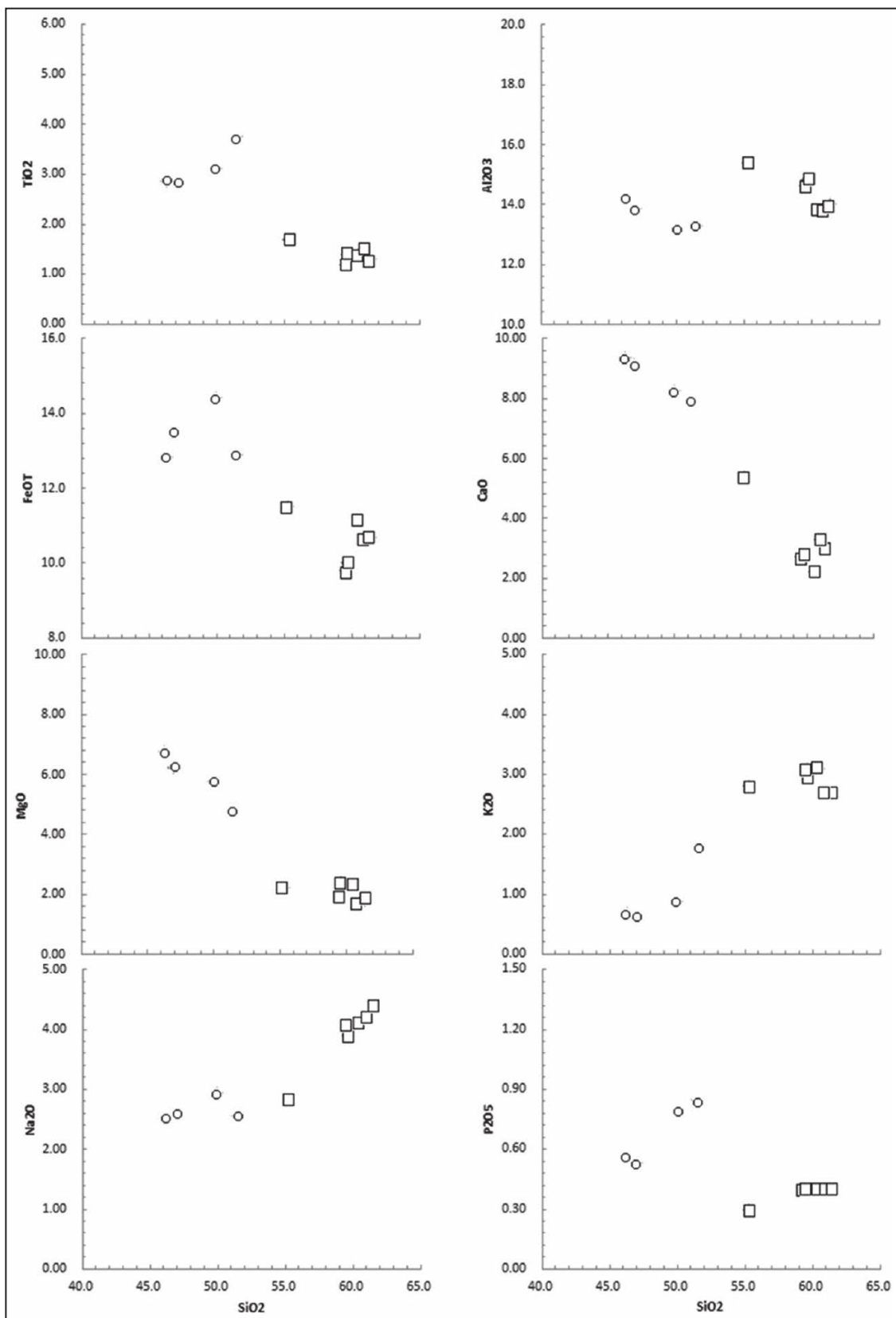


Figura 5 A - Diagrama Total Álcali-Sílica (TAS - Le Bas *et al.* 1986). A linha mais grossa, segundo Irvine & Baragar (1971), separa as rochas alcalinas das subalcalinas (Campos: B - basaltos; S2 - traqui-andesitos basálticos; S3 - traqui-andesitos). B - Diagrama AFM (álcalis-FeOt-MgO) de Irvine & Baragar (1971). C - Diagrama de elementos terras-raras normalizados ao condrito. Normalização segundo Sun & McDonough (1989). D - Diagrama La/Nb versus La/Ba (Saunders *et al.*, 1992). E - Diagramas de elementos incompatíveis normalizados ao manto primitivo. Normalização segundo Sun & McDonough (1989). As rochas subalcalinas/toleíticas da suíte Pedro Lessa e dos diques Formiga são representadas por círculos e os traqui-andesitos de Gouveia, também subalcalinos/toleíticos, por quadrados.

Idade U-Pb e Geoquímica do Traqui-Andesito Toleítico de Gouveia (MG) Comparadas com Rochas Básicas Toleíticas Regionais Pedro Lessa e Formiga: Fragmentos de uma Large Igneous Province (LIP) Toniana  
 Alexandre de Oliveira Chaves & Ivo Antonio Dussin

Figura 6  
 Diagramas binários tipo Harker de SiO<sub>2</sub> versus óxidos de elementos maiores. As rochas da suíte Pedro Lessa e dos diques Formiga são representadas por círculos e os traqui-andesitos de Gouveia por quadrados.



cristalização fracionada desde os termos basálticos até o traqui-andesito investigado (Figuras 5 e 6).

Segundo Chaves *et al.* (2014b), há muitas similaridades petrográficas, litoquímicas e geocronológicas entre os diques máficos de Formiga e Pedro Lessa (Minas Gerais, Brasil) e Kinga-Comba e Sembé-Ouessou (Congo, África), segundo as quais eles são partes de uma mesma LIP (Figura 7), que inclui, ainda, extensos derrames basálticos (Vicat & Pouclet, 1995; Tack *et al.*, 2001). Em termos químicos, são todos basaltos toleíticos intraplaca continentais, porém guardam assinatura de basaltos de ilhas oceânicas (OIB), reveladora de fonte associada à uma pluma mantélica Toniana (Chaves *et al.*, 2014b). A atividade desta pluma aparentemente abrangeu uma área de cerca de 1.500.000 km<sup>2</sup> (Figura 7), tendo em vista que outros possíveis fragmentos da LIP são encontrados não só em Minas Gerais e no craton do Congo (Africa), como também na Bahia, datados em 911 +/- 28 Ma (Huttner *et al.*, 2016) e entre 918-926 Ma (Evans *et al.*, 2016). Esta pluma e sua LIP asso-

ciada já haviam sido previamente visualizadas por Correa-Gomes & Oliveira (2000).

## 5 Agradecimentos

Ao Laboratório de Geocronologia da Universidade Federal de Ouro Preto - MG pelas análises geocronológicas e ao CNPq, pela bolsa de produtividade em pesquisa concedida aos autores. Aos revisores pelas críticas construtivas ao trabalho.

## 6 Referências

- Carneiro, M.A. & Oliveira, A.H. 2005. Tectonic evolution of southern São Francisco Craton: three tectonothermal events based on 40Ar/39Ar isotopic data. In: SIMPÓSIO DO CRATON SÃO FRANCISCO, 3, Seção técnica St5-05. CD-ROM.
- Chaves, A.O. & Correia Neves, J.M. 2005. Radiometric ages, aeromagnetic expression, and general geology of mafic dykes from southeastern Brazil and implications for African-South American correlations. *Journal of South*

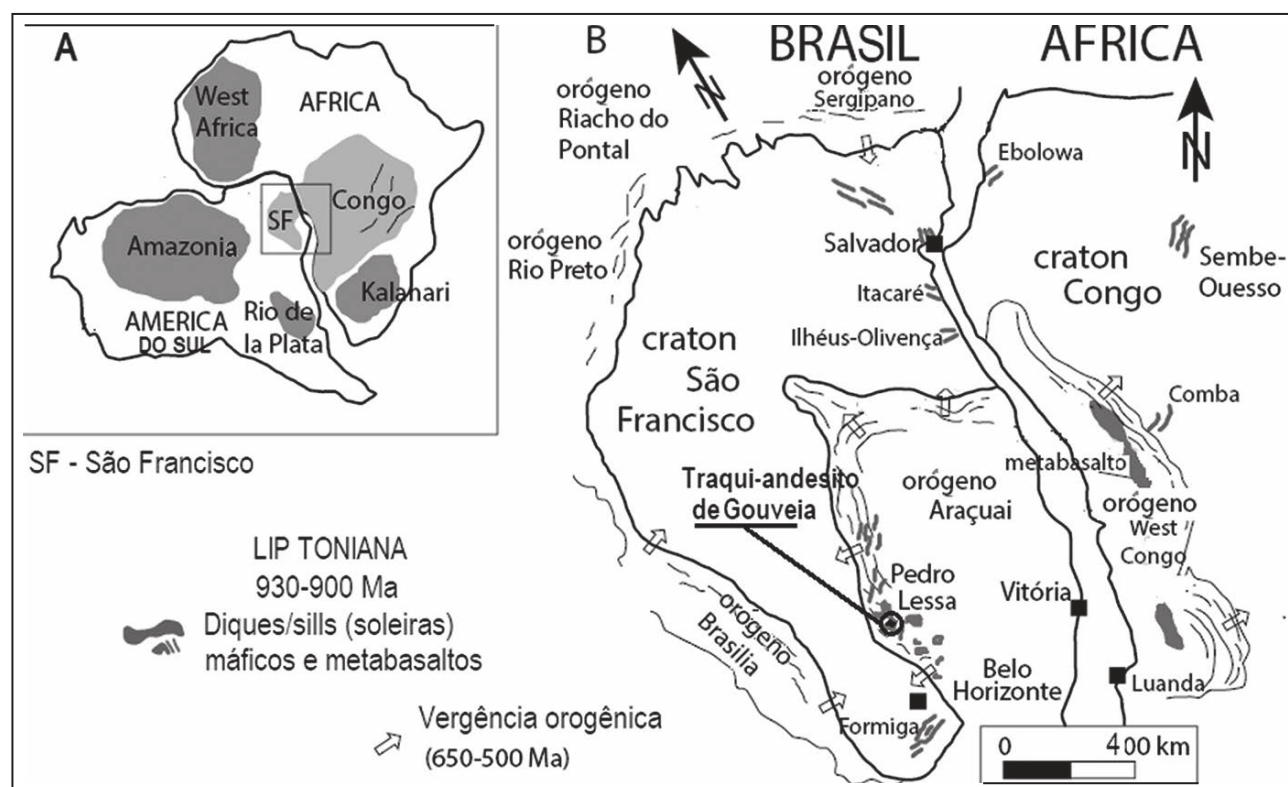


Figura 7 A-B: Remanescentes máficos da *large igneous province* (LIP) toniana dos cratons São Francisco e Congo reconstruídos a 930-900 Ma (modificado de Evans *et al.*, 2016). O posicionamento da suíte Pedro Lessa e dos diques Formiga, bem como do traqui-andesito de Gouveia, está apresentado na figura, todos próximos à cidade de Belo Horizonte (MG).

**Idade U-Pb e Geoquímica do Traqui-Andesito Toleítico de Gouveia (MG) Comparadas com  
Rochas Básicas Toleíticas Regionais Pedro Lessa e Formiga: Fragmentos de uma Large Igneous Province (LIP) Toniana**  
Alexandre de Oliveira Chaves & Ivo Antonio Dussin

- American Earth Sciences*, 19(3): 387-397.
- Chaves, M.L.S.C.; Silva, M.C.R.; Scholz, R. & Babinski, M. 2013. Grenvillian age magmatism in the Southern Espinhaço Range (Minas Gerais): evidence from U-Pb zircon ages. *Brazilian Journal of Geology*, 43(3): 477-48.
- Chaves, A.O.; Coelho, R.M.; Renger, F.E.; Dussin, T.M.; Azevedo, M.R.M.A. & Ribeiro, S.M. 2014a. Petrografia e litoquímica do magmatismo tardi-orogênico toleítico alto-K e da suíte pós-colisional alcalina saturada em sílica de Gouveia (MG). *Geochimica Brasiliensis*, 28(2): 117-130.
- Chaves, A.O.; Menezes, C.B. & Paula, S.C. 2014b. Litoquímica dos diques máficos de Formiga/Pedro Lessa (Brasil) e Kinga-Comba/Sembé-Ouessou (África): marcadores da tafrogênese toniana no craton São Francisco-Congo. *Brazilian Journal of Geology*, 44(1): 5-11.
- Chaves, A.O.; Scholz, R.; Lana, C.; Renger, F.E.; Coelho, R.M.; Dussin, T.M.; Azevedo, M.R.M.A. & Ribeiro, S.M. 2015. Datação da suíte alcalina e do magmatismo toleítico alto-K de Gouveia (MG): juntos no espaço mas distantes no tempo. *Geociências*, 34(3): 381-389.
- Correa-Gomes, L.C. & Oliveira, E.P. 2000. Radiating 1.0 Ga mafic dyke swarms of Eastern Brazil and Western Africa: evidence of post-assembly extension in Rodinia Supercontinent? *Gondwana Research*, 3(3): 325-332.
- Dussin, I.A. & Chemale Jr., F. 2012. *Geologia estrutural e estratigrafia do Sistema Espinhaço - Chapada Diamantina e sua aplicação nas bacias mesocenozóicas da margem passiva brasileira*. PETROBRAS/FUNDEP, Belo Horizonte (edição particular), 218p.
- Evans, D.A.D.; Trindade, R.I.F.; Catelani, E.L.; D'Agrella-Filho, M.S.; Heaman, L.M.; Oliveira, E.P.; Söderlund, U.; Ernst, R.E.; Smirnov, A.V. & Salminen, J.M., 2016. Return to Rodinia? Moderate to high palaeolatitude of the São Francisco/Congo craton at 920 Ma. *Geological Society (London) Special Publication*, 424:167-190.
- Huttner, M.B.; Rios, D.C.; Conceição, H. & Burgos, C.M.C. 2016. Ocorrências de badeleíta no corpo máfico Espanta Gado, Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 48, Porto Alegre. Brasil. *Anais eletrônicos*.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-48.
- Jackson, S.E.; Pearson, N.J.; Griffin, W.L. & Belousova, E. A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211: 47-69.
- Lana, C.; Farina, F.; Gerde, A.; Alkmim, A.; Gonçalves, G.O. & Jardim, A.C. 2017. Characterization of zircon reference materials via-high precision U-Pb LA-MC-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 32: 2011-2023.
- Ludwig, K.R. 2003. Isoplot/Ex 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 4, 70 p.
- Machado, N.; Schrank, A.; Abreu, F.R.; Knauer, L.G. & Almeida Abreu, P.A., 1989. Resultados preliminares da geocronologia U-Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 5 e SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE BRASÍLIA, 1, *Anais*, p. 171-174.
- Pearce, J. A. 2014. Geochemical Fingerprinting of the Earth's Oldest Rocks. *Geology*, 42(2): 175-176.
- Santos, M.; Lana, C.; Scholz, R.; Buick, I.; Schmit, M.D.; Kamo, S.L.; Gerde, A.; Corfu, F.; Tapster, S.; Lancaster, P.; Storey, C.D.; Basei, M.A.S.; Tohver, E.; Alkmim, A.; Nalini, H.; Krambrock, K.; Fantini, C. & Wiedenbeck, M. 2017. A New Appraisal of Sri Lankan BB Zircon as a Reference Material for LA-ICP-MS U-Pb Geochronology and Lu-Hf Isotope Tracing; *Geostandards and Geoanalytical Research*, 41(3): 335 – 358.
- Saunders, A.D.; Storey, M.; Kent, R.W. & Norry, M.J. 1992. Consequences of plume-lithosphere interactions. In: STOREY, B.C.; ALABASTER, T. & PANKHURST, R.J. (eds.). Magmatism and the Causes of Continental Break-up. *Geological Society of London Special Publication*, 68: 41-60.
- Slàma, J.; Kössler, J.; Condon, D.J.; Crowley, J.L.; Gerdes, A.; Hanchar, J.M.; Horstwood, M.S.A.; Morris, G.A.; Nasdala, L.; Norberg, N.; Schaltegger, U.; Schoene, B.; Turett, M.N. & Whitehouse, M.J. 2008. Plesovice zircon – A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis *Chemical Geology*, 249: 1-35.
- Stacey, J.S. & Kramers, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: 207-221.
- Sun, S. & McDonough, W. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUNDERS A.D. & NORRY M.J. (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geological Society Special Publication*, London, p. 313-345.
- Tack L.; Wingate M. T. D.; Liégeois J.-P.; Fernandez-Alonso M. & Deblond, A. 2001. Early Neoproterozoic magmatism (1000-910 Ma) of the Zadinian and Mayumbian Groups (Bas-Congo): onset of Rodinia rifting at the western edge of the Congo craton. *Precambrian Research*, 110(1): 277-306.
- Vicat, J.-P. & Pouclet, A. 1995. Nature du magmatisme lie a une extension pre-Panafricaine: les dolerites des bassins de Comba et de Sembé-Ouessou (Congo). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 166(4): 355-364.