

PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO LEUCOGRANITO PERALUMINOSO DO COMPLEXO DE GOUVEIA-MG

Alexandre de Oliveira Chaves¹, Raphael Martins Coelho¹

¹Departamento de Geologia - Instituto de Geociências – Universidade Federal de Minas Gerais (IGC-UFMG). alochaves@yahoo.com.br; raphaelmcoelho@yahoo.com.br

Recebido em 7 de agosto de 2013; aceito em 27 de dezembro de 2013

RESUMO - As características petrográficas e geoquímicas do leucogranito peraluminoso do Complexo de Gouveia (MG), sua relação geológica a migmatitos deste complexo arqueano e a zonas de cisalhamento, bem como sua intensa milonitização, aproximam sua gênese à dos granitos de ambiente de colisão continental ou da tectônica transcorrente a ela associada. Idades químicas U-Th-Pb em cristais homogêneos de monazita incluídos em K-feldspato do leucogranito mostram valor médio em torno de 1811 +/- 32 Ma, que marca a cristalização do magma leucogranítico derivado da anatexia dos migmatitos. Esta anatexia teria se dado em ambiente hidratado e em condições de alto grau metamórfico (fácies anfíbolito alto) atingidas em função do espessamento crustal e cisalhamentos regionais relacionados às fases sin- a tardi-colisionais do evento Transamazônico. Além disso, esta rocha foi submetida ao retrabalhamento Brasileiro sob fácies xisto-verde, identificado pela cloritização da biotita e da granada e por processos de turmalinização. A monazita associada aos corpos tardios de turmalinitos apresenta idade química U-Th-Pb de 634 +/- 20 Ma.

Palavras-chave: LEUCOGRANITO PERALUMINOSO, GOUVEIA, TECTÔNICA COLISIONAL, TRANSAMAZÔNICO, BRASILIANO.

ABSTRACT - The petrographic and geochemical characteristics of the peraluminous leucogranite of the Gouveia Complex (MG), their association to migmatites of such archean complex and to shear zones and their intense mylonitization approach their genesis to the granites of continental collision setting or linked transcurent tectonics. U-Th-Pb chemical ages of monazite grains included in K-feldspar of the leucogranite show mean values around 1811 +/- 32 Ma, which reveal its magmatic crystallization from anatexis of the migmatites. The anatexis that generated the leucogranites has been given in hydrated environment and high-grade metamorphic conditions (amphibolite facies) reached during crustal thickening and regional shear related to the syn- to late-collisional phases of the Transamazonian event. However, this rock has been subjected to Brazilian reworking under green-schist facies, identified by chloritization of biotite and garnet and by tourmalinization processes. Monazite associated with late tourmalinite bodies has U-Th-Pb chemical age of 634 +/- 20 Ma.

Keywords: PERALUMINOUS LEUCOGRANITE, GOUVEIA, COLLISIONAL TECTONICS, TRANSAMAZONIAN, BRASILIANO.

1. INTRODUÇÃO

Depois de 30 anos, desde os trabalhos pioneiros de Hoffmann (1983), o leucogranito porfirítico peraluminoso do Complexo de Gouveia (MG) volta a ser alvo de estudos em função da recente verificação, pelos autores deste trabalho, da existência de assembléia mineral específica e de características geoquímicas e geocronológicas peculiares que o correlaciona a uma ambiência tectônica colisional. Portanto, o objetivo do presente trabalho é apresentar a geologia e os dados petrográficos, litogeoquímicos e geocronológicos (datação química U-Th-Pb da monazita) deste litotipo como suporte às implicações petrológicas e tectônicas a ele relacionadas.

2. GEOLOGIA REGIONAL

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). A principal unidade litoestratigráfica que sustenta o espigão de serras é o Supergrupo Espinhaço, depositado a partir do final do Paleoproterozóico (~1,7 Ga), constituído principalmente por quartzitos com intercalações de filitos e metaconglomerados, com raras intrusões de rochas metavulcânicas em sua porção basal (Schöll & Fogaça, 1979; Machado *et al.*, 1989). 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. Em termos geotectônicos, essas megassequências integram a Faixa de Dobramentos Araçuaí, que margeia o Craton São Francisco (CSF) a leste. A Orogenia Araçuaí desenvolveu-se durante o Ciclo Brasileiro entre 630 e 490 Ma (Uhlein, 1991; Pedrosa-Soares *et al.*, 2001), gerando na Serra do Espinhaço grandes dobramentos de eixos norte-sul com assimetria em direção ao CSF e foliações plano-axiais a tais dobramentos, com mergulhos altos para leste. O metamorfismo superimposto varia da fácies xisto-verde a anfíbolito, 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, segundo Noce *et al.* (2007), constitui o embasamento do Orógeno Araçuaí juntamente com os complexos Guanhões, Porteirinha, Mantiqueira e Juiz de Fora (Figura 2). Eles possuem caráter autóctone a para-autóctone. Estes complexos são formados essencialmente por granitos, gnaisses orto e paraderivados e migmatitos TTG (tonalito-trondhjemitó-granodiorito).

O Complexo de Gouveia é constituído essencialmente por uma massa de leucogranito peraluminoso anatótico, muitas vezes porfirítico,

com fenocristais centimétricos de feldspato (Hoffmann, 1983). Este leucogranito é facilmente distinguido de suas rochas encaixantes em imagem gamaespectrométrica (Figura 3) por ser mais rico em U, Th e K que as mesmas. Eventualmente são encontrados restos de migmatitos paraderivados no seu interior em contato transicional difuso. Machado *et al.* (1989) encontraram idades U-Pb em zircão de 1844 +/- 15 Ma e 2839 +/- 14 Ma para o leucogranito. Durante ou após sua intrusão, estes granitóides foram localmente deformados ao longo de extensas zonas de cisalhamento subverticais (Hoffmann, 1983). Turmalinitos tardios locais, ricos em quartzo e sericita, aparecem cruzando o leucogranito ao longo das zonas de cisalhamento e guardam clastos de quartzito.

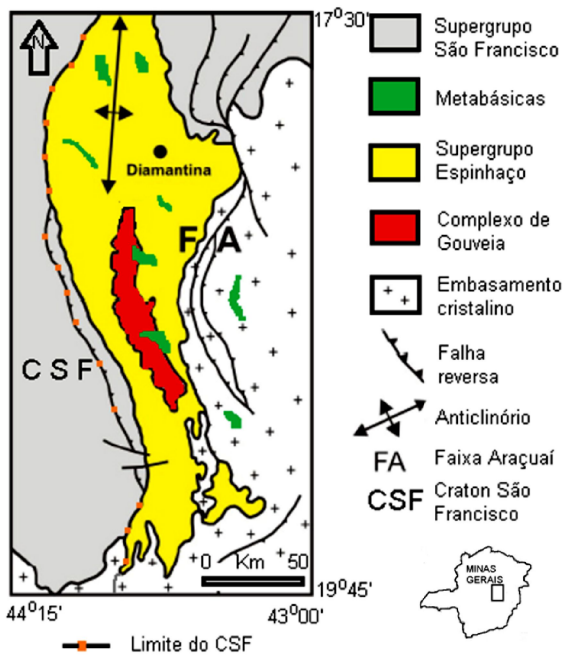


Figura 1 - Arcabouço geológico regional, com destaque ao Complexo de Gouveia. Modificado de Pedrosa-Soares e Soares-Filho (1997).

Segundo Cruz *et al.* (2005), a deformação no embasamento de Gouveia ocorreu por meio da nucleação de zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis de direção geral N-S. Tais zonas são constituídas por uma associação de rochas miloníticas e filoníticas com mergulhos subverticais, diferentemente da sua continuação na cobertura. Indicadores cinemáticos de vários tipos revelam duas fases principais de deformação. A primeira, com cinemática transcorrente sinistral e componente reverso, foi responsável pela nucleação das zonas de cisalhamento. A segunda, com cinemática apontando movimentação para oeste, desenvolveu-se por meio da reativação das zonas anteriormente nucleadas.

Metadiabásios cortam o leucogranito de Gouveia e todos os litotipos supracitados, com exceção daqueles pertencentes ao Supergrupo São Francisco. A idade dessas rochas é de 906 Ma (Machado *et al.*, 1989), porém foram metamorfisadas no fácies xisto-verde durante o evento tectonotermal Brasiliano (Dossin *et al.*, 1993).

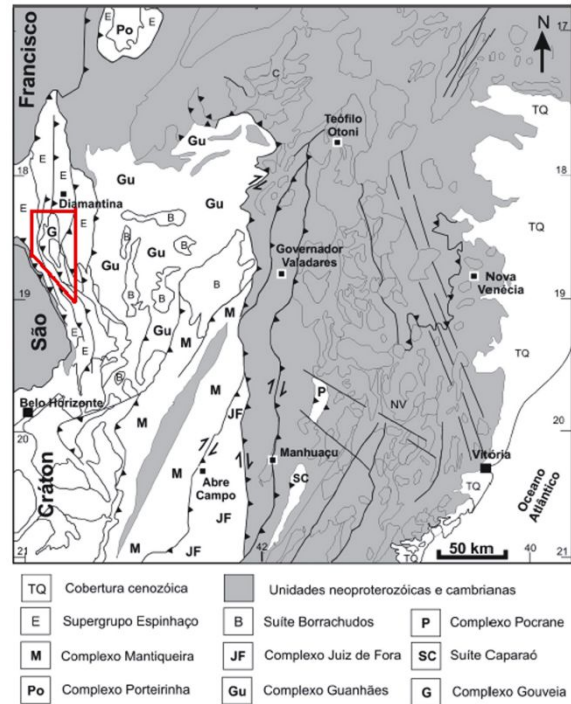


Figura 2 - O Orógeno Araçuai e seus complexos de embasamento (Noce *et al.*, 2007). Em destaque, o Complexo de Gouveia.

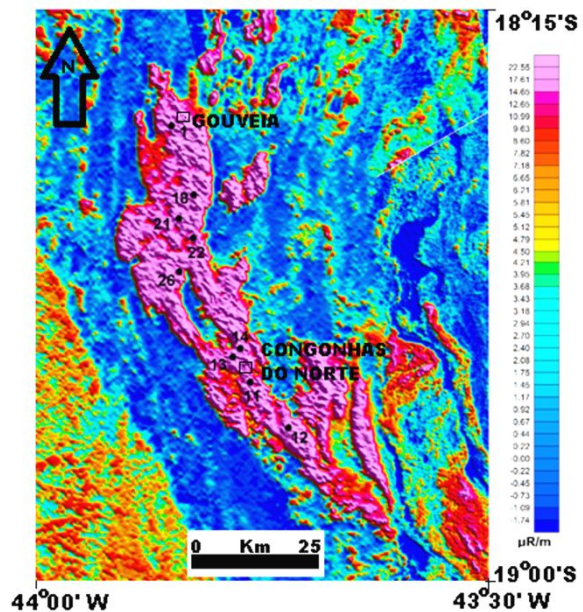


Figura 3 - Imagem gamaespectrométrica – contagem total U-Th-K (CODEMIG, 2012). O leucogranito de Gouveia, mais rico em U, Th e K que as rochas circundantes, aparece em rosa. Dosagem de radiação gama em microRoentgen/minuto (µR/m). Os pontos amostrados estão apresentados na imagem.

3. METODOLOGIA

Foram coletadas 9 amostras de rocha granítica leucocrática nos arredores das localidades de Gouveia, Pedro Pereira e Congonhas do Norte (MG), todas no interior do Complexo de Gouveia (Figura 3). Nos laboratórios do Centro de Pesquisas Manoel Teixeira da Costa (IGC/UFMG), foram feitas lâminas delgadas polidas das amostras, as quais foram utilizadas nos estudos micropetrográficos em microscópio polarizador. Após sua pulverização em moinho de panela, as amostras foram enviadas ao Laboratório SGS-Geosol. Ali, os elementos maiores e cinco elementos traços (Ba, Nb, Sr, Y, Zr) foram analisados por ICP-OES e sete outros traços (Rb, Ta, Sn, Hf, Ni, Th, U) em conjunto com quatorze elementos terras-raras, foram analisados por ICP-MS. A perda ao fogo ocorreu por diferença de peso após aquecimento a 1000°C.

Para fins geocronológicos, utilizando as próprias lâminas delgadas e o método de datação química U-Th-Pb, as composições químicas das monazitas das amostras 1, 11, 14, 22 e 26 foram obtidas no Laboratório de Microanálises do Departamento de Física da UFMG, em uma microsonda JEOL, modelo JXA-8900, através de espectrometria por dispersão de comprimento de onda (WDS). O imageamento das monazitas foi realizado pela técnica de elétrons retro-espalhados nesta microsonda.

As condições de medidas e padrões analíticos empregados encontram-se na tabela 1. Sobreposições de picos de raios-X entre Y e Pb não precisaram ser corrigidas por não ter havido medição em PbMa (Chumbo M alfa), mas apenas em PbMb (chumbo M beta). Entretanto, para se evitar erros nas idades obtidas, a interferência de ThMz (tório M gama) sobre o UMb (urânio M beta) medido precisou ser corrigida, seguindo Scherrer *et al.* (2000) em adaptação às condições do LMA-UFMG, da seguinte maneira:

$$U \text{ corrigido} = U \text{ medido} - (0.006365 \times Th \text{ medido}).$$

O cálculo das idades químicas U-Th-Pb foi realizado com o auxílio do *software EPMA Dating* (Pommier *et al.*, 2004), enquanto que o cálculo das médias das idades e de seus parâmetros estatísticos foi obtido com o apoio do *software Isoplot* (Ludwig, 2003).

4. PETROGRAFIA DO LEUCOGRANITO

Levantamentos de campo confirmam que a maior parte do Complexo de Gouveia é constituída por massas do leucogranito investigado. Macroscopicamente, as amostras estudadas são leucocráticas esbranquiçadas, inequigranulares, têm

granulação grossa a muito grossa, sendo geralmente porfiríticas com fenocristais de K-feldspato atingindo 5cm ou mais. Entretanto, apresentam-se foliadas, tendo sido submetidas a processos metamórficos. Possuem bolsões mili a centimétricos de material esverdeado rico em clorita, sendo bordejados por um halo amarelado. Em algumas amostras é possível observar que, no interior deste material verde, geralmente há granada de cor vermelha (figura 4A).

Tabela 1 - Condições de medidas e padrões analíticos empregados na investigação quantitativa dos elementos presentes em monazitas pela microsonda eletrônica do LMA-UFMG. Os padrões Monazita, Rodonita, Hematita e Crocoita são da Coleção Astimex. Os padrões YAG, Apatita e Thorita, são da Coleção Ian Steele. Os ortofostatos de terras raras são doação do Smithsonian Institute.

Método = WDS (wavelength dispersive spectroscopy) quantitativo					
Tensão de aceleração = 25Kv.					
Intensidade da corrente = 50nA.					
Diâmetro do feixe de elétrons = 2 micrômetros.					
Elemento	Raio-X	Cristal	Pico	Background	Padrão analítico
1 Y	La	TAP	20.0	10.0 (seg)	YAG (Yttrium Aluminum Garnet)
2 Dy	Lb	LIF	20.0	10.0 (seg)	DyPO4
3 P	Ka	PETJ	10.0	5.0 (seg)	Monazita
4 Si	Ka	TAP	10.0	5.0 (seg)	ThSiO4 (thorita sintética)
5 Gd	Lb	LIF	20.0	10.0 (seg)	GdPO4
6 Pb	Mb	PETJ	200.0	100.0 (seg)	Crocoita
7 Fe	Ka	LIF	10.0	5.0 (seg)	Hematita
8 Th	Ma	PETJ	20.0	10.0 (seg)	ThSiO4 (thorita sintética)
9 Sm	Lb	LIF	20.0	10.0 (seg)	REE2
10 U	Mb	PETJ	150.0	75.0 (seg)	UO2 (sintético)
11 Mn	Ka	LIF	20.0	10.0 (seg)	Rodonita
12 Ca	Ka	PETJ	10.0	5.0 (seg)	Ca2P2O7 (apatita sintética)
13 Nd	Lb	LIF	20.0	10.0 (seg)	NdPO4
14 La	La	PETJ	10.0	5.0 (seg)	Monazita
15 Pr	Lb	LIF	20.0	10.0 (seg)	PrPO4
16 Ce	La	LIF	10.0	5.0 (seg)	Monazita

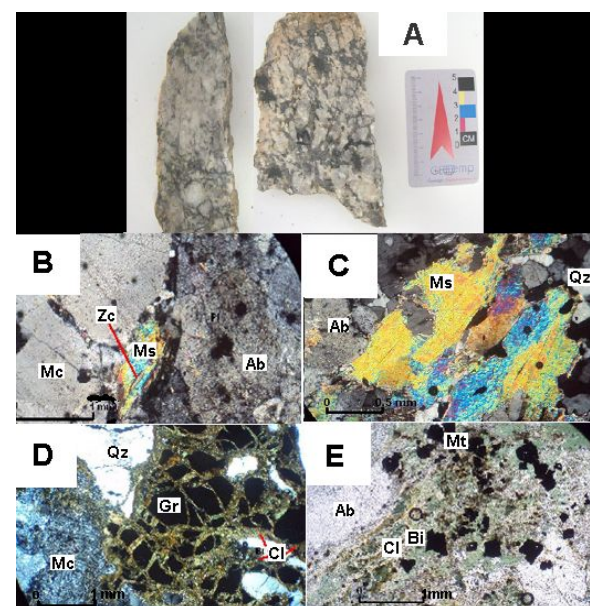


Figura 4 - A - Amostras de mão representativas do granito estudado. B - Aspecto dos feldspatos em fotomicrografia de luz polarizada. C - Quartzo recristalizado e muscovita em fotomicrografia de luz polarizada. D - Granada almandina isotrópica (preto) em fotomicrografia de luz polarizada. E - Biotita cloritizada e magnetita em fotomicrografia sob nicóis decruzados. Abreviações: Mc - microclina, Ab - albite, Zc - zircão, Ms - muscovita, Qz - quartzo, Gr - granada, Bi - biotita, Cl - clorita, Mt - magnetita.

Microscopicamente, o leucogranito é holocristalino e hipidiomórfico. O feldspato potássico, que ocorre em maior quantidade, apresenta textura micro a macropertítica, sendo caracterizado como microclina a partir da geminação tartan. A textura poiquilítica está localmente preservada e ele engloba cristais de plagioclásio. Processos intempéricos sobre o K-feldspato resultaram no surgimento de argilominerais (illita). O plagioclásio albitico, saussuritizado, se apresenta também na matriz (figura 4B). Os cristais de quartzo estão recristalizados e com extinção ondulante, com o contato entre os grãos fazendo ângulos de 120° entre si (figura 4C). A granada, do tipo almandina, ocorre geralmente fraturada e substituída por clorita

(figura 4D). A biotita e muscovita estão presentes e caracterizam a rocha como um granito a duas micas. A muscovita (figura 4C) é mais abundante que a biotita e ambas mostram tanto feições ígneas quanto metamórficas. Às vezes ocorrem como placas maiores e corroídas nas bordas e às vezes como pequenas plaquetas orientadas na foliação. A maior parte dos cristais de biotita acha-se cloritizada (figura 4E). Dentre os opacos ocorrem a ilmenita leucoxenizada e magnetita. Como mineralogia acessória, aparece turmalina e raros cristais de zircão, allanita e monazita.

No diagrama modal QAP (Figura 5A), o leucogranito de Gouveia é classificado como álcali-feldspato granito.

Tabela 2 - Tabela 2: Composições químicas das amostras do leucogranito de Gouveia (Fe total expresso como FeOT)

Amostra	1	11	12	13	14	18	21	22	26
Elem. maiores									
SiO ₂	71.59	70.40	73.09	72.96	69.75	71.59	77.02	71.59	73.01
TiO ₂	0.25	0.10	0.14	0.14	0.10	0.14	0.05	0.15	0.13
Al ₂ O ₃	14.95	15.36	15.10	15.46	15.30	13.83	13.07	14.09	15.21
FeOT	1.97	1.25	1.34	1.65	1.56	1.82	0.62	1.80	1.63
CaO	0.62	0.26	0.55	0.65	0.64	0.33	0.25	0.42	0.27
MgO	0.37	0.40	0.35	0.29	0.41	0.28	0.11	0.32	0.41
MnO	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.00	0.03	0.03
K ₂ O	5.98	7.28	5.79	5.96	6.59	5.78	6.52	6.17	6.34
Na ₂ O	3.50	3.48	3.29	2.71	4.25	3.52	3.17	3.69	3.60
P ₂ O ₅	0.09	0.03	0.05	0.07	0.08	0.10	0.12	0.07	0.11
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
LOI	0.92	0.87	1.20	1.80	0.42	0.72	0.80	0.68	0.70
Total	100.27	99.48	100.93	101.74	99.13	98.15	101.75	99.03	101.45
Norma CIPW									
Q	25.762	20.76	29.53	31.783	17.303	27.76	32.594	24.653	25.741
C	1.82	1.372	2.546	3.538	0.206	1.46	0.624	0.756	2.18
Or	35.57	43.643	34.311	35.251	39.453	35.062	38.176	37.083	37.189
Ab	29.81	29.87	27.915	22.948	36.436	30.572	26.578	31.757	30.242
An	2.501	1.114	2.412	2.772	2.686	1.009	0.453	1.655	0.617
Hy(MS)	0.927	1.011	0.874	0.722	1.034	0.715	0.271	0.809	1.014
Hy(FS)	2.488	1.693	1.736	2.198	2.159	2.505	0.8	2.435	2.167
Mt	0.431	0.275	0.293	0.36	0.344	0.406	0.133	0.399	0.352
Il	0.479	0.192	0.266	0.266	0.192	0.274	0.095	0.291	0.245
Ap	0.211	0.07	0.116	0.162	0.188	0.239	0.276	0.164	0.253
Elem. traços									
Rb	419.70	209.50	193.20	233.10	224.70	343.50	283.40	262.50	260.30
Sr	67.00	121.00	74.00	76.00	95.00	48.00	50.00	65.00	69.00
Ba	413.00	747.00	443.00	522.00	589.00	305.00	303.00	401.00	397.00
Nb	26.81	4.35	7.93	12.52	7.53	27.05	9.29	16.50	13.75
Y	63.00	31.00	38.00	63.00	65.00	55.00	85.00	50.00	50.00
Ta	2.95	1.04	1.43	1.57	1.56	4.84	2.00	2.10	2.02
Zr	203.00	100.00	121.00	131.00	120.00	111.00	42.00	114.00	110.00
Sn	5.70	0.70	1.50	2.70	2.60	12.20	3.90	6.60	9.40
Hf	6.59	3.84	4.24	4.87	4.09	4.16	1.70	3.69	3.79
Ni	7.00	6.00	7.00	12.00	6.00	11.00	6.00	6.00	17.00
Th	60.10	27.30	21.00	22.00	21.00	26.80	23.60	21.10	22.30
U	16.76	11.83	4.16	32.58	68.51	17.81	44.36	20.79	19.94
Terras Raras									
La	99.50	57.00	36.30	39.90	44.00	34.60	25.60	36.90	29.80
Ce	179.20	111.20	73.20	76.00	73.70	74.00	60.80	69.40	61.30
Pr	21.89	13.18	7.52	9.22	9.24	8.16	6.32	8.19	6.75
Nd	72.20	42.10	27.50	33.60	30.70	27.10	22.50	25.60	21.80
Sm	14.20	8.60	6.70	8.70	6.80	6.40	6.60	5.60	5.10
Eu	0.72	1.02	0.70	0.98	1.04	0.51	0.50	0.60	0.54
Gd	13.97	7.26	5.78	8.34	8.11	6.83	8.52	6.16	5.16
Tb	2.23	1.15	1.11	1.57	1.53	1.28	2.24	1.17	1.01
Dy	11.86	6.88	6.99	11.29	10.80	8.88	14.75	7.94	7.36
Ho	2.29	1.42	1.33	2.54	2.40	1.86	2.90	1.74	1.57
Er	7.40	3.99	4.18	8.20	8.42	6.28	8.00	4.93	5.40
Tm	0.96	0.59	0.70	1.33	1.36	0.93	1.27	0.76	0.91
Yb	6.20	5.30	4.80	10.30	9.10	6.20	7.00	5.70	5.30
Lu	0.62	0.51	0.53	1.62	1.16	0.77	0.86	0.57	0.79

5. LITOGEOQUÍMICA DO LEUCOGRANITO

A tabela 2 apresenta os dados analíticos de elementos maiores (% em peso), traços e terras-raras (ppm) das 9 amostras do leucogranito de Gouveia. Nela estão também apresentados os seus respectivos dados da norma CIPW.

Os dados (% em peso) de elementos maiores mostram que o leucogranito possui entre 70 e 77% de SiO_2 , entre 13 e 16% de Al_2O_3 , FeOT menor que 2% e CaO e MgO abaixo de 0,7% cada. São ricos em potássio (K_2O entre 5 e 7%) e sódio (Na_2O atinge até 4%). No diagrama normativo Ab-An-Or (Figura 5B) são confirmados como granito. São rochas peraluminosas de acordo com o diagrama ACNK-ANK (Figura 5C), feição corroborada pela presença de coríndon normativo em todas as amostras estudadas. De acordo com o diagrama MALI *versus* sílica (Figura 5D), variam de rochas alcalinas a álcali-cálcicas. Sua elevada razão K/Na, alto teor de SiO_2 e baixos conteúdos de Ca (e Sr), associados ao seu caráter peraluminoso e à presença de biotita e muscovita primárias, permitem chamá-los de tipo S na classificação de Chappell e White (1992), ou seja, resultantes de anatexia de material crustal essencialmente paraderivado.

O diagrama de elementos terras-raras normalizados ao condrito (Figura 6A) mostra padrão de similaridade das amostras entre si e destas com os leucogranitos peraluminosos colisionais

Himalaianos e Hercinianos. O leucogranito de Gouveia guarda um forte fracionamento entre terras-raras leves (ETRL) e pesadas (ETRP). Isto deve significar que minerais portadores de ETRP (p.ex. granada), não sofreram fusão durante a anatexia crustal geradora do leucogranito, ao contrário daqueles portadores de ETRL, os quais viriam a se alojar nos raros cristais de monazita do leucogranito. Minerais cálcicos do protólito (p.ex. plagioclásio anortítico) também não teriam sido anateticamente fundidos, o que resultaria na forte anomalia negativa de Eu verificada na figura 6A. Este fato parece ser confirmado pelo diagrama de elementos incompatíveis normalizados ao condrito (Figura 6B), no qual o Sr, o Rb e o Ba, elementos que juntamente com o Eu acompanham o Ca, encontram-se como anomalias negativas. Minerais portadores de Nb e Ta, como a ilmenita, também não teriam sido anateticamente fundidos a partir do protólito, já que do mesmo modo esses elementos apresentam-se como anomalias negativas nesta figura. Acrescente-se a não-fusão de apatita e titanita/rutilo a partir da fonte, pois os elementos P e Ti também se apresentam em pronunciada anomalia negativa na figura 6B. Estes últimos minerais não são encontrados no leucogranito (o teor de P_2O_5 e TiO_2 está apenas ao redor de 0,1% cada). Merece destaque a pronunciada anomalia positiva de urânio apresentada pelo leucogranito de Gouveia (Figura 6B), anomalia esta já evidenciada na imagem gamaespectrométrica da figura 3.

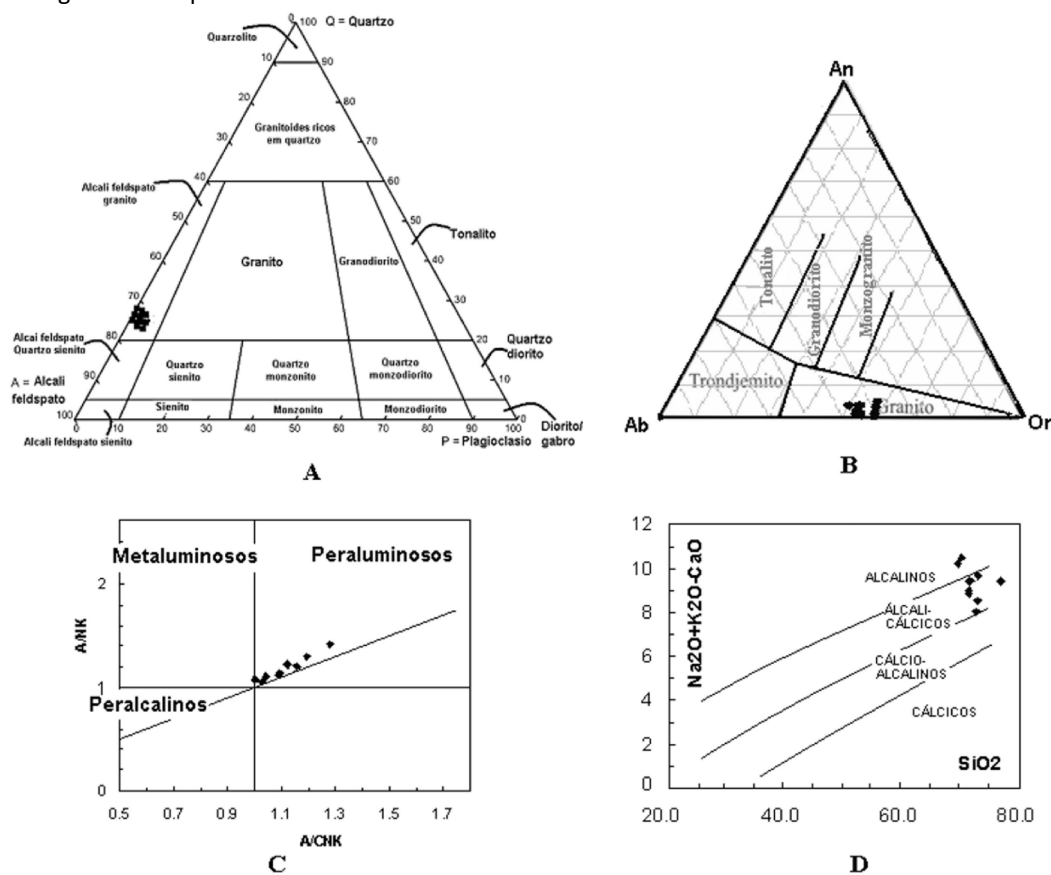


Figura 5 - (A) Diagrama modal QAP (Streckeisen, 1974). (B) Diagrama normativo Ab-An-Or (Barker, 1979). (C) Diagrama ACNK-ANK (Maniar e Piccoli, 1989). (D) Diagrama MALI x sílica (Frost, 2001).

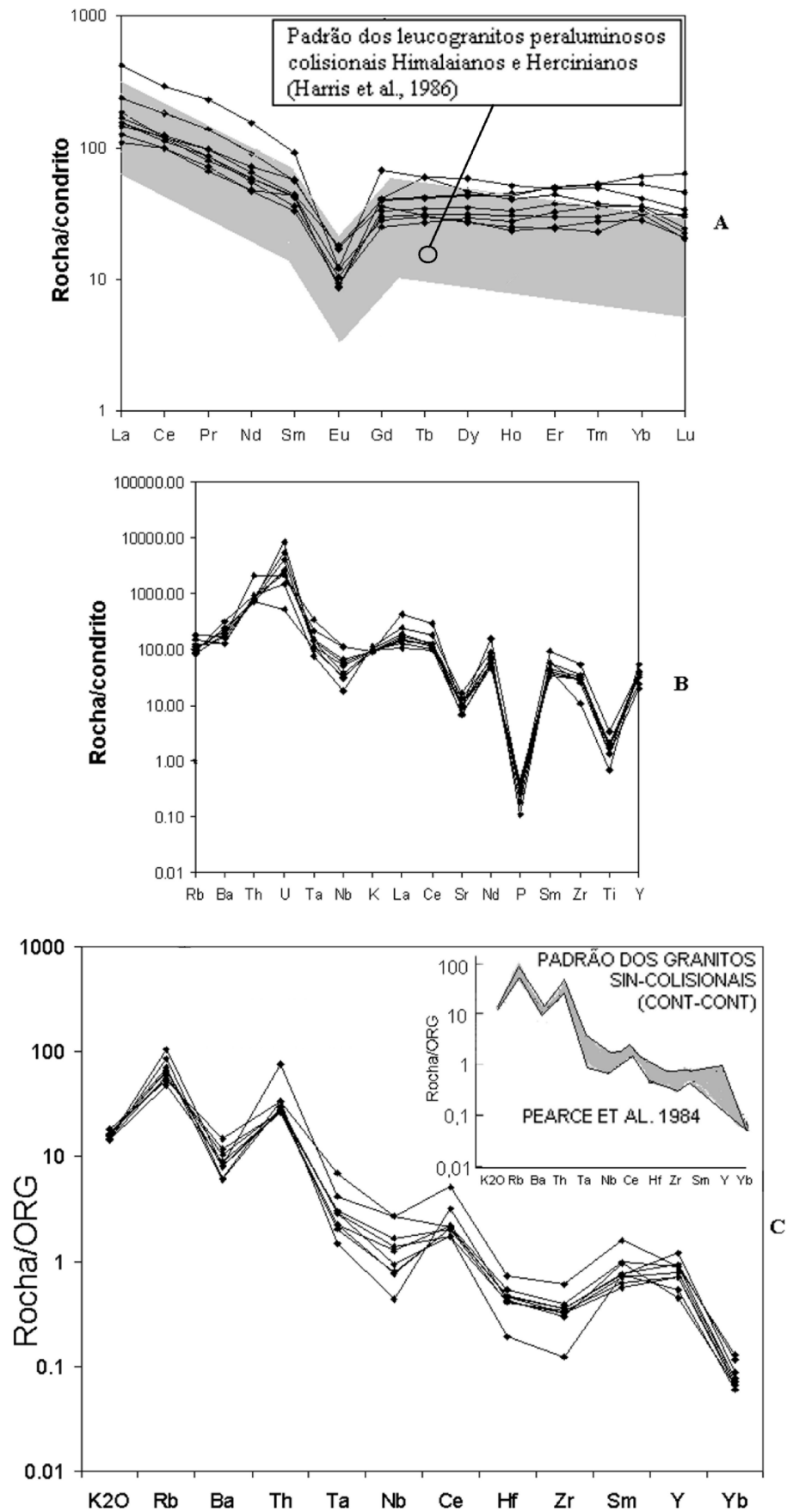


Figura 6 - Aracnogramas de elementos terras-raras (A) e de elementos incompatíveis (B) normalizados ao condrito (normalização segundo Sun & MacDonough, 1989). Em (C) estão os elementos incompatíveis normalizados aos granitos de cadeia oceânica (ORG) de Pearce et al. (1984). O padrão dos granitos sin-colisionais (colisão continente-continente) deste último autor está apresentado para comparação com o leucogranito de Gouveia.

Em termos tectônicos, segundo os diagramas R1-R2 (Figura 7A), Hf-Rb/30-Tax3 (Figura 7B) e SiO₂-Ta (Figura 7C), o leucogranito de Gouveia se classifica como sin- a tardi-colisional. Esta característica é reforçada pelo arcanograma de elementos incompatíveis normalizados aos granitos de cadeia oceânica (Figura 6C). O padrão do leucogranito de Gouveia é similar ao dos granitos sin-colisionais (colisão continente-continente) de Pearce *et al.* (1984), o que revela que a anatexia crustal se deu em função do espessamento crustal e cisalhamentos regionais associados, durante ou logo após o clímax de um evento de colisão de massas continentais, podendo eventualmente estar relacionada à tectônica transcorrente vinculada.

6. DATAÇÃO QUÍMICA U-TH-PB DE MONAZITA DO LEUCOGRANITO

O método de datação química U-Th-Pb (não-isotópica) de monazita por microsonda eletrônica vem sendo desenvolvido há pelo menos 20 anos e já

tem o reconhecimento da comunidade geológica por apresentar resultados que se equivalem à geocronologia isotópica U-Pb (Suzuki e Adachi, 1991; Williams *et al.*, 2007). Cristais de monazita encontrados nas amostras 1, 11, 14, 22 (respectivamente grãos G1, G2, G3 e G4 da Figura 8, inclusos em K-feldspato do leucogranito) e 26 (grão G5 da Figura 9, incluso em K-feldspato dos turmalinitos tardios) foram quantitativamente analisados em microsonda eletrônica (Tabelas 3 e 4). Todos eles podem ser classificadas como monazitas de Ce, porém os teores de Y, U e Pb são bem menores no grão G5 quando comparados aos demais. Alguns grãos apresentaram sobrecrecimento de allanita, sendo que em algumas lâminas ela foi arrancada durante o polimento da preparação para análise. Todos os cristais de monazita estudados se mostraram internamente homogêneos, sem feições de zoneamento ou de recristalizações, nas imagens de elétrons retro-espalhados.

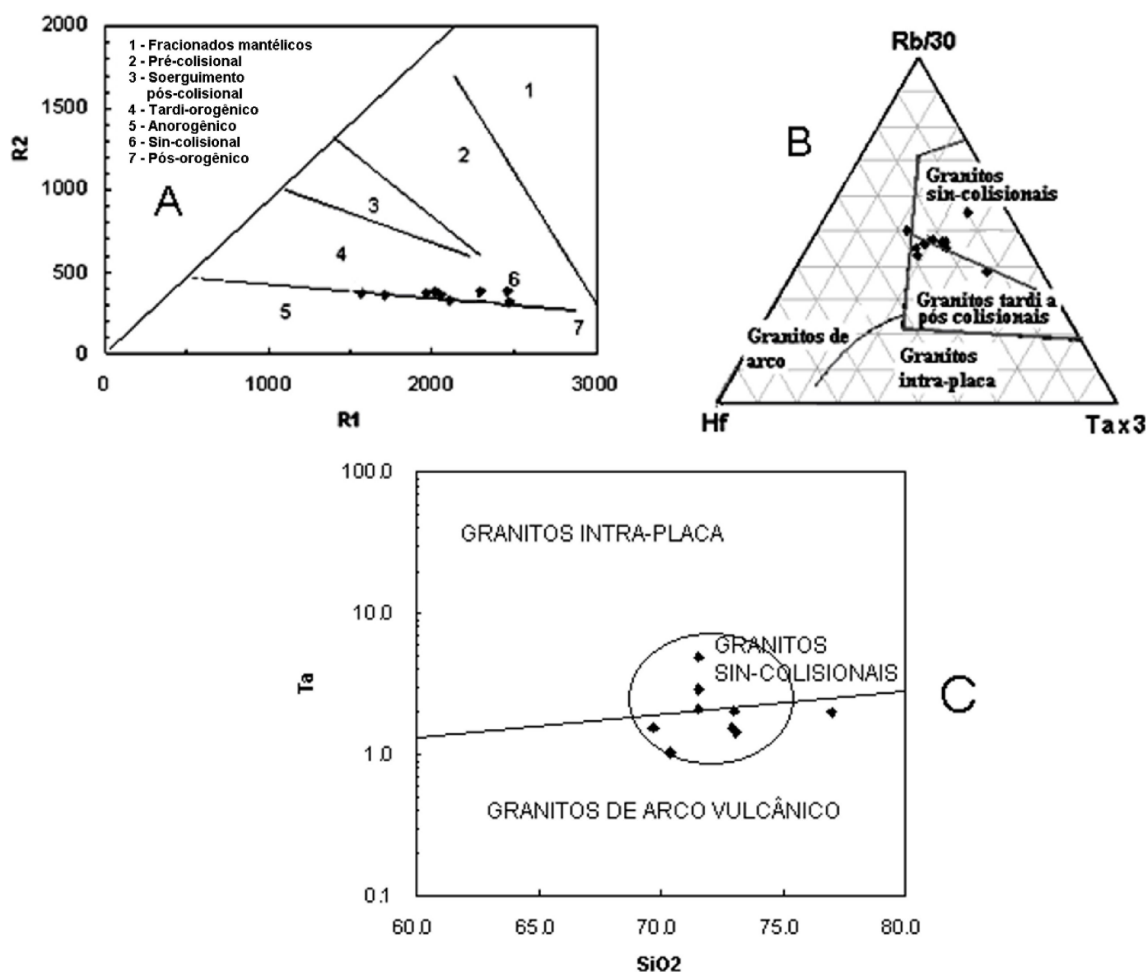


Figura 7 - (A) Diagrama multicatiônico R1-R2 (Batchelor & Bowden, 1985). (B) Diagrama Hf-Rb/30-Tax3 (Harris *et al.*, 1986). (C) Diagrama SiO₂-Ta (Pearce *et al.*, 1984).

Nos grãos G1, G2, G3 e G4 foram feitas 5 análises em cada um deles e no grão G5 foram feitas 4 análises (Tabelas 3 e 4), em todos contemplando as regiões de centro e borda dos cristais. Nas tabelas 5 e 6 encontram-se os valores das idades calculados com o auxílio do *software EPMA Dating* (Pommier *et al.*, 2004). As médias das idades de cada grão, obtidas com o apoio do *software Isoplot* (Ludwig, 2003), são apresentadas na figura 10.

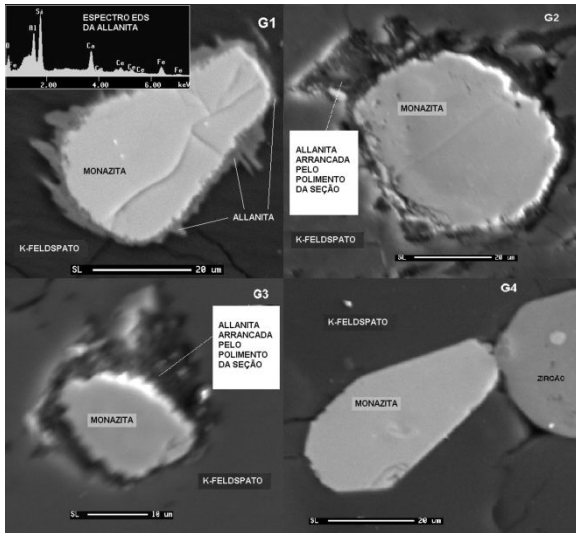


Figura 8 - Cristais de monazita G1, G2, G3 e G4 em imagens de elétrons retro-espalhados obtidas na microsonda eletrônica.

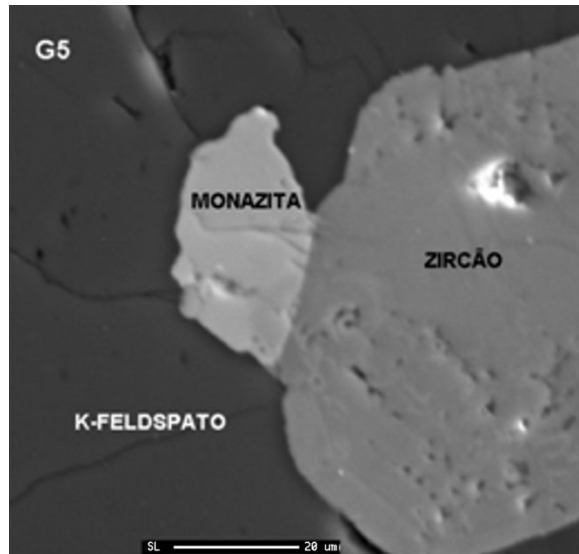


Figura 9 - Cristal de monazita G5 em imagem de elétrons retro-espalhados obtida na microsonda eletrônica.

Finalmente, analisando os dados de U-Th-Pb em cristais de monazita inclusos em cristais de K-feldspato, é possível inferir que a idade média para os grãos G1, G2, G3 e G4 de 1811 +/- 32 Ma seja a idade de cristalização magmática do leucogranito de Gouveia (tabela 7). Já a idade de 634 +/- 20 Ma para o grão G5 encontrado nos turmalinitos tardios pode ser proveniente de processos Brasileiros de remobilização e turmalinização do leucogranito. Esta turmalinização é certamente mais recente que os quartzitos do Supergrupo Espinhaço, já que os turmalinitos guardam clastos destas rochas em seu interior.

Tabela 3 - Composições químicas dos grãos de monazita G1, G2, G3 e G4 obtidas em microsonda eletrônica.

Monazita	Y2O3	Dy2O3	P2O5	SiO2	Gd2O3	PbO	ThO2	Sm2O3	UO2	MnO	CaO	Nd2O3	La2O3	Pr2O3	Ce2O3	Total
G1-1	4.77	1.15	28.70	1.38	2.09	1.18	10.62	2.47	1.30	0.04	2.05	9.26	9.33	2.57	23.77	100.67
G1-2	4.06	1.10	28.63	1.12	2.00	1.39	10.56	2.37	2.05	0.01	2.40	9.30	9.47	2.59	23.87	100.91
G1-3	2.75	1.00	29.27	0.92	1.61	1.19	11.82	2.43	0.98	0.02	2.54	9.58	10.08	2.48	24.88	101.53
G1-4	4.68	1.25	27.90	1.56	2.13	1.54	13.34	2.47	1.75	0.04	2.62	9.17	7.88	2.36	20.75	99.45
G1-5	4.96	1.47	27.74	1.79	2.19	1.63	13.92	2.42	1.92	0.02	2.54	9.04	7.41	2.20	20.67	99.91
G2-1	5.14	1.31	27.87	1.72	2.39	1.73	14.17	2.57	2.02	0.01	2.70	9.14	7.01	2.26	19.72	99.75
G2-2	5.18	1.40	27.94	1.71	2.21	1.70	13.66	2.65	2.07	0.03	2.61	8.93	7.23	2.50	20.37	100.19
G2-3	5.01	1.22	27.81	1.88	2.27	1.64	13.54	2.52	1.91	0.02	2.64	8.76	7.53	2.38	21.27	100.39
G2-4	4.97	1.32	28.01	1.85	2.39	1.74	14.06	2.48	2.08	0.03	2.67	9.19	7.17	2.26	20.54	100.76
G2-5	3.43	1.02	29.59	1.12	1.88	1.38	10.23	2.29	1.87	0.02	3.42	9.13	9.61	2.45	23.71	101.14
G3-1	3.28	0.95	29.89	1.06	1.78	1.08	9.53	2.08	1.24	0.02	2.03	9.46	10.78	2.52	25.45	101.16
G3-2	4.80	1.15	29.91	1.35	1.93	1.33	10.15	2.49	1.82	0.01	2.27	9.35	9.02	2.58	23.47	101.63
G3-3	3.40	1.06	28.76	1.05	1.86	1.32	10.16	2.26	1.84	0.03	2.36	9.39	9.69	2.60	24.91	100.67
G3-4	4.52	1.27	27.54	1.40	1.98	1.34	10.86	2.26	1.74	0.02	2.21	9.66	8.96	2.40	23.22	99.37
G3-5	4.54	1.27	27.56	1.38	1.97	1.21	9.88	2.23	1.54	0.03	1.85	9.33	9.60	2.40	23.62	98.41
G4-1	4.26	1.04	27.81	1.36	1.94	1.28	10.03	2.29	1.66	0.01	1.93	9.71	9.72	2.30	23.62	98.94
G4-2	4.30	1.09	28.16	1.39	1.92	1.32	10.02	2.29	1.79	0.03	2.10	9.54	9.61	2.22	23.62	99.37
G4-3	4.33	1.05	27.67	1.45	1.85	1.26	10.14	2.28	1.65	0.01	1.91	9.82	9.58	2.20	22.98	98.18
G4-4	4.31	1.12	28.11	1.27	1.94	1.32	9.92	2.11	1.80	0.01	2.09	9.27	9.71	2.27	22.89	98.15
G4-5	4.15	1.13	28.21	1.42	1.96	1.33	10.03	1.99	1.89	0.02	2.12	9.22	9.87	2.35	23.69	99.40

Tabela 4 - Composição química do grão de monazita G5 obtida em microsonda eletrônica.

Monazita	Y2O3	Dy2O3	P2O5	SiO2	Gd2O3	PbO	ThO2	Sm2O3	UO2	MnO	CaO	Nd2O3	La2O3	Pr2O3	Ce2O3	Total
G5-1	0.98	0.58	27.11	0.90	1.94	0.30	10.26	2.77	0.41	0.03	2.47	11.05	10.29	2.97	26.06	98.0
G5-2	0.69	0.47	28.95	0.95	1.97	0.20	6.90	2.99	0.16	0.01	1.01	12.32	11.51	3.22	29.51	100.9
G5-3	0.76	0.43	27.82	0.92	1.88	0.24	7.19	2.82	0.49	0.02	1.49	11.92	11.24	2.97	29.55	99.7
G5-4	0.72	0.54	27.98	1.17	1.84	0.31	10.62	2.73	0.24	0.03	1.64	10.99	10.85	2.91	28.65	101.2

Tabela 5- Idades químicas U-Th-Pb dos cristais de monazita G1, G2, G3 e G4 e respectivos erros analíticos de U, Th e Pb.

Monazita-análise	Idade Ma	Erro Idade Ma	U ppm	Erro U %	Erro U ppm	Th ppm	Erro Th %	Erro Th ppm	Pb ppm	Erro Pb %	Erro Pb ppm	MPb
G1-1	1771	71	10892	2.00	218	93329	2.00	1867	10945	2.00	219	207.406
G1-2	1774	71	17507	2.00	350	92801	2.00	1856	12922	2.00	258	207.198
G1-3	1793	72	7942	2.00	159	103848	2.00	2077	11065	2.00	221	207.559
G1-4	1802	72	14645	2.00	293	117249	2.00	2345	14314	2.00	286	207.377
G1-5	1799	72	16129	2.00	323	122329	2.00	2447	15168	2.00	303	207.355
G2-1	1843	74	17049	2.00	341	124491	2.00	2490	16060	2.00	321	207.338
G2-2	1844	74	17447	2.00	349	120079	2.00	2402	15818	2.00	316	207.312
G2-3	1836	73	16079	2.00	322	118972	2.00	2379	15215	2.00	304	207.343
G2-4	1843	74	17566	2.00	351	123594	2.00	2472	16143	2.00	323	207.322
G2-5	1846	74	15930	2.00	319	89884	2.00	1798	12764	2.00	255	207.224
G3-1	1778	71	10424	2.00	208	83776	2.00	1676	10063	2.00	201	207.380
G3-2	1812	72	15511	2.00	310	89181	2.00	1784	12309	2.00	246	207.234
G3-3	1799	72	15625	2.00	312	89277	2.00	1786	12254	2.00	245	207.231
G3-4	1796	72	14766	2.00	295	95403	2.00	1908	12476	2.00	250	207.286
G3-5	1794	72	12987	2.00	260	86861	2.00	1737	11205	2.00	224	207.301
G4-1	1820	73	14072	2.00	281	88144	2.00	1763	11836	2.00	237	207.272
G4-2	1830	73	15183	2.00	304	88012	2.00	1760	12244	2.00	245	207.237
G4-3	1799	72	13969	2.00	279	89119	2.00	1782	11734	2.00	235	207.280
G4-4	1835	73	15321	2.00	306	87203	2.00	1744	12254	2.00	245	207.228
G4-5	1808	72	16108	2.00	322	88117	2.00	1762	12374	2.00	247	207.211

Tabela 6 - Idades químicas U-Th-Pb do cristal de monazita G5 e respectivos erros analíticos de U, Th e Pb.

Monazita-análise	Idade Ma	Erro Idade Ma	U ppm	Erro U %	Erro U ppm	Th ppm	Erro Th %	Erro Th ppm	Pb ppm	Erro Pb %	Erro Pb ppm	MPb
G5-1	614	35	3014	3.32	100	90191	2.00	1804	2766	3.61	100	207.784
G5-2	637	50	1016	9.85	100	60646	2.00	1213	1838	5.44	100	207.875
G5-3	657	43	3926	2.55	100	63159	2.00	1263	2256	4.43	100	207.645
G5-4	638	37	1548	6.46	100	93364	2.00	1867	2831	3.53	100	207.876

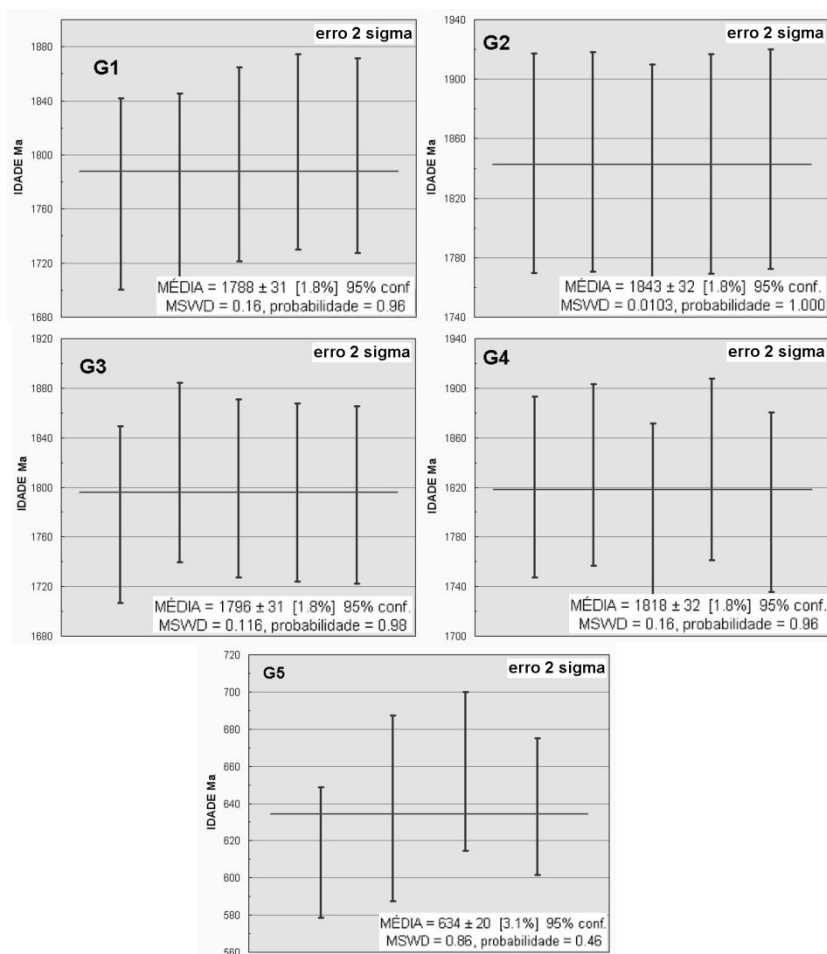


Figura 10 - Valores médios de idade dos grãos de monazita estudados.

Tabela 7 - Resultados finais das idades dos cristais de monazita.

Monazita	Idade Ma	Erro Idade Ma	Média dos cristais G1, G2, G3 e G4	Idade Ma	Erro Idade Ma
G1	1788	31	1811	32	
G2	1843	32			
G3	1796	31			
G4	1818	32			
G5	634	20			

7. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Um possível modelo petrogenético para granitos peraluminosos é extraído de Barbarin (1996), segundo o qual resultados experimentais confirmam que os granitos ricos em muscovita (MPG), também chamados de granitos a duas micas pela presença subordinada de biotita, cristalizam sob fugacidades de água mais elevadas que os granitos a cordierita (CPG). O conteúdo inicial de água no magma não ultrapassa os 4% para os granitos a cordierita, mas alcança 7 a 8% para permitir a precipitação de muscovita nos granitos a muscovita. A grande quantidade de água nestes magmas é fornecida por grandes zonas de cisalhamento ou empurrões que concentram e canalizam fluidos na crosta. Estes fluidos não apenas lubrificam as zonas de cisalhamento, mas também promovem extensa fusão. Os MPG são abundantes nos cinturões orogênicos Hercinianos, onde há abundantes zonas de cisalhamento transcorrentes e empurrões, bem como ao longo do Empurrão Principal Central dos Himalaias e são raros nos cinturões em que há poucas zonas de cisalhamento. Assim, a petrogênese dos granitos peraluminosos a duas micas acha-se intrinsecamente ligada ao controle estrutural regional.

Segundo Barbarin (1999), granitos peraluminosos acham-se fortemente associados a ambientes de colisão continental e tectônica transcorrente associada (tipos MPG e CPG da figura 11), granitos metaluminosos associam-se com zonas de convergência oceano-contidente ou oceano-oceano (tipos KCG e ACG da figura 11), plagiogranitos (RTG da figura 11) são encontrados em ambientes de expansão oceânica e os granitos alcalinos e peralcalinos (PAG da figura 11) em zonas de rifteamento. A maior parte do Complexo de Gouveia é constituída por massas do leucogranito investigado, o qual se assemelha fortemente aos granitos peraluminosos com muscovita de Barbarin (1999), representados pelo tipo MPG colisional oriundo de fusão crustal da figura 11. Nesta figura é possível notar a semelhança mineralógica entre o leucogranito de Gouveia e o tipo MPG.

Minerais	MPG	CPG	KCG	ACG	RTG	PAG	LGG
Biotita	x	xxx	xxx	xx	x	xx	x
Muscovita	xxx	x	x	o	o	x	xxx
Cordierita	o	xx	o	o	o	o	o
Sill. And.	o	x	o	o	o	o	o
Anfíbólio	o	o	x	xxx	xxx	álc-anf.	o
Piroxênio	o	o	o	xx	xx	álc-px.	o
Apatita	xxx	xxx	xx	xx	xx	xx	o
Zircão	x	xx	xxx	xxx	xxx	xxx	x
Monazita	x	x	o	o	o	o	x
Granada	xx	x	o	o	o	x	xx
Turmalina	xxx	xx	o	o	o	o	xxx
Allanita	o	x	xx	xx	x	xx	x
Titanita	o	o	xx	xxx	x	x	o
Ilmenita	x	x	x	x	x	xx	x
Magnetita	o	o	x	xx	xx	xx	x
Plag. An%	0-20	15-40	15-30	20-50	20-50	0-10	0-5

(o: ausente, x: raro, xx: comum, xxx: abundante)

MPG	CPG	KCG	ACG + ATG	RTG	PAG
CONTRIBUIÇÃO CRUSTAL			CONTRIBUIÇÃO MANTÉLICA		
COLISÃO CONTINENTAL	REGIME TRANSICIONAL	ESFALHAMENTO OCEÂNICO	SUBDUÇÃO	RIFTEAMENTO DOMÉSTICO	RIFTEAMENTO CONTINENTAL

Figura 11 - Quadro mineralógico comparativo de granitos (MPG: granito peraluminoso a muscovita, CPG: granito peraluminoso a cordierita, KCG: granito e granodiorito cálcio-alcalino de alto-K, ACG: granito cálcio-alcalino com anfíbólio, RTG: plagiogranito toleítico de cordilheira meso-oceânica, PAG: granito e sienito alcalino e peralcalino), e ao lado direito o leucogranito de Gouveia (LGG). Na porção inferior estão apresentados os aspectos da fonte dos granitos e do ambiente tectônico associado (Barbarin, 1999).

Em termos de idades, o valor encontrado de 1811 +/- 32 Ma para o evento anatético e cristalização do magma leucogranítico de Gouveia é similar, dentro da margem de erro, ao valor da idade isotópica U-Pb em zircão de 1844 +/- 15 Ma de Machado *et al.* (1989). A idade de 2839 +/- 14 Ma também encontrada por estes últimos autores poderia ser atribuída a núcleos de zircões herdados do protólito migmatítico arqueano do leucogranito. Estes zircões não teriam sido fundidos totalmente na anatexia que gerou o leucogranito. A propósito, Silva *et al.* (2002) encontraram uma idade de 2867 +/- 10 Ma para os gnaisses migmatíticos do vizinho Complexo Guanhões (Figura 2), praticamente a mesma idade do Complexo de Gouveia.

A relação geológica do leucogranito estudado a migmatitos, sua relação com zonas de cisalhamento e sua intensa milonitização sugerem que a anatexia que o gerou teria se dado em condições de alto-grau metamórfico (fácies anfíbolito alto) em ambiente hidratado atingidas em função do espessamento crustal e cisalhamentos regionais devidos à colisão continental Transamazônica ou à tectônica transcorrente associada. Deste modo, a fusão parcial dos migmatitos peraluminosos locais teria de fato levado à formação do leucogranito de Gouveia a duas micas com granada. Restos de migmatitos paraderivados no seu interior em contato transicional difuso reforçam essa gênese.

Rochas metabásicas de 906 Ma (Machado *et al.*, 1989) alojadas no interior do leucogranito de Gouveia estão metamorfisadas devido ao evento tectonotermal Brasileiro (630 a 490 Ma, Dossin *et al.*, 1993). Portanto, a influência deste evento sobre o leucogranito é inegável. Daí decorre a idade de 634 +/- 20 Ma da monazita encontrada em turmalinito tardio que cruza o leucogranito de Gouveia. O leucogranito teria sido levado às condições de pressão e temperatura do fácies xisto-verde no Brasileiro, quando surgiu a clorita. A reação metamórfica entre biotita e quartzo que promoveu o surgimento da clorita no leucogranito, levou também ao aparecimento da magnetita (Yardley, 1994).

8. AGRADECIMENTOS

Ao Instituto Casa da Glória pelo apoio logístico durante os trabalhos de campo. À PRPq-UFMG pelo apoio financeiro concedido. Ao Laboratório de Microanálises do Depto. Física-UFMG, pelas análises da monazita, em especial aos Drs. Luiz Garcia e Abá Persiano.

9. REFERÊNCIAS

- Barbarin B. 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. *Geology*, 4: 95-298
- Barbarin B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46 : 605–626
- Barker, F., 1979. Trondhjemites: definitions, environment and hypotheses of origin. In: F Barker (eds.) *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, p. 1-12.
- Batchelor R.A. e Bowden P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48:43–55.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 83, 1-26.
- CODEMIG. Cia. Desenvolvimento Economico de Minas Gerais. 2012. Programa de Levantamento Aerogeofísico de Minas Gerais - Magnetometria e gamaespectrometria.
- Cruz, S. C. P.; Alkmim, F. F.; Lagoeiro, L. E. 2005. Zona de cisalhamento do núcleo do anticlinório de Gouveia, Cordilheira do Espinhaço, MG: geometria, cinemática e processos deformacionais. *Revista Brasileira de Geociências*, 35: 441-452.
- Dossin, T.M.; Dossin, I.A.; Charvet, J.; Pouclet, A.; Lapiere, H. 1993. Late proterozoic mafic dykes swarm from the Espinhaço Range (Minas Gerais, Brazil): geochemistry and tectonic setting. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993. Anais. Salvador, p.128-130.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., & Frost, C. D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrology*, 42, p. 2033 - 2048.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., & Tindle A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M. P. & Ries, A. C. (eds). *Collision Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Pub, 19: 67-81.
- Hoffmann C. 1983. The Archean peraluminous Gouveia Granite: its structures, geochemistry and phase petrology (Serra do Espinhaço, Minas Gerais, Brazil). *N. Jb. Min.*, 2: 359-371.
- Ludwig K.R. 2003. *Isoplot/Ex 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, n.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: SBG, Núcleo Minas Gerais, Boletim Informativo, 10: 171-174.
- Maniar P.D. e Piccoli P.M., 1989. Tectonic discriminations of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Alkmim F.F., 2007. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí. *Geonomos* 15(1): 17 - 23
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology*, 25: 956–983.
- Pedrosa-Soares A.C. e Soares-Filho B.S. (coordenadores e editores). 1997. Projeto Espinhaço em CD-ROM (textos, mapas e anexos). Belo Horizonte, COMIG - Companhia Mineradora de Minas Gerais.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto C.P., 2001. The Araçuaí–West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gondwanland assembly. *Precambrian Research*, 110: 307-323.
- Pommier A., Cocherie A., Legendre O. 2004. EPMA Dating User' Manual, V.1.01: Age Calculation from Electron Probe Microanalyser Measurements of U–Th–Pb. BRGM, Orleans.
- Scherrer N.C., Engi M., Gnos E., Jakob V., Liechti A. 2000. Monazite analysis; from sample preparation to microprobe age dating and REE quantification. *Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 80: 93-105.
- Schöll W.U. e Fogaça A.C., 1979. Estratigrafia da Serra do Espinhaço na região de Diamantina. In: SBG, Simp. Geol. Minas Gerais, 1, Atas, p. 276-290.
- Silva L.C., Armstrong R., Noce C.M., Carneiro M.A., Pimentel M.M., Pedrosa-Soares A.C., Leite C.A., Vieira V.S., Silva M.A., Paes V.J.C., Cardoso-Filho J.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Rev. Bras. Geociências*, 32:513-528
- Streckeisen A. L., 1974. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau. Internationale Zeitschrift für Geologie*. Stuttgart. Vol.63, p.773-785.
- Sun S. e McDonough W. 1989. 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, , p.313-345.
- Suzuki K. e Adachi M., 1991. Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th–U–total Pb isochron ages of monazite, zircon, and xenotime. *Geochemical Journal*. 25: 357– 376.
- Uhlain A., 1991. Transição craton-faixa dobrada: um exemplo do Cráton do São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasileiro) no Estado de Minas Gerais: Aspectos estratigráficos e estruturais. São Paulo, IG-USP, Tese de Doutorado.

Williams ML, Jercinovic MJ, Hetherington CJ. 2007. Microprobe monazite geochronology: understanding geologic processes by integrating composition and chronology. *Ann Review Earth Planetary Sciences*. 35: 137-175.

Yardley, B. W. D., 1994. *Introdução a petrologia metamórfica*; traduzido por R. Fuck.- editora UnB. 340 p.