Rochas charnockíticas do sudeste de Minas Gerais: a raiz granulítica do arco magmático do Orógeno Araçuaí

**Tiago Amâncio Novo^{1,2}, Antônio Carlos Pedrosa Soares², Carlos Mauricio Noce²,
Fernando Flecha de Alkmim³ & Ivo Antônio Dussin⁴**

Resumo Os orógenos Araçuaí e Ribeira constituem sistema orogênico neoproterozóico-cambriano que se estende da borda oriental do Cráton do São Francisco até o Oceano Atlântico, a sul do paralelo 15°. A zona de fronteira entre esses orógenos situa-se em torno do paralelo 21°. A região meridional do Orógeno Araçuaí, no sudeste de Minas Gerais, é caracterizada pela exposição de rochas metamórficas de alto grau, ortoderivadas e paraderivadas, refletindo o profundo nível crustal ali exposto. Uma associação de rochas charnockíticas máficas a félsicas, metamorfasadas na fácies granulito, recebeu a designação de Suíte Divino. Esta tem características de série cálcio-alkalina expandida, metaluminosa a ligeiramente peraluminosa, com padrão de elementos traços característico de magmatismo de arco de margem continental. A assinatura isotópica de Nd evidencia significativo envolvimento de fusões derivadas do embasamento paleoproterozóico. Datações U-Pb (LA-ICPMS) de rochas da Suíte Divino (592±7 Ma e 603±4 Ma) indicam idade compatível com o estágio pré-colisional (acrescionário) do orógeno. Desta forma, sugere-se que a Suíte Divino representa a raiz granulítica do arco magmático do Orógeno Araçuaí, cuja eventual continuidade para sul seria importante elo de ligação com o Orógeno Ribeira.

Palavras-chave: charnockito, arco magmático, Orógeno Araçuaí.

Abstract *Charnockites from southeastern Minas Gerais: the magmatic arc granulitic roots of the Araçuaí Orogen.* The Araçuaí and Ribeira orogens are a Cambrian-Neoproterozoic belt that extends from the eastern edge of the San Francisco craton to the Atlantic Ocean, south of parallel 15°. The connection between these orogens is roughly situated along the 21° S parallel. High-grade metamorphic rocks are exposed in the southern Araçuaí Belt, SE Minas Gerais, reflecting a deep crustal level. The Divino Suite comprises mafic- to felsic charnockites, metamorphosed in granulite facies, interpreted as an expanded calc-alkaline suite metaluminous to slightly peraluminous. Chemical and Nd isotopic signatures suggest the Divino Suite evolved in a continental magmatic-arc setting, and also that Paleoproterozoic basement was a major source for parental magmas. U-Pb dating of charnockite samples (592±7, and 603±4 Ma) indicates the suite is coeval with the pre-collisional stage of Araçuaí Orogen evolution, and probably represents the magmatic arc granulitic roots. The southward extent of this arc is of great importance in order to unveil the link between Araçuaí and Ribeira orogens.

Keywords: charnockite, magmatic arc, Araçuaí Orogen

INTRODUÇÃO O Orógeno Araçuaí e o Orógeno Ribeira setentrional constituem sistema orogênico Neoproterozóico-Cambriano que se estende da borda oriental do Cráton São Francisco até o Oceano Atlântico, a sul do paralelo 15°. A zona limite entre esses orógenos situa-se em torno do paralelo 21°S, balizada pela extremidade meridional do Cráton São Francisco (Pedrosa-Soares *et al.* 2001). A região estudada, no sudeste do Estado de Minas Gerais e extremo noroeste do Estado do Rio de Janeiro, está situada nesta zona limite entre os dois orógenos. O substrato geológico é definido pela intercalação tectônica de escamas constituídas por ortognaisses granulíticos paleoproterozóicos do Complexo Juiz de Fora, e por rochas supracrustais, essencialmente paragnaisses. Nesta região, o limite entre os orógenos Araçuaí e Ribeira não é marcado por descontinuidade

estrutural ou das unidades litológicas e, portanto, deve ser entendido como zona de conexão entre setores distintos de um mesmo sistema orogênico. Para a reconstituição geotectônica desta conexão, e dos orógenos como um todo, o(s) arco(s) magmático(s) são peça chave. No presente trabalho é descrita suíte plutônica constituída por granitóides charnockíticos, designada Suíte Divino, intrusiva no substrato formado pela associação gnaiss Juiz de Fora/paragnaisse. Uma das hipóteses assumidas a cerca destas rochas é que representem a continuação, em crosta profunda, do arco magmático do Orógeno Araçuaí. A outra hipótese é que teriam sido geradas durante a etapa sincolisional da Orogenia Brasileira, sendo produto da anatexia de ortognaisses do Complexo Juiz de Fora e/ou outras unidades regionais. Para responder a estas questões procedeu-se, além do mapeamento e

1 - Programa de Pós-graduação, IGC-UFMG, Campus Pampulha, Belo Horizonte (MG), Brasil. E-mail: tiagoanovo@gmail.com

2 - CPMTC-IGC-UFMG, Campus Pampulha, Belo Horizonte (MG), Brasil. E-mail: pedrosa@pesquisador.cnpq.br; noce@igc.ufmg.br

3 - UFOP, Depto de Geologia, Morro do Cruzeiro, Ouro Preto (MG), Brasil. E-mail: alkmim@degeo.ufop.br

4 - UFRGS, IG, Departamento de Geologia, Porto Alegre (RS), Brasil. E-mail: ivodusin@yahoo.com.br

caracterização geológicas, ao estudo geoquímico, isotópico e à datação da Suíte Divino.

Este trabalho apresenta resultados decorrentes do mapeamento da folha Carangola, em escala 1:100.000 (SF-23-X-B-VI – situada entre os paralelos 20°30'–21°00'S e meridianos 42°00'–42°15'W), do *Programa Geologia do Brasil – Contrato CPRM-UFMG*, complementados por estudos e análises custeadas por projetos de pesquisa financiados pelo CNPq e FAPEMIG.

Utilizam-se os termos pré-colisional e sincolisional com conotação geotectônica, para relacionar os episódios magmáticos aos estágios de evolução orogênicos (evitando termos dúbios como pré, sin e pós-tectônico).

GEOLOGIA REGIONAL O sistema orogênico brasileiro-panafricano do Paleocóntinente Gondwana representa um conjunto de orógenos neoproterozóicos diacrônicos, do qual faz parte a Província Mantiqueira (Brito-Neves *et al.* 1999, Almeida *et al.* 1981, 2000, Heilbron *et al.* 2004, Silva *et al.* 2005). Geograficamente, a província está compreendida na porção sul-oriental do Continente Sul-Americano, estendendo-se do sul da Bahia até o Uruguai. A região abordada está inserida no segmento setentrional da Província Mantiqueira (Heilbron *et al.* 2004), na zona da conexão entre os orógenos Araçuai e Ribeira (Fig. 1a). Existem discrepâncias em relação aos modelos de evolução geotectônica mais amplamente aceitos para cada orógeno, resultando no fato do posicionamento paleotectônico desta região variar de acordo com a linha de abordagem. Em termos da compartimentação tectono-estratigráfica do Orógeno Ribeira, a área estudada situa-se no Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental, que engloba o embasamento paleoproterozóico, a cobertura neoproterozóica e granitóides, e integra a placa inferior (*lower plate*) do orógeno (Heilbron & Machado, 2003). Por sua vez, de acordo com a compartimentação do Orógeno Araçuai, a região encontra-se no domínio orogênico interno onde se situam o arco magmático pré-colisional e bacias relacionadas (Pedrosa Soares *et al.* 2001).

Em termos estruturais a região encontra-se no domínio de extensas zonas de cisalhamento destrais, especificamente aquelas de Abre Campo e Manhauçu (Cunningham *et al.* 1998, Peres *et al.* 2004, Noce *et al.* 2006). A Falha de Abre Campo marca o limite ocidental entre o terreno representado pelos plutonitos da Suíte Divino e suas rochas encaixantes (Complexo Juiz de Fora e unidade de paragneisses), e as rochas do Complexo Mantiqueira (Fig. 1b). Este último, também de idade paleoproterozóica à semelhança do Complexo Juiz de Fora (Noce *et al.* 2007b), é composto por ortogneisses bandados e migmatitos da fácies anfibolito. Cunningham *et al.* (1998) interpretaram a Falha de Abre Campo como uma possível zona de sutura brasileira.

A SUÍTE DIVINO Os granitóides charnockíticos da Suíte Divino afloram como corpos alongados na direção NNE-SSW, de dimensões muito variadas, em geral com poucos quilômetros de extensão. O maior corpo está exposto na região de Muriaé, atingindo extensão

superior a 50 km. Estão encaixados tanto nas rochas do Complexo Juiz de Fora como nos paragneisses da cobertura metassedimentar (Grupo Andrelândia), ou ao longo do contato entre estas duas unidades (Fig. 1b).

A designação Suíte Divino decorre da ocorrência, nos arredores da cidade homônima, de uma exposição característica desta unidade (UTM 795441E/7716977N). O esquema de Frost & Frost (2008) para a classificação de rochas charnockíticas foi adotado neste trabalho, evitando-se a utilização de termos como enderbito, jotunito, opdalito e manjerito. Usa-se o termo charnockito acompanhado do adjetivo apropriado de acordo com a classificação para rochas ígneas da IUGS. Deste modo, um termo como “opdalito” é substituído por “charnockito granodiorítico”, “enderbito” por “charnockito tonalítico”, etc.

Caracterização Petrográfica As rochas charnockíticas da Suíte Divino (Fig. 2) possuem cor esverdeada e ampla variação composicional e granulométrica. A granulção varia de fina a grossa, enquanto a composição posiciona-se entre granítica, granodiorítica, tonalítica e diorítica. Granulção e composição não são correlacionáveis, ou seja, independentemente de sua composição a rocha pode apresentar grão fino, médio ou grosso.

A composição mineralógica dos granitóides charnockíticos é dada por proporções variáveis de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, hornblenda, hiperstênio e clinopiroxênio (Fig. 2b). A textura varia de granoblástica a, subordinadamente, nematoblástica. Hiperstênio é o piroxênio mais freqüente. Ambos os piroxênios (orto e clinopiroxênio) apresentam intensidade de alteração variável, de moderada a alta. O feldspato potássico apresenta-se parcialmente alterado, com formação de sericita. Plagioclásio encontra-se moderadamente saussuritizado (carbonato e sericita são os principais produtos desta alteração, epidoto ocorre de forma subordinada), apresenta geminação polissintética e raro intercrescimento antipertítico. Localmente, observa-se a cristalização de quartzo vermiforme no contato entre os feldspatos. Quartzo sempre apresenta extinção ondulante e outras feições de recristalização metamórfica, tais como quartzo fitado e subgranulação. Tanto hornblenda quanto biotita derivam da alteração dos piroxênios. Hornblenda possui cor marrom, indicando enriquecimento em titânio (confirmado pela associação com titanita).

A mineralogia acessória consiste em apatita, zircão, opacos, titanita e granada. Apatita tem granulção fina e é o mineral acessório mais comum, sendo observado em todas as amostras, ocorrendo em cristais com o típico hábito hexagonal-arredondado. Zircão ocorre em cristais prismáticos curtos e em grãos arredondados. Os minerais opacos descritos são ilmenita e hematita, que ocorrem como cristais anédricos de granulção fina a média. Comumente, os minerais opacos apresentam-se associados aos piroxênios, como produto de alteração destes. Granada é rara a ausente.

O desenvolvimento da foliação é irregular; as rochas apresentam frequentemente aspecto maciço (Fig. 2a), mas a foliação regional tende a se destacar em aflo-

Figura 1 - (A) Localização da área de estudo na Província Mantiqueira Setentrional (extraído de Silva et al. 2005). Legenda: 1) Coberturas e rochas magmáticas fanerozóicas; 2) Granitóides pós (tipo I e S) a sin-colisionais (tipo S); 3) Granitóides pré-colisionais e pré-sin-colisionais; 4) Formação Salinas - Depósitos marinhos tardi-colisionais de águas profundas (fácies xisto verde); 5) Grupo Rio Doce - unidades vulcano-sedimentares pré-colisionais relacionadas ao arco (fácies anfibolito); 6) Formação Ribeirão da Folha e Grupo Dom Silvério - depósitos vulcano-sedimentares de águas profundas, com remanescentes de assoalho oceânico (fácies anfibolito); 7) Complexos paragneissos, fácies anfibolito/granulito, parcialmente migmatizados; 8) Terreno Embu, Ortognaisses tonalíticos; granitóides e paragneisse; embasamento do Grupo Serra de Itaberaba; Sequência metavulcano-sedimentar (bacia de retro-arco); 9) Orógeno Búzios, Sequência metavulcano-sedimentar de retro-arco; ortognaisses orosirianos de embasamento (Terreno Cabo Frio); 10) Embasamento e unidades pré Neoproterozóico; 11) Localização da área de estudo; 12) Limite do Cráton São Francisco. (B) Mapa geológico da área de estudo, leste de Minas Gerais. Legenda: A) Suíte G2; B) Suíte Divino; C) Suíte G1; D) Grupo Andrelândia; E) Complexo Mantiqueira; F) Complexo Juiz de Fora; G) Contato; H) Falha contracional; I) Cidade; J) Transcorrência destrál.

Figura 2 - Aspecto macroscópico e microscópico do charnockito da Suíte Divino. (A) Charnockito de granulação fina e aspecto maciço. (B) Fotomicrografia de charnockito tonalítico, nicóis paralelos.

ramentos intemperisados. A foliação é dada pelo alinhamento das palhetas de biotita, com cristais de piroxênio, anfibólio, quartzo e feldspato estirados na mesma direção. Localmente, cristais centimétricos de plagioclásio, feldspato potássico, ortopiroxênio e anfibólio conferem à rocha textura porfirítica (o último mineral é extremamente raro). Quando foliada, a fácies porfirítica apresenta-se protomilonítica, mostrando porfiroclastos de anfibólio, plagioclásio, feldspato potássico e ortopiroxênio rotacionados e com formação de sombra de pressão.

O fato da paragênese plagioclásio + quartzo + ortoclásio + hiperstênio + clinopiroxênio, apresentar-se orientada segundo a foliação regional indica que deformação e recristalização associada se deram em condições da fácies granulito. A mesma paragênese encontra-se nas porções com textura ígnea preservada, porfiríticas, sugerindo que a cristalização magmática deu-se em condições PT igualmente elevadas. Processos incipientes de metamorfismo regressivo em condições da fácies anfibolito levaram à cristalização de hornblenda e biotita a partir da alteração de clinopiroxênio e hiperstênio.

As rochas da Suíte Divino, em termos petrográficos, podem ser divididas em três conjuntos (ácidas, intermediárias e básicas) conforme as proporções modais de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e minerais máficos. Esta divisão é confirmada pelos dados químicos, com base nos diferentes conteúdos de SiO_2 (vide Tab. 1). Em média, o conjunto ácido é constituído de quartzo (38%), feldspato potássico (26%), minerais máficos (piroxênios + hornblenda + biotita + opacos = 21%) e plagioclásio (16%). O conjunto intermediário é constituído, em média, por 33% de minerais máficos (piroxênios + hornblenda + biotita + opacos), 27% de plagioclásio, 26% de quartzo e 12% de feldspato potássico. A proporção modal para o conjunto básico é dada por 40% de minerais máficos (piroxênios + hornblenda + biotita + opacos), 29% de plagioclásio, 18% de quartzo e 13% de feldspato potássico. Os afloramentos individuais tendem a ser bastante homogêneos; rochas

de composição ácida com enclaves básicos foram descritas em um único local.

Os charnockitos podem exibir enclaves decimétricos a métricos de granada-biotita gnaiss bandado, orientados segundo a foliação regional, que são interpretados como xenólitos da unidade metassedimentar. Em zonas de contato com esta unidade parece ocorrer a contaminação do charnockito, que enriquece-se em granada.

Litoquímica As análises geoquímicas foram realizadas em dois lotes. No primeiro, 11 amostras foram analisadas para elementos maiores, sendo nove pertencentes à Suíte Divino e duas representantes do embasamento (gnaisses ortoderivados do Complexo Juiz de Fora). As análises foram realizadas por Fluorescência de Raios X, no CPMTCC (Centro de Pesquisa Prof. Manoel Teixeira da Costa, IGC-UFMG). As amostras passaram pelos processos convencionais de britagem, moagem e secagem, e foram fundidas e diluídas com tetraborato de lítio em recipientes de platina.

No segundo lote, 29 amostras foram analisadas para elementos maiores e traços (22 amostras da Suíte Divino e sete amostras do ortognaiss do Complexo Juiz de Fora). As 11 amostras do primeiro lote foram analisadas para elementos traços juntamente com o segundo lote. Estas 40 amostras passaram pelos processos de preparação convencionais, e em seguida enviadas para o laboratório ACME, onde foram realizadas análises para elementos maiores e traços. Análises de rocha total deram-se por meio de fusão com metaborato de lítio, digestão com HNO_3 e análise por ICP-ES para óxidos maiores e elementos menores. Elementos traços foram analisados por ICPMS (determinação de 45 elementos incluindo refratários e terras raras) por fusão com metaborato e tetraborato de lítio. Metais-base foram digeridos com água régia e analisados por ICPMS.

INTERPRETAÇÃO DOS DADOS Os dados geoquímicos são apresentados na tabela 1. No diagrama TAS,

Tabela 1 - Composição química das rochas da Suíte Divino e do Complexo Juiz de Fora, discriminadas quanto ao teor em sílica (ácidas com teor de SiO₂ > 65%; intermediárias 52% < SiO₂ < 65% e básicas 45% < SiO₂ < 52%).

Litotipo	SUÍTE DIVINO (MÁFICO)									SUÍTE DIVINO (INTERMEDIÁRIO)						
Amostra	R-5	T-7	AM-30	EC-60 A	T-1	EC-32C	T-10	R-3	TJ-33	AM-148	TJ-38 B	GV-35	T-8	TJ-46	T-4	GV-6
SiO2	49,26	49,33	49,6	50	50,08	50,44	50,9	51,69	51,7	52,44	53	54	54,09	54,4	56,11	56,2
TiO2	2,58	2,08	2,28	1,21	1,9	0,73	1,5	1,83	0,79	1,35	1,03	0,54	1,45	1,52	1,74	0,71
Al2O3	16,95	17,11	21	17	17,17	9,62	17,45	17,53	17,68	16,78	17,6	19,6	16,76	17,08	16,74	19
Fe2O3	11,97	11,82	9,12	10	11,04	10,04	10,14	9,36	8,61	9,11	10	7,15	9,25	10,29	8,61	6,18
MnO	0,16	0,17	0,15	0,32	0,18	0,18	0,16	0,15	0,12	0,13	0,17	0,12	0,14	0,18	0,16	0,1
MgO	3,58	3,53	3,03	6,68	5,64	15,08	4,76	4,24	6,47	4,98	3,14	5,41	3,89	3,07	2,62	4,31
CaO	6,92	6,21	6,86	8,63	7,8	9,45	8,08	7,6	7,89	7,73	6,48	5,89	7,34	6,35	5,37	5,32
Na2O	3,54	3,56	3,08	2,99	3,11	1,69	3,6	3,61	3,03	3,08	3,59	2,83	3,57	3,93	3,61	3,49
K2O	3,11	3,61	2,69	2,25	1,69	1,12	1,61	2,48	1,86	2,61	2,86	2,82	2,24	1,81	3,11	2,41
P2O5	1,196	1,071	0,21	0,08	0,586	0,109	0,529	0,592	0,2	0,342	0,67	0,04	0,376	0,44	0,652	0,11
LOI	0,3	0,8	1,2	1,7	0,4	1	0,8	0,5	1,2	1	0,83	1,2	0,5	0,5	0,8	1,3
TOTAL	99,57	99,32	99,22	100,86	99,63	99,61	99,58	99,62	99,55	99,62	99,37	99,6	99,6	99,57	99,5	99,13
Cr	<0,002	0,006			0,007	0,164	0,006	0,005		0,022			<0,002	0,011	0,006	
Ni	<20	53			73	171	38	40		50			<20	70	53	
Co	62,1	71,6	67,4	91,3	78	90,8	172,4	59,9	83,3	89,8	78,8	145,1	63	76,3	92,8	91,3
Sc	22	27			30	47	31	23		30			26	22	19	
V	207	158	93	246	191	211	226	172	110	169	186	90	186	172	159	103
Cu	23	22,4	13,9	16,2	28,9	89,3	24,8	29,8	25,6	17,5	25,7	75,5	18,5	25,6	15,3	14,1
Pb	0,8	2,2	2	2,1	2,5	1,2	1,8	1,1	2,5	1,7	1,5	1,8	1,1	0,9	1,6	1,4
Zn	48	112	50	111	42	17	49	40	31	65	59	20	59	31	64	19
Rb	71,1	138,8	108,3	134,1	68,7	42,8	54,7	58,9	81,1	95	50,5	59,4	71,5	30,8	85,9	48,2
Cs	0,3	1,3	0,8	0,8	0,9	0,4	0,4	0,3	2	1,3	0,3	0,3	0,4	0,1	0,5	0,1
Ba	1906	2086	2609	358	562	360	745	1376	591	1447	1542	814	1078	1278	1613	1629
Be	2	3	<1	2	2	<1	2	2	2	1	2	1	<1	<1	1	1
Sr	633,2	509,3	582,9	243,4	547	247,8	691	629,9	594	594,6	666,8	321,6	472,3	449,1	496,3	808,3
Ga	20	26,2	19,5	19,2	20,8	11,7	20,3	20	15,9	19,9	21,7	16,5	21,2	21,7	21,1	16,9
Ta	1,2	1,9	1,1	0,4	1,1	0,3	1	1,1	0,5	0,5	1,2	0,5	1,1	1,1	1,6	0,4
Nb	25,4	47,9	29,5	10,9	19,7	6,8	20,4	25,2	14,1	13,6	31,6	6,2	27,1	21,2	29,6	5,5
Hf	8,9	18	16,1	2,2	5	2,7	4,6	7,1	5,1	6,7	9,7	3,7	8,1	9,8	8	7,2
Zr	355	773,9	646,8	70	244,8	97,8	168,8	275,7	201,5	255,9	378,5	135,3	334,6	458,9	344,8	254,7
Ti	0,2	0,4	0,2	0,7	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,4	0,1	<0,1	0,3	<0,1	0,3	<0,1
Y	44,3	113,7	31,9	77,8	34,9	27,6	50	37,8	25,1	27,8	45,5	11	36	31,9	56,3	9,2
Th	1,2	8	5,6	0,9	1,3	2,6	3,3	1,1	3,5	2,4	2,1	0,4	3,7	0,9	1,7	<0,2
U	0,4	0,8	1,1	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3	1,3	0,5	0,5	0,2	0,5	0,4	0,5	0,5
La	67	149,5	66,5	33,7	37,9	15,4	53	51,5	39	45,1	77,8	15	44,8	31,2	47	17
Ce	143,4	340,2	128,4	86,1	86,7	37,6	118,6	111,8	72,4	92,5	162,3	25,8	93,2	68,7	116,1	32,1
Pr	18,16	43,18	16,22	12,49	11,44	5,57	15,48	14,6	8,72	11,52	22,44	3,15	11,67	8,72	16,07	3,85
Nd	73,4	179,8	63,5	52,4	54,1	24,9	67,9	64,2	33	46,8	94,6	13	51,6	41,1	69,9	14,3
Sm	12,22	32,88	10,75	13,15	9,84	5,45	13,05	10,89	5,86	9,08	16,57	2,65	9,08	7,8	14,1	2,64
Eu	3,41	4,36	3,35	1,8	2,22	1,13	2,58	1,52	1,47	1,86	3,19	1,58	2,12	3,19	2,92	1,27
Gd	10,4	26,53	8,1	12,94	8,05	5,28	10,61	8,91	5,09	6,85	13,06	2,33	7,65	7,1	11,66	2,16
Tb	1,64	4,19	1,21	2,37	1,3	0,89	1,76	0,41	0,81	1,05	1,86	0,37	1,24	1,13	2	0,35
Dy	8,11	23,16	6,13	13,93	6,67	4,88	9,24	7,07	4,47	5,61	10,03	2,17	6,44	5,9	10,75	1,76
Ho	1,57	4,21	1,08	2,89	1,25	0,98	1,8	1,39	0,89	1,07	1,9	0,43	1,28	1,2	1,99	0,33
Er	4,07	11,68	2,94	8,53	3,37	2,79	5,08	3,69	2,62	2,9	4,87	1,22	3,62	3,4	5,9	0,92
Tm	0,56	1,71	0,45	1,29	0,5	0,43	0,69	0,51	0,4	0,39	0,71	0,19	0,52	0,48	0,8	0,14
Yb	3,54	9,91	2,76	7,94	3,01	2,49	4,49	3,22	2,6	2,28	3,97	1,18	3,37	3,32	4,86	0,93
Lu	0,52	1,38	0,4	1,11	0,47	0,37	0,65	0,46	0,38	0,33	0,59	0,18	0,52	0,5	0,69	0,15
Mo	1,3	1,5	1,2	0,7	1,1	0,7	1,3	0,7	1	0,8	1,3	1,4	1,4	1,2	1,5	0,7
Ni	3,5	13,2	7,7	49,5	27,2	116,5	19,8	33,8	59,4	33,7	17,1	73,9	7	10,1	5,2	17,9
As	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,5
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	<0,5	<0,5	0,8	<0,5	<0,5	1,3	0,6	<0,5	1,8	1	1,7	1,4	<0,5	1	<0,5	<0,5
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Se	<0,5	1,2	0,6	0,8	<0,5	0,5	0,6	<0,5	<0,5	0,5	1,1	0,7	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sn	1	5	2	6	1	1	3	1	2	1	3	<1	<1	<1	3	1
W	189,4	324,2	274,6	304,9	327,9	201,2	562	183	252,5	357,2	253,8	576,2	276	392,7	550	406,5

Tabela 1 - Continuação.

Litotipo	SUÍTE DIVINO (INTERMEDIÁRIO)									SUÍTE DIVINO (ÁCIDO)					
Amostra	T-16	T-15	TJ-38 A	T-11	AM-161	TJ-56	T-9	T-5	EC-89	GV-37	T-2	GV-152A	EC-63	EC-60 B	EC-164A
SiO ₂	56,73	57,1	57,3	57,64	60,08	60,17	60,25	62,45	64,9	65,22	66,07	66,83	66,87	68,6	71,57
TiO ₂	1,22	1,22	1,28	1,3	0,66	0,65	1,42	0,99	0,57	0,87	0,19	0,72	0,68	0,08	0,36
Al ₂ O ₃	16,21	16,31	17,7	16,99	16,1	15,5	15,18	16,38	17,3	15	14,68	14,29	15,08	19,3	13,46
Fe ₂ O ₃	7,69	7,59	5,86	7,33	7,48	7,31	7,78	5,75	4,31	7,08	2,56	5,27	3,74	0,7	4,1
MnO	0,12	0,11	0,1	0,11	0,12	0,11	0,14	0,08	0,08	0,28	0,07	0,07	0,11	0,01	0,06
MgO	3,77	3,55	2	2,07	3,24	3,2	1,84	1,84	0,65	1,97	1,6	1,67	0,62	0,26	0,94
CaO	6,24	6,23	3,98	4,61	4,93	5,38	3,75	3,51	2,12	3,52	3,33	3,65	2,53	1,42	2,55
Na ₂ O	3,35	3,57	3,85	3,69	3,8	3,51	3,7	3,56	3,24	2,86	2,53	2,69	3,22	2,41	3,32
K ₂ O	3,15	2,62	5,89	4,15	2,49	2,48	4,01	3,81	5,62	1,8	7,19	3,23	5,76	5,73	2,63
P ₂ O ₅	0,397	0,386	0,37	0,458	0,327	0,294	0,583	0,326	0,16	0,003	0,276	0,249	0,14	0,03	0,056
LOI	0,7	0,9	0,81	1,2	0,5	1	0,8	0,9	0,8	1	0,8	1	0,8	0,6	0,7
TOTAL	99,59	99,57	99,14	99,55	99,73	99,63	99,47	99,58	99,75	99,66	99,32	99,71	99,6	99,14	99,78
Cr	0,015	0,009		0,003	0,008	0,012	<0,002	0,012		0,015	0,005	0,004	<0,002		<0,002
Ni	79	66		43	40	58	28	72		39	72	<20	<20		<20
Co	75,7	96,2	103,9	78,2	114,5	101,2	224,1	106,5	140,5	201,8	117,6	139,7	127,2	234,1	177,4
Sc	18	18		15	23	16	15	10		32	20	12	12		15
V	129	121	218	110	105	108	81	36	23	123	29	85	10	<8	25
Cu	23,9	23,1	27,4	12,8	24,9	14,7	16,9	11,7	6,6	17,8	40,9	35,1	6,3	3,7	30,2
Pb	1,1	1,1	1,7	1,3	2,9	0,9	4,1	2,4	2,1	3,3	2,8	1,7	2,1	4	2,3
Zn	52	49	61	48	57	27	82	64	31	40	21	27	54	11	61
Rb	83,1	76,1	53,8	95,7	75,7	69,2	114,8	128,7	87,5	88,6	134,9	60,9	129,6	148,4	62,1
Cs	0,4	0,3	0,3	0,4	0,3	0,2	1,2	1,8	0,1	0,8	1,6	<0,1	0,2	0,8	0,6
Ba	1160	1221	1525	1626	826	729	1011	1087	1308	461	3364	1088	2411	1607	706
Be	2	2	2	3	1	2	2	2	1	1	<1	2	1	<1	<1
Sr	500,5	551,4	630,1	478,9	516,8	512,4	320,4	416,7	187,9	349	775,3	339	261,4	299,6	209,1
Ga	18,9	20	22,8	20,7	21,3	18,6	19,7	20,1	17,8	18,9	13,1	15,7	20,3	11,1	17,9
Ta	0,8	0,8	1,5	1,1	0,3	0,6	2	1,1	1	1	0,4	1,6	1,2	0,4	0,7
Nb	18,1	18,6	37,4	23,4	8,3	12,2	32,7	19,1	15	19,4	3,2	13,7	31,1	2	9,4
Hf	10,2	4,5	10,6	11,6	5,1	5,1	12,5	6,2	10	25,9	2,8	5,3	18,7	2,1	9,1
Zr	420,3	170,6	394,7	462,3	177,9	189,6	507,6	227,9	363,4	861,2	94,2	179,8	698	53	293,5
Ti	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,4	<0,1	0,4	0,1	<0,1	0,1	0,2	0,2
Y	31	29,7	65,2	35,1	40,2	21,8	49,8	26,3	16,5	114,3	30,8	12,5	36,5	4,9	12,4
Th	1,2	1	1,5	4,2	33,6	1	7,2	22,8	0,5	6,3	8,1	0,4	1,7	4,9	21,4
U	0,2	<0,1	0,3	0,7	0,5	0,3	1,5	1,3	0,4	0,8	3,2	0,2	0,3	0,4	1,2
La	52,2	46,8	86,7	63,5	179,9	38,5	72,4	114,5	28,3	58	53,1	44	37	15,7	67
Ce	111,6	102,4	190,1	132,9	354,3	77,7	161,8	246,8	52	73,7	113,7	80,4	75,8	20,9	129,7
Pr	13,58	12,46	25,93	15,97	41,16	9,17	20,11	24,56	6,44	7,9	13,64	9,23	9,81	2,68	15,18
Nd	57	53,1	108,1	65,7	147,9	36,5	83,6	87,1	25,8	24,2	54,6	34	42,6	8,3	57,8
Sm	9,53	8,75	20,89	10,35	20,12	6,25	14,6	11,93	5,1	3,08	9,18	4,91	8,79	1,6	8,25
Eu	2,08	2,15	3,5	2,37	1,95	1,44	1,96	1,88	2,34	2,41	2,34	1,88	4,79	0,95	1,29
Gd	7,23	7,01	17,07	8,11	11,74	4,86	11,7	6,76	4,38	3,5	6,87	3,47	7,76	1,01	4,78
Tb	1,17	1,14	2,55	1,31	1,71	0,78	1,87	1,12	0,64	1,02	1,17	0,47	1,29	0,15	0,6
Dy	6,01	5,84	13,34	6,53	8,21	3,82	9,52	5,16	3,41	11,45	6,11	2,41	7,18	0,92	2,67
Ho	1,1	1,11	2,43	1,29	1,39	0,75	1,82	0,94	0,65	4,2	1,09	0,45	1,36	0,19	0,43
Er	3,08	2,89	6,46	3,52	3,79	2,2	5,04	2,53	1,74	18,91	3,09	1,17	3,7	0,48	1,11
Tm	0,47	0,44	0,86	0,52	0,55	0,31	0,69	0,35	0,23	3,93	0,43	0,18	0,57	0,07	0,18
Yb	2,84	2,56	5,02	3,17	3,13	2,04	4,29	2,32	1,52	30,91	2,63	1,17	3,42	0,42	1,18
Lu	0,44	0,4	0,68	0,45	0,48	0,28	0,61	0,31	0,24	5,31	0,38	0,19	0,54	0,08	0,2
Mo	0,9	0,9	1,2	1,6	1,4	1,1	3,7	1,9	2,1	2,7	1,8	1,9	2,7	2,6	2,5
Ni	34,6	24,2	17,6	6,4	29,1	15,4	8,7	13,2	7,4	33,5	30,2	12,1	4	6,9	7,3
As	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,7	<0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	1,1	<0,5	22,6	1,6	2,3	<0,5	1	<0,5	0,9	1,2	2,1	1,9	0,8	<0,5	2,3
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Se	0,6	<0,5	0,9	<0,5	0,9	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sn	1	<1	3	1	1	2	2	3	<1	<1	2	<1	<1	1	<1
W	394,5	532,6	369,1	487,5	511,2	552,2	1099	800,3	710,4	1111	892,3	750,7	704,9	1111	1016

Tabela 1 - Continuação.

Litotipo	CJF (gnaiss máfico)			CJF (gnaiss intermediário)					CJF (gnaiss ácido)
Amostra	AM-181	EC-46	GV-25	EC-8	AM-22	AM-27	GV-197	EC-74	R-6
SiO ₂	46,22	48,36	50,49	56,7	57,2	58,31	62,73	64,29	65,31
TiO ₂	1,22	1,39	1,55	1,05	0,63	1,66	0,73	0,74	0,69
Al ₂ O ₃	17,58	16,69	15,62	18,6	19,6	15,9	14,68	15,07	16,27
Fe ₂ O ₃	14,7	10,69	10,98	7,02	6,24	8,27	6,84	5,14	4,71
MnO	0,21	0,19	0,18	0,17	0,09	0,13	0,09	0,07	0,06
MgO	5,87	8,02	7,74	2,42	3,5	2,82	3,12	2,61	1,5
CaO	10,66	9,56	9,65	4,44	5,7	4,95	4,24	1,63	4,42
Na ₂ O	2,57	3,02	2,49	3,74	2,55	3,01	3,04	2,36	4,03
K ₂ O	0,51	0,73	0,62	2,73	3,58	3,61	2,83	6,8	1,79
P ₂ O ₅	0,074	0,221	0,192	0,27	0,18	0,601	0,172	0,139	0,174
LOI	0,2	0,8	0,2	2,11	0,5		1,2	0,7	0,8
TOTAL	99,81	99,67	99,79	99,25	99,77		99,68	99,58	99,75
Cr	<0,002	0,032	0,058			0,006	0,011	0,004	0,006
Ni	21	78	128			29	46	<20	29
Co	86,3	101,2	86,6	90,8	113,4	98,9	119,9	107,5	124
Sc	38	33	39			17	13	9	8
V	490	207	223	111	98	133	75	72	97
Cu	53,6	42,1	1,5	18,5	10,2	28,6	32,4	35,3	6,8
Pb	1,9	0,9	1,9	2,5	1,7	1,4	1	3,2	0,9
Zn	25	26	15	76	36	37	28	40	24
Rb	8,4	15,6	9,9	76,6	86,9	78,7	55,8	197,1	42,2
Cs	<0,1	0,1	<0,1	0,1	0,2	0,2	<0,1	0,9	0,3
Ba	220	436	77	952	1171	1675	858	1908	788
Be	<1	<1	2	3	2	2	2	<1	2
Sr	202,8	388,1	281,4	429,6	529,2	520,6	401,5	361,1	575,4
Ga	17,6	17,5	17,1	20,6	19,1	18,7	17,5	17,3	19,9
Ta	0,1	0,3	0,8	1,3	0,5	1,1	0,5	0,4	0,6
Nb	2,4	5,1	12,1	26,9	8,5	26,4	10,4	9,4	11,3
Hf	1,3	3,5	2	9	6,5	15,1	8	17,2	7,1
Zr	45,4	128,4	60,4	304,5	215,5	601,1	254,6	655,8	272,9
Ti	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,4	0,1
Y	13	33,4	20,8	43,4	24,8	39,3	13,7	14,3	10,7
Th	0,8	1	1,7	8,3	1	0,4	1,3	47,3	2,7
U	0,2	0,2	0,4	0,5	0,4	0,3	0,4	2,9	0,5
La	8,1	12,6	16,6	67	34,4	58,1	33,3	156,3	34,7
Ce	17,1	29,3	40,6	132,7	70,4	129,7	65,5	288,8	60,3
Pr	2,09	4,08	5,59	16,37	8,95	17,36	8,14	31,95	6,55
Nd	9,1	20,6	23,9	63,7	33,9	73,6	32,6	112,3	23,9
Sm	2,07	4,63	5,68	11,78	6,55	13,55	5,37	13,24	3,63
Eu	0,88	1,66	1,36	2,73	1,44	2,66	1,28	1,95	1,54
Gd	2,02	5,08	5,29	9,66	5,47	9,76	4	6,73	2,46
Tb	0,36	0,96	0,89	1,49	0,85	1,43	0,6	0,85	0,37
Dy	2,22	5,51	4,68	8,3	4,87	7,2	2,98	3,17	2
Ho	0,49	1,18	0,83	1,6	0,91	1,36	0,51	0,48	0,37
Er	1,45	3,54	2,01	4,56	2,51	3,68	1,37	1,05	0,96
Tm	0,23	0,51	0,3	0,67	0,34	0,53	0,19	0,15	0,15
Yb	1,49	3,27	1,75	4,21	2,25	2,92	1,28	1,04	0,97
Lu	0,23	0,48	0,24	0,62	0,34	0,45	0,21	0,18	0,16
Mo	0,6	0,8	0,8	1,2	1,1	1,1	1,3	1,2	1,7
Ni	3,5	47,7	51,3	20,5	15,4	26,1	30,7	8,9	18
As	<0,5	<0,5	<0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	1,4	0,6	<0,5	<0,5	1,5	2,1	1,1	1	<0,5
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Se	<0,5	0,6	<0,5	0,6	<0,5	0,7	<0,5	<0,5	<0,5
Sn	<1	<1	3	2	2	<1	1	<1	<1
W	223,7	238,3	263,3	403,5	489,8	433,4	620,5	539,7	690,6

as amostras das rochas charnockíticas da Suíte Divino mostram grande variabilidade composicional, de gabróica a granítica (Fig. 3a). A distribuição das amostras no diagrama AFM mostra marcante tendência geoquímica similar a uma suíte cálcio-alcalina expandida (Fig. 3b). No diagrama das séries cálcio-alcquinas apresentam ampla distribuição pelos campos cálcio-alcino de alto potássio e shoshonítico, à exceção de três amostras (duas básicas e uma ácida) que se situam na série cálcio-alcalina de médio potássio (Fig. 3c). Quanto ao índice de aluminosidade, a maioria das amostras da Suíte Divino é marcadamente metaluminosas, sendo que apenas três delas, dentre trinta e uma, situam-se no campo peraluminoso (Fig. 3d).

Da avaliação conjunta dos diagramas TAS, AFM, séries cálcio-alcquinas e índice de aluminosidade, à luz dos dados petrográficos e de campo, pode-se tirar as seguintes conclusões e sugestões:

- A Suíte Divino representa uma série cálcio-alcalina expandida, metaluminosa, enriquecida em potássio, com composição predominantemente monzonítica a monzogabróica.

- O enriquecimento em potássio pode ser decorrente de um ou mais fatores, tais como: cristalização fracionada, mistura de magmas envolvendo um componente de magma originado com a participação de rochas ricas em potássio (*e.g.*, paragnaisse biotítico) no processo de fusão parcial e/ou contaminação por rochas encaixantes.

- O baixo índice de aluminosidade, juntamente com a assinatura cálcio-alcalina, denota gênese relacionada a magmatismo tipo-I, envolvendo componente máfico (Chappel & White 2001). Por sua vez, a presença de algumas amostras peraluminosas, que contêm grana da em sua composição, indica contaminação por encaixante peraluminosa (*e.g.*, paragnaisse) ou metassoma-

Figura 3 - Classificação das rochas da Suíte Divino segundo sua composição química. (A) Diagrama TAS (Wilson 1989). (B) Diagrama AFM (Jensen 1976). (C) Diagrama de séries cálcio-alcquinas de (Rickwood 1989 e Le Maitre et al. 1989). (D) Índice de aluminosidade (Shand 1947).

tismo intramagmático na fase tardia de cristalização. O aumento de Al_2O_3 , em meio anídrico, torna possível a formação de granada sobre o ortopiroxênio segundo a reação: $3(Fe,Mg)SiO_3$ (ortopiroxênio) + Al_2O_3 (do contaminante ou da fusão) = $(Fe,Mg)_3Al_2Si_3O_{12}$ (granada). Alternativamente, como estas rochas foram submetidas a metamorfismo da fácies granulito, a gênese da granada também pode estar ligada às reações metamórficas relacionadas à quebra de plagioclásio (liberando alumina) em meio anídrico (Frost & Frost 2008).

Nos diagramas de Harker (Fig. 4) as boas correlações negativas de Fe, Ca, P, Mg, Ti e V em relação à sílica, evidenciam cristalização fracionada (Al, Na, Ni, Y, Ba e Sr também apresentam correlações negativas, porém não tão marcantes quantos as primeiras). Potássio apresenta sutil correlação positiva que contrasta com a regularidade do sódio e a marcante correlação negativa do cálcio. Muitos dos padrões observados nos diagramas são similares aos de séries cálcio-alcálinas de arco magmático (Nalini *et al.* 2000, Pons *et al.* 2007).

O diagrama de variação multi-elementar (“arahnograma”) mostra que as rochas da Suíte Divino apre-

sentam enriquecimento em elementos litófilos de grande raio iônico (LILE, Fig. 5a). Notam-se fortes anomalias negativas de Ti e P, além da anomalia negativa de Th. Os elementos Nd e Ta apresentam sutis anomalias, ora positivas, ora negativas. Anomalias negativas de Ti, Ta e Nb caracterizam associação derivada de magmatismo relacionado à subducção de litosfera oceânica. A anomalia negativa de Nb e Ti pode significar contaminação do magma mantélico original por componentes crustais, ou ainda processo eficiente de fracionamento do anfibólio (*e.g.* Martin *et al.* 1997). A anomalia negativa de P pode refletir o fracionamento da apatita e/ou plagioclásio.

As curvas de elementos terras raras (Fig. 5b) são muito semelhantes entre si. Todas as amostras apresentam fracionamento similar, ocorrendo leve inclinação para direita, com enriquecimento em terras raras leves e empobrecimento em terras raras pesadas (à exceção da amostra GV-37, que apresenta enriquecimento em terras raras leves e pesadas). As anomalias de Eu são variáveis. Amostras ácidas apresentam predomínio de anomalias positivas. Já as amostras básicas e inter-

Figura 4 - Diagramas de Harker para elementos maiores e traços das rochas da Suíte Divino. Símbolos iguais aos da figura 3.

mediárias mostram predomínio de anomalias negativas de Eu. Esta variabilidade indica diferentes estágios de fusão parcial, provavelmente relacionados a percentuais variados de mistura das diferentes fontes e/ou à retenção de fases minerais distintas na fonte (Rollinson 1993, Duarte *et al.* 1999, Valladares *et al.* 2000). O empobrecimento de elementos terras raras pesados em relação às terras raras leves observada na maior parte das análises indica fonte mantélica com granada residual, fusão parcial de crosta inferior e/ou precipitação de granada em porção profunda do magma. A hornblenda (oriunda da uralitização dos piroxênios) também contribui para o enriquecimento em elementos terras raras leves em relação aos pesados (Rollinson 1993).

O diagrama da figura 6A mostra que os charnockitos sofreram perda de tório e chumbo, o que é característico de rochas que sofreram metamorfismo.

O diagrama da figura 6B indica que este metamorfismo atingiu a fácies granulítica, em concordância com a análise petrográfica.

As rochas da Suíte Divino apresentam grande dispersão na maioria dos diagramas discriminatórios de ambiente tectônico (Fig. 7), caindo nos campos dos granitóides de arco, intraplaca, pós-colisionais e de granitóides de margem continental ativa. Vale ressaltar que diagramas discriminantes muitas vezes refletem mais os processos sofridos pela rocha do que seu ambiente petrogenético propriamente dito. Ou seja, os efeitos da cristalização fracionada, mistura de magmas e mobilidade química dos elementos são responsáveis pela ambigüidade dos resultados.

Química Mineral Minerais constituintes dos charnockitos, como ortopiroxênio e clinopiroxênio, são

Figura 5 - (A) Diagrama de variação multi-elementar discriminado quanto ao teor em sílica e normalizados para o manto primitivo (Taylor & McLennan 1985; para P normalização segundo Sun 1980). (B) Padrões de elementos terras raras normalizados para condrito (Taylor & McLennan 1985). Símbolos iguais aos da figura 3.

Figura 6 - (A) Diagrama Th/U x La/Th discriminado quanto ao teor em sílica (Rudnick *et al.* 1985). (B) Diagrama Th x U discriminado quanto ao teor em sílica (Rudnick *et al.* 1985). Símbolos iguais aos da figura 3.

Figura 7 - Diagramas discriminatórios de ambiente tectônico. A) Diagrama Rb x Y+Nb (Pearce et al. 1984 com domínios tectônicos de Pearce 1996). (B) Diagrama R1 x R2 (Rogers & Adams 1978). Símbolos iguais aos da figura 3.

ótimos calibradores de temperatura. Análises de sua química mineral trazem, portanto, informações sobre os processos ígneos e metamórficos que ocorreram nas grandes profundidades crustais características destas rochas. As microanálises foram realizadas no Laboratório de Microanálises da UFMG, utilizando-se aparelho de microsonda eletrônica da marca JEOL, modelo JXA-8900RL. Os minerais analisados foram orto e clinopiroxênios, sendo obtida uma a três análises pontuais para cada cristal. A definição do local de cada análise foi realizada segundo a seguinte rotina: (i) identificação dos elementos presentes em cada mineral por meio do detector EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*); (ii) aquisição de imagens de elétrons secundários e retroespalhados, com resolução de alguns nanômetros, visando à observação de possíveis zonamentos químicos, exsoluções e/ou intercrescimento de fases minerais distintas; (iii) obtenção das microanálises. Os elementos analisados para todos os minerais foram Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K e Cr. Os padrões utilizados estão relacionados na tabela 2. O programa de correção de dados empregado foi ZAF. As fórmulas estruturais foram calculadas com base na exigência de seis cargas negativas da rede estrutural para os piroxênios.

INTERPRETAÇÃO DOS DADOS Os piroxênios ocorrem em diversas proporções nas rochas da Suíte Divino. Foram analisados nove cristais de piroxênio, cinco de clinopiroxênio e quatro de ortopiroxênio. Os dados são apresentados na tabela 3. Quanto à composição, os piroxênios analisados agruparam-se em duas regiões do diagrama (Fig. 8). As análises com maior teor em CaO, correspondentes aos cristais de clinopiroxênio, concentram-se nos campos da salita e augita. As análises pobres em CaO, correspondentes aos cristais de ortopiroxênio, agrupam-se no setor do hiperstênio. Duas análises (R5-C9-CP-2 e T15-C7-OP-3; Fig. 8)

Tabela 2 - Elementos analisados e padrões utilizados para química mineral em microsonda eletrônica. Todos os padrões são da Coleção Ian Steele com exceção do rutilo que é da Coleção Astimex. Os resultados analíticos são expressos na forma de óxidos. Segundo padrão da microsonda JEOL modelo JXA-8900RL todo ferro obtido é expresso como Fe^{2+} . Para o alumínio foram utilizados dois padrões, anortita sintética para o feldspato potássico e óxido de alumínio (Al_2O_3) para os demais minerais.

ELEMENTO	PADRÃO
Na ₂ O	Jadeita
K ₂ O	Microclina Asbestos
Cr ₂ O ₃	Óxido de Cromo (Cr ₂ O ₃)
MgO	Óxido de Magnésio (MgO)
CaO	Anortita Sintética
MnO	Mn-Hortonolita
Al ₂ O ₃	Óxido de Alumínio (Al ₂ O ₃) / Anortita Sintética
TiO ₂	Rutilo
FeO	Magnetita
SiO ₂	Quartzo

apresentaram composição discrepante das demais. São análises de bordas de cristais, possivelmente alteradas.

O diagrama da figura 9 traça isoterms para a temperatura de cristalização de piroxênios provenientes de charnockitos de diversas partes do mundo (Frost & Frost 2008). As análises de piroxênio obtidas neste trabalho são semelhantes àquelas da Suíte Utsalik (Quebec, Canadá). Os dados indicam temperatura em torno de 775-800 °C. Para as análises de borda de cris-

Tabela 3 - Resultados das análises de química mineral em cristais de piroxênios dos charnockitos.

												Número de íons baseado em 6 bases negativas de O									
Análises	Na2O	K2O	Cr2O3	MgO	CaO	MnO	Al2O3	TiO2	FeO	SiO2	Total	Análises	Na2O	K2O	MgO	CaO	MnO	Al2O3	TiO2	FeO	SiO2
R5-C1-CP-1	0,489	0,000	0,000	10,245	21,743	0,306	1,400	0,089	12,632	50,845	97,749	R5-C1-CP-1	0,008	0,000	0,254	0,388	0,004	0,014	0,001	0,176	0,846
R5-C2-CP-1	0,023	0,000	0,000	14,940	0,531	1,009	0,644	0,010	32,064	50,837	100,058	R5-C2-CP-1	0,000	0,000	0,371	0,009	0,014	0,006	0,000	0,447	0,846
R5-C2-OP-2	0,000	0,007	0,024	14,865	0,512	0,943	0,683	0,144	31,437	50,491	99,106	R5-C2-OP-2	0,000	0,000	0,369	0,009	0,013	0,007	0,002	0,438	0,840
R5-C4-CP-1	0,030	0,008	0,026	14,508	0,835	0,890	0,724	0,000	31,659	50,330	99,010	R5-C4-CP-1	0,000	0,000	0,360	0,015	0,013	0,007	0,000	0,441	0,838
R5-C5-OP-1	0,074	0,000	0,012	14,337	1,985	0,859	0,741	0,120	30,185	50,656	98,969	R5-C5-OP-1	0,001	0,000	0,356	0,035	0,012	0,007	0,002	0,420	0,843
R5-C9-CP-1	0,373	0,000	0,003	10,655	20,486	0,466	1,149	0,193	14,185	50,813	98,323	R5-C9-CP-1	0,006	0,000	0,264	0,365	0,007	0,011	0,002	0,198	0,846
R5-C9-CP-2	1,446	1,951	0,000	7,187	11,227	0,215	12,659	2,024	19,167	39,415	95,291	R5-C9-CP-2	0,023	0,021	0,178	0,200	0,003	0,124	0,025	0,267	0,656
T15-C3-CP-1	0,413	0,009	0,016	11,457	20,318	0,385	1,373	0,199	13,696	52,289	100,155	T15-C3-CP-1	0,007	0,000	0,284	0,362	0,005	0,013	0,002	0,191	0,870
T15-C3-CP-2	0,498	0,000	0,000	11,470	22,377	0,434	1,426	0,106	11,727	52,729	100,767	T15-C3-CP-2	0,008	0,000	0,284	0,399	0,006	0,014	0,001	0,163	0,878
T15-C3-CP-3	0,479	0,000	0,050	11,598	21,998	0,443	1,363	0,116	11,925	51,986	99,958	T15-C3-CP-3	0,008	0,000	0,288	0,392	0,006	0,013	0,001	0,166	0,865
T15-C4-OP-1	0,441	0,000	0,013	11,414	20,203	0,471	1,342	0,131	13,641	51,858	99,514	T15-C4-OP-1	0,007	0,000	0,283	0,360	0,007	0,013	0,002	0,190	0,863
T15-C4-OP-2	0,426	0,000	0,000	11,370	22,305	0,385	1,310	0,000	11,579	52,259	99,634	T15-C4-OP-2	0,007	0,000	0,282	0,398	0,005	0,013	0,000	0,161	0,870
T15-C5-CP-1	0,433	0,005	0,000	11,192	22,023	0,385	1,250	0,058	12,400	51,731	99,477	T15-C5-CP-1	0,007	0,000	0,278	0,393	0,005	0,012	0,001	0,173	0,861
T15-C5-CP-2	0,425	0,005	0,042	11,448	22,548	0,309	1,110	0,000	11,807	51,958	99,652	T15-C5-CP-2	0,007	0,000	0,284	0,402	0,004	0,011	0,000	0,164	0,865
T15-C7-OP-1	0,391	0,008	0,000	11,892	19,214	0,512	1,242	0,089	14,821	52,603	100,772	T15-C7-OP-1	0,006	0,000	0,295	0,343	0,007	0,012	0,001	0,206	0,875
T15-C7-OP-2	0,364	0,000	0,000	11,847	20,599	0,477	1,289	0,099	13,340	52,439	100,454	T15-C7-OP-2	0,006	0,000	0,294	0,367	0,007	0,013	0,001	0,186	0,873
T15-C7-OP-3	0,896	1,629	0,000	9,029	11,793	0,211	12,100	1,592	18,236	42,719	98,205	T15-C7-OP-3	0,014	0,017	0,224	0,210	0,003	0,119	0,020	0,254	0,711

Figura 8 - Diagrama composicional para análise química mineral em cristais de piroxênio.

Figura 9 - Diagrama composicional para análise química mineral em cristais de piroxênio dos charnockitos da Suíte Divino (quadrados) e algumas suítes charnockíticas do mundo (Frost & Frost 2008).

tal os valores são de 808 a 967°C (R5-C9-CP-2 e T15-C7-OP-3; Fig. 9), podendo representar recristalização metamórfica na fácies granulito. Este tipo de análise (apesar de bem ilustrativo) é, porém, pouco preciso. Para um cálculo geotermométrico mais minucioso foi utilizado o programa PTmafic (2.0), que aborda a metodologia descrita por Brey & Köhler (1990) com número de íons baseado em seis cargas negativas de oxigênio. A temperatura obtida para análises realizadas no centro dos cristais de piroxênio foi de 1007±26°C (assumida como temperatura de cristalização magmática), e a temperatura obtida para análises realizadas na borda dos cristais foi de 741±26°C (considerada a temperatura de estabilidade para o metamorfismo granulítico).

Geocronologia U-Pb (LA-ICPMS) Os grãos de zircão para as análises U-Pb foram selecionados a partir de concentrados de minerais pesados, obtidos pelos meios usuais de britagem, moagem, concentração em bateia e separação magnética. Todos os cristais de zircão foram montados em seção circular de araldite com 2,5cm de diâmetro e polidos até que zircões ficassem expostos. Imagens foram obtidas com utilização de microscópio ótico (Leica MZ 12_s) e microscópio eletrônico de varredura (Jeol JSM 5800). Os grãos de zircão foram datados com Microsonda a Laser (New Wave UP213) acoplado a um MC-ICP-MS (Neptune), no Laboratório de Geologia Isotópica da UFRG. Dados isotópicos foram adquiridos pelo modo estático com tamanho do feixe Laser de 15 a 25 μ m. Fracionamentos de elementos por indução do Laser e discriminação de massa instrumental foram corrigidos com a utilização de padrão de referência de zircão (GJ-1) (Simon *et al.* 2004). Erros externos foram calculados com a propagação do erro das medidas individuais do padrão GJ-1 e das medidas individuais de cada amostra de zircão (ou *spot*). No tratamento dos dados isotópicos e cálculo da idade utilizou-se o programa ISOPLOT-Ex (Ludwig

2001). Os desvios das razões isotópicas são de 1σ .
RESULTADOS U-Pb Foram datadas duas amostras de charnockitos da Suíte Divino, ambos de composição monzodiorítica. Embora apresentem aspecto macroscópico maciço, o estudo em lâmina delgada revela o desenvolvimento da foliação regional.

Amostra TJ-46 Apresenta população de zircão bastante homogênea, composta por prismas com razão comprimento/largura variando de 2:1 a 3:1, límpidos e incolores. Foram obtidas 34 análises de *spot* em 34 grãos de zircão (Tab. 4 e Fig. 10a). Um núcleo herdado (27) e dois xenocristais (43 e 44) foram identificados; um destes últimos possui idade mínima em torno de 2000 Ma. Os cristais restantes exibem zoneamento oscilatório em imagem BSE e razões Th/U elevadas, típicas de cristais de zircão magmáticos. No diagrama concórdia, as análises se dispõem em um arranjo grosseiramente colinear indicando um processo complexo de perda de Pb. Assumindo que a perda de Pb foi menos significativa para aqueles seis *spots* cujas idades $^{238}\text{U}\text{-Pb}^{206}$ são as mais elevadas (34 a 39), foi calculada idade concórdia em 592 ± 7 Ma (2σ), interpretada como a melhor estimativa para a idade de cristalização magmática do charnockito.

Amostra T-16 A população de zircão era igualmente muito homogênea e composta por prismas com razão comprimento/largura variando de 2:1 a 3:1. Os grãos não apresentavam núcleos herdados e zoneamento oscilatório pode ser observado em algumas imagens BSE. Foram datados 33 *spots* em 33 cristais (Tab. 4 e Fig. 10b), sendo que todos os grãos de zircão apresentaram razões Th/U elevadas, típicas de zircões de origem magmática. As análises são concordantes a pouco discordantes, e desenham no diagrama concórdia um arranjo aproximadamente linear, semelhante ao observado para a amostra anterior. A interpretação dos dados seguiu a mesma linha, sendo calculada uma idade concórdia para os 16

Tabela 4 - Resultados analíticos U-Pb.

TJ-46 spot	Concordia 1					Concordia 2					Age (Ma)					²³² Th/ ²³⁸ U		% Disc. f 206
	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±	Rho 1	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	Rho 2	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±	²³² Th/ ²³⁸ U	
Zr 7 (TJ-46)	0,71918	3,05	0,08901	0,96	0,31	11,23414	0,96	0,05860	2,90	0,33	550	5	550	17	552	16	0,86	0
Zr 8 (TJ-46)	0,67737	1,96	0,08543	0,99	0,51	11,70530	0,99	0,05751	1,69	0,59	528	5	525	10	511	9	0,89	-3
Zr 9 (TJ-46)	0,69819	1,48	0,08713	0,74	0,50	11,47750	0,74	0,05812	1,29	0,57	539	4	538	8	534	7	0,86	-1
Zr 10 (TJ-46)	0,66605	1,27	0,0843	0,94	0,74	11,86278	0,94	0,05731	0,85	1,11	522	5	518	7	503	4	1,31	-4
Zr 11 (TJ-46)	0,71639	2,52	0,08817	1,10	0,44	11,34211	1,10	0,05893	2,26	0,49	545	6	549	14	565	13	0,68	4
Zr 12 (TJ-46)	0,72762	2,02	0,08916	1,38	0,69	11,21539	1,38	0,05919	1,47	0,94	551	8	555	11	574	8	0,94	4
Zr 13 (TJ-46)	0,65820	1,28	0,0833	0,87	0,68	12,00231	0,87	0,05730	0,94	0,92	516	4	514	7	503	5	0,93	-3
Zr 14 (TJ-46)	0,74168	2,01	0,09090	1,35	0,67	11,00055	1,35	0,05917	1,49	0,90	561	8	563	11	574	9	1,02	2
Zr 15 (TJ-46)	0,64163	1,43	0,0822	0,82	0,58	12,17119	0,82	0,05664	1,16	0,71	509	4	503	7	478	6	0,95	-7
Zr 16 (TJ-46)	0,67768	1,44	0,0861	1,13	0,78	11,61994	1,13	0,05711	0,90	1,26	532	6	525	8	496	4	0,88	-7
Zr 17 (TJ-46)	0,68584	1,50	0,0862	1,20	0,80	11,60213	1,20	0,05771	0,91	1,31	533	6	530	8	519	5	1,42	-3
Zr 18 (TJ-46)	0,72753	2,30	0,08943	1,10	0,48	11,18189	1,10	0,05900	2,02	0,55	552	6	555	13	567	11	1,28	3
Zr 19 (TJ-46)	0,75305	2,61	0,09259	1,36	0,52	10,80001	1,36	0,05899	2,23	0,61	571	8	570	15	567	13	0,83	-1
Zr 20 (TJ-46)	0,64577	1,31	0,0828	0,93	0,71	12,07250	0,93	0,05654	0,92	1,01	513	5	506	7	474	4	1,06	-8
Zr 21 (TJ-46)	0,65472	1,38	0,0838	1,06	0,76	11,93606	1,06	0,05668	0,89	1,18	519	5	511	7	479	4	1,50	-8
Zr 22 (TJ-46)	0,72756	2,08	0,08953	1,03	0,49	11,16949	1,03	0,05894	1,81	0,57	553	6	555	12	565	10	1,04	2
Zr 23 (TJ-46)	0,68934	2,53	0,08604	1,80	0,71	11,62312	1,80	0,05811	1,77	1,02	532	10	532	13	534	9	0,56	0
Zr 24 (TJ-46)	0,74184	3,03	0,09092	1,05	0,35	10,99927	1,05	0,05918	2,84	0,37	561	6	563	17	574	16	2,23	2
Zr 25 (TJ-46)	0,72451	2,09	0,08885	1,08	0,52	11,25554	1,08	0,05914	1,79	0,60	549	6	553	12	572	10	1,12	4
Zr 26 (TJ-46)	0,72815	4,24	0,08932	1,97	0,46	11,19597	1,97	0,05913	3,76	0,52	552	11	555	24	572	21	0,95	4
Zr 27 (TJ-46)	0,79439	2,28	0,09279	0,94	0,41	10,77743	0,94	0,06209	2,08	0,45	572	5	594	14	677	14	1,03	16
Zr 28 (TJ-46)	0,72859	3,15	0,08817	0,85	0,27	11,34210	0,85	0,05993	3,04	0,28	545	5	556	18	601	18	1,04	9
Zr 29 (TJ-46)	0,71484	2,45	0,08763	1,21	0,49	11,41176	1,21	0,05916	2,13	0,57	541	7	548	13	573	12	0,89	6
Zr 30 (TJ-46)	0,74841	1,36	0,09140	0,74	0,54	10,94140	0,74	0,05939	1,14	0,65	564	4	567	8	581	7	0,86	3
Zr 31 (TJ-46)	0,73003	1,97	0,08863	1,17	0,59	11,28349	1,17	0,05974	1,58	0,74	547	6	557	11	594	9	1,08	8
Zr 32 (TJ-46)	0,74119	1,76	0,08977	1,21	0,69	11,13957	1,21	0,05988	1,29	0,94	554	7	563	10	599	8	1,67	8
Zr 34 (TJ-46)	0,80638	2,11	0,09712	0,94	0,45	10,29697	0,94	0,06022	1,89	0,50	597	6	600	13	612	12	1,49	2
Zr 35 (TJ-46)	0,81677	1,81	0,09820	0,81	0,45	10,18288	0,81	0,06032	1,62	0,50	604	5	606	11	615	10	0,87	2
Zr 36 (TJ-46)	0,78199	2,25	0,09513	0,98	0,43	10,51209	0,98	0,05962	2,03	0,48	586	6	587	13	590	12	0,42	1
Zr 37 (TJ-46)	0,77565	2,06	0,09323	1,13	0,55	10,72616	1,13	0,06034	1,72	0,66	575	6	583	12	616	11	1,30	7
Zr 38 (TJ-46)	0,79691	1,94	0,09623	0,99	0,51	10,39201	0,99	0,06006	1,67	0,60	592	6	595	12	606	10	0,40	2
Zr 39 (TJ-46)	0,77580	2,91	0,09407	1,48	0,51	10,62995	1,48	0,05981	2,51	0,59	580	9	583	17	597	15	0,10	3
Zr 43 (TJ-46)	5,97379	1,65	0,34238	0,86	0,52	2,92076	0,86	0,12655	1,41	0,61	1898	16	1972	33	2051	29	0,36	7
Zr 44 (TJ-46)	3,00466	6,05	0,20405	0,47	0,08	4,90064	0,47	0,10679	6,03	0,08	1197	6	1409	85	1745	105	0,13	Disc.

spots que são praticamente concordantes e guardam as idades ²³⁸U-Pb²⁰⁶ mais elevadas. A idade obtida, 603±4 Ma, é interpretada como a melhor aproximação para a idade de cristalização magmática da rocha.

O fato das duas idades serem concordantes na margem de erro reforça a interpretação adotada para os dados analíticos, permitindo assumir que os corpos charnockíticos foram gerados em torno de 600 Ma. Os

Tabela 4 - Continuação

T-16 Spot	Ratios													Age (Ma)					²³² Th/ ²³⁸ U	% Disc.	f 206	Th ppm	U ppm	Pb ppm
	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±	Rho l	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±											
Zr-1 (T-16)	0,81133	3,89	0,09901	1,09	0,28	0,05943	3,74	609	7	603	23	583	22	1,23	-4	0,0014	86,70	71,22	9,20					
Zr-2 (T-16)	0,81403	2,85	0,09901	1,09	0,38	0,05963	2,63	609	7	605	17	590	16	0,59	-3	0,0015	29,53	50,07	6,18					
Zr-3 (T-16)	0,84372	3,41	0,10188	1,04	0,30	0,06006	3,25	625	6	621	21	606	20	0,47	-3	0,0010	34,36	73,62	8,56					
Zr-4 (T-16)	0,81375	3,57	0,09931	1,33	0,37	0,05943	3,31	610	8	605	22	583	19	1,15	-5	0,0023	75,19	65,66	8,90					
Zr-5 (T-16)	0,81646	3,67	0,09835	1,20	0,33	0,06021	3,46	605	7	606	22	611	21	0,46	1	0,0019	35,54	77,93	8,89					
Zr-6 (T-16)	0,77768	3,34	0,09477	1,12	0,34	0,05951	3,14	584	7	584	19	586	18	0,62	0	0,0014	31,90	52,20	6,26					
Zr-7 (T-16)	0,78462	3,26	0,09562	1,18	0,36	0,05951	3,04	589	7	588	19	586	18	1,33	0	0,0014	155,36	118,07	14,71					
Zr-8 (T-16)	0,75565	3,58	0,09047	1,19	0,33	0,06058	3,38	558	7	571	20	624	21	1,03	11	0,0034	56,89	55,75	7,37					
Zr-9 (T-16)	0,76997	3,83	0,09314	1,01	0,26	0,05996	3,70	574	6	580	22	602	22	0,90	5	0,0022	50,89	57,25	7,26					
Zr-10 (T-16)	0,79191	3,46	0,09567	1,29	0,37	0,06003	3,21	589	8	592	20	605	19	0,67	3	0,0016	38,18	57,46	7,88					
Zr-11 (T-16)	0,74504	3,30	0,09043	0,95	0,29	0,05975	3,16	558	5	565	19	595	19	0,47	6	0,0023	37,73	80,73	9,34					
Zr-12 (T-16)	0,80258	3,15	0,09642	2,30	0,73	0,06037	2,15	593	14	598	19	617	13	0,78	4	0,0014	60,33	78,38	9,98					
Zr-13 (T-16)	0,79411	2,86	0,09591	0,88	0,31	0,06005	2,72	590	5	593	17	605	16	1,56	2	0,0015	184,70	119,40	17,63					
Zr-14 (T-16)	0,78134	3,77	0,09509	1,18	0,31	0,05960	3,58	586	7	586	22	589	21	1,11	1	0,0035	65,09	59,04	7,31					
Zr-15 (T-16)	0,76239	3,03	0,09247	1,09	0,36	0,05979	2,83	570	6	575	17	596	17	0,43	4	0,0017	43,85	103,21	12,06					
Zr-16 (T-16)	0,74674	2,86	0,09160	1,63	0,57	0,05912	2,35	565	9	566	16	572	13	0,85	1	0,0011	64,65	76,52	10,64					
Zr-17 (T-16)	0,77875	2,80	0,09500	1,36	0,48	0,05945	2,45	585	8	585	16	584	14	0,60	0	0,0013	41,80	69,92	9,82					
Zr-18 (T-16)	0,76065	2,84	0,09304	1,39	0,49	0,05929	2,48	574	8	574	16	578	14	0,76	1	0,0009	54,32	72,27	9,50					
Zr-19 (T-16)	0,77337	2,34	0,09362	1,23	0,53	0,05991	1,99	577	7	582	14	600	12	0,66	4	0,0006	96,60	147,13	18,89					
Zr-20 (T-16)	0,79567	2,71	0,09643	1,61	0,60	0,05984	2,17	593	10	594	16	598	13	0,76	1	0,0005	55,13	73,43	9,95					
Zr-21 (T-16)	0,73864	2,04	0,09052	0,97	0,48	0,05918	1,79	559	5	562	11	574	10	1,31	3	0,0007	191,16	146,74	19,97					
Zr-22 (T-16)	0,77718	2,84	0,09519	1,24	0,44	0,05921	2,56	586	7	584	17	575	15	0,58	-2	0,0008	50,83	5,86	9,85					
Zr-23 (T-16)	0,75783	2,87	0,09298	1,01	0,35	0,05912	2,69	573	6	573	16	571	15	0,68	-1	0,0009	103,78	10,24	18,02					
Zr-24 (T-16)	0,76167	2,72	0,09332	0,99	0,36	0,05919	2,54	575	6	575	16	574	15	0,95	0	0,0008	163,52	11,50	20,46					
Zr-25 (T-16)	0,76110	2,98	0,09347	0,88	0,29	0,05905	2,85	576	5	575	17	569	16	0,54	-2	0,0012	77,26	9,50	17,06					
Zr-26 (T-16)	0,74043	3,64	0,09115	1,35	0,37	0,05891	3,38	562	8	563	20	564	19	1,42	0	0,0021	99,19	4,65	10,67					
Zr-27 (T-16)	0,74052	3,88	0,09176	1,30	0,33	0,05853	3,66	566	7	563	22	550	20	0,93	-4	0,0041	50,52	3,61	6,71					
Zr-28 (T-16)	0,77839	3,79	0,09539	1,40	0,37	0,05918	3,52	587	8	585	22	574	20	1,40	-3	0,0038	138,43	6,60	13,40					
Zr-29 (T-16)	0,74674	3,13	0,09145	0,88	0,28	0,05922	3,01	564	5	566	18	575	17	0,33	2	0,0020	43,09	8,79	15,08					
Zr-30 (T-16)	0,76497	3,81	0,09347	1,53	0,40	0,05936	3,49	576	9	577	22	580	20	0,66	1	0,0010	54,65	83,95	9,57					
Zr-31 (T-16)	0,72122	2,99	0,08923	1,35	0,45	0,05862	2,66	551	7	551	16	553	15	0,67	0	0,0008	52,85	78,92	9,16					
Zr-32 (T-16)	0,79736	2,40	0,09678	1,16	0,49	0,05975	2,10	596	7	595	14	595	12	0,52	0	0,0010	45,54	87,47	10,02					
Zr-33 (T-16)	0,76599	2,78	0,09366	1,07	0,38	0,05931	2,56	577	6	577	16	579	15	1,29	0	0,0008	149,60	116,95	16,27					

1. Amostras e padrões corrigidos após lacunas Pb e Hg.
2. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ foram corrigidos após a presença do Pb comum. Pb comum assumindo $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ como idade concordante
3. $^{235}\text{U} = 1/137,88 * \text{U total}$
4. Padrão GJ-1
5. $\text{Th}/\text{U} = ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} * 0,992743$
6. todos os erros na tabela foram calculados para 1 sigma (% para razões isotópicas, absoluto para idades)

Figura 10 - Diagrama concórdia, amostras TJ-46 (A) e T-16 (B). Idade concórdia representada pela elipse destacada em linha grossa. As elipses tracejadas não foram incluídas no cálculo da idade.

processos de perda de Pb evidenciados pelos cristais de zircão analisados seriam primeiramente devidos ao metamorfismo granulítico, no contexto do metamorfismo regional que afetou o orógeno e cujo pico tem sido datado em *ca.* 585 Ma (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008, Heilbron & Machado, 2003, Heilbron *et al.* 2004, Silva *et al.* 2005). Eventos termais e de granitogênese subsequentes, que se estenderam até *ca.* 500 Ma, poderiam explicar a perda de Pb adicional e as idades mais jovens reveladas por parte dos grãos.

Dados Sm-Nd Duas amostras da Suíte Divino foram analisadas para Sm-Nd no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (Tab.5), conforme metodologia descrita por Gioia & Pimentel (2000). As amostras eram de composição intermediária (TJ-46) e básica (T-

Tabela 5 - Resultados analíticos Sm-Nd.

Amostra	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\text{SE}$	$\varepsilon(\text{o})$	T_{DM} (Ga)
TJ-46	6,768	32,700	0,1251	0,511821 $\pm$ 11	-10,6	2,09
T-7	24,107	122,566	0,1189	0,511815 $\pm$ 4	-10,2	1,96

7). Os valores fortemente negativos de $\varepsilon_{\text{Nd}}(t=600 \text{ Ma})$, em torno de -10, indicam elevada contribuição crustal na geração dos magmas precursores das rochas charnockíticas. A idade paleoproterozóica desta fonte crustal é

sugerida pelas idades-modelo TDM por volta de 2,0 Ga. **INTERPRETAÇÃO PETROLÓGICA E GEOTECTÔNICA DA SUÍTE DIVINO** A intrusão da Suíte Divino em *ca.* 600 Ma enquadra-se no intervalo de tempo (630-582 Ma) atribuído ao estágio pré-colisional do Orógeno Araçuai (Pedrosa-Soares *et al.* 2001, 2008, Silva *et al.* 2005).

Estas idades são, portanto, compatíveis com as idades de cristalização magmática de outras suítes plutônicas cálcio-alcálinas do Orógeno Araçuai, tais como Galiléia (594±6 Ma; Nalini *et al.* 2000) e Teófilo Otoni (586 Ma; Whittington *et al.* 2001, Martins *et al.* 2004), e do vulcanismo dacítico (*ca.* 585 Ma) associado ao Grupo Rio Doce (Vieira 2007).

A Suíte Divino pode ser classificada como uma suíte cálcio-alcálica expandida, e sua assinatura geoquímica guarda marcante semelhança com aquela da Suíte Galiléia, como pode ser observado na figura 11. Os valores de ϵ_{Nd} são igualmente semelhantes, em torno de -10 para a Suíte Divino e variando entre -8,3 e -9,3 para a Suíte Galiléia (Nalini *et al.* 2000). Estes valores negativos são esperados em rochas de arco magmático de margem continental e marcantes no caso do Orógeno Araçuai, como demonstram também os plutons tonalíticos da região de Teófilo Otoni cujos valores de ϵ_{Nd} variam entre -8 e -10 (Martins *et al.* 2004). A assinatura de Nd indica a contribuição de crosta continental antiga para este magmatismo que, no caso da Suíte Divino, deve ser representada pelo Complexo Juiz de Fora de idade paleoproterozóica. Uma comparação entre as assinaturas geoquímicas das duas unidades (Fig. 12, 13 e 14) revela o seguinte (os dados para o Complexo Juiz de Fora foram compilados de Duarte *et al.* (1997) e Noce *et*

Figura 11 - (A) Padrão de elementos terras raras normalizados para condrito (Boynton 1984). (B) Diagramas de variação multi-elementar normalizados para o manto primitivo (Taylor & McLennan 1985). SD – Suíte Divino e SG - Suíte Galiléia (dados de Nalini *et al.* 2000).

Figura 12 - Diagramas comparativos entre a Suíte Divino e o Complexo Juiz de Fora (dados de Noce *et al.* 2007b, Duarte *et al.* 1997 e dados inéditos) segundo sua composição química. (A) Diagrama TAS (Wilson 1989). (B) Diagrama AFM (Jensen 1976). Símbolos iguais aos da figura 3, círculos pretos representam dados de Novo para o Complexo Juiz de Fora, nuvens e círculos cinza claro representam dados de Duarte *et al.* 1997 para o Complexo Juiz de Fora e nuvens cinza escuro representam dados de Noce *et al.* 2006.

Figura 13 - Diagramas de variação multi-elementar (normalizados para o manto primitivo; Taylor & McLennan 1985) para amostras da Suíte Divino, comparadas com os granulitos básicos (A) e gnaisses enderbíticos (B) do Complexo Juiz de Fora (dados de Duarte et al. 1997). SD – Suíte Divino e CJF – Complexo Juiz de Fora.

al. (2007a), além de dados inéditos exibidos na tabela 1):

1. Ambas as unidades possuem caráter metaluminoso. A Suíte Divino é enriquecida em álcalis e exibe distribuição uniforme de termos ácidos, intermediários e básicos, definindo assinatura de suíte cálcio-alcalina expandida. As amostras do Complexo Juiz de Fora se concentram em duas populações distintas, uma granítica a diorítica-monzonítica e outra gabróica, resultando em uma dupla assinatura, cálcio-alcalina e toleítica (Fig. 12a e 12b);

2. A Suíte Divino apresenta pequeno enriquecimento em elementos incompatíveis e intermediários relativamente ao Complexo Juiz de Fora, e maior espalhamento das curvas de elementos terras raras. Entretanto, em termos gerais as envoltórias de distribuição de elementos traço e terras raras são similares, excluindo-se as rochas básicas toleíticas do Complexo Juiz de Fora (Figs. 13 e 14).

As semelhanças registradas refletem o caráter cálcio-alcalino das duas unidades, ressaltando-se o fato da Suíte Divino não incluir o componente tolei-

Figura 14 - Padrões de elementos terras raras (normalizados para condrito; Boynton 1984) para amostras da Suíte Divino, comparadas com os granulitos básicos (A) e gnaisses enderbíticos (B) do Complexo Juiz de Fora (dados de Duarte et al. 1997). SD – Suíte Divino e CJF – Complexo Juiz de Fora.

ítico. Por sua vez, esta apresenta enriquecimento em K (em vez de Na) e em diversos elementos traço, o que favorece a hipótese da contribuição das rochas do Complexo Juiz de Fora em sua gênese. Entretanto, dificilmente este seria uma fonte única, visto a assinatura cálcio-alcalina expandida da Suíte Divino sugerir também a contribuição de fontes mantélicas. É importante ressaltar que o Complexo Juiz de Fora é essencialmente de composição enderbítica (*i.e.*, tonalítica) e seus mobilizados migmatíticos são charnockíticos (graníticos) a opdalíticos (granodioríticos).

CONCLUSÃO A Suíte Divino constitui uma unidade plutônica caracterizada pela primeira vez na região de fronteira entre os orógenos Araçuaí e Ribeira. Possui as características de uma suíte cálcio-alcalina expandida, originada em arco magmático de margem continental ativa, com significativo envolvimento de fusões derivadas da crosta profunda de idade paleoproterozóica, representada pelo Complexo Juiz de Fora.

A continuidade do arco magmático pré-colisional do Orógeno Araçuaí nesta região já havia sido sugerida pela descrição do corpo tonalítico de Manhauçu (*ca.* 597 Ma, Noce et al. 2006) e do Batólito de Muriaé (620-590 Ma, Figueiredo 2009; vide mapa

da figura 1). Considera-se que a Suíte Divino representa a exposição da raiz granulítica deste arco. O posicionamento dos corpos sempre a leste da Falha de Abre Campo reforça a identificação desta estrutura como uma zona de sutura basiliiana.

Agradecimentos Os autores agradecem ao CNPq (auxílios à pesquisa e bolsas de produtividade em pesquisa), FAPEMIG e CAPES (bolsa de mestrado de T. Novo) e ao Programa Geologia do Brasil-Contrato CPRM-UFMG.

Referências

- Almeida F.F.M., Brito-Neves B.B., Carneiro C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American platform. *Earth Science Review*, **50**:77-111.
- Batchelor R.A. & Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, **48**:43-55.
- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.) *Rare earth element Geochemistry. Developments in geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, p.63-114.
- Brey G.P. & Köhler T. 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites: II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometry. *Journal of Petrology*, **31**:1352-1378.
- Brito-Neves B.B., Campos-Neto M., Fuck R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: An approach to the Brasiliano- Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22**:155-199.
- Chappell B.W. & White A.J.R. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* **48**:489-499.
- Cunningham D., Alkmim F.F., Marshak S. 1998. A structural transect across the coastal mobile belt in the Brazilian Highlands (latitude 20°S): the roots of a Precambrian transpressional orogen. *Precambrian Research*, **92**:251-275.
- Duarte B.P., Figueiredo M.C.H., Campos-Neto M., Heilbron M. 1997. Geochemistry of the granulite facies orthogneisses of Juiz de Fora Complex, central segment of Ribeira Belt, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **27**:67-82.
- Duarte B.P., Heilbron M., Campos-Neto M. 2000. Granulite/charnockite from the Juiz de Fora Domain, central segment of the Brasiliano Ribeira Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:358-362.
- Duarte B.P., Heilbron M., Campos Neto M.C., Porto Jr.R. 1999. The Garnet Charnockite Plutonic Body of the Juiz de Fora Region, Central Segment of the Pan-African-Brasiliano Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: SGB/BA, Simp. Nac. de Estudos Tectônicos, 7, *Boletim de Resumos Expandidos*, **2**:56-57.
- Figueiredo C.M. 2009. *O Arco Magmático Brasileiro na conexão entre os orógenos Araçuai e Ribeira*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 104 p.
- Frost B.R. & Frost C.D. 2008. On charnockites. *Gondwana Research*, **12**:30-44.
- Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**:219-245.
- Heilbron M. & Machado N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, **125**:87-112.
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos-Neto M., Silva L.C., Trouw R., Janasi V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto V.M., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano*. São Paulo, Editora Beca, p. 203-234.
- Jensen L.S. 1976. *A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks*. Ontario Division of Mines, Misc., Paper 66.
- Le Maitre R.W. 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Oxford, Blackwell, 193 p.
- Ludwig K.R., 2001. *Users Manual for Isoplot/Ex version 2.47*. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication 1a, 55 p.
- Martin H., Peucat J.J., Sabaté P., Cunha J.C., 1997. Crustal evolution in the early Archaean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia State Brazil. *Precambrian Research*, **82**:35-62.
- Martins V.T.S., Teixeira W., Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C. 2004. Sr and Nd characteristics of Brasiliano/Pan-African granitoid plutons of the Araçuai Orogen, Southeastern Brazil: tectonic implications. *Gondwana Research*, **7**:75-89.
- Nalini H.A., Bilal E., Paquette J.L., Pin C., Machado R. 2000. Geochronologie U-Pb et géochimie isotopique Sr-Nd des granitoïdes néoproterozoïques des suites Galileia et Urucum, vallée du Rio Doce, Sud-Est du Brésil. *Compte Rendu Academie Science Paris*, **331**:459-466.
- Noce C.M., Costa A.G., Piuzeana D., Vieira V.S., Carvalho C. 2006. *Geologia da Folha Manhauçu 1:100.000*. Rio de Janeiro, CPRM-Serviço Geológico do Brasil, UFMG-Programa Geologia do Brasil.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Alkmim F.F. 2007a. O Embasamento Arqueano e Paleoproterozóico do Orógeno Araçuai. *Geonomos*, **15**:17-23.
- Noce C.M., Pedrosa-Soares A.C., Silva L.C., Armstrong R., Piuzeana D. 2007b. Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuai Orogen, based on U-Pb SHRIMP data: Implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time. *Precambrian Research*, **159**:60-78.
- Pearce J.A., 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, **19**:120-125.
- Pearce J., Harris N., Tindle A. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**:956-983.
- Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann C.M., Pinto, C.P. 2001. The Araçuai-West Congo orogen in Brazil: An overview of a confined orogen formed during Gond-

- wanland assembly. *Precambrian Research*, **110**:307-323.
- Pedrosa-Soares A.C., Alkmim F.F., Tack L., Noce C.M., Babiniski M., Silva L.C., Martins-Neto M.A. 2008. Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuai-West-Congo orogen. In: Geological Society, London, *Special Publications*, **294**:153-172.
- Peres G.G., Alkmim F.F., Jordt-Evangelista H. 2004. The southern Araçuai belt and the Dom Silvério Group: geologic architecture and tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **76**:771-790.
- Pons M.J., Franchini M.B., López Escobar L. 2007. Los cuerpos ígneos neógenos del Cerro de las Minas (35,3°s - 69,9°o), cordillera principal de los Andes, SO de Mendoza: geología, petrografía y geoquímica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **62**(2):267- 282.
- Rickwood P.C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, **22**:247-263.
- Rogers J.J.W. & Adams J.A.S. 1978. Th Abundances in common igneous rocks. In: Wedepohl K.H. (ed.) *Handbook of Geochemistry*. Berlin, Springer-Verlag, p.90-E-1 - 90-E-12.
- Rollinson H. (ed.) 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. London, Longman Scientific & Technical, 352 p.
- Rudnick R.L., McLennan S.M., Taylor S.R. 1985. Large ion lithophile elements in rocks from high-pressure granulite facies terrains. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, **49**:1645-1655.
- Shand S.J. 1947. *Eruptive Rocks*. 3.ed, New York, Hafner Publishing Company, 488 p.
- Silva L.C., McNaughton N.J., Armstrong R., Hartmann L., Fletcher I. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections. *Precambrian Research*, **136**:203-240.
- Simon E., 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
- Sun S.S. 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, **297**:409-445.
- Taylor S.R. & McLennan S.M. (eds.) 1985. *The Continental Crust; Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks*. Oxford, Blackwell, 312 p.
- Valladares C., Duarte B.P., Heilbron M., Ragatky D. 2000. Tectono-magmatic evolution of the Occidental terrane and the Paraíba do Sul Klippe of the Neoproterozoic Ribeira Orogenic belt, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:1-6.
- Vieira V.S. 2007. *Significado do Grupo Rio Doce no Contexto do Orógeno Araçuai*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 123 p.
- Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London, Unwin Hyman, 470 p.
- Whittington A.G., Connelly J., Pedrosa-Soares A.C., Marshak S., Alkmim F.F. 2001. Collapse and melting in a confined orogenic belt: preliminary results from the Neoproterozoic Araçuai belt of eastern Brazil. In: AGU Fall Meeting, American Geophysical Union, *Abstract*, nº T32B-0895, **82**:1181-1182.

Manuscrito ID 17128

Submetido em 26 de março de 2010

Aceito em 30 de novembro de 2010