

# EVOLUÇÃO GEOQUÍMICA E PETROGÊNESE DE CHARNOCKITOS ÍGNEOS NO CINTURÃO MÓVEL COSTEIRO DO BRASIL

## GEOCHEMICAL EVOLUTION AND PETROGENESIS OF IGNEOUS CHARNOCKITES IN THE COASTAL MOBILE BELT OF BRAZIL

Joil José Celino<sup>1</sup>  
Nilson Francisquini Botelho<sup>2</sup>

### RESUMO

Rochas máficas e félsicas com hiperstênio são importantes componentes da zona de transição entre o cráton do São Francisco e o Cinturão Móvel Costeiro Neoproterozóico no extremo sul do Estado da Bahia. Os charnockitóides possuem teores 54 a 70% de SiO<sub>2</sub>, correspondendo de termos intermediários a ácidos. A geoquímica revela um caráter metaluminoso e uma assinatura cálcio-alcalina/álcali-cálcica, compreendendo rochas ricas em Ti, P, Zr, Ba e ETR, ligeiramente enriquecidas em Fe e K e pobres em Mg, Al e V, sendo variavelmente empobrecidas em Ca, se comparadas com rochas granitóides de teor de sílica similar. Possuem teores altos de ETR, com padrões moderadamente a fortemente fracionados para os termos mais básicos e ácidos. A interpretação petrogenética baseia-se na(s): (i) natureza dos contatos, os quais mostram que as rochas félsicas intruíram nas rochas máficas; (ii) texturas magmáticas das rochas charnockíticas félsicas em contraste com texturas inequivocamente metamórficas dos membros finais máficos; (iii) mineralogia predominantemente anidra; e (iv) *trends* homogêneos em muitos diagramas de variação, além do caráter geoquímico não-depletado das rochas félsicas; sugerindo que magmas tipo C são produzidos pela fusão de fontes máficas a intermediárias de alto-K, nas quais a hornblenda foi previamente desidratada. O baixo conteúdo de CaO e alta razão Ca/Sr dos magmas tipo A é uma evidência que suporta plagioclásio residual, mas não hornblenda, nas rochas fontes da região.

*Palavras-chave:* magmas charnockíticos; evolução geoquímica; petrogênese; granitos tipo-A.

1 Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. E-mail: joil@pop3.ufba.br

2 Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. E-mail: nilsonfb@unb.br

## EXTENDED ABSTRACT

Orthopyroxene-bearing felsic and mafic rocks are important components of the transition zone between the São Francisco Craton and the Late Proterozoic Costeiro Mobile Belt in southeastern Bahia, Brazil. These granitoids are also important economically, hosting gemstone-bearing pegmatites. In the studied area, the granitoids are mainly explored as dimension stones, but pegmatites also occur, locally, containing gemstones of good quality (aquamarine, beryl and alexandrite).

When a crustal thermal anomaly is triggered by under- or intra-plating of a basaltic magma trapped in the deep crust, it crystallizes and recrystallizes under granulite-facies conditions. This will produce a non-restitic mafic granulite, such as the mixtures commonly exhumed as xenoliths in certain continental alkaline volcanic rocks (Clemens *et al.* 1986).

Any rock can, of course, be metamorphosed to granulite grade, irrespective of its origin. However, there is confusion as to what constitutes a charnockite. There are several varieties with very different origins, but which have commonly, and mistakenly, been lumped together as a single phenomenon. They are all orthopyroxene-bearing quartz-feldspathic rocks with granitoid composition. Some are metagreywackes and metagranitoids produced during fluid-absent granulite-facies metamorphism, with or without melt loss. Another group (e.g., the famous Indian "incipient" charnockites) are the products of carbonic dehydration reactions operating in tonalitic to granitic rocks at conditions typical of the upper amphibolite facies (Clemens 1992). The CO<sub>2</sub>-rich fluids mostly have local origins and only produce patch and vein charnockite because the fluids gained access to the rocks only along fractures, etc. The last kind is the so-called "massif" charnockites. These are not metamorphic rocks at all, but granitic intrusions that were extremely hot and had relatively low H<sub>2</sub>O contents. They preserve their early-crystallized pyroxene. A great number of the world's granitic rocks in fact once contained near-liquidus pyroxene, but this is not preserved due to the protracted evolution of the magmas, with increasing H<sub>2</sub>O and KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> activities, as the magmas cool and chemically evolve. If you know what to look for, you can very commonly spot the pseudomorphs in thin sections.

Several petrogenetic schemes have been proposed for the origin of A-type granites, including:

- (1) fractionation products of alkaline basalts (Turner *et al.* 1992);
- (2) melting of lower-crustal source rocks under fluxing of mantle-derived volatiles (Bailey 1978);
- (3) low degrees of partial melting of F – and/or Cl-enriched dry, granulitic residue from which a granitoid melt was previously extracted (Clemens *et al.* 1986); and
- (4) melting of a tonalitic I-type granite (Creaser *et al.* 1991);

The terranes hosting the granitoids investigated comprise the following sequences: Caraíba-Paramirim Complex, Paraíba do Sul Complex and Macaúbas Group. The Caraíba-Paramirim Complex represents the Archean/Paleoproterozoic basement, exposed in the northeastern portion of the area.

The Paraíba do Sul Complex, a gneissic-migmatitic unit, comprises metasedimentary rocks of upper amphibolite to granulite facies. Paleoproterozoic ages have been traditionally suggested for the deposition of these sediments, with an overprint of Transamazonian and Brasileiro tectono-metamorphic events. In the study area, this complex is represented by kinzigitic gneiss, intruded by the neoproterozoic granitoids. Sm-Nd isotopic data for the Paraíba do Sul paragneiss indicate T<sub>DM</sub> model ages between 1.61 and 1.74 Ga (Celino *et al.* 2000), which are interpreted as an upper limit for the sources of the original sediments. Therefore, the deposition of these rocks most probably occurred during the Meso- or Neoproterozoic.

The Macaúbas Group is a Neoproterozoic sedimentary sequence deposited on a continental passive margin.

Orthopyroxene-bearing granitoids – denominated Salomão Suite (SLS) - comprises a group of charnockitic rocks with relict magmatic textures. SiO<sub>2</sub> values range from 52% to 71%. The rocks are enriched in Ti, P, Zr, Ba and REE. The SLS granitoids are metaluminous, with conspicuous enrichment in LIL and HFS elements, plotting mainly in the field of A-type granitoids in a FeO\*/MgO versus (Zr+Nb+Ce+Y) diagram. These features indicate some degree of mantle contribution to the parental melt. Fractional crystallization was probably the main differentiation process during the evolution of the charnockitic suite (Celino 1999). Thermobarometric calculations suggest temperatures between 600 and 700° C and pressure of 4,5 kbar (~20 km depth) for the crystallization of these rocks (Celino & Botelho 2000). Field evidence, supplemented by mineralogical, textural and chemical data, suggests an origin by partial melting of deep continental crust under dry conditions of granulite facies.

We agree with a petrogenetic model (Landenberger & Collins 1996) involving partial melting of a mafic-intermediate lower crust of similar composition to the I-type source, which was dehydrated, but not melt depleted, at time of production of the slightly earlier I-type granites, leaving alkali feldspar, rather than biotite, as the dominant K-bearing phase in the source, at elevated temperatures, produced a hot, dry magma of slightly different composition from the I-type magma, and these differences were magnified by fractional crystallization.

The emplacement of post-tectonic intrusions (included SLS) followed and was related to NS reactivated zones. The I-type granitoids, that presumably fractionated from crustal magmas, are indicative of early and/or rapid uplift and crustal thinning in the orogenic hinterland (Celino *et al.* 2000), with concomitant upper mantle anatexis by pressure release melting. A final episode of magmatism was activated in consequence of the proceeding post-collisional uplift. This episode is characterized by numerous bodies of A-type granitoids and the charnockites of the Salomão Suite (SLS).

*Key-words:* charnockitic magmas; geochemical evolution; petrogenesis; A-type granites.

## INTRODUÇÃO

Charnockitos são importantes componentes da crosta continental inferior em muitos terrenos Pré-Cambrianos. Eles foram inicialmente descritos por Holland (1900) em Madras, Sudeste da Índia, como rochas graníticas à ortopiroxênio. Naquela região, eles estão associados com granodioritos à ortopiroxênio, tonalito e gabros. Holland chamou esta associação de *Série Charnockito* e estabeleceu que é plutônica. Nas duas últimas décadas, tem existido muita discussão sobre charnockitos em termos da sua origem ígnea ou metamórfica.

Uma origem ígnea, como postulado por Holland (1900) para as rochas na Índia, é consistente com a natureza indeformada, maciça e homogênea de alguns charnockitos e, em poucos casos, a existência de contatos intrusivos, xenólitos e texturas magmáticas. Um magma charnockítico pode ser gerado no manto ou na crosta (Newton 1992). Magmas derivados do manto são menos prováveis como fonte porque eles não são líquidos graníticos nem têm uma composição apropriada para fornecer grande quantidade de líquidos graníticos por fracionamento (Newton 1992). Fundidos crustais parciais são comumente félsicos. O calor necessário para produzir fundidos crustais pode ser fornecido pela intrusão de magmas quentes derivados do manto ou por processos de auto-aquecimento devido ao espessamento crustal em zonas de convergência de placas (Newton 1992, Ashwal *et al.* 1992). A cristalização de magmas charnockíticos ocorre sob condições anídras no fácies granulito. Diferenciação magmática pode gerar diferentes rochas-tipo da série.

Uma origem metamórfica é postulada para a maioria dos charnockitos ao redor do mundo, incluindo os clássicos exemplos no sudeste indiano, baseado em típicas texturas metamórficas, bandamentos litológicos e intercalações de metassedimentos (Cooray 1969).

Granitóides charnockíticos são um dos principais componentes dos Complexos Anortosito-Mangerito-Charnockito Granito rapakivi (AMCG) e apresentam um papel crucial na formação e evolução da crosta Proterozóica. Quando intimamente associados com maciços anortosíticos, eles são geralmente

considerados como derivados a partir de distintos magmas parentais, gerados por diferentes fontes (Emslie 1991, Duchesne 1990, Ashwal 1993). Entretanto, tem sido reconhecido que algumas rochas charnockíticas podem também ser derivadas a partir de um magma intermediário monzodiorítico a jotunítico (Duchesne *et al.* 1989, Owens *et al.* 1993) cuja origem tem gerado controvérsias. O magma jotunítico pode também ser derivado a partir de uma fonte crustal pela fusão parcial de rochas básicas (Duchesne *et al.* 1989, Duchesne 1990), ou por magmas residuais após a formação dos maciços anortosíticos os quais têm sido contaminados em proporção variada por material crustal (Emslie *et al.* 1994).

O reconhecimento, na Província Mantiqueira, no chamado Complexo Paraíba do Sul (Silva *et al.* 1987), de rochas charnockíticas neoproterozóicas (Celino & Botelho 1997) em associação espacial e cronológica a granitos fortemente peraluminosos (Celino 1999), com a ausência na vizinhança de corpos anortosíticos, descarta uma cena geológica muito comum em outros terrenos, especialmente nas Províncias Rondonianas e Grenvilliana (Emslie 1991, Wiebe 1992, Ashwal 1993), abrindo uma nova linha de investigação para este cinturão charnockítico representado nos Estados de São Paulo, Espírito Santo, Minas Gerais e Bahia, o que o compara e distingue de outras ocorrências (cf. Gomes 1995, Jordt-Evangelista 1996, Duchesne & Wilnart 1997, Mello 2000).

Certamente, charnockitos ígneos e metamórficos existem. Todos são formados sob o fácies granulito e à baixa  $PH_2O$ . Somente estudos de campo petrográficos e geoquímicos detalhados tornarão possível a identificação e distinção destes diferentes tipos de charnockitos ao redor do mundo.

## TRABALHOS ANTERIORES

A primeira utilização do termo Complexo do Paraíba foi feita por Rosier (1953, *in* Silva *et al.* 1987), para um conjunto de rochas heterogêneas e muito tectonizadas do vale do rio Paraíba do Sul.

A primeira referência sobre a presença de rochas charnockíticas no Brasil deve-se a Brajniov (1953 *in*

Silva *et al.* 1987), que as estudou nos Estados do Espírito Santo e Minas Gerais, em especial nas regiões do Alto e Médio Rio Doce, afirmando serem de origem metamórfica, e resultantes de uma granitização (potassificação e silicificação) de noritos pré-existentes, classificando-as de charnockito gnaisses. Posteriormente, Guimarães (1956) realizou estudos petrográficos em alguns corpos charnockíticos do Estado do Espírito Santo, advogando para os mesmos uma origem magmática, relatando, ainda, que esses charnockitos sofreram apenas uma fase de metamorfismo e que possuem uma história genética complexa.

Após um grande interlúdio no que concerne ao estudo desses litotipos, somente na década de 70, Cordani (1973), em trabalho de cunho geocronológico na faixa costeira atlântica entre Salvador (BA) e Vitória (ES), revelou a ocorrência de núcleos granulíticos no âmbito da Folha SE.24 Rio Doce, tais como na região de Barra do São Francisco, Itapina, Itanhém, Epaminondas Otoni e Padre Paraíso. Idade K-Ar em biotita, em um desses corpos, indica valores referentes ao Ciclo Brasileiro, com cerca de 490 M.A., e que foi interpretada como rejuvenescimento total no citado ciclo, a partir de material pré-existente.

Silva *et al.* (1974), em mapeamento executado na região Sul da Bahia, identificaram corpos charnockíticos na Folha SE.24-V-D, sob a forma de "stocks", e que teriam sua origem ligada a lentes de composição das rochas originárias dos metatexitos de composição kinzigítica com os quais mantém relações gradacionais de contato. Os pegmatitos associados a charnockitos/enderbitos são sempre mineralizados em berilo, crisoberilo e água-marinha, como ocorre nos de Padre Paraíso e a noroeste de Medeiros Neto (Almeida & Hasui 1984).

Os principais garimpos da região referem-se aos de Salomão-Centenário, abrangendo áreas do município de Itanhém; aos de Jureana e Cachoeira do Mato, em Alcobaça; aos localizados nas regiões de São Paulinho, Prata, Alho e Pirajá, em Itamaraju; aos de São José do Prado, no município de Prado; além de alguns outros situados em Guaratinga, dentre os quais os de Buranhém e Barra Nova (Silva *et al.* 1987).

Herbert *et al.* (1991) e Jordt-Evangelista (1996) têm estudado ocorrências de Séries de Charnockitos na área entre o Quadrilátero Ferrífero Cratônico e o Cinturão Móvel Costeiro (Hasui & Oliveira 1984) a leste.

Estudos (Mendes *et al.* 1997) desenvolvidos no Estado do Espírito Santo caracterizam um cinturão de charnockitos e noritos, os quais incluem intrusões mais jovens. Aspectos de campo e petrográficos, além das

evidências geoquímicas de mistura de magma têm sido extensivamente discutidos em trabalhos anteriores neste complexo (Mendes 1996).

Celino & Botelho (1997) identificaram no extremo sul da Bahia e nordeste de Minas Gerais diversas ocorrências de Séries de Charnockitos, com destaque para as regiões de Mairinque, Salomão (área-tipo) e pequenas ocorrências próximas a Santo Antônio de Jacinto (figura 1).

## CONTEXTO GEOLÓGICO DA REGIÃO

Os litotipos predominantes nessa região são piroxênio-granulitos, metatexitos de composição kinzigítica e migmatitos, onde predominam relevos aplainados.

Os charnockitos sempre afloram em regiões aplainadas, de topografia arrasada, exceção feita à região de Salomão. Trata-se de rochas cor cinza escuro a esverdeada, granulação média a grosseira, isotrópicas, localmente com fraca orientação.

Os granulitos são de composição intermediária a básica, coexistindo, porém, com tipos mais básicos. São isotrópicos ou foliados, com textura granoblástica, e mineralogia representada por plagioclásio, piroxênio, quartzo, biotita e por vezes, granada. O feldspato pode se apresentar localmente em cristais centimétricos, subedrais, de cor cinza esverdeada, com faces brilhantes.

Nos migmatitos, a característica marcante é a presença de rochas com estruturas migmatíticas as mais diversas, com melanossoma gnáissico a biotita e/ou hornblenda. Seus contatos são de difícil definição, parecendo entretanto serem por falhas, conforme o estudo das imagens de radar. As rochas apresentam-se geralmente bem expostas, fraturadas, de cor cinza esbranquiçada, granulação grossa e comumente orientada. Localmente observa-se a existência de zonas granulíticas.

## CHARNOCKITO DE MAIRINQUE

As rochas charnockíticas que ocorrem nesta região são muito parecidas com aquelas da região de Santo Antônio do Jacinto (no norte da área) e Santa Luzia do Norte.

Elas são notáveis pela associação peculiar mais abundante de granitóides félsicos (charnockito -enderbitos e granitos-tonalitos à granada-biotita), e menos abundante de rochas máficas (principalmente noritos). Os dois tipos comumente ocorrem em íntima associação espacial.

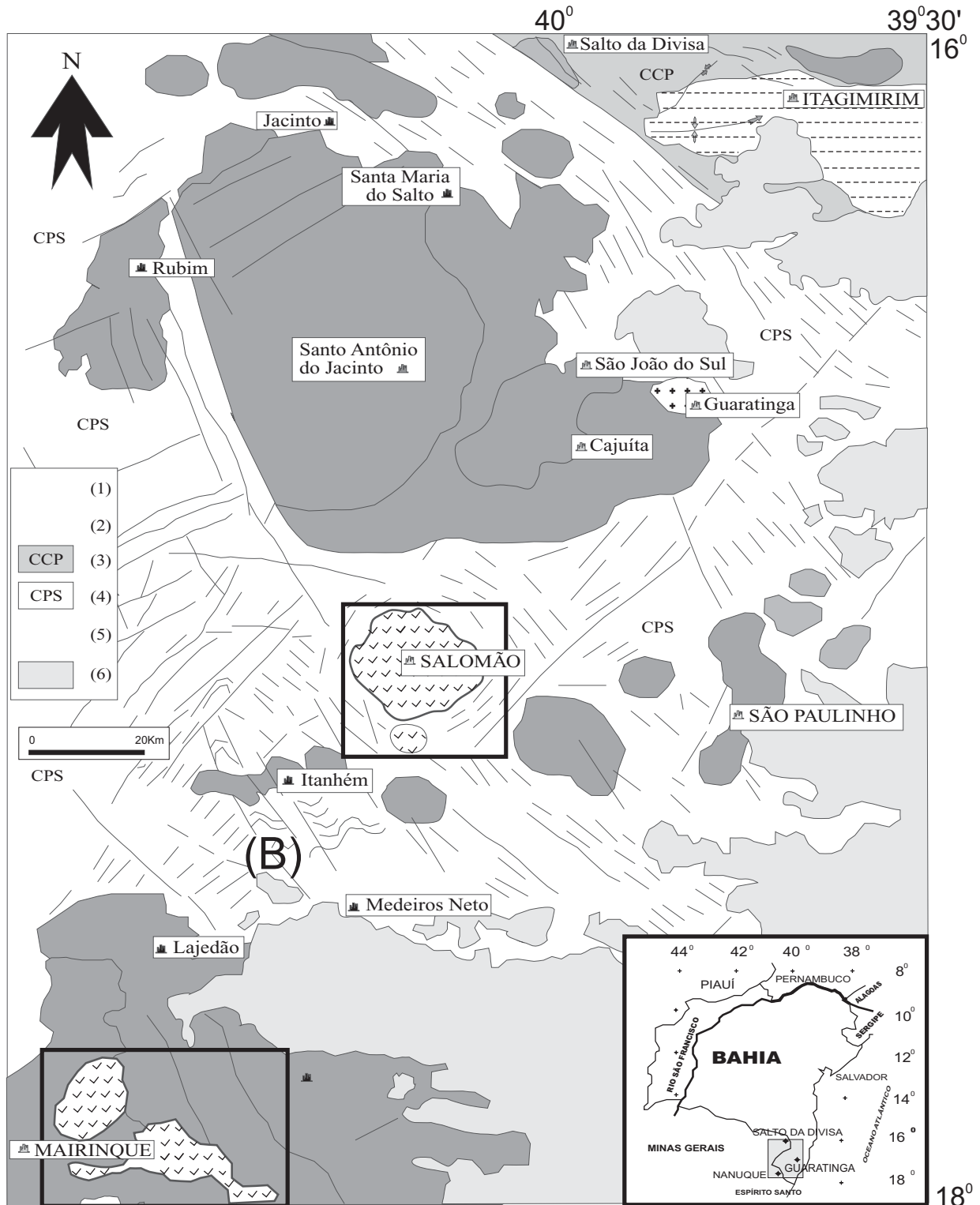


Figura 1- Mapa geológico simplificado do Cinturão Araçuaí, das suítes graníticas e suas rochas encaixantes. (1) Suíte Salomão; (2) outras suítes; (3) CCP: Complexo Caraíba-Paramirim; (4) CPS: Complexo Paraíba do Sul; (5) Grupo Macaúbas e (6) Cobertura sedimentar. Os retângulos referem-se aos maciços desta suíte para a região de Salomão e Mairinque. *Simplified geological map of the Eastern Araçuaí Belt, granite suites and their host rocks. (1): Salomão (SLS); (2): others suites; (3) CCP: Caraíba-Paramirim complex; (4) CPS: Paraíba do Sul Complex; (5): Macaúbas Group; (6): Sedimentary Cover. The rectangles are showing the outcrop area of Salomão massive and Mairinque massive.*

O contato entre o norito e as rochas félsicas graníticas-charnockíticas são variáveis. Contudo, as rochas félsicas predominam volumetricamente, onde elas contêm aglomerados biotíticos centimétricos ou métricos, arredondados ou na forma de lentes.

Quando os tipos máficos predominam, as rochas félsicas mostram-se intrusivas, com contatos nítidos de transposição, e são, em geral, mais jovens. Menos comumente, os contatos tendem a ser gradacionais e do tipo migmatítico.

Deformação no estado sólido penetrativa tardia e recristalização de variável intensidade local causaram uma sobreposição milonítica nas texturas e estruturas primárias. O caráter intrusivo das rochas félsicas é também corroborado pela presença de xenólitos dos gnaisses regionais.

### MACIÇO CHARNOCKÍTICO DE SALOMÃO

Ao lado dos termos granodioríticos e monzograníticos da região de Salomão, ocorrem rochas charnockíticas de características petrográficas bem particulares. Este corpo intermediário possui coloração verde-escura, granulação grossa, estrutura isotrópica, sendo classificado como biotita charnockito, anfibólio charnockito e quartzo jotunitos, macroscopicamente. A rocha apresenta uma textura granular média a grossa, contendo cristais de plagioclásio tabulares maclados albita-carlsbad que podem mostrar zoneamentos.

Uma origem magmática pode ser atribuída a estas rochas, levando-se em conta tão somente os aspectos texturais. Essas rochas, com índice de cor entre 20 e 30%, têm em ortopiroxênio, biotita e hornblenda, respectivamente, os seus minerais mais proeminentes.

### ASPECTOS PETROGRÁFICOS POR LITOTIPO

Dois principais tipos de rochas ocorrem nos diversos corpos estudados. As rochas máficas são noritos e menos comumente enderbites. As rochas félsicas podem ser separadas em duas séries de rochas, nominalmente as Séries charnockito-enderbito a piroxênio, e a granito-tonalito à granada-biotita.

Streckeisen (1974) e Le Maitre (1989) têm recomendado o uso do diagrama triangular Q-A-P para rochas charnockíticas, contanto que feldspato perfitico, e particularmente mesopertita, estejam distribuídas entre "A" e "P", de acordo com o atual conteúdo de feldspato-K e plagioclásio. Este sistema tem sido adotado aqui. No triângulo Q-A-P (Celino & Botelho 2000) os dados modais (Tabela 1) mostram uma tendência contínua para as rochas da Suíte Salomão (SSL) a partir do enderbite

(= hiperstênio – tonalito), passando pelo charno-enderbite (= hiperstênio granodiorito) até o charnockito (= hiperstênio (monzo) granito).

### EVOLUÇÃO GEOQUÍMICA

Análises químicas de elementos maiores e traços selecionados por cada litotipo da Suíte Salomão são apresentados nas tabelas 2 e 3. Os charnockitóides da Suíte Salomão representam uma seqüência pouco expandida, possuindo teores de 54 a 70%, correspondendo a termos intermediários a ácidos. Compreendem rochas ricas em Ti, P, Zr, Ba e ETR, ligeiramente enriquecidas em Fe e K e pobres em Mg, Al e V, sendo variavelmente empobrecidas em Ca, se comparadas com rochas granitoides de teor de sílica similar. A classificação química forneceu para as rochas desta suíte, de acordo com a nomenclatura da USGS para rochas da suíte charnockítica: enderbites, charno-enderbits e charnockitos (Celino & Botelho 2000).

Nos diagramas de variação de Harker observa-se uma boa correlação em sua maior parte, sugerindo tratar-se de uma seqüência magmática cogenética, evoluída nos limites do restrito intervalo composicional obtido. Tão somente para o  $Al_2O_3$  ocorre uma considerável dispersão de amostras; os dados para  $Na_2O$  também apontam maiores variações, mas neste caso pode-se observar que ocorre, de modo geral, um gradual aumento dos teores em direção aos termos mais ácidos (Fig. 2). Para os outros óxidos (Fig. 2) têm-se *trends* razoavelmente bem definidos, com discreto espalhamento, e coerentes com o índice de diferenciação utilizado. O mesmo ocorre para a maior parte dos gráficos de  $SiO_2$  versus elementos traços (Fig. 3), onde apenas nos gráficos do Ba e Zr exibem maior dispersão. É notável o comportamento compatível de alguns elementos tais como Ca, Fe, Mg, Ti, P, Sr e Zn; por outro lado, K, Na, Rb e Ba mostram-se incompatíveis durante a evolução da seqüência.

Algumas amostras possuem teores mais elevados de  $Al_2O_3$ , CaO e Sr e estão nitidamente deslocadas em vários gráficos. Tais características sugerem que nestas amostras o plagioclásio pode ter sido uma fase cumulática. Em outras amostras, observam-se concentrações mais altas de  $Al_2O_3$  e  $K_2O$ , além do destaque no gráfico  $SiO_2$  versus Ba, indicando que pode ter havido acumulação de feldspato potássico.

Estas rochas possuem algumas características (Celino & Botelho 2000) comparáveis a rochas da série mangerítica, como os baixos teores de MgO, concentrações elevadas de elementos HFS e razão (Fe/Fe+Mg) relativamente alta. Por outro lado, suas

Tabela 1 – Composição modal (%) e projeção Q-A-P para rochas da Suíte Salomão. *Modal Composition(%) and Q-A-P projection of Salomão Suite.* (continua)

Número de campo	Localidade	Amostra	Mineral (%)	43	38	25	57	53	34	27-A*	27*		7*
				CMD	Cajuíta	Alho	Nanuque	Curvelo	CDS	SPL	SPL	SPL	SPL
				QC-43	JC-38	JC-25	JJ-57-B	JC-53	JJ-NB-34	SB-27-A	JJ-20	JJ-10	JO-7
				Qiz-Norito	Charoend.	Charoend.	Charoend.	Charoend.	Charoend.	Charoend.	Charoackito	Charoackito	Enderbitto
Quartzo				12,10	20,35	19,16	23,72	21,61	20,67	26,15	17,77	22,77	26,58
Fd. Potássico				0,00	9,70	6,96	12,39	11,62	13,11	14,75	24,26	17,95	4,65
Plagioclásio				47,26	36,97	42,75	33,78	41,40	42,49	38,23	33,41	38,13	50,92
Biotita				28,05	22,46	25,66	21,11	19,58	18,19	16,87	13,10	12,47	15,78
Clinopiroxênio				tr.	tr.	tr.	-	-	-	-	-	-	-
Ortopiroxênio				7,80	2,21	tr.	tr.	1,03	tr.	tr.	5,00	6,20	0,71
Anfibólio				2,48	1,68	0,72	2,46	0,40	0,79	0,74	3,00	0,79	tr.
Muscovita				tr.	-	tr.	-	-	-	-	-	-	-
Granada				-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Epidoto				tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Esfeno				tr.	-	-	0,63	0,07	0,53	0,39	0,66	0,50	0,26
Apatita				tr.	3,54	2,60	1,82	1,89	0,92	1,98	tr.	1,01	0,38
Zircão				tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Sericita				tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Clorita				1,25	tr.	tr.	0,98	tr.	1,55	0,77	tr.	tr.	0,44
Min. Opacos				1,06	3,09	2,15	3,11	2,40	1,75	0,12	2,80	0,18	0,28
<b>Q</b>				<b>20</b>	<b>30</b>	<b>28</b>	<b>34</b>	<b>29</b>	<b>27</b>	<b>33</b>	<b>24</b>	<b>29</b>	<b>32</b>
<b>A</b>				<b>0</b>	<b>14</b>	<b>10</b>	<b>18</b>	<b>16</b>	<b>17</b>	<b>19</b>	<b>32</b>	<b>23</b>	<b>6</b>
<b>P</b>				<b>80</b>	<b>55</b>	<b>62</b>	<b>48</b>	<b>55</b>	<b>56</b>	<b>48</b>	<b>44</b>	<b>48</b>	<b>62</b>

Tabela 1 – Composição modal (%) e projeção Q-A-P para rochas da Suíte Salomão. *Modal Composition(%) and Q-A-P projection of Salomão Suite.* (conclusão)

Número de campo	28		24*		47*		40				14*					
	Centenário	Centenário	Piragi	Salomão	Salomão	Salomão	Salomão	Salomão	Salomão	Salomão	Salomão	Jaguarião	Jaguarião	Jaguarião	Jaguarião	
Localidade	JUN28B	JUN28C	JUNB-24	SB40A16	SB40A17	SB40A14	JJ-14	JJ-16	JJ-17	SB-14-A	JJ-5	SB-14-AJ	SB-14-B	SB-14-B	Jaguarião	
Amostra	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	
Mineral (%)	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	
Quartzo	20,90	23,54	27,82	29,08	25,83	31,70	27,84	29,09	29,78	33,62	34,95	32,47	33,51	33,51	32,47	33,51
Fd. Potássico	22,11	24,95	26,31	25,33	28,47	21,86	26,12	24,38	24,01	24,31	22,48	27,97	26,18	26,18	27,97	26,18
Plagioclásio	38,87	33,34	29,39	34,85	35,24	35,26	36,35	36,55	35,73	33,24	34,70	32,24	32,90	32,90	32,24	32,90
Biotita	13,33	11,62	10,60	7,65	5,41	7,89	6,55	7,60	7,64	4,37	4,47	3,90	3,73	3,73	3,90	3,73
Clinopiroxênio	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ortopiroxênio	1,62	1,62	1,04	0,94	0,87	0,86	0,91	0,87	0,88	0,39	0,33	0,28	0,39	0,39	0,28	0,39
Anfibólio	0,28	0,81	0,71	tr.	0,97	tr.	0,91	tr.	tr.	0,18	0,16	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Muscovita	tr.	tr.	tr.	tr.	-	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Granada	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Epidoto	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Esfeno	0,49	0,75	0,84	0,37	0,20	0,18	0,27	0,18	0,23	0,35	0,29	0,80	0,34	0,80	0,80	0,34
Apatita	1,13	1,06	0,59	0,90	0,71	0,78	0,80	0,73	0,80	0,47	0,47	0,33	0,47	0,33	0,47	0,47
Zircão	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Sericita	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Clorita	0,42	1,48	2,21	0,79	tr.	0,87	0,16	0,17	0,54	2,14	2,00	1,73	1,58	1,73	2,00	1,58
Min. Opacos	0,85	0,83	0,49	0,09	2,30	0,60	0,09	0,43	0,39	0,93	0,15	0,28	0,90	0,28	0,15	0,90
<b>Q</b>	<b>26</b>	<b>29</b>	<b>33</b>	<b>33</b>	<b>29</b>	<b>36</b>	<b>31</b>	<b>32</b>	<b>33</b>	<b>37</b>	<b>38</b>	<b>35</b>	<b>36</b>	<b>35</b>	<b>38</b>	<b>36</b>
<b>A</b>	<b>27</b>	<b>30</b>	<b>32</b>	<b>28</b>	<b>32</b>	<b>25</b>	<b>29</b>	<b>27</b>	<b>27</b>	<b>27</b>	<b>24</b>	<b>30</b>	<b>28</b>	<b>30</b>	<b>24</b>	<b>28</b>
<b>P</b>	<b>47</b>	<b>41</b>	<b>35</b>	<b>39</b>	<b>39</b>	<b>40</b>	<b>40</b>	<b>41</b>	<b>40</b>	<b>36</b>	<b>38</b>	<b>35</b>	<b>36</b>	<b>35</b>	<b>38</b>	<b>36</b>





Tabela 3 – Análises químicas de elementos traços (ppm) para rochas da Suíte Salomão. *Trace elements (ppm) analyses of Salomão Suite.* (continua)

Amostra Local Litotipo	JC-43	JC-25	JJ-57-B	JC-53	JJNB-34	SB-27-A	JJ-20	JJ-10	JJNB28B	JJNB28C	JO-7	JJNB-24	JC-47
	Cach. Mato Norito	Alho Charmo-end	Nanuque Charmo-end	Curvelo Charmo-end	Cruz do Sul Charmo-end	Sao Paulin Charmo-end	Sao Paulin Charmo-nd	Sao Paulin Charmo-nd	Centenário Charmo-nd	Centenário Charmo-nd	Ibirajá Enderbitto	Piragi Charmo-nd	Sta. Luz. Nrt Charmo-nd
Cr	114	nd	16	38	nd	25	53	39	nd	nd	nd	nd	3
Ni	48	ndt.	6	14	nd	9	9	9	nd	nd	nd	nd	6
Co	49	ndt.	66	66	nd	107	122	114	nd	nd	nd	nd	51
V	nd	ndt.	nd	nd	136	133	132	132	87	81	nd	53	nd
Cu	13	ndt.	18	13	nd	15	16	16	nd	nd	nd	nd	4
Pb	59	ndt.	76	79	nd	nd	nd	ndt.	ndt.	ndt.	nd	nd	69
Zn	99	ndt.	223	166	nd	150	142	146	nd	nd	nd	nd	78
Rb	24	103	172	111	138	ndt.	ndt.	ndt.	122	141	80	267	94
Cs	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.
Ba	911	4356	576	1136	826	2502	2750	2625	1482	1644	377	1186	466
Sr	1822	1440	602	384	499	932	916	924	406	440	215	317	227
Ga	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	10	nd	nd	nd	16	19	nd	14	nd
Nb	10	47	27	30	22	7	nd	4	30	34	14	11	8
Hf	ndt.	nd	28	13	ndt.	ndt.	ndt.	nd	20	23	nd	17	nd
Zr	193	563	988	560	319	419	326	373	887	1006	148	737	151
Y	14	44	56	38	15	27	27	27	34	31	24	5	29
Th	nd	12	12	21	22	nd	nd	nd	12	12	nd	184	nd
U	nd	nd	nd	13	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
F	843	3174	5044	2344	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	663	nd	622
Cl	498	1229	422	448	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	nd	nd	nd
Be	nd	nd	nd	nd	nd	4	4	4	nd	nd	nd	nd	nd
K/Rb	318	378	169	244	214	ndt.	ndt.	ndt.	316	299	197	162	265
K/Ba	9	20	50	24	36	12	11	12	26	26	42	36	54
Y+Nb	24	62	106	67	37	34	nd	31	65	66	38	16	37
Rb/Sr	0,01	0,05	1,02	0,29	0,28	ndt.	ndt.	ndt.	0,30	0,32	0,37	0,84	0,42
Zr/Hf	nd	50	36	42	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	44	43	nd	42	nd

nd = não detectável  
ndt. = não determinado

Tabela 3 – Análises químicas de elementos traços (ppm) para rochas da Suíte Salomão. Trace elements (ppm) analyses of Salomão Suite. (continuação)

Amostra	SB40A16		SB40A17		SB40A14		JJ-14		JJ-16		JJ-17		SB-14-A		JJ-5		SB-14-AJ		SB-14-B		JJ-8		SB-14-BJ		JO-12		SB-24-A		
	Local	Litotipo	Salomão	Charnockito	Salomão	Charnockito	Salomão	Charnockito	Salomão	Charnockito	Salomão	Charnockito	Jaguaraõ	Charnockito	Jaguaraõ	Charnockito	Jaguaraõ	Charnockito	Jaguaraõ	Charnockito	Jaguaraõ	Charnockito	Jaguaraõ	Charnockito	Cruz. do Sul	Granitóide	Granitóide	Granitóide	
Cr	4	nd	14	2	7	8	5	nd	2	2	5	2	5	2	3	2	2	5	2	3	2	3	2	2	nd	nd	4	4	
Ni	ndt.	nd	nd	nd	nd	nd	5	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
Co	90	49	90	70	70	80	224	224	121	121	165	165	28	28	99	51	51	112	112	99	99	51	51	nd	nd	nd	112	112	
V	41	33	41	30	36	28	18	18	17	17	11	11	8	8	9	3	3	31	31	9	9	3	3	nd	nd	nd	31	31	
Cu	14	8	10	11	9	11	nd	nd	nd	nd	33	33	nd	nd	nd	84	84	2	2	nd	nd	84	84	nd	nd	nd	2	2	
Pb	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.
Zn	125	110	116	118	113	117	10	10	28	28	nd	nd	25	25	28	nd	nd	30	30	28	28	nd	nd	nd	nd	nd	30	30	
Rb	ndt.	ndt.	ndt.	211	193	207	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	168	168	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	96	96	168	168	
Cs	ndt.	ndt.	ndt.	nd	nd	8	nd	nd	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	nd	nd	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	nd	nd	nd	nd	nd	
Ba	1601	1650	1862	1422	1407	1389	1372	1372	1550	1550	1649	1649	1095	1095	1157	1267	1267	3041	3041	1157	1157	1267	1267	467	467	3041	3041	3041	
Sr	300	290	310	295	261	301	426	426	413	413	361	361	339	339	346	278	278	545	545	346	346	278	278	271	271	545	545	545	
Ga	nd	ndt.	ndt.	23	14	17	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	10	10	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	10	10	
Nb	7,0	6,0	6,0	37,0	28,0	36,1	1,0	1,0	2,0	2,0	14,2	14,2	4,0	4,0	6,0	23,9	23,9	6,1	6,1	6,0	6,0	23,9	23,9	10,0	10,0	6,1	6,1	6,1	
Hf	ndt.	ndt.	ndt.	16,00	14,02	14,03	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	9,12	9,12	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	9,12	9,12	
Zr	320	370	432	700	598	607	493	493	510	510	587	587	301	301	332	359	359	409	409	332	332	359	359	157	157	409	409	409	
Y	33	22	29	32	26	17	6	6	8	8	8	6	7	7	22	11	11	11	11	22	22	11	11	20	20	11	11	11	
Th	ndt.	ndt.	ndt.	14	15	9	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	39	39	nd	nd	nd	nd	nd	9	9	39	39	39	
U	ndt.	ndt.	ndt.	nd	nd	nd	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	nd	nd	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	nd	nd	nd	nd	nd
F	ndt.	ndt.	ndt.	1550	2454	1854	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	1014	1014	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	581	581	1014	1014	
Cl	ndt.	ndt.	ndt.	506	480	362	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	558	558	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	nd	nd	558	558	
Be	5	5	6	nd	nd	nd	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2	2	1	1	1	nd	nd	2	2	2	
K/Rb	ndt.	ndt.	ndt.	190	196	180	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	208	208	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	216	216	208	208	
K/Ba	24	25	18	28	27	27	27	27	22	22	25	25	36	36	31	33	33	12	12	31	31	33	33	45	45	12	12	12	
Y+Nb	40	28	35	69	54	53	7	7	nd	nd	22	22	11	11	28	35	35	17	17	28	28	35	35	30	30	17	17	17	
Rb/Sr	ndt.	ndt.	ndt.	0,72	0,74	0,69	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,31	0,31	ndt.	ndt.	nd	nd	nd	nd	0,36	0,36	0,31	0,31	
Zr/Hf	nd	nd	nd	44	43	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	nd	nd	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	ndt.	nd	nd	nd

nd = não detectável  
ndt. = não determinado

Tabela 3 – Análises químicas de elementos traços (ppm) para rochas da Suíte Salomão. Trace elements (ppm) analyses of Salomão Suite. (conclusão)

Amostra	JC-43	JC-38	JC-25	JJ-57-B	JC-53	SB-27-A	JO-7	JJ-14	JJ-16	JJ-17	SB-14-A	JO-12	SB-24-A
Local	Cach. Matc	Cajuita	Alho	Nanuque	Curvelo	Sao Paulin	Ibirajá	Salomão	Salomão	Salomão	Jaguarão	Cruz. do Sul	Guaratinga
Litotipo	Norito	Charno-end	Charno-end	Charno-end	Charno-end	Charno-end	Enderbito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Charnockito	Granitóide	Granitóide
La	38,86	153,70	114,70	109,60	106,80	127,50	16,90	110,50	104,80	85,13	42,16	28,82	165,19
Ce	87,07	327,20	278,60	296,40	267,10	305,30	39,27	260,50	275,40	203,90	90,87	65,44	315,15
Nd	38,85	138,30	135,80	144,10	121,80	141,30	18,04	109,30	130,10	84,60	29,45	28,56	96,22
Sm	4,36	15,69	17,81	20,91	16,69	19,68	2,67	15,11	17,45	12,52	4,65	4,11	10,31
Eu	1,39	2,74	2,78	1,50	2,48	2,90	0,62	2,03	2,55	2,27	0,80	0,82	1,54
Gd	2,25	8,30	8,30	12,29	8,92	9,53	1,64	6,99	8,67	6,67	2,64	2,61	4,12
Dy	1,57	4,51	4,82	9,20	5,90	5,64	1,55	3,37	4,91	4,42	1,17	1,80	1,88
Ho	0,28	0,78	0,84	1,68	1,07	0,89	0,30	0,60	0,87	0,85	0,20	0,31	0,25
Er	0,58	1,48	1,65	3,75	2,32	1,95	0,73	1,27	1,75	2,15	0,35	0,68	0,53
Yb	0,46	0,77	0,86	2,29	1,40	1,52	0,60	0,57	0,96	1,41	0,18	0,49	0,29
Lu	0,05	0,08	0,11	0,27	0,15	0,18	0,10	0,08	0,12	0,18	0,02	0,07	0,04

concentrações mais altas de Ca e Sr e mais baixas de K e Rb (além das razões K/Rb e Rb/Sr bem inferiores, fig. 3) não permitem que sejam geoquimicamente associadas às rochas de tal série. Deve-se ressaltar que os mangeritos típicos são gerados em ambientes anorogênicos comumente associados a anortositos e granitos rapakivi (Emslie 1991).

### CARACTERIZAÇÃO MAGMÁTICA

A geoquímica das rochas charnockitóides da Suíte Salomão possuem um caráter metaluminoso e uma assinatura cálcio-alcálica/álcali- cálcica rica em elementos incompatíveis e Fe. Ao se confrontar a disposição das amostras no diagrama SiO<sub>2</sub> x K<sub>2</sub>O (Fig. 2) com os campos delimitados por Peccerillo & Taylor (1976) para a separação de séries magmáticas, conclui-se que os charnockitóides da Suíte Salomão são compatíveis com um magmatismo Ca-alcálico de alto K.

No diagrama A/CNK versus A/NK de Maniar & Picolli (1989) da figura 4, a maioria das amostras plotam no campo metaluminoso, com algumas delas junto a linha divisória e outras no campo peraluminoso. As razões A/CNK são próximas de 1 para os termos mais básicos.

Há que se considerar que uma possível gênese da seqüência por mistura de materiais mantélicos e crustais pode estar refletida nestes comportamentos. A formação de magmas Ca-alcálicos por interação de fusões mantélicas e crustais tem sido proposta por vários autores (cf. Hildreth & Moorbath 1988, Tepper *et al.* 1993).

### Elementos terras raras em charnockitos e a distribuição dos elementos incompatíveis

Os charnockitóides da Suíte Salomão possuem teores altos de elementos terras raras (ETR), sobretudo de elementos leves. As concentrações variam bastante, com os valores de La oscilando entre cerca de 150 a 300 vezes do condrito (Fig. 5A). Os valores variam muito, principalmente nos litotipos mais ácidos, os quais exibem os menores teores em toda a suíte.

Os padrões de ETR mostram-se, no geral, moderadamente a fortemente fracionados para os termos mais básicos e ácidos respectivamente, com razões (Ce/Yb)<sub>N</sub>, situando-se entre 25 a 160.

O fracionamento dos ETR é mais significativo para os termos mais diferenciados e mais ácidos (charnockitos e granitóides). Não se observam variações significativas na razão (Eu/Eu\*)<sub>N</sub>, predominando pequenas anomalias (algumas positivas); enquanto os teores de Eu e as razões Sm/Eu exibem uma relação direta com os teores de SiO<sub>2</sub>.

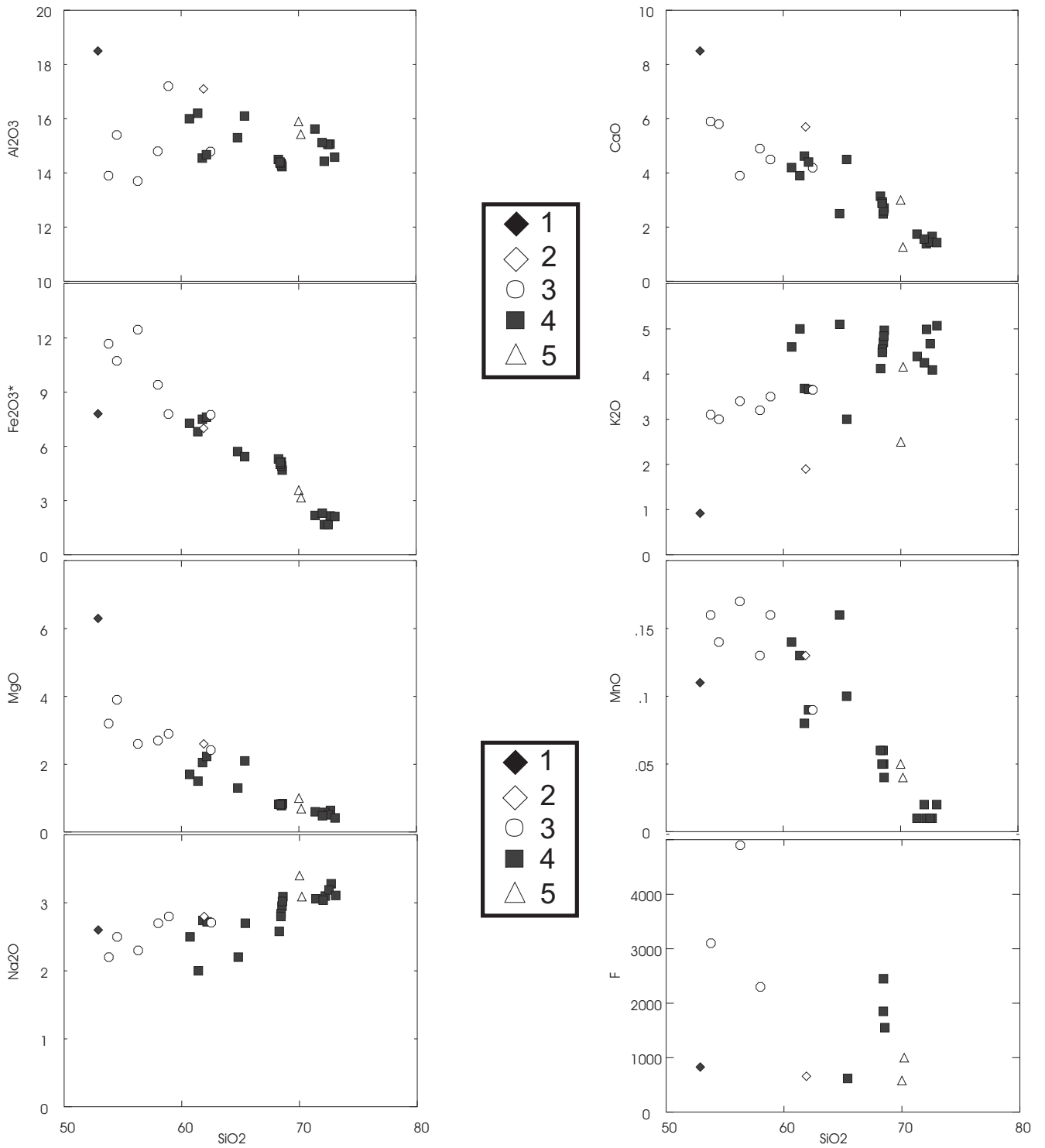


Figura 2 – Diagramas de Harker para amostras da Suíte Salomão: (1) norito; (2) enderbite; (3) charno-enderbite; (4) charnockite e (5) granitóides. *Harker diagrams for samples of the Salomão Suite: (1) norite; (2) enderbite; (3) charno-enderbite; (4) charnockite and (5) granitoids.*

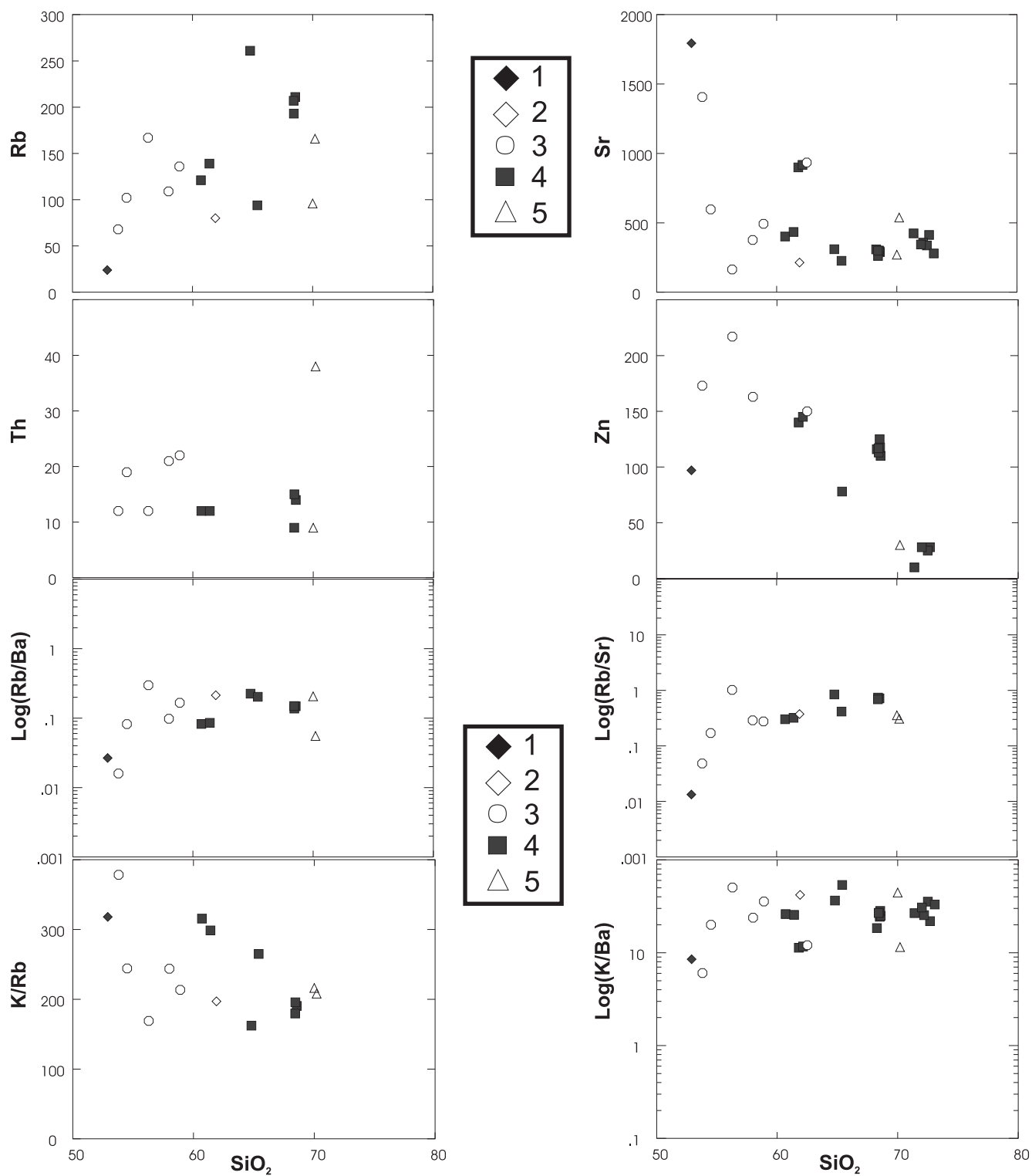


Figura 3 – Diagramas  $\text{SiO}_2$  versus elementos traços (ppm) para amostras da Suíte Salomão: (1) norite; (2) enderbite; (3) charno-enderbite; (4) charnockite e (5) granitoides. Selected  $\text{SiO}_2$  variation diagrams for selected trace elements (ppm) for samples of the Salomão Suite: (1) norite; (2) enderbite; (3) charno-enderbite; (4) charnockite and (5) granitoids.

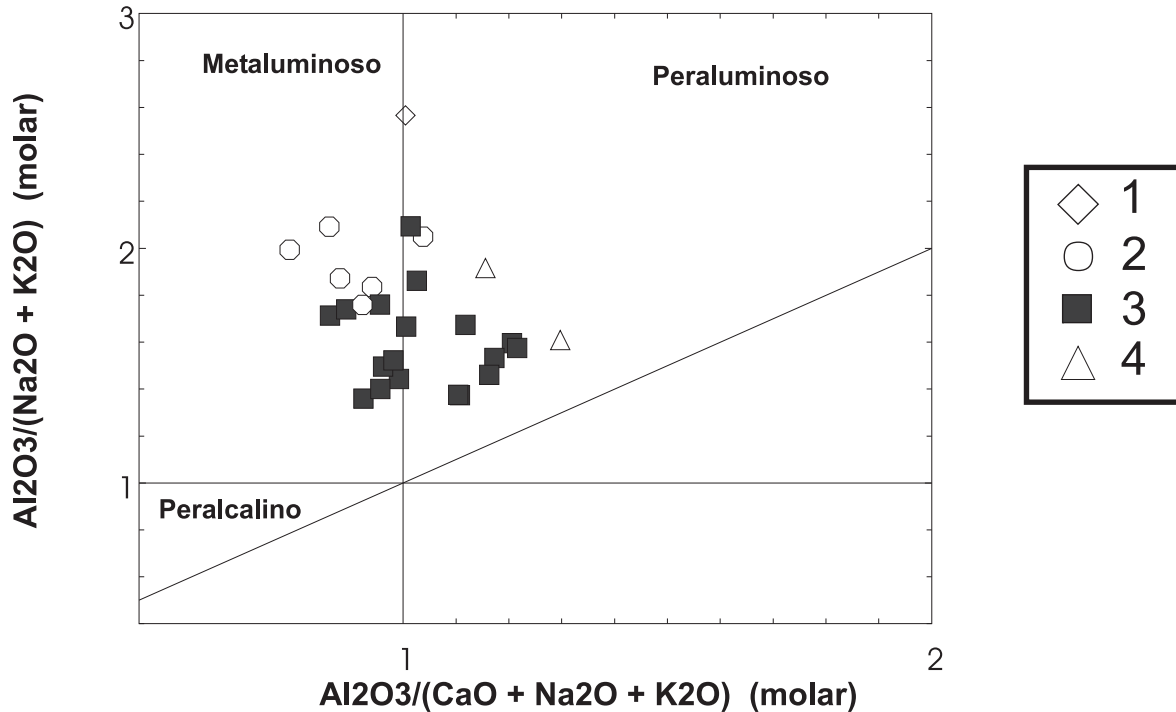


Figura 4 – Diagrama A/CNK versus A/NK para as rochas da Suíte Salomão. Onde: (1) enderbite; (2) charno-enderbite; (3) charnockite e (4) granitóides. A/CNK vs. A/NK diagram for samples of the Salomão Suite: (1) enderbite; (2) charno-enderbite; (3) charnockite and (4) granitoids.

O padrão de distribuição de elementos incompatíveis (Fig. 5B) evidencia um considerável enriquecimento dos mais incompatíveis, sobretudo Ba, seguido por Rb e K. De modo geral, destacam-se as anomalias positivas de Ba e Zr e as anomalias negativas de Ti, Sr e Nb.

As anomalias negativas de Ti, Sr e Nb (Fig. 5B) podem refletir o fracionamento de fases como ilmenita e apatita. No entanto, elas também são pronunciadas nas amostras menos evoluídas, sugerindo uma origem associada a um ambiente de arco magmático, uma vez que tais anomalias têm sido apontadas como uma característica geoquímica de zona de subducção (Pearce 1983, Pearce *et al.* 1984).

## PETROGÊNESE

Muitos granulitos ao redor do mundo mostram baixas concentrações de elementos granitofílicos tais como elementos litófilos de íons grandes (LIL), K, Rb, U, Th, Cs e alta razão K/Rb, talvez como o resultado da depleção durante metamorfismo no fácies granulito (Rollinson & Windley 1980, Sighinolfi 1971).

A razão K/Rb (Fig. 3) média de 200 para amostras félsicas da Suíte Salomão é baixa quando comparada a outros granulitos. Este valor é atípico para rochas depletadas e concorda com aqueles estimados para rochas ígneas (Shaw 1968), corroborando uma origem magmática para estas rochas estudadas. Rollinson & Windley (1980) demonstram que rochas no fácies granulito ao redor do mundo são variavelmente depletadas. Esta variabilidade geoquímica é esperada se as rochas no fácies granulito são formadas por diferentes processos geológicos e acompanhadas por reações de desidratação e perda de voláteis.

Considerando-se os *trends* predominantemente lineares obtidos nos diversos diagramas de variação (figura 2 e 3), suspeita-se que mecanismos de diferenciação por cristalização fracionada e/ou mistura de magmas tenham sido os responsáveis pela evolução da seqüência. No entanto, a dispersão das amostras verificada em alguns gráficos e o efeito de soma constante ao se utilizar a sílica como índice de diferenciação limitam esta interpretação. Em vista disto, a utilização de gráficos que correlacionam elementos incompatíveis com elementos compatíveis é uma

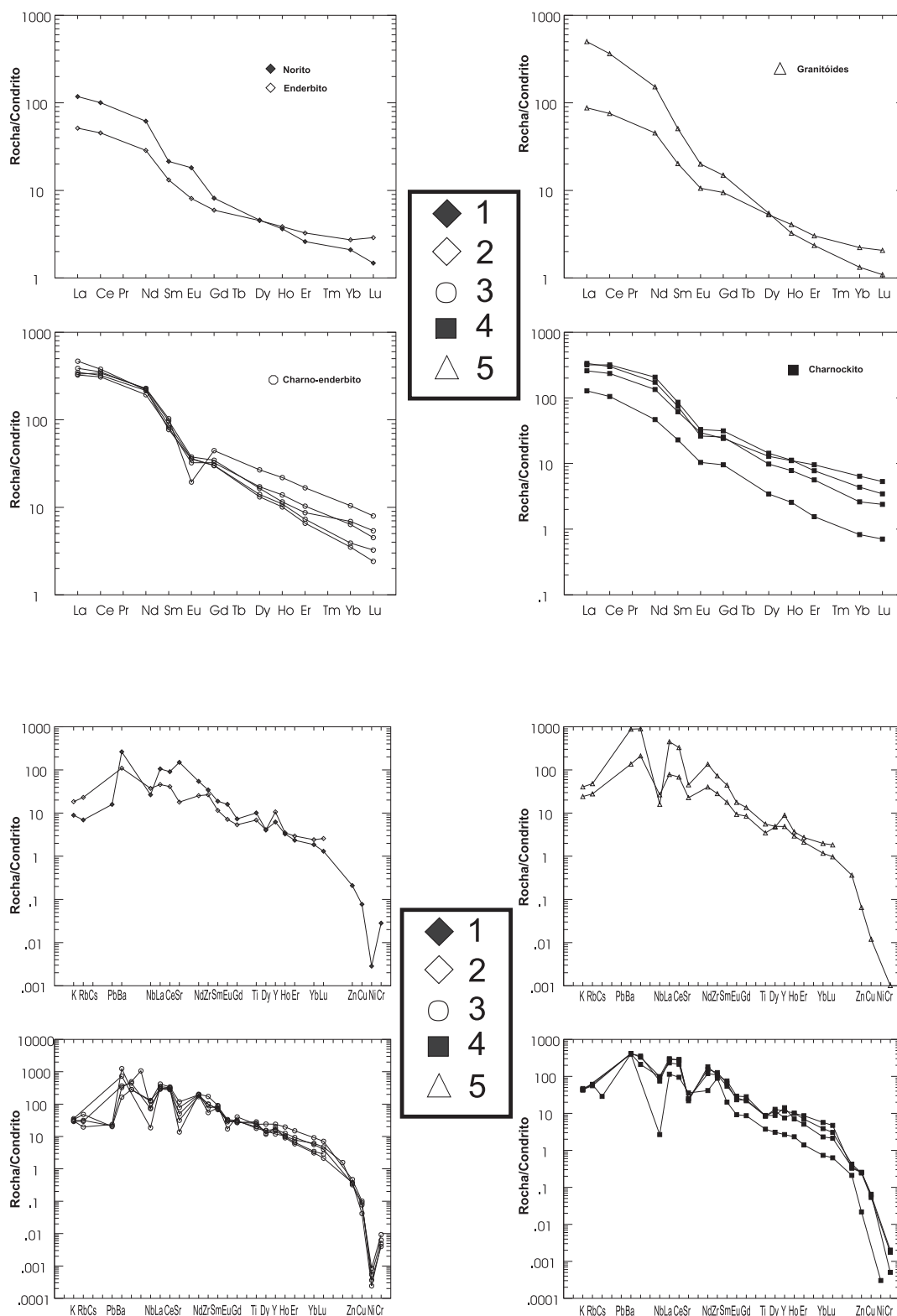


Figura 5 – (A) Padrões de elementos terras raras para as rochas da Suíte Salomão: (1) norito; (2) enderbita; (3) charno-enderbita; (4) charnockito e (5) granitóide. Valores normalizados segundo Sun (1980). (B) Diagrama multi-elementar para as rochas da Suíte Salomão. (A) Chondrite-normalized REE patterns for samples of the Salomão Suite: (1) norite; (2) enderbite; (3) charno-enderbite; (4) charnockite and (5) granitoids. (B) Primitive mantle normalized incompatible element plots.



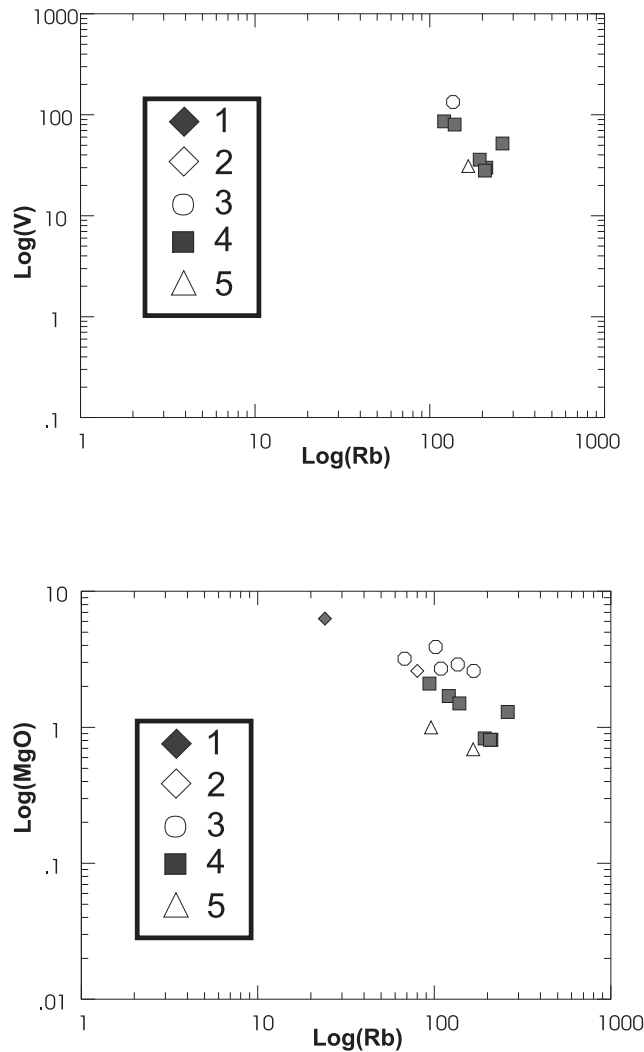


Figura 6 – Diagramas de variação de elemento incompatível versus elemento compatível para as rochas da Suíte Salomão: (1) norito; (2) enderbite; (3) charno-enderbite; (4) charnockito e (5) granitóide. *Variation diagrams of incompatible element versus compatible element for samples of the Salomão Suite: (1) norite; (2) enderbite; (3) charno-enderbite; (4) charnockite and (5) granitoids.*

tentativa útil para a proposição dos mecanismos atuantes.

Nos diagramas da figura 6 estão plotados elemento incompatível (Rb) versus elementos compatíveis (V e Mg). Observa-se que a amostra do norito situa-se no extremo menos evoluído do *trend* definido, o que indica que ela pode representar a composição mais próxima do magma parental para este conjunto. O comportamento geoquímico desta suíte pode ser explicado da seguinte maneira: as amostras evoluem para os termos mais diferenciados; com acentuado decréscimo dos teores dos elementos compatíveis (V e Mg), um considerável aumento de Rb e menores concentrações de Sr. A tendência observada para estas amostras pode ser explicada por processos

de diferenciação por cristalização fracionada (com fracionamento de plagioclásio, ortopiroxênio, ilmenita e talvez feldspato alcalino) a partir de um magma com composição diorítica.

A geração de magmas tipo-A enriquecidos em elementos incompatíveis, como é o exemplo dos charnockitóides da Suíte Salomão, tem sido comumente associada ao fenômeno de contaminação das rochas da cunha do manto por desidratação ou fusão parcial da placa litosférica subductada, em zonas de subducção de diferentes idades (Pearce 1983). Magmas derivados ou que sofreram contribuição desta porção enriquecida do manto apresentariam portanto uma assinatura

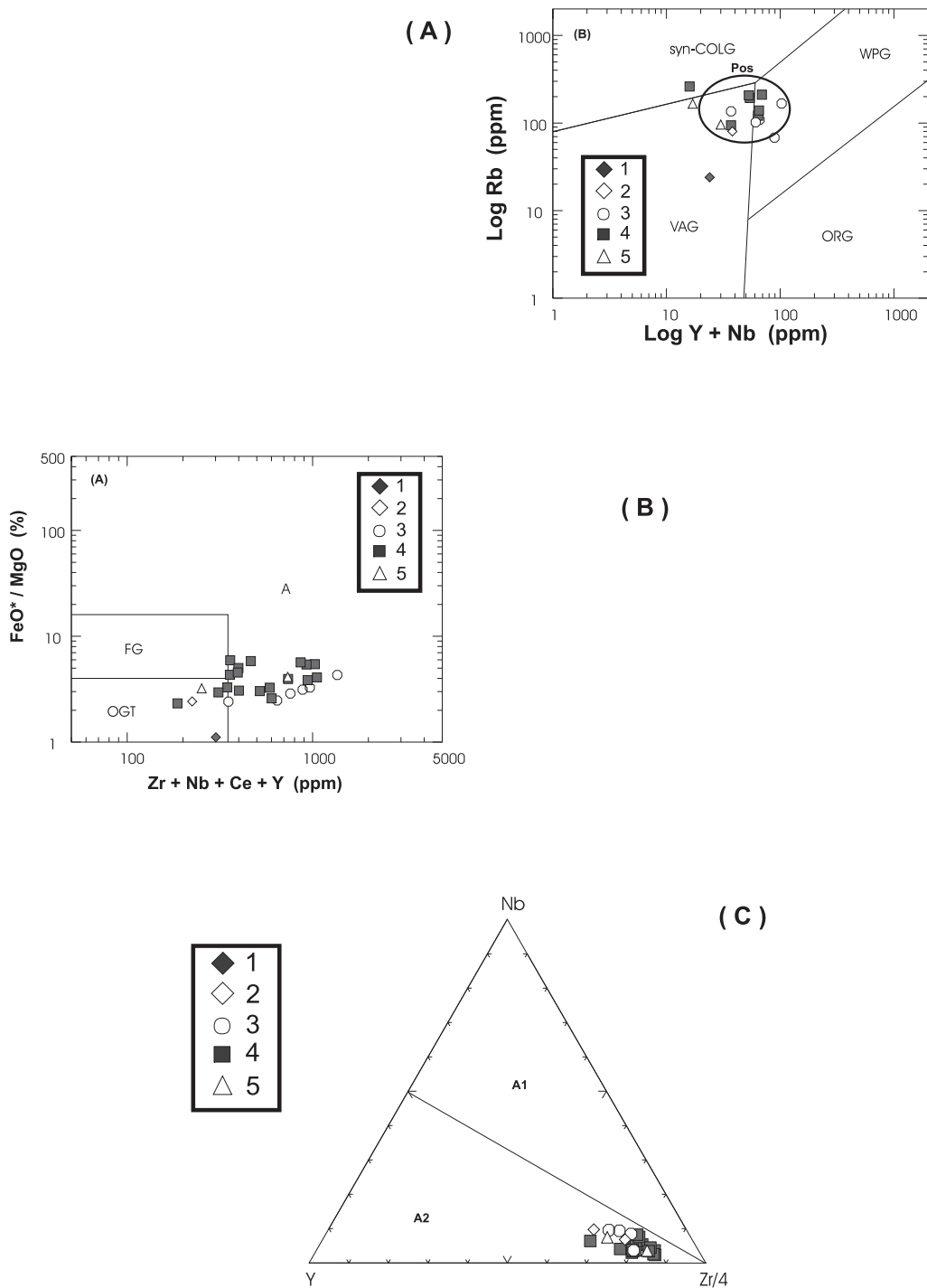


Figura 7 - (A) Diagrama (Y+Nb) versus Rb (Pearce *et al.* 1984) para as rochas da Suíte Salomão, mostrando afinidade com granitos intra-placas (WPG). ORG = granitos de crista oceânica; VAG = granitos de arco vulcânico; SYN-COLG = granitos sin-colisionais e Pos = Granitos pós-tectônicos de Pearce (1996). (B) Diagrama (Zr+Nb+Y) versus [(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO)/MgO] e (B) Diagrama [(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O)/CaO] (% em peso) - (Whalen *et al.* 1987) para as rochas da Suíte Salomão, mostrando a afinidade com granitos do tipo -A. FG = granitos fracionados; OGT = campo para os não fracionados granitoides do tipo -I, -S e -M; e A = campo dos granitoides tipo -A. (C) Diagrama Nb - Y - Zr/4 (Eby 1992) para as rochas da Suíte Salomão, mostrando afinidade com granitos crustais do tipo A<sub>2</sub>; A<sub>1</sub> = granitos derivados do manto. (1) norito; (2) enderbitto; (3) charno-enderbitto; (4) charnokito e (5) granitóide. (A) (Y+Nb) vs. Rb diagrama (Pearce *et al.* 1984) for the Salomão Suite showing affinities with the Within-Plate Granites (WPG); ORG = Ocean Ridge granites; VAG = Volcanic Arc Granites; SYN-COLG = Syn-Collisional granites and Post = Pos-tectonic granites (Pearce 1996). (B) (Zr+Nb+y) vs. [(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO)/MgO] plot (Whalen *et al.* 1987) for the Salomão Suite showing affinities with the A-type granites. FG = fractionated granites; OGT = non-fractionated granites of the I-, S- and M-type granites. (C) Nb-Y-Zr/4 plot for the Salomão Suite showing affinities with the A<sub>2</sub>-type crustal granites of Eby (1992); A<sub>1</sub> = mantle derived granites.

geoquímica característica, marcada por teores elevados de elementos incompatíveis, sobretudo os de íon grande (LILE), acompanhados por relativa deficiência de elementos de alto potencial iônico (HFSE). A ascensão desses magmas previamente enriquecidos através de uma crosta continental espessa provocaria diferentes graus de fusão parcial na mesma. Assim, a contaminação crustal seria inevitável, com a subsequente evolução geoquímica dos magmas, sendo dominada por processos de assimilação-cristalização fracionada (AFC; De Paolo 1981).

## AMBIÊNCIA TECTÔNICA

Os altos conteúdos de  $K_2O + Na_2O$ , a extremamente alta razão  $FeOt/(FeOt+MgO)$  e o elevado conteúdo de HFSE para as rochas da Suíte Salomão indicam uma forte afinidade geoquímica com granitos do tipo – A como definido por Loiselle & Wones (1979), Collins *et al.* (1982) e Whalen *et al.* (1987).

A maioria das rochas félsicas da Suíte Salomão caem no limite ou dentro do campo dos VAG (Granitóides de Arco Vulcânico) no diagrama discriminante tectônico de Pearce *et al.* (1984) mostrado na fig. 7A. Usando o esquema de discriminação tectônica para granitóides de Maniar & Piccoli (1989), as rochas estudadas tanto podem estar no campo dos granitóides de arco de ilha/continental (CAG/IAG) ou granitóides de colisão continental (CCG).

Whalen *et al.* (1987), através do diagrama  $(Fe_2O_3+FeO)/MgO$  versus  $(Zr+Nb+Y)$  da fig. 7B discrimina a assinatura geoquímica para as rochas da Suíte Salomão como granitos do tipo-A. Com base nesta assinatura geoquímica para a Suíte Salomão, o diagrama ternário Nb-Y-Zr/4 (Eby 1992) com campos para aqueles de fontes crustais (A2) e mantos derivados (A1) têm sido usados (fig. 7C), sugerindo uma importante contribuição crustal ou uma origem essencialmente crustal para os seus magmas parentais.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

A interpretação da origem das rochas félsicas graníticas/charnockíticas e dos noritos máficos da Suíte Salomão deve ser baseada nas seguintes feições: (i) a natureza dos contatos, os quais mostram que as rochas félsicas intrudiram nas rochas máficas, embora muitos contatos transicionais menos comuns ocorram; (ii) as texturas magmáticas das rochas charnockíticas félsicas em contraste com texturas inequivocamente metamórficas dos membros finais máficos; (iii) a mineralogia predominantemente anidra; e (iv) *trends*

homogêneos em muitos diagramas de variação, além do caráter geoquímico não-depletado das rochas félsicas.

Os contatos intrusivos e as texturas magmáticas claramente indicam que as rochas félsicas charnockíticas da Suíte Salomão foram formadas pela cristalização de fundidos graníticos. Algumas possibilidades para a geração dos fundidos graníticos são:

(I) a diferenciação por cristalização fracionada de magmas derivados do manto poderia explicar, ao menos, alguns dos granitóides cálcio-alcálicos de margem continental, e muitas das associações félsicas-máficas. A névoa de *trends* nos diagramas de variação é comumente considerada como uma evidência para a consangüinidade, mas podem ser interpretados à luz da variedade de processos petrológicos tais como contaminação ou diferentes graus de fusão parcial da região fonte (Atherton 1993);

(II) A fusão de rochas crustais aquecidas por magmas máficos quentes derivados do manto. Clemens (1986) postula que o principal mecanismo pelo qual magmas graníticos são gerados é pela ausência de fluidos, com metamorfismo no fácies granulito a temperaturas entre 850°C e 950°C, envolvendo a decomposição das micas e anfibólios. Este processo geraria magmas relativamente secos, cristalizando em sua maioria minerais anidros. Atherton (1993) estabelece que a maioria, senão todos os granitos são crustalmente derivados.

Existem algumas evidências contra a origem da Suíte Salomão por diferenciação a partir da cristalização fracionada de um magma derivado do manto. Estas evidências são a lacuna das ultramáficas (ao menos no presente nível de erosão), a escassez de rochas de composição intermediária, o caráter intrusivo da maioria das rochas félsicas (é difícil explicar como as félsicas, mais evoluídas...) e a lacuna na névoa dos *trends* geoquímicos.

Uma origem dos granitóides pela fusão parcial de rochas crustais sobre condições do fácies granulito é suportada pelo ocasional contato transicional e estruturas do tipo migmatítica, e pela paragênese anidra de alto grau. Os noritos máficos podem ser os restitos constituintes da crosta. Isto é consistente com aquelas texturas metamórficas e pelos *trends* químicos, indicando uma lacuna na consangüinidade entre os granitóides e noritos.

A interpretação de campo dos dados texturais e geoquímicos levam à conclusão de que os noritos máficos e enderbitos da Suíte Salomão são tipicamente restitos crustais. A fusão parcial sob condições anidras do fácies granulito extrai um magma granítico, o qual

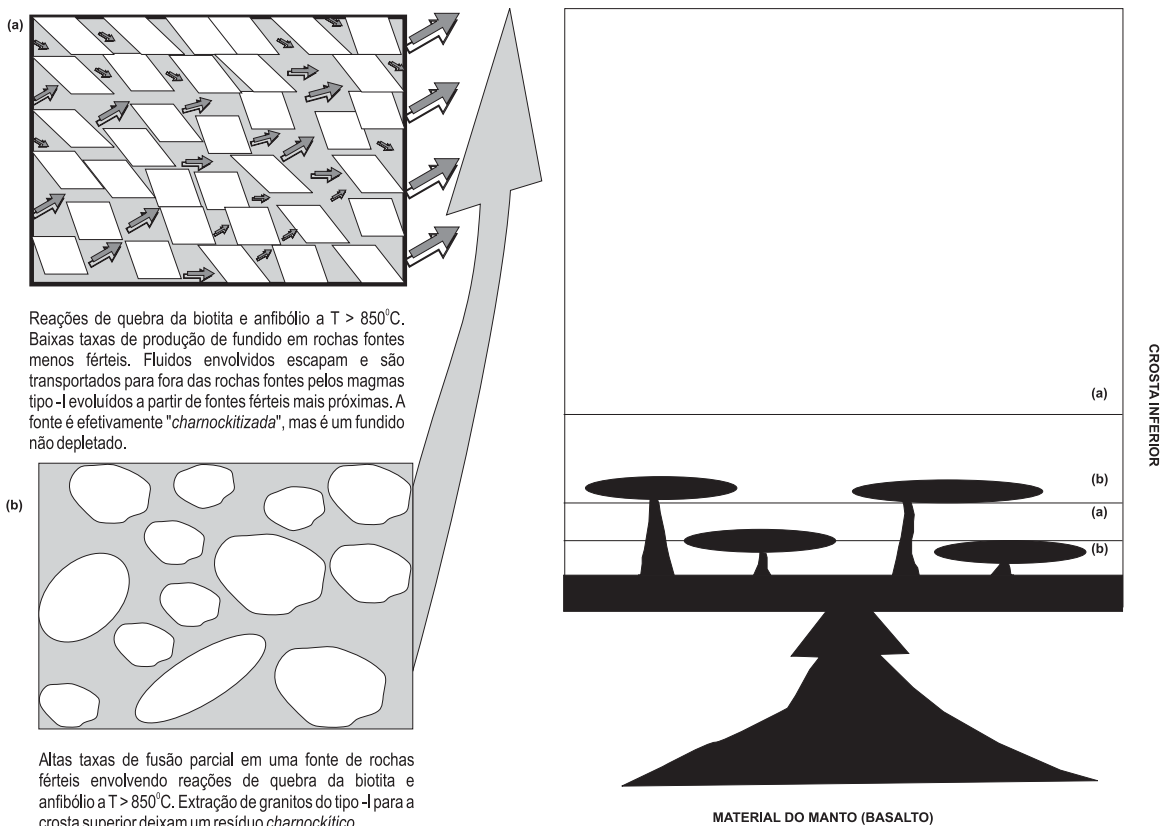


Figura 8 - Representação esquemática dos processos de fusão parcial durante a produção de um magma tipo-I, com a charnockitização das rochas não fundidas facilitada pela efetiva remoção dos voláteis a partir da crosta inferior pelo transporte do magma (Landenberger & Collins 1996). *Underplating* e a injeção de sills basálticos na crosta inferior iniciam a fusão/desidratação das rochas férteis da crosta inferior (quebra da biotita e da hornblenda) e os granitos do tipo-I são formados (b). As reações de desidratação também ocorrem em rochas menos férteis e em nível acima da zona de fusão, sem geração significativa de fundidos (a). Temperaturas superiores são tamponadas pelas reações de desidratação e fusão. A zonas de reação (a) e (b) estão expandidas nos detalhes à esquerda da figura maior. *Schematic representation of partial melting processes during I-type magma production, with charnockitization of unmelted rocks facilitated by effective removal of volatiles from the lower crust by magma transport. Underplating and injection of basaltic sills into the lower crust initiates dehydration melting of fertile lower-crustal rocks (amphibole and mica breakdown) and I-type are formed (b). Dehydration reactions also occur in less fertile rocks and in the layer above the melt zone without significant melt generation (a). Overall temperatures are buffered by dehydration and fusion reactions. Reaction zones (a) and (b) are expanded in detail at left.*

cristalizou como rochas charnockíticas e rochas graníticas à biotita.

Fundidos graníticos, em larga escala, são também extraídos eficientemente a partir da crosta inferior. Evidências de campo e modelamento numérico indicam que podem ser rapidamente extraídos ao longo de rasos sistemas de diques (Clemens & Mawer 1992), ou em zonas de cisalhamento (D'Lemos *et al.* 1992), onde a razão superfície:volume do fundido ascendente nas rochas fontes encaixantes é alta. Tectonismo ativo irá incrementar a velocidade de extração e migração, pela compressão do magma e geração de novos condutos estruturalmente concordantes (Collins & Sawyer 1996).

Sob estas condições, a região fonte pode ser drenada tão logo que se formem os sistemas de condutos interconectados para o fundido, a frações de fundido <

5% (Sawyer 1994). Rápida e eficiente extração de magmas graníticos com baixas frações de fundido favorecem o desequilíbrio da fusão (Sawyer 1994), sugerindo que a composição química da crosta inferior acima e no interior de partes da região fonte irão permanecer virtualmente imutáveis depois que o fundido granítico do tipo-I for removido (Fig. 8).

Um modelo alternativo para a origem deste magmatismo envolve fusão parcial de uma fonte da crosta inferior que foi desidratada, mas não geoquimicamente depletada, durante o evento termal que gerou os magmas tipo -I da Suíte Itagimirim (G3), Celino (1999).

No extremo sul do estado da Bahia e nordeste de Minas Gerais, estes dois magmas parentais têm sido derivados a partir de rochas fontes similares e com graus

de fusão parcial também similares, onde a diferença entre cada tipo deve ser explicada pelas diferentes condições que prevalecem durante a fusão parcial.

A natureza “seca” destes fundidos charnockíticos e/ou do tipo-A tem sido reconhecida (Loiselle & Wones 1979, Collins *et al.* 1982), e sua observação é suportada pelo ortopiroxênio preservado e a cristalização tardia e intersticial de biotita e hornblenda. Elevados conteúdos de HFSE, LILE e ETR leves em magmas tipo A têm sido atribuídos à baixa  $a_{\text{H}_2\text{O}}$ , alta  $a_{\text{HCl}}$  e alta  $a_{\text{HF}}$  por muitos autores (Collins *et al.* 1982, Whalen *et al.* 1987, Eby 1990).

A origem de magmas tipo C (charnockitos ígneos – Kilpatrick & Ellis 1992), é um modelo baseado, no qual um fértil, mas “anidro” granulito é fundido a altas temperaturas. Os magmas tipo C mostram muitas características dos granitos tipo A. Contudo, os charnockitos ígneos são geralmente mais máficos, com magmas parentais contendo ~62% de SiO<sub>2</sub> e contendo hornblenda mais do que biotita como fase tardia cristalizada (intersticial) nos membros

fracionados da série de magma charnockítico (Kilpatrick & Ellis 1992).

Kilpatrick & Ellis (1992) têm sugerido que magmas tipo C são produzidos pela fusão de fontes máficas a intermediárias de alto-K, nas quais a hornblenda foi previamente desidratada, e não é uma fase estável por muito tempo. O baixo conteúdo de CaO e alta razão Ca/Sr dos magmas tipo C é uma evidência que suporta plagioclásio residual, mas não hornblenda, nas rochas fontes da região.

Contudo, os mais altos valores da razão K/Ba, mas menores de K/Rb, dos magmas tipo C relativo aos outros granitóides sugerem que o feldspato alcalino é provavelmente uma importante fase residual durante a produção de magmas tipo C.

Deformação no estado sólido e recristalização parcialmente sobreposta a feições magmáticas tais como contatos intrusivos e feldspatos idiomórficos poderiam refletir um reequilíbrio da composição mineral, o que resultaria nas temperaturas relativamente baixas obtidas nos cálculos termométricos (Celino & Botelho 2000).

## REFERÊNCIAS

- ALMEIDA F.F.M. & HASUI Y. 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blucher, 380p.
- ASHWAL L.D. 1993. *Anorthosites*. Heidelberg, Springer-Verlag, 350p.
- ASHWAL L.D., MORGAN P., HOISCH D. 1992. Tectonics and 21 heat sources for granulite metamorphism of supracrustal-bearing terranes. *Precambrian Research*, **55**: 525-538.
- ATHERTON M.P. 1993. Granite magmatism. *J. Geol. Soc.*, **150**:1009-1023.
- BAILEY D.K. 1978. Continental rifting and mantle degassing. In E.R. Neumann. & I.B. Ramberg (eds.) *Petrology and Geochemistry of Continental Rifts*. Dordrecht, D. Reidel, 1-13.
- CELINO J.J. 1999. *Variação composicional em suítes de granitóides neoproterozóicos e sua implicação na evolução do Orógeno Araçuaí (Brasil) -Oeste Congolês (África)*. Universidade de Brasília, Brasília, Tese de Doutorado, 266p. e anexos.
- \_\_\_\_\_. & BOTELHO N.F. 1997. Granitoids suites in the southernmost State of Bahia, NE Brazil. *Int. Symp. Gran. Assoc. Mineral - ISGAM*, 103-105.
- \_\_\_\_\_. 2000. Termobarometria e sua aplicação em charnockitos ígneos no Cinturão Móvel Costeiro do Brasil. *Geociências*, **19**(1):5-20.
- \_\_\_\_\_. & PIMENTEL M.M. 2000. Genesis of Neoproterozoic Granitoid Magmatism in the Eastern Araçuaí Fold Belt, Eastern Brazil: Field, Geochemical and Sr-Nd Isotopic Evidence. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1):135-139.
- CLEMENS J. D. 1992. Partial melting and granulite genesis: a partisan overview. *Precamb. Res.*, **55**:297-301.
- \_\_\_\_\_. & MAWER C.K. 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, **204**:339-360.
- \_\_\_\_\_. HOLLOWAY J.R. & WHITE A.J.R. 1986. Origin of an A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogists*, **71**:317-324.
- COLLINS W.J., BEAMS S.D., WHITE A.J.R., CHAPPELL B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**:189-200.
- COLLINS W.J & SAWYER E.W. 1996. Pervasive magma transfer through the lower-middle crust during non-coaxial compressional deformation: an alternative to dyking. *Journ. Metam. Geol.* (submitted).
- COORAY P.G. 1969. Charnockites as metamorphic rocks. *American Journal of Sciences*, **267**:969-982.
- CORDANI U.G. 1973. *Evolução geológica pré-cambriana da faixa costeira do Brasil entre Salvador e Vitória*. Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre-Docência, 98p.
- CREASER R.A., PRICE R.C. & WORMOLD R.J. 1991. A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. *Geology*, **19**:163-166.
- D'LEMOES R.S., BROWN M. & STRACHAN R.A. 1992. The relationship between granite and shear zones: magma generation, ascent and emplacement within a transpressional

orogen. *J. of the Geol. Soc.*, **149**:487-490.

DE PAOLO D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, **53**:189-202.

DUCHESNE J.C. 1990. Origin and evolution of monzonites related to anorthosites. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **90**:189-198.

\_\_\_\_\_. WILMART E., DEMAÏFFE D., HERTOGEN J. 1989. Monzonites from Rogaland (Southwest Norway): a series of rocks coeval but not comagmatic with massif-type anorthosites. *Precambrian Research*, **45**:111-128.

EBY G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, **20**:641-644.

EMSLIE R.F. 1991. Granitoids of rapakivi granite-anorthosite and related associations. *Precambrian Research*, **51**:173-192.

GOMES E.P. 1995. *Les intrusions de Piracaia et de Salmão (État de São Paulo, Brésil) témoins d'un magmatisme potassique en fin d'orogénese Brésilienne*. Université de Paris-Sud, Orsay. Paris, These, 205p.

GUIMARÃES D. 1956. *Os charnockitos de Espírito Santo e Belo Horizonte*. Instituto de Tecnologia Industrial (Boletim **23**:1-30).

HASUI Y. & OLIVEIRA M.A.F. de. 1984. Província Mantiqueira. In F.F.M. de Almeida & Y. Hasui (coords.) *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blucher, 308-344.

HERBERT H.J., MULLER G., ROESER H., SCHULZ-KUHNT D., TOBSCHALL H.J. 1991. Comparison of geochemical data from gneiss-migmatite and granulite facies terrains, eastern Minas Gerais, Brazil. *Cbemie der Erde*, **51**:187-200.

HOLLAND T.H. 1900. The charnockite series, a group of Archean hypersthene rocks in peninsular India. *Geological Survey of India Memoir*, **28**(2):192-249.

HILDRETH W. & MOORBATH S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **98**:455-489.

JORDT-EVANGELISTA H. 1996. Igneous charnockites in the southeastern transition zone between the São Francisco Craton and the Costeiro Mobile Belt, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **26**(2):93-102.

KILPATRICK J.A. & ELLIS D.J. 1992. C-type magmas: igneous charnockites and their extrusive equivalents. *Trans. of the Royal Soc. of Edinburgh*, **83**: 155-164.

LANDENBERGER B. & COLLINS J. 1996. Derivation of A-type granites from a Dehydrated Charnockitic Lower Crust: Evidence from the Chaelundi Complex, Eastern Australia. *Journal of Petrology*, **37**(1):145-170.

LOISELLE M.C. & WONES D.R. 1979. Characteristics of anorogenic granites. *Geol. Soc. of Am. Abstracts with Programs*, **11**, p. 468

MANIAR P.D. & PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids, *Geological Society of America Bulletin*, **101**:635-643.

MELLO F.M. 2000. *Litogeoquímica e química mineral do maciço charnockítico Aimorés, MG*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 217p.

MENDES J.C. 1996. *Caracterização petrogenética das bordas noríticas e charnoquitóides dos maciços de Venda Nova e Várzea Alegre, ES*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 238p.

MENDES J.C., McREATH I., WIEDEMANN C.M., FIGUEIREDO M.C.H. 1997. Charnockitóides do maciço Várzea Alegre: um novo exemplo do magmatismo cálcio-alcalino de alto-K no arco magmático do Espírito Santo. *Revista Brasileira de Geociências*, **27**(1):13-24.

NEWTON R.C. 1992. An overview of charnockite. *Precambrian Research*, **55**:399-405.

OWENS B.E., ROCKOW M.W., ICENHOWER J.P., DYMCK, R.F. 1993. Jotunites from the Grenville Province, Quebec: petrological characteristics and implications for massif anorthosite petrogenesis. *Lithos*, **30**:57-80.

PEARCE J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes.*, **19**(4):120-125.

PEARCE J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In C.J. Hawkesworth & M.J. Norry (eds.) *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Publishing Limited, 230-249.

PEARCE J.A., HARRIS N.B.W. & TINDLE A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**:956-983.

PECCERILLO A. & TAYLOR S. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol*, Berlin, **70**:63-81.

ROLLINSON H.R. & WINDLEY B.F. 1980. Selective elemental depletion during metamorphism of Archean granulites, Scourie, NW Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **72**:257-263.

SAWYER E.W. 1994. Melt segregation in the continental crust. *Geology*, **22**:1019-1022.

SHAW D.M. 1968. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **32**:573-601.

SIGHINOLFI G.P. 1971. Investigations into deep crustal levels: fractionating effects and geochemical trends related to high-grade metamorphism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **35**:1005-1021.

SILVA J.M.R. da, LIMA M.I.C. de, VERONESE V.F., RIBEIRO Jr. R.N., ROCHA R.M. & SIGA Jr. O. 1987. Geologia. In Brasil - MME. *Projeto Radambrasil*. Folha SE.24- Rio Doce, Rio de Janeiro, 544p.

SILVA FILHO M.A. de, MORAES FILHO O., GIL C.A.A. & SANTOS R.A. 1974. *Projeto Sul da Bahia, geologia da folha SD.24-Y-D, relatório final*. Salvador, DNPM/CPRM, **1**.

SUN S.S. 1980. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**:179-192.

TEPPER J.H., NELSON B.K., BERGANTZ G.W. & IRVING A.J. 1993. Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **113**:333-351.

TURNER S.P., FODEN J.D. & MORRISON R.S. 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: an example from the Padthaway Ridge, South

Australia. *Lithos*, **28**:151-179.

WHALEN J.B., CURRIE K.L., CHAPPELL B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**:407-419.

WIEBE R.A. 1992. Proterozoic anorthosites complexes. In K.C. Condie (ed.) *Proterozoic Crustal Evolution. Develop. In Precamb. Res.*, Amsterdam, Elsevier, **10**:215-262.