Litogeoquímica dos granulitos ortoderivados da cidade de Salvador, Bahia

Jailma Santos de Souza^{1,2}, Johildo S. F. Barbosa² & Luiz César Correa-Gomes,^{2,3}

Resumo A região que compreende a cidade de Salvador é subdividida em três domínios geológicos principais: (i) a Bacia Sedimentar do Recôncavo, limitada a leste pela Falha de Salvador; (ii) a Margem Costeira Atlântica, formada por depósitos terciários e quaternários modelados por flutuações climáticas e do nível relativo do mar; e (iii) o Alto de Salvador, que representa um *horst* de litotipos cristalinos, metamórficos de alto e médio grau. Estudos realizados por Barbosa *et al* (2005), no Alto de Salvador, mostraram uma história geológica complexa, com grande diversidade de litotipos metamórficos de alto grau, deformados de modo polifásico e frequentemente cortados por corpos tabulares monzo-sienograníticos e diques máficos. Os litotipos metamórficos ortoderivados representam a associação litológica predominante em Salvador. Os estudos petrográficos e petroquímicos realizados neste trabalho subdividiram estes litotipos em granulitos tonalíticos (T1, T2), granulitos charnoenderbíticos (CHED1, CHED2, CHED3), granulitos monzocharnockíticos (MZCH), e granulitos quartzo-monzodioríticos (QMZD1, QMZD2, QMZD3). A litogeoquímica mostra que a maioria dos granulitos ortoderivados se originaram a partir de magma cálcio-alcálico, sendo alguns tipos (T1, T2) pobres em K₂O e outros (CHED1, CHED2, MZCH, QMZD1, QMZD2, QMZD3) ricos nesse elemento. Entretanto, um deles (CHED3) pode ser derivado de magma transicional toleítico/calcio-alcálico. Quanto aos elementos traços verifica-se certa similaridade nos *spidergrams* dos litotipos estudados, com anomalias positivas de Ba, La, Zr e Y, e negativas de K, Ti, Ho, Yb e P. Por sua vez, os padrões de ETR são relativamente distintos, apresentando um forte fracionamento entre os ERTL em relação aos ETRP, característicos de magmas cálcio-alcálicos. Excetua-se o subtipo CHED3, que apresenta uma disposição aproximadamente subhorizontal, mais próxima de magmas toleíticos.

Palavras-chave: litotipos ortoderivados, granulitos, litogeoquímica.

Abstract *Lithogeochemistry of the orthoderived granulites of the Salvador city, Bahia, Brazil.* The region in which the city of Salvador is located is subdivided into three main geologic domains: (i) the Recôncavo sedimentary basin, limited in the east by the Salvador Fault; (ii) the coastal plain, formed of tertiary and quaternary deposits shaped by climatic changes and sea level variations and (iii) the Salvador high, that represents one horst of crystalline high to medium grade lithotypes. Studies carried out by Barbosa *et al* (2005), in the Salvador High have shown a complex geologic history, with great diversity of high grade metamorphic lithotypes, poliphasically deformed and frequently cut by monzosienogranites and mafic dikes. The orthoderived metamorphic lithotypes represent the predominant lithologic association in Salvador. Petrographic studies has subdivided these lithotypes in tonalitic granulites (T1, T2), charnoenderbitic granulites (CHED1, CHED2, CHED3), monzocharnockitic granulites (MZCH) and quartz-monzodioritic granulites (QMZD1, QMZD2, QMZD3). The lithogeochemistry shows that the orthoderived granulites were originated from calcalkaline magma, being in some types (T1, T2), poor in potassium and others (CHED1, CHED2, MZCH, QMZD), rich in that element, and/or of calcalkaline toleitic transitional magma as, for example, the subtype CHED3. Considering the trace elements, a similarity in the spidergrams of the studied lithotypes is verified, with positive anomalies of Ba, Th, Zr and Y, and negative anomalies of K, Y, Ho, Yb and P. The REE patterns of these lithotypes are relatively distinct, presenting a strong fractionation of the LREE in relation to the HREE, which is characteristic of calcalkaline magmas, excepting subtype CHED3, which presents an approximately subhorizontal disposal, similar to that of tholeiitic magmas.

Keywords: orthoderived lithotypes, granulites, lithogeochemistry.

INTRODUÇÃO O trabalho apresenta os principais dados petrográficos e litogeoquímicos dos granulitos ortoderivados que constituem, predominantemente, o substrato de Salvador. Os dados geológicos, aqui apre-

sentados, serão incorporados ao mapa geológico de Salvador, o qual servirá de base para estudos futuros relacionados a problemas atualmente existentes nessa metrópole, como, por exemplo, a ocupação desordena-

1 - Universidade Federal da Bahia, Programa de Pós-graduação em Petrologia, Metalogênese e Exploração Mineral, Salvador, (BA), Brasil. E-mail: jailmasouza@gmail.com

2 - Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, Núcleo de Geologia Básica, Salvador (BA), Brasil.

E-mail: johildo@cpgg.ufba.br, lccgomes@ufba.br

3 - Centro Federal de Educação Tecnológica da Bahia, Departamento de Ciências Aplicadas, Coordenação de Geologia, Salvador, (BA), Brasil. E-mail: gomes@cefetba.br

da da área urbana e a visão restrita do quadro hidrogeológico e geotécnico, que se configuram como de interesse singular, tendo em vista os graves impactos ambientais, sociais e econômicos ali estabelecidos.

MATERIAIS E MÉTODOS A partir dos estudos petrográficos, identificou-se a mineralogia dos litotipos encontrados, classificando e relacionando suas texturas e paragêneses minerais com as fácies metamórficas e fases de deformação. Analisou-se 63 amostras dos granulitos ortoderivados para determinação de elementos maiores, traços e terras raras (ETR) no laboratório da GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda, por meio das metodologias de fluorescência de raios-X, absorção atômica e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectroscopy*). Por fluorescência de raios-X, determinou-se SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 , P_2O_5 , MnO , e os elementos traços V, Rb, Ba, Sr, Ga, Nb, Zr, Y e Th, obtendo-se uma precisão próxima de 100% nos primeiros e de até 1ppm nos últimos. Por ICP-MS, foram determinados os ETR, essenciais na identificação e classificação dos protólitos granulíticos. Por espectrometria de absorção atômica, determinou-se os teores de Na_2O e K_2O , análise esta complementar àquelas obtidas por ICP-MS e fluorescência de raios-X. Para detalhar e caracterizar o comportamento litogeoquímico dos litotipos metamórficos ortoderivados de Salvador, empregou-se diagramas bivariantes com sílica como índice de diferenciação, bem como diagramas multi-elementares dos elementos traços (*spidergrams*), além de padrões de elementos terras raras.

GEOLOGIA REGIONAL E TRABALHOS ANTERIORES A região que compreende a cidade de Salvador está inserida na confluência de duas macro-unidades tectônicas importantes: (i) a primeira alongada na direção NE-SW, correspondente à Faixa Salvador-Esplanada (Barbosa & Dominguez 1996); e (ii) a segunda, orientada grosseiramente na direção N-S, que é coincidente com aquela encontrada no Cinturão Itabuna-Salvador-Curacá (CISC) (Barbosa & Sabaté 2002, 2004) (Fig. 1). Essas entidades geotectônicas, integrantes do Cráton São Francisco no Estado da Bahia, apresentam uma complexa história formacional-deformacional, considerando-se o conhecimento atual da evolução das mesmas (Barbosa & Dominguez 1996, Barbosa & Sabaté 2002, 2004, Oliveira Junior 1990 e Delgado *et al.* 2002). A Faixa Salvador-Esplanada, na região de Salvador, contém rochas metamórficas, a maioria classificada como da fácies granulito (Fujimori & Allard 1966, Fujimori 1968, 1988, Tanner de Oliveira 1970, Jesus 1978, Tanner de Oliveira & Conceição 1982). Estas são cortadas por enxames de diques máficos (Mestrinho *et al.* 1988, Moraes Brito 1992, Corrêa-Gomes 1992, Corrêa-Gomes *et al.* 1996) e corpos tabulares de granitóides (Celino & Conceição 1983, Celino *et al.* 1984). Oliveira Júnior (1990) afirmou que, em direção a Sergipe, as rochas metamórficas gradacionam para rochas da fácies anfibolito.

A região que compreende a cidade de Salvador é subdividida em três domínios geológicos principais: (i) a Bacia Sedimentar do Recôncavo, que faz parte de um sistema maior denominado Recôncavo-Tucano-Jatobá, sendo limitada a leste pelo sistema de falhas de Salvador, a oeste pela falha de Maragogipe, a norte e noroeste pelo Alto de Aporá, e a sul pelo sistema de falhas da Barra; (ii) a Margem Costeira Atlântica, formada por depósitos terciários e quaternários os quais são constituídos por acumulações pouco espessas de sedimentos inconsolidados de natureza argilosa, arenosa e areno-argilosa, que foram modelados por flutuações climáticas e do nível relativo do mar (Bittencourt *et al.* 1987, 2000, Dominguez *et al.* 1999, Martin *et al.* 1980); e, (iii) o Alto de Salvador, que representa um *horst* de rochas cristalinas, metamórficas de alto e médio grau, que separa a Bacia Sedimentar do Recôncavo do Oceano Atlântico (Barbosa *et al.* 2005, Barbosa & Souza inédito).

Pesquisas realizadas por Barbosa *et al.* (2005) na parte oeste da capital baiana mostraram uma grande diversidade de litotipos metamórficos orto e paraderivados de alto a médio grau, deformados de modo polifásico e, freqüentemente, cortados por diques máficos e corpos tabulares monzo-sienograníticos. Por vezes, esses últimos, apresentam evidências de que foram metamorfisados (Barbosa *et al.* 2005). Os litotipos estudados foram deformados por, no mínimo, três fases de deformação contínuas (F_{n+1} , F_{n+2} e F_{n+2}'), em profundidades correspondentes àquelas da fácies granulito (Barbosa *et al.* 2005). As principais estruturas compreendem dobras recumbentes (planos axiais S_{n+1} e eixos sub-horizontais), redobradas com feições isoclinais apertadas (planos axiais S_{n+2} sub-verticais e eixos horizontais). Zonas de cisalhamento transcorrentes (F_{n+2}'), síncronas à segunda fase e subparalelas às superfícies axiais de F_{n+2} imprimiram lineações de estiramento mineral, também paralelas aos eixos das dobras isoclinais.

Quanto às deformações rúpteis, o primeiro conjunto de fraturas $N60^\circ$ - $N90^\circ$ foi ativado durante a penetração dos diques máficos metamórficos e dos metamonzo-sienogranitos. O segundo conjunto de fraturas ($N40^\circ$ - 70°) está associado apenas à intrusão de diques máficos não metamórficos e o terceiro ($N120^\circ$ - $N160^\circ$) apenas aos monzo-sienogranitos (Barbosa *et al.* 2005). O sistema de falhas de Salvador, de idade mesozóica, está relacionada ao quarto conjunto de fraturas ($N30^\circ$ e $N40^\circ$) e, como a Falha do Iguatemi e do Jardim de Alah são subparalelas àquela, considera-se ambas contemporâneas. O quinto conjunto de fraturas ($N130^\circ$ - $N140^\circ$) é paralelo às falhas de transferência da Bacia do Recôncavo.

Os estudos realizados por Barbosa *et al.* (2005), embora tenham contribuído de modo significativo para o conhecimento geológico da cidade, concentraram-se na parte oeste do Alto de Salvador. Com isso, percebeu-se a necessidade da realização de estudos adicionais, visando complementar o conhecimento geológico desse Alto como um todo, com a coleta de dados petrográficos, petroquímicos e estruturais também na parte leste, para alcançar um melhor entendimento da evolução metamórfico/deformacional desse segmento crustal.

GEOLOGIA LOCAL E PETROGRAFIA Com relação aos trabalhos de campo e do ponto de vista petrográfico, as rochas encontradas na área em estudo foram separadas em cinco unidades: (i) enclaves ultramáficos e máficos granulitizados, (ii) granulitos pa-

raderivados, (iii) granulitos ortoderivados, (iv) diques máficos e (v) corpos e veios monzo-sienograníticos. Com exceção da primeira unidade, todas as outras estão representadas no mapa geológico da figura 2 (Souza et al., em preparação).

Figura 1 - Cráton São Francisco com os principais compartimentos tectônicos (Alkmim et al. 1993) e mapa geológico esquemático da porção do Cráton São Francisco onde está situada a área de pesquisa (adaptado de Correa-Gomes et al. 2005).

Figura 2 - Mapa geológico da Cidade de Salvador (Souza et al., em preparação).

Os granulitos ortoderivados de Salvador, objeto desse trabalho, apresentam características similares entre seus litotipos, o que dificulta sua separação, tanto no campo quanto na petrografia. Estas rochas, quando pouco alteradas, são verde-acinzentadas e de aspecto homogêneo, tornando pouco visível suas estruturas. Os estudos petrográficos permitiram subdividir os litotipos ortoderivados em granulitos tonalíticos, granulitos charnoenderbíticos, granulitos monzocharnockíticos e granulitos quartzo-monzodioríticos (Fig. 3).

Salientamos que estes litotipos, ou estão encobertos por sedimentos de idade cenozóica, ou por espesso manto de alteração, ou ainda pelas construções civis, restringindo-se, por isso, seus melhores afloramentos, ao longo da orla marítima, no fundo de vales de rios e riachos, ao longo de túneis, em avenidas, nas aberturas de estradas e nas obras subterrâneas do Metrô de Salvador, tornando a correlação dos afloramentos estudados um desafio.

Granulitos tonalíticos - são leucocráticos a mesocráticos, possuem foliação segundo N30°-N40° (Fig. 4a) e exibem textura xenoblástica a granoblástica, às vezes, poligonal. São constituídos por plagioclásio (39-58%), quartzo (20-30%), ortopiroxênio (8-18%), clinopiroxênio (6-17%) e mesopertita (0-5%) (Tab. 1). Os cristais de plagioclásio são xenoblásticos a sub-idioblásticos, com contatos irregulares e, por vezes, sericitizados como resultado do retrometamorfismo. Em geral apresentam-se com extinção ondulante e não geminados. O quartzo também é xenoblástico a sub-idioblástico, com contatos irregulares, apresentando extinção ondulante e fraturamento incipiente. O ortopiroxênio é sub-idioblástico

co, fraturado, e com contatos irregulares e, por vezes, porfiroblástico. Juntamente com o clinopiroxênio, caracterizam o alto grau metamórfico dessas rochas. Os grãos de minerais opacos, em geral magnetita, podem, em algumas amostras, alcançar até 4% da composição modal. O feldspato potássico, mesopertítico, é em geral ausente; no entanto, em algumas amostras, pode atingir 5% na estimativa modal. Os constituintes menores compreendem a apatita e o zircão. A biotita, em geral produto retrometamórfico, varia entre 5 a 10%, ocorrendo sempre nas bordas dos piroxênios e opacos.

Granulitos charnoenderbíticos - são rochas leucocráticas a mesocráticas e com textura granoblástica fina a média. Quando inalterados mostram aspecto homogêneo, o que dificulta a identificação dos efeitos das deformações. Em alguns afloramentos semi-alterados é possível notar cristais de quartzo e feldspato reliquiares, estirados e imersos em matriz metamórfica mais fina (Fig. 4b). Praticamente todos minerais apresentam extinção ondulante, considerada como função de deformações pós-pico metamórfico. Seus constituintes maiores compreendem plagioclásio antipertítico (35-48%), quartzo (20-30%), mesopertita ou microclínio pertítico (8-15%), ortopiroxênio (8-15%) e clinopiroxênio (1-8%) (Tab. 1). O plagioclásio tem geminações albita e albita-periclina, sobretudo nas amostras menos deformadas, e, por vezes, possui inclusões de quartzo arredondado, ortopiroxênio, opacos, apatita e zircão. O quartzo é xenoblástico, placóide e com contatos irregulares. A mesopertita é sub-idioblástica e, por vezes, exibe bordas de microclínio pertítico. O ortopiroxênio

Figura 3 - Diagrama Q-A-P (Streckeisen, 1976) com a projeção das amostras representativas dos litotipos granulíticos ortoderivados de Salvador. 3b - campo dos charnockitos; 4 - campo dos charnoenderbitos; 5 - campo dos tonalitos; 8 - campo dos quartzo monzonitos; 9 - campo dos quartzo monzodioritos.

Figura 4 - Afloramentos dos litotipos granulíticos ortoderivados da área estudada. (a) Granulito tonalítico com foliação N30°/70SW, encontrado no Farol da Barra; (b) Granulito charnoenderbítico pouco alterado, onde é possível observar cristais de quartzo e feldspato estirados e imersos em uma matriz fina, localizado na Bacia das Moças, Rio vermelho; (c) Granulito monzocharnockítico exibindo dobras com planos axiais sub-horizontais, encontrado na Praia de Jardim de Alah e (d) Granulito quartzo-monzodiorítico com deformação ressaltada na porção mais alterada, observado na praia de Costa Azul.

Tabela 1 - Composição modal típica dos litotipos granulíticos ortoderivados de Salvador.

LITOTIPOS	MINERAIS METAMÓRFICOS (Composição Modal)	MINERAIS ACESSÓRIOS	MINERAIS METAMÓRFICOS REGRESSIVO
Granulitos tonalíticos	Pl (39-58%); Qtz (20-30%); Opx (8-18%); Cpx (6-17%); Mp (0-5%)	Op; Zrn; Ap	Bt (5-10%); Ser
Granulitos charnoenderbíticos	Pl (35-48%); Qtz (20-30%); Mp (8-15%); Opx (8-15%); Cpx (1-8%)	Op; Zrn; Ap; ±Grt	Bt; Hbl
Granulitos monzocharnockíticos	Pl (32-38%); Qtz (20-30%); Mp (21-25%); Cpx (1-6%); Opx (1-2%)	Op (4%); Ap	Bt (8-12%); Hbl (1-6%)
Granulitos quartzo-monzodioríticos	Pl (38-58%); Opx (8-18%); Mc (12-18%); Qtz (7-16%); Cpx (3-6%);	Op(5%); Zrn; Ap	Bt (3-5%); Hbl (12-21%)

ABREVIACÕES DE MINERAIS: Opx - ortopiroxênio; Cpx - clinopiroxênio; Pl - plagioclásio; Mp - mesopertita; Hbl - hornblenda; Bt - biotita; Qtz - quartzo; Grt - granada; Mc - microclina; Op - minerais opacos; Ser - sericita; Zrn - zircão; Ap - apatita. Abreviaturas dos minerais segundo recomendação da IUGS - International Union of Geological Sciences - SCMR - Systematics of Metamorphic Rocks (Fettes & Desmond, 2007)

nio é sub-idioblástico a xenoblástico e, em geral, está parcialmente alterado para clorita e óxido de ferro ao longo das clivagens. O clinopiroxênio é raro nestes granulitos, mas, quando ocorre, está associado ao ortopiroxênio. Em algumas amostras também são observados pequenos cristais de granada. Biotita vermelha e hornblenda verde são secundárias, ocorrem em pequenas proporções, ao redor do plagioclásio antipertítico, ou ao lado de cristais de piroxênio e de opacos, sendo interpretadas, portanto, como retrometamórficas (Tab. 1).

Granulitos monzocharnockíticos - mostram-se bastante deformados, exibindo dobras com plano axial sub-horizontal (Fig. 4c). São leuco a mesocráticos e exibem textura xenoblástica a granoblástica. Estas rochas apresentam como minerais principais o plagioclásio antipertítico (32-38%), quartzo (20-30%), mesopertita e/ou microclínio pertítico (21-25%), clinopiroxênio (1-6%) e ortopiroxênio (1-2%) (Tab. 1). Os cristais de plagioclásio são xenoblásticos a sub-idioblásticos com contatos irregulares com os demais minerais. Em geral são antipertíticos ou mirmequíticos nas bordas quando em contato com cristais de mesopertita. O quartzo é também xenoblástico a sub-idioblástico, com contatos irregulares, exibindo freqüentemente extinção ondulante e fraturamento incipiente. O clinopiroxênio ocorre tanto como cristais fraturados, sub-idioblásticos, quanto com contatos irregulares, sobretudo quando incluso no plagioclásio. Na maioria das amostras estudadas, o clinopiroxênio, juntamente com o ortopiroxênio em contato reto, atesta o alto grau desses litotipos. Os opacos chegam a alcançar cerca de 5% da moda de algumas das amostras. O feldspato potássico ocorre, na maioria das vezes, sob a forma de mesopertita, mas a microclínio pertítico pode chegar a cerca de 4% da composição modal. Os minerais acessórios completam esta composição, sendo a apatita a mais freqüente. A biotita e a hornblenda são, em geral, consideradas produto de retrometamorfismo e ocorrem quase sempre em contato com plagioclásio, ou bordejando piroxênios e opacos, e com proporções variando entre 8 a 12%, no caso da biotita, e 1 a 6%, no caso da hornblenda. A biotita aparece principalmente sob a forma de plaquetas e, eventualmente, sob a forma de cristais xenoblásticos. A hornblenda é sub-idioblástica e de cor esverdeada.

Granulitos quartzo-monzodioríticos - estes litotipos, quando pouco alterados, exibem aspecto homogêneo, tornando pouco visíveis as estruturas deformacionais (Fig. 4d). São leuco a mesocráticos, de textura xenoblástica a granoblástica média, constituídos predominantemente de plagioclásio (38-58%), ortopiroxênio (8-18%), microclínio (12-18%), quartzo (7-16%), hornblenda verde (12-21%) e clinopiroxênio (3-6%) (Tab. 1). O plagioclásio é sub-idioblástico com contatos irregulares com os demais minerais, exibindo em geral geminação albita. Alguns cristais mostram-se antipertíticos. O feldspato potássico (microclínio) ocorre como cristais sub-idioblásticos. Os cristais de quartzo são também xenoblásticos a sub-idioblásticos e com

contatos irregulares, mostrando freqüentemente extinção ondulante e fraturamento pouco intenso. Os grãos de ortopiroxênio são sub-idioblásticos, fraturados, com pleocroísmo de tonalidades verde a rosa e tem contatos irregulares com a hornblenda verde, a biotita e o plagioclásio. Por vezes encontram-se alterados para óxido de ferro ao longo das clivagens. O clinopiroxênio ocorre como cristais fraturados, sub-idioblásticos e, juntamente com o ortopiroxênio, compõe um arranjo granoblástico, resultante da atuação do metamorfismo de alto grau. Os opacos são freqüentes e podem, em algumas amostras, alcançar até 6% da moda. Os constituintes menores compreendem a apatita e o zircão. A hornblenda verde é sub-idioblástica e chega a alcançar 21% da moda, ocorrendo principalmente sob a forma de palhetas de contato curvo com piroxênios e opacos, embora, eventualmente, exiba forma de cristais xenoblásticos. É considerada como produto do metamorfismo retrogressivo, assim como a biotita, que é observada em pequena quantidade modal (3-5%) (Tab. 1).

LITOGEOQUÍMICA Apesar da escassez de afloramentos, constatou-se, através de estudos litogeoquímicos realizados nesse trabalho e por Barbosa *et al.* (2005), Barbosa *et al.* (2005) e Barbosa & Souza (inédito), uma grande diversidade de litotipos na cidade de Salvador, com composições químicas variadas (enclaves ultramáficos e máficos granulitizados, granulitos paraderivados, granulitos ortoderivados, diques máficos e corpos e veios monzo-sienograníticos). Diante desta diversidade litológica, para detalhar a petroquímica, nesse trabalho os estudos litogeoquímicos foram concentrados nos litotipos granulíticos ortoderivados, devido à sua representatividade na cidade em foco. Os resultados das análises químicas representativas destes litotipos granulíticos ortoderivados são apresentados na tabela 2.

Para o estudo petroquímico, adotou-se as interpretações de Barbosa & Fontelles (1989) que, ao pesquisar litotipos semelhantes no sul do Estado da Bahia, demonstraram que os elementos químicos maiores (exceto Na_2O e K_2O), os traços e, principalmente, os elementos terras raras (ETR) comportaram-se como elementos imóveis durante a granulitização. Considerando esta premissa, a análise do comportamento geoquímico desses elementos possibilita a caracterização, com relativa segurança, dos protólitos dos granulitos, permitindo, inclusive, a elaboração de considerações sobre os tipos de magmas geradores. Uma constatação importante, proveniente do estudo petroquímico, é a possibilidade de se identificar subgrupos petrologicamente distintos dentre os granulitos estudados, tarefa esta que nem a petrografia nem o campo permitiram. Assim, dos granulitos tonalíticos surgiram os subtipos T1 e T2; dos granulitos charnoenderbíticos, os subtipos CHED1, CHED2 e CHED3; e dos granulitos quartzo-monzodioríticos, os subtipos QMZD1, QMZD2 e QMZD3.

Granulitos tonalíticos - são rochas intermediárias, com teores de SiO_2 variando entre 58 e 69%. São carac-

Tabela 2 - Resultados das análises químicas representativas dos litotipos granulíticos ortoderivados de Salvador.

	Granulitos Tonalíticos				Granulitos Charnoeenderbíticos						Granulitos Monzo- charnockíticos			Granulitos Quartzo-monzodioríticos					
	T1		T2		CHED1		CHED2		CHED3		MZCH			QMZD 1		QMZD2		QMZD3	
Amostra	SG-31	SG-44	NL-56	SG-25B	SG-38	SG-62	SG-04A	TR-02	SG-82	SG-79	SG-39A	ETS-04B	SG-88A	SG-01D	CONC 01	SG-52A	SG-37C	SG-03A	SG-05A
SiO ₂	58,60	63,80	69,10	69,30	60,00	62,40	60,90	64,50	59,00	65,70	64,20	64,30	70,50	52,60	55,50	57,10	58,40	55,20	58,00
TiO ₂	0,64	0,51	0,40	0,39	0,67	0,44	0,56	0,96	0,57	0,40	0,43	0,85	0,47	1,40	0,66	2,30	2,00	0,84	0,74
Al ₂ O ₃	15,50	15,80	16,30	15,00	16,30	15,50	15,10	15,10	15,2	15,90	16,40	15,10	14,30	16,30	16,30	16,20	15,00	15,70	16,10
Fe ₂ O ₃	1,90	0,79	3,20	4,30	5,20	2,10	4,60	1,70	6,70	3,00	0,87	3,50	1,40	5,60	3,20	2,50	2,80	9,80	7,40
FeO	7,20	6,30	1,40	0,29	3,30	5,00	5,60	5,40	2,50	2,72	4,40	4,30	2,78	5,80	5,60	6,40	6,40	1,60	3,00
FeOt	8,91	7,01	4,28	4,16	7,98	6,89	9,74	6,93	8,53	5,42	5,18	7,45	4,04	10,84	8,48	8,65	8,92	10,42	9,66
Fe ₂ O ₃ t	9,90	7,79	4,76	4,62	8,87	7,65	10,82	7,70	9,48	6,02	5,76	8,28	4,49	12,04	9,42	9,61	9,91	11,58	10,73
MnO	0,11	0,12	0,08	0,09	0,09	0,09	0,17	0,12	0,15	0,10	0,05	0,09	0,03	0,16	0,15	0,12	0,14	0,18	0,13
MgO	4,90	3,20	1,30	1,40	3,60	3,00	3,90	1,80	4,30	2,20	2,00	1,70	0,83	6,60	6,20	2,80	2,60	5,00	2,50
CaO	6,20	4,70	3,60	3,40	6,20	6,00	4,90	4,00	6,10	5,30	3,40	4,00	1,80	7,00	6,50	4,50	5,50	2,90	3,50
Na ₂ O	2,50	3,60	2,80	3,50	3,00	3,10	1,80	3,60	2,90	2,60	2,70	3,10	1,70	3,20	3,80	3,70	3,30	2,10	2,00
K ₂ O	0,82	0,86	1,70	1,30	1,80	2,10	3,50	2,70	1,70	2,20	5,30	3,40	7,00	1,40	1,90	4,30	3,60	6,80	6,10
P ₂ O ₅	0,29	0,13	0,07	0,28	0,24	0,20	0,24	0,40	0,23	0,16	0,21	0,39	0,16	0,51	0,39	0,60	0,85	0,39	0,37
Total	98,66	99,81	99,95	99,25	100,40	99,93	100,27	100,28	99,35	100,28	99,96	100,73	100,97	100,57	100,20	100,52	100,59	100,51	99,84
V	200	137	45	10	164	125	113	97	98	107	85	94	43	152	132	110	135	181	178
Rb	<5	<5	18	<5	8	10	128	24	83	35	103	44	171	5	53	41	53	173	176
Ba	430	349	1769	387	670	794	360	1406	5000	713	1572	1616	1278	839	2138	1818	2138	3086	1482
Sr	506	545	934	502	574	581	57	542	687	407	508	422	337	591	499	536	499	109	105
Nb	5	5	8	5	7	5	5		13	5	5	10	6	11	31	41	31	5	5
Zr	63	138	224	171	131	124	108	284	597	150	106	299	1006	180	99	122	439	101	113
Y	21	14	33	36	22	21	24	22	21	24	25	33	43	21	20	44	62	20	24
Th	<5	<5	38	26	5	5	31	0	1,2	2,7	5	0	21	23	0	5	5	30	29
F	450	190	0	600	190	540	0	470	239	504	700	240	570	0	220	640	840	0	0
Cl	51	20	20	109	20	20	20	29	41	95	135	64	252	28	53	372	327	23	20
La	21,51	12,90	43,49	59,25	15,59	21,40	24,51	105,44	24,00	29,20	23,32	37,89	157,00	34,29	21,15	35,74	54,03	20,20	6,91
Ce	40,14	20,00	68,26	115,30	32,77	36,40	47,02	152,92	46,80	46,50	49,51	76,99	285,00	56,41	45,06	76,25	108,07	34,88	12,06
Nd	18,99	6,90	18,72	60,73	10,16	16,20	16,79	21,51	26,20	17,40	14,15	23,31	107,00	21,83	16,87	31,78	38,50	14,51	4,59
Sm	3,19	1,50	2,64	9,16	2,15	2,40	1,28	3,20	6,00	2,90	3,21	4,29	12,90	2,81	3,54	6,48	7,55	1,82	0,40
Eu	1,03	0,28	0,50	1,25	0,44	0,73	0,62	0,70	1,35	1,08	0,76	0,95	1,98	1,00	0,71	1,22	1,26	0,76	0,22
Gd	3,17	0,85	1,92	6,35	1,08	2,00	0,49	2,08	6,03	2,70	2,25	2,76	9,08	0,94	2,50	5,15	6,03	0,85	0,20
Dy	2,07	0,29	1,50	3,01	0,56	0,99	0,54	0,45	5,28	2,77	0,85	0,69	4,44	0,52	1,04	2,16	2,39	0,28	0,10
Ho	0,35		0,20	0,61	0,11	0,12	0,10	0,08	1,07	0,57	0,16	0,12	0,80	0,08	0,16	0,40	0,46	0,05	0,02
Er	0,63	0,13	0,54	1,26	0,29	0,43	0,26	0,21	2,94	1,70	0,41	0,27	2,18	0,22	0,40	0,95	1,19	0,12	0,04
Yb	0,55	0,07	0,48	0,76	0,26	0,23	0,20	0,22	2,70	1,70	0,40	0,27	2,30	0,14	0,29	0,65	0,97	0,14	0,06
Lu	0,04		0,06	0,04	0,07	0,03	0,04	0,06	0,38	0,26	0,12	0,04	0,34	0,04	0,06	0,14	0,16		

terizadas por apresentar teores de TiO_2 , variando de 0,4 a 0,8%, de CaO , entre 3,6 e 6,2%, de Na_2O , entre 2,5 e 3,6% e de K_2O , entre 0,8 e 3,6% (Tab. 2). Esses granulitos são subalcalinos, conforme diagrama $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ versus SiO_2 de Irvine & Baragar (1971) (Fig. 5a), e calcioalcalinos, segundo o gráfico AFM de Irvine & Baragar (1971) (Fig. 5b). Os diagramas SiO_2 versus FeO(t)/MgO (Fig. 6a) e FeO(t) versus FeO(t)/MgO (Fig. 6b) (Miyashiro, 1975) confirmam o caráter calcioalcalino destes litotipos. Por sua vez, o diagrama proposto por O'Connors (1965), que utiliza as proporções normativas de anortita, albita e ortoclásio (Fig. 7), confirma a composição tonalítica dos protólitos destes granulitos. Apesar da escassez de afloramento e, portanto, também dos dados analíticos, os diagramas bivariantes permitiram reconhecer dois tipos de protólitos dos granulitos tonalíticos: o tipo T1, que gerou, grosseiramente, *trends* de diferenciação magmática reconhecíveis pelo com-

portamento dos elementos maiores e traços; e o tipo T2, que, devido ao reduzido número de amostras, não permitiu a identificação de um *trend* de diferenciação (Fig. 8). No tipo T1 pode-se observar o comportamento incompatível de K_2O e Na_2O e, notadamente compatível, de TiO_2 e CaO (Fig. 8). Quanto aos elementos traços, verifica-se uma tendência decrescente do elemento V e outra crescente do elemento Zr (Fig. 8). Nos diagramas multielementares, verifica-se um comportamento algo similar para ambos os tipos de granulitos tonalíticos, mas, em T2, é possível observar um enriquecimento em elementos incompatíveis, visto que esse subtipo é mais diferenciado, exceto para o fósforo (Fig. 9). Quanto aos ETR (Fig. 10), as anomalias de Eu em T1e T2 não existem ou não são muito significativas, exceto para a amostra SG-25B (T2). Para esses litotipos nota-se também um forte fracionamento entre os elementos terras raras leves (ERTL) em relação aos elementos terras ra-

Figura 5 - Diagramas (a) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ versus SiO_2 de Irvine & Baragar (1971) e (b) A $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ versus F (FeO(t)) versus M (MgO) de Irvine & Baragar (1971), com a projeção das composições químicas dos litotipos granulíticos ortoderivados de Salvador.

Figura 6 - Diagramas (a) SiO_2 versus FeO(t)/MgO e (b) FeO(t) versus FeO(t)/MgO de Miyashiro (1975), com a projeção das composições químicas dos litotipos granulíticos ortoderivados de Salvador. O FeO(t) encontra-se na forma de FeO .

Figura 7 - Diagrama An-Ab-Or normativo proposto por O'Connors (1965) e utilizado para os granulitos tonalíticos (T1 e T2).

ras pesados (ETRP), típico de magmas calcioalcalinos de baixo- K_2O (Barbosa *et al.*, 2005).

Granulitos charnoenderbíticos - os dados petroquímicos, sobretudo os de ETR, sugerem a existência de três subtipos de granulitos charnoenderbíticos (CHED1, CHED2 e CHED3), todos de composição intermediária, visto que seus teores de SiO_2 variam entre 60 e 65,7%. Estes apresentam teores de TiO_2 , que variam de 0,4 e 0,9%, de CaO , entre 4 e 6,2%, de Na_2O , entre 1,7 e 3,5% e de K_2O , entre 1,8 e 3,1% (Tab. 2). No diagrama ($Na_2O + K_2O$) versus SiO_2 de Irvine & Baragar (1971), estes litotipos são classificados como subalcalinos (Fig. 5a) e, no diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971), a grande maioria das amostras está situada no campo calcioalcalino, excetuando-se algumas amostras do tipo CHED3 cujas composições são projetadas na transição entre os domínios toleítico e calcioalcalino (Fig. 5b). Entretanto, quando utilizados os diagramas SiO_2 versus $FeO(t)/MgO$ (Fig. 6a) e $FeO(t)$ versus $FeO(t)/MgO$ (Fig. 6b) (Myashiro, 1975), fica evidente o caráter calcioalcalino desses litotipos. Eles não diferem muito nos teores de elementos maiores e apresentam uma certa

Figura 8 - Diagramas de variação química de Harker (1909) para os elementos maiores e traços dos granulitos tonalíticos (T1 e T2).

Figura 9 - Diagrama multielementar dos granulitos tonalíticos (T1 e T2). Os valores do condrito C1 são de Sun & McDonough (1989).

Figura 10 - Padrões de Elementos Terras Raras dos granulitos tonalíticos (T1 e T2). Os valores do condrito são de Evensen et al. (1978).

dispersão nos diagramas bivariantes desses elementos *versus* a sílica, como pode ser visualizado na figura 11. Essa dispersão pode ser verificada nos elementos Na_2O e Sr , enquanto que, com relação aos elementos TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO e V , verifica-se tendências de diferenciação magmática. Nos diagramas multielementares (*spidergrams*), nota-se um comportamento similar para os três tipos de granulitos charnoenderbíticos, mas é possível observar um enriquecimento em elementos de grande raio iônico (LILE) nos CHED2 e de elementos de alto campo de força (HFSE) nos CHED3, quando comparados com o subtipo CHED1 (Fig. 12). Os padrões de ETR (Fig.13) são relativamente distintos, com forte fracionamento entre os ERTL em relação aos ETRP, característicos de magmas calcioalcalinos. Excetua-se o tipo CHED3, que apresenta uma disposição aproximadamente subhorizontal, mais próxima de magmas toleíticos, fato que também é observado no diagrama AFM da figura 5.

Granulitos monzocharnockíticos – a química desses litotipos mostra teores de SiO_2 entre 64% e 70%, teores de TiO_2 variando de 0,4 a 0,8%, de CaO entre 1,8 e

4%, de Na_2O entre 1,7 e 3,1% e de K_2O entre 3,4 e 7% (Tab. 2). A utilização dos diagramas bivariantes possibilitou a visualização de uma tendência de diferenciação magmática para os protólitos dessas rochas, com o comportamento incompatível de K_2O e notadamente compatível de TiO_2 , CaO e MnO (Fig. 14). Quanto aos elementos traços, verifica-se uma correlação negativa de V e uma positiva de Rb com o SiO_2 (Fig. 14). Esses granulitos são subalcalinos segundo o diagrama ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) *versus* SiO_2 de Irvine & Baragar (1971) (Fig. 5a). No diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971), as amostras situam-se no campo calcioalcalino (Fig. 5b), assim como nos diagramas SiO_2 *versus* FeO(t)/MgO (Fig. 6a) e FeO(t) *versus* FeO(t)/MgO (Fig. 6b) propostos por Myashiro (1975). Nos diagramas multielementares é possível observar um enriquecimento em elementos incompatíveis, com anomalia negativa de K , Nb , Ti , Ho e Yb (Fig.15). Quanto aos elementos terras raras, as amostras mostram um forte fracionamento dos ERTL em relação aos ETRP, típico de magmas calcioalcalinos de alto- K_2O (Fig. 16). Nessa figura nota-se que algumas amostras dos granulitos monzocharnockí-

Figura 11 - Diagramas de variação química de Harker (1909) para os elementos maiores e traços dos granulitos charnoenderbíticos (CHED1, CHED2 e CHED3).

tics exibem uma fraca anomalia negativa de Eu.

Granulitos quartzo-monzodioríticos - os dados litogeoquímicos dos granulitos quartzo-monzodioríticos mostram que eles podem ser separados em três subtipos: QMZD1, QMZD2 e QMZD3. No geral, eles apresentam teores distintos de SiO₂, variando entre 52% e 58%, teores de TiO₂ entre 0,6% e 2,3%, de CaO entre 2,9 e 7%, de Na₂O entre 2 e 3,8% e teores de K₂O com valores variando entre 1,4% e 6,8%, (Tab. 2). Nos diagramas de Harker (1909) para elementos maiores e traços, verifica-se que o tipo QMZD1 não apresenta *trends* muito nítidos, mostrando certa dispersão dos pontos representativos das análises químicas. Isso também acontece com o QMZD2 e o QMZD3 que, algumas vezes, não produz *trends* de diferenciação magmática claramente reconhecíveis, nesse caso devido ao número reduzido de amostras (Fig. 17). Esses

litotipos são subalcalinos, conforme diagrama (Na₂O + K₂O) – SiO₂ de Irvine & Baragar (1971) (Fig. 5a). Por outro lado, utilizando-se o diagrama AFM desses mesmos autores, constata-se que estas rochas situam-se no campo calcioalcalino, com exceção de algumas do tipo QMZD1, cujas composições são projetadas na transição entre os domínios toleítico e calcioalcalino (Fig. 5b). Isto é confirmado nos diagramas SiO₂ versus FeO(t)/MgO (Fig. 6a) e FeO(t) versus FeO(t)/MgO (Fig. 6b) propostos por Myashiro (1975). Comparando os diagramas multielementares (*spidergrams*) destes litotipos, é possível observar um enriquecimento em elementos de alto campo de força (HFSE) para o tipo QMZD1, exceto para Nb e Yb, enquanto o tipo QMZD3 apresenta enriquecimento em elementos de grande raio iônico (LILE), com exceção do Sr (Fig. 18). Quanto aos diagramas dos elementos terras raras esses litotipos estão bem separados: boa parte desses

Figura 12 - Diagrama multielementar dos granulitos charnoenderbíticos (CHED1, CHED2 e CHED3). Os valores do condrito C1 são de Sun & McDonough (1989).

Figura 13 - Padrões de Elementos Terras Raras dos granulitos charnoenderbíticos (CHED1, CHED2 e CHED3). Os valores do condrito são de Evensen et al. (1978).

litotipos exibe uma pequena anomalia negativa de Eu, excetuando-se o tipo QMZD3 que apresenta anomalia positiva deste elemento (Fig. 19).

CONCLUSÕES Com os estudos petrográficos realizados nos granulitos ortoderivados de Salvador foi possível classificar os litotipos em granulitos tonalíticos, granulitos charnoenderbíticos, granulitos monzocharnockíticos e granulitos quartzo-monzodioríticos. Estas rochas ortoderivadas apresentam características similares entre si, o que dificulta sua separação

tanto no campo quanto na petrografia.

Através dos estudos litogeoquímicos constatou-se uma grande diversidade de composições químicas desses granulitos e permitiu a subdivisão destes litotipos. Assim, dos granulitos tonalíticos surgiram os subtipos T1 e T2; dos granulitos charnoenderbíticos os CHED1, CHED2 e CHED3 e dos granulitos quartzo-monzodioríticos os QMZD1, QMZD2 e QMZD3, sugerindo tendências de diferenciação magmáticas distintas dentro desses agrupamentos petrográficos.

Figura 14 - Diagramas de variação química de Harker (1909) para elementos maiores e traços dos granulitos monzocharnockíticos.

Figura 15 - Padrões de elementos traços para os granulitos monzocharnockíticos. Os valores do condrito C1 são de Sun & McDonough (1989).

Figura 16 - Padrões de elementos terras raras para os granulitos monzocharnockíticos. Os valores do condrito são de Evensen et al. (1978).

Figura 17 - Diagramas de variação química de Harker (1909) para elementos maiores e traços dos granulitos quartzo-monzodioríticos (QMZD1, QMZD2 e QMZD3).

A litogeoquímica também mostra que os granulitos ortoderivados se originaram a partir de magmas calcioalcalinos, sendo os subtipos T1 e T2 pobres em K_2O e os demais (granulitos charnoenderbíticos, os granulitos monzocharnockíticos e os granulitos quartzo monzo-dioríticos), ricos neste elemento. Os granulitos charnoenderbíticos do subtipo CHED3 também apresentam caráter calcioalcalino para seus protólitos, conforme mostra os diagramas SiO_2 versus $FeO(t)/MgO$ e $FeO(t)$ versus $FeO(t)/MgO$ de Myashiro (1975), entretanto, o diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) indica que foram provenientes da cristalização de magmas transicionais toleíticos/calcioalcalinos. Quanto aos elementos traços verifica-se uma similaridade nos diagramas multielementares entre os litotipos e subtipos estudados, com anomalias positivas dos incompatíveis Ba, La, Zr e Y, e negativas de K, Ti, Yb e, notadamente, de P. Os padrões de ETR são relativamente distintos,

com forte fracionamento entre os (ERTL) em relação aos (ETRP), característicos de magmas cálcio-alcalinos. Excetua-se o tipo CHED3, que apresenta uma disposição aproximadamente subhorizontal, com enriquecimento dos ETRP. Este enriquecimento é provavelmente explicado pela presença da granada na sua composição modal. Enfim, pode-se concluir que todos os granulitos encontrados em Salvador se cristalizaram a partir de magmas calcioalcalinos e sofreram o mesmo evento metamórfico, sob condições da fácies granulito, síncrono a um evento deformacional.

Salienta-se a necessidade de estudos específicos de modelagem geoquímica e datações geocronológicas para obter uma melhor definição dos *trends* evolutivos dos litotipos em foco e dos eventos formacionais/deformacionais ocorridos na área. Com isso será possível correlacionar melhor os eventos metamórficos/deformacionais, com aqueles que formaram as unidades geotectônicas: Cinturão

Figura 18 - Padrões de elementos traços para os granulitos quartzo-monzodioríticos (QMZD1, QMZD2 e QMZD3). Os valores do condrito C1 são de Sun & McDonough (1989).

Figura 19 - Padrões de elementos terras raras para os granulitos quartzo-monzodioríticos (QMZD1, QMZD2 e QMZD3). Os valores do condrito são de Evensen et al. (1978).

Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa & Sabaté 2002, 2004) e Faixa Salvador-Esplanada (Barbosa & Dominguez 1996).

Agradecimentos Ao CNPq, pelo aporte de recursos para a realização dos trabalhos de campo, pela bol-

sa de mestrado da primeira autora e pelas bolsas de produtividade em pesquisa do segundo e do terceiro autores. Também a CBPM e a CPRM queremos consignar nossos agradecimentos pelos recursos fornecidos para os serviços de laboratório e pelos veículos cedidos para a execução dos trabalhos de campo.

Referências

- Alkmim F.F, Neves B.B.B. & Alves J.A.C. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco - Uma revisão. In: Dominguez J.M.L. & Misi A. (ed.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, SBG-NBA/SE, SGM, CNPq. p.45-62.
- Barbosa J.S.F. & Dominguez J.M.L. (eds.) 1996. *Texto Explicativo para o Mapa Geológico ao Milionésimo*. SICM/ SGM, Salvador, (Edição Especial), 400 p.

- Barbosa J.S.F. & Fontelles M. 1989. Caracterização dos Protólitos da Região Granulítica do Sul da Bahia, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **19**:3-16.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archaean Crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Anais Acad. Bras. Ciências*, **74**(2):343-359.
- Barbosa J.S.F. & Sabaté P. 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Prec. Res.*, **133**:1-27.
- Barbosa J.S.F., Corrêa-Gomes L.C., Dominguez J.M.L., Cruz S.A.S., Souza J.S. 2005. Petrografia e Litogequímica das Rochas da Parte Oeste do alto de Salvador, Bahia, *Rev. Bras. Geoc.*, Volume **35**(4 - Suplemento):9-22.
- Bittencourt A.C.S.P., Farias F.F., Zanini Jr. A. 1987. Reflexo das Variações Morfodinâmicas Praiais nas Características Texturais da Praia de Armação, Salvador, Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**(3):276-282.
- Bittencourt A.C.S.P., Dominguez J.M.L., Martin L., Silva I.R. 2000. Patterns of Sediment Dispersion Coastwise the State of Bahia- Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**(2):271-287.
- Celino J.J. & Conceição H. 1983. Granito porfiróide – evidência de magmatismo ácido tardio na faixa granulítica Atlântica, Salvador, Bahia. In: UFBA, Sem. Est. Pesq., **5**, *Bol. Res.*, p. 30.
- Celino J.J., Conceição H., Corrêa-Gomes L.C. 1984. Monzogranito porfirítico: magmatismo ácido tardio no Cinturão Granulítico Atlântico, Salvador, Bahia. In: SBG, Congr. Bras. Geol., **33**, *Bol. Res.* 157-158.
- Corrêa-Gomes L.C. 1992. *Diques máficos: Uma reflexão teórica sobre o tema e o seu uso no entendimento prático da geodinâmica fissural*. Dissertação de Mestrado, IG/UFBA, 196 p.
- Corrêa Gomes L.C., Dominguez, J.M.L., Barbosa J.S.F., Silva I.C. da, Pinto M.V. 2005. Relações entre Orógenos, Zonas de Cisalhamento, Quebra Continental e Deformações 3-D. A História Tectônica da Bacia Sedimentar de Almada, Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, **35**(4 - Suplemento):105-115.
- Corrêa Gomes L.C., Tanner de Oliveira M.A.F., Motta A.C., Cruz M.J.M. (eds.) 1996. *Província de Diques Máficos do Estado da Bahia Mapa, estágio atual do conhecimento e evolução temporal*. SICM/ SGM, Salvador (Edição Especial), 144 p.
- Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimarães J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.V, Valente C.R., Perrotta M.M., Heineck C.A. 2002. Escudo Atlântico, In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti M., Gonçalves J.H. (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 692 p. (1 DVD).
- Dominguez J.M.L., Martin L., Bittencourt A.C.S.P, Testa V., Leão Z.M.A.N., Silva C. de C. 1999. Atlas Geoambiental da Zona Costeira do Estado da Bahia, Convênio UFBA/SME.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.R. 1978. Rare earth abundances in chondrite meteorites. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, **42**:1199-1212.
- Fettes D. & Desmons J. (ed.) 2007. *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, 256 p.
- Fujimori S. 1968. Granulitos e charnockitos de Salvador (Ba). *Anais Acad. Bras. Ciências*, **40**:181-202.
- Fujimori S. 1988. Condições de P-T de formação dos granulitos do Farol da Barra, Salvador, Bahia, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **18**:339-344.
- Fujimori S. & Allard G.O. 1966. Ocorrência de safirina em Salvador, Bahia. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, **15**:67-81.
- Harker A. (ed.) 1909. *The natural history of the igneous rocks*. New York, Macmillian Publish. Co. Inc., 384 p.
- Irvine T.N. & Baragar V.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canad. Earth Sci.*, **8**:523-548.
- Jesus V.F. de. 1978. *Origem dos granulitos e granoblastitos de Itapoan*. Dissertação de Mestrado, IG/UFBA, 63 p.
- Martin L., Bittencourt A.C.S.P, Vilas Boas G.S. 1980. *Mapa Geológico do Quaternário Costeiro do Estado da Bahia*. COM/SME.
- Mestrinho S.S.P., Linhares P., Carvalho I.G. 1988. Geoquímica de elementos principais e traços do dique de diabásio da praia de Ondina, Salvador, Bahia. In: Congr. Bras. Geol. **32**, *Anais*, **4**:1862-1877.
- Moraes Brito C. 1992. *Caracterização geológica, geoquímica e petrológica dos diques máficos proterozoicos da região de Salvador, Bahia*. Dissertação de Mestrado, IAG/USP, 96 p.
- Miyashiro A. 1975. Classification, characteristics and origin of ophiolites. *J. Geol.*, Chicago, **83**(2):249-281.
- O'Connor J.T. 1965. A classification for quartz rich igneous rock based on feldspar ratios. *U.S.G.S. Prof. Pap.*, **525B**:79-84.
- Oliveira Junior T.R. 1990. *Geologia do extremo nordeste do Cráton do São Francisco, Bahia*. Dissertação de Mestrado, IG/UFBA, 126 p.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. Amsterdam. *Earth Sci. Rev.*, **12**:1-33.
- Sun S.S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts for mantle composition and process. In: Saunders A.D. & Norry M.J. (ed.) *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society, Special Publication, **42**:313-345.
- Tanner de Oliveira M.A.F. 1970. Contribuição para o conhecimento petrológico de Salvador, Bahia, Brasil. *Garcia de Orta*, Lisboa, **18**:229-240.
- Tanner de Oliveira M.A.F. & Conceição H. 1982. Metamorfismo de Alto Grau da Faixa Costeira de Salvador, Bahia. In: SBG, Congr. Bras. Geol. **32**, *Anais*, **2**:41-42.

Manuscript ID 15526

Submitted on 25 de setembro de 2009

Accepted on 07 de maio de 2010