

PETROGRAFIA E LITOGEOQUIMICA DAS ROCHAS DA PARTE OESTE DO ALTO DE SALVADOR, BAHIA

JOHILDO S. F. BARBOSA¹, LUIZ CÉSAR CORREA-GOMES^{1,2},
JOSÉ MARIA LANDIM DOMINGUEZ¹, SAMANTAAUGUSTA SOUZA CRUZ¹ &
JAILMA SANTOS DE SOUZA¹

Abstract *PETROGRAPHY AND LITHOGEOCHEMISTRY OF THE ROCKS OF THE WESTERN PART OF SALVADOR HIGH, BAHIA STATE, BRAZIL* The Salvador city is located in the Salvador-Esplanada belt, which can be subdivided into three major domains: The Recôncavo sedimentary basin, the coastal plain and the Salvador high. The Salvador high can be sub-divided into two provinces, separated by the Iguatemi Fault. In the block located to the west of this fault metamorphic rocks in the granulite facies dominate, whereas to the east metamorphic rocks in the amphibolite facies are present. This paper is focused in the western province where it is possible to identify the following rock types: (i) alumino-magnesian granulites, basic granulites and quartzites with garnet-orthopyroxene and (ii) orthoderived metamorphic rocks composed of tonalitic and charnoenderbitic granulites, including enclaves of metapiroxenites and metagabbros. Concerning the nature of the protolites, it is assumed that the alumino-magnesian granulites, are restites from the fusion of pelitic rocks, which are usually associated with light-colored garnet bearing granites, considered as the liquids resulting from that fusion. The basic granulites and quartzites with garnet-orthopyroxene associated with the alumino-magnesian granulites are thought to be the product of the metamorphism of basalts and cherts. With respect to the orthoderived protolites, the petrochemistry has shown that the piroxenitic enclaves were derived from Mg-rich tholeiitic magmas and the gabbroic ones have had their origin from either tholeiitic or transitional tholeiitic/calc alkaline magmas. The tonalitic and the charnoenderbitic granulites, were both derived from calc-alkaline low-K and high-K magmas, respectively. The rocks were deformed both in the ductile and brittle states. In the first case, recumbent folds were refolded, originating upright isoclinal folds. In the second case fractures with several orientations were formed. Many of these fractures were filled either with metamorphic and non-metamorphic monzo-sienogranites and mafic dikes. Same times mixture between mafic and felsic magmas result in commingling structures. Despite the small number of geochronological data it is possible to infer that the granulitic protolites are archaean (SHRIMP age of $\pm 2,5$ Ga, obtained in the center of a zircon from a tonalitic granulite) and that the granulitization (± 8 kbar – 850°C) took place during the paleoproterozoic (SHRIMP age of $\pm 2,0$ Ga, obtained from the periphery of the zircons).

Keywords: ortho and paraderived granulites, recumbent and isoclinal folds, mafic dikes, monzo-sienogranites, commingling, Salvador, Bahia

Resumo Salvador se localiza no Cinturão Salvador-Esplanada e contém três domínios: a Bacia Sedimentar do Recôncavo, a Margem Costeira Atlântica e o Alto de Salvador. Esse foi seccionado em duas partes pela Falha do Iguatemi. Na de oeste ocorrem rochas da fácies granulito e, na de leste, predominam rochas da fácies anfíbolito. Na de oeste, motivo desse trabalho, ocorrem (i) granulitos alumino-magnesianos, granulitos básicos e quartzitos com granada-ortopiroxênio, e (ii) granulitos tonalíticos e charnoenderbiticos com encraves de metapiroxenito e metagabro. Admite-se que os protólitos dos granulitos alumino-magnesianos são restos de fusão de pelitos aos quais se associam granitos granatíferos anatóticos considerados os líquidos de fusão. Os granulitos básicos e quartzitos com granada-ortopiroxênio associados aos granulitos alumino-magnesianos são produtos do metamorfismo de basalto e *cherts* impuros. Quanto aos protólitos ortoderivados, a petroquímica mostra que os encraves piroxeníticos derivam de magmas tholeiíticos ricos em magnésio e, os gabróicos, de magmas quer do tipo tholeiítico, quer transicionais tholeiítico/cálcio-alcálico. Os granulitos tonalíticos e charnoenderbiticos derivaram de magmas cálcio-alcálicos, com a diferença que os primeiros são de baixo potássio e os últimos de alto potássio. As rochas foram deformadas em regimes dúctil e rúptil. No primeiro caso, ocorrem dobras recumbentes redobradas em dobras isoclinais com superfícies axiais verticais. No segundo, formaram-se fraturas com direções e mergulhos variados, muitas preenchidas ora por diques máficos e monzo-sienogranitos deformados, formando as vezes estruturas *commingling*, ora por diques máficos ou ainda monzo-sienogranitos indeformados. Apesar do pequeno numero de idades geocronológicas infere-se que o protólito do granulito tonalítico é arqueano (idade SHRIMP $\pm 2,5$ Ga em núcleo de zircões) e a granulitização (± 8 kbar – 850°C) do paleoproterozóico (idade SHRIMP $\pm 2,0$ Ga na periferia dos zircões)

Palavras-chave: granulitos orto e paraderivados; dobras recumbentes e isoclinais, diques máficos, monzo-sienogranitos, *commingling*, Salvador, Bahia.

INTRODUÇÃO Apesar do Estado da Bahia contar com um dos mais completos conjuntos de mapas geológicos do Brasil, muito pouco tem sido feito quanto ao mapeamento geológico da cidade do Salvador. Dentre os vários aspectos que tornam esse trabalho um desafio, está a raridade de bons afloramentos, a cobertura

vegetal e as construções civis. O presente artigo visa apresentar dados geológicos, petrográficos e petroquímicos das rochas de alto grau metamórfico que constituem o substrato da parte oeste da cidade do Salvador, denominada Alto de Salvador, e assim contribuir para o melhor entendimento da geologia da mesma.

1 - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Rua Caetano Moura, 123, Federação, CEP 40210-340. Salvador, Bahia, Brasil. E-Mail: johildo@cpgg.ufba.br, lccgomes@ufba.br, landim@ufba.br, sasc@cpgg.ufba.br, jailma_souza@ig.com.br

2 - Centro Federal de Educação Tecnológica da Bahia, Departamento de Ciências Aplicadas, Coordenação de Geologia. Rua Emidio Santos, s/n, Barbalho, CEP: 40300-100, Salvador, Bahia, Brasil. E-Mail: gomes@cefetba.br

GEOLOGIA REGIONAL No Cráton do São Francisco na Bahia, as rochas metamórficas da fácies granulito-anfibolito se estendem da região de Itabuna-Ilhéus ao sul, até a região de Curaçá ao norte do Estado e representam as raízes de um orógeno de orientação N-S e de idade paleoproterozóica, denominado Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa & Sabaté 2002, 2004). Ao norte do paralelo de Salvador, o orógeno situa-se entre os blocos arqueanos do Gavião e de Serrinha. Ao sul do último, passando sob a Bacia do Recôncavo e alinhando-se grosseiramente segundo N45°, ocorrem rochas de alto grau que embasam as cidades de Salvador e Esplanada, e adentram o Estado de Sergipe, formando a faixa de rochas das fácies granulito e anfibolito do Cinturão Salvador-Esplanada (Barbosa & Dominguez 1996) (Fig. 1).

O Cinturão Salvador-Esplanada na região de Salvador contém rochas na maioria classificadas 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 de granitóides (Celino & Conceição 1983, Celino *et al.* 1984). Em direção a Sergipe, Oliveira Júnior (1990) afirma que as mesmas gradacionam para rochas da fácies anfibolito.

GEOLOGIA LOCAL E PETROGRAFIA A cidade de Salvador e arredores pode ser subdividida em três domínios geológicos principais: (i) a Bacia Sedimentar do Recôncavo, que faz parte do sistema Recôncavo-Tucano-Jatobá, sendo limitada à leste pela Falha de Salvador; (ii) a Margem Costeira Atlântica, formada por acumulações pouco espessas de sedimentos argilosos, arenosos e areno-argilosos, e (iii) o Alto de Salvador, um *horst* de rochas metamórficas de alto grau e que separa a Bacia do Recôncavo do Oceano Atlântico (Fig. 1).

Durante a cartografia geológica do Alto de Salvador verificou-se a existência de dois domínios topográficos-geográficos, separados por uma zona rúptil denominada de Falha do Iguatemi (Fig. 2), sub-paralela à Falha de Salvador (Fig. 3). A oeste da falha o relevo é mais pronunciado (altitudes > 60m) e a leste é mais baixo (altitudes < 30m) (Fig. 2). Este artigo trata da geologia, petrografia e petroquímica dos granulitos da parte oeste do Alto de Salvador (Fig. 3).

Pesquisas em desenvolvimento têm mostrado uma história geológica complexa, com grande diversidade de litotipos metamórficos de alto grau, deformados de modo polifásico. Segundo Fujimori (1968), Fujimori & Allard (1966), Sighinolfi & Fujimori (1974), Fujimori & Fyfe (1984), Fujimori (1988), Tanner de Oliveira (1970) e Tanner de Oliveira & Conceição (1982), esses metamorfitos são freqüentemente cortados por corpos tabulares graníticos e máficos, métricos a decamétricos. A figura 4 mostra a variação composicional das rochas da área e as figuras 5 e 6 afloramentos que registram os principais aspectos desses litotipos.

ROCHAS METAMÓRFICAS PARADERIVADAS Os melhores afloramentos dessas rochas ocorrem atrás do Farol da Barra e na Praia da Paciência, bairro do Rio Vermelho (Fig. 3), na forma de faixas métricas intercaladas em rochas ortoderivadas e constituídas por granulitos alumino-magnesianos, granitos granatíferos, granulitos básicos e quartzitos com granada e ortopiroxênio. Algumas foram descritas por Fujimori & Allard (1966) e Fujimori (1968) como kondalitos.

Granulitos alumino-magnesianos Os granulitos alumino-

magnesianos são cinza-escuro e ocorrem em bandas com 5 cm a 2 m de largura (Fig. 3, 5B, 5C). Possuem granulação fina a média, textura granoblástica, por vezes com porfiroblastos de granada vermelha (Fig. 5C). Os granulitos alumino-magnesianos do Farol de Barra são formados por mesopertita (30%), quartzo (10-20%), granada (10%), silimanita (7%), cordierita (5%) plagioclásio (5%), ortopiroxênio (4%), e biotita vermelha (2%) (Tabela 1), subordinadamente espinélio, rutilo, coríndon, opacos, zircão, monazita e rara safirina (Fujimori 1968). Biotita marrom ocorre de forma secundária. Com grãos entre 1 e 3 mm, mesopertita e quartzo, perfazem às vezes cerca de 50% da rocha. O quartzo ocorre em grãos estirados,

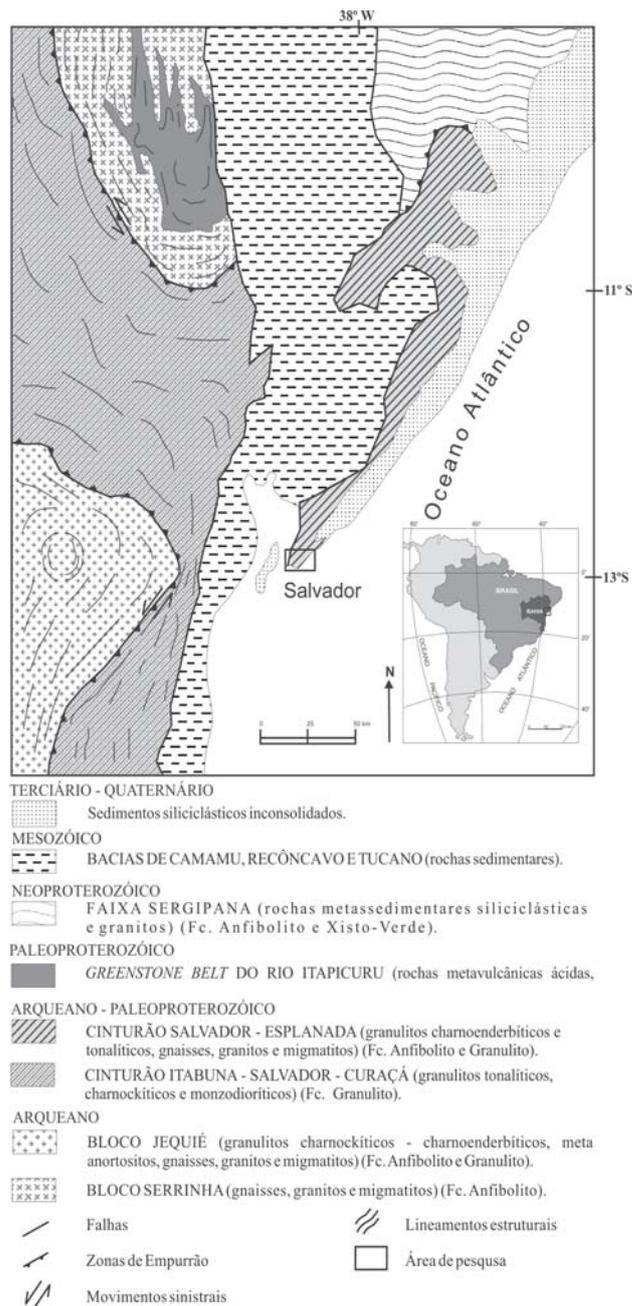


Figura 1 – Mapa geológico simplificado da parte nordeste do Estado da Bahia com a localização da área de pesquisa. Adaptado de Barbosa & Dominguez (1996).

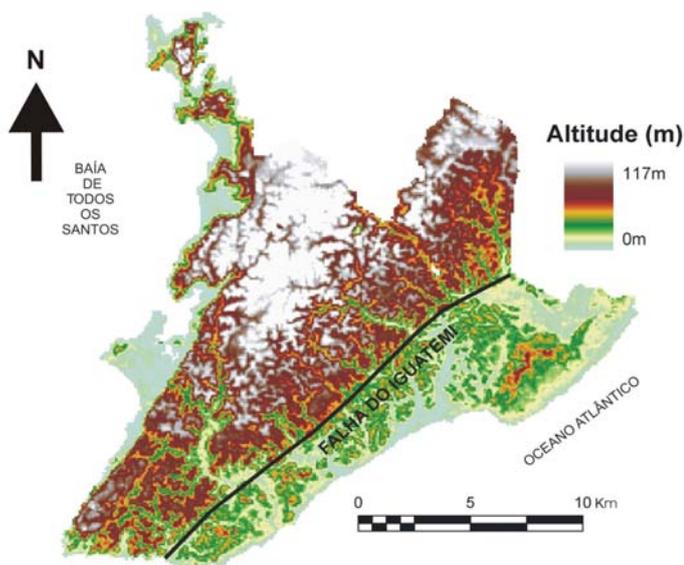


Figura 2 – Mapa do Alto de Salvador mostrando o contraste topográfico entre as partes oeste e leste, separadas pela Falha do Iguatemi.

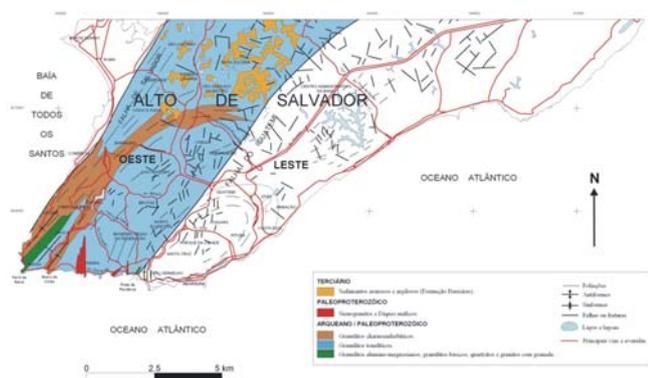


Figura 3 – Mapa geológico simplificado da parte oeste do Alto de Salvador

de 1 a 3mm, com extinção ondulante e, por vezes, contém inclusões de rutilo (Fujimori 1968). A granada, de 1 a 6mm, tem contornos irregulares e inclusões de espinélio, opacos e quartzo e, às vezes, biotita. A silimanita ocorre em grãos subédricos, em geral alongados, associados com biotita, cordierita e granada. A cordierita está, por vezes, geminada, freqüentemente alterada, sendo mais facilmente identificada quando portadora de zircão e/ou monazita, os quais exibem halos pleocróicos característicos. A cordierita ocorre ora isolada, ora em agregados lenticulares com a silimanita, espinélio e coríndon. O plagioclásio é granular, quase sempre antiperitítico, disseminado e em pequena quantidade. O espinélio é verde e ora está incluso em granada, ora forma agregados lenticulares com cordierita, silimanita, opacos e coríndon. Esse último é prismático e de tamanho em torno de 0,5 mm. O rutilo é castanho, acicular e ocorre como inclusões no quartzo. A biotita é castanho-escuro a castanho-claro e, exceto os grãos inclusos em granada, ocorre em pequenas lamelas paralelas à foliação.

Os granulitos aluminó-magnesianos da Praia da Paciência,

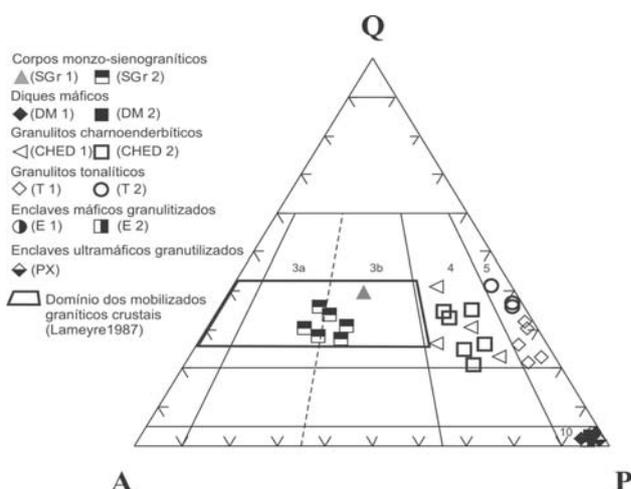


Figura 4 - Diagrama Q-A-P modal (Streckeisen 1976) com a localização das amostras de enclaves máficos e ultramáficos granulitizados, granulitos tonalíticos, granulitos charnoenderbíticos, diques máficos e monzo-sienogranitos. Nota-se que os sienogranitos situam-se no domínio dos mobilizados crustais de Lameyre (1987). Campo dos tonalitos, 5; campo dos gabros, 10; campo dos charnoenderbitos 4; campo dos monzo-sienogranitos, 3a; campo dos granitos 3b.

bairro do Rio Vermelho são semelhantes aos do Farol da Barra, mas diferem pela presença de ortopiroxênio (4%), biotita vermelha (3%) e safirina (Fujimori & Allard 1966, Fujimori 1968) (Tabela 1). O ortopiroxênio é anédrico, marrom-rosado devido ao teor de alumínio entre 5,95 e 6,89% (Fujimori 1988). Localmente possuem espinélio e safirina em lamelas alongadas e paralelas. A safirina ocorre em lamelas ou em agregados granulares e se associa com ortopiroxênio e biotita vermelha.

Normalmente ocorrem granitos com granada, neossomáticos, associados a estes granulitos (Fig. 5B). São médios a grossos e formam faixas claras de 5cm até 2m e com bandamento marcado por concentrações de quartzo e granada. Além desses, são constituídos por ortoclásio, plagioclásio e, subordinadamente, opacos e biotita. O quartzo é anédrico, representa de 40 a 50% da rocha e ocorre em cristais isolados ou, mais comumente, em agregados. A granada, entre 10 e 30% da rocha, é avermelhada, tem contornos irregulares e inclusões de quartzo e feldspato. O feldspato potássico tem tamanho entre 0,5 e 1 mm, é mesoperitítico com lamelas de plagioclásio concentradas no núcleo. O plagioclásio é antiperitítico e menos freqüente do que o feldspato potássico. A biotita é ora vermelha e com contatos retos, ora marrom e situada nas bordas da granada.

Granulitos básicos Essas rochas são preto-esverdeadas e bem foliadas. Seus principais minerais são plagioclásio (25-35%), ortopiroxênio (20-30%), clinopiroxênio (15-20%) e hornblenda (10-15%). Opacos, apatita e, localmente, biotita e hornblenda verde são acessórios (Tabela 1).

Quartzitos com granada-ortopiroxênio Ocorrem no Farol da Barra em bandas de 0,5 a 1 m de largura, associados aos granulitos aluminó-magnesianos. Quando inalterados são cinza-claro e finos a médios e com foliação pouco visível. Por vezes contém pequenas

Tabela 1 – Composição modal das rochas metamórficas orto e paraderivadas da parte oeste do Alto de Salvador.

ROCHAS	MINERAIS METAMÓRFICOS (Composição Modal)	MINERAIS ACESSÓRIOS	MINERAIS RETROMETAMÓRFICOS
Paraderivadas			
Granulitos aluminomagnesianos	Mp (30%); Qz (10-20 %); Gt (10%); Sil (7%); Plag (5%); Cd (5%); Opx (4%); Bi (3%)	Sp; Cr; Zr; Op; Ru; Mo; Sf	Bi
Granulitos básicos	Plag (25-35%); Opx (20-30%); Cpx (15-20%); Hb (10-15%)	Op; Ap	Bi; Hb
Quartzitos com granada/ortopiroxênio	Qz (95-90%); Gt (0-2%); Opx (0-1%)	Op	Bi
Ortoderivadas			
Encraves ultramáficos granulizados (PX)	Opx (40-55%); Cpx (5-15%); Plag (2-5%)	Op	Hb (25%)
Encraves máficos granulizados (E1)	Plag (45-50%); Hb (25-30%); Opx (5-10%); Cpx (5-7%)	Op (2%); Ap	Bi; Hb
Encraves máficos granulizados (E2)	Plag (50-55%); Opx (20-30%); Cpx (10-15%)	Qz (2%); Op; Ap	Hb (5%); Hb
Granulitos tonalíticos (T1, T2)	Plag (30-48%); Qz (20-30%); Opx (8-18%); Cpx (6-17%); Mp (0-5%)	Op; Zr; Ap	Bi (5-10%); Se
Granulitos charnoenderbíticos (CHED 1, CHED 2)	Plag (35-48%); Qz (20-30%); Mp (8-15%); Opx (8-15%); Cpx (1-8%)	Op; Zr; Ap	Bi; Hb

ABREVIACÃO: Opx - ortopiroxênio; Cpx - clinopiroxênio; Plag - plagioclásio; Mp - mesopertita; Hb - hornblenda; Bi - biotita; Qz - quartzo; Gt - granada; Cd - cordierita; Mic - microclina; Ol - olivina; Op - minerais opacos; Ti - titanita; Zr - zircão; Ap - apatita; Gf - grafita; Clr - clorita; Mu - muscovita; Se - sericita; Mir - mirmequita; Epi - epidoto; Sp - espinélio; Cr - córidon; Ru - rutilo; Sil - silimanita; Mo - monazita; Sf - safrina.

quantidades de granada, ortopiroxênio e opacos, os quais, em contato com quartzo, podem apresentar pequenas palhetas de biotita secundária. A tabela 1 resume sua composição mineral.

ROCHAS METAMÓRFICAS ORTODERIVADAS As rochas da parte oeste do Alto de Salvador, quando pouco alteradas, são verde-acinzentadas e de aspecto homogêneo, o que dificulta separá-las de outras rochas da área e identificar a presença de efeitos de deformações, mais visíveis em superfícies semi-alteradas. As rochas metamórficas ortoderivadas desta parte do Alto de Salvador serão a seguir descritas em ordem cronológica relativa.

Encraves ultramáficos granulizados (PX) (Fig. 4) Encraves ocorrem nos granulitos tonalíticos e charnoenderbíticos adiante descritos e estão boudinados. São de tamanhos variados, com destaque para o exposto atrás do Morro do Cristo, na Barra, com cerca de 20 m de largura e 50 m de comprimento. São de metapiroxenito, com freqüentes bolsões pegmatóides difusos, rosados, compostos por feldspato, quartzo e biotita subordinada. Os encraves de metapiroxenito têm textura granoblástica, com grãos entre 0,5 e 3mm, e compostos de orto e clinopiroxênio que, em conjunto, podem alcançar de 50 a 70% da rocha (Tabela 1). Esses minerais têm contatos são retos e/ou curvos e estão envoltos por hornblenda esverdeada retrometamórfica que pode alcançar até 25%. O plagioclásio é andesina e suas proporções variam entre 2 e 5%. Minerais opacos em geral ocorrem como inclusões em piroxênios.

Encraves máficos granulizados (E1, E2) (Fig. 4) São rochas em geral preto-esverdeadas, finas a médias e de textura granoblástica. Os encraves têm forma lenticular do tipo *boudin* e

pinch and swell, de 1 m a 20 m de comprimento e de 0,5 m a 4-5 m de largura. Foliação é observável apenas em afloramentos alterados. Dois tipos petrográficos de encraves máficos ocorrem. Um (E1) consiste de plagioclásio (45-50%), hornblenda marrom (25-30%), ortopiroxênio (5-10%), clinopiroxênio (5-7%) e opacos (2%) (Tabela 1). Os cristais de piroxênio são xenoblásticos, seus contatos com plagioclásio são retos. O pelocroísmo do ortopiroxênio é esverdeado a rosa e o do clinopiroxênio verde ténue. O plagioclásio é xenoblástico, com geminação albita às vezes encurvadas, e seus contatos com piroxênio e hornblenda são irregulares a retos. A hornblenda, quando em equilíbrio com piroxênios, é marrom-esverdeada e xenoblástica. Outras vezes é verde-oliva e está associada à biotita e, nesses casos, admitida como retrógrada. O outro tipo (E2) é composto por plagioclásio (50-55%), ortopiroxênio (20-30%), clinopiroxênio (10-15%) e quartzo (2%) (Tabela 1). Hornblenda e traços de biotita são secundárias. Constituintes menores em ambos tipos de encraves compreendem opacos, quartzo e apatita.

Granulitos tonalíticos (Fig. 4) Até o presente, estas rochas predominam na parte oeste do Alto de Salvador. Possuem foliação/bandamento segundo N30°-N40° (Fig. 3,5A), são leuco a mesocráticos, de textura xenoblástica a granoblástica, e às vezes, poligonal e compostos por plagioclásio (30-48%), quartzo (20-30%), ortopiroxênio (8-18%) e clinopiroxênio (6-17%) (Tabela 1). Os cristais de plagioclásio são anédricos a subédricos, com contatos irregulares e estão, por vezes, sericitizados. Em geral são antipertíticos e, em contato com quartzo, são mirmequiticos. O quartzo também é anédrico a subédrico, de contatos irregulares e apresenta extinção ondulante e fraturamento incipiente. O ortopiroxênio, em algumas amostras porfiroblástico, é subédrico,



Figura 5 – Afloramentos dos principais litotipos e estruturas da área estudada. A - granulito tonalítico (T1) deformado; B - bandas de granulito alumino-magnesiano intercalados com bandas de granito granatífero; C - granulito alumino-magnesiano com profiroblastos de granada; D - granulito tonalítico (T2) com bandamento Sn+1 sub-horizonta; E - dobra recumbente com plano axial (Sn+1) e eixo sub-horizonta; F - dobras apertadas com planos axiais sub-verticais (Sn+2) e eixos/lineações de alto caimento.

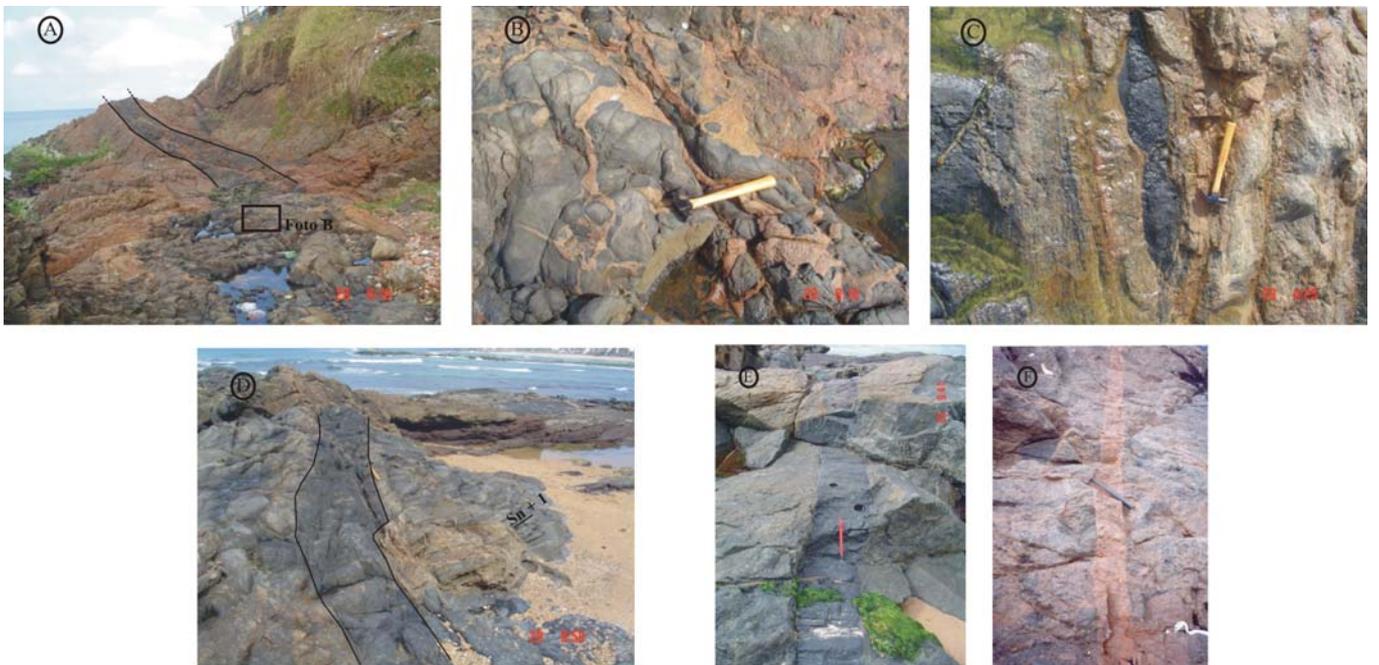


Figura 6 - Afloramentos dos principais litotipos da área estudada A - dique metamórfico (DM1) associado com metamonzonito-sienogranito (SGr1) deformado na zona central, com bordas indeformadas; B - parte indeformada do conjunto DM1/SGr1 mostrando mistura heterogênea de magma basáltico e granítico (commingling); C - dique metamórfico e metamonzonito-sienogranito deformados; D - dique metamórfico (DM1) vertical cortando rochas granulíticas com foliação/bandamento sub-horizonta; E - dique não metamórfico (DM2), vertical; F - monzo-sienogranito (SGr2) preenchendo fratura vertical, N40°.

fraturado e de contatos irregulares. Juntamente com o clinopiroxênio, compõe a paragênese de metamorfismo de alto grau. Os opacos, em geral magnetita, são freqüentes e podem, em algumas amostras, alcançar até 4% da moda. O feldspato potássico, mesopertítico, está em geral ausente, mas pode atingir 5%. Os constituintes menores compreendem apatita e o zircão. A biotita, em geral produto retrometamórfico, varia entre 5 a 10% (Tabela 1), e ocorrendo sempre nas bordas de cristais de piroxênio e opacos.

Granulitos charnoenderbíticos (Fig. 4) Estas rochas são leucocráticas a mesocráticas e de textura granoblástica fina a média. Ocorrem como faixa N40° que encurva para E-W na parte norte da cidade (Fig. 3). Quando inalterados são, em geral, homogêneos, o que dificulta a identificação de efeitos de deformações. Em alguns afloramentos semi-alterados é possível notar cristais de quartzo e feldspato do protólito plutônico, estirados e imersos em matriz metamórfica mais fina. Praticamente todos minerais apresentam extinção ondulante, considerada como produto de deformações pós-metamórficas. Seus constituintes maiores compreendem plagioclásio antipertítico (35-48%), quartzo (20-30%), mesopertita ou microclina pertítica (8-15%), ortopiroxênio (8-15%) e clinopiroxênio (1-8%) (Tabela 1). O plagioclásio tem geminações albita e albita-periclina, sobretudo nas amostras menos deformadas, e, por vezes, possuem inclusões de quartzo arredondado, ortopiroxênio, opacos, apatita e zircão. O quartzo é xenoblástico, placóide e com contatos irregulares. A mesopertita é subédrica e, por vezes, com bordas de microclina pertítica. O ortopiroxênio é sub-idioblástico a xenoblástico, com pleocroísmo de tonalidades verde a rosa e, às vezes, está alterado para clorita e óxido de ferro ao longo das clivagens. O clinopiroxênio é raro nestes granulitos mas, quando ocorre, está associado ao hiperstênio. A biotita e hornblenda verde são secundárias, ocorrem em pequenas proporções e situam-se ao redor, ou ao lado de cristais de piroxênio e de opacos e são interpretadas como retrometamórficas.

DIQUES MÁFICOS (DM1, DM2) (Fig. 4) Os diques são pretos, finos, tabulares, verticais (Fig. 6D, 6E), mas podem mergulhar de até 50° (Fig. 6A) e suas espessuras variam de 1 cm a 50 m. Ocorrem tanto na orla marítima de Salvador (Fujimori & Allard 1966, Fujimori 1968, Tanner de Oliveira & Conceição 1982, Farias & Conceição 1985, Mestrinho *et al.* 1988, Moraes Brito 1992, Corrêa-Gomes

1992, Corrêa-Gomes *et al.* 1996) como no seu interior (Moraes Brito 1992, Corrêa-Gomes 1992, Barbosa *et al.* 2004). Os diques podem ser sub-divididos em deformados e indeformados.

Os diques deformados, denominados de metamórficos (DM1) por Moraes Brito (1992), estão quase sempre associados com corpos de metamonzo-sienogranitos (Fig. 6A, 6D). Excepcionalmente o conjunto dique-granito está indeformado (Fig. 6B). A orientação geral dos diques é N60°-N90° e mostram clara foliação dada por biotita e hornblenda (Fig. 6C). Segundo Moraes Brito (1992), variam composicionalmente de andesitos basálticos a andesitos e são compostos por plagioclásio (24-45%) e fenoblastos de diopsídio, quartzo (3-14%) e titanita (2-10%). Apatita e zircão são acessórios. Biotita (15-24%) e hornblenda (22-25%) são secundárias, produto do metamorfismo sin-colocação dos diques e provenientes da destruição do diopsídio e opacos. Diminutos cristais de plagioclásio e quartzo também são considerados metamórficos (Tabela 2).

Os diques indeformados, denominados de não-metamórficos por Moraes Brito (1992) (DM2) (Fig. 6E), apresentam grande variação textural em função da espessura e profundidade de resfriamento. Em geral estão orientados segundo N120° e N160°. Os de menor espessura são afaníticos e os mais espessos possuem porção central com textura fanerítica, como no dique de 50 m de largura, situado atrás do Othon Palace Hotel, bairro de Ondina (Mestrinho *et al.* 1988). Quando porfíricos, possuem fenocristais de labradorita (43-55%), pigeonita (10-35%) e olivina (2-10%) (Moraes Brito 1992). Opacos (1-15%), hornblenda (3-5%), biotita e clorita são secundários a partir do piroxênio (Tabela 2).

MONZO-SIENOGANITOS (SGr1, SGr2) (Fig. 4) Trabalhos anteriores que se referem a essas rochas tratam basicamente da sua geometria e composição mineral (Celino & Conceição 1983, Celino *et al.* 1984, Moraes Brito, 1992). Com base no modo de ocorrência, textura, composição mineral e petroquímica, neste trabalho foram reunidas em dois tipos: metamonzo-sienogranitos (SGr1) (Fig. 6A, 6C) e monzo-sienogranitos (SGr2) (Fig. 6F).

Os metamonzo-sienogranitos (SGr1), juntamente com os diques máficos deformados (DM1), preenchem fraturas de diversas direções, com predomínio de N60° - N90°. São finos a médios e estão, em geral, foliados (Fig. 6C). Seus constituintes principais compreendem grãos maiores de quartzo (35-45%) e microclina (30-40%), imersos em matriz mais fina de até 15%, composta por este minerais e biotita (10%) (Tabela 2). Os grãos maiores são

Tabela 2 – Composição modal dos diques máficos e dos monzo-sienogranitos da parte oeste do Alto de Salvador.

ROCHAS	MINERAIS IGNEOS (Composição Modal)	MINERAIS ACESSÓRIOS	MINERAIS METAMÓRFICOS
Diques Máficos			
Diques Deformados (DM 1)	Plag (24-45%); Qz (3-14%); Ti (2-10%); Cpx (traços)	Ap; Zr	Hb(22-25%); Bi(15-24%) Plag; Qz
Diques Indeformados (DM 2)	Plag (43-55%); Cpx (10-35%); Ol (2-10%); Op (1-15%); Hb (3-5%)	Op; Ap; Bi; Clr	
Corpos Monzo- sienograníticos			
Meta Monzo-sienogranitos (SGr 1)	Qz (35-45%); Mic (30-40%); Bi (10%); Plag (2-5%)	Op; Ap; Zr;	Bi (5%); Qz
Monzo-sienogranitos (SGr 2)	Qz (30-40%); Mic (30-40%); Bi (15%); Plag (5-10%)	Op; Ap; Zr	

ABREVIÇÃO: Opx - ortopiroxênio; Cpx - clinopiroxênio; Plag - plagioclásio; Mp - mesopertita; Hb - hornblenda; Bi - biotita; Qz - quartzo; Gt - granada; Cd - cordierita; Mic - microclina; Ol - olivina; Op - minerais opacos; Ti - titanita; Zr - zircão; Ap - apatita; Gf - grafita; Clr - clorita; Mu - muscovita; Se - sericita; Mir - mirmequita; Epi - epidoto; Sp - espinélio; Cr - córidon; Ru - rutílio; Sil - silimanita; Mo - monazita; Sf - safirina.

intepretados como produto da cristalização magmática e os menores como produto do cisalhamento e recristalização. Biotita e o quartzo marcam a foliação da rocha. Nas porções menos deformadas, alguns alforamentos exibem a íntima interpenetração de metamonzo-sienogranitos e os diques máficos metamórficos, o que caracteriza uma mistura mecânica do tipo *commingling* e a presença de *chilled margin* (Blake et al., 1965, Walker & Skelhorn 1966, Wiebe 1991, Ayrton 1991) (Fig. 6B).

Por outro lado, os monzo-sienogranitos indeformados (SGr2) cortam os metamonzo-sienogranitos, e são, assim, intepretados como mais jovens. Em geral estão orientados segundo N40°-N70°. Exibem textura média a grossa, às vezes pegmatóide e ocorrem ora como corpos verticais à sub-verticais, com 0,5 m a 2 m de espessura e com contato busco com as encaixantes (Fig. 5F), ora como massas irregulares, de espessura variada e contatos difusos. Em ambos os casos, seus constituintes principais são quartzo (30-40%), microclina (40-50%) e biotita (5-10%) e os acessórios consistem de apatita, opacos e zircão (Tabela 2).

LITOGEOQUÍMICA Dados litogeoquímicos dos granulitos de Salvador foram estudados por Fujimori (1968), Tanner de Oliveira (1970) e Tanner de Oliveira & Conceição (1982). Os protólitos de algumas rochas foram intepretados pelo primeiro autor como de origem sedimentar e, pelos últimos, de origem mista, mais magmática de que sedimentar. Por outro lado, os protólitos de algumas rochas ricas em granada e minerais alumino-magnesianos do Farol da Barra seriam paleosolos aluminosos (Fujimori & Fyfe 1984).

Com vistas ao estudo litogeoquímico, analisou-se 69 amostras para determinação de elementos maiores, traços e Terras Raras (ETR) no laboratório da GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda, por meio de fluorescência de raios-X, absorção atômica e ICP-MS (Tabela 3). Por fluorescência de raios-X analisou-se SiO₂, Al₂O₃, FeO, Fe₂O₃, MgO, CaO, TiO₂, P₂O₅, MnO, e os elementos traços V, Rb, Ba, Sr, Ga, Nb, Zr, Y e Th, com precisão 100% nos peimeiros 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 as proporções de Na₂O e K₂O, complementar ao ICP-MS e à fluorescência de raios-X.

Barbosa & Fonteilles (1989) demonstram que os elementos químicos dessas rochas de alto grau, exceto sódio e potássio, têm se mostrado inertes durante a granulitização, principalmente os traços e ETR. Isso tem possibilitado caracterizar, com relativa segurança, os protólitos e sugerir os tipos de magmas gerados e processos de diferenciação magmática.

ROCHAS METAMÓRFICAS ORTODERIVADAS Encraves máficos e ultramáficos granulitizados Dados analíticos mais representativos de ambos tipos de encraves máficos (E1 e E2) e ultramáfico (PX) constam da tabela 3. Nota-se que o E1 é mais rico em Ti e Fe do que E2 o qual, por sua vez, é mais rico em SiO₂ e Al₂O₃. A composição mineral desses encraves é compatível com estes resultados, visto que E1 é mais rico em opacos e minerais ferro-magnesianos do que o E2, mais rico em plagioclásio e quartzo. Devido ao pequeno número de amostras analisadas, é possível sugerir somente os tipos de magma geradores dos diques. Na figura 7A, as duas amostras de E1 situam-se no campo tholeiítico e as do E2 na transição entre os domínios tholeiítico e cálcio-alcalino. Já as amostras dos encraves de metapiroxenito (PX) situam-se fora dos campos tholeiítico e cálcio-alcalino, mais próximas do vértice MgO. Os padrões de ETR dessas rochas corroboram estas intepreções, pois os espectros de E1, E2 e PX (Fig. 7B, 7C, 7D) exibem disposição geral relativamente sub-horizontal sem anomalias de Eu, exceto E1 que apresenta pequena anomalia (Fig. 7B). As razões Ce_N/Yb_N de 10,60 a 19,70 para os E1, 7,25 a 24,67 nos E2 e em torno de 7,13 nos PX, confirmam as interpretações de que os encraves possivelmente resultam de magma tholeiítico. Destaque-se que esses encraves possuem teores de ETR semelhantes aos dos granulitos básicos do sul da Bahia (Pinho et al. 2003).

Granulitos tonalíticos Essas rochas são consideradas intermediárias, visto que possuem teores de SiO₂ de 54 a 69 %. São caracterizadas por Al₂O₃ entre 15 e 17%, FeOt entre 4,5 e 11%, CaO entre 3,5 e 7%, MgO entre 1,5 e 5%, Na₂O entre 2,5 e 3,5% e K₂O entre 1,30 e 2,0%. O TiO₂ varia de 0,4 e 0,8%. Os teores de Sr situam-se em torno de 550 ppm, de Nb de até 28 ppm, de Zr de até 304 ppm e de Rb de até 128 ppm (Tabela 3). O diagrama da figura 8, que utiliza as proporções normativas de anortita, albita e ortoclásio (O'Connors 1965), confirma o caráter tonalítico dos protólitos destes granulitos. Para detalhar o seu comportamento litogeoquímico, empregou-se diagramas bivariantes com SiO₂ como índice de diferenciação (Fig. 9). Isto permitiu reconhecer dois protólitos dos granulitos tonalíticos. Um (T1) gerou *trends* de diferenciação magmática reconhecíveis pelo comportamento dos elementos maiores e traços e outro (T2), cujo reduzido número de amostras não gerou *trends* de diferenciação. No T1 pode-se observar o comportamento incompatível de K₂O e Na₂O e levemente compatível de TiO₂, MnO, FeO e CaO. Quanto aos elementos traços, verifica-se uma tendência decrescente dos incompatíveis V e Nb e outra ligeiramente crescente dos compatíveis, Zr e Sr. Quanto aos ETR (Fig. 10), as anomalias de Eu em T1 e T2 não são muito significativas (Fig. 10), embora

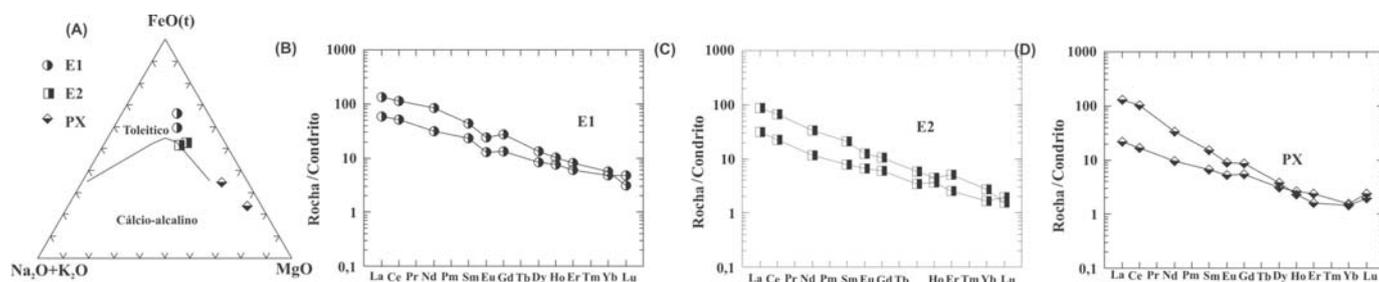


Figura 7 – (A) Diagrama (Na₂O+K₂O) – FeO(t) – MgO de Irvine & Baragar (1971) com a localização das análises químicas dos encraves máficos granulitizados (E1, E2) e encraves ultramáficos granulitizados (PX); (B) Padrão de terras raras para os encraves máficos granulitizados (E1) e (C) para os encraves ultramáficos granulitizados (PX). Os valores do condrito são de Evensen et al. (1978).

Tabela 3 – Análises químicas representativas das rochas metamórficas orto e paraderivadas da parte oeste do Alto de Salvador.

	ENCRAVES MÁFICOS E ULTRAMÁFICOS GRANULITIZADOS			GRANULITOS TONALÍTICOS				GRANULITOS CHARNOENDERBÍTICOS			
	E 1	E 2	PX	T1		T2		CHED 1		CHED 2	
	SG-8A	SG-27A	SG-29B	SG-22A	NL-59B	NL-56	SG-25B	NL-57B	SG-27B	SG-2B	SG-4A
SiO ₂	44,10	48,30	45,40	53,60	59,90	69,10	69,30	64,20	64,30	63,10	60,90
TiO ₂	2,40	0,94	0,28	0,85	0,61	0,40	0,39	0,77	0,82	0,55	0,56
Al ₂ O ₃	12,70	15,20	11,50	17,10	15,50	16,30	15,00	15,50	14,80	15,70	15,10
Fe ₂ O ₃	10,40	10,00	5,60	4,00	6,90	3,20	4,30	6,50	4,20	4,50	4,60
FeO	9,00	3,10	0,29	7,30	2,40	1,40	0,29	0,86	3,40	3,00	5,60
MnO	0,31	0,15	0,15	0,15	0,13	0,08	0,09	0,08	0,11	0,15	0,17
MgO	5,90	7,00	14,90	4,30	4,20	1,30	1,40	1,80	1,70	3,20	3,90
CaO	10,00	9,10	19,90	7,10	5,90	3,60	3,40	3,90	3,60	4,20	4,90
Na ₂ O	2,70	3,10	0,31	3,10	2,60	2,80	3,50	2,60	3,10	2,50	1,80
K ₂ O	0,61	1,20	0,92	1,60	1,90	1,70	1,30	3,60	3,60	3,70	3,50
P ₂ O ₅	0,49	0,17	0,01	0,44	0,26	0,07	0,28	0,33	0,36	0,21	0,24
P.F.	0,01	0,78	0,99	0,01	0,18	0,01	0,64	0,01	0,03	0,23	0,01
TOTAL	98,62	99,04	100,25	99,55	100,48	99,96	99,89	100,15	100,02	101,04	101,28
V	410	220	59	214	174	45	10	66	94	103	113
Rb	5	5	45	5	17	18	5	69	49	61	128
Ba	174	284	394	547	733	1769	387	1382	1580	1414	360
Sr	158	219	28	451	477	934	502	487	434	362	57
Ga	17	20	10	24	21	19	17	17	20	22	17
Nb	15,0	9,0	6,0	11,0	7,0	8,0	28,0	10,0	14,0	5,0	5,0
Zr	97	97	8,00	11	124	224	171	304	261	85	108
Y	36	25	117	31	18	33	36	29	20	6	24
Th	10,00	5,00	11,00	5,00	16,00	38,00	26,00	25,00	5,00	19,00	31,00
La	13,75	20,31	5,12	24,29	18,49	43,49	59,25	28,79	23,27	14,87	24,51
Ce	30,91	40,86	10,23	53,76	30,67	68,26	115,3	57,80	42,90	25,73	47,02
Nd	14,54	15,78	4,44	23,52	10,77	18,72	60,73	22,33	24,98	6,51	16,79
Sm	3,52	3,22	1,02	4,94	2,03	2,64	9,16	4,36	4,25	0,58	1,28
Eu	0,75	0,72	0,31	0,74	0,48	0,50	1,25	1,13	1,38	0,46	0,62
Gd	2,71	2,19	1,11	3,71	1,31	1,92	6,35	3,22	3,41	0,38	0,49
Dy	2,14	1,50	0,78	2,16	0,76	1,50	3,01	2,04	1,88	0,28	0,54
Ho	0,43	0,25	0,15	0,40	0,12	0,20	0,61	0,30	0,42	0,05	0,10
Er	1,00	0,83	0,39	0,91	0,38	0,54	1,26	0,72	1,00	0,14	0,26
Yb	0,81	0,46	0,26	0,59	0,19	0,48	0,76	0,58	0,59	0,05	0,20
Lu	0,12	0,04	0,06	0,07	0,02	0,06	0,04	0,08	0,10	0,01	0,04

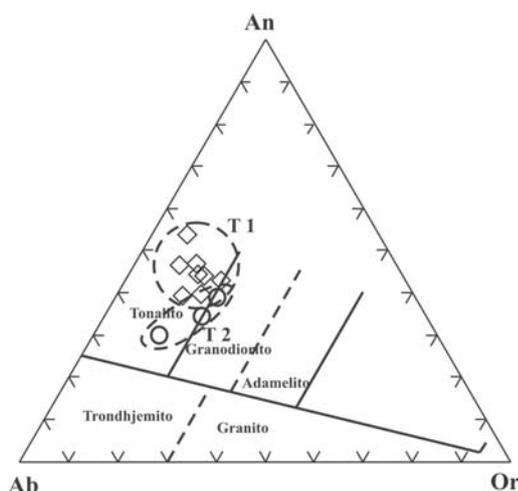


Figura 8 – Diagrama An-Ab-Or de O'Connors (1965) para os granulitos tonalíticos estudados. Notar que T1 e T2 situam-se no campo dos tonalitos.

haja forte fracionamento de ETRL em relação aos ETRP, dado por razões Ce_N/Yb_N de 22,80 a 44,80 nas amostras de T1 e de 39,50 a 56,70 nas de T2, típico dos magmas cálcio-alcálicos de baixo potássio (Fig. 10) (Tabela 3). Estes granulitos possuem razões Ce_N/Yb_N próximas aos granulitos tonalíticos da região sul da Bahia descritos por Pinho *et al.* (2003).

Granulitos Charnoenderbíticos Os dados petroquímicos sugerem a existência de dois tipos de protólitos dos granulitos charnoenderbíticos, isto é CHED 1 e CHED 2. Considerando amostras com teores de SiO₂ próximos (Tabela 3), o CHED 1 é mais rico em Na₂O (3,10%), TiO₂ (0,82%), Sr (487 ppm), Zr (304 ppm) e Nb (14 ppm) e, o CHED 2, é mais pobre nesses elementos (Na₂O - 1,80%, TiO₂ - 0,55%, Sr - 362 ppm, Zr - 108 ppm e Nb - 5 ppm). Ambos tipos são de composição intermediária, visto que seus teores de SiO₂ variam entre 61 e 64%, mas não diferem muito nos teores de Al₂O₃, FeO, CaO, e K₂O (Tabela 3), embora em diagramas bivariantes, a variação dos elementos *versus* a sílica (Fig 11) CHED 1 e CHED 2 mostrarem tendências de diferenciação magmática diferentes. Os padrões de ETR (Fig. 12) de ambos protólitos são distintos, com razões Ce_N/Yb_N de CHED 1 variável de 20,20 a 45,38 e de CHED 2 de 54,34 a 66,37, mas típicos de magmas cálcio-

Tabela 3 – Continuação

	DIQUES MÁFICOS						MONZO-SIENOGRAFITOS					
	DM 1			DM 2			SGr 1		SGr 2			
	SG-9F	6062 (1)	6052 (1)	SG-32	SG-25A	SG-23A	SG-33	SG-8G	SG-9G	SG-23C	SG-24A	SG-8F
SiO ₂	57,00	57,05	57,27	45,50	46,40	46,40	76,40	70,40	71,00	71,70	72,20	73,50
TiO ₂	1,80	1,83	1,92	3,90	2,90	2,90	0,09	0,60	0,57	0,23	0,33	0,23
Al ₂ O ₃	15,30	15,62	14,75	13,00	11,90	13,30	13,10	13,40	13,20	13,40	13,60	13,10
Fe ₂ O ₃	3,30	1,90	2,86	8,00	8,60	7,30	0,01	0,81	1,70	2,00	0,96	0,01
FeO	6,70	5,67	5,66	9,50	8,50	9,80	2,60	3,00	2,10	2,20	2,60	1,70
MnO	0,14	0,12	0,08	0,26	0,27	0,23	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,02
MgO	2,80	3,00	4,12	5,20	4,80	5,20	0,22	0,81	0,71	0,72	0,63	0,56
CaO	4,80	5,39	3,48	9,10	8,90	9,00	0,79	1,60	1,40	0,61	1,20	0,40
Na ₂ O	2,90	2,74	2,24	2,60	2,50	2,50	2,70	2,20	2,30	1,70	2,00	1,60
K ₂ O	3,80	4,07	4,47	0,86	0,60	0,93	5,30	6,30	6,30	8,00	6,00	7,80
P ₂ O ₅	0,56	0,63	0,64	0,74	0,34	0,65	0,01	0,20	0,11	0,03	0,08	0,14
P.F.	0,01	1,35	1,84	0,35	2,88	0,08	0,1	0,19	0,13	0,01	0,14	0,59
TOTAL	99,11	99,37	99,33	99,01	98,59	98,29	101,34	99,54	99,42	100,63	99,78	99,65
V	95	-	-	402	522	414	8	37	22	8	19	8
Rb	70	102	113	5	5	6	158	213	229	333	284	335
Cs	5,00	-	-	5,00	5,00	5,00	5,00	-	5,00	5,00	5,00	-
Ba	1628	1781	1875	490	408	521	276	1468	1020	943	611	988
Sr	470	523	449	240	192	231	89	392	263	186	133	271
Ga	18	-	-	22	18	25	19	20	21	17	18	18
Nb	33,0	54	40,0	20,0	14,0	21,0	5,0	58,0	15,0	18,0	38,0	25,0
Zr	322	-	-	215	150	200	87	786	707	211	407	417
Y	42	42	35	44	34	37	5	39	39	36	60	48
Th	13,00	-	-	16,00	7,00	9,00	5,00	29,00	53,00	113,00	68,00	55,00
La	-	-	-	21,48	17,48	20,27	7,39	178,90	-	221,00	140,27	209,20
Ce	-	-	-	43,51	36,89	36,06	12,23	324,50	-	378,50	273,40	394,30
Nd	-	-	-	19,05	22,92	14,37	3,80	103,90	-	159,00	106,80	131,90
Sm	-	-	-	3,93	5,75	3,15	0,98	17,57	-	18,37	18,33	20,52
Eu	-	-	-	1,41	1,90	0,94	0,19	2,33	-	2,14	1,40	1,83
Gd	-	-	-	3,77	5,85	2,96	0,90	10,04	-	11,50	13,13	11,22
Dy	-	-	-	2,17	5,00	1,82	0,52	5,31	-	5,09	7,07	4,92
Ho	-	-	-	0,42	0,95	0,32	0,10	1,08	-	0,96	1,19	0,88
Er	-	-	-	1,09	2,27	0,70	0,23	2,28	-	2,19	2,03	1,89
Yb	-	-	-	0,63	1,64	0,47	0,21	1,44	-	1,33	1,13	1,11
Lu	-	-	-	0,04	0,10	0,04	0,05	0,24	-	0,14	0,14	0,20

alcalinos normais.

Diques máficos Os dados de campo, petrográficos e petroquímicos obtidos sobre amostras dos diques durante essa pesquisa confirmam as observações de Mestrinho *et al.* (1988), Moraes Brito (1992) e Corrêa-Gomes *et al.* (1996). Os diques deformados-metamórficos (DM1), mais antigos, se originaram a partir de magma cálcio-alcálico (Figs. 13A, 6A, 6C, 6D), com teores de SiO₂ próximos de 57%, Al₂O₃ de 15%, Na₂O entre 2 a 3% e K₂O em torno de 8%, enquanto que os indeformados (DM2), mais recentes, tiveram origem a partir de magma tholeiítico (Fig. 13A, 6E), com teores de SiO₂ entre 46 e 48%, Al₂O₃ de 12 a 13%, Na₂O de 2,4 a 2,6% e K₂O em média aproximada de 0,6%. Os DM2 são mais ricos em MgO (≅ 5%) e CaO (≅ 9%) quando comparados com os DM1 (Tabela 3). O padrão de ETR (Fig 13B) confirma o caráter tholeiítico dos diques DM2, pois exibem padrão relativamente plano, com pouca variação da razão Ce_N/Yb_N.

Monzo-sienogranitos Os metamonzo-sienogranitos SGr1 (SiO₂=76%) (Fig. 6A, 6C) e monzo-sienogranitos SGr2 (SiO₂=70-73%) (Fig. 6F) são sub-alcálicos (Fig. 14A), peraluminosos (Fig. 14B) e, petrografica (Fig. 4) e quimicamente Fig. 14C), se classificam como monzo-sienogranitos. Comparando os resultados de

análise química (Tabela 3) verifica-se que SGr1 e SGr2 se assemelham nos teores de elementos maiores, exceto em SiO₂, maior, e MgO e K₂O menores no SGr1. A tabela 3 e as figuras 15 e 16 também mostram que, em relação aos elementos traços, o SGr1 possui teores bem menores que o SGr2, embora nesse último os teores de ETR sejam bem maiores do que no SGr1. A figura 15 também mostra que, com as amostras de SGr2, há um *trend* de diferenciação magmática segundo o qual Na₂O, MgO, CaO, Ba, e Sr foram incompatíveis e K₂O, Rb e Th compatíveis. Destaque-se que a amostra de SGr1 se situa completamente fora do *trend* de SGr2. Ademais, como mostra a figura 16, SGr1 é mais pobre em ETR do que SGr2, o qual, por sua vez, possui forte anomalia negativa de Eu, em contraste com SGr1, de anomalia praticamente inexistente.

METAMORFISMO, DEFORMAÇÃO E GEOCROLOGIA Sighinolfi & Fujimori (1974) estudaram cristais de granada dos granulitos do Farol da Barra e mostram que os mesmos possuem composição química muito variável, o que se explica por variações locais na pressão de oxigênio e água. Stormer (1973) e Stormer & Whitney (1977) foram os primeiros que, ao pesquisarem rochas com hiperstênio e safirina e com plagioclásio e feldspato potássico em equilíbrio, admitiram que as primeiras se formaram sob tempe-

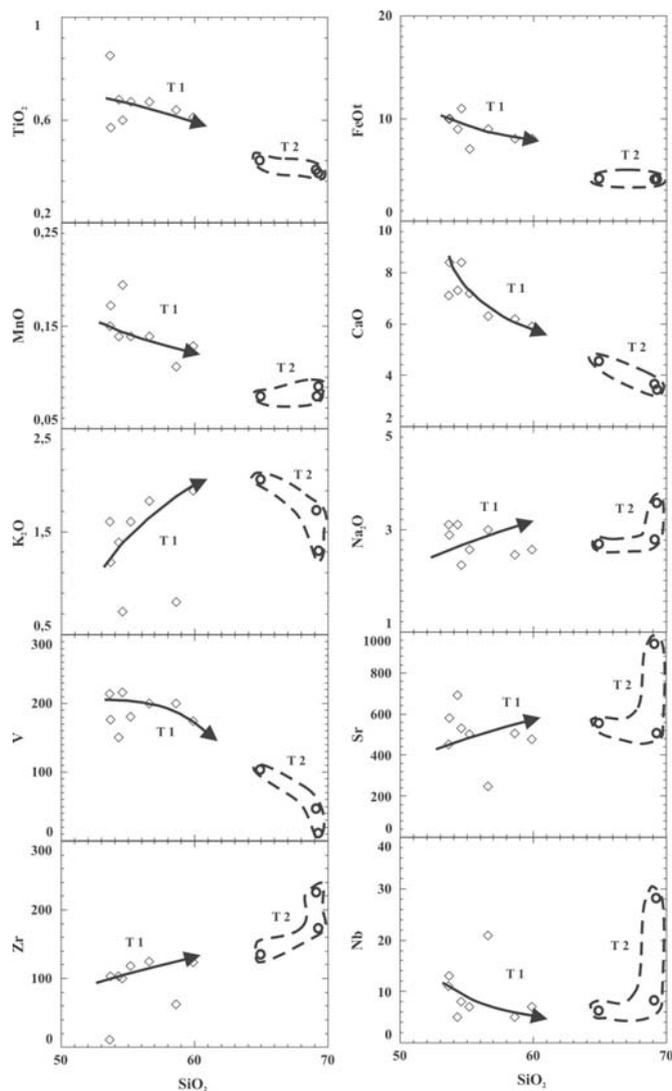


Figura 9 - Diagramas de variação química (Harker 1909) para elementos maiores e traços dos granulitos tonalíticos.

raturas de cerca de 1000°C e as últimas a 750-800°C e pressões de 4-8 kbar. Posteriormente Fujimori (1988), ao estudar as paragêneses minerais e o metamorfismo dos granulitos do Farol da Barra, interpreta que essas rochas foram submetidas a três condições de pressão e temperatura, a primeira em torno de 7,5 - 9 kbar e 840 -

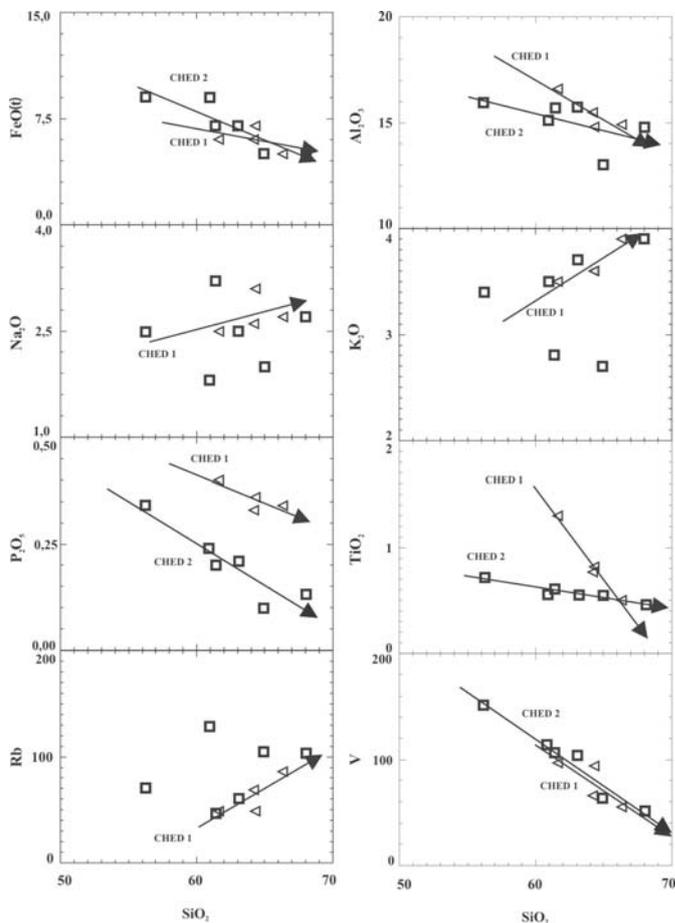


Figura 11 - Diagrama de variação (Harker 1909) dos elementos maiores e traços dos granulitos charnoenderbíticos CHED1 e CHED2.

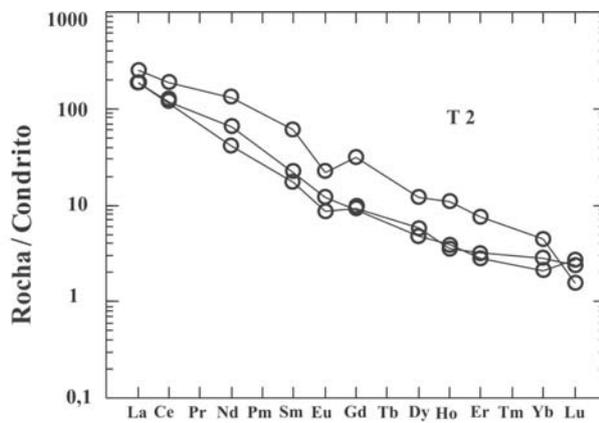
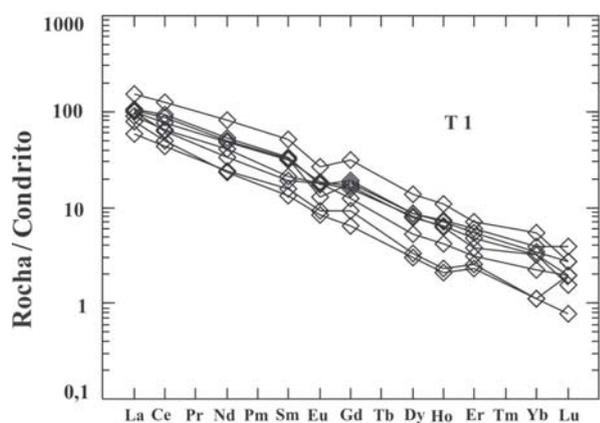


Figura 10 - Padrões de elementos terras raras para os granulitos tonalíticos estudados. Normalização pelo condrito segundo dados de Evensen et al. (1978).

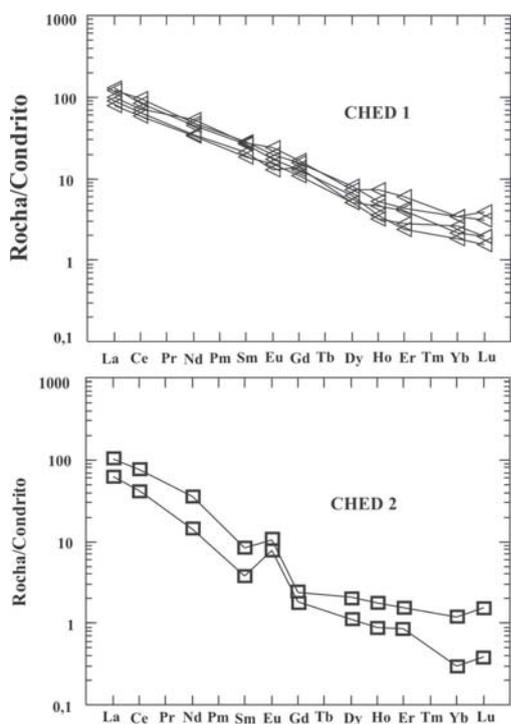


Figura 12 - Padrões de ETR dos granulitos charnoenderbíticos CHED1 e CHED2. Normalização do condrito segundo dados de Evensen et al. (1978).

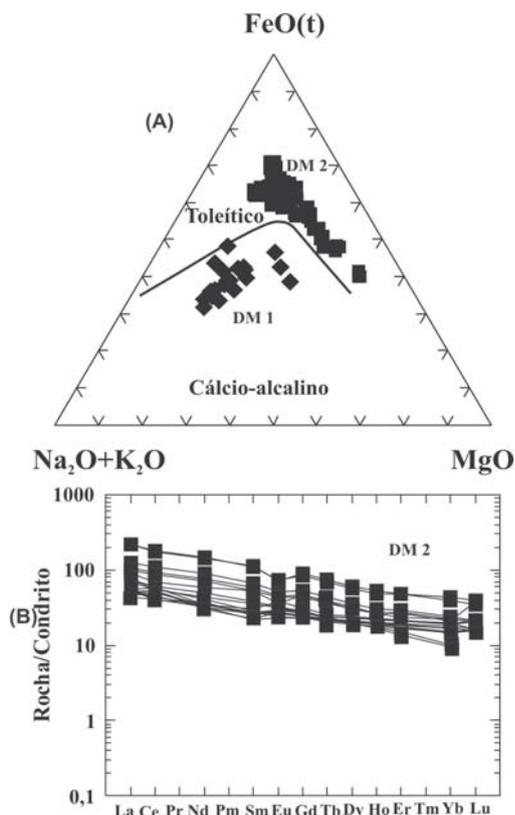


Figura 13 – Caracterização geoquímica dos diques máficos da parte oeste do Alto de Salvador. Incluídos dados químicos de amostras de Moraes Brito (1992) e Mestrinho et al. (1982, 1988).

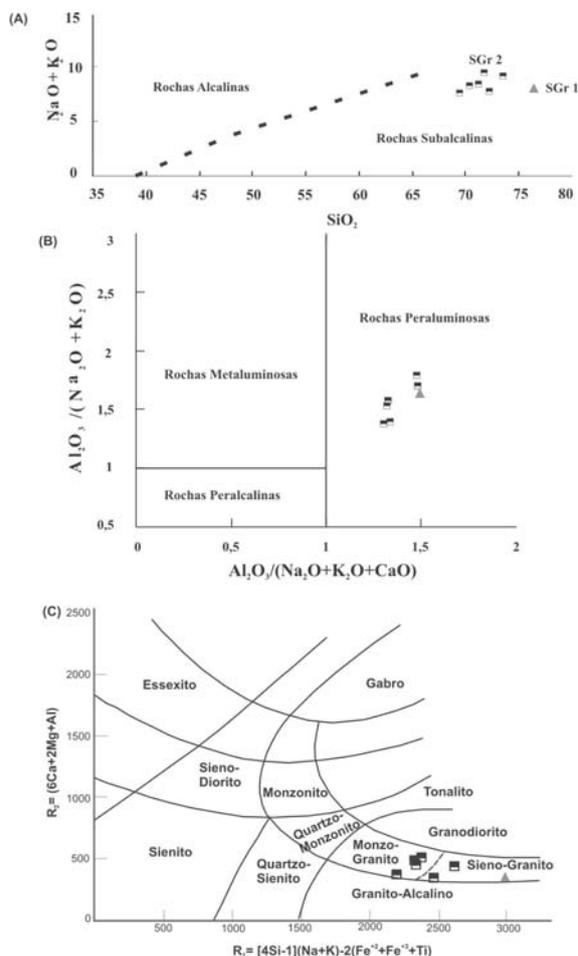


Figura 14 – (A) Diagrama $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$, de Irvine & Baragar (1971), mostrando a sub-alcalinidade dos sienogranitos de Salvador; (B) Diagrama $Al_2O_3/Na_2O + K_2O - Al_2O_3/Na_2O + K_2O + CaO$ de Shand (1950), caracterizando o caráter peraluminoso dos monzo-sienogranitos; (C) Diagrama de De La Roche et al. (1980) que permite classificar quimicamente os monzo-sienogranitos.

900°C; a segunda entre 3 kbar e 750°C e a terceira entre 6 - 7 kbar e 525 - 550°C. Fujimori (1988) admite que as duas primeiras correspondem a metamorfismo de pressão intermediária (Green & Ringwood 1967) seguido de um retrometamorfismo. A terceira foi relacionada a metamorfismo superimposto.

No que diz respeito às estruturas dúcteis, pelo menos três fases deformacionais podem ser registradas na parte oeste do Alto de Salvador (Barbosa 2004, Corrêa-Gomes et al., 2005, em preparação (Fig. 17)). A primeira fase (F_{n+1}) deformou uma foliação/bandamento pré-existente (S_n), com a formação de dobras recumbentes de superfícies axiais (S_{n+1}) e eixos sub-horizontais, esses últimos caracterizados por lineações de estiramento mineral *dip-slip* (Fig. 5D, 5E). Outra fase (F_{n+2}) dobrou as superfícies anteriores e, como é interpretada a partir da evolução progressiva do evento (F_{n+1}), gerou, em zonas de *high strain*, dobras isoclinais a apertadas de orientação geral N30° a N90°, com superfícies axiais sub-verticais (S_{n+2}) e eixos/lineações de baixo caimento (Fig. 5F). Essas últimas lineações são de estiramento *strike-slip*, embora em alguns locais ocorram torções que as inclinam. A essa segunda

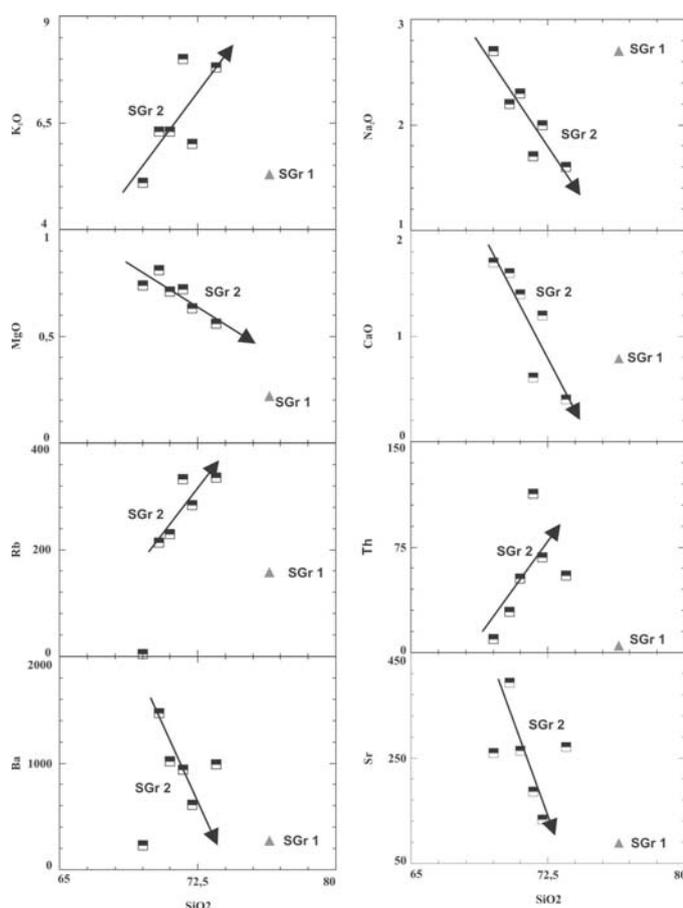


Figura 15 – Diagramas de variação química (Harker 1909) para elementos maiores e traços dos monzo-sienogranitos de Salvador

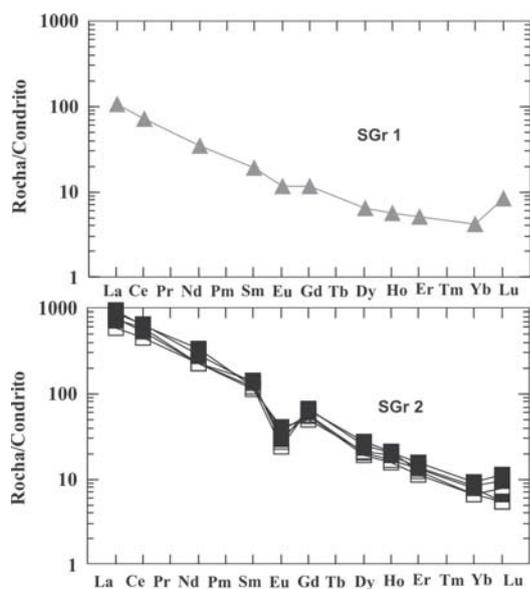


Figura 16 – Padrão de ETR dos metamonzo-sienogranitos (SGr1) e monzo-sienogranitos (SGr2). Valores do condrito de Evensen et al. (1978).

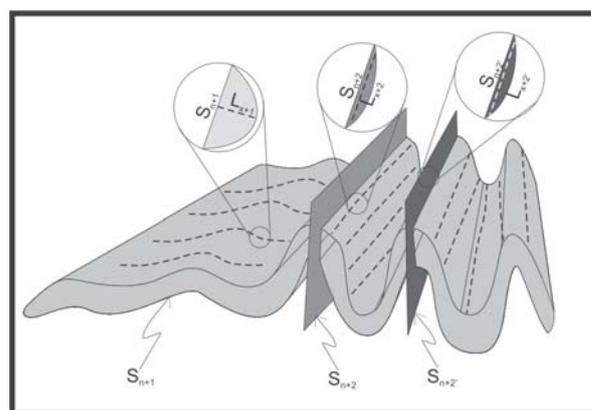


Figura 17 - Configuração 3D das diferentes fases de deformação dúcteis das rochas metamórficas de Salvador (Corrêa-Gomes et al., 2005, em preparação).

fase se relaciona uma transpressão de cinemática ora sinistral ora dextral que, ao dobrar isoclinalmente a superfície anterior (S_{n+1}) formou faixas com cinemáticas alternadas. Uma terceira fase (F_{n+2}), de caráter menos penetrativo, é marcada por zonas de cisalhamento transcorrente, sub-verticais e sub-paralelas às superfícies axiais de S_{n+2} , com lineações de estiramento mineral *strike-slip* que, localmente, pode evoluir até a transposição das estruturas das fases anteriores. Complicadores da interpretação local das deformações dúcteis compreendem (i) a alternância de deformações contínuas, homogêneas e heterogêneas que pode mudar a importância de uma fase em relação a outra e (ii) a alternância de faixas de *high strain-low strain* de uma fase comparada com outra, o que resulta ora na completa transposição ora na preservação de estruturas mais antigas.

Quanto às deformações rúpteis, inúmeras as falhas e fraturas cortam os granulitos em foco (Corrêa-Gomes et al., 2005, em preparação). Cinco conjuntos principais de fraturas podem ser reconhecidos e que, em ordem de idade decrescente, compreendem os de direção (i) $N60^{\circ}$ - $N90^{\circ}$, onde penetraram os diques máficos metamórficos e metamonzo-sienogranitos (Fig. 6A, 6C, 6D); (ii) $N40^{\circ}$ - 70° , por onde, muitas vezes, se alojaram monzo-sienogranitos (Fig. 6F); (iii) $N120^{\circ}$ - $N160^{\circ}$, que alojam os diques máficos não metamórficos (Fig. 6E); (iv) $N30^{\circ}$ e $N40^{\circ}$, cujos representantes mais importantes são as falhas de Salvador e Iguatemi, respectivamente (Barbosa et al. 2005, em preparação) e, (v) de direções $N130^{\circ}$ - $N140^{\circ}$, paralelo às falhas transferentes da Bacia do Recôncavo.

Dados radiométricos da área estudada são escassos e a maioria se restringe aos diques máficos indeformados. D'Agrella Filho et al., (1989) (Ar^{40}/Ar^{39}), Renne et al., (1990) (Ar^{40}/Ar^{39}) e Heaman (1991) (Pb^{207}/Pb^{206}), obtiveram idades dos diques entre 0,92Ga e 1,1Ga. Já as rochas da facies granulito foram datadas por Silva et al., (1997) pelo método SHRIMP em zircões de granulitos tonalíticos e obtiveram idade de 2561 ± 7 Ma, considerada a de cristalização magmática e idade de 2089 ± 11 Ma, interpretada como do metamorfismo.

CONSIDERAÇÕES FINAIS No Alto de Salvador foi possível identificar: (i) metamorfitos paraderivados formados por granulitos alumino-magnesianos, granulitos básicos e quartzitos com grana-da e ortopiroxênio e (ii) rochas metamórficas ortoderivadas compostas de granulitos tonalíticos e charnoenderbíticos com que

contêm encraves de rochas ultramáficas (metapiroxenitos) e máficas (metagabros). Admite-se que os granulitos aluminomagnesianos são restitos de fusão de pelitos e se associam a granitos com granada e, por vezes, cordierita, considerados os líquidos de fusão (Kriegsman 2001, Spear *et al.*, 1999). Os granulitos básicos e quartzitos com granada e ortopiroxênio associados aos aluminomagnesianos são produtos do metamorfismo de basaltos e *cherts* impuros, respectivamente (Barbosa & Fonteilles 1989). A petroquímica mostra que os encraves metaultramáficos (PX) e metamáficos (E1, E2) que ocorrem nos granulitos tonalíticos e charnoenderbíticos foram piroxenitos derivados de magma tholeiítico rico em magnésio (PX) e os gabros gerados por magma tholeiítico (E1) ou de magma transicional tholeiítico/calcio-alcálico (E2). Os granulitos tonalíticos se originaram a partir de magma calcio-alcálico pobre em potássio e os charnoenderbíticos também de magmas cálcio-alcálicos mas ricos neste elemento. Com relação aos protólitos, a idade U/Pb SHRIMP de 2561 ± 7 Ma de um granulito tonalítico foi considerada como magmática por Silva *et al.*, (1997).

Os litotipos estudados foram deformados por no mínimo duas fases contínuas (F_{n+1} , F_{n+2}), em profundidades correspondentes a da fácies granulito. As principais estruturas compreendem dobras recumbente (planos axiais S_{n+1} e eixos sub-horizontais), redobradas em isoclinais a apertadas (planos axiais S_{n+2} sub-verticais e eixos horizontais). Zonas de cisalhamento transcorrentes (F_{n+2}), síncronas à segunda fase e sub-paralelas às superfícies axiais de F_{n+2} imprimiram lineações de estiramento mineral, também paralelas aos eixos das dobras isoclinais.

O reequilíbrio metamórfico dessas rochas na fácies granulito ocorreu concomitantemente às deformações dúcteis. A granulitização atingiu a etapa de pico nas condições de 7,5 - 9 kbar e 840 - 900°C (Fujimori 1988). O clímax metamórfico está caracterizado, em algumas rochas, pela presença de biotita vermelha, ortopiroxênio, plagioclásio e clinopiroxênio. A etapa regressiva é marcada em granulitos básicos por minerais secundários, tais como biotita e hornblenda esverdeada, formados às expensas de piroxênio e opacos, todos orientados pela segunda fase de defor-

mação. Nos granulitos aluminomagnesianos a paragênese de alto grau é composta de ortopiroxênio aluminoso, silimanita e safirina, e as de retrometamorfismo por reequilíbrio para a fácies anfibolito-xisto verde (Fujimori 1988). A idade U/Pb SHRIMP de 2089 ± 11 Ma no granulito tonalítico de Silva *et al.*, (1997) pode ser admitida como próxima à idade do metamorfismo da área.

Quanto às deformações rúpteis, o conjunto de fraturas N60°-N90° foi ativado durante a penetração dos diques máficos metamórficos e metamonzo-sienogranitos. Neste conjunto ocorrem estruturas do tipo *commingling* (Blake *et al.*, 1965, Walker & Skelhorn 1966, Wiebe 1991, Ayrton 1991) sugestivas de colocação de grandes volumes de magma basáltico de altas temperaturas na crosta e, como foram a provável causa dominante da fusão crustal, houve a produção de magmas basálticos/monzo-sienograníticos contemporâneos (Huppert & Sparks 1988) ou mobilizados graníticos crustais (Fig. 4) (Lameyre 1987). Assim, magmas contrastantes máficos e félsicos, com composição próxima da dos líquidos, podem ser injetados mais ou menos simultaneamente em fraturas. Como estas foram de dimensões reduzidas, o resfriamento das injeções foi relativamente rápido o que resultou em misturas de *commingling* heterogêneas. No segundo (N40°-70°) e terceiro (N120°-N160°) conjuntos de fraturas, intrudiram diques máficos não metamórfico e monzo-sienogranitos, respectivamente. Nos diques não metamórficos, D'Agrella Filho *et al.*, (1989), Renne *et al.*, (1990) e Heaman (1991), obtiveram idades entre 0,92Ga e 1,1Ga. A Falha de Salvador, de idade mesozóica, está relacionada ao conjunto de fraturas (N30° e N40°) e, como a Falha do Iguatemi é sub-paralela à mesma, ambas devem ser aproximadamente contemporâneas. O conjunto de fraturas N130°-N140° é paralelo às falhas transferentes da Bacia do Recôncavo.

Agradecimentos Ao CNPq pelo financiamento de recursos para a realização dos trabalhos e à CBPM pelos recursos de serviços de laboratório e veículos para a execução dos trabalhos de campo. Ao CNPq pelas bolsas de IC das duas últimas autoras e pelas bolsas de produtividade dos três primeiros autores. Aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

Referências

- Ayrton S.N. 1991. Appinities, lamprophyres and mafic microgranular enclaves: three related products of interaction between acid and basic magmas. In: J. Didier & B. Barbarin (eds.) *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, pp.: 465-476.
- Barbosa J.S.F. & Dominguez J.M.L. (Eds.) 1996. *Texto Explicativo para o Mapa Geológico ao Milionésimo*. SICM/SGM, Salvador, (Edição Especial), 400 pp.
- Barbosa J.S.F. & Fonteilles 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 Archean 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. 2004. *Mapa geológico da cidade de Salvador*. Relatório e anexos, CNPq/IG-UFBA, 43 pp.
- Barbosa J.S.F., Corrêa-Gomes L.C., Dominguez, J. M. L., Cruz S. A S., Souza, J. S. 2005. Mapa e Geologia de Salvador e Arredores, (em preparação).
- Blake D.H., Elwell R. W. D., Gibson I. L., Skelhorn R.R., Walker G. P. L. 1965. Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. *Q. J. Geol. Soc.*, **121**:31-50.
- 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, 196p.
- 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), 144p.
- Corrêa-Gomes L.C., Barbosa J. S. F., Cruz S. A. S. 2005. As deformações das rochas metamórficas da cidade de Salvador, (em preparação).
- D'Agrella Filho M. S., Pacca I. G., Onstot T. C., Renne P. R., Teixeira W. 1989. O estado atual da cooperação USP/Princeton University. Resultados paleomagnéticos e geocronológicos em diques máficos das regiões de Salvador, Olivença e Uauá, Cráton do São Francisco. *In: Workshop Diques Máficos Precambrianos do Brasil*, São Paulo, *Bol. Esp.*, p. 22-28.
- De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and map of element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, **29**:183-210.
- Evensen N. M., Hamilton P. J., O'Nions R. R. 1978. Rare earth abundances in chondrite meteorites. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, **42**:1199-1212.
- Farias J. S. & Conceição H. 1985. Estrutura ampulheta em pigeonitas: as condicionantes de seu crescimento em hialo-diabásios. *In: UFBA, Sem. Est. Pesq.*, **5**, *Bol. Res.*, 26-27.
- 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.
- Fujimori S. & Fyfe W. S. 1984. Almanditic garnet-rich metamorphic rocks as an original soil developed during Precambrian. *Rev. Bras. Geoc.*, **14**:194-202.
- Green D. H. & Ringwood A. E. 1967. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geochem. Cosmoch. Acta.*, **31**:767-833.
- Harker A. (Ed) 1909. *The natural history of the igneous rocks*. New York. 384 p.
- Heaman L. 1991. U-Pb dating of giant radiating dyke swarms: potential for global correlations of mafic events. *In: Intern. Symp. On Mafic Dykes*, São Paulo, Brasil, *Ext. Abst.*, p. 7-9.
- Huppert H. E. & Sparks R. S. J. 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalto continental crust. *J. Petrol.*, **29**:599-624.
- 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, 63p.
- Kriegsman L. M. 2001. Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatectic migmatites. *Lithos.*, **56**:75-96.
- Lameyre J. 1987. The role of granites in the evolution of the crust. Exemple of the french crustal segment. *In: SGM, ISGAM-International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*. Salvador. *Ext. Abst.*, p.15-18.
- 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, 96p.
- O'Connor J.T. 1965. A classification for quartz rich igneous rock based on feldspar rations. *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, 126p.
- Pinho I. C. A., Barbosa J. S. F., Leite C. M. M. 2003. Petrografia e litogeoquímica dos metatonalitos e seus enclaves de granulitos básicos da parte sul do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, **33**:189-200.
- Renne P. R., Onstott, T.C., D'Agrella Filho M. S., Pacca I.G., Teixeira W. 1990. Ar⁴⁰/Ar³⁹ dating of 1.0-1.1 Ga Magnetizations from the São Francisco and Kalahari Cratons: Tectonic Implications for Pan-African and Brazilian Mobile Belts. *Earth and Plan. Scien. Letters*, **101**:349-366.
- Shand S. J. (Ed.) 1950. *Eruptive rocks their genesis, composition, classification and their relation to ore deposit*. 4^{ed}, London, 488pp.
- Sighinolfi, G. P. & Fujimori, S. 1974. Petrology and chemistry of diopsidic rocks in granulitites terrains from the Brazilian basement. *Atti della Soc. Tosc. Di Sci. Natur.*, Serie A, **LXXXI**: 130-140.
- Silva L.C. da, McNaughton N.J., Melo R.C., Fletcher I.R. 1997. U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade Complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprint of the eastern Jequié Craton, NE Brazil. *In: SBG I ISGAM - Intern. Symp. Granites and Associated Mineralisations*, Salvador, *Abstracts*, **1**: p. 282-283.
- Spear F.S., Kohn M.J., Cheney J. T. 1999. P-T paths from anatectic pelites. *Contrib. Mineral and Petrol.*, **134**:17-32.
- Stormer Jr. J. C. 1973. The composition of sapphirine from Salvador, Bahia, and conditions of its formation. *Rev. Bras. Geoc.*, **3**:192-200.
- Stormer Jr. J. C. & Whitney J. A. 1977. Two-feldspar geothermometry in granulite fácies metamorphic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* **65**:123-133.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Amsterdam. Earth Sci. Rev.*, **12**:1-33.
- 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**: p. 41-42
- Walker G. P. L. & Skelhorn R. R. 1966. Some associations of acid and basic igneous rocks. *Earth Sci. Rev.*, **2**:93-109.
- Wiebe R. A 1991. Commingling of contrasted magmas and generation of mafic enclaves in granite rocks. *In: J. Didier & B. Barbarin (eds.) Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, pp: 393-402.

Manuscrito A-1536

Recebido em 10 de setembro de 2004

Revisão dos autores em 10 de novembro de 2005

Revisão aceita em 20 de dezembro de 2005