

As raízes granulíticas do cinturão Salvador-Esplanada-Boquim, Cráton do São Francisco, Bahia-Sergipe, Brasil

*The granulitic roots of the Salvador-Esplanada-Boquim Belt,
São Francisco Craton, Bahia-Sergipe, Brazil*

Johildo Salomão Figueirêdo Barbosa¹, Moacyr Moura Marinho¹, Angela Beatriz de Menezes Leal¹,
Ernande Melo de Oliveira¹, Jailma Santos de Souza-Oliveira¹, Roberto Max de Argollo², Cristiano Lana³,
Rafael Gordilho Barbosa¹, Leila Tatiane Lopes Santos¹

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia - UFBA, Rua Barão de Geremoabo, s/n, Campus Universitário de Ondina, Federação, CEP 40170-290, Salvador, BA, BR (johildo.barbosa@gmail.com; mmm@ufba.br; angelab@ufba.br; emeloliv@ufba.br; jailmasouza@gmail.com; rafab.geologia@gmail.com; leilatlopes@gmail.com)

²Instituto de Física, Laboratório de Física Nuclear, Universidade Federal da Bahia - UFBA, Salvador, BA, BR (robmax@ufba.br)

³Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto - UFOP, Ouro Preto, MG, BR (cristianodeclana@gmail.com)

Recebido em 04 de julho de 2017; aceito em 04 de maio de 2018

Resumo

O Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim (CSEB) é provavelmente um ramo nordeste do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. Neste trabalho, inédito para a região, é apresentada a caracterização petrográfica, petroquímica e geocronológica preliminar das rochas granulíticas da porção central-norte desse cinturão, onde foram separadas quatro unidades granulíticas ácidas e intermediárias, além de bandas de granulitos máficos, granulitos aluminosos e quartzitos. As quatro unidades ácidas e intermediárias são ortogranulitos foliados onde os granulitos máficos encontram-se encaixados sob a forma de lentes. Essas rochas foram atravessadas por diques orosirianos, dacíticos-riolíticos (Diques de Arauá). O estudo litogeoquímico dos granulitos ácidos e intermediários revelou quatro séries cálcio-alcálicas de baixo a alto K, assim denominadas: enderbítica (Ed1), enderbítica (Ed2); charnockítica de composição monzogranítica (MCh) e charnoenderbítica (Ch-Ed). Diagramas multielementares indicam que as quatro unidades possuem anomalias negativas de Nb, Ti e P e baixos teores de *high field strenght elements* (HFSE), sugerindo haver associação genética ligada a zonas de subducção e arcos vulcânicos. Os granulitos máficos, por sua vez, apontam para uma filiação toleítica com características tipo *island-arc tholeiite* (IAT). Os dados geocronológicos indicam idades que sugerem a presença de eventos tectônicos ocorridos na área, a saber: formação do protólito do granulito (Ed2) em 2,90 Ga (idade-modelo T_{DM-Nd}); cristalização do granulito (Ed2) em 2582 ± 11 Ma e do MCh em 2473 ± 13 Ma; metamorfismo regional com idades entre 2087 e 2073 Ma; e preenchimento de falhas em forma de diques em torno de 2015 ± 12 Ma. Os dados obtidos, sobretudo aqueles da litogeoquímica, estão permitindo interpretar que essas rochas metamórficas de alto grau se adequam àquelas do tipo arco vulcânico. Essas, ao colidirem no Paleoproterozoico com o Bloco Serrinha, situado a oeste da área estudada, formaram uma cadeia de montanhas, a qual, ao ser erodida, expôs suas raízes granulíticas.

Palavras-chave: Granulito; Geoquímica; Geocronologia; Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim.

Abstract

The Salvador-Esplanada-Boquim Belt is probably a northeastern branch of the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen. This study, which is unprecedented in the region, presents the petrographic, petrochemical and geochronological characterization of granulite rocks from the central-northern portion of this belt, where four acidic and intermediate granulite units were separated, in addition to mafic granulite bands, aluminous granulites and quartzites. These four acidic and intermediate units are foliate orthogranulites, where mafic granulites are embedded in the form of lenses. These rocks were crossed by orosirian, dacitic-rhyolite dykes, (Araú Dykes). The lithogeochemical study of acidics and intermediate granulites has revealed four calcium-alkaline series from low to high K, named: (i) enderbitic (Ed1), (ii) enderbitic (Ed2); (iii) charnockitic of monzogranitic composition (MCh) and (iv) charnoenderbitic (Ch-Ed). Multielement diagrams indicate that the four units have negative Nb, Ti and P anomalies and low levels of HFSE, suggesting that there is a genetic association attached to subduction zones and volcanic arcs. On the other hand, the mafic granulites indicated a tholeiitic affiliation with charac-

teristics of the MORB type. The geochronological data indicate ages that suggest the presence of tectonic events in this area, namely: (i) the formation of the granulite's protholith (Ed2) at 2.90 Ga (model-age T_{DM-Nd}); (ii) the crystallization of the granulite (Ed2) at 2582 ± 11 Ma and MCh at 2473 ± 13 Ma; (iii) regional metamorphism aged 2087 Ma and 2073 Ma, and (iv) the filling in of faults in the form of dykes around 2015 ± 12 Ma. The data obtained, especially with regard to litho-geochemistry, allow for the interpretation that these high-grade metamorphic rocks are suited to those of the volcanic arc type. Upon colliding on the Paleoproterozoic with the Serrinha Block, located to the west of the study area, these high-grade metamorphic rocks formed a mountain chain which eroded, exposing their granulite roots.

Keywords: Granulite; Geochemistry; Geochronology; Salvador-Esplanada-Boquim Belt.

INTRODUÇÃO

Os estudos sobre o Cráton do São Francisco (CSF) tiveram início no ano de 1951 quando Djalma Guimarães o identificou, delimitando pela primeira vez no Brasil, núcleos crustais antigos considerados de idade arqueana. Distribuído principalmente nos estados da Bahia e Minas Gerais e subsidiariamente em Sergipe, esse cráton é a mais bem exposta unidade geotectônica do escudo pré-cambriano brasileiro. Trata-se de uma entidade geológica estabilizada no final do Paleoproterozoico (em torno de 1,8 a 2,0 Ga) e que ao longo da sua evolução tectono-estratigráfica teve seus limites marcados por cinturões ou faixas de dobramentos desenvolvidos durante o evento Brasileiro (1,1 a 0,45 Ga). Essas faixas brasileiras (Figura 1) são denominadas de Riacho do Pontal, a norte; Araçuaí, ao sul-sudeste; Brasília, a oeste; Rio Preto, a noroeste; e Sergipana, a nordeste (Almeida, 1977).

O embasamento cristalino do cráton, de maneira geral, engloba rochas granulíticas e rochas granito-gnáissico-migmatíticas, além de *greenstone belts*, que, segundo Brito Neves et al. (1980), foi marcado em alguns locais pelo rejuvenescimento isotópico. Faz parte desse embasamento um número expressivo de corpos graníticos e máfico-ultramáficos (Inda e Barbosa, 1978).

No território baiano, o CSF é formado por quatro blocos arqueanos, denominados de Gavião, Serrinha, Jequié e Itabuna-Salvador-Curaçá, que colidiram no Paleoproterozoico, indo formar o denominado Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC) (Barbosa e Sabaté, 2002, 2004). Atualmente, esse orógeno está completamente erodido, de forma que chega a expor, no seu eixo, rochas da fácies granulito. Estende-se na direção aproximada N-S, desde o paralelo da cidade de Itabuna, no sul, até as margens do Rio São Francisco, região de Curaçá, no norte (Figura 1). O OISC, posicionado na borda leste do CSF, apresenta na sua parte média uma ramificação para nordeste, na altura do paralelo de Salvador, que se prolonga até o estado de Sergipe. Essa ramificação compõe o Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim (CSEB) e se estende desde a cidade de Salvador, ao sul, até o município sergipano de Boquim, ao norte, tendo a região de Esplanada como parte intermediária. Ele é considerado como sendo mais um segmento pertencente ao CSF (Melo

de Oliveira, 2014). A parte norte do CSEB veio a constituir a área selecionada para elaboração deste trabalho, envolvendo suas rochas granulíticas.

Este trabalho se justificou em função: da condição tectônica do CSF e, por extensão, aquela do CSEB; da conformação do CSEB, possuidor de granulitos de considerável semelhança com aqueles do OISC (Figura 1); da importância em se estender a pesquisa desse CSEB até seu extremo, no estado de Sergipe; e da posição tectônica dessas duas entidades, OISC e CSEB. Como será mostrado adiante, o CSEB é subdividido em três faixas paralelas, denominadas aqui de complexos, sendo uma de migmatitos, outra de gnaisses, migmatitos e granulitos e a última exclusivamente de granulitos. Sendo assim, definiu-se como um dos objetivos desta pesquisa, a caracterização petrográfica e petroquímica das rochas granulíticas desse cinturão, denominadas aqui de Complexo Granulítico Esplanada Boquim. Também teve como objetivo obter dados de geoquímica isotópica e geocronologia das rochas em questão, utilizando-se os métodos U-Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total. A área alvo deste trabalho tem praticamente sua totalidade localizada no estado de Sergipe, na região sudoeste-centro, cabendo à Bahia uma pequena parte no sudoeste, nas proximidades da cidade de Rio Real. A área é delimitada pelos paralelos $10^{\circ}55' - 11^{\circ}30' S$ e meridianos $37^{\circ}30' - 37^{\circ}55' W$ (Figuras 1 e 2).

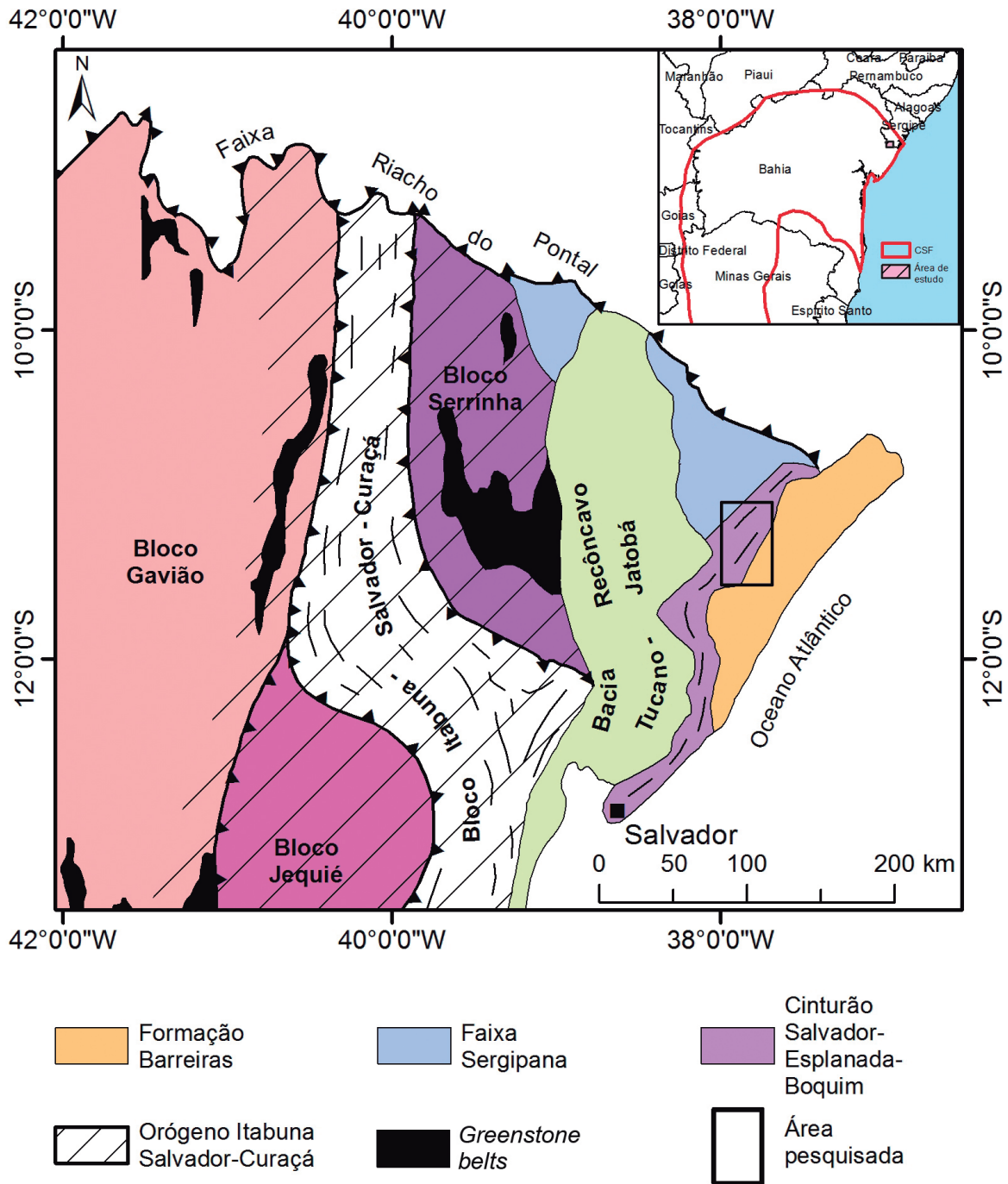
GEOLOGIA REGIONAL

O CSF é formado por terrenos arqueanos e paleoproterozoicos que se estendem desde o estado de Minas Gerais no Quadrilátero Ferrífero até as margens do médio Rio São Francisco, na Bahia. Como referido antes, Barbosa e Sabaté (2002, 2004), desenvolvendo pesquisa na parte leste do território baiano, separaram e deram destaque a quatro segmentos crustais, denominados de Blocos Gavião (BG), Serrinha (BS), Jequié (BJ) e Itabuna-Salvador-Curaçá (BISC), descritos sucintamente a seguir.

O BG teve como possível origem de parte de suas rochas a fusão parcial de protocrosta oceânica arqueana (Martin e Sabaté, 1990; Barbosa et al., 2012). Como produtos dessa fusão surgiram associações de rochas tonalíticas,

trondhjemíticas e granodioríticas (TTG), constituindo uma das rochas arqueanas mais antigas da América Latina. Em adição, Marinho (1991) e Barbosa et al. (2012) descreveram que

a maioria desse bloco é formada por rochas que compõem uma associação de ortognaisses, anfibolitos e seqüências metavulcano-sedimentares tipo *greenstone belts* com grau



CSF: Cráton do São Francisco.

Figura 1. Esboço esquemático regional posicionando a área pesquisada em relação às principais unidades tectônicas do Cráton do São Francisco na Bahia (simplificado de Barbosa e Sabaté, 2002).

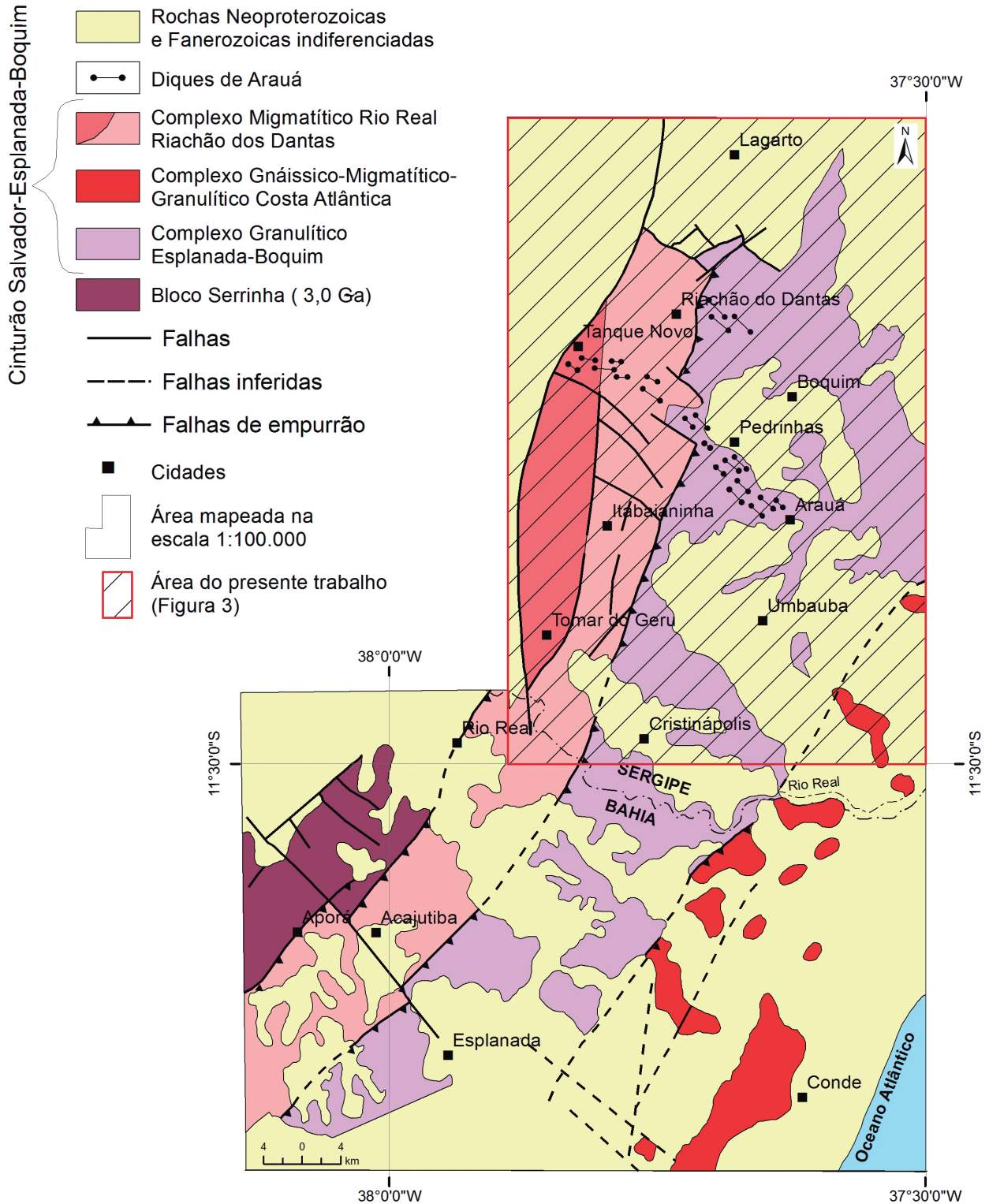


Figura 2. Mapa geológico simplificado de parte do Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim (Melo de Oliveira, 2014). O retângulo representa a área mapeada (Figura 3).

metamórfico variando desde o anfíbolito até o xisto-verde. Incluídas nesse bloco, encontram-se ainda rochas graníticas metaluminosas, além de pequenas e isoladas intrusões máficas-ultramáficas.

O BS é constituído basicamente de ortognaisses migmatizados e de rochas supracrustais metavulcano-sedimentares (Rios, 2002; Barbosa e Sabaté, 2002, 2004; Oliveira et al., 2004). Essas últimas estão metamorfisadas na fácies xisto-verde e têm como área típica de ocorrência o *greenstone belt* Serrinha-Rio Itapicuru (Mascarenhas, 1979; Kishida, 1979; Silva, 1984, 1992; Melo, 1991; Barbosa et al., 2012). O BS é um bloco arqueano de natureza granito-*greenstone* constituído pelos Complexos Uauá e Santa Luz, que serviram de embasamento para o *greenstone belt* Serrinha-Rio Itapicuru, antes referido, e o *greenstone belt* Capim, ambos do Paleoproterozoico (Mascarenhas, 1979; Silva, 1992; Oliveira et al., 2004). Esses complexos mais antigos possuem idades variando de 3,0 a 3,3 Ga (Oliveira et al., 2010) (Figura 2). Ainda na área do BS, foram identificadas inúmeras intrusões de corpos graníticos (Rios, 2002).

O BJ, segundo Barbosa et al. (2001, 2012), é litologicamente representado, da mais velha para a mais nova, por: rochas ortoderivadas heterogêneas, incluindo componentes supracrustais metamorfizados (fácies granulito), às vezes migmatizados; e rochas enderbíticas, charno-enderbíticas e charnockíticas, além de corpos gabro-anortosíticos, restritos (Cruz, 1989), todas também metamorfizadas na fácies granulito. Dentro do primeiro conjunto, destacam-se bandas de granulitos máficos e granulitos aluminosos, além de quartzitos portadores de granada e ortopiroxênio. No segundo conjunto, o que chama atenção são granulitos de composição enderbítica-charnoenderbítica-charnockítica, ortoderivados, com características texturais plutônicas, ainda preservadas.

O BISC corresponde a uma faixa de terrenos metamórficos de médio a alto grau, que se estende desde o paralelo de Itabuna, sul da Bahia, até às margens do Rio São Francisco, nas proximidades do município de Curaçá, no extremo norte do estado. Esse bloco agrupa, na parte norte, o Complexo Caraíba, o Complexo Tanque Novo-Ipirá e a Suíte São José do Jacuípe, e na porção sul predominam granulitos tonalíticos-trondhjemiticos, separados em forma de faixas TTG (Barbosa, 1990; Barbosa et al., 2012).

Segundo Barbosa e Sabaté (2002, 2004), no Paleoproterozoico, em torno de 2,0 Ga (Wilson, 1989; Barbosa, 1990; Ledru et al., 1994), ocorreu a colisão dos quatro blocos antes mencionados, segundo compressão no sentido NW-SE. Esse evento resultou na construção do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC) (Figura 1), que é visto como peça importante na história do CSF, pois representa o substrato de uma cadeia de montanhas arrasada pela erosão (Barbosa e Sabaté, 2002). Tomando como referência a porção sul do BISC, Barbosa e Dominguez (1996)

assinalaram que a partir do paralelo de Salvador para norte, essa faixa granulítica se bifurca em dois ramos, contornantes do BS (Figura 1). Com efeito, a porção ocidental segue para o norte em direção à cidade de Curaçá e a porção oriental se alinha rumo às cidades de Esplanada, na Bahia, e Boquim, em Sergipe, formando o CSEB cuja parte norte é motivo deste trabalho (Figuras 1, 2 e 3).

O CSEB refere-se a um conjunto de rochas arqueano-paleoproterozoicas metamorfisadas em alto grau, ocorrente a partir da margem leste da Bacia Sedimentar Recôncavo-Tucano-Jatobá, com início no município de Salvador, passando por Esplanada e se estendendo até o vizinho estado de Sergipe, com cerca de 230 km de extensão (Figura 1). Esse segmento está representado na parte norte por três faixas de rochas metamórficas relativamente contínuas delimitadas por falhas de empurrão e/ou zonas de cisalhamento (Santos et al., 1997; Melo de Oliveira, 2014) (Figura 2). A primeira faixa, situada a oeste, denominada Complexo Migmatítico Rio Real-Riachão do Dantas (CMRR), se estende de Rio Real (ao sul) até Riachão do Dantas, ao norte, e possui ortognaisses, migmatitos e granitoides, além da Suíte Granitoide Teotônio-Pela Porco (Oliveira Junior, 1990; Almeida Junior, comunicação verbal). A segunda, situada na parte central, denominada Complexo Granulítico Esplanada-Boquim (CGEB), se estende desde Esplanada até Boquim, contendo encraves de granulitos máficos, granulitos aluminosos e lentes de quartzitos subordinadas. E a terceira, situada a leste, denominada Complexo Gnáissico/Migmatítico-Granulítico Costa Atlântica (CGGCA), se distribui desde as imediações da cidade de Conde, estendendo-se em direção ao norte até a Costa Atlântica, tendo como destaque litologias do tipo ortognaisses migmatizados com intercalações de granulitos.

Tanto a primeira como a segunda faixa são atravessadas por diques fissurais ácidos a intermediários, orosirianos, denominados diques de Arauá (Silva Filho et al., 1977; Santos et al., 1997; Pontes et al., 2011; Melo de Oliveira, 2014) (Figura 3). Melo de Oliveira (2014) datou uma amostra de rocha intermediária desse dique pelo método U-Pb em zircão, obtendo idade de 2015 ± 12 Ma ($MSWD = 0,53$) interpretada como a idade de cristalização. A mesma amostra foi analisada pelo método Sm-Nd (Melo de Oliveira, 2014), tendo-se obtido uma idade-modelo T_{DM} de 2,26 Ga e com $\epsilon_{Nd(t)}$ -0,54. Com isso, pode-se conjecturar a participação de um processo de assimilação/mistura durante a ascensão do magma mantélico desses diques, fato que é reforçado pela presença de zircões herdados, mais antigos, nessa amostra.

Dentro do CSEB, a faixa intermediária CGEB ocupa uma área em forma de cunha, alargando-se para norte (Figuras 1 e 2). Segundo Santos et al. (1997) e Melo de Oliveira (2014), o CGEB é representado por uma sequência bimodal ácido-básica, de alto grau metamórfico,

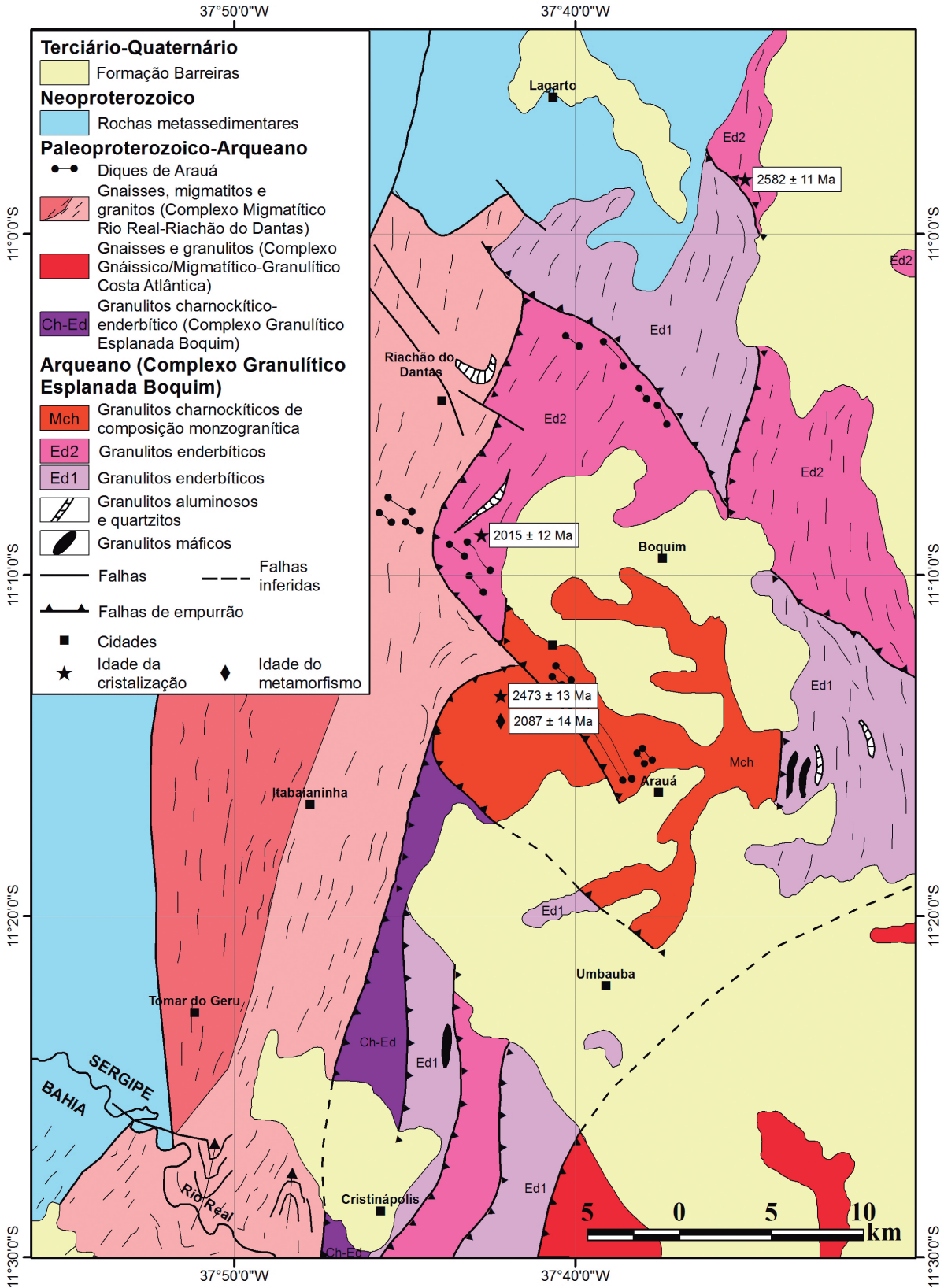


Figura 3. Mapa geológico simplificado da geologia da região estudada com destaque para as idades geocronológicas U/Pb obtidas (Melo de Oliveira, 2014).

metamorfizada na fácies granulito, constituída predominantemente de ortognaisses granulíticos enderbíticos a charnoenderbíticos e charnockíticos subordinados. Ocorrem frequentes intercalações de gabronoritos foliados e algumas bandas de rochas aluminosas intercaladas com lentes quartzíticas.

GEOLOGIA LOCAL E PETROGRAFIA

Durante os trabalhos de campo, executou-se o mapeamento geológico da área na escala 1:100.000, que está representado de forma resumida na Figura 3. Foram coletadas 84 amostras das litologias; e para as descrições petrográficas foram selecionadas, para esse trabalho, 20 amostras de rochas visando à definição da composição mineralógica e das variações texturais nelas contidas. A percentagem modal das rochas foi feita através da separação nas lâminas de dez campos visuais para cada uma delas e a partir daí foram obtidas as médias mineralógicas (Tabela 1) e, nesse contexto, em 28 amostras foram realizadas as análises químicas de rocha total. Nos trabalhos de campo foram coletadas amostras estratégicas para a realização de análises dos isótopos Sm-Nd, em rocha total, e sobretudo para análises radiométricas U-Pb (LA-ICP-MS) em conjuntos

de grãos de zircão, no intuito de se definir as idades de cristalização das rochas e/ou do metamorfismo que atingiu essas rochas granulíticas.

Os trabalhos de pesquisa permitiram subdividir essa faixa granulítica, denominada de CGEB, nas seguintes unidades: granulitos máficos; granulitos aluminosos; quartzitos; granulitos ácidos e intermediários (granulitos enderbíticos, charnoenderbíticos e granulitos charnockíticos de composição monzogranítica) (Figura 3).

GRANULITOS MÁFICOS

As rochas granulíticas máficas (básicas) ocorrem dispersas, sob a forma de bandas descontínuas e/ou encraves (Figura 4A). A microscopia desses granulitos máficos revelou uma textura granoblástica fina e bordas de reação (piroxênio com bordas de anfibólio e/ou biotita) e a presença de plagioclásio, ortopiroxênio e diopsídio (Figura 5A). Hornblenda retro-metamórfica foi observada em todas as amostras analisadas, enquanto o microclínio está presente em apenas uma delas. As composições modais dessas rochas estão apresentadas na Tabela 1. Elas são consideradas como de idade neoarqueana e representantes de gabronoritos metamorfizados, conforme a classificação de Streckeisen (1976).

Tabela 1. Composição mineralógica modal dos granulitos do Complexo Granulítico Esplanada-Boquim.

Rocha	Amostras	Minerais (%)											
		Pl	Qtz	Me	Opx	Cpx	Hbl	Tr	Bt	Mc	Ap	Op	Zr
Granulitos máficos	Se-86	30		18	25		25			Tr	Tr	2	
	Se-101B	41			17	39	1		Tr		Tr	2	
	Se-135B	25	2			65	5				Tr	3	
	Se-137A	47			35	15	1				Tr	2	Tr
Granulitos enderbítico Ed1	Se-85	64	12		5	7	10		2		Tr	2	
	Se-111	53	28	7	3		2		Tr	5	Tr	2	
	Se-127A	49	18	15	7	3	5		1		Tr	2	Tr
	Se-139	67	18		6	2	3		1			3	
Granulitos enderbítico Ed2	Se-165	55	25	7	10				Tr		Tr	2	Tr
	Se-130	52	22	10	7	5	2		1		Tr		Tr
	Se-132	64	21		7	1	2		3		Tr	5	
	Se-148A	44	12	5	7	22	3		2		Tr	5	
Granulitos charnockíticos de composição monzogranítica MCh	Se-95	25	22	43	5				4		Tr	6	Tr
	Se-98	15	28	43	2		6	1	2		Tr	3	Tr
	Se-100	22	25	37	5	2	5		1		Tr		Tr
	Se-136	41	21	26	1		3		5	1	Tr	2	Tr
Granulitos Charno-Enderbíticos Ch-Ed	Se-83B	50	20	9	1		7		3	8	Tr	2	
	Se-89	53	18	10	5		1		1	10		2	
	Se-102	56	30	4	2		3			3	Tr	2	
	Se-144	30	20	10	25	5				8	Tr	2	

Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo; Me: mesopertita; Opx: ortopiroxênio; Cpx: clinopiroxênio; Hbl: hornblenda; Tr: tremolita; Bt: biotita; Mc: microclínio; Ap: apatita; Op: opacos; Zr: zircão.



Figura 4. Feições de campo dos granulitos e rochas supracrustais. (A) Bloco de granulito máfico com estrutura maciça exibindo orientação incipiente marcada pelos cristais de plagioclásio (ponto Se-181B); (B) quartzito com foliação (Sn) sub-horizontal com intercalação de rochas metapelíticas alteradas; (C) intercalação de bandas de granulitos enderbíticos Ed1 foliado com inclinação de cerca de 25°NE (ponto Se-111); (D) granulito enderbítico Ed2 ressaltando o forte alinhamento dos minerais (ponto Se-165); (E) granulito charnockítico de composição monzogranítica (MCh) com foliação (Sn) sub-horizontal (ponto Se-98); (F) granulito charnoenderbítico (Ch-Ed) com foliação/bandamento (Sn) de baixo ângulo (ponto Se-144). M: material quartzo-feldspático; K: intercalações de material máfico.

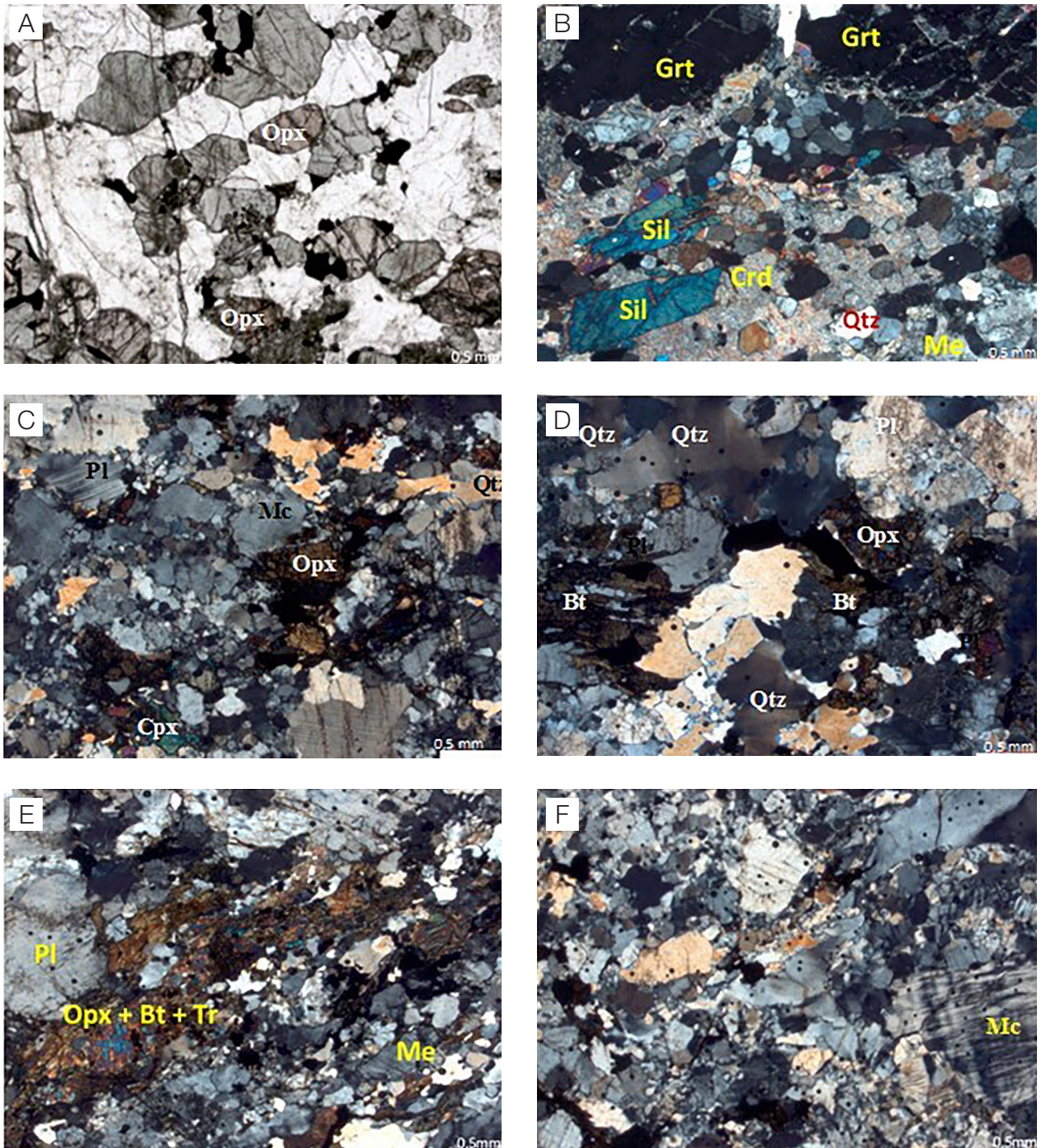


Figura 5. Aspectos microestruturais dos granulitos estudados. (A) Granulito máfico contendo grãos de ortopiroxênio (Opx) e textura granoblástica (amostra Se-101B); (B) granulito aluminoso apresentando cordierita (Crd), silimanita (Sil), granada (Grt), mesoperthita (Me) e quartzo (Qtz), constituindo sua paragênese típica (amostra Se-137B); (C) granulito enderbítico Ed1, lentes estiradas de quartzo (Qtz) e cristais de ortopiroxênio (Opx) e clinopiroxênio (Cpx), em meio a agregado de cristais irregulares de plagioclásio (Pl) e microclínio (Mc) (amostra 127A); (D) granulito enderbítico Ed2, cristais de quartzo (Qtz) e de ortopiroxênio (Opx), associados a palhetas orientadas de biotita (Bt), em meio a agregado de cristais de plagioclásio (Pl) (amostra Se-132); (E) granulito charnockítico de composição monzogranítica, porfiroclastos de plagioclásio (Pl) e mesoperthita (Me) numa matriz orientada em bandas máficas com ortopiroxênio, biotita, tremolita (Opx+Bt+Tr) (amostra Se-98); (F) granulito charno-enderbítico, porfiroclasto de microclínio e quartzo (Qtz) granulares (amostra Se-83B). Abreviaturas dos minerais segundo Fettes e Desmons (2007).

Granulitos aluminosos

Essas rochas estão representadas por um pequeno número de afloramentos (Figura 3), no entanto, exibem características texturais e mineralógicas que asseguram tratar-se de níveis de rochas supracrustais aluminosas metamorfasadas em alto grau. Elas apresentam estrutura gnáissica com bandamento discreto e com granulação fina a média. A orientação mineralógica está marcada por forte foliação, cuja direção varia de N-S a N30°E com inclinação subvertical para E-SE. Com destaque, observam-se porfiroblastos de granada vermelha a quase lilás, de até uma polegada de dimensão. Um dos afloramentos descritos encerra corpos descontínuos de granulitos máficos. Elas são formadas basicamente de plagioclásio, mesopertita ou microclínio fortemente pertítica, quartzo, granada, silimanita e cordierita (Figura 5B). O zircão ocorre arredondado, em cristais muito pequenos e incluso, na maioria das vezes, em quartzo.

QUARTZITOS

As rochas quartzíticas ocorrem em forma de lentes e em algumas poucas localidades da área mapeada (Figuras 3 e 4B). Estão presentes nos gnaisses migmatíticos do CMRR sempre com traços estruturais paralelizados ao *trend* regional (Almeida Junior, *no prelo*). Ao microscópio, observam-se cristais estirados de quartzo, com dimensões que variam de 0,2 a 3,0 mm, com contatos suturados entre si e forte extinção ondulante. De forma isolada ocorrem palhetas de mica branca presentes nos planos da foliação reinante. A granada é um mineral frequente nessas lentes quartzíticas, ora bem formada, ora alongada e envolvida na foliação. Foram identificadas concentrações de minerais opacos e grãos arredondados de zircão inclusos no quartzo, em quantidade traço. Estimou-se para essa rocha um conteúdo de 92% de quartzo, 4% de moscovita, 3% de granada e 1% de minerais opacos.

GRANULITOS ÁCIDOS E INTERMEDIÁRIOS

O mapeamento geológico das rochas do CGEB, o estudo petrográfico e a definição do grau metamórfico associados aos elementos estruturais e ao estudo litogeoquímico levaram à individualização de subunidades dentro dos granulitos ácidos e intermediários, assim definidas: granulitos enderbíticos (Ed1); granulitos enderbíticos (Ed2); granulitos charnockíticos de composição monzogranítica (MCh); e granulitos charnoenderbíticos (Ch-Ed). As composições mineralógicas em conteúdos modais/normativos dessas subunidades foram plotadas no diagrama QAP (Streckeisen, 1976) (Figuras 6A e 6B, Tabela 1).

Granulitos enderbíticos (Ed1)

Os granulitos enderbíticos mostram granulação média com aspecto gnáissico e apresentam, com frequência, faixas bem foliadas, exibindo feições de cisalhamento e fraturas em duas ou três direções, na maioria das vezes, com planos verticais (Figura 4C). Essa variedade Ed1 das rochas granulíticas ácidas e intermediárias aflora em cinco diferentes localidades da área pesquisada, cuja distribuição pode ser vista na Figura 3. Em dois dos cinco locais de ocorrência dos Ed1, constatou-se a presença de bandas de granulito máfico, estruturalmente concordantes com a foliação regional. A composição mineralógica (Figura 5C) e os valores modais dos granulitos enderbíticos Ed1, plotados no diagrama QAP de Streckeisen (1976) (Figura 6A), revelaram que essas amostras se distribuem em dois campos, isto é, dos tonalitos e dos quartzo-dioritos, tendo a maioria delas situada no campo dos tonalitos. Isso permitiu classificá-las como granulitos enderbíticos.

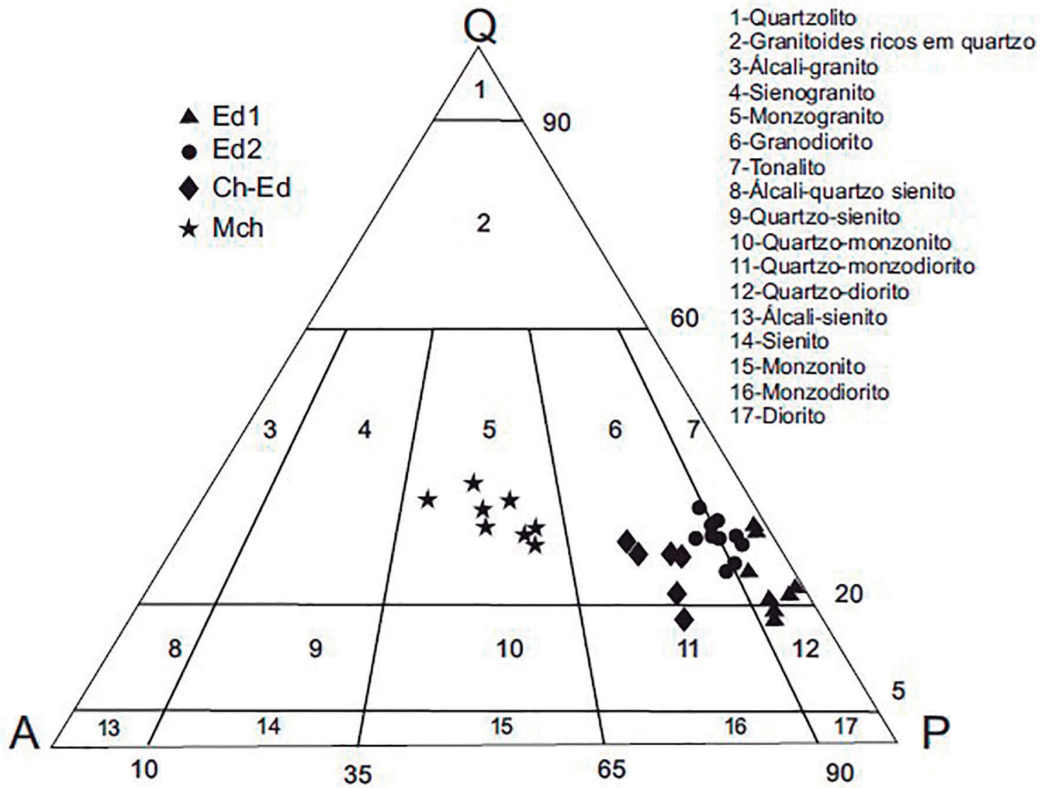
Granulitos enderbíticos (Ed2)

As faixas de afloramentos da unidade granulítica denominada de enderbítica Ed2, destacadas no mapa da Figura 3, são, em geral, lajedos ocorrentes no nível do terreno. Apresentam granulação fina a média e, via de regra, possuem foliação/bandamento bem definidos com fraturas transversais. Nesse conjunto destacam-se locais com minerais estirados (Figura 4D), mas encontram-se também afloramentos onde as texturas são equigranulares de sutil orientação mineralógica. A análise microscópica em cerca de 40 a 50% das amostras do Ed2 levou a identificação de feldspatos de duas gerações, a saber, plagioclásio antipertítico e microclínio fortemente pertitizado, além de alguns grãos com intercrescimento mirmequítico e ortopiroxênio associado a lentes de biotita (Figura 5D). Os valores modais (Tabela 1) projetados no diagrama QAP (Streckeisen, 1976; Figura 6A) revelaram composições de tonalíticas a granodioríticas, divididas em cerca de 50% para cada campo.

Granulitos charnockíticos de composição monzogranítica (MCh)

Essa unidade dos granulitos ácidos e intermediários foi identificada em três faixas situadas na parte central da área estudada (Figura 3). São rochas de tonalidade cinza esverdeada, granulação média a fina, com foliação/bandamento descontínuo que, às vezes, formam bandas com cores variando entre cinza-clara e cinza-azulada (Figura 4E). Os valores modais dessa unidade, projetados no diagrama QAP de Streckeisen (1976), apontam composição monzogranítica (Figura 6A).

A



B

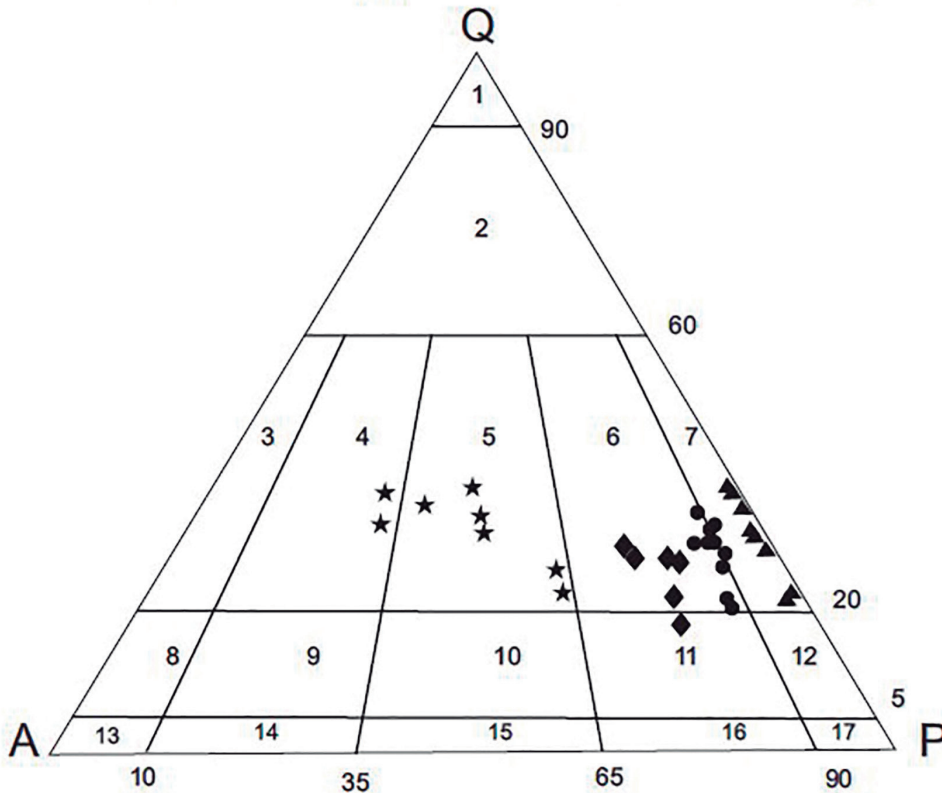


Figura 6. Diagrama QAP de Streckeisen (1976) para as amostras dos granulitos ácidos e intermediários do Complexo Granulítico Esplanada-Boquim. (A) valores modais; (B) valores normalizados pelo CIPW. Ed1: granulitos enderbíticos 1; Ed2: granulitos enderbíticos 2; Ch-Ed: granulitos charno-enderbíticos; Mch: granulitos charnockíticos de composição monzogranítica.

Granulitos charnoenderbíticos (Ch-Ed)

As rochas dessa unidade ocorrem em cinco locais da região estudada (Figura 3). De uma maneira geral, elas exibem granulação fina a média e, às vezes, estrutura variando de compacta a maciça. Podem exibir também granulação média, com grãos equidimensionais e fraca orientação mineralógica. De aspecto pouco comum, ocorre um afloramento com foliação de baixo ângulo de mergulho (Figura 4F). Essas rochas charnoenderbíticas (Ch-Ed) exibem uma mineralogia que destaca a ocorrência de microclínio e a presença significativa de hornblenda (Figura 5F) (Tabela 1). De acordo com a composição modal, projetada no diagrama QAP (Streckeisen, 1976), as rochas dessa unidade são predominantemente granodioríticas (Figura 6A), o que permite classificá-las como charnoenderbitos.

LITOGEOQUÍMICA

Com o objetivo de integrar as informações de campo e os estudos petrográficos com os dados da litogeoquímica, neste trabalho foi feita uma abordagem simplificada do ponto de vista geoquímico dos granulitos máficos e, em seguida, dos granulitos ácidos e intermediários. Maiores detalhes sobre a litogeoquímica dessas rochas podem ser encontrados em Melo de Oliveira (2014).

GRANULITOS MÁFICOS

Embora nos estudos de campo e na petrografia não tenha sido possível separar tipos de granulitos máficos, os dados litogeoquímicos de cinco amostras (Tabelas 2 e 3) coletadas nos raros afloramentos dessas rochas mostraram a existência de, pelo menos, dois tipos: um com alta concentração de MgO (7,0 a 8,0%) e baixo K₂O (~ 0,20%) e outro, o inverso, com baixa concentração de MgO (4,5 a 5,0%) e alto K₂O (1,7 a 1,5%). Os diagramas das Figuras 7A e 7B (Cox et al., 1979) e de Irvine e Baragar (1971), respectivamente, mostram que os protólitos desses metamorfitos máficos foram gabros-basaltos com filiação magmática toleítica.

Os diagramas das Figuras 7C e 7D exemplificam os comportamentos dos elementos traços e terras raras desses granulitos máficos. O primeiro tipo (alto MgO e baixo K₂O) é toleítico; apresenta-se levemente enriquecido nos *large-ion lithophile* elements (LILE) (10x *middle ocean ridge basalt* – MORB), com depressões de Nb, Zr, Ti, picos de Ba e com padrão horizontalizado para os elementos terras raras (ETR), com razões La_N/Yb_N = 1,4 a 2,1. O segundo tipo (baixo MgO e alto K₂O), igualmente toleítico, apresenta-se mais enriquecido no amplo espectro dos elementos

traço e ETR, com fracionamento dos ETR leves (razões La_N/Sm_N = 3,9 a 5,8); possui também depressões de Nb, Zr e Sr (Figura 7C). Essas características geoquímicas sugerem que esses granulitos máficos possuem uma afinidade com os basaltos de arco de ilhas.

GRANULITOS ÁCIDOS E INTERMEDIÁRIOS

Com 28 amostras analisadas (Tabelas 2 e 3), verificou-se que as rochas granulíticas ácidas e intermediárias que compõem o CGEB apresentaram teores de SiO₂ no intervalo de 53,94 a 75,04%; com média de 66,89%. No grupo dos elementos traço, observa-se que o Ba exibe grande variação de teores entre 194 e 2.094 ppm e o Zr também, entre 33 e 925 ppm. Esses elementos destacam-se quantitativamente entre os demais.

No diagrama SiO₂ versus K₂O de Peccerillo e Taylor (1976) associado ao de Rickwood (1989) (Figura 8A), percebe-se que os pontos correspondentes aos granulitos Ed1 e Ed2 projetam-se predominantemente no campo da série toleítica; os granulitos Ch-Ed apresentam características variando entre as rochas da série cálcio-alcalina de médio e alto K; e os pontos correspondentes aos granulitos MCh situam-se basicamente no campo variante entre a série cálcio-alcalina de alto K e shoshonítica ou alcalina.

No diagrama A/CNK versus A/NK de Shand (1950), notou-se que os pontos amostrados indicam que os granulitos enderbíticos Ed1 e os granulitos charnoenderbíticos Ch-Ed são rochas metaluminosas, enquanto os granulitos enderbíticos Ed2 e igualmente os monzo-charnockíticos MCh são meta a peraluminosos (Figura 8B).

No diagrama triangular normativo Ab-An-Or de O'Connor (1965), com campos de Barker (1987), verificou-se a concentração bem definida dos granulitos Ed1 e Ed2 no campo das rochas tonalíticas/enderbíticas, dos granulitos MCh no campo das rochas quartzo-monzoníticas/charnockíticas e dos granulitos Ch-Ed no campo das rochas granodioríticas/charnoenderbíticas (Figura 8C).

No diagrama de Barker e Arth (1976), com a inclusão dos campos dos TTGs arqueanos de Martin (1994), percebeu-se que a distribuição dos pontos amostrais dos granulitos ácidos e intermediários do CGEB não mostra qualquer afinidade com o campo da série Tonalítica-Trondhjemítica-Granodiorítica-TTG (Figura 8D). Os pontos das amostras dos Ed1 e Ed2 posicionaram-se fora do campo dos TTGs, enquanto aqueles do MCh e Ch-Ed seguiram o *trend* cálcio-alcalino normal.

Os diagramas para os elementos maiores (Figura 9), semelhantemente à petrografia, possibilitam a distinção entre os granulitos ácidos e intermediários Ed1, Ed2, Ed-Ch e MCh. Os valores mais elevados em MgO, Al₂O₃, CaO e Na₂O de Ed1 e Ed2 permitem distingui-los de Ch-Ed e MCh;

Tabela 2. Análises químicas de rocha total para os elementos maiores (% em peso) e traços (ppm) para os granulitos máficos (básicos) e granulitos Ed1, Ed2, MCh e Ch-Ed.

Amostras	Granulitos máficos (básicos)						Granulitos Ed1						Granulitos Ed2						Granulitos MCh						Granulitos Ch-Ed					
	Se-181B	Se-137A	Se-101B	Se-86	Se-136B	Se-50,30	Se-139	Se-9	Se-143	Se-85	Se-127A	Se-183	Se-183B	Se-165	Se-94A	Se-128	Se-130	Se-181A	Se-136A	Se-100	Se-101	Se-101	Se-10	Se-95	Se-144	Se-89	Se-88	Se-148B	Se-549	
SiO ₂	50,66	50,98	48,80	50,47	50,30	58,58	62,69	62,81	62,95	63,13	63,51	64,36	65,40	66,85	67,75	68,48	71,50	62,94	68,62	70,25	71,92	75,05	58,73	60,82	64,96	67,24	70,49			
TiO ₂	0,33	1,01	1,40	1,15	1,65	0,73	0,59	0,61	0,62	0,62	0,55	0,75	0,48	0,41	0,52	0,43	0,16	1,22	0,66	0,37	0,27	0,20	0,59	1,10	0,71	0,28	0,44			
Al ₂ O ₃	15,57	15,25	13,70	13,95	13,23	16,86	16,18	17,14	17,30	17,24	13,12	15,08	16,63	16,40	14,48	15,35	15,52	13,18	13,39	14,39	14,41	12,68	15,93	14,02	14,32	15,17	14,27			
Fe ₂ O ₃ T	11,02	12,08	14,90	12,95	16,17	7,61	6,51	6,45	6,01	6,19	6,91	6,26	4,29	4,37	7,52	4,31	2,08	8,83	5,95	3,80	2,69	2,54	8,46	7,97	8,32	3,23	3,59			
MnO	0,18	0,17	0,20	0,36	0,22	0,09	0,10	0,09	0,09	0,09	0,10	0,08	0,05	0,09	0,04	0,07	0,03	0,10	0,08	0,07	0,03	0,03	0,13	0,09	0,12	0,06	0,05			
MgO	8,33	7,84	7,10	5,30	4,84	3,08	1,84	1,45	1,88	1,43	3,96	2,74	1,63	1,12	0,31	1,19	0,41	1,60	0,66	0,44	0,50	0,15	3,88	0,87	0,77	1,52	0,74			
CaO	10,28	11,36	10,90	9,30	7,84	6,39	6,31	4,69	5,93	4,84	5,62	5,19	4,44	4,11	3,62	3,96	2,74	3,78	2,49	2,09	1,92	1,14	6,17	3,94	4,41	4,19	2,86			
Na ₂ O	2,35	0,56	2,30	3,24	2,75	4,01	3,97	5,26	4,76	4,95	3,88	3,65	4,35	4,84	4,12	4,34	5,13	2,52	2,46	3,19	3,36	2,75	2,91	3,31	3,93	4,36	3,35			
K ₂ O	0,18	0,07	0,20	1,73	1,50	0,89	0,91	0,88	0,21	0,89	0,39	0,44	1,11	1,31	1,17	1,23	1,64	4,19	5,26	4,82	4,58	5,33	2,23	2,56	2,02	2,89	3,21			
P ₂ O ₅	0,02	0,05	0,10	0,10	0,40	0,15	0,13	0,09	0,07	0,08	0,16	0,15	0,15	0,08	0,07	0,11	0,03	0,41	0,13	0,13	0,07	0,01	0,22	0,39	0,18	0,30	0,12			
Cr ₂ O ₃	0,067	0,037	0,360	0,012	0,009	0,003	0,002	0,001	0,001	0,001	0,028	0,012	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,013	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
LOI	0,80	0,30	0,10	1,10	0,70	1,3	0,6	0,54	0,17	0,54	1,5	1,1	1,3	0,44	0,2	0,4	0,5	0,9	0,28	0,3	0,1	0,11	0,4	4,6	<0,1	0,5	0,6			
Total	99,81	99,71	99,80	99,68	99,66	99,71	99,86	100,0	100,0	100,0	99,76	99,95	99,79	100,0	99,79	99,88	99,77	99,69	99,71	99,84	99,86	100	99,67	99,66	99,65	99,72	99,77			
A/CNK	0,68	0,70	0,81	0,58	0,65	0,88	0,85	0,94	0,92	0,96	0,77	0,79	1,01	0,97	0,98	0,98	1,02	0,85	0,94	1,01	1,03	1,02	0,86	0,91	0,86	0,85	1,00			
K ₂ O/Na ₂ O	0,08	0,13	0,08	0,53	0,55	0,22	0,23	0,17	0,04	0,18	0,10	0,12	0,26	0,27	0,28	0,28	0,32	1,66	2,14	1,51	1,36	1,94	0,77	0,77	0,51	0,66	0,96			
Ni	49,9	58,1	116,0	23,5	40,4	31,0	9,5	9,30	9,80	9,90	70,5	2,7	9,2	8,00	11,2	5,6	2,4	14,4	5,70	4,2	3,2	1,80	14,1	4,1	3,7	27,2	4,2			
Co	51,2	46,4	51,2	33,7	52,5	24,6	12,7	8,4	6,1	8,6	22,8	17,3	10,6	8,5	7,9	9,2	3,0	20,2	6,5	3,8	4,3	1,3	25,5	12,4	7,5	8,5	6,4			
V	154	365	331	295	315	143	70	61,0	64	78	106	122	68	48	80	41	16	100	23	9	26	49	160	42	21	51	30			
Cu	38,0	47,9	37,1	61,7	18,5	45,0	4,8	12,50	54,10	12,40	38,0	37,0	7,5	3,50	4,5	5,6	3,3	13,1	7,90	6,6	7,4	2,30	14,0	23,4	23,7	25,8	6,5			
Rb	1,9	1,6	3,1	38,8	41,2	10,6	5,5	14,30	4,90	11,90	5,2	3,9	7,9	23,80	10,3	19,0	15,6	133,1	188,6	113,9	141,4	138,8	41,7	59,2	28,5	34,1	74,7			
Ba	98	26	119	869	491	514	285	229	136	225	194	551	549	450	634	367	985	1080	957	876	839	655	883	1143	1819	1504	1188			
Sr	208,9	86,1	113,4	224,1	118,0	64,10	218,7	323,1	297,4	305,1	426,9	390,2	442,2	289,7	359,4	234,1	538,0	164,4	137,2	189,4	155,4	157,7	610,6	134,7	282,3	674,7	233,5			
Cs	<0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,21	0,40	0,20	<0,1	<0,1	<0,1	0,35	0,1	<0,1	<0,1	0,3	0,17	0,1	2,0	0,34	<0,1	0,2	0,1	<0,1	0,3			
Nb	0,6	3,8	3,8	6,6	15,7	5,4	5,2	6,72	3,91	5,50	4,1	4,5	6,2	4,31	28,9	5,6	0,4	15,5	12,10	7,8	6,1	6,54	4,6	21,7	10,0	3,0	7,3			
Ta	<0,1	0,3	0,3	0,3	1,0	0,2	0,2	<0,1	0,19	0,65	0,2	0,3	0,4	0,24	0,5	0,3	<0,1	0,8	0,82	0,4	0,4	0,3	0,1	1,0	0,5	<0,1	0,4			
Hf	0,6	1,8	2,7	2,5	5,9	3,2	3,8	4,62	4,02	5,56	4,2	5,0	3,5	3,40	23,3	3,9	2,7	9,5	9,99	4,3	4,4	6,40	3,1	21,0	11,9	2,9	5,3			
Y	12,6	30,6	25,3	34,1	67,5	11,2	18,4	3,5	11,30	10,52	17,1	21,1	6,4	11,14	10	6,7	2,1	46,9	42,59	18,4	7,0	22,73	13,2	38,8	23,8	7,8	10,6			
Zr	16,3	52,4	84,5	82,3	211,0	117,8	136,3	176,4	167,2	198,2	150,0	198,6	127,1	132,1	476,3	151,9	92,6	330,8	353,5	143,8	148,1	196,4	107,7	925,3	525,6	124,8	190,8			
Th	<0,2	1,0	<0,6	8,2	15,0	1,7	<0,2	<1	0,5	3,4	6,2	0,9	<0,2	1,5	1,1	1,0	1,0	17,8	10,7	9,5	27,9	36,0	0,2	0,4	1,8	2,8	6,4			
U	<0,1	0,5	0,2	1,3	3,2	0,3	0,2	0,3	0,12	0,46	0,4	0,5	<0,1	0,26	<0,1	0,4	0,1	2,2	1,04	3,0	1,7	2,08	<0,1	0,5	0,6	0,2	1,1			

o maior grau de diferenciação de Ed2 é uma característica distintiva de Ed1; de igual maneira, MCh apresenta-se mais diferenciado que Ch-Ed.

Granulitos enderbíticos (Ed1)

O diagrama multielementar para os elementos traço, normalizados segundo os dados do Manto Primordial de Wood et al. (1979), apresenta um padrão hamômico, levemente horizontalizado, com picos de Ba, Th e K e depressões de Ti, P e Nb-Ta. Os teores de Sr, Ba, Th, Nb e K aumentam de modo consistente desde as amostras menos até as mais evoluídas (aumento de SiO_2), possivelmente devido a um processo de contaminação crustal (Figura 10A).

Os espectros dos ETR dos granulitos Ed1 (Figura 10B) possuem padrões de distribuição com pouco fracionamento dos ETR leves, razões $(\text{La}/\text{Sm})_N$ variando de 1,8 a 5,9; com os pesados horizontalizados e razões $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ entre 1,2 e 2,8. Notam-se pequenos picos de Eu, justificados pela presença relativamente anômala de plagioclásio na rocha estudada.

Granulitos enderbíticos (Ed2)

Nos diagramas multielementares ou perfis de enriquecimento em elementos incompatíveis dessa unidade de granulitos, verifica-se uma semelhança com os granulitos Ed1, identificando-se que as depressões de Th, Nb, P e Ti aumentam em magnitude de modo gradual, das amostras menos às mais evoluídas. Esse fato é condizente com o fracionamento ou a retenção na fonte dos minerais acessórios, apatita e magnetita. Nota-se também, claramente, picos de Ba, K e Zr (Figura 10C). O enriquecimento em Ba e K está relacionado à própria subducção e o de Zr, provavelmente à presença de um manto litosférico sub-continental (Pearce, 1983), com possível contribuição de contaminação crustal.

Os padrões dos ETR dos granulitos Ed2 (Figura 10D) mostram significativo enriquecimento e fracionamento dos ETR leves, com razões $(\text{La}/\text{Sm})_N$ variando de 3,8 a 11,8; contrastando com uma certa horizontalidade do ETR pesados, com razões $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ entre os valores 1,6 e 5,1. Observa-se anomalia positiva de Eu, que sugere ter ocorrido acumulação de plagioclásio de forma gradativa, acentuando-se no sentido do avanço da diferenciação do protólito desses granulitos. Os teores mais elevados em ETR leves pode ser explicado por uma fonte em um manto enriquecido, característico da própria subducção (Pearce, 1983).

Granulitos charnockíticos de composição monzogranítica (MCh)

O diagrama multielementar dos elementos traço dessa unidade MCh (Figura 10E) revela que esses granulitos

também apresentam anomalias negativas de Nb-Ta, P e Ti, baixos teores de HFSE, enriquecimento dos LILE incompatíveis (K, Rb, Ce e Ba) da ordem de 100 a 1.000 vezes em comparação com o manto primordial. Contrariamente aos Ed2 e Ed1, que mostram discreta anomalia positiva em Sr, os MCh exibem marcadas anomalias negativas desse elemento, sugestivas de moderado a forte fracionamento de plagioclásio. Essas características apontam para protólitos do tipo shoshonítico de arco magmático (Murphy, 2007; Gill, 2014).

Os espectros dos ETR desses granulitos (Figura 10F) mostram significativo enriquecimento dos ETR leves e relativo empobrecimento dos pesados. Também se destaca a forte anomalia negativa de Eu, que indica o fracionamento de plagioclásio, ou sua retenção como fase refratária. O relativo enriquecimento dos ETR leves e suas razões $(\text{La}/\text{Sm})_N$ de 3,8 a 11,4 contrastam com a quase horizontalidade dos ETR pesados, com razões de $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ de 1,5 a 3,4. Ressalte-se que essa horizontalidade dos espectros ocorre em valores composicionais relativamente altos. Os elevados valores da razão Ce/Yb provavelmente refletem a presença de granada na fonte. Mais uma vez essas características apontam para protólitos do tipo shoshonítico (Murphy, 2007; Gill, 2014).

Granulitos charnoenderbíticos (Ch-Ed)

No diagrama multielementar (Figura 10G), observa-se um padrão com fortes depressões de Th, Ta-Nb, P e Ti, combinadas com moderadas depressões de Sr que, nesse caso, sinalizam um fracionamento ligeiramente destacado de plagioclásio, ou sua retenção na fonte. Por outro lado, observa-se picos de Ba, K, La e Nd. Vale colocar que as depressões de Ta-Nb, exibidas também pelas outras três unidades granulíticas estudadas estão, segundo Sun (1980), associadas a processos petrogenéticos desenvolvidos em zonas de subducção. Isso é assim interpretado visto que esses elementos não se dispersam em fluidos e nem em fundidos derivados da placa mergulhante, provocando, dessa forma, empobrecimento anômalo desses elementos em magmas gerados na ambiência de arco de margens continentais ativas, tipo andino. Rollinson (1993) admite que anomalias negativas de Nb são comuns em crosta continental e principalmente quando essa parte da crosta está envolvida em processos magmáticos ligados à zonas de subducção.

O diagrama dos ETR (Figura 10H) revela espectros bastante harmônicos, semelhantes àqueles das rochas cálcio-alcalinas de médio-K. Observa-se, nesses espectros, moderado fracionamento dos ETR leves, com razões $(\text{La}/\text{Sm})_N$ de 2,3 a 9,3 e certa horizontalidade dos pesados, confirmada pelas razões $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ que variam de 1,15 a 4,73. No conjunto, as razões $(\text{La}/\text{Yb})_N$ variam entre 2,7 e 42,0. Nota-se, ainda, que os espectros apresentam fracos picos de Eu, fato indicativo de ter

Tabela 3. Análises químicas de elementos terras raras (ppm) e algumas razões para os granulitos máficos (básicos) e granulitos Ed1, Ed2, MCh e Ch-Ed.

Amostras	Granulitos máficos (básicos)					Granulitos Ed1							Granulitos Ed2	
	Se-181B	Se-137A	Se-101B	Se-86	Se-136B	Se-139	Se-9	Se-143	Se-85	Se-127A	Se-183	Se-183B	Se-165	Se-94A
La	3,1	8,7	5,4	48,3	70,3	30,0	13,9	14,10	7,50	17,20	27,9	17,2	17,4	18,80
Ce	7,4	23,2	12,6	73,8	156,3	60,1	32,2	24,10	12,50	24,20	55,2	33,7	33,8	32,30
Pr	1,04	3,47	1,91	8,78	17,25	7,03	4,17	2,92	1,74	2,91	6,20	4,11	3,91	3,83
Nd	5,1	17,4	11,2	31,4	63,9	27,5	17,3	11,60	8,80	12,20	24,1	16,4	15,8	15,00
Sm	1,25	4,39	2,99	5,24	11,34	4,31	3,71	2,90	2,60	2,20	4,23	3,30	2,76	3,10
Eu	0,59	0,83	1,04	1,26	2,05	1,45	0,86	0,85	1,06	0,85	1,08	1,18	0,92	0,56
Gd	1,73	4,84	3,93	5,17	10,38	2,92	3,48	2,64	2,62	2,24	3,41	3,57	2,07	2,81
Tb	0,31	0,92	0,73	0,93	1,89	0,43	0,60	0,35	0,38	0,30	0,55	0,62	0,27	0,35
Dy	2,04	5,51	4,74	5,72	11,47	2,19	3,41	2,18	2,27	2,10	2,96	3,66	1,27	2,36
Ho	0,44	1,13	1,01	1,14	2,35	0,41	0,64	0,44	0,40	0,38	0,59	0,75	0,22	0,43
Er	1,43	3,13	2,86	3,44	6,89	1,03	1,84	1,18	1,15	0,75	1,64	2,27	0,56	1,32
Tm	0,23	0,47	0,42	0,54	1,09	0,16	0,28	0,13	0,15	0,14	0,26	0,34	0,08	0,15
Yb	1,46	2,82	2,60	3,40	7,01	1,01	1,75	0,80	0,9	1,1	1,66	2,40	0,51	1,1
Lu	0,23	0,43	0,40	0,50	1,05	0,15	0,26	0,15	0,15	0,16	0,24	0,35	0,08	0,13
La _N /Sm _N	1,6	1,2	1,1	5,8	3,9	4,81	2,35	3,05	1,81	4,91	4,14	3,27	4,0	3,8
La _N /Yb _N	1,4	2,1	1,4	9,6	6,8	22,03	5,36	11,88	5,62	10,54	11,33	4,80	23,0	11,5
Gd _N /Yb _N	0,96	1,38	1,22	1,23	1,19	2,33	1,60	2,66	2,34	1,64	1,65	1,20	3,3	2,11
Nb/Ta						27,0	26,0	33,60	20,58	8,46	20,50	15,0	15,5	18,0
Na ₂ O/K ₂ O						4,51	4,36	6,12	15,29	5,69	9,95	8,30	3,92	3,67
Rb/Sr	0,006	0,018	0,027	0,173	0,349	0,01	0,02	286,0	0,01	0,03	0,01	0,00	0,01	0,08
K/Rb						698,1	145,0	496,5	571,4	605,0	615,4	923,1	1164	458

Amostras	Granulitos Ed2			Granulitos MCh					Granulitos Ch-Ed				
	Se-128	Se-130	Se-181A	Se-136A	Se-100	Se-101	Se-10	Se-95	Se-144	Se-89	Se-8B	Se-148B	Se-549
La	33,7	21,6	26,6	66,2	56,40	30,6	38,1	106,9	23,3	51,9	37,0	41,6	56,0
Ce	56,1	35,9	40,7	135,1	101,0	59,4	62,9	175,7	45,8	112,7	74,2	81,9	92,8
Pr	5,24	3,18	3,71	15,21	12,61	6,25	6,26	19,48	5,36	13,04	8,69	9,09	8,70
Nd	18,9	11,4	12,0	58,5	46,80	24,1	21,4	66,80	21,4	53,1	34,9	33,7	28,1
Sm	2,95	1,72	1,42	10,07	9,30	4,32	2,98	10,00	3,86	9,42	6,01	5,02	3,78
Eu	0,94	0,73	0,86	1,98	1,57	1,45	0,82	0,58	1,35	2,56	2,62	1,20	1,18
Gd	2,21	1,46	0,76	8,88	8,84	3,63	2,05	8,04	3,22	8,45	5,24	3,17	2,72
Tb	0,36	0,23	0,10	1,47	1,23	0,62	0,30	1,02	0,48	1,32	0,83	0,38	0,40
Dy	1,95	1,20	0,45	8,46	7,92	3,30	1,39	5,40	2,48	7,17	4,50	1,78	1,96
Ho	0,35	0,24	0,07	1,71	1,69	0,66	0,25	0,86	0,46	1,37	0,89	0,26	0,36
Er	0,99	0,71	0,21	4,66	4,81	1,89	0,68	2,14	1,27	3,80	2,52	0,63	1,05
Tm	0,15	0,11	0,03	0,72	0,71	0,30	0,09	0,32	0,20	0,57	0,37	0,09	0,14
Yb	0,89	0,72	0,21	4,43	4,5	1,76	0,53	1,9	1,27	3,63	2,39	0,54	0,91
Lu	0,14	0,11	0,04	0,66	0,59	0,27	0,09	0,34	0,19	0,53	0,38	0,08	0,15
La _N /Sm _N	7,2	7,9	11,8	4,13	3,81	4,45	8,04	6,72	3,8	3,87	3,47	5,15	9,32
La _N /Yb _N	25,7	20,2	44,8	10,07	8,45	11,72	48,47	37,93	12,4	9,6	10,4	51,9	41,5
Gd _N /Yb _N	2,0	1,6	2,2	1,6	1,5	1,6	3,1	3,4	1,71	1,77	1,88	4,74	2,41
Nb/Ta	17,0	18,7	1,0	38,1	15,3	21,8	14,8	19,4	46,0	21,7	20,0	30,0	18,3
Na ₂ O/K ₂ O	3,52	3,53	3,13	0,60	0,47	0,66	0,73	0,52	1,30	1,29	1,95	1,51	1,04
Rb/Sr	0,02	0,08	0,02	0,80	1,37	0,60	0,90	0,88	0,07	0,44	0,10	0,05	0,32
K/Rb	941	536	871	197,7	268,7	318,4	231,7	261,5	443,6	359,8	589,5	703,8	356,1

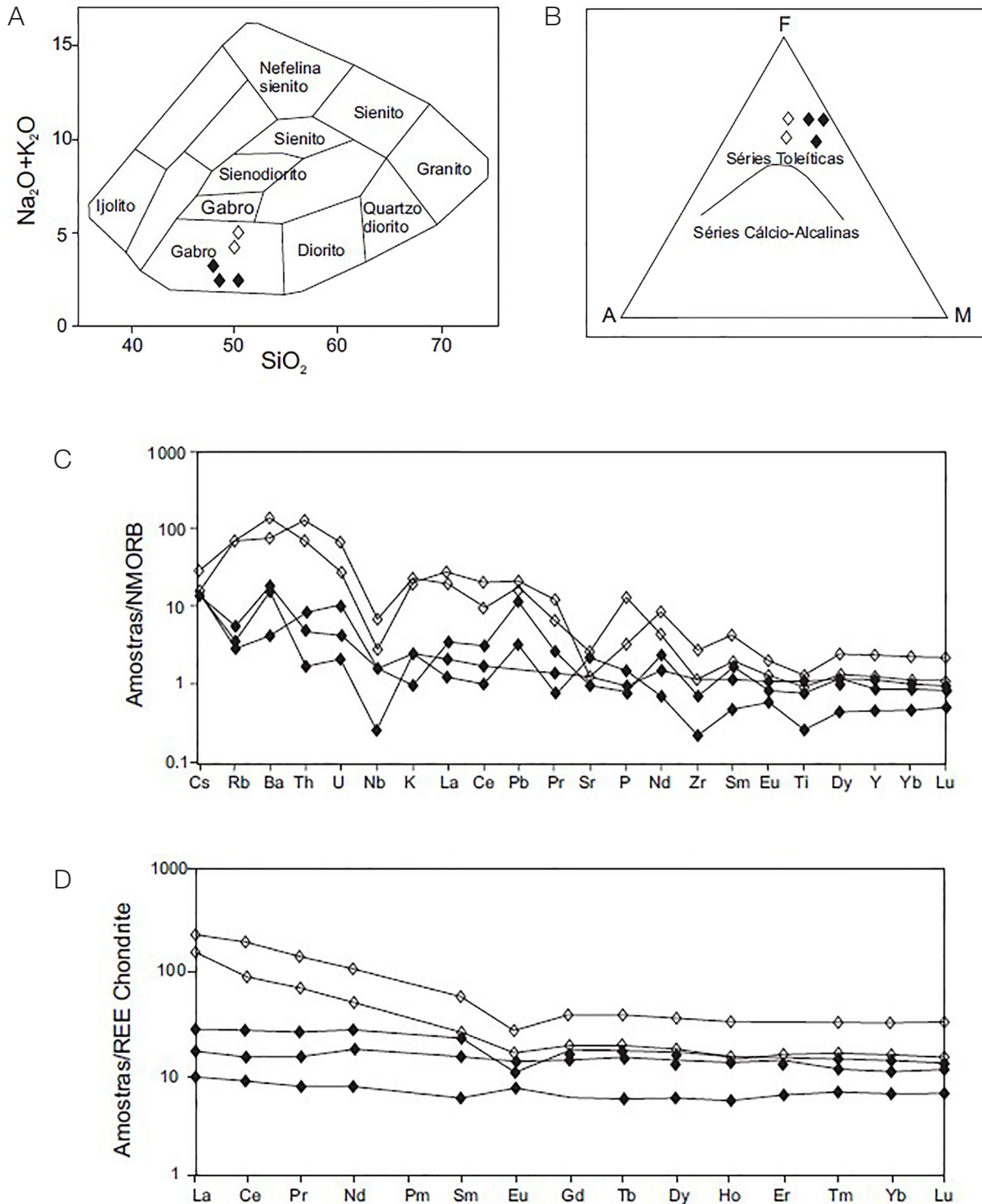


Figura 7. Diagramas para os granulitos máficos. (A) diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 (Cox et al., 1979); (B) diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971); (C) diagrama multielementar para os elementos traço normalizados segundo o NMORB (Sun e McDonough, 1989); (D) elementos terras raras normalizados segundo condrito de Boynton (1984). Losangos pretos simbolizam amostras cujas razões Ti/Zr se assemelham à razão condritica dos NMORB; losangos vazados representam amostras com essa razão diferente.

ocorrido fracionamento de plagioclásio ou, mais provavelmente, a sua retenção nas fases refratárias que deram origem a essas rochas.

GEOCRONOLOGIA E ANÁLISES ISOTÓPICAS

Granulitos ácidos e intermediários

Para este trabalho foram obtidos dados geocronológicos U-Pb LA-ICP-MS em amostras de rochas da extremidade

setentrional do CGEB, todas no estado de Sergipe (Tabelas 4 e 5). Também foram analisadas três amostras através do método Sm-Nd: uma da unidade Ed2, outra da unidade MCh e ainda outra, da unidade Ch-Ed.

Granulitos enderbíticos (Ed2)

A datação geocronológica dessa unidade foi realizada na amostra Se-165, coletada a leste/sudeste da cidade de Lagarto (coordenadas UTM 655495E e 8785774N). Os grãos de zircão obtidos variam de pequenos (30 a

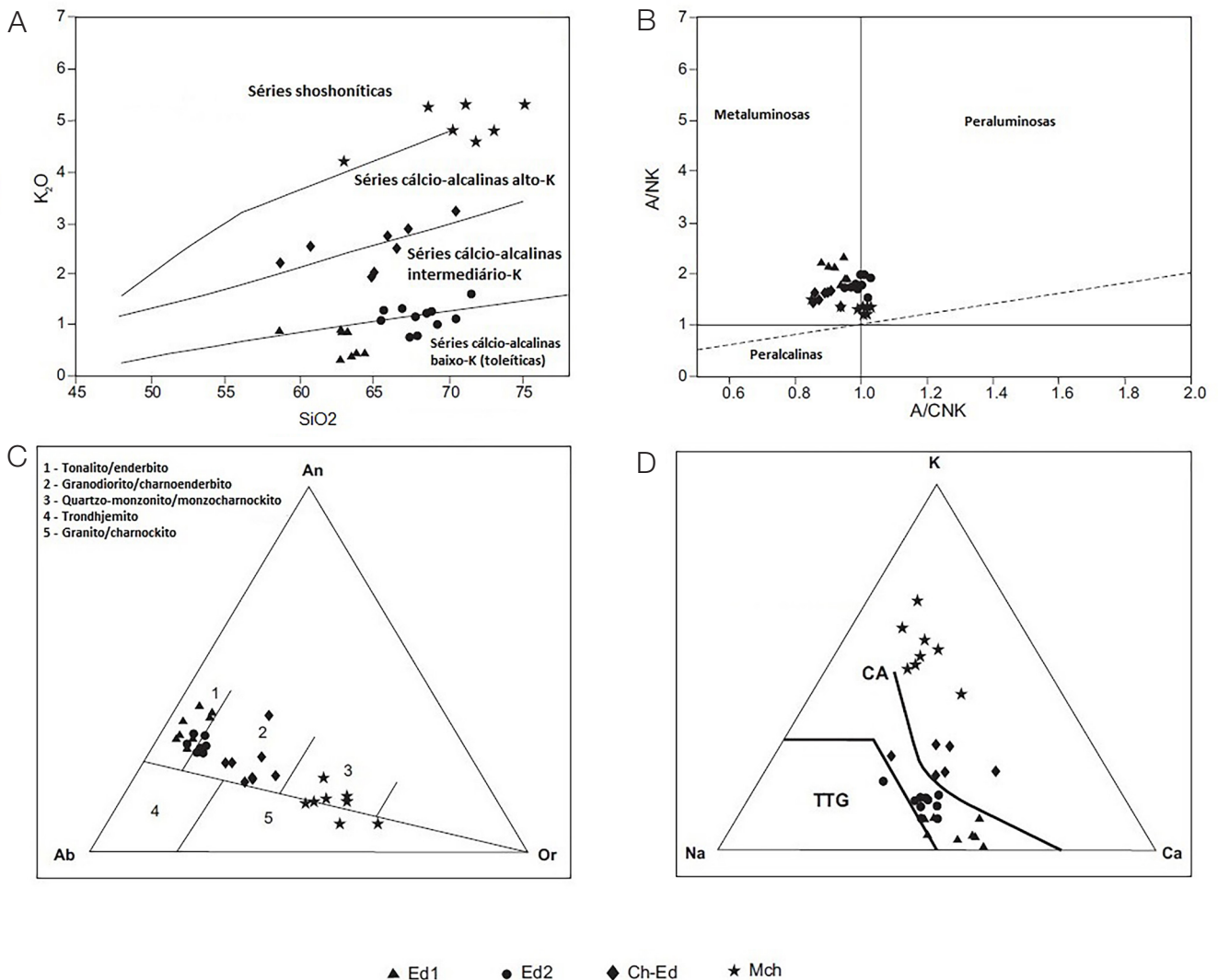


Figura 8. Granulitos ácidos e intermediários. (A) diagrama SiO₂ versus K₂O de Peccerillo e Taylor (1976) e Rickwood (1989); (B) diagrama A/CNK-A/NK de Shand (1950); (C) diagrama Ab-An-Or de O'Connor (1965), com campos de Barker (1987); (D) diagrama Na-K-Ca de Barker e Arth (1976) com o campo dos TTG de Martin (1994) e o *trend* cálcio-alcalino normal dos granulitos ácidos e intermediários em foco. CA: cálcio-alcalina; TTG: thronjemitica.

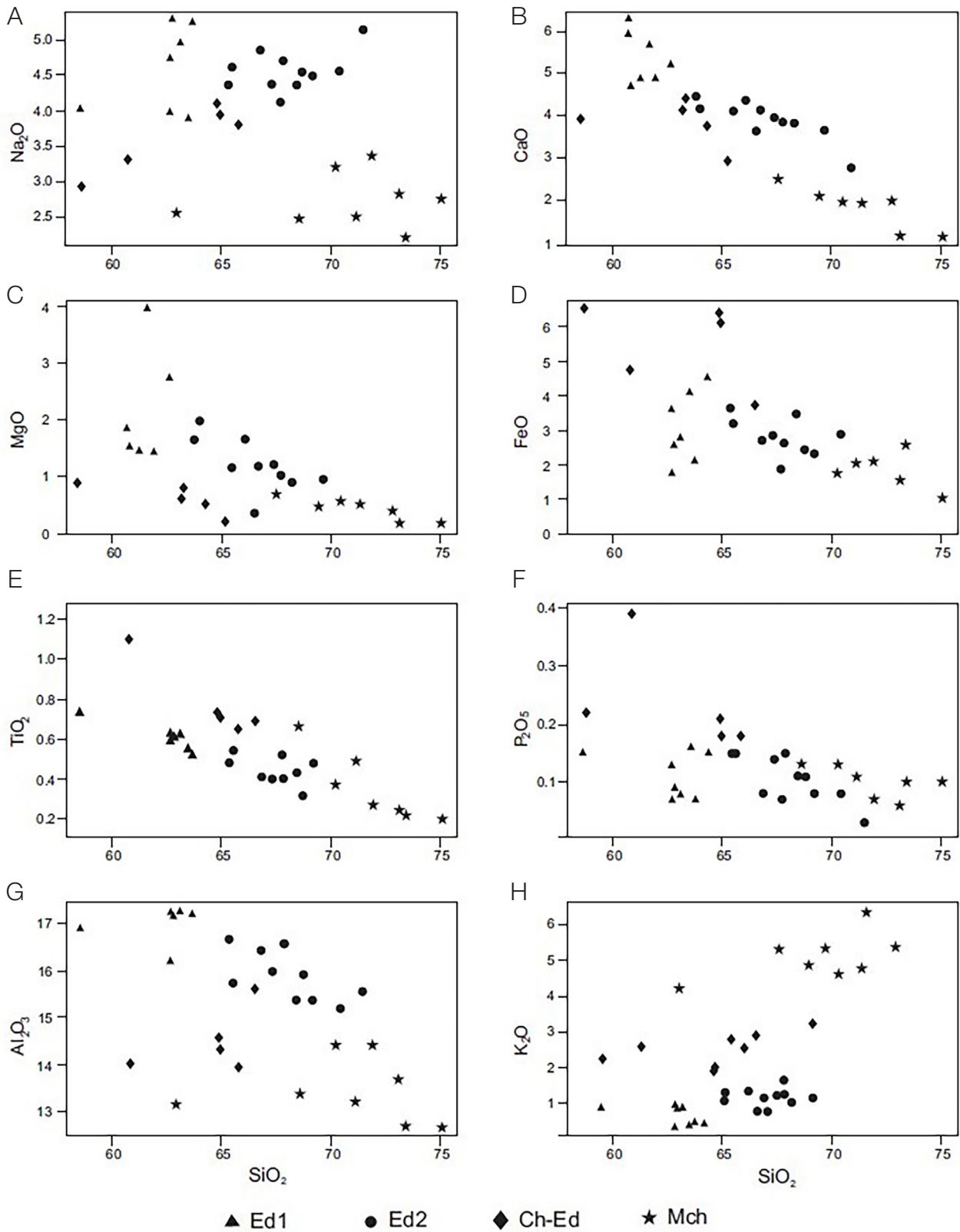


Figura 9. Diagramas dos elementos maiores (% em peso) para os granulitos ácidos e intermediários (Ed1, Ed2, MCh e Ch-Ed).

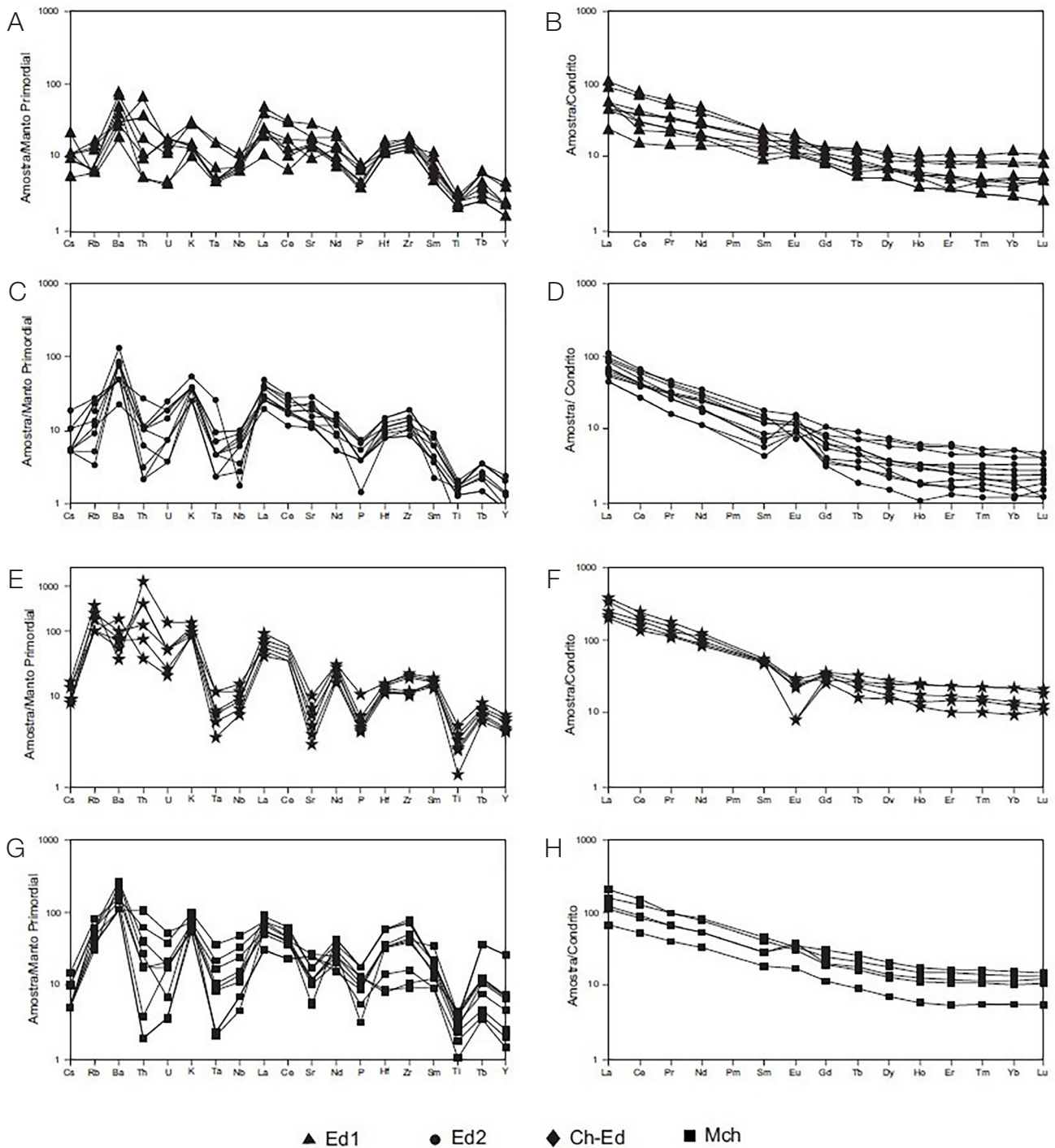


Figura 10. Diagramas multielementares e de elementos terras raras. (A) Diagrama multielementar para os elementos traço dos granulitos enderbíticos Ed1; (B) padrão de distribuição dos elementos terras raras dos granulitos enderbíticos Ed1; (C) diagrama multielementar para os elementos traço dos granulitos enderbíticos Ed2; (D) padrão de distribuição dos elementos terras raras dos granulitos enderbíticos Ed2; (E) diagrama multielementar para os elementos traço dos granulitos monzo-charnockíticos (Mch); (F) padrão de distribuição dos elementos terras raras dos granulitos monzo-charnockíticos (Mch); (G) diagrama multielementar para os elementos traço dos granulitos charnoenderbíticos (Ch-Ed); (H) padrão de distribuição dos elementos terras raras dos granulitos charnoenderbíticos (Ch-Ed). Diagramas multielementares normalizados segundo Manto Primordial de Wood et al. (1979) e diagramas de elementos terras raras normalizados segundo Condrito de Boynton (1984).

80 μm) a grandes (200 a 300 μm) e são de coloração castanho-clara a escura, a maioria transparente, com zoneamento magmático bem definido. Muitos grãos apresentam núcleos escuros zonados. Análises nos grãos com zoneamento deram pontos que são concordantes a altamente discordantes (Figura 11A). Onze análises obtidas nesses grãos deram uma idade média ponderada de 2582 ± 11 Ma (MSWD = 0,34), interpretada como a idade de cristalização da amostra. Oito análises dos núcleos forneceram idades ligeiramente mais velhas, com uma média ponderada de 2683 ± 13 Ma (MSWD = 0,33), interpretada como proveniente de zircões herdados (Figura 11A). Obteve-se, pelo método Sm-Nd, idade T_{DM} de 2,9 Ga com $\epsilon_{\text{Nd}(t)}$ de -1,38. Esse dado, associado à

presença de núcleo de zircão herdado, aponta para uma contribuição crustal para o protólito do Ed2.

Granulitos charnockíticos de composição monzogranítica (MCh)

A amostra datada (Se-101) foi coletada a sul/sudoeste da cidade de Pedrinhas (coordenadas UTM 642977E e 8755469N). Duas populações de zircão foram identificadas nessa amostra. Na primeira população os grãos são pequenos (30 a 80 μm), transparentes, arredondados, desprovidos de estrutura interna, típicos de zircões metamórficos. Sete desses grãos forneceram dados analíticos concordantes a subconcordantes (Figura 11B), possibilitando

Tabela 4. Análises U-Pb, LA-ICP-MS em grãos de zircão dos granulitos Ed2.

Análises	Th/U	Razões isotópicas						Rho	Idades						Disc. %
		Pb207/Pb206	1 σ	Pb206/U238	1 σ	Pb207/U235	1 σ		Pb207/Pb206	1 σ	Pb206/U238	1 σ	Pb207/U235	1 σ	
Se-165 – Ed2															
Núcleos															
TEST16	2,0	0,18113	0,0019	0,523	0,00585	13,06173	0,14948	0,9774	2663	17	2712	25	2684	11	-1
TEST41	0,2	0,18347	0,00199	0,51627	0,00608	13,06109	0,15943	0,9648	2685	18	2683	26	2684	12	0
TEST42	0,1	0,18362	0,00208	0,51555	0,00621	13,05327	0,16615	0,9463	2686	19	2680	26	2684	12	0
TEST17	0,2	0,18268	0,00203	0,5183	0,0057	13,05209	0,15122	0,9492	2677	18	2692	24	2683	11	0
TEST60	0,2	0,18255	0,00217	0,51795	0,00605	13,03703	0,16469	0,9247	2676	20	2691	26	2682	12	0
TEST29	0,1	0,18454	0,00201	0,51154	0,00593	13,0173	0,15733	0,9591	2694	18	2663	25	2681	11	1
TEST28	0,2	0,18395	0,00192	0,51275	0,00575	13,00555	0,14925	0,9772	2689	17	2668	24	2680	11	0
TEST30	0,1	0,18437	0,00206	0,51139	0,00618	13,00092	0,16387	0,9588	2693	18	2663	26	2680	12	1
TEST36	0,1	0,18001	0,00195	0,4882	0,00549	12,11755	0,1425	0,9563	2653	18	2563	24	2614	11	2
TEST38	0,2	0,17973	0,00207	0,48741	0,00557	12,07739	0,14878	0,9277	2650	19	2560	24	2610	12	2
TEST33	0,2	0,1803	0,00196	0,48518	0,00546	12,06151	0,14181	0,9572	2656	18	2550	24	2609	11	2
TEST37	0,2	0,17881	0,00207	0,4737	0,00533	11,67777	0,14144	0,9290	2642	19	2500	23	2579	11	3
Bordas															
TEST35	0,1	0,17335	0,00193	0,48701	0,00581	11,64106	0,14549	0,9545	2590	18	2558	25	2576	12	1
TEST31	0,1	0,17152	0,00195	0,49222	0,00574	11,64082	0,14327	0,9475	2573	19	2580	25	2576	12	0
TEST43	0,1	0,17129	0,00188	0,49257	0,00569	11,63397	0,14011	0,9592	2570	18	2582	25	2575	11	0
TEST58	0,1	0,17379	0,00195	0,48525	0,00553	11,628	0,14099	0,9399	2595	19	2550	24	2575	11	1
TEST27	0,1	0,17435	0,00195	0,48368	0,00585	11,62682	0,14709	0,9560	2600	19	2543	25	2575	12	1
TEST74	0,1	0,17094	0,00248	0,49333	0,00596	11,62474	0,17471	0,8038	2567	24	2585	26	2575	14	0
TEST69	0,1	0,17202	0,002	0,48989	0,00562	11,61897	0,14497	0,9194	2577	19	2570	24	2574	12	0
TEST66	0,1	0,17174	0,00191	0,49028	0,00566	11,6098	0,14151	0,9471	2575	18	2572	24	2574	11	0
TEST75	0,1	0,17121	0,00215	0,49111	0,00576	11,59095	0,15419	0,8817	2570	21	2576	25	2572	12	0
TEST20	0,1	0,17341	0,00203	0,4849	0,00537	11,59051	0,13934	0,9212	2591	19	2549	23	2572	11	1
TEST68	0,1	0,17277	0,00206	0,4855	0,00614	11,56638	0,15792	0,9263	2585	20	2551	27	2570	13	1
TEST65	0,1	0,16366	0,00182	0,43058	0,00495	9,71658	0,11802	0,9465	2494	19	2308	22	2408	11	4
TEST39	0,1	0,16763	0,00187	0,40053	0,00456	9,25646	0,11194	0,9414	2534	19	2172	21	2364	11	8
TEST40	0,1	0,16316	0,00179	0,40371	0,00459	9,08268	0,10847	0,9520	2489	18	2186	21	2346	11	7
TEST62	0,1	0,14738	0,0017	0,44184	0,00546	8,9789	0,11847	0,9366	2316	20	2359	24	2336	12	-1
TEST73	0,1	0,14444	0,00167	0,43807	0,00508	8,72386	0,10939	0,9248	2281	20	2342	23	2310	11	-1
TEST15	0,1	0,15742	0,00171	0,38573	0,0043	8,37126	0,09735	0,9586	2428	18	2103	20	2272	11	7
TEST61	0,1	0,14349	0,00158	0,4231	0,00508	8,37113	0,10504	0,9569	2270	19	2275	23	2272	11	0
TEST67	0,1	0,14091	0,00184	0,4177	0,00518	8,11534	0,11467	0,8777	2238	22	2250	24	2244	13	0
TEST64	0,1	0,14632	0,00172	0,3864	0,00443	7,79534	0,09765	0,9152	2303	20	2106	21	2208	11	5
TEST26	0,1	0,14799	0,00165	0,37282	0,00407	7,60602	0,08849	0,9383	2323	19	2043	19	2186	10	7
TEST78	0,1	0,1517	0,00186	0,31715	0,00365	6,6325	0,08613	0,8862	2365	21	1776	18	2064	11	14

a obtenção de uma idade média ponderada de 2087 ± 14 Ma (MSWD = 0,41), interpretada como a idade do principal evento metamórfico na área. Na segunda população os zircões são grandes (100 a 300 μm), predominantemente arredondados, ou prismáticos com terminações arredondadas. O zoneamento magmático é difícil de ser verificado; sob catodoluminescência, um pequeno número de grãos mostra núcleos claros e escuros, e bordas com fraco zoneamento oscilatório. Os pontos mais concordantes foram obtidos das bordas com zoneamento oscilatório. Esses pontos deram uma idade média ponderada de 2473 ± 13 Ma (MSWD = 0,46), interpretada como a idade de cristalização da amostra. Três análises nos grãos desprovidos de estrutura interna foram concordantes há cerca de 2300 Ma, porém essa idade foi interpretada como mistura entre a idade de cristalização e a idade do metamorfismo. Também encontrou-se, para essa amostra, idade modelo Sm-Nd T_{DM} de 2,6Ga e com $\epsilon_{Nd(t)}$ de 1,20.

Granulitos charnoenderbíticos (Ch-Ed)

Desprovida de idade U-Pb, a idade-modelo da amostra Se-89 (coordenadas 643348E e 8746948N), dessa unidade,

tem valor T_{DM} de 2,33 Ga e $\epsilon_{Nd(t)}$ de 0,90. Chama a atenção que essa idade Sm-Nd é menor do que as idades U-Pb das unidades Ed2 e MCh, o que abre a possibilidade da cristalização desses granulitos Ch-Ed ter ocorrido na mesma época de cristalização dos mesossomas migmatíticos (2179 e 2159 Ma) do CMRR (Almeida Junior et al., no prelo), aflorantes junto ao contato oeste (por falha transpressiva) do complexo granulítico em foco (Figura 3).

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

As rochas granulíticas em foco foram formadas em evento orogenético ocorrido no final do Paleoproterozoico/início do Arqueano, tendo sido metamorfizadas no Rhyaciano. Os granulitos máficos possuem características litoquímicas que se assemelham a basaltos/gabros toleíticos do tipo IAT (Figuras 7C e 7D), gerados em ambiente de arco magmático (Figura 12). Uma das amostras dos granulitos máficos possui idade mínima neoarqueana, tomando-se por base a determinação da idade do granulito encaixante (MCh) (2473 ± 13 Ma), obtida em grãos de zircão (Figura 11B).

Tabela 5. Análises U-Pb, LA-ICP-MS em grãos de zircão dos granulitos MCh.

Análises	Th/U	Razões isotópicas				Rho	Idades								Disc. %
		Pb207/Pb206	1 σ	Pb206/U238	1 σ		Pb207/U235	1 σ	Pb207/Pb206	1 σ	Pb206/U238	1 σ	Pb207/U235	1 σ	
Se-101 - Mch															
Grãos prismáticos grandes															
TEST33	0,5	0,16078	0,00172	0,47671	0,00522	10,56818	0,12013	1,0381	2464	18	2513	23	2486	11	-1
TEST44	0,4	0,16227	0,0018	0,47223	0,00543	10,56542	0,12787	1,0525	2479	19	2493	24	2486	11	0
TEST20	0,3	0,16383	0,00181	0,46768	0,00516	10,56459	0,12246	1,0506	2496	18	2473	23	2486	11	0
TEST43	0,3	0,16125	0,00183	0,47502	0,00563	10,56012	0,13213	1,0557	2469	19	2506	25	2485	12	-1
TEST42	0,2	0,16183	0,00184	0,47285	0,00524	10,55071	0,12601	1,0777	2475	19	2496	23	2484	11	0
TEST34	0,7	0,16031	0,00173	0,47593	0,00535	10,52003	0,1229	1,0393	2459	18	2510	23	2482	11	-1
TEST18	0,3	0,16043	0,00174	0,44645	0,00532	9,8752	0,12168	1,0340	2460	18	2379	24	2423	11	2
TEST36	0,3	0,16256	0,00199	0,46702	0,00521	10,46766	0,1295	1,1090	2483	20	2471	23	2477	11	0
TEST25	0,3	0,16029	0,00195	0,39219	0,00425	8,6672	0,10499	1,1178	2459	20	2133	20	2304	11	7
TEST26	0,3	0,15452	0,0018	0,33426	0,0037	7,12138	0,08513	1,0799	2397	20	1859	18	2127	11	13
TEST27	0,3	0,14956	0,0016	0,34049	0,00371	7,02171	0,0792	1,0352	2341	18	1889	18	2114	10	11
TEST37	0,1	0,13146	0,00153	0,27028	0,00319	4,89909	0,06252	1,0813	2118	20	1542	16	1802	11	14
TEST38	0,0	0,12958	0,00162	0,24174	0,00285	4,31918	0,05762	1,1316	2092	22	1396	15	1697	11	18
TEST39	0,2	0,11572	0,00139	0,21717	0,00266	3,46475	0,04622	1,0891	1891	22	1267	14	1519	11	17
TEST41	0,2	0,12502	0,00171	0,19926	0,00216	3,43359	0,04565	1,2265	2029	24	1171	12	1512	10	23
TEST17	0,1	0,15155	0,0016	0,29357	0,00348	6,13414	0,0743	1,0218	2364	18	1659	17	1995	11	17
TEST15	0,4	0,1422	0,00185	0,4143	0,00499	8,12297	0,10884	1,1125	2254	22	2235	23	2245	12	0
TEST19	0,4	0,1422	0,00169	0,41275	0,00482	8,09317	0,10182	1,0773	2254	20	2228	22	2242	11	1
TEST16	0,1	0,14132	0,00164	0,41429	0,00464	8,07218	0,09726	1,0758	2243	20	2235	21	2239	11	0
Grãos arredondados pequenos															
TEST14	0,7	0,13001	0,00143	0,38628	0,0042	6,92427	0,07923	1,0524	2098	19	2106	20	2102	10	0
TEST35	0,5	0,12977	0,00148	0,38558	0,00465	6,89854	0,08824	1,0606	2095	20	2102	22	2099	11	0
TEST24	0,7	0,12909	0,00138	0,38575	0,00442	6,86609	0,0812	1,0321	2086	19	2103	21	2094	10	0
TEST31	0,0	0,12984	0,00153	0,38255	0,00436	6,84861	0,08504	1,0895	2096	21	2088	20	2092	11	0
TEST22	0,7	0,12904	0,00135	0,3841	0,00428	6,83425	0,07762	1,0193	2085	18	2095	20	2090	10	0
TEST23	0,8	0,12915	0,00135	0,38251	0,00426	6,81173	0,07743	1,0207	2087	18	2088	20	2087	10	0
TEST21	0,1	0,12729	0,00143	0,36193	0,00426	6,35193	0,07955	1,0640	2061	20	1991	20	2026	11	2

As rochas granulíticas ácidas e intermediárias são de origem ígnea, metaluminosas, de linhagens toleítica (baixo K) e cálcio-alcálica de médio a alto potássio indo até shoshoníticas. Essas rochas foram subdivididas em quatro unidades denominadas de Ed1, Ed2, MCh e Ch-Ed, todas separadas geoquimicamente pelo aumento progressivo do

conteúdo de potássio. Elas mostram elevados teores de ETR leves e LILE, fato compatível com magmas gerados em arcos vulcânicos.

As anomalias referentes principalmente aos baixos teores de Ta-Nb, exibidos nos diagramas multielementares das quatro unidades granulíticas, reforçam a

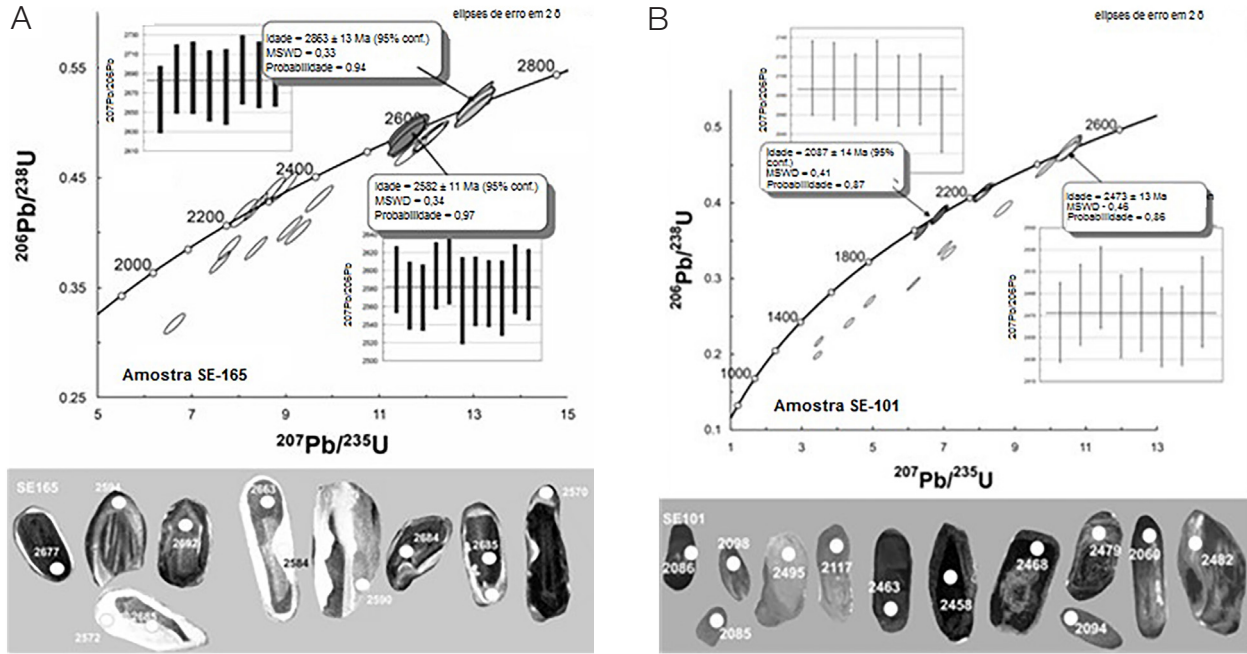


Figura 11. Diagramas concórdia. (A) Diagrama concórdia U-Pb e imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão do granulito enderbítico Ed2 (amostra SE-165); (B) diagrama concórdia U-Pb e imagens de catodoluminescência dos grãos de zircão do granulito charnockítico de composição monzogranítica (MCh) (amostra SE-101).

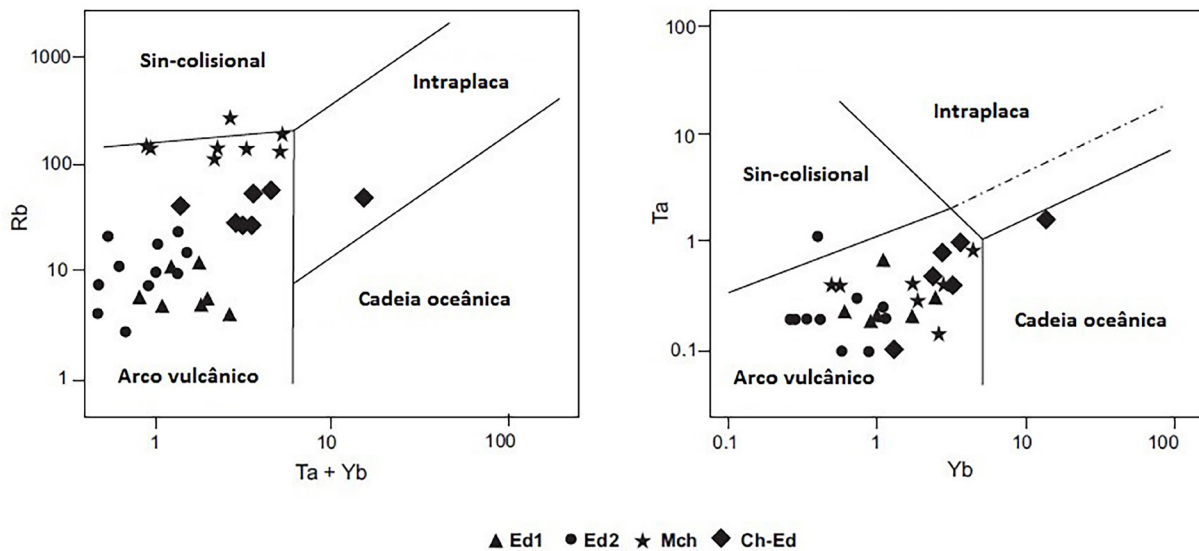


Figura 12. Diagramas discriminantes de Pearce et al. (1984) e Pearce (1996) para as unidades Ed1, Ed2, MCh e Ch-Ed.

possibilidade dos protólitos dessas rochas terem sido gerados em ambiente de zona de subducção (Sun, 1980; Gill, 2014; Murphy, 2007). Segundo Bailey (1981) e Scandolara (2006), baixos teores de TiO_2 , menores que 0,7%, por exemplo, também caracterizam rochas formadas em ambiente de arco vulcânico. Com efeito, as rochas do CGEB apresentam teores médios de TiO_2 de 0,5%, indicando que elas podem ter sido formadas efetivamente em arcos vulcânicos. Segundo Pearce (1983), as rochas de arco continental possuem razões Zr/Y superiores a 3, o que permite a sua distinção daquelas de arco oceânico, com razões inferiores a esse valor. As rochas do CGEB possuem razões Zr/Y maiores que 7, o que sugere que elas foram originadas em ambiente de arco continental. Ainda com relação aos ambientes tectônicos, os diagramas discriminantes de Pearce et al. (1984) e Pearce (1996) também apontam para ambiente de arco vulcânico (Figura 12). Inclusive, são as unidades Ed1 e Ed2 que apresentam melhor adequação a esse tipo de ambiente tectônico, visto que no diagrama $\text{Rb versus Ta} + \text{Yb}$, os pontos representativos das suas análises químicas exibem forte concentração no campo dos arcos vulcânicos (Figura 12).

O estudo geocronológico revelou que a formação dos granulitos Ed2 se deu em torno de 2582 ± 11 Ma, possivelmente a partir de protólitos plutônicos; a formação dos granulitos MCh ocorreu em torno de 2473 ± 13 Ma; e o preenchimento de falhas e fraturas nas proximidades de Arauá, sob a forma de enxame de diques, ocorreu em torno de 2015 ± 12 Ma, no Paleoproterozoico (Melo de Oliveira, 2014). As idades-modelo Sm-Nd obtidas em amostras de rocha total das unidades granulíticas Ed2 ($T_{\text{DM}} 2,90$ Ga) e MCh ($T_{\text{DM}} 2,60$ Ga) exibiram valores compatíveis com os resultados obtidos pelo método U-Pb, em cristais de zircão, e tempos de residência mantélica distintos. Ressalte-se que uma análise em rocha total de amostra do granulito (Ch-Ed, rocha total) forneceu idade-modelo $T_{\text{DM(Nd)}}$ de 2,33 Ga, valor considerado baixo em relação às outras duas unidades (Ed2 e MCh). Esse fato abre espaço para interpretações adicionais, pois não existe datação para a idade de cristalização da referida unidade. Assim, alternativamente, essa unidade pode ter se formado no Paleoproterozoico.

As deformações das rochas da área de estudo foram acompanhadas pelo processo metamórfico de granulitização que aconteceu em aproximadamente 2087 ± 14 Ma. Através do estudo dos granulitos aluminosos, trabalhos em elaboração (Souza-Oliveira, comunicação verbal) estão sugerindo que as condições P-T do metamorfismo que envolveu essas rochas metassedimentares granulitizadas, definidas com a utilização de programas tipo Thermocalk (Holland e Powell, 2002) e PERPLEX (Connolly e Petrin, 2002), alcançaram

valores de temperatura variando de 860 e 915°C e pressões em torno de 7 kbar.

Com relação à tectônica, o estudo da faixa de rochas migmatíticas do CMRR (Almeida Junior, no prelo) (Figuras 2 e 3) e dessa faixa de rochas granulíticas do CGEB, referente ao presente trabalho, os dados obtidos, sobretudo aqueles da litogeoquímica, estão permitindo interpretar, nesses metamorfitos de alto grau, a presença de dois arcos vulcânicos paralelos: um de idade neoarqueana (CGEB) e outro ou um pouco mais novo, Paleoproterozoico. Ambos colidiram no Paleoproterozoico com o Bloco Serrinha, situado a oeste (Figura 2), quando então todas as rochas do CSEB foram deformadas e formaram uma cadeia de montanhas, a qual, ao ser erodida, expôs suas raízes granulíticas conforme mostradas neste trabalho.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M. (1977). O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7, 349-364.
- Almeida Junior, M. V. C., Menezes Leal, A. B., Barbosa, J. S. F., Marinho, M. M., Oliveira, E. M., Argollo, R. M. Lana, C. (no prelo). As Raízes Migmatíticas do Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim, Cráton do São Francisco, Bahia-Sergipe, Brasil.
- Bailey, J. C. (1981). Geochemical criteria for refined tectonic discrimination orogenic andesites. *Chemical Geology*, 32, 139-154. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(81\)90135-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(81)90135-2)
- Barbosa, J. S. F. (1990). The granulites of the Jequié complex and Atlantic mobile belt, southern Bahia, Brazil: an expression of Archean-Proterozoic plate convergence. In: D. Vielzeuf, P. Vidal (Eds.), *Granulites and Crustal Evolution*, 195-221. France: Springer-Verlag.
- Barbosa, J. S. F., Correa Gomes, L. C., Marinho, M. M., Silva, F. C. A. (2001). Geologia do segmento sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. *I Workshop sobre o Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá*. Salvador, Bahia.
- Barbosa, J. S. F., Cruz, S. P., Souza-Oliveira, J. S. (2012). Terrenos Metamórficos do Embasamento. In: J. S. F. Barbosa, J. Mascarenhas, L. C. Corrêa-Gomes, J. M. Domingues, J. S. de Souza-Oliveira. *Geologia da Bahia: Pesquisa e Atualização*, v. 1, p. 101-199. Salvador, CPBM, UFBA.

- Barbosa, J. S. F., Dominguez, J. M. L. (1996). *Texto Explicativo para o Mapa Geológico ao Milionésimo da Bahia*. Salvador, SICM/SGM, 400 p.
- 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 da Academia Brasileira Ciências*, 74(2), 343-359. <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652002000200009>
- Barbosa, J. S. F., Sabaté, P. (2004). Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, 133, 1-27. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2004.03.001>
- Barker, F. (1987). Trondhjemites: definition, environment and hypothesis of origin. In: F. Barker. *Trondhjemites, dacites and related rocks*, p. 1-12. Amsterdam, Elsevier.
- Barker, F., Arth, J. G. (1976). Generation of trondhjemitic-nalitic liquids and-Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology*, 4, 596-600. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1976\)4%3C596:GOTLAA%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4%3C596:GOTLAA%3E2.0.CO;2)
- Boynnton, W. V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson. *Rare Earth Element Gechemistry*, p. 63-114. Amsterdam, Elsevier.
- Brito Neves, B. B., Cordani, U. G., Torquato, J. R. F. (1980). Evolução geológica do Precambriano do Estado da Bahia. In: H. A. V. Inda. (Ed.), *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Textos Básicos*, v. 3, p. 1-101. Bahia, SME/BA.
- Connolly, J. A. D., Petrini, K. (2002). An automated strategy for calculation of phase diagram sections and retrieval of rock properties as a function of physical conditions. *Journal of Metamorphic Petrology*, 20, 697-708. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00398.x>
- Cox, R. G., Bell, J. D., Pankhrust, R. J. (1979). *The Interpretation of igneous Rocks*. London: George Allen e Unwim, 450 p.
- Cruz, M. J. M. (1989). *Le massif du rio Piau: une intrusion de nature gabbroïque et anorthositique dans les terrains granulitiques du noyau Jequié-Bahia-Bresil*. Tese (Doutorado). Paris: Pierre et Marie Curie University, 277 p.
- Fetts, D., Desmons, J. (2007). *Metamorphic Rocks: a classification and Glossary of terms*. Nova York: Cambridge University Press, 256 p.
- Gill, R. (2014). *Rochas e Processos Ígneos: um guia prático*. Porto Alegre: Bookman, 427 p.
- Holland, T. J. B., Powell, R. (2002). An internally consistent dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 673-683. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x>
- Inda, H. A. V., Barbosa, J. F. S. (1978). *Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia, Escala 1:1.000.000*. Salvador, CPM-SME, BA/CBPM, 137 p.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Kishida, A. (1979). *Caracterização geológica e geoquímica das seqüências vulcano-sedimentares no Médio Rio Itapicuru, Bahia*. Dissertação (Mestrado). Salvador: Instituto de Geociências – UFBA, 98 p.
- Ledru, P., Johan, V., Milési, J. P., Tegye, M. (1994). Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: evidence for 2 Ga continent involving circum-South Atlantic Provinces. *Precambrian Research*, 69, 169-191. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(94\)90085-X](https://doi.org/10.1016/0301-9268(94)90085-X)
- Marinho, M. M. (1991). *La séquence vulcano-sédimentaire de Contendas-Mirante et La Bordure Occidentale Du Bloc Jequié (Craton Du S. Francisco-Bresil): Um exemple de transition Archéean-Protérozoïque*. Tese (Doutorado). Clermont Ferrand: Blaise Pascal University, 388 p.
- Martin, H. (1994). The archaean grey gneisses and the genesis of continental crust. In: K. C. Condie (Ed.), *Archaean Crustal evolution*. Amsterdam: Elsevier, p. 205-259.
- Martin, H., Sabaté, P. (1990). Características geoquímicas do Maciço de Sete Voltas no Cinturão Contendas-Mirante (Bahia): implicações na evolução petrogenética de um segmento arqueano do Cráton do São Francisco. XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Resumos. Natal: SBG.
- Mascarenhas, J. F. (1979). Estruturas do tipo *greenstone belt* no leste da Bahia. In: H. A. V. Inda (Ed.), *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*, v. 2, p. 25-56. Salvador, SME/COM.

- Melo de Oliveira, E. (2014). *Petrografia, litogeoquímica e geocronologia das rochas granulíticas da parte norte do Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim, Bahia-Sergipe*. Tese (Doutorado). Salvador: Universidade Federal da Bahia, 237 p.
- Melo, R. C. (1991). *Mapeamento geológico da Folha SC-24-Y-D-V, Pintadas*, Escala 1:100.000, Estado da Bahia. Brasília: CPRM, 173 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Convênio DNPM/CPRM.
- Murphy, J. B. (2007). Arc magmatism II: Geochemical and isotopic characteristics. In: *Igneous Rock Associations 8. Series. Geoscience Canada*, 34(91), 7-35.
- O'Connor, J. T. (1965). A Classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U S Geologic Survey, Professional Papers Series B*, 525, 79-84.
- Oliveira, E. P., Carvalho, M. J., McNaughton, N. (2004). Evolução do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá: Cronologia da acreção de arcos, colisão continental e escape de terrenos. *Geologia USP. Série científica*, 4(1), 41-53. <http://dx.doi.org/10.5327/S1519-874x2004000100003>
- Oliveira, E. P., McNaughton, N. J., Armstrong, R. (2010). Mesoarchean to Palaeoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna-Salvador-Curaçá Orogen, São Francisco Craton, Brazil. In: T. M. Kusky, M.-G. Zhai, W. Xiao (Eds.), *The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth*, v. 338, p. 263-286. Londres: Geological Society of London, Special Publications.
- Oliveira Junior, T. R. (1990). *Geologia do extremo nordeste do Cráton do São Francisco*. Dissertação (Mestrado). Salvador: Instituto de Geociências – UFBA, 102 p.
- Pearce, J. A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C. J. Hawkesworth, M. J. Norry (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, p. 230-249. Cambridge: Shiva Publishing, 272 p.
- Pearce, J. A. (1996). Sources and settings of the granitic rocks. *Episódes*, 19(4), 120-125.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Peccerillo, A., Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Pontes, M. P., Passos, D. R., Lisboa, V. A. C., Silva Rosa, M. L., Conceição, H. (2011). Diques Dacíticos na Região de Arauá, Estado de Sergipe. XXIV Simpósio Geologia do Nordeste, Anais. p. 356.
- Rios, D. C. (2002). *Granitogênese no Núcleo Serrinha, Bahia, Brasil: Geocronologia e Litogeoquímica*. Tese (Doutorado). Salvador: Instituto de Geociências – UFBA, 233 p.
- Rickwood, P. C. (1989). Boundary lines within petrologic diagrams, which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22, 247-263. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(89\)90028-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(89)90028-5)
- Rollinson, H. (1993). *Using Geochemical Data: evolution, presentation, interpretation*. Londres: Longman, 352 p.
- Santos, R. A., Martins, A. A. M., Neves, J. P., Leal, R. A. (1997). *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Sergipe. Texto Explicativo do Mapa Geológico de Sergipe*. Brasília: CPRM; Sergipe: CODISE, 156 p.
- Scandolaro, J. E. (2006). *Geologia e evolução do terreno Jamari, embasamento da Faixa Sunsas/Iguaçu, Centro-Leste de Rondônia, Sudoeste do Cráton Amazônico*. Tese (Doutorado). Brasília: Instituto de Geociências – UnB, 384 p.
- Shand, S. J. (1950). *Eruptive Rocks Their Genesis, Composition, Classification and Their Relation to Ore Deposit*. 4. ed. Londres: Thomas Murby, 488 p.
- Silva Filho, M. A., Bomfim, L. F. C., Santos, R. A., Santana, A. C., Braz Filho, P. A. (1977). *Projeto Baixo São Francisco/Vaza-Barris: Folha Cipó*, Escala 1:250.000, Estado da Bahia. Brasília: CPRM, 187 p. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Convênio DNPM/CPRM.
- Silva, M. G. (1984). A Sequência Vulcano-Sedimentar do Médio Rio Itapicuru, Bahia. In: H. A. V. Inda, F. B. Duarte (Eds.), *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: Textos Básicos*, v. 5, p. 8-42. Salvador: SME/COM.
- Silva, M. G. (1992). Evidências isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de crescimento crustal transamazônico no Cráton do São Francisco, Estado da Bahia: *XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia*, Anais, 2, 181-182. São Paulo: SBG.

- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Amsterdam. Earth Science Reviews*, 12, 1-33. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- Sun, S. S. (1980). Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean island and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 297, 409-445. <https://doi.org/10.1098/rsta.1980.0224>
- Sun, S. S., McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A. D. Saunders, M. J. Norry (Eds.), *Magmatism in ocean basins*, v. 42, p. 315-345. Londres: Geological Society London Special Publication.
- Wilson, N. (1989). *Igneous Petrogenesis*. Londres: Longman, 466 p.
- Wood, D. A., Joron, J. L., Treuil, M. (1979). A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters*, 45, 326-336. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(79\)90133-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(79)90133-X)