



LITOGEOQUÍMICA DAS ROCHAS GRANULÍTICAS DA REGIÃO DE IPIAÚ, SUL/SUDESTE DA BAHIA, BRASIL

J.S.F. Barbosa¹; F.C.A. Silva²; A. Fornari¹; C.M.M. Leite¹; I.C.A. Pinho¹

¹Instituto de Geociências, Curso de Pós-graduação em Geologia/CPGG, Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia – UFBA, Rua Caetano Moura, 123, Federação, CEP 40210-340, Salvador, BA

²Instituto de Geociências, Curso de Pós-graduação em Geologia – UFRGN, Rua Torre Galvão, 820, Alecrim, CEP 59032-160, Natal, RN

Recebido em 01/01; aprovado para publicação em 08/01

ABSTRACT

The Ipiaú area is located in São Francisco Craton basement, Bahia. In this paper, a geological synthesis with emphasis on the lithogeochemical data is presented. The metatonalite/metatrondjemites with supracrustal enclaves are the main lithological units. The metagabbros/metabasalts and the charnockites are the other units in the geological framework of the area. During the Paleoproterozoic, these rocks were deformed and reequilibrated in the granulite metamorphic facies. Mafic-ultramafic intrusions are related to the waning stages of highgrade metamorphism. The lithogeochemical data place the metatonalites and metatrondjemites in three families of low potassium calc-alkaline affiliation and the metagabbros/metabasalts in two families, both tholeiitic. The charnockite bodies are classified in three types of intermediate potassium calc-alkaline affiliation. The late-tectonic mafic-ultramafic bodies are tholeiitic.

RESUMO

A área de Ipiaú situa-se no embasamento do Cráton do São Francisco, na Bahia. Uma síntese da sua geologia é aqui apresentada com ênfase na litogeoquímica. A área é formada por metatonalitos/metatrondjemitos que encravam rochas supracrustais e metagabros/metabasaltos, ocorrendo, ainda, corpos de charnockitos. Durante o paleoproterozóico, estas rochas foram deformadas e recristalizadas na fácies granulito. Corpos de rochas máficas-ultramáficas penetraram no final desta evolução tectônica. A litogeoquímica permitiu separar os metatonalitos e metatrondjemitos em três famílias, todas cálcio-alcalinas de baixo potássio e os metagabros/metabasaltos, em duas famílias, ambas toleíticas. Os três corpos de charnockitos são de tendência cálcio-alcalina com potássio intermediário. Os corpos máfico-ultramáficos, tardi-tectônicos, são de filiação toleítica.

INTRODUÇÃO

O estudo de terrenos gnáissicos de alto grau abre a possibilidade de pesquisar segmentos profundos da crosta continental, para tentar compreender os processos envolvidos na sua geração e evolução.

Em diversas partes do mundo, nesses terrenos gnáissicos, são encontradas associações de rochas tonalíticas/trondhjemíticas, relacionadas, especialmente, a complexos máfico-ultramáficos, caracterizando uma bimodalidade composicional, como, por exemplo, aquelas encontradas no Complexo Lewisian, Escócia (Weaver & Tarney, 1981), no Grupo Quianxi, China (Jahn & Zang, 1984), no Complexo Luís Alves, Santa Catarina, Brasil (Basei et al., 1998) e no Complexo Granulítico Santa Maria Chico, Rio Grande do Sul, Brasil (Hartmann, 1998).

Estas associações suscitam, ainda hoje, dúvidas quanto às suas origens e evolução. Boa parte dos pesquisadores acredita que, em função das características geoquímicas, estas associações de tonalitos, trondhjemitos e granodioritos, os chamados TTGs, são geradas principalmente a partir da

fusão parcial de rochas máficas sob alta pressão (Martin, 1995), tendo, a cristalização fracionada, exercido um papel secundário no processo de diferenciação. Por outro lado, para as suítes máfico-ultramáficas acamadas, aceita-se que suas fontes geradoras foram magmas toleíticos mantélicos e que o principal processo envolvido foi a cristalização fracionada, sob baixa pressão.

A área de Ipiiaú, também portadora dessas associações, tem sido pesquisada nos últimos anos, sobretudo com os trabalhos voltados para os corpos máfico-ultramáficos com indícios de mineralizações de sulfetos de metais base e platina, tanto aquele situado na Fazenda Mirabela (Cunha & Fróes, 1992; Abram & Silva 1992; Silva et al. 1992; Abram, 1993; Fróes, 1993) quanto aquele da Fazenda Palestina (Barbosa, 1994). O presente artigo sintetiza os trabalhos geológicos realizados nessa área, priorizando a caracterização petro-química dos metatonalitos/meta-trondhjemitos e seus enclaves de granulitos básicos e de rochas supracrustais. Trabalhos de modelagem geoquímica deverão ser publicados posteriormente para melhor compreender a gênese e evolução das rochas da área.

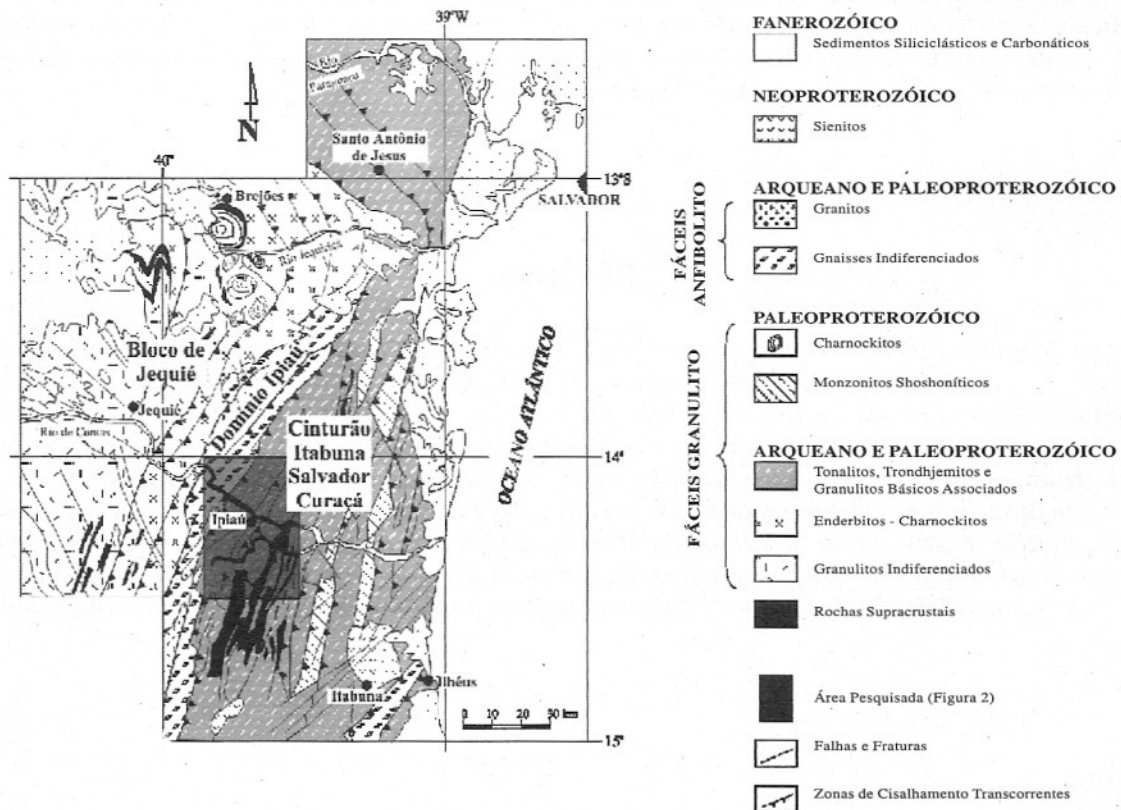


Figura 1 – Mapa geológico da Região Granulítica do Sul/Sudeste da Bahia, com a localização da área de Ipiiaú (simplificado de Barbosa, 1992).

GEOLOGIA REGIONAL

A região de Ipiáú situa-se no embasamento do Crátão do São Francisco (Almeida, 1977), na Região Granulítica do Sul/Sudeste da Bahia (Barbosa, 1986), que faz parte do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá. Este Cinturão se estende numa faixa contínua, desde o sul do Estado até o vale do rio Curaçá, ao norte (Barbosa & Dominguez, 1996). Entre este Cinturão e o Bloco Jequié, foi identificado o Domínio de Ipiáú (Barbosa, 1986) (Fig. 1).

As pesquisas realizadas na última década, como aquelas de Wilson (1987), Figueiredo (1989), Barbosa (1990; 1992; 1994; 1998), Barbosa & Fontelles (1991), Gomes *et al.* (1991), Marinho *et al.* (1992), Arcanjo *et al.* (1992) e Oliveira *et al.* (1993) têm permitido estabelecer parâmetros geológicos mais acurados, visando a identificação/individualização das rochas pré-metamórficas e a elaboração de modelos geotectônicos e metalogenéticos para a região. Assim, foi proposto um modelo, onde a parte sul do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá

passou a ser interpretada como um arco de ilhas; o Domínio Ipiáú e arredores, uma bacia pós-arco, e o Bloco Jequié, um provável antepaís (Barbosa, 1990; 1998) (Fig. 1). Ainda segundo este modelo, as rochas plutono-vulcânicas da bacia pós-arco e grande parte daquelas que comporiam o arco insular foram obductadas sobre o antepaís, durante um período de colisão arco-continente. Esta colisão teria ocorrido durante o Ciclo Geotectônico Transamazônico, em torno de 2,0 Ga.

GEOLOGIA DE CAMPO E PETROGRAFIA

A observação das fotos aéreas e imagens de Radar e Landsat destes terrenos granulíticos da região de Ipiáú revela a existência de grandes alinhamentos, refletindo o elevado grau de estruturação tectônica de seus litotipos. Esses alinhamentos mostram-se, em geral, anastomosados e, quase sempre, acompanhados por grande densidade de fotolineações, sugerindo a presença de zonas cisalhadas (Fig. 2).

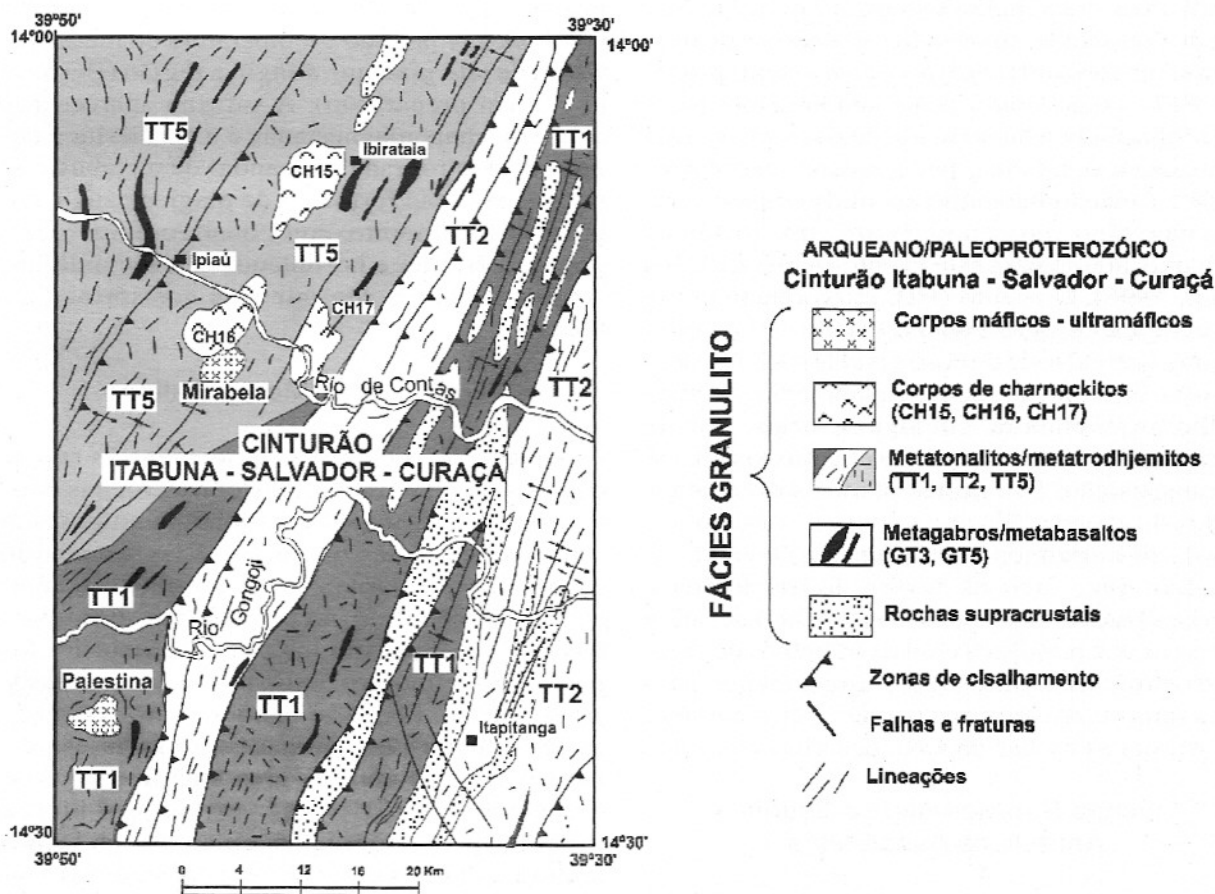


Figura 2 – Mapa geológico simplificado da região de Ipiáú.

A feição geológica que mais se destaca nas fotos aéreas é uma ampla zona de cisalhamento com direção NNE, que é predominante na parte central da área. Inseridos nela, encontram-se os corpos de Mirabela e Palestina, que se mostram com ausência de elementos estruturais nos produtos de sensores remotos e nas observações de campo descritas a seguir. Estes corpos isotrópicos exibem um relevo alto e homogêneo, verificando-se um contraste entre eles e as rochas granulíticas encaixantes, as quais, por sua vez, possuem relevo moderado e são bem orientadas. As evidências dos sensores remotos sugerem que a intrusão desses corpos deu-se em época tardi a pós-tectônica.

As observações e medidas no campo demonstraram que a geometria sigmoidal da foliação e dos enclaves máficos, bem como a presença de dobras assimétricas, aliado às medidas de lineações de estiramento mineral (hornblenda, biotita, feldspato e quartzo), com uma variação de 5 a 10° de caimento, ora para NE, ora para SW, indicam que é sinistral o sentido de transporte tectônico provocado por cisalhamento transcorrente. Por sua vez, segundo dados gravimétricos (Gomes *et al.*, 1991), as zonas de cisalhamento da região tendem a horizontalizar em profundidade, sugerindo a existência de uma tectônica horizontal precoce. Este evento precoce (F1) é considerado como sendo responsável pela foliação/bandamento inicial das rochas e está representado, na área, por pequenas estruturas, onde a foliação/bandamento ainda conserva suave mergulho, sugerindo, assim, uma tectônica de baixo ângulo para este evento (Alves da Silva *et al.*, 1996). O evento (F2), interpretado como de evolução progressiva ao evento (F1), gerou dobras apertadas de direção geral N10-20°E, com eixo b2 de baixo caimento e plano axial de mergulho forte, embora, em alguns locais, seja de apenas 50°, para sudeste. Este evento evoluiu até a transposição. São nestes planos subverticalizados do evento (F2) que se nota a lineação mineral sub-horizontal antes referida. Deve-se sublinhar que, face às fortes deformações e recristalizações existentes, não foi fácil definir a natureza dos protólitos com os trabalhos de campo e petrografia. Entretanto, a litogeoquímica foi uma importante ferramenta que tornou possível classificar as rochas da área, descritas a seguir.

Rochas Supracrustais e Granitos Anatéticos Associados

Estas litologias situam-se de forma dispersa na parte oriental da área, formando faixas e cris-

tas que constituem enclaves tectônicos nos metatonalitos e metatrondhjemitos (Fig. 2). Estas faixas e cristas são compostas, principalmente, de quartzitos, os quais estão associados, em geral, a gnaisses alumino-magnesianos e bandas de rochas metabásicas. Formações ferríferas bandadas, rochas cálcio-silicáticas, níveis de rochas grafitosas, bandas quartzo-feldspáticas e metaultrabásicas ocorrem de forma subordinada. Com exceção dos quartzitos, os afloramentos dessas supracrustais estão freqüentemente alterados ou semi-alterados. Em geral, as melhores exposições são encontradas nos taludes de cortes das estradas, transversais às cristas. Os quartzitos possuem, além do quartzo, ínfimas quantidades de opacos e de feldspato. Os gnaisses alumino-magnesianos mostram evidências de migmatização/anatexia e estão quase sempre associados às bandas de metabásicas. Eles apresentam espessuras variando entre 6 e 8 metros, enquanto as bandas de metabásicas exibem espessuras entre 1 e 4 metros. Os gnaisses alumino-magnesianos são constituídos por quartzo, plagioclásio, ortopiroxênio, granada, biotita, silimanita, microclina, opacos, rutilo, grafita, monazita e zircão, sendo muito bons marcadores das condições de pressão e temperatura do metamorfismo de alto grau que atingiu a região (Barbosa *et al.*, em preparação). A safirina aparece nas amostras mais magnesianas e a cordierita é comumente retrógrada. As bandas de metabásicas, por sua vez, são formadas de plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, quartzo e, às vezes, granada. Biotita e hornblenda são secundárias. Apatita e opacos são minerais acessórios (Tabela 1).

Metagabros/Metabasaltos

Além das metabásicas associadas às supracrustais, ocorrem inúmeras outras rochas dentro dos gnaisses tonalíticos/trondhjemíticos, sob a forma de bandas ou enclaves, apresentando espessuras que variam desde centímetros a metros (máximo de 5 metros). Estes granulitos básicos são constituídos por plagioclásio, hiperstênio e clinopiroxênio, tendo como acessórios, quartzo, opacos e apatita (Barbosa *et al.*, 1996) (Tabela 1). Algumas bandas desses granulitos básicos contêm granada em quantidades apreciáveis. Hornblenda verde e biotita marrom aparecem freqüentemente em relações texturais com os piroxênios e opacos, evidenciando um retrometamorfismo para a fácies anfíbolito.

Tabela 1 – Composição mineralógica representativa das rochas da área de Ipiáú.

AMOSTRAS	QZO	PLAG	ANTP	FPER	MESO	MICR	OPX	CPX	GT	SILL	HB/P	BI/P	HB/S	BI/S	OP	APT	ZIRC	MONZ	RUT	GF	SAF
ROCHAS SUPRACRUSTAIS – GNAISSES ALUMINO - MAGNESIANOS																					
MM-208	25	30				5	10		16	5		9			tr		tr	tr	tr	tr	tr
SS-77	20	35				4	11		10	8		12			tr		tr	tr	tr	tr	tr
ROCHAS SUPRACRUSTAIS – METABÁSICAS																					
XH-005	5	45					5	18	tr				2	tr	tr				tr		
METAGABROS – METABASALTOS																					
PR-68	7	45					5	20	23				tr	tr	tr						
PR-64	tr	50					10	20					20	tr	tr						
PR-69	2	55					7	30					4	tr	2						
METATONALITOS/ METATRONDHJEMITOS																					
PR-66	10		66	2			5	14					tr	2	1	tr	tr				
PR-65A	30		60	3			1	3					tr	tr	2	tr	tr				
RJ-01	18		77	tr			2	1					2	tr	1	tr	tr				
RJ-04B	35		51	tr			8	5					tr	tr	1	tr	tr				
CHARNOCKITOS																					
RJ-02	25		24		50		tr	tr			tr			tr	tr	tr	tr				
RJ-03	25		21		34	10	4	4			2			tr	tr	tr	tr				
PR-06	30		43		23		tr	tr			tr			tr	tr	tr	tr				
PIROXENITOS																					
PR-72C		10					40	40					5	2	3	tr					
PR-72A		6					38	54					tr	tr	2	tr					
PR-72B		7					32	58					tr	2	1	tr					

QZO – quartzo; PLAG – plagioclásio; ANTP – plagioclásio antipertítico; FPER – feldspato potássico pertítico; MESO – mesopertita; MICR – microclina; OPX – ortopiroxênio; CPX – clinopiroxênio; SILL – sillimanita; GT – granada; HB/P – hornblenda primária; HB/S – hornblenda secundária; BI/P – biotita primária; BI/S – biotita secundária; OP – opacos; APT – apatita; ZIRC – zircão; GF – grafita; RUT – rutilo; MONZ – monazita; SAF – saphirina; tr – traços.

Metatonalitos/Metatrondhjemitos

Constituem as rochas mais abundantes na área pesquisada, tendo sido deformadas e metamorfozadas na fácies granulito, durante o Ciclo Geotectônico Transamazônico (Ledru *et al.*, 1994). Exibem bandamento/foliação com atitudes em torno de N15° E e mergulhos variando de 60° a 80°, ora para SE, ora para NW (Fig. 2). São de coloração verde acinzentada, relativamente homogêneas, com granulação média a grossa. Nos locais de maior intensidade de deformação, é frequente a textura milonítica com porfiroclastos imersos em uma matriz fina. Na grande maioria dos locais visitados, estas rochas exibem um bandamento composicional. As bandas variam de espessura, desde centimétricas a métricas (1 a 2 metros). Vale registrar que estas estimativas são facilitadas quando estas rochas encontram-se alteradas, visto que, nestas condições, fica ressaltada a cor esbranquiçada das bandas ricas em plagioclásio, em contraste com as outras mais escuras, onde este mineral é menos abundante. Do ponto de vista mineralógico, os metatonalitos e metatrondhjemitos são formados, basicamente, por quartzo e plagioclásio antiperfítico. O ortopiroxênio, presente em pequena quantidade, é do tipo hiperstênio. Ainda são encontrados, em pequenas quantidades, o clinopiroxênio e o feldspato potássico perfitico, mas somente em poucas amostras. Minerais opacos são onipresentes, mas acessórios. Biotita e hornblenda são também observadas, sendo formadas pelo retrometamorfismo dos minerais ferromagnesianos e opacos. Apatita e zircão aparecem como traço (Tabela 1).

Charnockitos

Os trabalhos de campo e a petrografia mostraram que alguns corpos ovalados, bem evidenciados nos sensores remotos, são constituídos por charnockitos e charno-enderbitos (Arcanjo *et al.*, 1998) (Fig. 2). Pela forma, distribuição areal e relações de contato, estas rochas penetraram nos tonalitos/trondhjemitos antes das deformações e metamorfismo. Bons afloramentos são encontrados em pedreiras, onde se verifica que são rochas relativamente homogêneas, de cor verde-acinzentada quando frescas, e branca-amarelada quando alteradas, permitindo, no último caso, que se visualize melhor seu aspecto bandado e sua granulação grossa. Às vezes, quando milonitizadas, exibem porfiroclastos de feldspatos com dimensões centimétricas, imersos em uma ma-

triz de granulação média a fina (Arcanjo *et al.*, 1998). Mineralogicamente, os charnockitos são formados de quartzo, mesopertita e plagioclásio. Orto e clinopiroxênio ocorrem em pequenas quantidades. Microclínio e hornblenda são subordinadas, enquanto que a biotita parece retrógrada. Opacos, apatita e zircão são os minerais acessórios mais comuns (Tabela 1).

Dunitos, Peridotitos, Piroxenitos e Gabros

Como referido anteriormente, corpos de rochas máfico-ultramáficas são encontrados nos locais denominados de Fazendas Palestina e Mirabela (Fig. 2). O corpo de Palestina (Barbosa & Sapucaia, 1996) foi caracterizado como formado de gabros e piroxenitos, os quais são compostos, predominantemente, de orto e clinopiroxênio, ocorrendo o plagioclásio em pequenas proporções, como *intercumulus*. Os opacos estão constantemente presentes e a hornblenda e biotita, quando aparecem, são, em geral, secundárias (Tabela 1). Este corpo está pouco deformado e parcialmente reequilibrado na fácies granulito, visto que se nota ainda texturas e minerais ígneos preservados. O corpo de Mirabela foi definido como uma intrusão acamadada (Fróes, 1993; Abram, 1993). O centro apresenta-se indeformado com acamamento cíclico e texturas de acumulação preservadas, podendo ser separado em três zonas litoestratigráficas: (i) uma inferior, composta de serpentinitos, dunitos e peridotitos; (ii) uma intermediária, formada por ortopiroxenitos, clinopiroxênitos, noritos, websteritos e gabronoritos e, (iii) uma superior, constituída unicamente de gabronoritos e leucogabros, além de gabronoritos finos, estes últimos situados nas bordas (Abram, 1993). Ainda com relação a estes *plutons* máfico-ultramáficos, a geotermometria indicou temperaturas plutônicas acima de 1000°C e temperaturas de reequilíbrio *sub-solidus* em torno de 850°C (Barbosa & Sapucaia, 1996).

LITOGEOQUÍMICA

O estudo petroquímico visou, além da caracterização e classificação geoquímica dos litotipos, reconhecer ainda o tipo de magma gerador sempre que as condições geológicas das rochas e a quantidade de análises químicas permitiram. Além disso, em alguns casos, foi possível fazer inferências sobre os processos de diferenciação atuantes nestes magmas.

Para a definição da identidade química dos diferentes tipos litológicos foram primeiramente estudados os elementos maiores e traços e, em seguida, os elementos terras raras como será mostrado a seguir.

Rochas Supracrustais e Granitos Anatéticos Associados

Os gnaisses alumino-magnesianos mostram, na sua maioria, uma composição química compatível com o aparecimento de minerais do tipo silimanita, granada e ortopiroxênio. Os teores de Al_2O_3 situam-se entre 13 e 15%. Os altos valores de MgO, variável de quase 2 até 7%, são outra significativa feição química dessas rochas. Com relação à sílica, esta situa-se entre 62 a 71%, o que corresponde mais ou menos à média encontrada em gnaisses alumino-magnesianos de outros terrenos granulíticos no mundo (Bernard-Griffiths *et al.*, 1996). Ainda com relação a estas rochas, verifica-se a ocorrência de migmatização/fusão parcial, com a formação de neossomas, inclusive com a geração de pequenos corpos de leucogranitos anatéticos. Estes processos, que ocor-

reram durante o metamorfismo, provavelmente provocaram a modificação da química dos metassedimentos originais, como, por exemplo, o teor de sódio, potássio e alumínio, prejudicando a caracterização do protólito. A dispersão destes elementos maiores, durante o metamorfismo/migmatização, fez com que os pontos representativos das análises químicas dessas rochas se deslocassem do campo sedimentar do gráfico de Garrels & Mackenzie (1971) para o campo ígneo (Fig. 3A). Entretanto, apesar de ter havido estas mudanças com relação aos maiores, no que diz respeito aos elementos traço, os teores originais parecem não terem se modificado substancialmente com o metamorfismo. Por exemplo, usando-se as quantidades de Ni e Cr dos gnaisses alumino-magnesianos em questão, observa-se que as amostras mais ricas em alumina situam-se no campo dos folhelhos pós-arqueanos, segundo Condie (1993) (Fig. 3B). Isto leva a supor que estes gnaisses alumino-magnesianos foram provenientes do metamorfismo de alto grau de pelitos, com níveis ricos em magnésio. A Figura 3C exibe padrões de elementos terras raras típicos desses gnaisses alumino-magnesianos granulitizados.

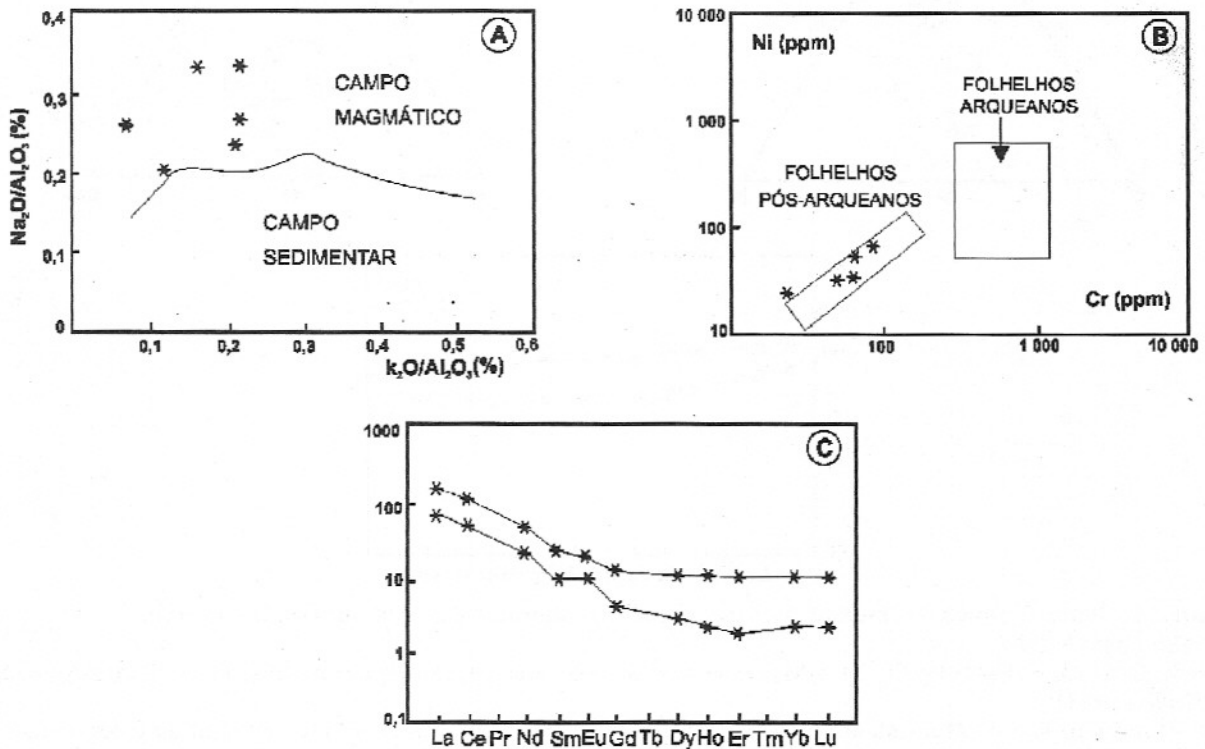


Figura 3 – Petroquímica dos granulitos alumino-magnesianos e dos granitoides do tipo « S » das faixas de supracrustais. **A** – Pontos representativos dos gnaisses alumino-magnesianos, situando-se anormalmente no campo magmático de Garrels & Mackenzie (1971). **B** – Gnaisses alumino-magnesianos semelhantes a folhelhos pós-arqueanos, segundo os campos de Condie (1993). **C** – Padrões de Terras Raras dos gnaisses alumino-magnesianos. Os valores do condrito são de Sun (1982).

As duas amostras extraídas dos pequenos corpos de leucogranitos anatéticos ricos em grana-da possuem teores de sílica e potássio superiores aos gnaisses alumino-magnesianos encaixan-tes e relações $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, situadas entre 0,23 e 0,66, que são típicas de granitos do tipo S (Ta-bela 2).

Como foram poucas as amostras pesquisadas, não foi possível o estabelecimento de *trends* de diferenciação magmática para as metabásicas as-sociadas às faixas de supracrustais. Entretanto, a análise de amostras dessas rochas permite veri-ficar que elas são possuidoras de altos teores de ferro, magnésio, titânio e de baixos teores em alcalis, semelhantemente aos metabasaltos toleí-ticos (Tabela 2). O gráfico triangular da Figura 4A e os padrões de terras raras da Figura 4C (re-lativamente planos, com razão La/Yb de aproxi-madamente 2), também corroboram o caráter to-leítico dessas rochas. Por sua vez, o gráfico da

Figura 4B mostra que elas podem ter sido for-madas em ambiente de fundo oceânico.

Metagabros/Metabasaltos

Estas rochas ocorrem de forma numerosa e dispersa, no seio dos metatonalitos e metatron-dhjemitos, sob a forma de enclaves estirados e paralelizados ao *trend* regional. Suas amostras, analisadas quimicamente, sobretudo com rela-ção aos elementos terras raras, puderam ser se-paradas em categorias ou tipos distintos. Estes granulitos básicos, depois de classificados com a litogeoquímica e reestudados petrograficamen-te, mostraram algumas diferenças mineralógicas como, por exemplo, a presença de hornblenda e/ou biotita em alguns tipos, que as distingue de outros, onde esses minerais são ausentes. Esta distinção petrográfica também se verifica com os minerais acessórios, os quais estão presentes

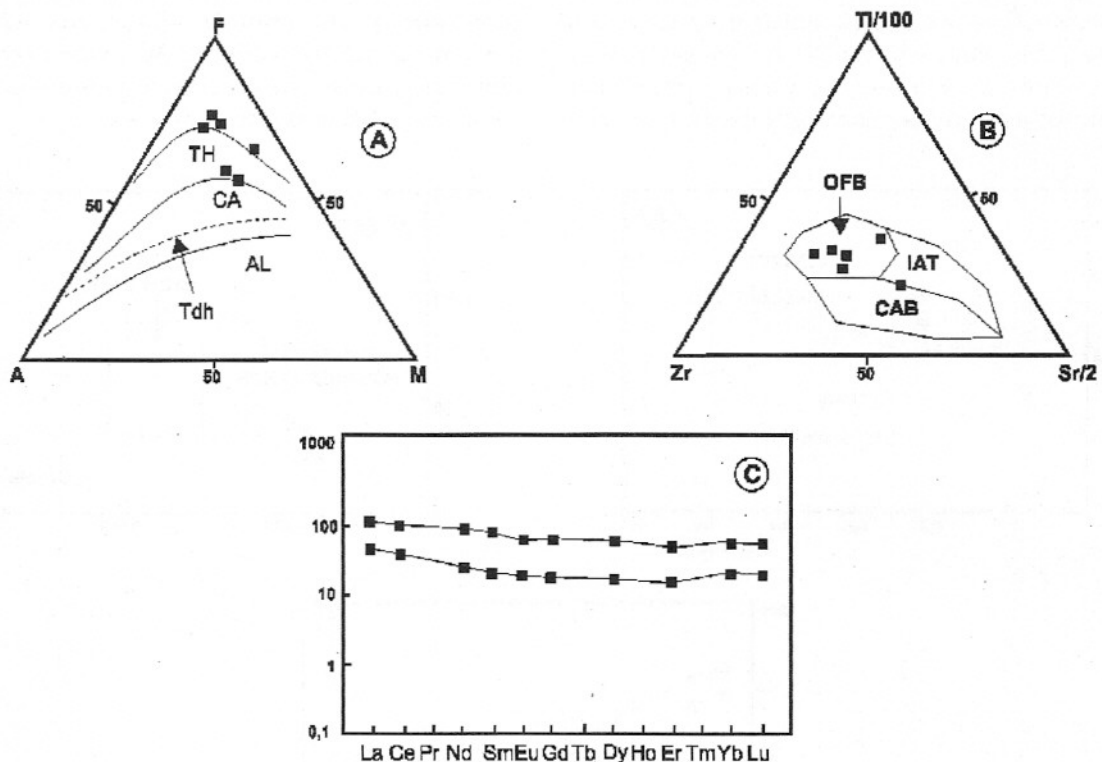


Figura 4 – Petro-química das metabásicas associadas às supracrustais gra-nulitizadas da área.

A – Diagrama A-F-M

($A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; $F = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$; $M = \text{MgO}$), mostrando o caráter toleítico das metabásicas. Os campos são de Kuno (1968):

TH – toleítico; CA – cálcio-alcálico; AL – alcalino. A curva Tdh corres-ponde ao *trend* de diferenciação padrão da suite trondhjémítica do SW da Finlândia (Barker & Arth, 1976).

B – Amostras das metabásicas da área situando-se nos campos dos basaltos/gabros de fundo oceânico (OFB). IAT – Basaltos/gabros toleíticos de arcos de ilhas. CAB – Basaltos/gabros cálcio-alcálicos de arcos de ilhas (Pearce & Cann, 1973).

C – Padrões de Terras Raras das metabásicas gra-nulitizadas da área. Os valores do condrito são de Sun (1982).

Tabela 2 – Análises químicas representativas das metabásicas, gnaisses alumino-magnesianos e granitos do tipo "S" da área de Ipiáú.

	ROCHAS META – BÁSICAS						GNAISSES ALUMÍNO-MAGNESIANOS						GRANITOS TIPO "S"		
	XJ-139	XJ-004	XJ-153	M-06	M-11	M-09	KSA-14A	KSA-14D	KSA-14E	SS-77A	MM-208	MM-208D	KSA-14F	MM-48	MM-50
SiO ₂	56,4	53,59	50,6	50,6	51,9	53,5	62,1	70,9	68,8	67,1	66,1	70,7	70,40	72,90	64,50
TiO ₂	1,24	0,77	1,04	2,50	2,66	2,13	0,73	0,46	0,46	0,25	0,31	0,04	0,37	0,17	0,62
Al ₂ O ₃	16,2	14,57	16,1	12,4	14,2	12,9	13,7	13,2	14,9	14,7	15,1	15,1	13,90	13,20	16,10
Fe ₂ O ₃	11,7	0,50	14,1	19,8	16,2	16,8	8,00	3,90	3,92	4,80	5,80	1,68	3,70	2,35	4,39
MnO	0,21	0,17	0,27	0,33	0,33	0,31	0,15	0,08	0,10	0,04	0,05	0,04	0,08	0,04	0,05
MgO	4,96	7,57	5,79	3,13	3,16	2,7	6,90	3,90	3,20	2,70	6,40	1,80	3,40	1,70	2,30
CaO	5,85	11,67	10,3	7,81	6,37	7,03	3,20	0,92	0,86	1,30	1,00	1,30	0,52	0,26	2,90
Na ₂ O	2,93	2,52	1,36	2,61	1,93	2,51	3,60	3,20	3,90	4,90	3,00	5,40	2,70	1,50	3,00
K ₂ O	0,75	0,44	0,50	0,42	0,38	0,71	0,98	2,80	3,30	3,10	1,80	2,10	4,10	6,60	4,10
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,12	0,76	0,71	0,80	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,04	0,06	0,08	0,35
H ₂ O	0,26	0,42	0,00	0,41	0,42	0,81	0,29	0,38	0,33	0,30	0,10	0,20	0,43	0,20	0,10
TOTAL	100,6	100,35	100,2	100,7	98,3	100,2	99,7	99,8	99,8	99,3	99,7	98,4	99,7	99,0	98,4
Rb	11	7	10	2	2	2	14	34	50	63	11	36	89	217	92
Ba	247	133	123	125	-	141	489	845	781	980	480	300	846	740	1800
Sr	127	202	90	198	298	184	233	146	102	119	72	138	91	97	384
Zr	92	70	78	215	117	210	265	213	244	559	363	323	155	509	628
Y	-	-	-	-	-	-	14	15	27	31	20	7	22	5	37
Nb	-	-	-	-	-	-	39	17	10	7	5	5	13	5	5
La	10,6	-	-	23,1	-	-	-	-	-	47,7	-	22	-	-	-
Ce	23,6	-	-	59,2	-	-	-	-	-	89,7	-	39,2	-	-	-
Nd	11,8	-	-	40,0	-	-	-	-	-	26,7	-	12,1	-	-	-
Sm	3,11	-	-	11,5	-	-	-	-	-	3,89	-	1,54	-	-	-
Eu	1,05	-	-	3,12	-	-	-	-	-	1,30	-	0,66	-	-	-
Gd	3,62	-	-	11,5	-	-	-	-	-	2,89	-	0,89	-	-	-
Dy	4,29	-	-	13,1	-	-	-	-	-	2,97	-	0,78	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,68	-	0,14	-	-	-
Er	2,55	-	-	7,6	-	-	-	-	-	1,71	-	0,30	-	-	-
Yb	3,00	-	-	8,3	-	-	-	-	-	1,83	-	0,37	-	-	-
Lu	0,44	-	-	1,23	-	-	-	-	-	0,27	-	0,06	-	-	-
Co	-	-	-	-	-	-	35	24	22	-	15	-	19	2	10
V	-	-	-	-	-	-	115	60	55	-	40	-	35	7	36
Ni	104	75	83	14	2	2	63	30	34	-	5	-	50	3	23
Cr	-	-	-	-	-	-	87	53	64	-	25	-	67	5	25
Cu	55	66	61	54	194	45	18	6	40	-	10	-	16	3	19

com mais abundância em alguns tipos e ausentes em outros.

Dois tipos de granulitos básicos (GT3 e GT5) terão sua química aqui detalhada, visto que são os que possuem dados em maior quantidade (Tabela 3). Assim, com relação aos elementos maiores Na_2O , K_2O , Fe (total) e MgO , quando utilizados no gráfico triangular AFM, exibindo os «campos» de Kuno (1968), nota-se que os pontos representativos das análises químicas, tanto dos GT3 como dos GT5, todos, situam-se no domínio toleítico ou bem próximo dele (Fig. 5A). Igualmente, estes corpos GT3 e GT5 exibem características toleíticas quando são testados alguns elementos traço, considerados imóveis durante o metamorfismo. Isto pode ser verificado, por exemplo, usando-se o zircônio, o estrôncio e o titânio, nos diagramas de Pearce & Cann (1973). Efetivamente, os pontos de análises químicas

destas rochas situam-se preferencialmente no campo toleítico. Por outro lado, se comparadas com aquelas formadas em ambientes tectônicos recentes, assemelham-se a metagabros/metabasaltos de fundo oceânico ou de arcos de ilha (Fig. 5B).

Os elementos terras raras (ETR) possibilitam, também, verificar mais diferenças entre os granulitos básicos GT3 e GT5. Com efeito, os padrões ETR dos GT3 são diferentes dos padrões dos GT5, visto que estes últimos, além de apresentarem leve anomalia negativa de európio, são mais diferenciados e possuem razão $(\text{La}/\text{Yb})_N$ de 4,6 (Fig. 5C). Por sua vez, os GT3 são menos diferenciados, não possuem nenhuma anomalia de európio e a relação $(\text{La}/\text{Yb})_N$ é de 4,0 (Fig. 5C). Vale registrar que os padrões relativamente planos, com baixas relações $(\text{La}/\text{Yb})_N$, de ambas as litologias confirmam os resultados re-

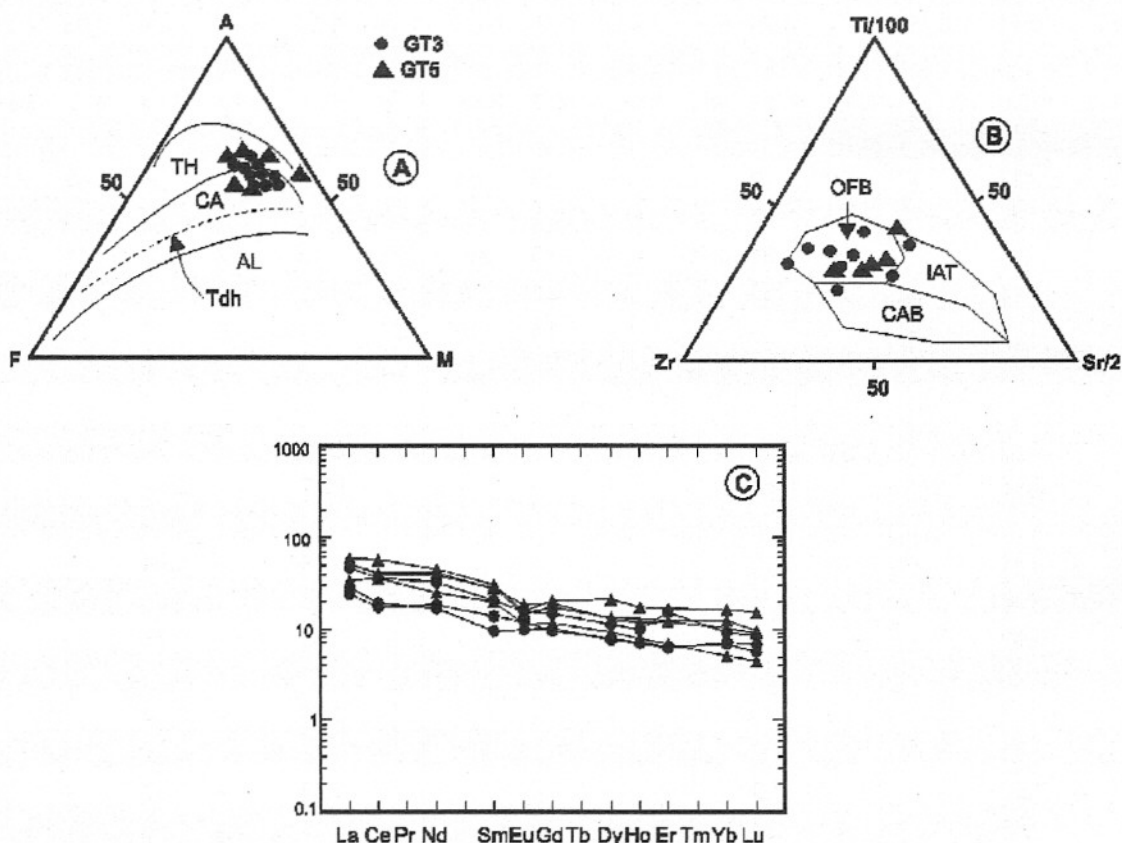


Figura 5 – Petroquímica dos metagabros/metabasaltos GT3 e GT5 da área.

A – Diagrama A-F-M com as amostras (GT3, círculos e GT5, triângulos) situando-se, principalmente, no campo toleítico. Abreviaturas semelhantes as da Figura 4.

B – Diagrama Ti-Zr-Sr de Pearce & Cann (1973), com as amostras GT3 e GT5 situando-se no campo dos basaltos/gabros de fundo oceânico (OFB). As abreviaturas são as mesmas da Figura 4.

C – Padrões de ETR toleíticos dos metabasaltos/metagabros granulitizados GT3 e GT5 da área de Ipiáú. Os valores do condrito são de Sun (1982).

Tabela 3 – Análises químicas representativas dos metagabros/metabasaltos, GT3 e GT5 e dos charnockitos CH15, CH16, CH17 da área de Ipiáú.

	META GABROS / META – BASALTOS (GT3)				META GABROS / META – BASALTOS (GT5)				CHARNOCKITOS (CH15, CH16, CH17)				
	BJ-239A	JF-47A	JF-32A	JF-32A	JFV-74A	JP-32	ZM-37	CJ-27	RG-179 CH15	JB-254 CH15	SS-61A CH16	MM-26 CH16	232C CH17
SiO ₂	48,42	50,90	52,30	51,60	50,06	51,40	48,50	52,75	68,7	73,5	68,0	78,0	71,1
TiO ₂	1,16	1,20	1,10	0,89	2,1	1,60	1,10	0,96	0,33	0,21	0,33	0,21	0,15
Al ₂ O ₃	13,98	15,50	18,60	15,50	14,50	15,30	14,00	13,78	15,1	13,2	15,1	11,2	14,5
Fe ₂ O ₃	3,51	10,30	7,20	9,50	14,70	12,80	5,30	13,08	2,90	2,97	4,10	2,43	2,16
MnO	0,20	0,15	0,13	0,15	0,18	0,21	0,30	-	0,05	0,05	0,04	0,05	0,02
MgO	7,09	6,10	4,30	6,40	4,20	6,70	7,80	6,14	0,50	0,05	0,99	0,66	0,49
CaO	3,14	11,20	11,90	10,80	8,50	7,80	11,20	9,30	3,00	1,20	2,80	1,30	2,01
Na ₂ O	2,28	3,10	2,90	3,60	3,50	3,00	1,50	3,47	4,60	4,60	4,20	3,00	3,43
K ₂ O	0,12	0,81	0,72	0,33	0,58	0,47	0,21	0,53	3,60	3,30	3,10	3,60	4,54
P ₂ O ₅	0,20	0,15	0,05	0,23	0,37	0,18	0,10	0,11	0,12	0,05	0,05	0,05	0,21
H ₂ O	0,00	0,17	0,63	0,07	0,00	0,10	0,00	0,00	0,07	0,10	0,30	0,10	0,00
TOTAL	88,93	99,58	99,83	99,07	98,69	99,56	98,91	100,12	98,8	99,2	99,0	100,6	98,6
Rb	10	10	10	10	10	7	7	8	146	10	26	99	150
Ba	100	82	160	69	310	53	32	64	1050	775	2000	-	2256
Sr	244	87	300	180	220	119	103	125	194	318	629	591	266
Zr	180	89	76	140	166	95	38	69	300	59	275	235	206
Y	54	26	18	42	56	26	37	-	15	10	5	10	-
Nb	30	20	32	20	43	17	6	-	5	10	5	10	-
La	-	9,38	7,92	15,15	16,70	11,15	5,43	10,70	-	34,9	30,0	8,79	-
Ce	-	16,30	14,78	31,24	35,16	30,53	16,19	22,90	-	59,5	48,5	13,0	-
Nd	-	10,68	11,68	20,23	25,83	15,47	10,06	12,70	-	32,2	15,4	4,25	-
Sm	-	1,91	2,80	4,15	5,50	3,96	2,75	3,68	-	6,20	1,96	0,33	-
Eu	-	0,76	0,94	1,21	1,41	0,88	0,69	0,92	-	3,35	1,74	0,69	-
Gd	-	2,77	2,63	4,00	5,20	3,17	2,69	3,94	-	4,74	1,48	0,40	-
Dy	-	2,60	2,72	3,89	4,46	3,13	3,72	4,22	-	2,85	1,16	0,35	-
Ho	-	0,55	0,55	0,76	0,90	0,61	0,81	-	-	-	0,24	-	-
Er	-	1,39	1,45	3,45	2,70	1,55	2,52	1,96	-	1,28	0,60	0,19	-
Yb	-	1,58	1,51	2,03	2,25	1,11	2,30	2,29	-	1,07	0,48	0,18	-
Lu	-	0,23	0,19	0,28	0,30	0,15	0,30	-	-	0,19	0,08	0,03	-
Co	50	-	-	-	-	29	-	-	10	1	-	3	-
V	356	-	-	-	-	251	-	-	60	10	-	10	-
Ni	50	136	70	180	260	51	-	63	10	1	-	7	-
Cr	396	136	360	490	200	233	-	24	50	5	-	30	20
Cu	90	-	-	44	637	54	-	-	10	16	-	6	20

feridos acima, ou seja, os dois tipos de metabásicas (GT3 e GT5) são de afinidade toleítica.

Os dois conjuntos de metagabros/metabasaltos granulitizados, associados aos metatonalitos e metatronghjemitos, devem representar a parte final da diferenciação magmática de corpos, cujos membros menos diferenciados foram provavelmente mais máficos ou até ultramáficos. Entretanto, apesar de somente ocorrer na área de pesquisa, parte final da linhagem de diferenciação magmática, seus *trends* terminais ainda permitiram que se fizessem algumas interpretações. Por exemplo, a análise da Figura 6 mostra que o ferro e o cálcio foram compatíveis durante a diferenciação magmática de GT3 e GT5. Sem considerar os plagioclásios, estes elementos entraram, durante a cristalização da rocha, nos ortopiroxênios, clinopiroxênios e nos opacos, minerais que são efetivamente alguns dos primeiros a se cristalizarem. Por outro lado, o alumínio e o sódio são incompatíveis, ficando no líquido de GT3 e GT5, até o final da diferenciação. Estes últimos elementos foram incorporados nos plagioclásios e antipertitas, cristalizados, sobretudo, nos estágios terminais da diferenciação.

Metatonalitos/Metatronghjemitos

O estudo litogeoquímico, sobretudo utilizando-se os elementos terras raras, permitiu subdividir estas rochas em três conjuntos distintos, denominados de TT1, TT2 e TT5 (Tabela 4).

Estes três corpos de rochas tonalíticas/trondhjemiticas estão interdiguados e representam intrusões múltiplas de idades diferentes, mas não muito distantes no tempo (Barbosa *et al.*, em preparação). Estes corpos extrapolam a área de pesquisa, entretanto, pode ser notado que parte do corpo de rochas TT5 situa-se no setor ocidental da área, parte do TT1 no centro e parte do TT2 no setor oriental (Fig. 2).

O estudo dos tonalitos/trondhjemiticos TT1, TT2 e TT5 permitiu mostrar que: (i) no caso do diagrama modal/normativo da Figura 7A, que representa uma combinação dos gráficos de Streckeisen (1975) e Lameyre & Bowden (1982), os três corpos TT1, TT2, TT5 são essencialmente tonalíticos, com a maioria dos pontos representativos de suas análises químicas, situando-se sobre o *trend* a, cálcio-alcálico baixo K; e, (ii) no caso do triângulo normativo An-Ab-Or de

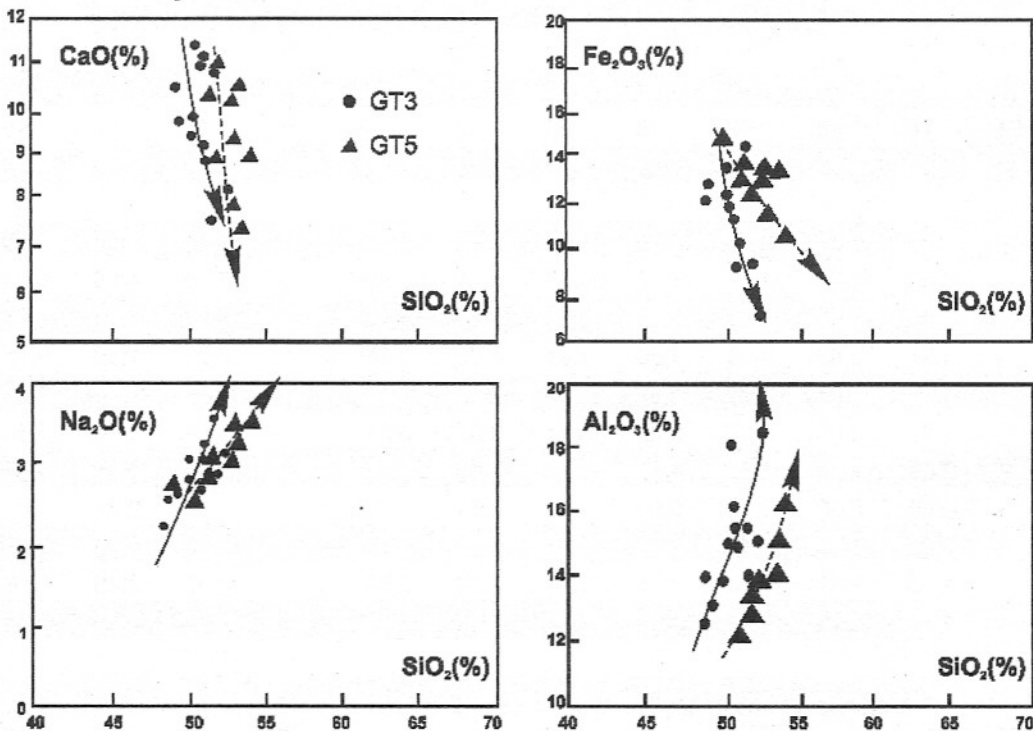


Figura 6 – Petroquímica dos metagabros/metabasaltos GT3 (círculos) e GT5 (triângulos) da área. Diagramas de Harker (1909) para os elementos maiores Fe_2O_3 e CaO , com as amostras exibindo bons *trends*. Verifica-se que estes elementos são compatíveis e o alumínio e o sódio, incompatíveis, durante a diferenciação magmática que deu origem a estas rochas.

Tabela 4 – Análises químicas representativas de metatonalitos/metatrandhjemitos, TT1, TT2 e TT5 da área de Ipiáú.

	METATONALITOS- METATRONDHJEMITOS (TT1)						METATONALITOS- METATRONDHJEMITOS (TT2)						METATONALITOS- METATRONDHJEMITOS (TT5)				
	JFM-166D	JFM-176A	BJ-65A	PR-66	JP-27B	JP-28	SS-30A	JF-136B	TD-14	ID-14	ID-05	VJ-87	JF-33A	JF-67A	TC-11	XJ-037	BJ-36F
SiO ₂	57,2	58,5	61,1	62,7	65,9	66,4	68,2	65,8	66,9	68,3	73,0	73,2	53,7	54,8	67,5	66,99	73,5
TiO ₂	1,50	1,50	0,93	0,72	0,45	0,49	0,42	0,29	0,56	0,39	0,27	0,07	1,50	3,00	0,53	0,45	0,30
Al ₂ O ₃	17,7	17,5	15,3	16,2	15,4	16,1	16,1	18,4	15,2	15,8	14,4	14,1	17,4	13,3	13,50	15,67	13,06
Fe ₂ O ₃	7,90	6,38	6,69	5,90	4,90	4,70	1,60	2,42	5,13	4,00	2,46	3,20	9,60	12,50	6,00	1,14	2,13
MnO	0,11	0,10	0,09	0,17	0,10	0,10	0,04	0,02	0,13	0,10	0,07	0,03	0,30	1,80	0,14	0,05	0,04
MgO	2,30	2,90	4,30	3,00	3,20	1,80	0,66	1,10	1,90	1,50	0,54	0,71	3,60	3,70	1,60	1,91	0,47
CaO	6,50	6,10	5,40	5,00	3,30	4,30	2,80	4,30	3,90	4,20	2,70	4,00	9,00	5,40	3,80	4,83	2,61
Na ₂ O	4,80	4,30	4,60	4,30	4,30	4,10	5,40	6,00	3,70	4,10	4,60	3,40	2,60	3,10	3,60	4,86	3,71
K ₂ O	1,00	1,20	1,10	1,20	1,50	1,20	2,70	1,00	1,60	0,88	1,20	0,75	1,00	1,00	2,50	0,63	2,68
P ₂ O ₅	0,57	0,63	0,25	0,21	0,14	0,16	0,15	0,05	0,10	0,14	0,06	0,05	0,85	0,42	0,12	0,12	0,35
H ₂ O	0,02	0,25	0,00	0,32	0,32	0,12	0,10	0,45	0,00	0,17	0,35	0,26	0,30	0,28	0,00	0,30	0,00
TOTAL	99,6	99,4	99,8	99,7	99,5	99,5	99,7	99,8	99,1	99,6	99,7	99,8	99,9	99,3	99,3	99,2	98,9
Rb	5	16	10	27	35	17	60	10	22	8	19	14	15	10	46	-	124
Ba	360	890	740	585	445	493	480	610	1152	523	335	268	610	490	800	344	1024
Sr	350	750	320	656	342	540	391	770	413	628	566	266	290	230	131	361	264
Zr	300	540	180	127	144	183	199	96	77	206	354	48	370	480	231	166	77
Y	10	16	24	5	20	11	26	10	6	5	3	3	70	100	52	-	29
Nb	20	20	20	5	9	9	5	20	6	5	5	5	34	48	12	-	10
La	24,4	31,5	-	17,2	20,4	54,4	-	11,4	21,6	16,8	10,2	23,7	35,85	45,1	26,02	-	-
Ce	61,1	72,1	-	38,2	47,9	98,2	-	20,4	38,0	33,9	20,9	40,4	73,10	89,0	56,60	-	-
Nd	29,5	39,8	-	20,3	21,4	29,3	-	7,86	11,8	12,1	5,93	12,0	44,95	49,2	21,66	-	5,21
Sm	5,09	6,39	-	3,17	3,86	4,38	-	1,02	1,92	1,84	0,87	1,90	10,00	11,20	4,57	-	0,79
Eu	1,37	1,96	-	0,94	1,00	1,03	-	0,54	0,82	0,85	0,36	1,37	1,80	1,53	0,63	-	-
Gd	3,77	4,11	-	2,04	3,04	2,61	-	0,66	1,13	1,23	0,52	0,90	8,24	8,20	3,46	-	-
Dy	2,65	2,24	-	1,63	2,51	1,77	-	0,53	0,73	0,87	0,28	0,68	6,70	6,81	3,31	-	-
Ho	0,58	0,43	-	0,32	0,47	0,33	-	0,12	0,13	0,17	0,05	0,12	1,31	1,34	0,64	-	-
Er	1,60	1,06	-	0,84	1,14	0,75	-	0,38	0,27	0,41	0,12	0,32	3,58	3,81	1,59	-	-
Yb	1,19	0,62	-	0,59	0,90	0,48	-	0,38	0,16	0,36	0,11	0,24	3,52	3,33	1,14	-	-
Lu	0,17	0,09	-	0,08	0,11	0,06	-	0,06	0,03	0,07	0,02	0,05	0,44	0,44	0,14	-	-
Co	-	-	12	23	10	10	-	-	-	10	10	14	-	-	-	-	20
V	-	-	144	78	73	58	-	-	-	39	10	21	-	-	-	-	100
Ni	-	-	19	50	25	16	-0	18	-	11	10	10	54	110	-	2680	20
Cr	59	54	37	91	96	52	-	18	-	52	23	34	62	50	-	-	25
Cu	-	16	18	-	36	9	-	9	-	16	30	0	-	-	-	37	10

O'Connor (1965), com os campos de Baker (1979), visualiza-se que os pontos das análises químicas de TT1, TT2 e TT5, situam-se no campo dos tonalitos e alguns, no campo dos trondhjemitos (Fig. 7B).

Os diagramas de Harker (1909) da Figura 8, mostram *trends* geoquímicos bem definidos para todas estas três suites de tonalitos-trondhjemitos. Em todos os três conjuntos de plutonitos, os elementos maiores ferro e magnésio mostram comportamento incompatível, enquanto sódio e potássio são ligeiramente compatíveis. Efetivamente, são rochas onde predomina na moda, o plagioclásio sódico, freqüentemente antiperfítico. Eles são ricos nesses alcalis, visto que foram se concentrando pouco a pouco no líquido, durante a diferenciação magmática (cristalização fracionada) que gerou estas rochas.

A Figura 9 mostra o comportamento claramente diferente dos elementos terras raras nas três suites TT1, TT2 e TT5. Foram estes padrões de terras raras que permitiram a melhor identificação destes três tipos de suites tonalíticas-trondhjemíticas. Os espectros de terras raras mostram que as três suites exibem um padrão tipo trondhjemítico/cálcio-alcalino, onde os ETR pesados são empobrecidos em relação aos ETR leves, com a TT1 possuindo uma relação média La/Yb=39, a TT2 uma relação média La/Yb=45 e a TT5 uma relação média La/Yb=9. A diferen-

ça mais marcante observada entre elas é que a suite TT1 não possui anomalia de európio, enquanto a TT2 e TT5 mostram anomalias deste elemento: a TT2, uma anomalia positiva e a TT5, uma anomalia negativa. Uma outra observação, ainda com relação à Figura 9, mostra que as amostras mais ricas em sílica são mais pobres em Terras Raras, tanto nas leves como nas pesadas. Ou seja, as Terras Raras são compatíveis com a diferenciação magmática que gerou essas rochas. Provavelmente as Terras Raras foram incorporadas no início da cristalização fracionada pelos minerais acessórios, deixando os líquidos restantes progressivamente mais pobres em ETR e mais ricos em sílica.

Charnockitos

O caráter petrográfico, charnockítico-charncenderbítico, dos corpos de rochas ovalados, identificados na área, foi confirmado pela litogeoquímica. Esta confirmação pode ser notada, por exemplo, no diagrama modal QAP de Lameyre & Bowden (1982), onde os pontos representativos desses corpos situam-se nos domínios dos granitos e granodioritos (Fig. 10A). Por outro lado, com relação ao tipo de magma, esta mesma figura indica que este foi do tipo cálcio-alcalino, com teores de potássio intermediários.

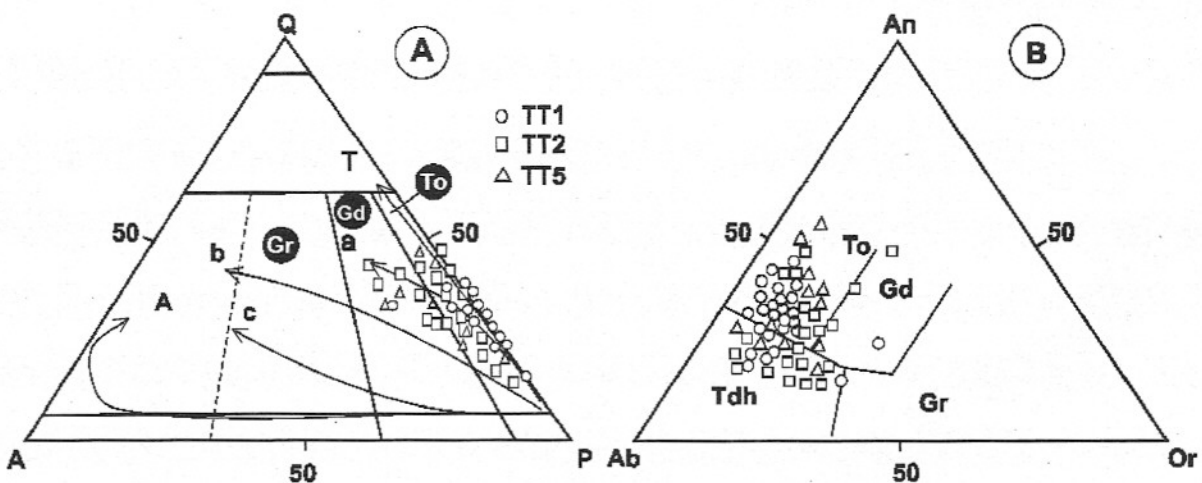


Figura 7 – Petroquímica dos metatonalitos e metatrondhjemitos: TT1(círculos), TT2 (quadrados) e TT5 (triângulos). **A** – Triângulo modal/normativo de Lameyre & Bowden (1982), com os pontos representativos das análises químicas dessas rochas situando-se, principalmente, no campo dos tonalitos/trondhjemitos e no *trend* “a” de diferenciação cálcio-alcalino baixo potássio, “b” = cálcio-alcalino potássio intermediário e “c” = cálcio-alcalino alto potássio. T – toleítico e A – alcalino. A grade com separação das rochas é de Streckeisen (1975), sendo To = tonalitos e trondhjemitos, Gd = granodioritos e Gr = granitos. **B** – Triângulo normativo Ab-An-Or (O'Connor, 1965) com os campos de Baker (1979). As rochas TT1, TT2 e TT5 situam-se nos campos tonalítico e trondhjemítico típicos.

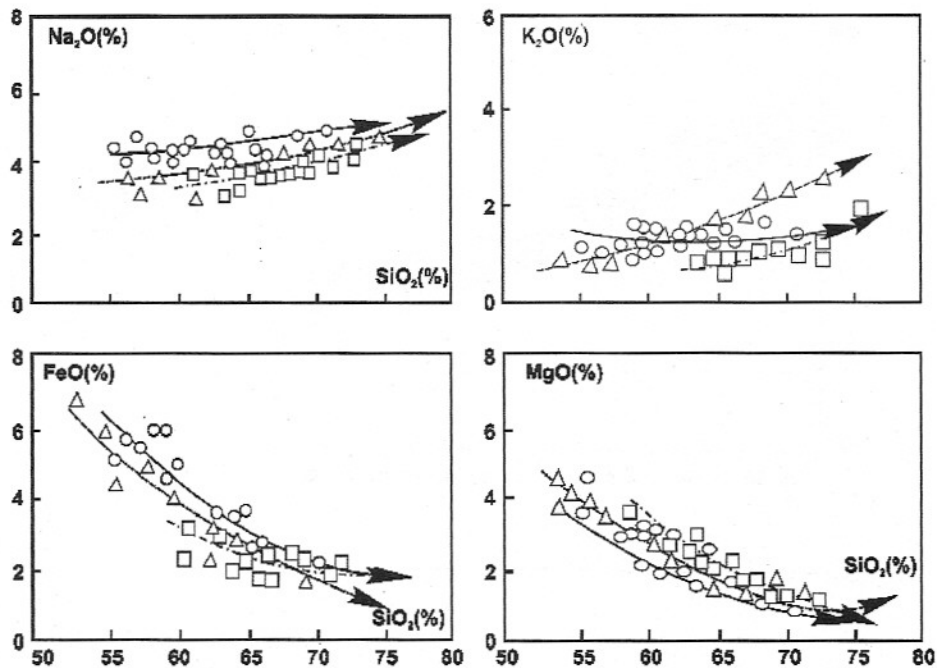


Figura 8 – Petroquímica dos metatonalitos e metatrondhjemitos TT1, TT2 e TT5. Diagramas de Harker (1909) para os elementos maiores com as amostras mostrando bons *trends*. Pode-se notar que, com exceção do sódio e potássio, que são ligeiramente incompatíveis, os dois outros elementos testados (FeO e MgO) são compatíveis, com seus teores diminuindo a medida que crescem os teores de sílica durante a diferenciação magmática que deu origem às linhagens TT1, TT2 e TT5.

O estudo litogeoquímico mais detalhado tem mostrado que, apesar desses corpos serem cálcio-alcalinos, existem diferenças químicas entre eles, podendo ser separados em três tipos, aqui denominados de CH15, CH16 e CH17. Na Tabela 3, são mostradas as análises mais representativas de amostras destas rochas, podendo-se notar que: (i) os charnockitos-charnoenderbitos CH15 são menos diferenciados (SiO_2 – 68,70 a 73,50) que os charnockitos-charnoenderbitos CH16 (SiO_2 – 68,00 a 78,00); (ii) os CH15 são ligeiramente mais ricos em Al_2O_3 , Na_2O e P_2O_5 , em comparação com os CH16 que, por sua vez, possuem maiores teores de FeO e MgO e, ambos, CH15 e CH16, têm quantidades aproximadamente iguais em TiO_2 , MnO , CaO e K_2O ; (iii) os CH15 possuem teores um pouco mais elevados de Rb e Y enquanto os CH16 são mais ricos em Sr e Zr, e (iv) os membros mais diferenciados dos CH16 são mais ricos em V, Ni e Cr em relação aos correspondentes CH15, os quais têm valores maiores de Cu. Por outro lado, se forem comparadas amostras dos charnockitos-enderbitos CH15 e CH16, com o mesmo grau de evolução daquela dos charnockitos-charnoenderbitos CH17, exemplificada na Tabela 3, verifica-se que os teores claramente mais baixos de ferro e titânio e mais altos de potássio são a principal característica deste último conjunto.

Por sua vez, a Figura 10B exemplifica padrões de Terras Raras típicos dos corpos de charnockitos-charnoenderbitos CH15 e CH16. Apesar de ambos exibirem anomalias positivas de európio, o corpo CH15 é mais rico em ETR leves e mais empobrecido em ETR pesadas.

Dunitos, Peridotitos, Piroxenitos e Gabros

Um reestudo dos dados analíticos de Froes (1993) e Abram (1993), somados com aqueles obtidos em Barbosa (1994) e nesta pesquisa (Tabela 5), mostra que, possivelmente, houve dois tipos de acumulação magmática: (i) um cumulado menos evoluído formado de dunitos, peridotitos, piroxenitos e websteritos, no qual ocorre, quase exclusivamente, fenocristais de olivina, ortopiroxênio e plagioclásio, com as proporções desses minerais variando conforme os tipos de rocha referidos acima, e (ii) um cumulado mais evoluído, constituído, basicamente, de websteritos, melanogabros e leucogabros, onde predomina uma maioria de fenocristais de ortopiroxênio e, sobretudo, clinopiroxênio e plagioclásio. Estas rochas são desprovidas de olivina, embora, quando ocorra, possa ser interpretada como representante do líquido inicial.

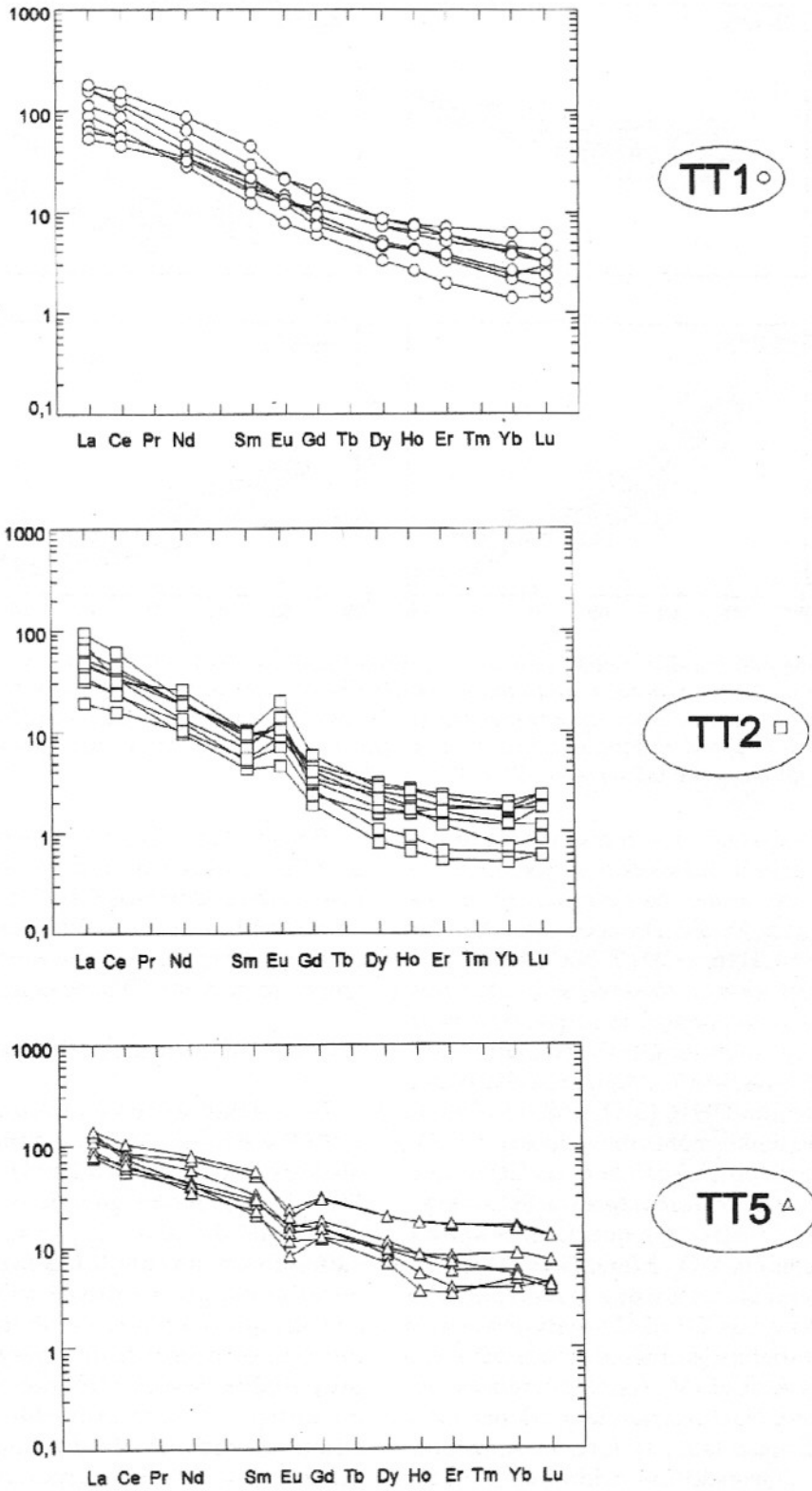


Figura 9 – Padrões de Elementos Terras Raras (ETR) das rochas TT1, TT2 e TT5 – Nota-se que todas essas rochas exibem espectro basicamente do tipo cálcio-alcálico, entretanto, os (TT1) não possuem anomalia de európio, enquanto os outros dois, sim, mas, com uma diferença importante: os (TT2) tem anomalia positiva e, os (TT5), uma anomalia negativa. Os valores do condrito são de Sun (1982).

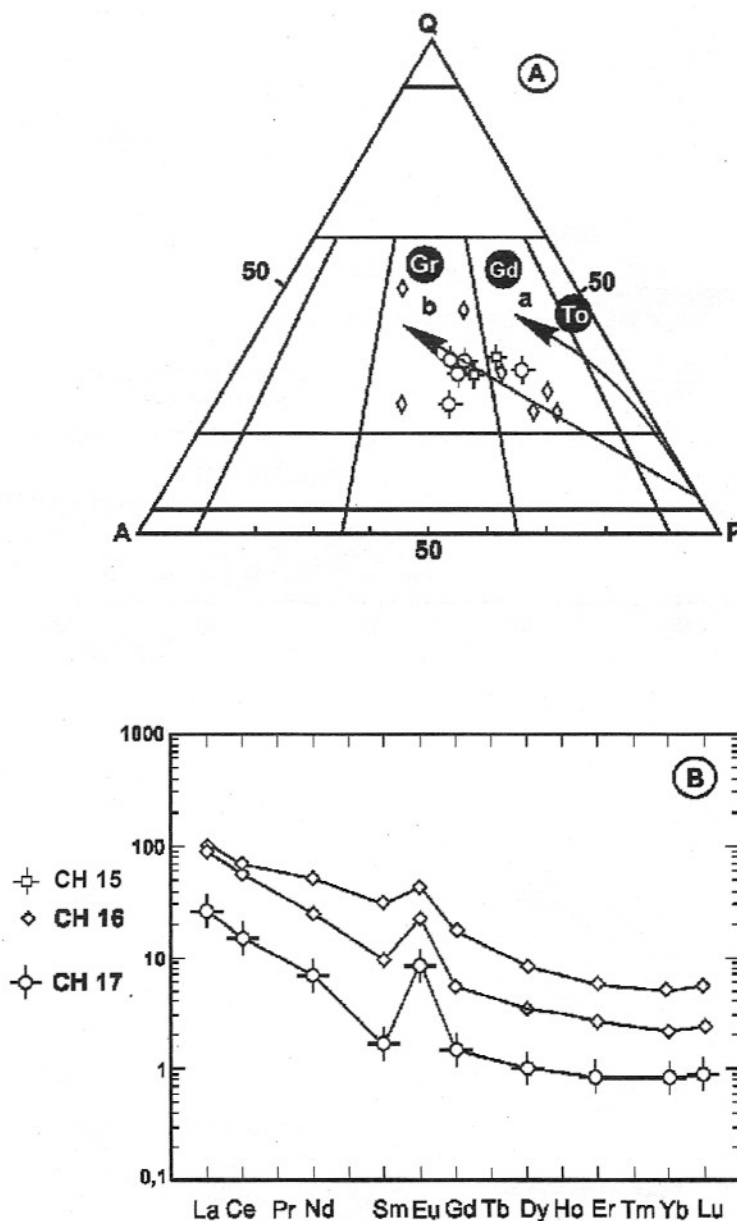


Figura 10 – Petroquímica dos charnockitos CH15, CH16 e CH17. **A** - Triângulo modal/normativo de Lameyre & Bowden (1982), com os pontos representativos dos corpos de charnockitos situando-se, principalmente, sobre a linhagem de diferenciação calcio-alkalina, com teores de potássio intermediários (linha b). To = Tonalitos. Gd = Granodioritos. Gr = Granitos. **B** – Espectros de Elementos Terras Raras notando-se que CH16 e CH17 são cálcio-alkalinos, apresentam anomalias positivas de európio, sendo ambos empobrecidos em ETR pesados e menos empobrecidos em ETR leves. Os valores do condrito são de Sun (1982).

Nas Figuras 11A e 11B, onde estão colocados os teores (rocha total) de cálcio e ferro, nas ordenadas, e magnésio, nas abcissas, é possível verificar a presença de dois cumulos. Nelas são indicadas, também, as direções onde variam os teores destes mesmos elementos presentes nas fases minerais olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e plagioclásio, durante a acumulação magmática dessas rochas.

Com relação ao tipo de magma, não só os diagramas AFM (Frões, 1993; Abram, 1994), mas também os teores sempre decrescentes de Mg, Fe (Fig. 11A, 11B), Cr e Ni (Tabela 5), dos membros mais ultramáficos para os mais máficos, indicam uma filiação toleítica para o magma formador deste corpo, similar àquela descrita em complexos estratiformes intrusivos de ambientes continentais (Frões, 1993; Abram, 1994).

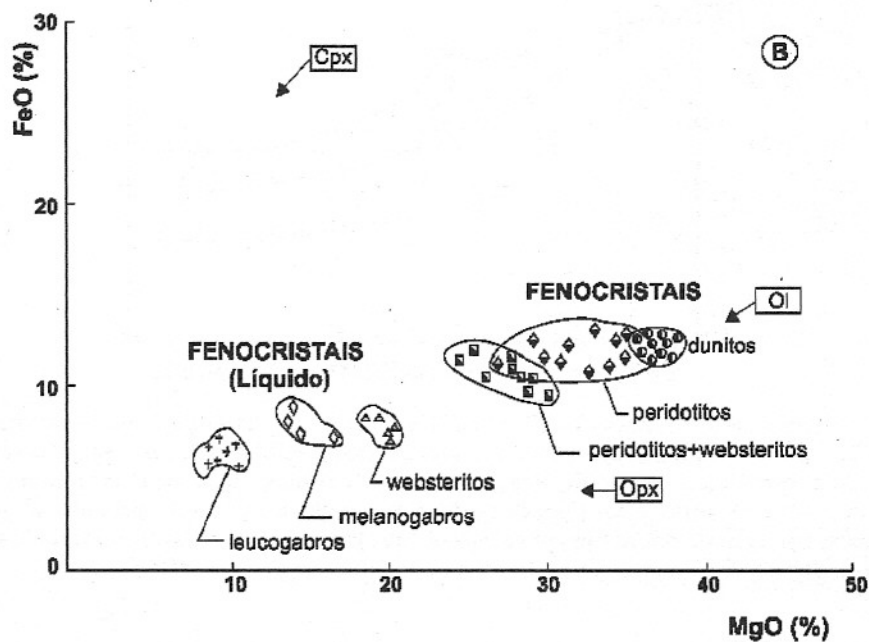
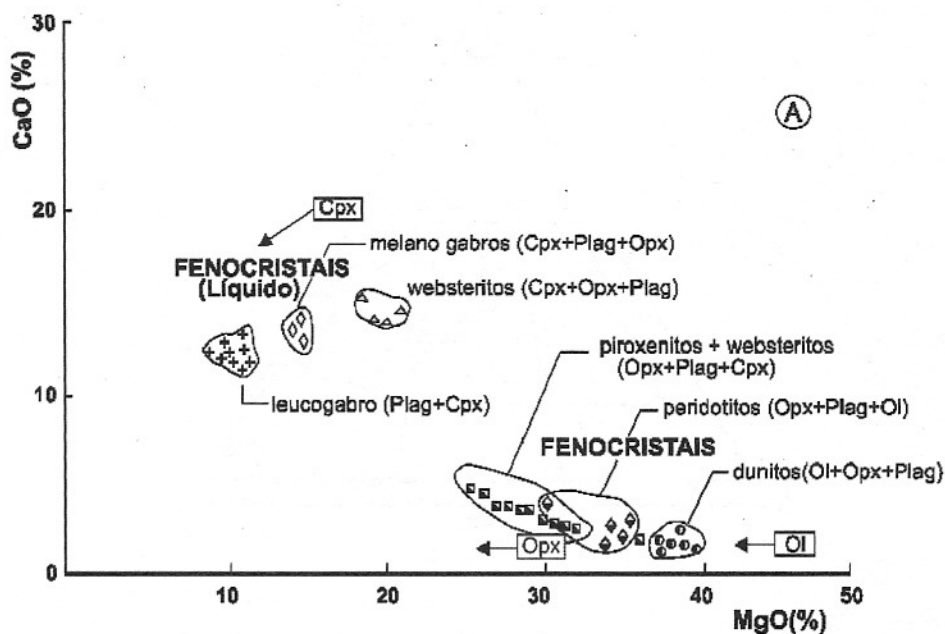


Figura 11 – Petroquímica dos corpos máficos-ultramáficos de Mirabela e Palestina. **A e B** – Gráficos MgO x CaO e MgO x FeO, mostrando os dois tipos de cumulatos nos corpos máficos-ultramáficos, segundo Fróes (1993), Abram (1993) e Barbosa (1994). São também colocados nos gráficos a posição e a tendência de acumulação do ortopiroxênio, clinopiroxênio, olivina e plagioclásio, segundo suas análises químicas, obtidas na microsonda eletrônica.

Tabela 5 – Análises químicas representativas de dunitos, peridotitos, ortopiroxenos, websteritos, leucogabros e melanogabros dos corpos de Mirabela e Palestina, segundo Fróes (1993), Abram (1993) e Barbosa (1994). Os baixos valores dos totais de algumas amostras deve-se ao fator “perda ao fogo” que não foi considerado.

	DUNITOS		PERIDOTITOS		ORTOPIROX.		WEBSTERITOS		LEUCOGABR.		MELANOGAB.	
	FM-1/52	FM-1/59	FM-2/91.90	JC-14	FM-2/50	JC-20	FM-2/20	FM-2/35	JC-76	JC-10B	JC-10C	JC-13A
SiO ₂	34,50	35,40	41,80	42,00	54,20	53,90	53,60	54,40	51,90	52,00	52,10	50,20
TiO ₂	0,07	0,07	0,10	0,23	0,16	0,23	0,18	0,17	0,33	0,39	0,41	0,41
Al ₂ O ₃	0,79	0,08	1,17	2,78	2,18	3,79	2,33	2,26	16,00	14,60	7,13	8,38
Fe ₂ O ₃	11,52	12,12	3,04	12,34	9,82	10,14	9,52	9,51	6,45	7,28	10,82	8,33
MnO	0,17	0,17	0,17	0,19	0,19	0,20	0,19	0,19	0,12	0,13	0,19	0,16
MgO	34,80	37,40	35,50	35,00	29,50	26,60	28,60	29,40	8,91	9,41	18,80	14,00
CaO	0,36	0,53	0,99	2,69	2,31	3,21	2,42	2,37	12,00	12,50	5,66	13,40
Na ₂ O	0,01	0,01	0,07	0,31	0,08	0,36	0,12	0,12	2,24	2,05	1,05	1,18
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,12	0,00	0,05	0,00	0,00	0,30	0,33	0,27	0,12
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,05	0,05	0,03
H ₂ O	11,60	3,60	1,20	2,40	0,40	0,50	0,40	0,20	0,30	0,20	0,40	0,30
TOTAL	93,85	92,37	96,44	98,10	98,86	99,0	97,38	98,64	98,59	98,94	96,88	96,51
Rb	19	10	12	17	-	110	28	13	17	28	22	17
Ba	10	11	-	78	-	72	-	12	-	52	73	-
Sr	10	10	-	31	-	24	-	0	258	210	104	110
Zr	10	15	-	17	10	20	11	25	11	31	27	13
Y	10	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	13	-	18	-	23	-	17	18	19	22	16	11
Th	-	-	-	0,32	-	-	-	-	-	1,32	0,76	0,16
Hf	-	-	-	0,51	-	-	-	-	-	0,84	0,66	0,62
Co	150	165	245	155	100	75	95	90	55	50	95	95
V	41	41	55	64	80	110	92	82	106	144	142	193
Ni	2700	3000	11300	2600	2600	815	1200	1700	255	240	1500	1600
Cr	8210	7550	6330	8310	4590	4610	4430	4540	341	706	2260	1970
Cu	40	45	1900	70	690	75	205	385	65	75	555	610

CONCLUSÕES

As rochas granulíticas foram difíceis de serem classificadas nos trabalhos de campo e estudos petrográficos. Entretanto, suas amostras, quando analisadas quimicamente, sobretudo em relação aos elementos Terras Raras, puderam ser separadas em categorias ou tipos distintos: os metagabros e metabasaltos em dois tipos (GT3 e GT5); os metatonalitos e metatrondhjemitos em três tipos (TT1, TT2 e TT3), e os charnockitos, também em três tipos (CH15, CH16 e CH17).

Os metagabros/metabasaltos GT3 e GT5 são ligeiramente diferentes do ponto de vista geoquímico, mas ambos são originários de magmas toleíticos e parecidos com aqueles que formaram a crosta oceânica, conforme demonstraram seus teores de elementos maiores, traço e Terras Raras. Eles exibem, inclusive, bons *trends* de diferenciação nos diagramas binários de Harker (1909). Os TT1, TT2 e TT3, por sua vez, são de filiação cálcio-alcálica baixo potássio, situando-se, todos, nos campos tonalíticos/trondhjemíticos dos triângulos normativos Ab-An-Or. Também mostram boas li-

nhagens de diferenciação magmática diante dos gráficas que utilizam os elementos maiores e traço *versus* sílica, valendo destacar, entretanto, que são os ETR dessas rochas que as fazem separar claramente nos três tipos indicados acima. Quanto aos charnockitos, faz-se necessária a realização de mais análises químicas, contudo, as existentes deixam prever no mínimo três tipos: CH15, CH16 e CH17. Todos são cálcio-alcálinos, com quantidades de potássio intermediárias.

Os granulitos alumino-magnesianos, presentes nas faixas de supracrustais, foram considerados como produto do metamorfismo de alto grau de pelitos e os leucogranitos com granada, como do tipo "S", originário da fusão parcial desses metassedimentos, no pico do metamorfismo. As metabásicas intercaladas nas supracrustais são toleíticas e semelhantes a basaltos/gabros de fundo oceânico.

Tanto os eventos de deformação (F1) e (F2) como o metamorfismo regional associado são

considerados do Ciclo Geotectônico Transamazônico, do paleoproterozóico (Barbosa, 1990; Ledru, *et al.* 1994; Barbosa & Sabaté, 2000). A colocação dos corpos máfico-ultramáficos de Mirabela e Palestina ocorreu muito provavelmente na etapa final do evento (F2) e, desta forma, representa as rochas mais jovens da região.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à SGM-Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, que forneceu o apoio financeiro para a realização dos trabalhos, através do Convênio SICM/SGM/UFBA/FAPEX; à CBPM – Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, que promoveu a infra-estrutura para os trabalhos de campo, e ao CNPq, que complementou a ajuda financeira dos Órgãos acima mencionados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABRAM, M.B. (1993) O Corpo Máfico-ultramáfico da Fazenda Mirabela, Ipiaú-BA: Caracterização Petrográfica, Geoquímica, Tipologia e Implicações Metalogenéticas. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 137p.
- ABRAM, M.B. & SILVA, M.G. (1992) O Corpo máfico-ultramáfico da Fazenda Mirabela, Ipiaú-BA: Química Mineral, Litogeoquímica e Evolução Petrogenética. *In: Congr. Bras. Geol.*, 37, São Paulo. SBG., Bol. Res. Expand. 1:449-450.
- ALMEIDA, F.F.M. (1977) O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, 7:349-364.
- ALVES DA SILVA, F.C.; BARBOSA, J.S.F.; DAMASCENO, J.A. (1996) Estilo deformacional das rochas de alto grau metamórfico da região de Ipiaú, SE da Bahia. *In: Congr. Bras. Geol.*, 39, Salvador. SBG., Bol. Res. Expand. 6:262-266.
- ARCANJO, J.B.A.; BARBOSA, J.S.F.; OLIVEIRA, J.E. de (1992) Caracterização petrográfica e metamórfica dos granulitos do Arqueano/Proterozóico Inferior da Região de Itabuna – Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, 22(1): 47-55.
- ARCANJO, J.B.A.; BARBOSA, J.S.F.; ALVES DA SILVA, F.C. (1998) O sensoriamento remoto como técnica auxiliar nos estudos geológicos da região de alto grau metamórfico de Ipiaú, Bahia. *Boletim de Geociências da USP*, 27:99-118.
- BAKER, F. (1979) Trondjemites: definition, environment and hypotheses of origin. *In: F. BARKER (Ed.) Trondjemites, dacites and related rocks.* Elsevier, Amsterdam., p.1-12.
- BARBOSA, J.S.F. (1986) Constitution Lithologique et Métamorphique de la région granulitique du Sud de Bahia – Brésil. Tese de Doutorado. Université Pierre et Marie Curie, Paris, França. 401p.
- BARBOSA, J.S.F. (1990) The granulites of the Jequié Complex and Atlantic Coast Mobile Belt, Southern Bahia. An expression of Archean/Early Proterozoic plate convergence. *In: D. VIELZEUF & Ph. VIDAL (Eds.) Granulites and Crustal Evolution.* Kluwer, p.195-221.
- BARBOSA, J.S.F. (1992) Modelos geotectônicos do sul da Bahia. *In: Simpósio Regional de Geologia Bahia/Sergipe*, 1, Salvador. SBG., Anais, 1:92-95.
- BARBOSA, J.S.F. (1994) Petrologia e implicações metalogenéticas das rochas granulíticas do segmento Boa Nova – Itajibá, sudeste da Bahia. Convênio UFBA/PPPG/CBPM. (Relatório Inédito).

- BARBOSA, J.S.F. (1998) Síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas metamórficas arqueanas e paleoproterozoicas do embasamento do Cráton do São Francisco na Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, **27**(3):241-256.
- BARBOSA, J.S.F. & FONTEILLES, M. (1991) O Metamorfismo da Região Granulítica do Sul da Bahia – Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **19**(1):3-16.
- BARBOSA, J.S.F. & DOMINGUEZ, J.M.L. (1996) Texto Explicativo para o Mapa Geológico ao Milionésimo. SICM/SGM, Salvador. Edição Especial, 400p.
- BARBOSA, J.S.F. & SAPUCAIA, N.S. (1996) Os corpos máficos-ultramáficos da região de Ipiaú – Bahia e suas encaixantes granulitizadas. *In: Congr. Bras. Geol.*, 39, Salvador. SBG, Anais, **6**:279-292.
- BARBOSA, J.S.F. & SABATÉ, P. (2000) Geological and Geochronological Features and the Paleoproterozoic Collision of the four Archean Crustal Segments of the São Francisco Cráton, Bahia, Brazil. *In: International Geological Congress*, 31, Rio de Janeiro. Special Symposium, D-2, Multidisciplinary Studies of Key Crustal-Scale Features. (CD-ROM).
- BARBOSA, J.S.F.; ARCANJO, A.B.J.; ALVES DA SILVA, F.C.; PINHO, I.C.A.; OLIVEIRA, M.P.S.; SAVINI, D.S. (1996) Geologia das rochas de alto grau metamórfico da região de Ipiaú-sudeste da Bahia-Brasil. *In: Congr. Bras. Geol.*, 39, Salvador. SBG, Anais, **6**:272-279.
- BARKER, F. & ARTH, J.G. (1976) Generation of trondhjemitic – tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite – basalt suites. *Geology*, **4**:596-600.
- BASEL, M.S.S.; McREATH, I.; SIGA, O. Jr (1998) The Santa Catarina Granulite Complex of Southern Brazil: A review. *Gondwana Research*, V.1, **3/4**:383-391.
- BERNARD-GRIFFITHS, S.; FOURCADE, S.; KIENAST, J.J.; PEUCAT, J.J.; MARTINEAU, F.; RAHMANI, A. (1996) Geochemistry and isotope (Sr, Nd, O) study of Al-Mg granulites from the In Ouzal Archean block (Hoggar, Algeria). *J. Metamorphic Geol.*, **14**:709-724.
- CONDIE, K.C. (1993) Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples. *Chem. Geol.*, **104**:1-37.
- CUNHA, J.C. & FROES, R.J.B. (1992) Complexo máfico-ultramáfico da Fazenda Mirabela; geologia e mineralização. *In: Congr. Bras. Geol.*, 37, São Paulo. SBG, Boletim Resumos Expand., **2**:158-159.
- FIGUEIREDO, M.C.H. (1989) Geochemical evolution of eastern Bahia, Brazil: a probable early proterozoic subduction- relation magmatic arc. *J. South Am. Earth Sci.*, **2**:131-145.
- FROES, R.B. (1993) Petrology, geochemistry and Cu-Ni-PGE the Fazenda Mirabela Complex, Bahia. Dissertação de Mestrado. Toronto University, Canadá. 175p
- GARRELS, R.M. & MACKENZIE, F.T. (1971) Evolution of sedimentary rocks. Norton, Inc., New York., 307p.
- GOMES, R.A.A.D.; ARCANJO, J.B.A.; SANTOS, R.A. (1991) Colisão de blocos com subducção na costa sul da Bahia. *In: Congr. Soc. Bras. Geofísica*, 2, Salvador. SBGf, Resumos Expandidos, **1**:154-159.
- HARTMANN, L.A. (1998) Deepest exposed crust of Brazil – Geochemistry of paleoproterozoic depleted Santa Maria Chico Granulites. *Gondwana Research* V.1, **3/4**:331-341.
- HARKER, A (1909) The Natural History of the igneous rocks. New York Ed. Ltda. 384p.
- JAHN, B.M. & ZHANG, Z.Q. (1984) Radiometric ages (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) and REE geochemistry of archaean granulite gneisses from Eastern Hebei Province, China. *In: A. KRONER; G.N. HANSEN; A.M. GOODWIN (Eds.) Archaean geochemistry*. Berlin, Springer-Verlag, p.204-234.
- KUNO, H. (1968) Differentiation of basalt magmas. *In: H.H. HESS. & A. POLDERVAART (Eds.) The Poldevaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition*, Vol. 2. Interscience, New York., p.623-688.
- LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. (1982) Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **14**:169-186.
- LEDRU, P.; COCHERIE, A.; BARBOSA, J.S.F.; JOHAN, V.; ONSTOT, T. (1994) Ages du métamorphisme granulitique dans le craton du São Francisco (Brésil). Implications sur la nature de l'orogène transamazonien. *C. R. Acad. Sci. Paris.*, **318** (2):251-257.
- MARINHO, M.M.; VIDAL, P.; ALIBERT, C.; BARBOSA, J.S.F.; SABATÉ, P. (1992) Geochronology of the Jequié – Itabuna granulitic belt and Contendas – Mirante volcano sedimentary belt. *In: M.C.H. FIGUEIREDO & A.J. PEDREIRA (Eds.) Petrologic and*

- geochronologic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. Salvador, CBPM/IGCP Project 280., p.75-96.
- MARTIN, H. (1995) The Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust. *In*: K.C. CONDIE (Ed.) The Archean crustal evolution. Ed. Elsevier, Amsterdam., p.205-259.
- O'CONNOR, J.T. (1965) A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. US Geol. Surv. Prof. Pap., **525(B)**:79-84.
- OLIVEIRA, J.E.; BARBOSA, J.S.F.; ARCANJO, J.B.A.(1993) Petrografia e Petroquímica dos Granulitos da Região de Itabuna, Bahia. *Rev. Bras. Geoc.*, **23(4)**:356-369.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using traces elements analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, **19**:290-300.
- SILVA, M. da G. da; BARBOSA, J.S.F.; MISI, A. (1992) A Faixa Aratuípe – Nova Canaã: um *trend* de corpos máficos e ultramáficos de grande potencial metalogenético no Cinturão Granulítico Jequié-Itabuna (BA). *In*: Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo. SBG, Boletim de Resumos Expand., **2**:227-228.
- STRECKEISEN, A. (1975) How should charnockitic rocks be named? *In*: *Geologie des Domaines Cristalines*. Liege. Centenaire Soc. Geolog. de Belgique, **1**:349-360.
- SUN, S.S. (1982) Chemical composition and origin of the Earth primitive mantle. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, **46**:179-192.
- WEAVER, B. L. & TARNEY, J. (1981) Lewisian gneiss geochemistry and Archaean crustal development models. *Earth Planet. Sci. Lett.* **55**:171-180.
- WILSON, N. (1987) Combined Sm-Nd, Pb/Pb and Rb-Sr geochronology and isotope geochemistry in polymetamorphic precambrian terrains: Examples from Bahia, Brazil and Channel Island, U. K. *Dissertação de Mestrado*. Oxford University, 150p.