

Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio-Norito Pium, Província Carajás

Geology, geochemistry and geochronology of the Pium Diopside-Norite, Carajás Province

Roseli Dias dos Santos¹, Marco Antonio Galarza¹, Davis Carvalho de Oliveira¹

¹Universidade Federal do Pará. Belém, Pará, Brasil

Resumo: O Diopsídio-Norito Pium ocorre a sul da Bacia Carajás e é constituído por noritos (\pm gabronoritos), quartzo-gabros com variações para enderbites e, de maneira restrita, rochas cumuláticas. Relações de contemporaneidade (*magma mingling*) são observadas, uma vez que a variedade de composição norítica ocorre ora como enclaves angulosos e de contatos retilíneos no interior das rochas quartzo-gabroicas, evidenciando alto contraste de viscosidade, ora como um enxame de enclaves arredondados (*blebs/autólitos*) no interior da variedade hornblenda-gabro. Os dados geoquímicos demonstram que estas rochas possuem enriquecimento em FeO, em relação ao MgO, apontando a natureza subalcalina toleítica das mesmas, e uma origem a partir da fusão parcial do manto peridotítico. Diagramas de ambiência tectônica evidenciam que estas rochas possuem afinidades geoquímicas com basaltos intraplacas e apontam para um processo de evolução magmática a partir dos noritos até os enderbites. Idades Pb-Pb obtidas para estas rochas, entre 2745 ± 1 Ma e 2744 ± 1 Ma, são consideradas suas idades de cristalização. As análises Sm-Nd forneceram idades-modelo T_{DM} entre 3,14 e 3,06 Ga, e valores de ϵ_{Nd} ($T = 2,74$ Ga) entre -2,78 e -1,58, indicando um significativo envolvimento de fontes crustais em sua gênese. As idades-modelo confirmam um importante período de formação de crosta no Mesoarqueano na Província Carajás.

Palavras-chave: Pb-Pb. Sm-Nd. Elementos maiores e traços. Norito Pium. Cráton Amazônico.

Abstract: The Pium Diopside-Norite occurs at south of Carajás Basin. It is constituted by norites (\pm gabbronorites), quartz gabbros with variation to enderbites, and locally, cumulatic rocks. Contemporary relations (*magma mingling*) involving norite varieties have been observed, since norites occur both as angular enclaves with rectilinear contacts into quartz gabbro rocks, evidencing high viscosity contrast, and as swarm of rounded enclaves (*blebs/autoliths*) into hornblende gabbros. The geochemical data show that the Pium Diopside-Norite has FeO_x enrichment compared with MgO, indicating its tholeiitic subalkaline nature, and a source from partial melting of peridotitic mantle. Diagrams used to infer tectonic setting show that these rocks have geochemical affinities with within-plate basalts and indicate a magmatic evolution process from norites to enderbites. Pb-Pb ages of around 2745 Ma are considered as the crystallization ages for these rocks. Sm-Nd analysis yielded T_{DM} ages from 3.14 to 3.06 Ga and ϵ_{Nd} ($T = 2.74$ Ga) values between -2.78 and -1.58, indicating involvement of crustal sources in their genesis. The model ages confirm an important Mesozoic period of crust formation at Carajás Province.

Keywords: Pb-Pb. Sm-Nd. Major and trace elements. Pium Norite. Amazonian Craton.

SANTOS, R. D., M. A. GALARZA & D. C. OLIVEIRA, 2013. Geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsídio-Norito Pium, Província Carajás. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Ciências Naturais** 8(3): 355-382.

Autor para correspondência: Roseli Dias dos Santos. Universidade Federal do Pará. Instituto de Geociências. Av. Augusto Corrêa, 1 - Guamá. Belém, PA, Brasil. CEP 66075-110 (rose_snt@hotmail.com).

Recebido em 06/05/2013

Aprovado em 07/11/2013

Responsabilidade editorial: Fernando Jacques Althoff



INTRODUÇÃO

Os primeiros trabalhos realizados acerca do Complexo Pium foram em escala regional. Inicialmente essas rochas foram consideradas como parte do Complexo Xingu (Hirata *et al.*, 1982) ou interpretadas como fragmentos de crosta inferior colocados ao longo de zonas de cavalgamento (Araújo *et al.*, 1988), classificadas como rochas pertencentes à fácies granulito (Araújo & Maia, 1991). Renne *et al.* (1988), em datações pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, obtiveram idades de 1986 ± 37 Ma e 1963 ± 17 Ma em biotita, 1913 ± 63 Ma em plagioclásio e cerca de 2,70 Ga em anfibólio. Tais idades foram atribuídas ao metamorfismo de alto grau ($< 2,70$ Ga), seguido de outro evento com temperaturas de 300-500 °C, associado ao Ciclo Transamazônico.

Pereira (1992), utilizando o método Rb-Sr em rocha total, obteve a idade de 2325 ± 142 Ma e, pelo mesmo método aplicado em minerais (apatita, feldspato e biotita), obteve a idade de 1857 ± 96 Ma. Entretanto, tais idades apresentaram elevados valores de MSWD, que afetaram a confiabilidade estatística desses dados. Rodrigues *et al.* (1992), através do método Pb-Pb, dataram rochas dessa unidade, coletadas em área próxima ao rio Cateté, obtendo uma idade de 3050 ± 114 Ma, interpretando-a como idade de cristalização do protólito ígneo do Complexo Pium. Pidgeon *et al.* (2000), por meio do método U-Pb (SHRIMP) em zircão, obtiveram duas idades. A primeira, mais antiga, de 3002 ± 14 Ma, foi interpretada como a idade de cristalização do protólito ígneo do granulito, e a segunda, mais nova, de 2859 ± 9 Ma, corresponderia à idade do metamorfismo granulítico.

Ricci & Carvalho (2006), ao revisarem as amostras estudadas por Araújo & Maia (1991), coletadas próximo dos rios Pium e Cateté, discutem uma nova interpretação para essas rochas. Tais autores argumentam que as associações de rochas dessas duas áreas são completamente diferentes, principalmente em termos de origem. Isso os levou a apresentar nova nomenclatura e terminologia estratigráfica para essas rochas. As amostras

da área próxima ao rio Pium apresentam texturas ígneas primárias (subofítica e intergranular) bem preservadas, variando de noritos a gabros. Com base no percentual de ortopiroxênio (OPX) e clinopiroxênio (CPX), foram dividida em noritos (+ de 95% de OPX), noritos com diopsídio (OPX entre 95 e 50%), noritos com hiperstênio (CPX entre 50 e 95%) e gabros (+ de 95% de CPX). Desse modo, considerando essas rochas como pertencentes a um maciço ígneo intrusivo, tais autores o denominaram de Plúton Charnockitoide Pium. Já na área adjacente ao rio Cateté, segundo Ricci & Carvalho (2006), ocorrem ortognaisses com ortopiroxênio, desde tipos félsicos (charnoquíticos) até básicos (piriclasitos e piribolitos), além de tipos charno-enderbíticos, todos considerados de origem metamórfica, levando-os a agruparem essas rochas no Complexo Chicrim-Cateté. Vasquez *et al.* (2008) redefiniram o Complexo Metamórfico Pium, na área próxima ao rio Pium, como Diopsídio-Norito Pium. Do mesmo modo, propõem que os gnaisses granulíticos, situados entre a aldeia indígena Chicrim e o rio Cateté, representam o único embasamento granulítico de Carajás, denominando-os de ortogranulito Chicrim-Cateté.

Levando em consideração o estágio inicial de conhecimento sobre as rochas que constituem o Diopsídio-Norito Pium, nas regiões de Vila Feitosa e Cedere III, Canaã dos Carajás, o presente trabalho busca, por meio de novos estudos geocronológicos, esclarecer a idade de formação dessas rochas e, aliado a novos dados geológicos, petrográficos e geoquímicos, oferecer uma melhor caracterização desta unidade.

GEOLOGIA REGIONAL

O Diopsídio-Norito Pium é uma das unidades que ocorrem no segmento situado entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e a Bacia Carajás, na borda sudeste do Cráton Amazônico, definido informalmente como Domínio de Transição por Dall'Agnol *et al.* (1997). Vasquez *et al.* (2008), ao revisarem a geologia do estado do Pará, dividiram a

Província Carajás em Domínio Carajás e Domínio Rio Maria, como proposto anteriormente por Santos (2003). Desse modo, o Domínio de Transição foi redefinido por Feio (2011) como Subdomínio de Transição, integrante da porção sul do Domínio Carajás. Esse subdomínio se estenderia desde a borda sul da Bacia Carajás até Sapucaia, prolongando-se lateralmente para Tucumã e São Félix do Xingu, sendo limitado a leste pelas sequências supracrustais do Cinturão Araguaia e a oeste pelas vulcânicas do Supergrupo Uatumã.

O conhecimento sobre esse terreno é ainda limitado, entretanto trabalhos realizados recentemente nessa região, baseados em estudos petrológicos, geocronológicos, metalogenéticos e tectonoestruturais, levaram à individualização de novas unidades litológicas, especialmente na região de Canaã dos Carajás, unidades que vieram a substituir inteiramente o Complexo Xingu, outrora dominante nessa área (Feio *et al.*, 2012, 2013; Oliveira *et al.*, 2010). Entre elas, estão o Granito Canaã dos Carajás (2,96 Ga), o Trondhjemitó Rio Verde (2,93 Ga), o Complexo

Tonalítico Bacaba (2,87 Ga), os granitos Serra Dourada (2,86 Ga), Cruzadão (2,85 Ga) e Bom Jesus (2,83 Ga), as suítes graníticas Pedra Branca e Planalto, e as rochas charnockíticas associadas (2,74 a 2,73 Ga) (Feio *et al.*, 2012, 2013).

GEOLOGIA DO DIOPSÍDIO-NORITO PIUM

ASPECTOS GERAIS E RELAÇÕES DE CONTATO

O Diopsídio-Norito Pium aflora entre as localidades de Vila Feitosa e Cedere III na forma de um corpo alongado de aproximadamente 35 km de extensão e, como a maioria das unidades da área, dispõe-se segundo o *trend* regional E-W (Figura 1). Essas rochas ocorrem sob a forma de extensos lajedos ou, mais comumente, como blocos métricos. As rochas que o constituem são isotrópicas, leuco a mesocráticas, apresentando monótona variação textural, com predominância daquelas equigranulares finas a heterogranulares de granulação fina a média, raramente grossa.

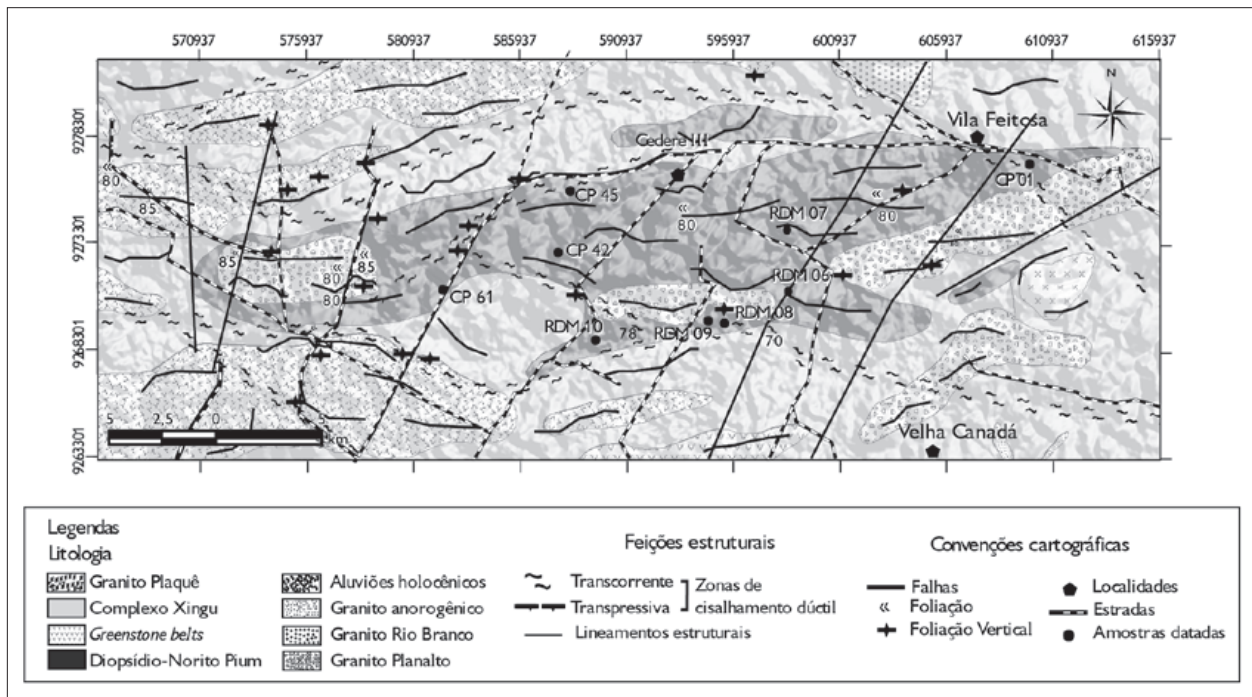


Figura 1. Mapa geológico da área estudada, modificado de Vasquez *et al.* (2008), destacando a localização das amostras utilizadas para análise geocronológica.

As relações de contato verificadas entre as rochas do Diopsídio-Norito Pium e as demais unidades presentes na área não são claras, porém a elevada frequência de enclaves máficos (xenólitos) – parcialmente digeridos e com feições de *mingling* encontrados no interior dos granitoides enderbíticos e naqueles do tipo Planalto (Figuras 2C-2D), ambos de idade neoarqueana – sugere que as rochas do Diopsídio-Norito Pium sejam contemporâneas a estes granitoides. Por outro lado, foram individualizados, no mapa geológico da área, dois corpos graníticos intrusivos nas rochas noríticas, também dispostos segundo a direção E-W, que provavelmente são associados a granitos do tipo Planalto (Feio *et al.*, 2012; Figura 1).

As relações de contato entre as variedades petrográficas identificadas no Diopsídio-Norito Pium

sugerem que o magma gerador dos noritos possui idade de formação próxima daqueles que originaram as rochas mais enriquecidas em sílica (quartzo-gabro), uma vez que enclaves noríticos arredondados (*blebs*/ autólitos) são encontrados no interior de quartzo-gabros, o que indica um baixo contraste de viscosidade entre essas rochas (*magma mingling* – Figura 2A). Por outro lado, a ocorrência de enclaves noríticos de dimensões maiores (10-50 cm), com formas arredondadas e/ou contatos retilíneos com a variedade quartzo-gabro, sugere, nesse caso, um contraste de viscosidade maior entre as variedades, além de uma diferença mais significativa de idades entre estas duas variedades, podendo significar que os noritos sejam ligeiramente mais antigos (Figura 2B).

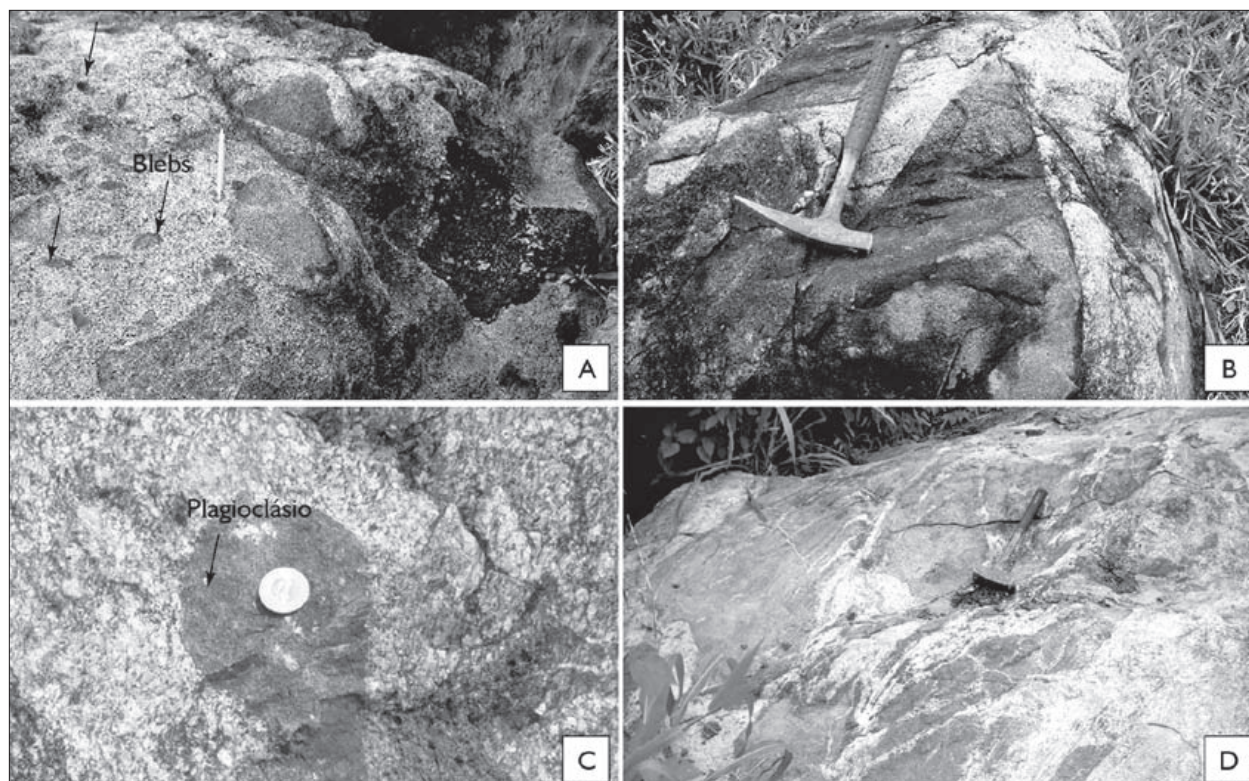


Figura 2. Relações de contato entre as variedades do Diopsídio-Norito Pium: A) detalhe do afloramento que ocorre na porção sul do corpo (ponto CP-25E), mostrando um enxame de enclaves arredondados (*blebs*) e digeridos do Diopsídio-Norito Pium no interior da variedade hornblenda-gabro; B) enclave de forma ovalada e de contatos retilíneos do diopsídio-norito no interior da rocha quartzo-gabroica; C) enclave do Diopsídio-Norito Pium com feição de *mingling* encontrado no interior do Granito Planalto; D) enclaves angulosos do Diopsídio-Norito Pium parcialmente digeridos por rochas pertencentes ao Complexo Xingu.

CLASSIFICAÇÃO E ASPECTOS TEXTURAIS

Foram realizadas análises modais em vinte e duas amostras do Diopsídio-Norito Pium (Tabela 1). Quando lançadas nos diagramas PLG + (OPX + CPX) + HBL (Streckeisen, 1976), foram definidos hornblenda-gabros, hornblenda-gabronoritos e gabronoritos. Por sua vez, a grande maioria dos gabronoritos foi redefinida como norito no diagrama PLG + OPX + CPX (Le Maitre, 2002; Figura 3). As análises petrográficas demonstraram que não há um contraste textural e composicional acentuado entre as rochas identificadas neste trabalho. Em geral, estas apresentam textura granular hipidiomórfica e são constituídas por ortopiroxênio, plagioclásio, clinopiroxênio, quartzo, anfibólio, biotita, ± apatita, zircão, ± escapolita e minerais opacos (sulfetos, magnetita e ilmenita).

Os noritos são mesocráticos (M = 40%), de textura granular hipidiomórfica fina (~1mm), com mineralogia formada por plagioclásio (andesina), ortopiroxênio (hiperstênio), clinopiroxênio (diopsídio), anfibólio (hornblenda) e biotita; magnetita e ilmenita são as principais fases acessórias, a escapolita, o principal mineral secundário. Os produtos de transformação tardi-magmática (piroxênio → anfibólio → biotita) encontrados nos noritos são menos abundantes do que aqueles observados nas demais variedades identificadas. Tanto os hornblenda-gabros quanto os quartzo-gabros apresentam granulação mais grossa e maior conteúdo modal de quartzo (Tabela 1) quando comparados aos noritos. Entretanto, uma amostra de aspecto cumulático destaca-se das demais pelo brilho sedoso e conteúdo anômalo de cristais de orto (46,5%) e clinopiroxênio (29,4%).

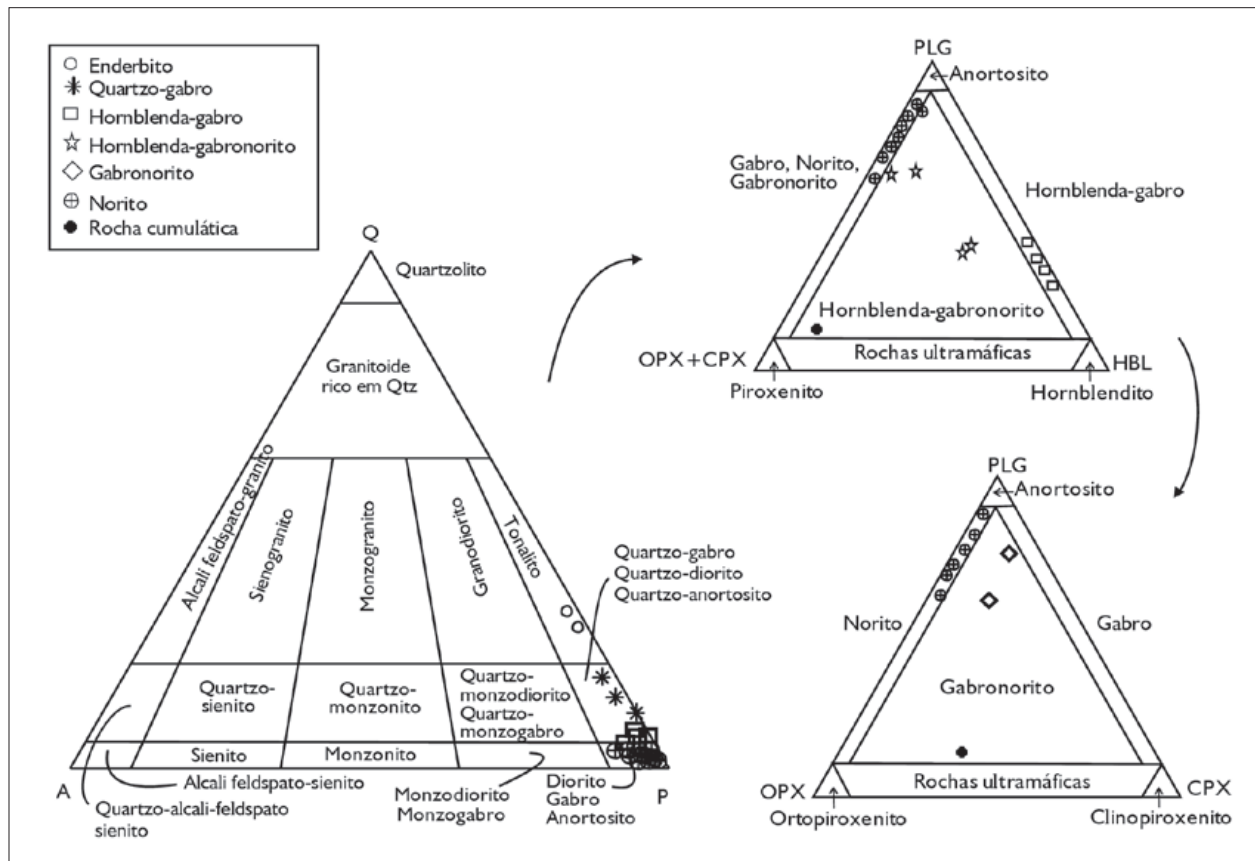


Figura 3. Diagramas de classificação Q-A-P (Streckeisen, 1976), PLG + (OPX + CPX) + HBL e PLG + OPX + CPX para as variedades petrográficas que constituem o Diopsídio-Norito Pium.

Tabela 1. Composições modais de amostras representativas das variedades litológicas do Diopsídio-Norito Pium. Abreviações: Opx = ortopiroxênio; Cpx = clinopiroxênio; Hbl = hornblenda; Tr = traços.

(Continua)

Variedades	Diopsídio-norito						Gabronorito		Hornblenda-gabronorito			
	CP-20	CP-36B	CP-45	PI-01	CP-01B	RDM-06	CP-41	CP-37A	RDM-10	RDM-08B	RDM-07	PI-02
Mineral (%)												
Plagioclásio	55,6	58,7	64,0	66,7	63,4	78,7	51,0	58,4	72,6	62,5	60,9	49
Quartzo	2,1	1,3	0,7	5,49	0,7	-	4,4	0,7	0,2	-	-	5,8
Ortopiroxênio	29,2	27,5	24,0	13,10	8,8	8,1	23,1	5,8	7,1	22,0	25,4	17,0
Clinopiroxênio	2,7	2,5	6,3	5,07	6,5	1,6	3,9	12,1	2,2	1,1	-	6,4
Hornblenda	9,3	4,9	4,8	6,5	5,9	10,0	16,2	-	10,5	12,2	10,8	14,7
Biotita	-	2,6	-	2,99	12,2	-	1,1	19,3	6,7	1,3	1,9	5,7
Opacos	1,1	2,3	-	< 0,1	2,0	1,4	-	3,4	0,3	0,7	0,7	1,0
Escapolita	-	-	-	-	-	Tr	-	Tr	-	-	Tr	Tr
Apatita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Tr
Epidoto	-	-	-	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-
Zircão	Tr	-	-	-	Tr	-	-	-	-	-	-	-
Félsicos	57,7	60,0	64,7	62,7	64,1	78,7	55,4	59,1	72,8	62,5	60,9	54,8
Máficos	42,3	39,8	35,1	27,66	45,6	21,7	44,3	37,2	26,86	37,3	38,88	44,8
Opx/Cpx	10,81	11,0	3,8	2,85	1,35	5,06	5,92	0,47	1,46	20	-	2,65
Opx/Hbl	3,13	5,6	5,0	2,01	1,49	0,81	1,42	-	0,67	1,80	2,35	1,15
(Opx + Cpx)/ Hbl	3,43	6,1	6,31	2,79	2,59	0,97	1,66	-	0,88	1,89	2,35	1,59
A 100% Q-A-P												
Plagioclásio	96,3	97,8	98,92	92,40	98,9	100	92,06	98,6	99,7	100	100	89,42
Quartzo	3,6	2,2	1,08	7,60	1,09	0,0	7,94	1,2	0,28	0,0	0,0	10,58
K-Feldspato	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
A 100% P-Opx-Cpx												
Plagioclásio	63,5	66,1	68,0	78,5	80,55	89,03	65,3	76,5	88,64	73,01	70,56	67,6
Ortopiroxênio	33,4	31,0	25,4	15,4	11,18	9,16	29,6	7,6	8,66	25,70	29,43	23,4
Clinopiroxênio	3,1	2,8	6,6	5,9	8,25	1,81	5,0	15,9	2,68	1,28	0,0	8,8
Número de pontos	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000



Tabela 1.

(Conclusão)

Variedades	Hornblenda-gabro				Quartzo-gabro			Enderbita		Rocha cumulática
	CP-25E	CP-67	CP-50C	RDM-08D	CP-16A	CP-51	CP-21	CP-27C	CP-23A	
Amostras	CP-25E	CP-67	CP-50C	RDM-08D	CP-16A	CP-51	CP-21	CP-27C	CP-23A	CP-61A
Mineral (%)										
Plagioclásio	59,4	40,8	45,0	37,7	50,1	63,3	67,7	57,0	52,4	13,2
Quartzo	3,7	2,6	9,0	-	11,2	7,8	7,8	21,9	22,1	0,3
Ortopiroxênio	-	1,6	5,7	12,0	-	11,6	10,7	1,0	1,7	46,5
Clinopiroxênio	-	1,2	-	-	-	8,0	-	-	-	29,4
Hornblenda	26,6	53,6	37,6	37,1	34,9	-	6,2	16,8	19,1	10,4
Biotita	9,4	-	1,6	12,4	-	8,3	6,5	1,2	3,0	-
Opacos	-	-	0,9	0,1	1,7	0,8	0,6	1,9	1,2	-
Escapolita	Tr	-	Tr	Tr	-	Tr	-	Tr	-	-
Apatita	-	-	Tr	-	-	Tr	-	-	-	-
Epidoto	-	Tr	-	-	Tr	-	-	-	Tr	-
Zircão	Tr	Tr	Tr	Tr	-	Tr	-	Tr	Tr	-
Félsicos	61,10	43,4	54,0	37,7	62,8	71,1	75,6	78,9	74,5	13,5
Máficos	36,0	56,4	54,8	61,5	36,9	28,7	23,4	20,9	25,0	86,3
Opx/Cpx	0,0	1,33	-	-	0,0	1,45	-	-	-	1,58
Opx/Hbl	0,0	0,02	0,15	0,32	0,0	-	1,72	0,05	0,08	4,47
(Opx + Cpx)/Hbl	0,0	0,05	0,15	0,32	0,0	-	1,72	0,05	0,08	7,29
A 100% Q-A-P										
Plagioclásio	94,14	94,01	83,33	100	81,73	89,03	89,67	72,2	70,33	97,78
Quartzo	5,86	5,99	16,66	0,0	18,27	10,97	10,33	27,7	29,67	2,22
K-Feldspato	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,13	0,0	0,0	0,0
A 100% P-Opx-Cpx										
Plagioclásio	100	93,57	88,76	75,85	100	76,35	86,3	98,28	96,85	-
Ortopiroxênio	-	3,66	11,24	24,14	0,0	13,99	13,6	1,7	3,14	-
Clinopiroxênio	-	2,75	0,0	0,0	0,0	9,65	0,0	0,0	0,0	-
Número de pontos	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000



O plagioclásio possui composição na faixa da andesina sódica (An_{33}), ocorrendo como cristais zonados subédricos, com maclamento albita-periclina e albita-Carlsbad, por vezes também se mostrando recristalizados e formando agregados poligonais (Figura 4F). O ortopiroxênio (hiperstênio) e o clinopiroxênio (diopsídio) (Figuras 4A, 4C) ocorrem como cristais médios a grossos, frequentemente apresentando textura em corona, com suas bordas substituídas por anfibólio (Figura 4E), que pode ocorrer também como cristais finos, intersticiais. O quartzo, presente principalmente nas variedades mais evoluídas, ocorre como cristais finos (0,1 mm) e intersticiais, indicando uma cristalização tardia, assim como aqueles que formam os intercrescimentos mirmequíticos nas bordas dos cristais de plagioclásio (Figura 4B). A biotita ocorre associada ao anfibólio, por vezes substituindo-o. Zircão, apatita e minerais opacos

(magnetita \pm ilmenita) ocorrem associados e/ou inclusos na biotita e anfibólio (Figura 4D). A escapolita, o principal mineral secundário, ocorre geralmente associada ao anfibólio, biotita e plagioclásio.

GEOQUÍMICA

ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TRAÇO

O estudo geoquímico realizado nas rochas do Diopsídio-Norito Pium teve por objetivo determinar as características e afinidades geoquímicas dos principais litotipos, bem como discutir os processos magmáticos que controlaram a sua evolução. Com esse objetivo, foram realizadas análises químicas de rocha total na Acme Analytical Laboratories Ltd., para a determinação dos elementos maiores, menores, traço e terras raras em 19 amostras (Tabela 2).

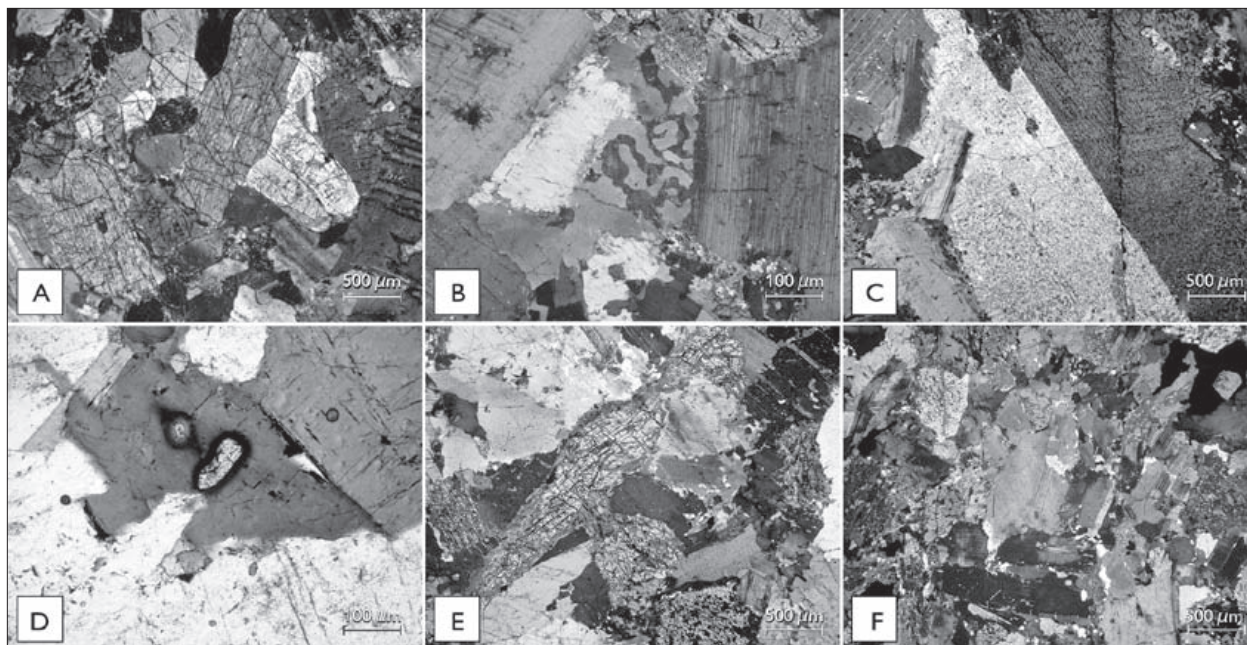


Figura 4. Fotomicrografias sob luz polarizada do Diopsídio-Norito Pium: A) aspecto textural da variedade diopsídio-norito; B) intercrescimento de quartzo nas bordas de plagioclásio, textura mirmequítica (quartzo-gabro); C) cristal grosso de hiperstênio com inclusões de plagioclásio (hornblenda-gabronorito); D) cristal automorfo de zircão incluído em cristal de biotita (quartzo-gabro); E) aspecto microscópico, mostrando o caráter equigranular grosso da rocha; textura equigranular média, mostrando textura do tipo corona (piroxênio com bordas substituídas por anfibólio), em uma amostra de gabronorito; F) textura equigranular média da rocha (hornblenda-gabronorito), com cristais de plagioclásio subédricos e de ortopiroxênio e clinopiroxênio substituídos por anfibólio, além de finos cristais de quartzo.

Tabela 2. Composição química das rochas do Diopsídio-Norito Flum. Legendas: * = valores condriticos normalizados segundo Nakamura (1974); Cmi= Cumulática. (Continua)

Amstras	Diopsídio-Norito								Hornblenda-gabronorito				Hornblenda-gabro				Quartzo-gabro			Enderbitio		Cmi		
	CP-20	CP-45	PI-06	CP-01B	RDM-06	CP-05	CP-42	Média	RDM-10	RDM-08B	RDM-07	Média	CP-25	RDM-08D	RDM-09A	RDM-09B	Média	CP-21	CP-51	Média	CP-27C		CP-23A	Média
SO ₂ (%)	50,92	51,46	54,13	57,03	59,86	52,40	54,96	54,39	57,30	53,95	52,33	54,53	63,70	52,03	54,35	62,63	58,18	57,65	57,20	57,43	58,64	61,55	60,10	52,55
TiO ₂	1,33	0,23	0,76	1,42	1,55	0,83	1,38	1,07	1,17	1,20	1,08	1,15	1,13	1,01	1,17	1,06	1,09	1,30	0,97	0,99	1,28	1,38	1,33	0,32
Al ₂ O ₃	15,42	19,09	15,86	13,97	13,13	14,72	14,39	15,23	14,74	15,41	15,86	15,34	13,26	16,19	14,91	13,80	14,54	14,40	17,61	16,01	13,76	13,22	13,49	5,94
Fe ₂ O ₃	3,80	3,43	2,82	3,24	3,17	3,41	3,51	3,34	3,03	3,42	3,41	3,29	2,62	3,36	3,45	2,46	2,97	2,85	1,85	2,35	3,24	2,88	3,06	6,33
FeO	7,64	6,87	5,65	6,49	6,36	6,83	7,03	6,70	6,07	6,85	6,82	6,58	5,25	6,37	6,9	4,93	5,86	5,70	3,71	4,71	6,49	5,77	6,13	12,67
MnO	0,15	0,11	0,12	0,13	0,12	0,08	0,14	0,12	0,13	0,17	0,15	0,15	0,10	0,15	0,17	0,17	0,15	0,09	0,08	0,09	0,13	0,11	0,12	0,33
MgO	6,24	8,67	5,90	3,87	2,40	5,94	4,51	5,36	4,15	4,79	6,50	5,15	1,40	6,60	4,75	4,75	4,38	3,98	3,92	3,95	3,14	1,99	2,57	12,74
CaO	8,56	8,59	8,57	6,58	5,35	10,01	7,16	7,83	6,19	6,82	8,03	7,01	3,73	7,93	6,81	6,81	6,32	6,83	6,26	6,55	6,03	4,67	5,35	4,47
Na ₂ O	3,51	3,16	3,13	3,43	3,83	3,32	3,47	3,41	3,60	4,44	3,46	3,83	3,51	3,58	4,34	4,34	3,94	3,30	5,10	4,20	3,75	3,73	3,74	1,72
K ₂ O	0,73	0,24	1,28	1,87	2,36	0,72	1,36	1,22	1,91	1,45	0,81	1,39	3,47	0,82	1,44	3,07	2,20	1,96	1,96	1,96	1,89	2,68	2,29	0,62
P ₂ O ₅	0,38	0,02	0,15	0,49	0,57	0,10	0,44	0,31	0,40	0,33	0,27	0,33	0,35	0,22	0,33	0,34	0,31	0,44	0,30	0,37	3,75	0,51	2,13	< 0,01
PF	2,4	2,5	0,7	0,4	0,2	0,6	0,5	1,04	0,3	0,1	0,2	0,20	0,4	0,3	0,3	0,6	0,40	0,5	0,4	0,45	0,1	0,5	0,30	0,5
Total	101,08	104,37	99,07	98,92	98,90	98,96	98,85	100,02	98,99	98,93	98,92	98,95	98,92	98,56	98,92	104,96	100,34	99,00	99,06	99,03	102,20	98,99	100,60	98,20
Traços (ppm)																								
Ni	73,3	91,3	67,5	63,7	11,3	35,5	54,3	56,7	49,5	45,9	82,9	59,43	8,1	87,4	49,8	19,1	41,10	73,3	41,9	57,60	28,1	10,8	19,5	17,5
Co	55,3	59,5	54,9	40,7	32,5	83,4	54,2	54,4	43,0	46,0	49,3	46,10	33,2	43,1	48,3	30,6	38,80	57,9	36,5	47,20	49,7	40,1	44,9	73,3
Cu	76,7	66,6	98,7	45,3	22,5	118,7	66,8	70,8	39,7	35,0	70,6	48,43	51,8	71,6	40,5	35,1	49,75	87,5	23,3	55,40	50,6	31,6	41,1	19,6
Zn	17	6	23	47	38	6	28	23,6	29	22	17	22,67	32	18	23	34	26,75	26	23	24,50	25	44	34,5	23
Ba	423	157	396	1,015	1,328	170	772	608,7	877	732	523	710,67	2,169	0,34	686	1,584	1,109,84	845	1,866	1,355,50	1,347	1,192	1,269,5	126
Rb	14,9	2,8	35,4	30,6	30,6	5,4	26,9	20,9	42,5	26,4	13,8	27,57	63,6	14,3	25,4	60,9	41,05	69,1	44,2	56,65	23,6	51,2	37,4	9,6
Sr	318,0	361,9	288,4	397,9	397,9	156,7	340,0	323,0	311,8	334,0	297,8	314,53	294,4	274,5	327,9	309,1	301,48	263,3	1,059,4	661,35	321,7	349,9	335,8	118,7
Zr	124,2	9,7	92,4	292,5	292,5	139,7	164,8	159,4	228,4	178,3	110,9	172,53	528,8	114,9	174,4	320,5	284,65	270,8	185,2	228,00	344,3	349,0	346,7	25,8



(Continua)

Tabela 2.

Amostras	Diopsídio-Norito						Hornblenda-gabronorito			Hornblenda-gabro				Quartzo-gabro			Enderbitó			Cml				
	CP-20	CP-45	P1-06	CP-01B	RDM-06	CP-05	CP-42	Media	RDM-10	RDM-08B	RDM-07	Media	CP-25	RDM-08D	RDM-09A	RDM-09B	Media	CP-21	CP-51		Media	CP-27C	CP-23A	Media
Nb	72	02	65	102	118	60	96	74	102	87	75	880	115	63	85	111	935	184	34	1090	148	123	136	49
Y	223	25	159	301	282	258	276	218	266	210	210	2287	310	200	216	222	2370	313	102	2075	315	301	308	133
Ga	166	139	162	177	189	154	176	166	170	168	160	1660	172	152	166	176	1665	162	210	1860	173	178	176	80
Sc	29	17	31	22	22	33	27	259	23	26	25	2467	20	27	26	17	2250	24	14	1900	25	21	230	44
Th	19	03	44	55	20	54	38	33	72	49	10	437	67	10	73	38	470	119	19	690	21	68	45	03
U	07	01	15	11	04	21	09	10	17	10	03	100	14	03	11	10	095	31	02	165	07	13	10	03
V	206	77	170	224	212	218	218	1893	169	175	164	16933	91	156	180	122	13725	155	106	13050	169	185	1770	61
ETR (ppm)																								
La	240	25	207	472	537	204	368	293	428	373	249	3500	510	231	379	465	3963	424	334	3790	413	553	483	67
Ce	533	41	469	968	1074	411	803	614	882	711	512	7017	1130	474	725	909	8095	929	693	8110	907	1163	1035	196
Nd	251	17	192	487	545	159	363	288	429	315	260	3347	491	230	325	413	3648	384	306	3450	426	486	456	138
Sm	487	042	372	838	863	374	652	52	747	518	470	578	871	446	559	704	645	684	514	599	777	840	81	346
Eu	140	038	100	213	222	102	164	14	174	144	131	150	305	128	140	201	194	127	151	139	224	194	21	066
Gd	458	050	331	694	723	400	555	46	615	447	429	497	698	407	478	572	539	599	332	466	665	656	66	36
Tb	073	011	058	104	101	077	089	07	095	070	066	077	108	065	072	085	083	097	045	071	106	104	11	049
Dy	399	041	301	588	573	450	481	40	525	400	373	433	567	381	396	437	445	527	200	364	567	552	56	264
Ho	078	013	060	108	098	097	094	08	103	076	071	083	106	072	079	086	086	103	037	070	108	102	11	049
Er	241	036	179	306	272	292	269	23	322	224	211	252	286	209	241	247	246	311	088	200	311	290	30	149
Yb	211	032	179	285	253	282	245	21	291	212	213	239	265	211	221	231	232	290	075	183	286	267	28	152
Lu	033	011	026	044	040	044	039	03	045	036	032	038	042	034	035	033	036	043	012	028	045	039	04	024
Total	1236	110	1029	2245	2471	986	1793	1410	2031	1612	1221	16210	2456	1130	1651	2047	18210	2015	1478	17468	2055	2506	2281	547



(Conclusão)

Tabela 2.

Amostras	Diopsídio-Norito							Hornblenda-gabronorito				Hornblenda-gabro				Quartzo-gabro			Enderbitto			Cml		
	CP-20	CP-45	P1-06	CP-01B	RDM-06	CP-05	CP-42	Média	RDM-10	RDM-08B	RDM-07	Média	CP-25	RDM-08D	RDM-09A	RDM-09B	Média	CP-21	CP-51	Média	CP-27C		CP-23A	Média
Fe ₂ O ₃	12,32	7,64	9,12	10,46	10,25	11,01	11,34	10,3	9,79	11,04	10,99	10,61	8,46	10,86	11,12	7,95	9,60	9,20	5,99	7,60	10,46	9,31	9,89	20,43
FeO	11,08	6,87	8,20	9,41	9,21	9,90	10,20	9,3	8,8	9,93	9,88	9,54	7,60	9,76	10	7,15	8,63	8,27	5,38	6,83	9,40	8,37	8,89	18,37
Fe ₂ O ₃ / FeO	0,497	0,5	0,499	0,499	0,50	0,498	0,5	0,5	0,499	0,499	0,50	0,50	0,499	0,527	0,5	0,498	0,51	0,5	0,498	0,50	0,499	0,499	0,50	0,499
Fe/Mg	0,66	0,46	0,6	0,73	0,81	0,64	0,71	0,7	0,70	0,70	0,63	0,68	0,85	0,62	0,70	0,63	0,70	0,69	0,6	0,65	0,76	0,82	0,79	0,61
Al ₂ SiO ₅	1,2	1,59	1,22	0,76	0,7	1,04	1,2	1,1	0,82	0,75	0,79	0,79	1,23	0,78	0,7	0,76	0,87	1,19	1,32	1,26	1,17	1,19	1,18	0,87
K ₂ O/ Na ₂ O	0,2	0,07	0,4	0,55	0,62	0,21	0,39	0,3	0,53	0,33	0,23	0,36	0,98	0,23	0,33	0,71	0,56	0,59	0,38	0,49	0,5	0,71	0,6	0,36
Rb/Sr	0,04	0,007	0,12	0,08	0,08	0,03	0,07	0,1	0,14	0,08	0,05	0,09	0,21	0,05	0,08	0,20	0,13	0,26	0,04	0,15	0,07	0,14	0,11	0,08
Sr/Ba	0,75	2,29	0,72	0,39	0,30	0,92	0,44	0,8	0,36	0,46	0,57	0,46	0,13	807,35	0,48	0,20	202,04	0,31	0,56	0,44	0,23	0,29	0,26	0,94
Ba/Rb	28,38	56,07	11,18	33,17	43,40	31,48	28,6	29,4	20,64	27,73	37,90	28,75	34,1	0,02	27,01	26,01	21,79	12,22	42,21	27,22	57,07	23,28	33,94	13,12
Rb/Zr	0,11	0,28	0,38	0,10	0,10	0,03	0,16	0,2	0,19	0,15	0,12	0,15	0,12	0,12	0,15	0,19	0,15	0,25	0,23	0,24	0,06	0,14	0,1	0,37
(La/ Yb) Nd	7,61	5,17	7,73	11,07	14,19	4,83	10,04	8,7	9,84	11,77	7,82	9,81	12,86	7,32	11,47	13,46	11,28	9,77	29,85	19,81	9,65	13,8	11,5	2,94
(La/ Sm) Nd	3,05	3,68	3,43	3,48	3,84	3,36	3,48	3,5	3,54	4,44	3,27	3,75	3,61	3,20	4,18	4,08	3,77	3,82	4	3,91	3,27	4,06	3,67	11,94
(Gd/ Yb) Nd	1,72	1,24	1,36	1,94	2,28	1,132	1,81	3,1	1,68	1,68	1,61	1,66	2,07	1,54	1,72	1,97	1,83	4,5	3,53	4,02	1,85	5,3	3,2	4,2
Eu/ Eu*	0,89	0,25	0,85	0,83	0,84	0,8	0,81	0,8	0,76	0,90	0,88	0,85	1,18	0,91	0,81	0,94	0,96	0,35	1,05	0,70	0,93	0,47	0,64	0,14
mg#	0,50	0,69	0,56	0,42	0,32	0,52	0,44	0,51	0,46	0,46	0,54	0,49	0,25	0,55	0,46	0,54	0,47	0,46	0,56	0,51	0,37	0,30	0,34	0,55



As rochas do Diopsídio-Norito Pium exibem teores de SiO_2 que variam entre 50,92% e 63,70% (Tabela 2), porém, apesar da forte superposição entre os intervalos apresentados por cada variedade petrográfica, os teores médios de sílica dessas rochas aumentam no sentido das rochas cumuláticas (52,55%) em direção aos noritos (54,39%) e gabronoritos (54,53%), passando pelos hornblenda-gabros (58,18%) e quartzo-gabros (57,43%), até os enderbitos (60,10%). Nesse mesmo sentido, é nítido um decréscimo linear de MgO dos noritos (5,36%) até os enderbitos (2,57%). Comportamento similar é observado para o CaO (7,83-5,35%), Al_2O_3 (15,23-13,49%), FeO_t (9,27-6,83%) e Fe_2O_{3t} (10,31-7,60%). De modo geral, nota-se um comportamento inverso de K_2O (1,22-2,29%), Na_2O (3,41-4,20%) e P_2O_5 (0,31-2,13%), cujos teores aumentam em direção às variedades mais ricas em sílica. A rocha cumulática apresenta valores elevados de MgO (12,74%), FeO_t (18,37%) e Fe_2O_{3t} (20,43%), e significativamente mais baixos de CaO (4,47%), Al_2O_3 (5,94), K_2O (0,62%), Na_2O (1,72%) e P_2O_5 (< 0,01%), em relação às demais variedades (Tabela 2). O comportamento anômalo desses óxidos deve-se ao acúmulo de cristais de piroxênio, sobretudo de ortopiroxênio, e ao conteúdo reduzido de feldspatos na rocha cumulática (Tabela 1).

O comportamento dos diversos óxidos, como discutido acima, também é evidente quando comparado em relação ao número de magnésio $\text{mg}\#$ [$\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}_t)$ molar] (Figura 5). O valor médio do $\text{mg}\#$ sofre decréscimo acentuado dos noritos (0,51) em direção aos enderbitos (0,34), enquanto nas rochas cumuláticas este valor é superior (0,55) ao das demais variedades. Tais valores são típicos de líquidos basálticos evoluídos, enquanto que, em magmas basálticos primários derivados de peridotitos mantélicos, os valores do $\text{mg}\#$ estariam entre 0,74 e 0,80 (Jaques & Green, 1979, 1980; Takahashi & Kushiro, 1983; Bossi *et al.*, 1993). Nos diagramas de variação da Figura 5, ocorre o aumento nas concentrações de Fe_2O_{3t} , Al_2O_3 , CaO , e diminuição dos teores de SiO_2 , K_2O e P_2O_5 , com o aumento dos valores de $\text{mg}\#$.

Em relação aos elementos-traço, nota-se, de um modo geral, o seu enriquecimento em sentido às variedades com teores mais elevados de sílica, o que se traduz em um decréscimo acentuado nas concentrações desses elementos, com o aumento do $\text{mg}\#$ nessas rochas (Figuras 6A-6F). As concentrações dos elementos-traço analisados variam dentro das seguintes faixas: Ba (608-1355 ppm), Rb (20,9-56,7 ppm), Zr (159,4-346,7 ppm), Nb (7,4-13,6 ppm), Y (21,8-30,8 ppm) e Ga (16,6-17,6 ppm). O Sr tende a manter-se constante nessas variedades (301,5-335,8 ppm), porém os quartzo-gabros apresentam valores bem acima da média das demais variedades (661,4 ppm). Na rocha cumulática, esses elementos possuem teores significativamente mais baixos do que os apresentados pelas demais variedades petrográficas: Ba (126 ppm), Rb (9,6 ppm), Sr (118,7 ppm), Zr (25,8 ppm), Nb (4,9 ppm), Y (13,3 ppm) e Ga (8,0 ppm). Da mesma maneira como foi discutido anteriormente para os elementos maiores, o acúmulo acentuado de cristais de piroxênio e a participação mais discreta de feldspato e minerais acessórios (zircão, allanita, apatita etc.) no processo de formação dessas rochas justificam o comportamento dos elementos-traço.

O comportamento dos elementos-traço, aliado àquele dos elementos maiores, pode indicar, em geral, que, a partir do magma gerador dos noritos até o formador dos enderbitos, não houve um fracionamento importante de feldspatos e biotita, como indicado pelo enriquecimento em K_2O , Ba e Rb em direção às rochas mais silicosas. As pequenas variações nos teores de Sr indicam que plagioclásio não foi uma fase importante durante o fracionamento deste magma, em vista da afinidade de Sr e Ca com este mineral (Wedepohl, 1970). Da mesma forma, os minerais acessórios primários, como zircão, allanita e apatita, não representariam as fases inicialmente fracionadas, pois Zr, Y e P comportam-se de maneira incompatível nestes magmas. Por outro lado, o comportamento de Mg, Ca e Fe justifica claramente que as principais fases envolvidas no processo de fracionamento

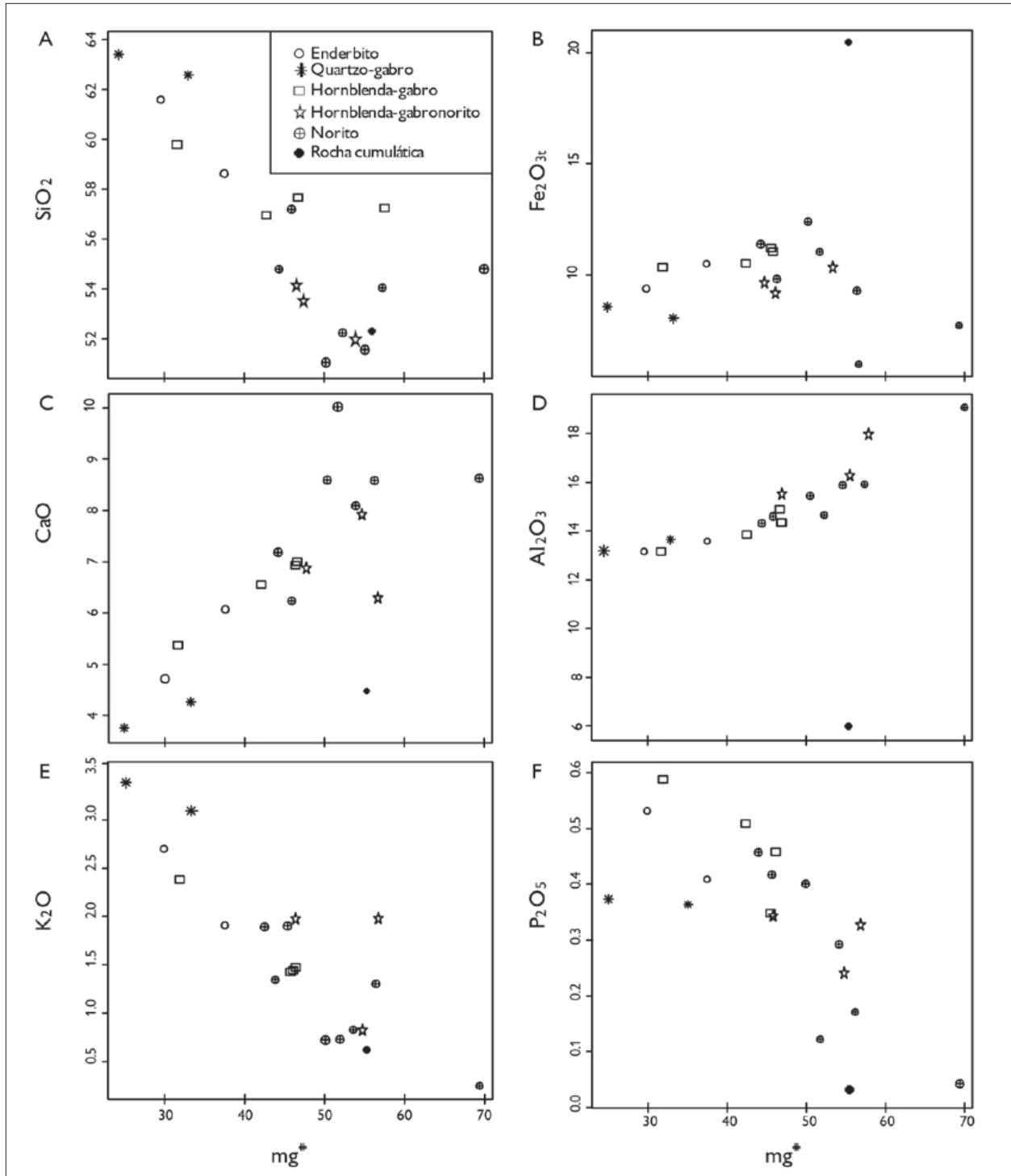


Figura 5. Diagramas de variação relacionando o $mg\#$ versus óxidos maiores (% em peso) dos litotipos estudados: A) SiO_2 ; B) Fe_2O_{3t} ; C) CaO; D) Al_2O_3 ; E) K_2O ; F) P_2O_5 .

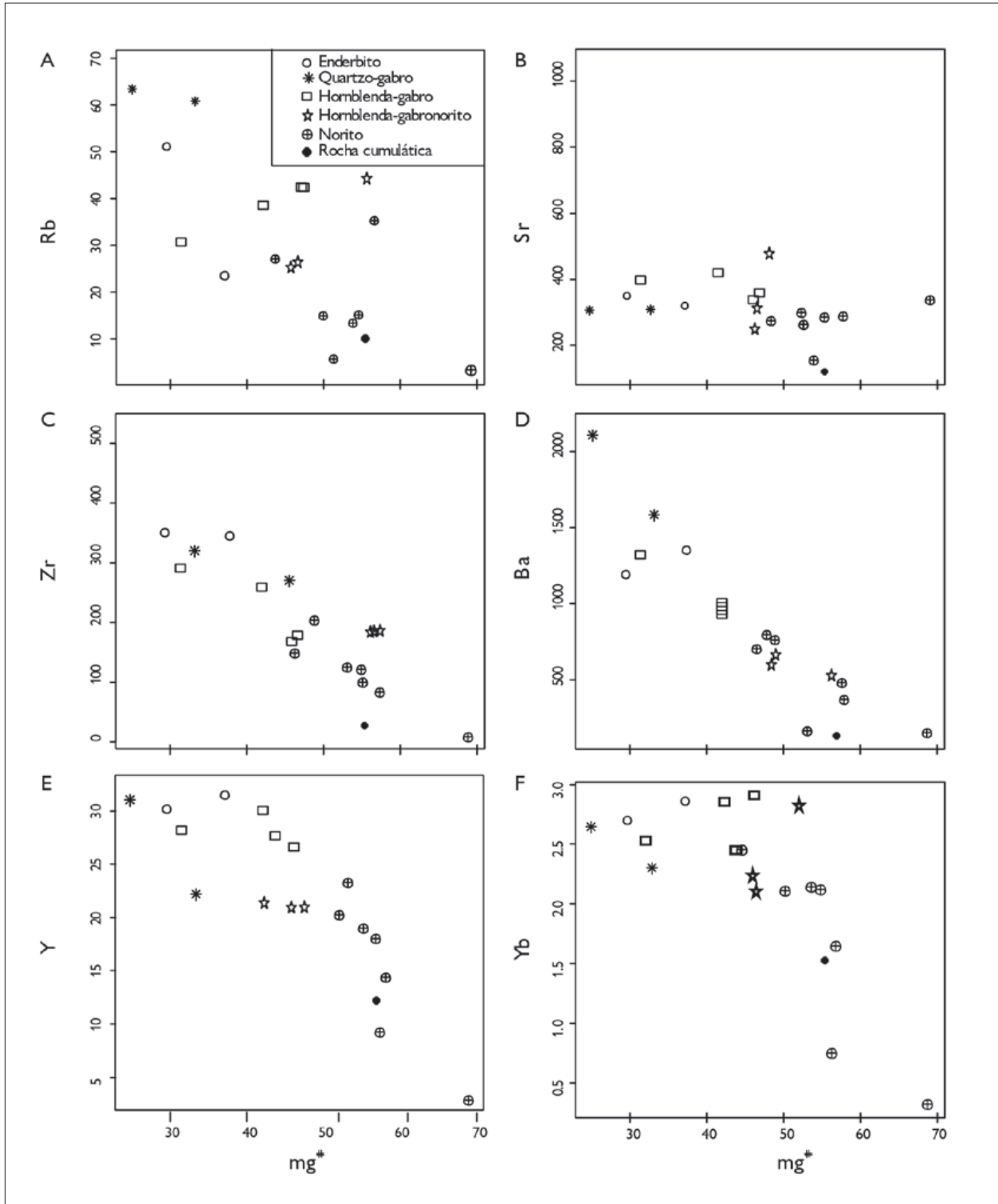


Figura 6. Diagramas de variação relacionando o $mg\#$ versus elementos-traço (ppm) dos litotipos estudados: A) Rb; B) Sr; C) Zr; D) Ba; E) Y; F) Yb.



neste *trend* de evolução são os minerais ferromagnesianos, sobretudo clinó e ortopiroxênio. Da mesma forma, os elementos-traço compatíveis, como Ni e Co, apresentam, de modo geral, um decréscimo de seus teores com o avanço da cristalização, embora apresentem pontos dispersos. O Sc apresenta valores (25,9-19,0 ppm) que também sugerem a importância do fracionamento do piroxênio.

ELEMENTOS TERRAS RARAS

Os elementos terras raras (ETR) foram normalizados de acordo com os valores condriticos de Nakamura (1974). Observa-se que os padrões de ETR dos diopsídio-noritos, hornblenda-gabronoritos e hornblenda-gabros são semelhantes, sendo caracterizados por leve enriquecimento dos elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP) (Figura 7).

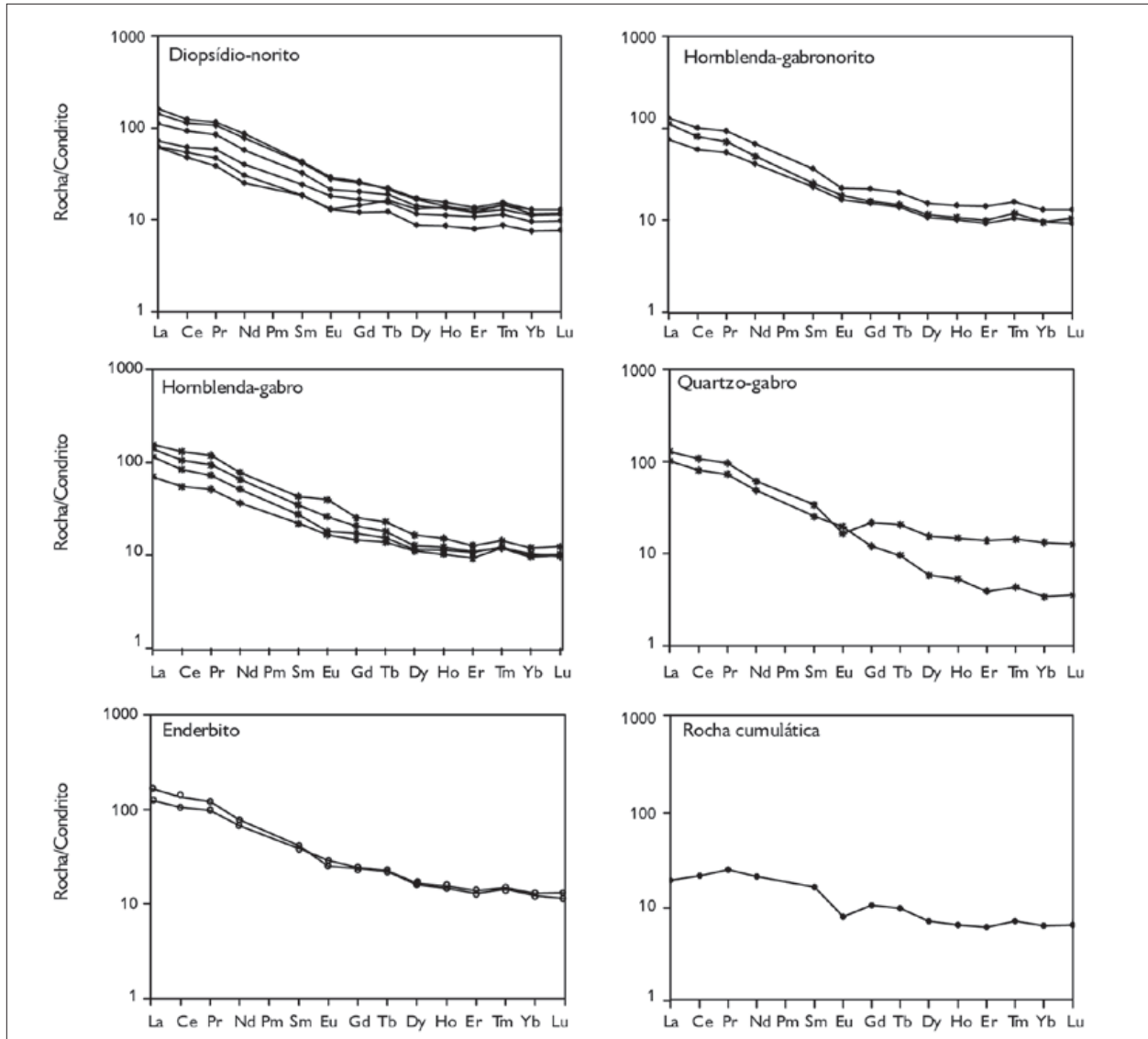


Figura 7. Padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETR), normalizados segundo o padrão do condrito de Nakamura (1974), aplicado às rochas do Diopsídio-Norito Pium.

Esse padrão reflete o baixo grau de fracionamento destes últimos, resultando em razões $(La/Yb)_N$ mais discretas (8,7, 9,8 e 11,28). Essas razões são mais baixas nos noritos (8,70), seguidos pelos gabronoritos (9,81), atingindo valores mais elevados nos hornblenda-gabros (11,28). Nesse sentido, a ausência da anomalia negativa de Eu (Eu/Eu^*) é marcante nesses padrões, atingindo valores médios de 0,80 para os noritos, 0,85 para os gabronoritos e, finalmente, 0,96 nos gabros (Tabela 2).

As curvas de distribuição dos padrões de ETR da quartzo-gabros e enderbitos (Figura 7) exibem, de maneira geral, maior fracionamento dos ETRP em relação aos ETRL, refletindo-se em altas razões $(La/Yb)_N$, com médias de 19,81 e 13,8, respectivamente. As anomalias de Eu são variáveis tanto para os quartzo-gabros ($Eu/Eu^* = 1,05$ a 0,35), quanto para os enderbitos ($Eu/Eu^* = 0,93$ a 0,47), sendo,

porém, ainda pouco expressivas. Já o comportamento de ETR da rocha cumulática é caracterizado por valores mais baixos de ETRL em relação às demais variedades, resultando em um padrão horizontalizado, com razão $(La/Yb)_N$ de 2,94, significativamente inferior às das demais. Junto a isso, continua mostrando uma anomalia negativa de Eu bastante discreta ($Eu/Eu^* = 0,14$).

CLASSIFICAÇÃO E AMBIENTE TECTÔNICO

Para a classificação e nomenclatura das rochas do Diopsídio-Norito Pium, foram utilizados diversos diagramas geoquímicos, como o TAS (Cox *et al.*, 1979; Figura 8), que relaciona sílica *versus* total de álcalis ($Na_2O + K_2O$), onde as amostras plotam no campo das rochas subalcalinas, sendo classificadas como gabros (noritos), dioritos (hornblenda-gabro) e quartzo-dioritos (quartzo-gabros).

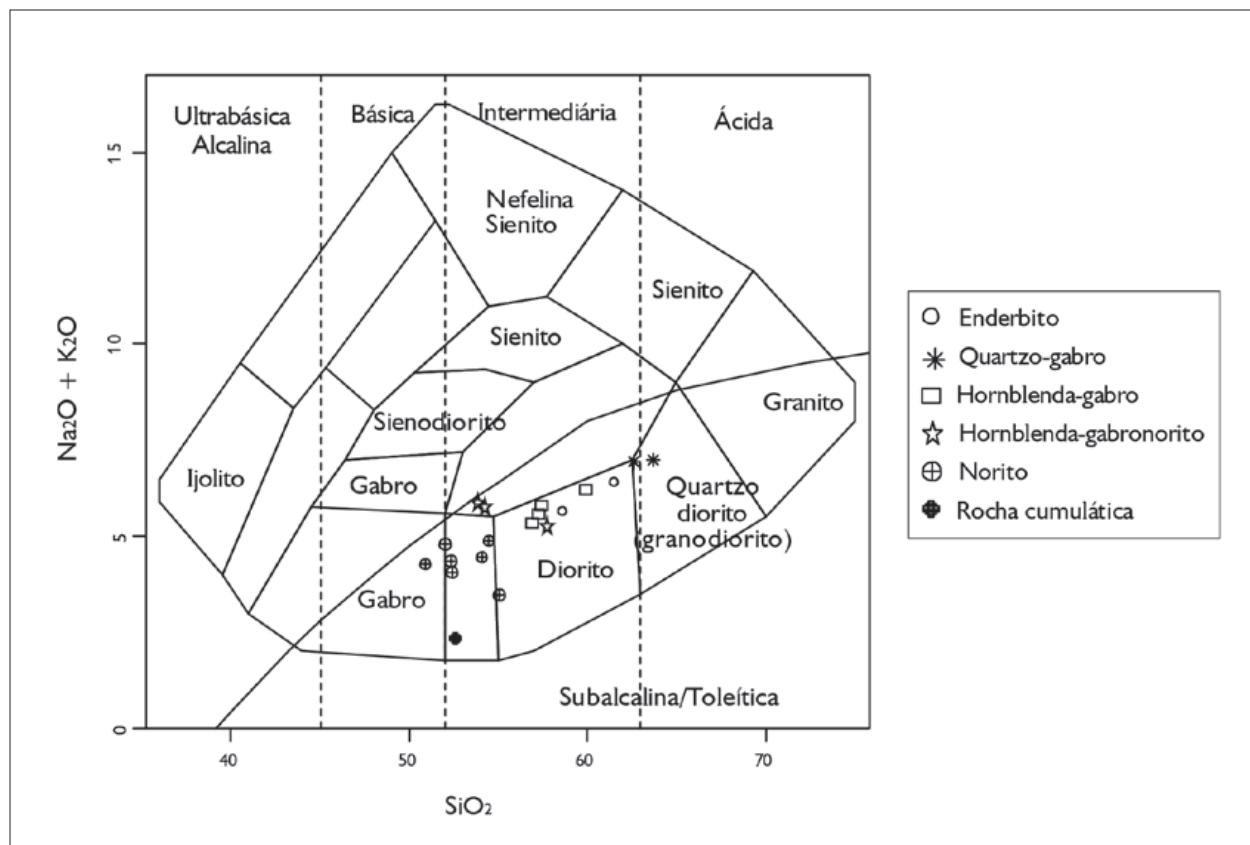


Figura 8. Diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979) mostrando a disposição das rochas do Diopsídio-Norito Pium.

Essa relação separa claramente cada grupo de amostras do Diopsídio-Norito Pium e permite esboçar, paralelamente ao aumento dos conteúdos de SiO_2 e álcalis, o seguinte *trend* evolutivo: diopsídio-norito \rightarrow hornblenda-gabronorito \rightarrow hornblenda-gabro/quartzo-gabro \rightarrow enderbito; ou seja, o sentido de sua evolução segue aquele sugerido pelos dados petrográficos e geoquímicos discutidos anteriormente. No diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971; Figura 9), é evidenciado o comportamento subalcalino da unidade, uma vez que a maioria dos litotipos estudados tem predominantemente afinidade toleítica, com típico enriquecimento em Fe_2O_3 (ou *trend* de Fenner) em relação aos álcalis e MgO , excetuando-se uma amostra de quartzo-gabro que se situa no limite entre os dois campos, entrando ligeiramente no campo cálcio-alcálico, devido ao seu alto teor de álcalis em relação às demais amostras.

Para uma melhor classificação químico-mineralógica do Diopsídio-Norito Pium, utilizou-se o diagrama

multicatiônico R_1 - R_2 (De la Roche *et al.*, 1980), modificado por Batchelor & Bowden (1985) (Figura 10). Neste diagrama, nota-se que as rochas analisadas caracterizam-se por valores intermediários de R_1 e R_2 , posicionando-se, em sua grande maioria, no campo 2, com raras amostras incidindo nos campos 1 e 3 do diagrama. Nesse contexto, observa-se claramente uma evolução do grupo dos diopsídio-noritos para os quartzo-gabros e enderbitos, ressaltando o mesmo *trend* de evolução mencionado acima, onde fica evidente a diminuição de Ca, Mg e Al para as rochas mais evoluídas. Desse modo, o diagrama multicatiônico demonstra que as rochas do Diopsídio-Norito Pium são inicialmente derivadas de magma proveniente de manto de natureza peridotítica, que, ao longo da sua história, poderia evoluir por processos de fusão parcial.

O ambiente tectônico para as rochas foi definido utilizando-se o diagrama de Pearce & Norry (1979), que relaciona o $\log \text{Zr}$ versus $\log \text{Zr/Y}$ (Figura 11). As amostras

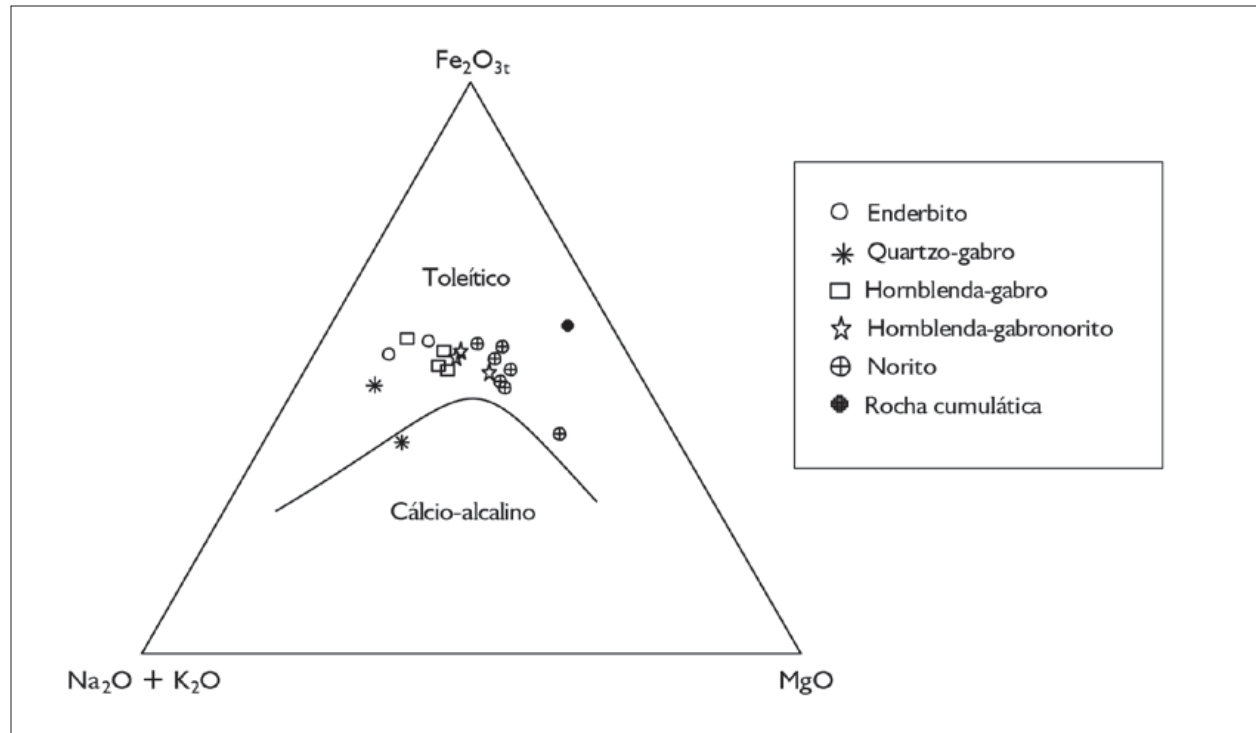


Figura 9. Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) para as rochas do Diopsídio-Norito Pium. A linha cheia representa a suíte toleítica do Hawaii, segundo MacDonald & Katsura (1964).

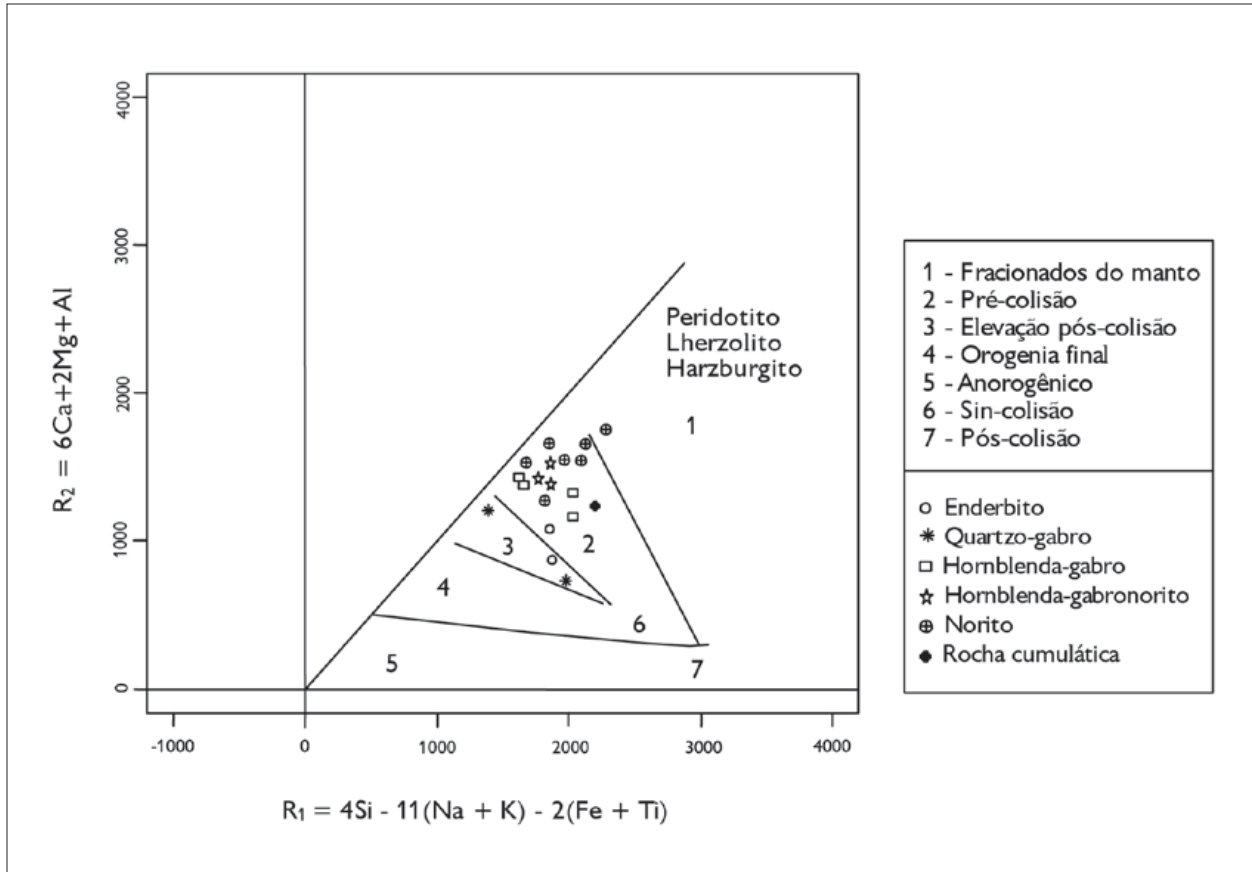


Figura 10. Classificação químico-mineralógica de rochas plutônicas segundo Batchelor & Bowden (1985), aplicada às rochas do Diopsídio-Norito Pium.

do Diopsídio-Norito Pium plotaram no campo dos basaltos intraplaca, com exceção da amostra de aspecto cumulático (CP-61A), que apresenta valores muito baixos de Zr (25,8 ppm; Tabela 2), fazendo com que incida no campo dos basaltos de arco de ilha. Duas amostras pertencentes à variedade hornblenda-gabro plotam fora do campo dos basaltos intraplaca, por possuírem teores mais elevados de Zr.

O diagrama de multielementos normalizados para o manto primitivo, segundo os valores de Sun & McDonough (1989) (Figura 12A), compara o padrão dos elementos incompatíveis das rochas investigadas neste trabalho com os padrões de OIB, E-MORB e N-MORB, onde se nota que as rochas do Diopsídio-Norito Pium têm composição intermediária entre os padrões de OIB e E-MORB. A

anomalia negativa de Nb observada nessas rochas é uma característica típica de ambiente continental.

As Figuras 12B-12C comparam os elementos incompatíveis das rochas do Diopsídio-Norito Pium com o padrão de litotipos máficos, gabronoritos e gabros do Cráton São Francisco (Costa *et al.*, 2006), com diques de alto (ATi) e baixo titânio (BTi; Rivalenti *et al.*, 1998) de Carajás, e diques básicos do norte de Carajás, com geoquímica essencialmente do tipo E-MORB. Nesse diagrama, nota-se que o campo de composição do Diopsídio-Norito Pium mostra maiores afinidades com os campos composicionais dos gabros do Cráton São Francisco e com diques de Carajás ATi (Figura 12C), rochas caracterizadas como de ambiente intracratônico.

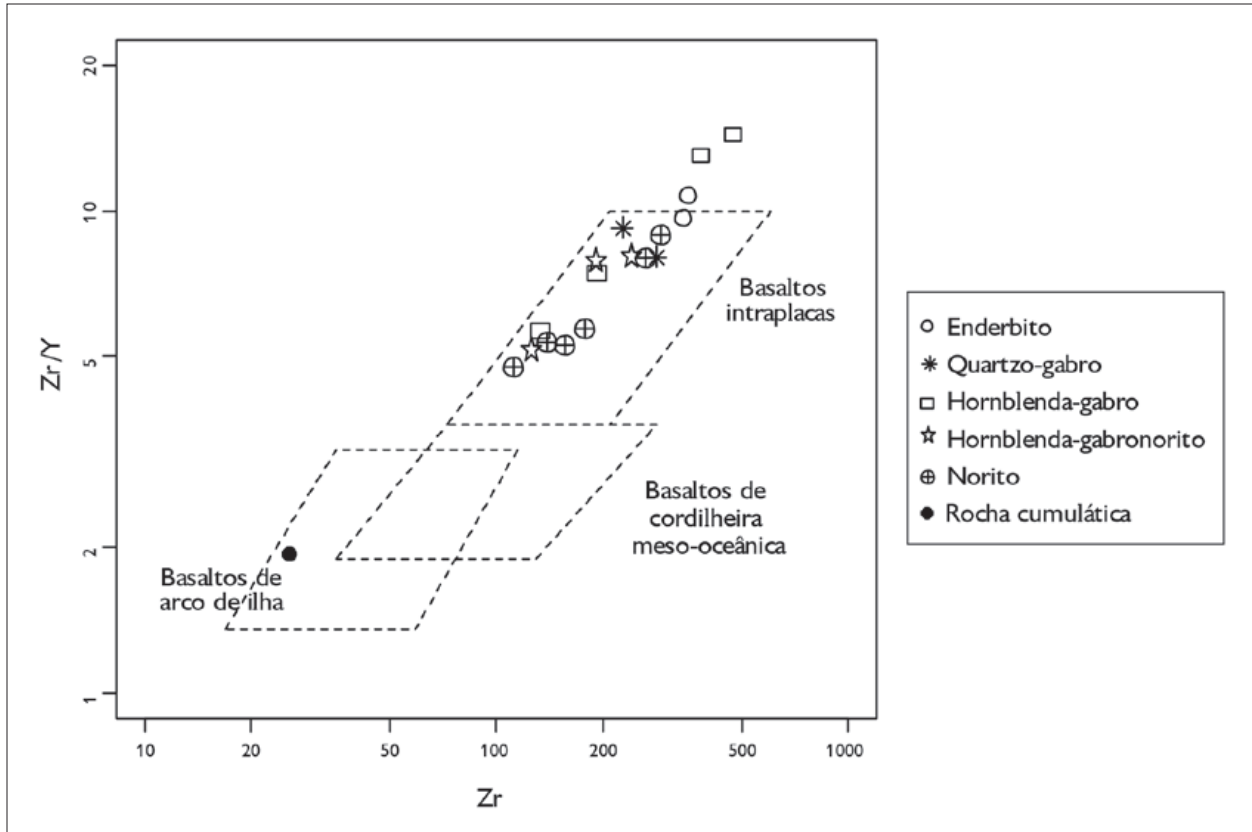


Figura 11. Diagrama discriminante log Zr versus log Zr/Y (Pearce & Norry, 1979) para as rochas do Diopsídio-Norito Pium.

GEOCRONOLOGIA

São apresentados aqui os resultados analíticos obtidos pelos métodos de evaporação Pb-Pb em monocristais de zircão e Sm-Nd em rocha total, que foram obtidos no Laboratório de Geologia Isotópica (PARÁ-ISO) da Universidade Federal do Pará, de acordo com os procedimentos descritos por Kober (1987), tendo sua adaptação a este laboratório discutida por Gaudette *et al.* (1998) e Oliveira *et al.* (2008) (ver Apêndice).

RESULTADOS Pb-Pb EM ZIRCÃO

As amostras utilizadas para datação são representativas das principais variedades petrográficas identificadas nos domínios do Diopsídio-Norito Pium, com suas respectivas localizações indicadas no mapa da Figura 1 e seus resultados sendo apresentados na Tabela 3 e Figura 13: (i) na fácies

diopsídio-norito foram analisados vinte cristais de zircão da fração 180-125 μm , coletados na amostra RDM-06, onde quatro cristais (9, 14, 15, 18) forneceram uma idade média de $2745,2 \pm 1,2$ Ma, com MSWD = 0,2 (Tabela 3, Figura 13); (ii) na fácies hornblenda-gabronorito (amostra RDM-10) foram utilizados dezoito cristais de zircão, dos quais seis (1, 2, 3, 4, 5, 6) forneceram uma idade média de $2744,5 \pm 0,8$ Ma, com MSWD = 1,4 (Tabela 3, Figura 13); (iii) nos quartzo-gabros foram analisados vinte e quatro cristais de zircão da fração 180-125 μm (amostra CP-01A), porém somente cinco (5, 8, 12, 25, 29) forneceram uma idade média de $2744,2 \pm 1,2$ Ma MSWD = 1,2 (Tabela 3, Figura 13). Os cristais de zircão selecionados para essas análises apresentam-se, em sua maioria, com hábitos prismáticos e formas bipiramidais, zonados, transparentes a marrom-claros. Vale ressaltar que, em todas as variedades, os cristais

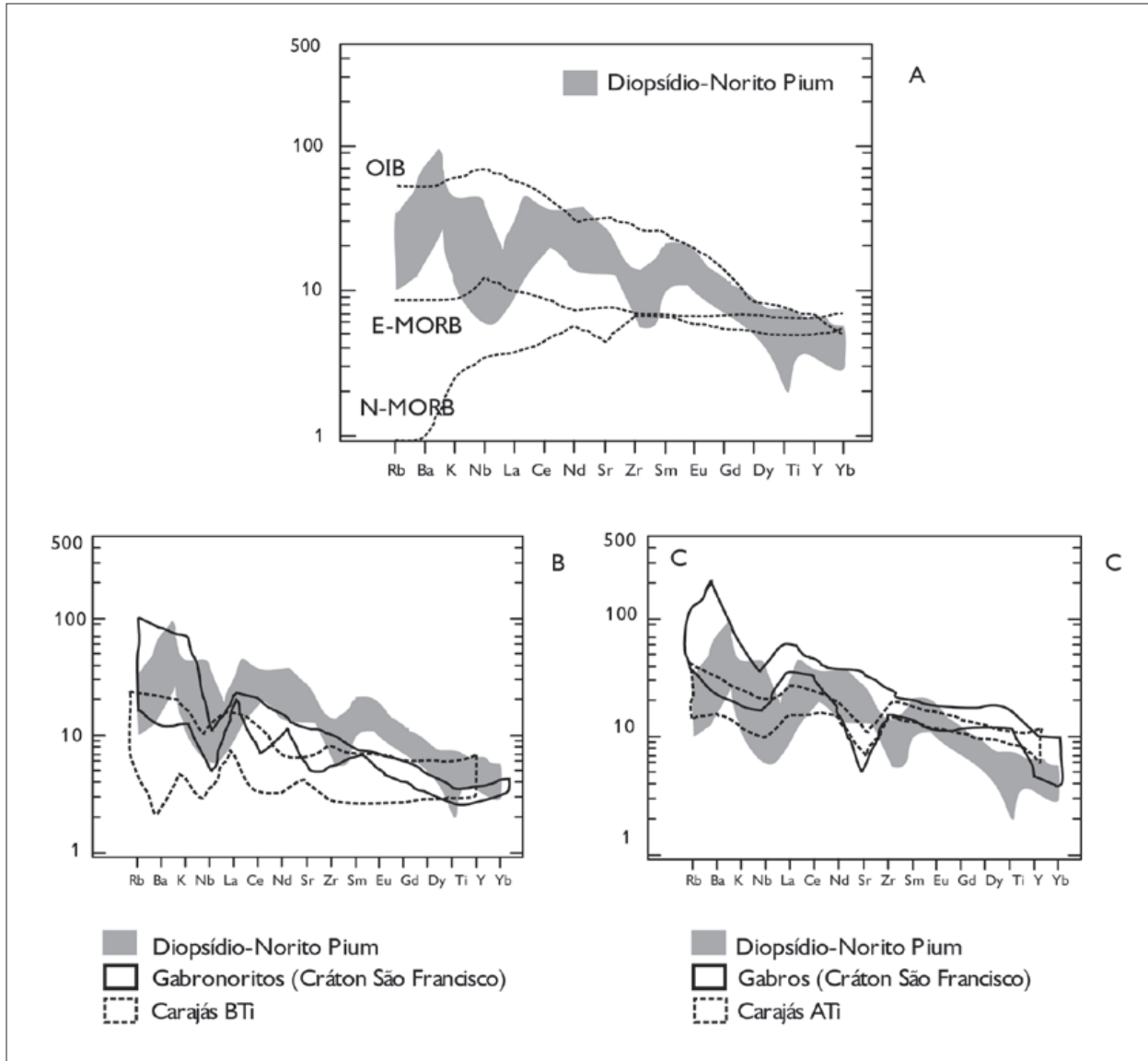


Figura 12. Diagrama de multielementos normalizados para o manto primitivo, segundo os valores de Sun & McDonough (1989): A) os padrões OIB, E-MORB e N-MORB são apresentados para efeito de comparação; B-C) comparações com litotipos máficos dos crátons Amazônico e do São Francisco.

de zircão que apresentaram razões $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superiores a 0,0004 não foram utilizados para o cálculo da idade média.

RESULTADOS Sm-Nd EM ROCHA TOTAL

As análises Sm-Nd em rocha total foram realizadas em seis amostras do Diopsídio-Norito Pium, com o

objetivo de determinar as suas idades-modelo (T_{DM}). Os teores de Sm variam de 5,10 a 7,94 ppm e os de Nd entre 27,94 a 45,68 ppm. Esses valores são elevados e esperados para esse tipo de rocha, com exceção da amostra CP-45 (diopsídio-norito), com valores de Sm de 0,33 ppm e de Nd de 1,63 ppm.

Tabela 3. Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão das amostras do Diopsídio-Norito Pium: RDM-06, RDM-10 e CP-01A. Legenda: (c) = razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ corrigida do Pb comum.

Zircão	Razões	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2 σ	$(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2 σ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2 σ	Idade	2 σ
Diopsídio-norito									
RDM06/9	30/42	0,000064	0,000024	0,31395	0,00101	0,19018	0,00047	2744,1	4,1
RDM06/14	42/104	0,000122	0,000024	0,30873	0,03077	0,19026	0,00029	2744,8	2,5
RDM06/15	60/92	0,000013	0,000004	0,35277	0,03841	0,19034	0,0002	2745,5	1,7
RDM06/18	20/34	0,000015	0,000002	0,34011	0,00135	0,19033	0,00033	2745,4	2,9
	152/272	Idade média =						2745,2	1,2
Hornblenda-gabronorito									
RDM10/1	78/106	0,000072	0,000013	0,27731	0,04369	0,19030	0,00027	2745,1	2,3
RDM10/2	68/74	0,000013	0,000022	0,24985	0,04315	0,19039	0,00018	2745,9	1,5
RDM10/3	70/120	0,000032	0,000017	0,22557	0,00635	0,19011	0,00021	2743,5	1,8
RDM10/4	72/72	0,000035	0,000028	0,23710	0,02251	0,19008	0,00019	2743,3	1,7
RDM10/5	36/76	0,000039	0,000004	0,13877	0,00831	0,19027	0,00029	2744,8	2,5
RDM10/6	66/80	0,000020	0,000004	0,16177	0,00050	0,19023	0,00028	2744,5	2,4
	390/528	Idade média =						2744,5	0,8
Quartzo-gabro									
CP01A/5	24/40	0,000033	0,000005	0,18223	0,00584	0,19024	0,00037	2744,6	3,2
CP01A/8	16/74	0,000234	0,000036	0,16699	0,00118	0,19024	0,00061	2744,6	5,3
CP01A/12	40/60	0,000048	0,000008	0,21156	0,00077	0,19045	0,00033	2746,4	2,9
CP01A/25	28/28	0,000009	0,000019	0,17846	0,01743	0,19025	0,00033	2744,7	2,9
CP01A/29	68/80	0,000040	0,000004	0,20156	0,09352	0,19003	0,00021	2742,8	1,9
	176/282	Idade média =						2744,2	1,2

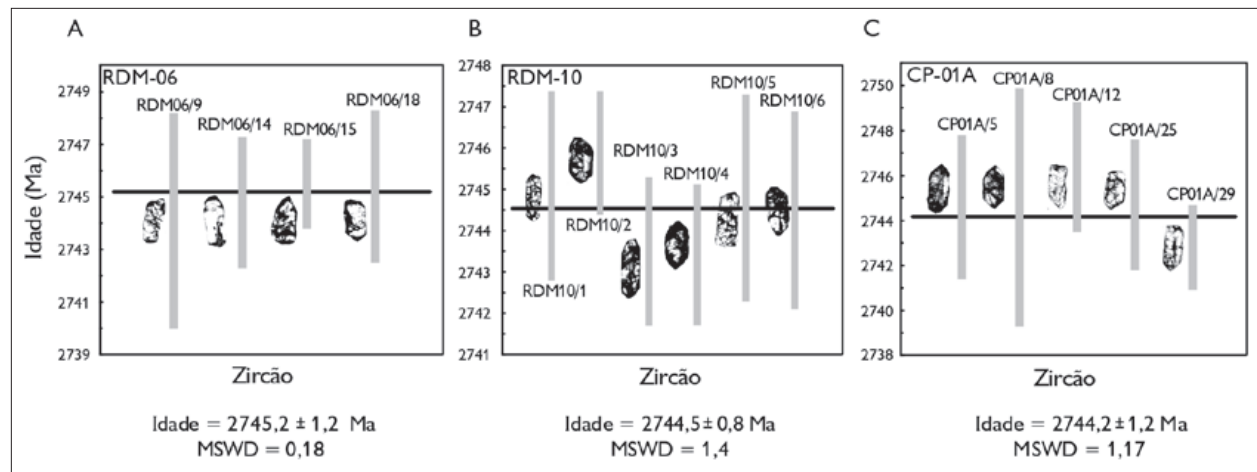


Figura 13. Espectro de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (em Ma) para os zircões das amostras do Diopsídio-Norito Pium: A) diopsídio-norito (RDM-06); B) hornblenda-gabronorito (RDM-10); C) quartzo-gabro (CP-01A). As barras verticais representam os intervalos de erro para cada cristal de zircão analisado e a linha horizontal representa a idade média obtida para cada amostra.

As idades-modelo T_{DM} calculadas por meio da equação de DePaolo (1981) para essas rochas situam-se no intervalo de tempo entre 3,14 e 3,06 Ga. Já os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ variam entre -2,78 e -1,58 (Tabela 4). Tais valores foram calculados utilizando-se as idades de cristalização de ~2,74 Ga, obtidas neste trabalho.

DISCUSSÃO

Os dados geoquímicos demonstram que as rochas do Diopsídio-Norito Pium possuem natureza subalcalina toleítica, bem como uma origem a partir da fusão parcial do manto peridotítico. Esses dados, aliados aos dados petrográficos e de relações de campo, sugerem que houve um processo de evolução magmática a partir dos noritos, passando pelos quartzo-gabros até os enderbitos. Essa evolução pode ter sido comandada por um processo de diferenciação magmática, enriquecendo o líquido em SiO_2 , K_2O , P_2O_5 , TiO_2 , Ba, Sr, Rb, Zr, Nb e Y, e empobrecendo-o em Mg, Fe, Ca e Al. No caso da rocha de natureza cumulática, o forte enriquecimento de MgO e Fe_2O_3 em relação às demais variedades, bem como o marcante empobrecimento de Al_2O_3 , CaO e Na_2O , sugerem que esta variedade foi gerada por acumulação de ortopiroxênio, como evidenciado pelos dados modais. Em geral, o leve enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP e a discreta anomalia negativa de Eu são reflexo do baixo grau de fracionamento dessas rochas. As idades

U-Pb (SHRIMP), inicialmente obtidas por Pidgeon *et al.* (2000) em cristais de zircão zonados, indicam a formação do protólito de uma variedade enderbítica em 3002 ± 14 Ma e um provável evento metamórfico da fácies granulito em 2859 ± 9 Ma. Entretanto, neste trabalho, os estudos geocronológicos forneceram novas idades, obtidas pelo método Pb-Pb (evaporação) em zircão, que apontam para uma idade de cristalização mais jovem (2,74 Ga).

As idades coincidentes fornecidas pelos cristais de zircões de três variedades petrográficas do Diopsídio-Norito Pium – 2745,2 \pm 1,2 Ma (diopsídio-norito), 2744,5 \pm 0,8 Ma (hornblenda-gabronorito) e 2744,2 \pm 1,2 Ma (quartzo-gabro) – indicam que as amostras estudadas são representativas do conjunto e que as idades obtidas refletem a idade de cristalização do Diopsídio-Norito Pium. A contemporaneidade dessas variedades é condizente com as relações de campo descritas, nas quais comumente são observadas feições de *mingling* entre os noritos e variedades mais evoluídas, indicando baixos contrastes de viscosidade entre eles.

Ricci & Carvalho (2006), ao revisarem as amostras estudadas por Araújo & Maia (1991), coletadas próximo dos rios Pium e Cateté, consideraram a hipótese de que a idade mesoarqueana obtida por Pidgeon *et al.* (2000) provavelmente corresponderia à idade de um xenólito de rocha enderbítica no plúton gabroico, que corresponde ao atual Diopsídio-Norito Pium. Entretanto,

Tabela 4. Dados isotópicos Sm-Nd das rochas do Diopsídio-Norito Pium. Legenda: * = idade inferida.

Amostras	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$ (2 σ)	$f_{(Sm/Nd)}$	$\Sigma_{Nd(0)}$	T_{DM} (Ga)	$\Sigma_{Nd}(t)$	Idade (Ma)
Diopsídio-norito									
RDM-06	7,94	45,68	0,105051	0,510886 (10)	-0,47	-34,18	3,06	-1,80	2745
CP-45	0,33	1,63	0,120817	0,511180 (14)	-0,39	-28,44	3,10	-1,64	2745*
CP-42	6,37	33,68	0,114314	0,511065 (18)	-0,42	-30,68	3,08	-1,58	2745*
Hornblenda-gabronorito									
RDM-10	7,38	39,65	0,112544	0,511022 (5)	-0,43	-31,52	3,09	-1,80	2744
Hornblenda-gabro									
RDM-09B	6,71	38,26	0,106013	0,510855 (16)	-0,46	-34,78	3,14	-2,78	2743
RDM-09A	5,10	27,94	0,110444	0,510989 (14)	-0,44	-32,17	3,07	-1,72	2743



durante o mapeamento realizado neste trabalho, não foram encontrados ou descritos xenólitos de rocha enderbítica que comprovassem essa hipótese. As amostras classificadas neste trabalho como enderbito (CP-27C, CP-23A) ocorrem em pontos localizados e não apresentam feições que sugiram ser enclaves. Gabriel *et al.* (2010) caracterizaram como leucoenderbitos (ortopiroxênio-trondhjemitos) granitoides sem evidências de metamorfismo da região de Vila Cedere III, que ocorrem em torno da borda oeste do Diopsídio-Norito Pium e que anteriormente eram relacionados ao Complexo Xingu. Os estudos geocronológicos Pb-Pb em zircão dessas rochas forneceram uma idade de 2,75 Ga. Nesse sentido, Vasquez *et al.* (2008) consideram os granulitos félsicos que ocorrem entre a aldeia indígena Chicrim e o rio Cateté como os únicos representantes do embasamento granulítico do Domínio Carajás. A localização imprecisa da amostra datada por Pidgeon *et al.* (2000) sugere que a mesma não representa uma rocha da área próxima ao rio Pium.

Feio *et al.* (2013) obtiveram a idade de cristalização de 2730 ± 10 Ma para alguns corpos graníticos da Suíte Planalto e sugerem que há uma ligação genética entre este magmatismo e aquele formador do Diopsídio-Norito Pium, apontando similaridades nos processos de formação das duas unidades. Relações de coexistência (*magma mingling*) também são descritas entre as unidades. Feio *et al.* (2013) sugerem, com base em dados U-Pb e Pb-Pb em zircão, que as rochas do Granito Planalto sejam contemporâneas às rochas do Diopsídio-Norito Pium. Entretanto, apesar de as idades serem bem próximas, os dados obtidos neste trabalho, junto com aqueles de Gabriel *et al.* (2010) e Oliveira *et al.* (2010), indicam que os noritos e as rochas associadas tenham se formado entre 2754-2733 Ma, ou seja, um pouco antes dos granitos do tipo Planalto, formados entre 2736-2710 Ma (Feio *et al.*, 2012). Com efeito, as características petrográficas, texturais e geoquímicas das rochas do Diopsídio-Norito Pium são similares às verificadas em ambientes extensionais,

sendo provavelmente associadas ao estágio de abertura da Bacia Carajás, enquanto os granitos do tipo Planalto refletem um contexto compressivo, associado ao estágio de inversão da Bacia, como discutido por Feio *et al.* (2012).

As idades-modelo T_{DM} entre 3,14 e 3,06 Ga obtidas para as rochas do Diopsídio-Norito Pium sugerem que elas são derivadas de fontes mantélicas mais antigas, separadas do manto a cerca de 3,1 Ga, enquanto que os valores de $\epsilon_{Nd}(t = 2,74 \text{ Ga})$ entre -2,78 e -1,58 indicam o envolvimento de fontes crustais em sua gênese. Tais idades confirmam um importante período de formação de crosta no Mesoarqueano, como já fora proposto por Sato & Tassinari (1997), Galarza *et al.* (2002), Barros *et al.* (2004) e Macambira *et al.* (2009), para a região do Domínio Carajás (3,2-2,9 Ga); por Feio *et al.* (2012, 2013) e Galarza *et al.* (2012), para o Domínio de Transição (3,1-2,9 Ga); bem como por Macambira & Lancelot (1996), Dall'Agnol *et al.* (1999), Souza *et al.* (2001), Rämö *et al.* (2002) e Rolando & Macambira (2003), para a região do Domínio Rio Maria (3,0-2,9 Ga), sul da Província Carajás (Figura 14).

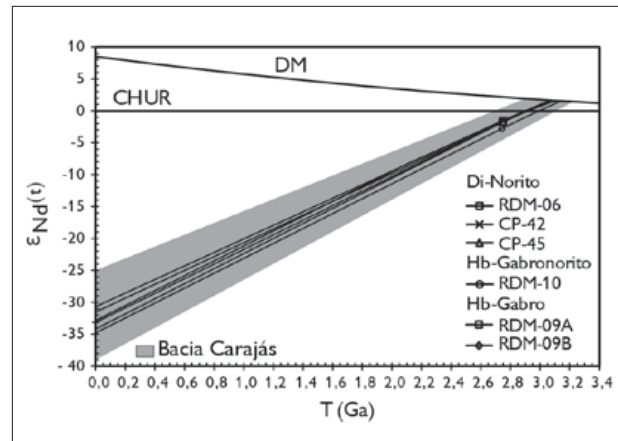


Figura 14. Diagrama ϵ_{Nd} versus idade (Ga) mostrando as composições isotópicas de Nd e idade modelo T_{DM} para as rochas do Diopsídio-Norito Pium. Curvas de evolução do manto empobrecido, *Depleted Mantle* (DM) (DePaolo, 1981) e Reservatório Condritico Uniforme, *Reservoir Chondritic Uniform* (CHUR) (DePaolo & Wasserburg, 1976) comparados ao intervalo de formação de crosta da região de Carajás. Legendas: Di = diopsídio; Hb = hornblenda.

CONCLUSÕES

- As rochas do Diopsídio-Norito Pium apresentam textura gabroica e características ígneas primárias muito bem preservadas, sendo constituídas por noritos (\pm gabronoritos), quartzo-gabros, com variações para enderbitos máficos, e, de maneira restrita, rochas cumuláticas. O mapeamento geológico revelou a existência de dois corpos graníticos intrusivos na área de ocorrência do Diopsídio-Norito Pium, com características específicas que possivelmente os associam àqueles representantes do magmatismo do tipo Planalto;

- As análises petrográficas demonstraram que não há um contraste textural e composicional acentuado entre as variedades petrográficas identificadas neste trabalho. Entretanto, as rochas estudadas foram separadas em sete grupos, em função da variação da proporção de seus constituintes minerais: i) noritos, ii) gabronoritos, iii) hornblenda-gabronoritos, iv) hornblenda-gabros, v) quartzo-gabros, vi) enderbitos e vii) rocha ultramáfica de aspecto cumulático;

- O grupo amplamente dominante é constituído por noritos, os quais são mesocráticos ($M = 40\%$), de textura granular hipidiomórfica fina (~ 1 mm), cuja mineralogia é formada por plagioclásio (andesina), ortopiroxênio (hiperstênio), clinopiroxênio (diopsídio), hornblenda e biotita; minerais opacos (sulfetos, magnetita e ilmenita) são as principais fases acessórias, além da escapolita como principal mineral secundário;

- Os dados geoquímicos demonstram que as rochas do Diopsídio-Norito Pium possuem enriquecimento em Fe_2O_3 em relação ao MgO , apontando sua natureza subalcalina toleítica, bem como uma origem a partir da fusão parcial de manto peridotítico. Diagramas de ambiência tectônica, utilizando como parâmetros o Zr e Y, evidenciaram que essas amostras possuem afinidades geoquímicas com basaltos intraplacas;

- Os resultados obtidos apontam para um processo de evolução magmática a partir dos noritos, passando pelos quartzo-gabros, até os enderbitos. Essa evolução foi

comandada por diferenciação magmática, enriquecendo o líquido em SiO_2 , K_2O , P_2O_5 , TiO_2 , Ba, Sr, Rb, Zr, Nb e Y, e empobrecendo-o em Mg, Fe, Ca e Al. O moderado enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP e a discreta anomalia negativa de Eu são reflexo do baixo grau de fracionamento dessas rochas;

- O comportamento de Mg, Ca e Fe, e, mais restritamente, Ni, Co e Sc, justifica claramente que as principais fases fracionantes nesse *trend* de evolução sejam os minerais ferromagnesianos, sobretudo os clino e ortopiroxênios;

- A rocha de natureza cumulática apresenta um forte enriquecimento de MgO e Fe_2O_3 em relação às demais variedades, bem como o marcante empobrecimento de Al_2O_3 , CaO e Na_2O , sugerindo que essa variedade foi gerada por acumulação de cristais de piroxênios, em especial ortopiroxênio, como é evidenciado pelos dados modais;

- As idades Pb-Pb em zircão obtidas para as variedades do Diopsídio-Norito Pium de 2745 ± 1 Ma a 2744 ± 1 Ma são consideradas idades de cristalização desse corpo e divergem daquelas inicialmente obtidas, reportadas na literatura. Relações de coexistência entre essas variedades ainda no estado plástico reforçam a ideia de que este corpo formou-se ao longo de um único evento magmático;

- As idades de cristalização obtidas para as rochas do Diopsídio-Norito Pium (2,74 Ga) sugerem que elas são precoces em relação aos granitos do tipo Planalto, cristalizados entre 2736-2710 Ma. As características petrográficas, texturais e geoquímicas das rochas do Diopsídio-Norito Pium sugerem ainda sua colocação em um ambiente extensional, provavelmente associado ao estágio de abertura da Bacia Carajás;

- As análises Sm-Nd forneceram idades-modelo T_{DM} entre 3,14 e 3,06 Ga para as rochas do Diopsídio-Norito Pium, sugerindo sua derivação a partir de fontes separadas do manto a cerca de 3,1 Ga, enquanto que os valores de ϵ_{Nd} ($t = 2,74$ Ga) entre -2,78 e -1,58 indicam o envolvimento de fontes crustais durante sua formação. As idades-modelo confirmam um importante período de formação de crosta durante o Mesoarqueano na Província Carajás.

AGRADECIMENTOS

Aos pesquisadores do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitoides da Universidade Federal do Pará (UFPA), pelo apoio nas diversas etapas deste trabalho; ao Instituto de Geociências e ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica da UFPA, pelo suporte técnico; à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de mestrado ao primeiro autor; ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), por concessão de bolsas de produtividade em pesquisa (D. C. Oliveira – Processos nº 502074/2009-4 e 311610/2012-9); à Faculdade de Geologia do Campus de Marabá, pelo apoio às atividades de campo. Este trabalho é uma contribuição para o convênio Vale/Fundação Amazônia Paraense de Amparo à Pesquisa (FAPESPA), edital 01/2010, Instrumento de Concessão e Aceitação de Apoio Financeiro (ICAAF): 053/2011, e para o Programa Institutos Nacionais de Ciência e Tecnologia (INCT) de Geociências da Amazônia (GEOCIAM – CNPq/MCT/FAPESPA – Processo nº 573733/2008-2).

REFERÊNCIAS

- ARAÚJO, O. J. B., R. G. N. MAIA, J. J. X. SILVA & J. B. S. COSTA, 1988. A megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás. **Anais do Congresso Latino-Americano de Geologia** 7(1): 324-338.
- ARAÚJO, O. J. B. & R. G. N. MAIA, 1991. **Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás; Subprograma Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais; Folha SB.22-Z-A Serra dos Carajás – Estado do Pará**: 1-136. DNPM/CPRM, Brasília.
- BARROS, C. E. M., M. J. B. MACAMBIRA, P. BARBEY & T. SCHELLER, 2004. Dados isotópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: implicações petrológicas e tectônicas. **Revista Brasileira de Geociências** 34(4): 531-538.
- BATCHELOR, R. A. & P. BOWDEN, 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. **Chemical Geology** 48(1-4): 43-55.
- BOSSI, J., N. CAMPAL, L. CIVETTA, G. DEMARCHI, V. A. V. GIRARDI, M. MAZZUCHELLI, L. NEGRINI, G. RIVALENTI, A. R. S. FRAGOSO CESAR, S. SINIGOI, W. TEIXEIRA, E. M. PICCIRILLO & M. MOLESINI, 1993. Early Proterozoic dike swarms from western Uruguay: geochemistry, Sr-Nd isotopes and petrogenesis. **Chemical Geology** 106(3-4): 263-277.
- COSTA, P. C. C. M. A. CARNEIRO, W. TEIXEIRA, V. A. V. GIRARDI, H. A. N. JÚNIOR, A. H. OLIVEIRA & R. A. FERNANDES, 2006. Estudo geoquímico e petrológico dos diques máficos da região de Candeias-Campo Belo-Santo Antônio do Amparo (MG), porção meridional do Cráton São Francisco. **Geologia USP. Série Científica** 5(2): 65-84.
- COX, K. G., J. D. BELL & R. J. PANKHURST, 1979. **The interpretation of igneous rock**: 1-450. George Allen & Unwin, London/Boston.
- DALL'AGNOL, R., Z. S. SOUZA, F. J. ALTHOFF, C. E. M. BARROS, A. A. S. LEITE & X. S. JORGE JOÃO, 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. **Extended Abstracts of the International Symposium on Granites and Associated Mineralizations** 2: 135-161.
- DALL'AGNOL, R., O. T. RÄMÖ, M. S. MAGALHÃES & M. J. B. MACAMBIRA, 1999. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. **Lithos** 46(3): 431-462.
- DE LA ROCHE, H., J. LETERRIER, P. GRANDCLAUDE & M. MARCHAL, 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 -diagram and major element analyses – Its relationships with current nomenclature. **Chemical Geology** 29(1-4): 183-210.
- DEPAOLO, D. J., 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth** 86(B11): 10470-10488.
- DEPAOLO, D. J. & G. J. WASSERBURG, 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. **Geophysical Research Letters** 3(5): 249-252.
- FEIO, G. R. L., 2011. **Magmatismo granitoide arqueano da área de Canaã dos Carajás**: implicações para a evolução crustal da Província Carajás: 1-190. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica) – Universidade Federal do Pará, Belém. Disponível em: <http://www.ppgg.ufpa.br/arquivos/resumos/teses/2011_tese_Gilmara_Feio.pdf>. Acesso em: 13 janeiro 2012.
- FEIO, G. R. L., R. DALL'AGNOL, E. L. DANTAS, M. J. B. MACAMBIRA, A. C. B. GOMES, A. S. SARDINHA, D. C. OLIVEIRA, R. D. SANTOS & P. A. SANTOS, 2012. Geochemistry, geochronology, and origin of the Neoproterozoic Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites? **Lithos** 151: 57-73.
- FEIO, G. R. L., R. DALL'AGNOL, E. L. DANTAS, M. J. B. MACAMBIRA, J. O. S. SANTOS, F. J. ALTHOFF & J. E. B. SOARES, 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. **Precambrian Research** 227: 157-185.
- GABRIEL, E. O., D. C. OLIVEIRA & M. J. B. MACAMBIRA, 2010. Caracterização geológica, petrográfica e geocronológica de ortopiroxênio-trondhjemitos (leucoenderbitos) da Região de Vila Cedere III, Canaã dos Carajás-PA, Província Mineral de Carajás. **Resumos do Congresso Brasileiro de Geologia** 45: 1 CD-ROM.

- GALARZA, M. A. & M. J. B. MACAMBIRA, 2002. Geocronologia e evolução crustal da área do depósito de Cu-Au Gameleira, Província Mineral de Carajás (Pará), Brasil. **Geologia USP. Série Científica** 2: 143-159.
- GALARZA, M. A., D. C. OLIVEIRA, R. D. SANTOS, A. C. MARTINS, A. N. SANTOS & P. J. L. SANTOS, 2012. Geocronologia do diopsídio-norito Pium e granitóides associados, Canaã dos Carajás, Província Carajás. **Resumos do Congresso Brasileiro de Geologia** 46: 1 CD-ROM.
- GAUDETTE, H. E., J. M. LAFON, M. J. B. MACAMBIRA, C. V. MOURA & T. SCHELLER, 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from the Precambrian of Brazil. **Journal of South American Earth Sciences** 11(4): 351-363.
- HIRATA, W. K., J. C. RIGON, A. A. C. CORDEIRO & E. M. MEIRELES, 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. **Anais do Simpósio de Geologia da Amazônia** 1: 100-110.
- IRVINE, T. N. & W. R. A. BARAGAR, 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences** 8(5): 523-548.
- JAQUES, A. L. & D. H. GREEN, 1979. Determination of liquid compositions in high-pressure melting of peridotite. **American Mineralogist** 64: 1312-1321.
- JAQUES, A. L. & D. H. GREEN, 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 73(3): 287-310.
- KOBER, B., 1987. Single-zircon evaporation combined with Pb⁺ emitter bedding for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb-age investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 96(1): 63-71.
- LE MAITRE, R. W. (Ed.), 2002. **Igneous rocks: a classification and glossary of terms: 1-193**. Cambridge University Press, London.
- LUDWIG, K. R., 2004. **Special publication**. User's manual for ISOPLOT/EX: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel (version 3.1), 4. Berkeley Geochronology Center, Berkeley.
- MACAMBIRA, M. J. B. & J. R. LANCELOT, 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, Southeastern Amazonian Craton, Brazil. **International Geology Review** 38(12): 1134-1142.
- MACAMBIRA, M. J. B., M. L. VASQUEZ, D. C. C. SILVA, M. A. GALARZA, C. E. M. BARROS & J. F. CAMELO, 2009. Crustal growth of the central-eastern Paleoproterozoic domain, SW Amazonian craton: juvenile accretion vs. reworking. **Journal of South American Earth Sciences** 27(4): 235-246.
- MACDONALD, G. A. & T. KATSURA, 1964. Chemical composition of Hawaiian Lavas. **Journal of Petrology** 5(1): 82-133.
- NAKAMURA, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 38(5): 757-775.
- OLIVEIRA, D. C., P. J. L. SANTOS, E. O. GABRIEL, D. S. RODRIGUES, A. C. FARESin, M. L. T. SILVA, S. D. SOUSA, R. V. SANTOS, A. C. SILVA, M. C. SOUZA, R. D. SANTOS & M. J. B. MACAMBIRA, 2010. Aspectos geológicos e geocronológicos das rochas magmáticas e metamórficas da região entre os municípios de Água Azul do Norte e Canaã dos Carajás – Província Mineral de Carajás. **Resumos do Congresso Brasileiro de Geologia** 45: 1 CD-ROM.
- OLIVEIRA, E. C., J. M. LAFON, S. M. C. L. GIOIA & M. M. PIMENTEL, 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. **Revista Brasileira de Geociências** 38(1): 114-127.
- PEARCE, J. A. & M. J. NORRY, 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. **Contributions to Mineralogy and Petrology** 69(1): 33-47.
- PEREIRA, E. D., 1992. **Contribuição à evolução geológica da parte oriental da Província Amazônia Central através da geocronologia Rb-Sr da Província Mineral de Carajás e região de São Felix do Xingu, Pará**. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Universidade Federal do Pará, Belém. Disponível em: <www.ppgg.ufpa.br/arquivos/resumos/dissertacoes/1992_dissertacao_Edileia_Pereira.pdf>. Acesso em: 27 agosto 2010.
- PIDGEON, R. T., M. J. B. MACAMBIRA & J. M. LAFON, 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. **Chemical Geology** 166(1-2): 159-171.
- RÄMÖ, O. T., R. DALL'AGNOL, M. J. B. MACAMBIRA, A. A. S. LEITE & D. C. OLIVEIRA, 2002. 1.88 Ga oxidized A-type granites of the Rio Maria region, eastern Amazonian Craton, Brazil: positively anorogenic. **The Journal of Geology** 110(5): 603-610.
- RENNE, P. R., T. C. ONSTOTT & J. J. X. SILVA, 1988. ⁴⁰Ar/³⁹Ar and paleomagnetic results from the Guapore Shield: further implications for the nature of the Middle-Late Proterozoic mobile belts of Gondwanaland. **Anais do Congresso Latino-Americano de Geologia** 7(1): 348-362.
- RICCI, P. S. F. & M. A. CARVALHO, 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – A deep seated high-T gabbroic pluton (charnockitoid-like) with xenoliths of enderbitic gneisses dated at 3002 Ma – The basement problem revisited. **Resumos Expandidos do Simpósio de Geologia da Amazônia** 8(1): 1 CD-ROM.
- RIVALENTI, G., M. MAZZUCHELLI, V. A. V. GIRARDI, G. CAVAZZINI, C. FINATTI, M. A. BARBIERI & W. TEIXEIRA, 1998. Petrogenesis of the Paleoproterozoic basalt-andesite-rhyolite dyke association in the Carajás region, Amazonian craton. **Lithos** 43(4): 235-265.



- RODRIGUES, E. S., J. M. LAFON & T. SCHELLER, 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. **Boletim de Resumos Expandidos do Congresso Brasileiro de Geologia** 31(2): 183-184.
- ROLANDO, A. P. & M. J. B. MACAMBIRA, 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. **Expanded Abstract of the South American Symposium on Isotope Geology** 4: 1 CD-ROM.
- SANTOS, J. O. S., 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. In: L. A. BIZZI, C. SCHOBENHAUS, R. M. VIDOTTI & J. H. GONÇALVES (Eds.): **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**: 169-226. Serviço Geológico do Brasil, Brasília.
- SATO, K. & C. C. G. TASSINARI, 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: M. L. COSTA & R. S. ANGÉLICA (Eds.): **Contribuições à Geologia da Amazônia**: 91-142. Sociedade Brasileira de Geociências, Belém.
- SOUZA, Z. S., A. POTREL, J. M. LAFON, F. J. ALTHOFF, M. M. PIMENTEL, R. DALL'AGNOL & C. G. OLIVEIRA, 2001. Isótopos de Nd, Pb e Sr de greenstone belt arqueano da região de Rio Maria, SE do Pará: implicações na evolução geodinâmica do Cráton Amazônico. **Resumos Expandidos do Simpósio de Geologia da Amazônia** 7: 1 CD-ROM.
- STACEY, J. S. & J. D. KRAMERS, 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. **Earth and Planetary Science Letters** 26(2): 207-221.
- STRECKEISEN, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. **Earth-Science Reviews** 12(1): 1-33.
- SUN, S. & W. F. MCDONOUGH, 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A. D. N. SAUNDERS & M. J. NORRY (Eds.): **Magmatism in the Ocean Basins**: 313-346. The Geological Society (Special Publication, 42), Oxford.
- TAKAHASHI, E. & I. KUSHIRO, 1983. Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. **American Mineralogist** 68: 859-879.
- VASQUEZ, M. L., L. R. ROSA-COSTA, C. G. SILVA, P. F. RICCI, J. O. BARBOSA, E. L. KLEIN, E. S. LOPES, E. B. MACAMBIRA, C. L. CHAVES, J. M. CARVALHO, J. G. OLIVEIRA, G. C. ANJOS & H. R. SILVA, 2008. Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. In: M. L. VASQUEZ & L. T. ROSA-COSTA (Orgs.): **Escala 1:1.000.000**: 118-121. CPRM, Belém.
- WEDEPOHL, K. H., 1970. Rubidium. In: K. H. WEDEPOHL (Ed.): **Handbook of geochemistry**: 37B-37N. Springer-Verlag, Berlin.

APÊNDICE. Técnicas analíticas para Geocronologia.

O método de evaporação de Pb em monocristais de zircão foi desenvolvido por Kober (1987), sendo sua adaptação para o Pará-Iso apresentada por Gaudette *et al.* (1998). Essa técnica posiciona frente a frente dois filamentos de rênio, sendo um de evaporação em forma de canoa, onde o cristal de zircão é aprisionado, e um de ionização, a partir do qual o Pb é analisado (Kober, 1987). Geralmente, são realizadas três etapas de evaporação a 1.450 °C, 1.500 °C e 1.550 °C, com intervalos de tempo de três a cinco minutos de evaporação para cada etapa. O Pb evaporado deposita-se imediatamente no filamento de ionização, o qual é mantido em temperatura ambiente. Dependendo da quantidade de Pb que o cristal contém e de sua capacidade em se fixar no filamento de ionização, pode-se realizar até três ou mais etapas de evaporação. Passado o tempo de evaporação, o filamento é desligado e o filamento de ionização é aquecido a uma temperatura em torno de 1.050 °C até 1.200 °C, e o Pb ali depositado é ionizado. Em cada etapa de ionização, são obtidos cinco blocos de dados (análise em contador de íons), gerando um bloco com oito razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em cinco varreduras. A partir das médias das razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos blocos, define-se uma idade para cada etapa de ionização. Em geral, são consideradas as idades obtidas nas etapas de mais alta temperatura, que são as mais representativas da idade de cristalização do mineral, eliminando-se as etapas de mais baixa temperatura. Esses resultados são representados em um diagrama Idade (Ma) *versus* os zircões analisados com desvios a 2σ , e as correções do Pb de contaminação e inicial são feitas mediante uso do modelo do Pb em estágio duplo, proposto por Stacey & Kramers (1975), utilizando a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. As razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ foram corrigidas para um fracionamento de massa de $0,07 \pm 0,03\%$ por

u.m.a., determinadas a partir de análises repetidas do padrão de Pb NBS-982. Para o tratamento estatístico dos resultados analíticos, como o cálculo da idade, erro analítico e diagrama, utilizaram-se os softwares Zircão (Pará-Iso) e Isoplot, de Ludwig (2004).

As análises isotópicas Sm-Nd em rocha total obtidas no Pará-Iso seguiram a metodologia descrita por Oliveira *et al.* (2008), que consiste em adicionar o *spike* $^{150}\text{Nd}/^{149}\text{Sm}$ em 100 mg de amostra de rocha. A essa solução, foi adicionado HF + HNO₃ em frasco de Teflon dentro de recipiente PARR, a 150 °C, por uma semana. Após a evaporação, uma nova adição de HF + HNO₃ foi realizada, e a solução foi colocada para secar, sendo, em seguida, dissolvida com HCl (6N). Concluída a secagem, a amostra foi diluída com HCl (2N). Após a última evaporação, os elementos terras raras foram separados dos outros elementos por troca cromatográfica, usando a resina Dowex 50WX-8, HCl (2N) e HNO₃ (3N). Após isso, Sm e Nd foram separados dos outros ETR por troca cromatográfica aniônica, usando resina Dowex AG1-X4 com a mistura de HNO₃ (7N) e metanol. As frações concentradas de Sm e Nd coletadas são, então, evaporadas. Em seguida, 1 ml de HNO₃*** concentrado (3%) é adicionado em cada amostra e as soluções são levadas ao espectrômetro ICP-MS para leitura de suas razões isotópicas, em média de oito a seis blocos para Nd e Sm, respectivamente. Durante o período das análises isotópicas, as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$, o fracionamento de massa foi corrigido no modo exponencial e os *standards* de Nd 'La Jolla' e solução de calibração Neptune forneceram valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de $0,511834 \pm 0,000005$ e $0,517735 \pm 0,000009$ (2σ média de dez leituras), respectivamente. As idades-modelo T_{DM} e os valores dos parâmetros $\epsilon_{\text{Nd}}(T = \text{idade de cristalização})$ foram calculados usando o modelo de DePaolo (1981).