

SERVIÇO PÚBLICO FEDERAL UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO DIOPSÍDIO-NORITO PIUM, CANAÃ DOS CARAJÁS, PROVÍNCIA CARAJÁS

Dissertação apresentada por:

ROSELI DIAS DOS SANTOS Orientador: Dr. Marco Antonio Galarza Toro (UFPA)

> Belém 2012

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)

Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

S237

Santos, Roseli Dias dos

Geologia, geoquímica e geocronologia do diopsídio-norito Pium, Canaã dos Carajás, Província Carajás / Roseli Dias dos Santos; Orientador: Marco Antonio Galarza Toro – 2012 ix, 68 f.: il.

Dissertação (mestrado em geoquímica e petrologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2012.

1. Geocronologia. 2. Diopsídio-norito Pium. 3. Província Carajás. 4. Cráton Amazônico. I. Galarza Toro, Marco Antonio, *orient*. II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22° ed.: 551.7098115



Universidade Federal Do Pará Instituto De Geociências Programa De Pós Graduação Em Geologia E Geoquímica

GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO DIOPSÍDIO-NORITO PIUM, CANAÃ DOS CARAJÁS, **PROVÍNCIA CARAJÁS**

DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR

ROSELI DIAS DOS SANTOS

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de **GEOQUÍMICA E PETROLOGIA**

Data de aprovação: 12 / 11 / 2012

Banca Examinadora:

Prof. Marco Antonio Galarza Toro (Orientador - UFPA)

Prof. Jean Michel Lafon (Membro - UFPA)

Prof. Elson Paiva de Oliveira (Membro - UNICAMP)

À Deus, À meus Pais, À meus amigos.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho não poderia ter sido desenvolvido sem a colaboração de pessoas e instituições, dessa forma reservo este espaço para expressar meus sinceros agradecimentos, a todos que me ajudaram no decorrer do seu desenvolvimento.

Agradeço em primeiro lugar a Deus, que sempre caminhou ao meu lado, me dando força para superar as dificuldades. Aos meus pais, por me incentivarem desde criança e representarem para mim exemplos de confiança, coragem e determinação.

À Universidade Federal do Pará pela infra-estrutura.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de pesquisa durante a realização deste trabalho.

Ao projeto de pesquisa do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM, coordenada pelo Prof. Dr. Roberto Dall'Agnol. CNPq/MCT/FAPESPA, pelo apoio financeiro nas diversas etapas deste trabalho.

Ao professor Marco Antonio Galarza Toro, por aceitar conduzir-me na orientação deste trabalho.

Ao professor Davis Carvalho de Oliveira, pela colaboração e motivação, com discussões que foram indispensáveis ao longo deste trabalho.

A todos os técnicos do Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da Universidade Federal do Pará, pela imensa ajuda na obtenção dos dados para este trabalho.

Não há vida sem correção, sem retificação. Paulo Freire

RESUMO

O Diopsídio-norito Pium que aflora entre as localidades de Vila Feitosa e Cedere III, município de Canaã dos Carajás, consiste em um corpo alongado de aproximadamente 35 km, paralelo à foliação regional E-W. É formado por rochas de composição gabróica, noritos, gabronoritos, hornblenda-gabronoritos, hornblenda-gabros e quartzo-gabros, incluindo as variedades ricas em quartzo (endertbitos). As relações de campo mostram que a variedade de composição norítica ocorre ora como enclaves angulosos e de contatos retilíneos no interior das rochas quartzo-gabróicas, evidenciando alto contraste de viscosidade entre ambas, ora como um enxame de *enclaves* arredondados (bubbles / autólitos)no interior da variedade hornblenda-gabro, podendo significar que os noritos são significativamente mais antigos. Os dados geoquímicos mostram que essas rochas possuem natureza sub-alcalina toleítica. Diagramas de ambiência tectônica utilizando como parâmetros o Zr e Y evidenciaram que estas amostras possuem afinidades geoquímicas com basaltos intraplaca. Estes 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. Esta evolução pode ter sido comandada por um processo de diferenciação magmática, enriquecendo o líquido em SiO₂, K₂O, P₂O₅, TiO₂, Ba, Sr, Rb, Zr, Nb e Y, ou por diferentes graus de fusão parcial, onde o magma de composição norítica seria a fonte do quartzo-gabro, como é sugerido pelas relações de campo. No caso da rocha cumulática, o forte enriquecimento de MgO e Fe₂O₃t em relação às demais, bem como o marcante empobrecimento de Al₂O₃, CaO e Na₂O, sugerem que esta variedade foi gerada por acumulação de cristais de piroxênios, como evidenciado pelos dados modais e pela sua acentuada anomalia negativa de Eu. O leve enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP reflete um baixo grau de fracionamento dessas rochas. Os novos dados geocronológicos obtidos neste trabalho revelam-se completamente distintos dos dados existentes na literatura. As idades obtidas pelo método Pb-Pb por evaporação em zircão foram de 2745.2 ± 1.2 Ma para a fácies diopsídio-norito (RDM-06),2744,5 ± 0,8 Ma para a fácies hornblendagabronorito (RDM10) e 2744,2 ± 1,2 Ma (CP-01A) para a fácie quartzo-gabro. Relações de coexistências entre estas variedades ainda no estado plástico reforçam a ideia deste corpo ter se formado em um único pulso magmático. As idades de cristalização obtidas para as rochas do Diopsídio-Norito Pium (2,74 Ga) sugerem que elas tenham sido formadas um pouco antes dos granitos do tipo Planalto formado entre

2736-2710 Ma. As caracteríticas das rochas do Diopisídio-Norito Pium sugerem ainda um ambiente extensional, associado ainda ao estágio de abertura da Bacia Carajás. As análises Sm-Nd forneceram idades modelos T_{DM} entre 3,14 e 3,06 Ga sugerindo que as mesmas são derivadas de fontes mantelicas 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 em sua gênese. As idades modelo confirmam um importante período de formação de crosta no mesoarqueano na Província Carajás.

Palavras-chaves: Geocronologia. Diopsídio-norito Pium. Província Carajás. Cráton Amazônico.

ABSTRACT

The Diopsídio-norito Pium that occurs between Vila Feitosa and Cedere III localytis, Canãa dos Carajás district, on the southeast of Amazonian Craton, consists an elongated body with approximately 35 km of length, parallel with the E-W regional foliation, it is formed by diverse gabbroic rocks in composition (norites, gabbronorites, hornblende gabbronorites, hornblende gabbro, quartz-gabbro), including varieties riches in quartz (enderbite). The field relationships show that the noritic variety occurs as angular enclaves and with sudden contacts into the quartz-gabbro and hornblende gabbro rocks, indicating high viscosity contrast between the two magmas, could mean that the norite are slightly older. The geochemystri data show that such rocks have a subalkaline tholeiitic nature. Tectonical setting diagrams using Zr and Y as parameter shows that these samples have geochemistry affinities whith intra-plate basalts. Field relationships, geochemical and petrographic data, suggest a magmatic evolution process from the norites, passing by quartz-gabbros until the enderbites. This evolution was commanded by a magmatic differentiation process, enriching the liquid in SiO₂, K₂O, P₂O₅, TiO₂, Ba, Sr, Rb, Zr, Nb, and Y, or by different partial melting grades, as it is suggested by field relationships between those varieties. The cumulatic rock shows a strong increase of MgO and Fe₂O₃, as well as a strong decrease of Al₂O₃, CaO e Na₂O contents, being clear a compositional gap between this variety and the others. It suggests that the cumulatic variety was generated by accumulation of pyroxene crystals, as evidenced by modal data and by its strong Eu negative anomaly, indicating the unexpressive participation of plagioclase at the formation process of this variety. The magmatic evolution for the others varieties is marked by light rare earth elements enrichment regarding the heavy rare earth elements, besides the increase of the La/Yb ratios on the SiO₂-richer rocks. The new geochronological dates obtained in this work displayed completely distinguished from the dates available in the literature. The ages obtained by single zircon Pb-Pb-evaporation method were 2745.2 ± 1.2 Ma for diopsidio-norite facies (RDM-06), 2744.5 ± 0.8 Mafor hornblende gabbronorite facies (RDM10) and 2744.2 ± 1.2 Ma for quartz-gabbro facies (CP-01A). Coexistences relationship between these varieties in plastic state reinforcing the idea of this body have formed in a single magmatic pulse.

The crystallization ages obtained for the rocks of Diopside-norite Pium(2.74Ga) suggest that they were formed before those Planaltos granites formed at 2736-2710 Ma. The Diopside-norite Pium characteristics also suggest an extensional ambient associated to Carajás Basin opening stage. The analysis Sm-Nd yielded T_{DM} model ages between 3.14 and 3.06 Ga suggesting that they were derived from mantle sources at about 3.1Ga, while ε_{Nd} (t = 2.74 Ga) values between -2.78 and -1.58, indicated the involvement of crustal sources in its genesis. The model ages confirma mesoarchean period of crust formation in Carajas Province.

Key words: Geochronology. Diopside-norite Pium.Carajás Province. Amazonian Craton.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO 1

Figura 1- Mapa de localização da área de estudo	03
Figura 2 - Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico	06
Figura 3 - Mapa Geológico Regional	07
Figura 4 - Mapa geológico da área de ocorrência do Diopsídio-norito Pium,	
mostrando os pontos de amostragem	17

CAPÍTULO 2

Figura 1 - Mapa Geológico da Província Carajás mostrando a área de estudo					
Figura 2 - Mapa Geológico Regional da área					
Figura 3 - Relações de contato entre as variedades do Diopsídio-norito Pium					
Figura 4 - Diagramas de classificação Q-A-P (Streckeisen, 1976), PLG + (OPX +					
CPX) + HBL e PLG + OPX + CPX	29				
Figura 5 - Aspectos texturais das rochas do Diopsídio-norito Pium	31				
Figura 6 – Diagramas de variação (mg# vs. óxidos em % peso)	37				
Figura 7 – Diagramas de variação (mg# vs. elementos traços)	38				
Figura 8 - Padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETR)	40				
Figura 9- Diagrama TAS (Cox. et al., 1979)	42				
Figura 10 - Diagrama AFM (Iverine & Baragar 1971)	42				
Figura 11 -Classificação químico-mineralógica, segundo Batchelor & Bowden					
(1995)	43				
Figura 12- Figura 12- Diagrama discriminante (Pearce & Norry 1979)	43				
Figura 13- Diagrama de multi-elementos de Sun e McDonough (1989)	44				
Figura 14- Espectro de idades ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (em Ma)	46				
Figura 15 - Diagrama ϵ_{Nd} vs. Idade (Ga) mostrando as composições isotópicas de	48				
Nd e idade modelo T _{DM} para as rochas do Diopsídio-norito					
Pium					

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 1

Tabela 1 - Síntese dos dados geocronológicos da Província Carajás				

CAPÍTULO 2

Tabela 1 - Composições modais de amostras representativas das variedades	
litológicas do Diopsídio-norito Pium	27
Tabela 2 - Resultados da composição química das variedades litológicas do	
Diopsídio-norito Pium	35
Tabela 3 - Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão das amostras do	
Diopsídio-norito Pium	46
Tabela 4 - Dados Isotópicos Sm-Nd das rochas do Diopsídio-norito Pium	47

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	vi
LISTA DE TABELAS	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT	ix
1 INTRODUÇÃO	01
1.1 APRESENTAÇÃO	01
1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	04
1.3 GELOGIA DA ÁREA DE ESTUDO	09
1.4 APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA	12
1.5 OBJETIVOS	12
1.6 MÉTODOS	13
1.6.1. Pesquisa Bibliográfica	13
1.6.2. Mapeamento Geológico	13
1.6.3. Petrografia	14
1.6.4. Geoquímica	14
1.6.5. Geocronologia	14

SUMÁRIO

2GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO DIOPSÍDIO-

NORITO PIUM, PROVÍNCIA CARAJÁS	18
Resumo	18
Abstract	19
Introdução	20
Contexto Geológico Regional	21
Geologia do Diopsídio-norito Pium	22
Aspectos Gerais e Relações de Contato	22
Petrografia	25
Classificações e Aspectos Texturais	25
Geoquímica	32
Elementos Maiores, Menores e Traços	32
Elementos Terras Raras	39

Classificação e Ambiente Tectônico	41
Geocronologia	45
Resultados Pb-Pb em zircão	45
Resultados Sm-Nd em rocha total	47
Discussões	48
Conclusões	50
Agradecimentos	52
Referências	53
Anexo	57

3 CAPÍTULO 3	58
3.1 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	58
REFERÊNCIAS	61

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A presente dissertação de mestrado, vinculada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, expõe os resultados do estudo realizado nas rochas do Complexo Pium, redefinido como Diopsídio-norito Pium (Vasquez *et al.* 2008), localizado a sul da Serra dos Carajás, situado no contexto geológico da Província Carajás.

O acesso para esta área, a partir da cidade de Marabá, pode ser realizado por via rodoviária através das rodovias PA-150 até Eldorado dos Carajás, PA-257 até a cidade de Parauapebas, seguindo pela PA-160 até a cidade de Canaã dos Carajás, onde, a partir daí, seguindo o sentido SW, o acesso limita-se a estradas vicinais sem pavimentação (Figura 1).

A Província Carajás está localizada na porção sul-oriental do Cráton Amazônico, que abrange terrenos arqueanos e proterozóicos. Esta compreende duas unidades geotectônicas principais: o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM), a sul, e a Bacia Carajás (BC), a norte (Souza *et al.* 1996). Entretanto, alguns trabalhos consideram a existência de uma nova unidade geotectônica transicional entre o TGGRM e BC, conhecida como Domínio de Transição (DT), (Dall'Agnol *et al.* 1997, 2006).

O Diopsídio-norito Pium (Vasquez *et al.* 2008) constitui uma das unidades litoestratigráficas que afloram no denominado Domínio de Transição (Dall'Agnol *et al.* 1997 e 2006) compreende fundamentalmente noritos (±gabronoritos), que é a variedade predominante, ocorrem ainda quartzo-gabros com variações para enderbitos, e de maneira bem mais restrita, rochas com tendência ultramáfica.

Na presente dissertação é realizada a integração de dados de mapeamento geológico, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos dessas rochas, visando contribuir com a sua caracterização e o entendimento do contexto de formação desta unidade, descrito na literatura anteriormente como Complexo Granulítico Pium (Docegeo 1988, Hirata *et al.* 1982, Pidgeon *et al.* 2000).

Este documento foi elaborado seguindo o modelo de integração de artigos. Desta forma, o corpo central da dissertação apresenta um artigo científico submetido para a Revista Brasileira de Geociências sendo o mesmo apresentado na forma de capítulo (capítulo 2). O capítulo com o artigo é precedido por um texto integrador, que é apresentado em um capítulo introdutório (capitulo 1), que inclui a apresentação da pesquisa, localização da área de estudo, contexto geológico e tectônico regional e local, bem como a apresentação da problemática, dos objetivos traçados e materiais e métodos usados para alcançar os objetivos. O capitulo final (capitulo 3), sumariza de forma integrada as discussões e as conclusões alcançadas no artigo científico.

Este artigo apresenta dados inéditos sobre a geologia, geoquímica e geocronologia do Diopsído-norito Pium. O mapeamento geológico detalhado na área de ocorrência dessas rochas e o estudo petrográfico, permitiram a identificação de suas variedades petrográficas, buscando contribuir para o conhecimento geológico e a caracterização geoquímica das mesmas, bem como estabelecer suas relações de contato com as rochas adjacentes, na tentativa de obter uma maior compreensão do contexto de formação desta unidade.



Figura 1 - Mapa de localização da área de pesquisa, modificado de Sardinha

1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Província Carajás localiza-se na porção sul-oriental do Cráton Amazônico, o qual compreende terrenos meso a neoarqueanos e proterozóicos. O Cráton Amazônico tem sido subdividido em províncias geocronológicas com idades e padrões estruturais distintos, e evoluções geodinâmicas particulares.

Segundo Tassinari & Macambira (2004), a Província Amazônia Central é o segmento mais antigo do Cráton Amazônico, sendo dividida em dois blocos tectônicos principais: Carajás e Xingu-Iricoumé. Já Santos *et al.* (2006) consideram o bloco Arqueano de Carajás como uma província independente. Entretanto, os diferentes autores citados concordam que a Província Carajás constitui o principal núcleo arqueano do Cráton Amazônico (Figura 2).

Souza *et al.* (1996) dividem a Província Carajás em dois domínios tectônicos arqueanos principais: Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM), ao sul, e Bacia Carajás (BC) ao norte, que apresentam características litológicas, tectônicas, estratigráficas e geocronológicas bastante distintas. Porém, o limite entre estes dois domínios ainda é objeto de controvérsias (Costa*et al.* 1995, Souza *et al.* 1996, Dall'Agnol *et al.* 1997, 2006). No entanto, serão empregadas neste trabalho as idéias de Dall'Agnol *et al.* (1997, 2006) referente a essa área, onde eles sugerem que o terreno situado entre Xinguara e o sul da Serra dos Carajás seria a zona de transição entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e a Bacia Carajás, sendo denominado de Domínio de Transição (DT) (Figura 3).

O Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria é um típico terreno mesoarqueano, constituído por *greenstones belts* e séries TTGs. Os *Greenstones Belts* são representados pelo Supergrupo Andorinhas, e são produtos de um evento dominantemente vulcânico, máfico-ultramáfico, com contribuições ácidas e sedimentares subordinadas, ocorrido por volta de 2,98 Ga (Pimentel & Machado 1994, Macambira & Lafon 1995). Um grande evento magmático, entre 2,98 e 2,92 Ga, originou corpos plutônicos da série TTG mais antiga, correspondendo ao Tonalito Arco Verde (Macambira & Lafon 1995, Rolando & Macambira 2003), seguido em 2,93 Ga pela formação do Complexo Tonalítico Caracol (Leite *et al.* 2004), Tonalito Mariazinha e algumas rochas do Tonalito Arco Verde (Almeida *et al.* 2011); que corresponde ao primeiro evento de formação de Leucogranitos Potássicos.

Em seguida ocorre a formação de granitóides diversificados: os TTGs mais jovens, representados pelos Trondhjemitos Mogno e Água Fria (2,87 Ga) (Pimentel & Machado (1994) e Leite *et al.* (2004), entretanto Almeida *et al.* (2011) obtiveram novas idades para essa unidade (2962 \pm 8 Ma, 2968 \pm 2 Ma, 2959 \pm 5 Ma, método Pb-Pb em zircão; 2959 \pm 2 Ma, 2961 \pm 16 Ma e 2972 \pm 9 Ma por LA-ICP-MS em zircão) que diferem com aquelas obtidas anteriormente. Este intervalo de idades foi interpretado como o período de cristalização do Trondhjemito Mogno (Almeida *et al.* 2011) e as idades mais jovens poderiam estar relacionadas a efeitos térmicos causados pelas intrusões da Suíte Sanukitóide Rio Maria, datada em 2,87 Ga (Pimentel & Machado, 1994; Rolando & Macambira, 2003; Oliveira *et al.* 2009), além dos leucogranitos potássicos, representados pelos Granito Xinguara (Leite *et al.* 2004, Rolando & Macambira 2002) e Mata Surrão (Lafon *et al.* 1994). Posteriormente, no Paleoproterozóico, ocorreu a intrusão dos granitos anorogênicos do tipo-A representados pela Suíte Jamon, com idades em torno de 1,88 Ga (Tabela 1).

Na Bacia Carajás, o magmatismo não é inteiramente conhecido, restando muitas dúvidas e controvérsias a respeito de sua evolução. Sendo o seu embasamento associado aos granitóides do Domínio de Transição, formado dominantemente pelos Complexos Pium (3,00 Ga, Pidgeon et al. 2000) e Xingu (2,86 Ga, Machado et al. 1991). É registrado em 2,76 Ga um vulcanismo máfico dominantemente associado com grande volume de formações ferríferas bandadas (Supergrupo Itacaiúnas) e magmatismo máfico-ultramáfico (complexo Luanga e Vermelho), sucedidos por sedimentação (Formação Águas Claras), que formam o preenchimento da bacia. Registra-se então, na Bacia Carajás e no Domínio de Transição, a formação dos granitos da Suíte Plaquê (2,73 Ga, Avelar et al. 1999), supostamente peraluminosos e sincolisionais, e de granitos alcalinos do tipo-A, estes em dois momentos: 1) Complexo Granítico Estrela, granitos Planalto e Serra do Rabo (2,76 - 2,74 Ga) e 2) Granito Old Salobo (2,57 Ga) (Barros et al. 2004, Machado et al. 1991, Sardinha et al. 2006). Ocorrem, ainda, na Bacia Carajás, similarmente ao Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, diversos plútons graníticos classificados como granitos anorogênicos (Dall'Agnolet al. 1997). Esses granitos consistem de plútons monzograníticos e sienograníticos, de cerca de 1,88 Ga, que são representados na área pelos granitos Central, Cigano e Pojuca. Por fim, têm-se os conglomerados e arenitos da Formação Gorotire (Pinheiro 1997).

O domínio situado entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e a Bacia Carajás foi definido informalmente por Dall'Agnol*et al.* (1997, 2006) como Domínio de Transição. Este se estenderia entre a região situada imediatamente a norte de Xinguara, passando lateralmente por Tucumã e São Félix do Xingu, até a borda sul da Bacia de Carajás, correspondente às exposições mais meridionais do Supergrupo Itacaiúnas. Devido à escassez de dados geológicos e geocronológicos, este Domínio de Transição ainda é pouco conhecido, mas esse quadro está mudando com o avanço dos estudos ora em desenvolvimento nesta região (Oliveira *et al.* 2010). As informações disponíveis apontam a presença do ortogranulito Chicrim-Cateté (Vasquez *et al.* 2008), Diopsídionorito Pium (Vasquez *et al.* 2008, Santos *et al.* 2009), rochas mais antigas do Tonalito Bacaba (Moreto *et al.* 2010), granitóides e gnaisses indiferenciados do Complexo Xingu (Machado *et al.* 1991), seguidos no tempo pelas intrusões da Suíte Intrusiva Cateté (Macambira, 1997), da Suíte Pedra Branca (Sardinha *et al.* 2004, Gomes & Dall'Agnol 2007) e dos plutons das Suítes Plaquê e Planalto (Avelar *et al.* 2008).



Figura 2 –Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico. Modificado de (A) Tassinari & Macambira (2004) e (B) Santos *et al.* (2006).



7



Figura 3–Mapa Geológico Regional com :a) Localização da Província Carajás no Cráton Amazônico. Modificado de Tassinari & Macambira (1999); b) Mapa geológico da Província Carajás. Modificado de Vasquez *et al.* (2008), Almeida (2010) e Feio *et al.* (2012).

Unidades Estratigráficas	Tipo de Rocha	Método	Material	Idade/Referência
BACIA CARAJÁS				
Granitos Subalcalinos				
Granito Velho Salobo	Granitóide	U-Pb	Zircão	2573± 3 Ma ⁽²⁾
Granito Igarapé Gelado	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2731±26 Ma ⁽¹⁷⁾
Granito Serra do Rabo	Granitóide	U-Pb	Zircão	2743±2 Ma ⁽¹¹⁾
Complexo Granítico Estrela	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2763±7 Ma ⁽³⁾
Supergrupo Itacaiúnas		•		
Grupo Salobo	Anfibolito	U-Pb	Zircão	2761±3 Ma ⁽²⁾
Shupo Sulobo	Anfibalita	U-Pb	Titanita Ziroão	2497 ± 5 Ma ⁽²⁾
Grupo Igarapé Pojuca	Anfibolito	U-Pb U-Pb	Zircão	$2555+4/-5$ Ma $^{(2)}$
Grupo Igarape i ojuca	Formação Carajás	U-Pb Shrimp	Zircão	2732 ± 3 Ma 2743 ± 11 Ma $^{(22)}$
Grupo Grão Pará	Formação	U-Pb	Zircão	$2759\pm2 \text{ Ma}^{(2)}$
-	Parauapebas	U-Pb	Zircão	2758±39 Ma ⁽¹⁹⁾
a	Metavulcânicas	U-Pb Shrimp	Zircão	2748 ± 34 Ma ⁽²¹⁾
Grupo Igarapé Bahia	Metavulcânicas Metavulcanoclásticas	Pb-Pb Pb-Pb	Zircão	2745 ± 1 Ma ⁽²⁰⁾ 2747 ± 1 Ma ⁽²⁰⁾
Complexo Luanga	Gabro	IJ-Ph	Zircão	$2763+6 Ma^{(2)}$
Suíte Intrusiva Cateté	Gabro	U-Pb	Zircão	2765 ± 6 Ma ⁽¹⁶⁾
Suite Initiasiva Calele	Leucossoma-Granítico	U-Pb	Zircão	2700 ± 0 Ma $2859+2$ Ma ⁽²⁾
Complexo Xingu	Gnaisse félsico	U-Pb	Zircão	$2974\pm15 \text{ Ma}^{(2)}$
DOMÍNIO DE TRANSIÇÃO E	ÁREA DE CANAÃ DOS (CARAJÁS		
Suíte Plaquê	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2729±29 Ma ⁽⁴⁾ 2736±24 Ma ⁽⁴⁾
Intrusivas dioríticas	Diorito	Pb-Pb	Zircão	2738±6 Ma ⁽⁶⁾
Granito Planalto	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2747±2 Ma ⁽⁶⁾ 2734±4 Ma ⁽¹³⁾
Associação tonalítica- trondhjemítica	Trondhjemito	U-Pb Pb-Pb	Zircão Zircão	2750±3 Ma ⁽¹³⁾ 2765±39 Ma ⁽¹³⁾
Granodiorito Rio Maria	Granitóide	Pb-Pb	Zircão	2850±17 Ma ⁽⁴⁾
Granito Canaã dos Carajás	Leucogranito	Pb-Pb	Zircão	2929±1 Ma ⁽¹³⁾
Complexo Xingu	Gnaisse	Pb-Pb	Zircão	2972±15 Ma ⁽⁴⁾
	Granulito	Pb-Pb	Rocha total	3050±114 Ma ⁽²⁴⁾
Diopsídio-norito Pium	Granulito (enderbito)	Shrimp	Zircão	3002 ± 14 Ma ⁽⁹⁾
TERRENO CRANITO CREEN		Shrimp	Zircao	2859±9 Ma
IERRENO GRANIIO-GREEN	STONE DE RIO MARIA			2072 10 16 (24)
Granito Mata Surrão	Leucogranito	Pb-Pb	Rocha total Zircão	$28/2\pm10$ Ma ⁽²⁾ 2871+7 Ma ⁽⁸⁾
	TTC	Pb-Pb	7.~	2864±21 Ma ⁽¹⁰⁾
I ronahjemito Agua Fria	116	U-Pb	Zircao	2854±17 Ma ⁽²⁸⁾
Granito Xinguara	Granito	Pb-Pb	Zircão	2865±1 Ma ⁽¹⁰⁾
Grupo dos leucogranodioritos-	Granodiorito	Pb-Pb	Zircão	2868±5 Ma ⁽⁸⁾ 2870+5 Ma ⁽²⁸⁾
leucogranitos	Granito Guarantã	Pb-Pb	Zircão	2864±8 Ma ⁽²⁸⁾
Suíte Guarantã	Granito Guarantã	U-Pb	Zircão	2875±8 Ma ⁽²⁸⁾
	Granodiorito Trairão	U-Pb	Zircão	2872±7 Ma ⁽²⁸⁾
Granito Rancho de Deus	Granito	U-Pb	Zircão	2888±27 Ma ⁽²⁸⁾
Granodiorito Rio Maria	Granodiorito Quartzo-diorito	U-Pb U-Pb Pb-Pb Pb-Pb	Zircão Zir, Titan. Zircão Zircão	2874+9/-10 Ma ⁽⁵⁾ 2872±5 Ma ⁽¹⁾ 2877±6 Ma (12) 2877+6 Ma (12)
Tonalito Parazônia	Quartzo-diorito Tonalito	Pb-Pb U-Pb	Zircão Titanita	2876±2 Ma ⁽²⁶⁾ 2858 Ma ⁽¹⁾

Tabela 1 - Síntese dos dados geocronológicos da Província Carajás.

Tonalito Mariazinha	TTG TTG	U-Pb U-Pb	Zircão Zircão	2925±3 Ma ⁽²⁸⁾ 2918±13 Ma ⁽²⁸⁾
Complexo Tonalítico Caracol	Tonalito	Pb-Pb	Zircão	2948±5 Ma ⁽¹⁰⁾ 2936±3 Ma ⁽¹⁰⁾
Trondhjemito Mogno	TTG TTG Granitóide TTG TTG TTG	Pb-Pb Pb-Pb U-Pb Pb-Pb U-Pb Pb-Pb	Zircão Zircão Titanita Zircão Zircão Zircão	2857±13 Ma ⁽²⁰⁾ 2900±21 Ma ⁽²⁰⁾ 2871±? Ma ⁽¹⁾ 2962±8Ma ⁽²⁸⁾ 2965±7Ma ⁽²⁸⁾ 2968±2Ma ⁽²⁸⁾
Tonalito Arco Verde	Tonalito TTG TTG TTG TTG TTG TTG TTG	Pb-Pb Pb-Pb U-Pb Pb-Pb U-Pb Pb-Pb U-Pb U	Zircão Zircão Zircão Zircão Zircão Zircão Zircão Zircão	$\begin{array}{c} 2964\pm 2\ Ma\ ^{(23)}\\ 2948\pm 7\ Ma\ ^{(14)}\\ 2952\pm 2Ma\ ^{(28)}\\ 2936\pm 13Ma\ ^{(28)}\\ 2926\pm 2Ma\ ^{(28)}\\ 2935\pm 5Ma\ ^{(28)}\\ 2937\pm 3Ma\ ^{(28)}\\ 2973\pm 11Ma\ ^{(28)} \end{array}$
Supergrupo Andorinhas (Gr. Lagoa Seca) (Gr. Gradaús)	Metagrauvacas Metavulcânica félsica Dacito	U-Pb U-Pb U-Pb	Zircão Zircão Zircão	2971±18 Ma ⁽⁵⁾ 2904+29/-22Ma ⁽⁵⁾ 2979±5 Ma ⁽¹⁾ 3002±3 Ma ⁽²⁵⁾

Fonte dos dados: ⁽¹⁾Pimentel& Machado (1994); ⁽²⁾Machado *et al.* (1991); ⁽³⁾Barros *et al.* (2004); ⁽⁴⁾Avelar *et al.* (1999); ⁽⁵⁾Macambira and Lancelot (1996); ⁽⁶⁾Huhn *et al.* (1999); ⁽⁷⁾Dall'Agnol *et al.* (1999); ⁽⁸⁾Althoff *et al.* (2000); ⁽⁹⁾Pidgeon *et al.* (2000); ⁽¹⁰⁾Leite *et al.* (2004); ⁽¹¹⁾Sardinha *et al.* (2006); ⁽¹²⁾Rolando & Macambira (2002), ⁽¹³⁾Sardinha *et al.* (2004); ⁽¹⁴⁾Rolando & Macambira (2003), ⁽¹⁶⁾Lafon *et al.* (2000); ⁽¹⁷⁾Barbosa (2004); ⁽¹⁹⁾Wirth *et al.* (1986); ⁽²⁰⁾Galarza & Macambira (2002); ⁽²¹⁾Tallarico *et al.* (2005); ⁽²²⁾Trendall *et al.* (1998); ⁽²³⁾Vasquez *et al.* (2008); ⁽²⁴⁾Rodrigues *et al.* (1992); ⁽²⁵⁾Althoff *et al.* (1998); ⁽²⁶⁾Almeida (dados inéditos); ⁽²⁷⁾Almeida *et al.* (2008); ⁽²⁸⁾Almeida *et al.* (2000).

1.3 GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

O Diopsídio-norito Pium é uma das unidades litoestratigráficas aflorantes no denominado Domínio de Transição entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e a Bacia Carajás (Dall'Agnol*et al.* 2006).

O Dominio de Transição se estenderia entre a região situada imediatamente a norte de Xinguara, passando lateralmente por Tucumã e São Félix do Xingu, até a borda sul da Bacia de Carajás, correspondente às exposições mais meridionais do Supergrupo Itacaiúnas. As principais unidades reconhecidas neste Domínio são o Ortogranulito Chicrim-Cateté (Vasquez *et al.* 2008), Diopsídio-norito Pium (Hirata *et al.* 1982, Vasquez *et al.* 2008); ambos considerados de origem metamórfica com idades de 3,0 Ga (cristalização) e 2,86 Ga (metamorfismo) (Rodrigues *et al.* 1992, Pidgeon *et al.* 2000), o Tonalito Bacaba com idade de 3,0 Ga (Moreto *et al.* 2010) granitóides e gnaisses indiferenciados do Complexo Xingu (~2,8 – 2,9 Ga; Machado *et al.* 1991), a Suíte Intrusiva Cateté (2,76 Ga; Macambira 1997), a Suíte Pedra Branca (Sardinha *et al.*

2004, Gomes & Dall'Agnol 2007) e os plútons das Suítes Plaquê e Planalto (2,74 - 2,73 Ga; Avelar *et al.* 1999, Huhn *et al.* 1999, Oliveira 2003, Gomes 2003, Sardinha *et al.* 2004, Vasquez *et al.* 2008).

Uma série de trabalhos recentes, de mapeamento geológico acompanhado de estudos geoquímicos e datações geocronológicas vem sendo realizado nesta área (Oliveira *et al.* 2010; Galarza *et al.* 2011, Feio *et al.* 2012). Na área de Canaã dos Carajás, Feio *et al.* (2012a, b), definiram novas unidades granitóides que vieram a substituir o Complexo Xingu, outrora dominante naquela área. As unidades definidas foram o granito Canaã dos Carajás (2,96 Ga), o trondhjemito Rio Verde (2,93 Ga), complexo tonalítico Bacaba (2,87 Ga), o granito Serra Dourada (2,86 Ga), o granito Cruzadão (2,85 Ga) o granito Bom Jesus (2,83 Ga), a suíte granítica Pedra Branca (2,75 Ga) e a suíte Planalto (2,74-2,73 Ga).

Trabalhos realizados em áreas ao sul de Canaã dos Carajás mostram que o magmatismo de alto K aflorante nas regiões Vila Feitosa, Velha Canadá e Vila Jussara (Figura 1), originalmente incluídos na Suíte Plaquê, possuem maiores afinidades composicionais, texturais e mineralógicas com os corpos graníticos relacionados ao magmatismo tipo Planalto que ocorrem em outras regiões do Domínio de Transição. As idades obtidas para os corpos estudados são 2734 ± 2 Ma, para o granito Planalto da área de Vila Feitosa (Santos *et al.* 2010), 2754 ± 2 Ma para o granito Planalto da área de Vila Jussara (Silva *et al.* 2010) e 2748 ± 2 Ma para o granito Planalto da área de Velha Canadá (Souza *et al.* 2010). Galarza *et al.* (2011) também obtiveram idades em rochas granitóides, próximos e inclusas no Diopsídio-norito Pium, na região de vila Cedere III, no intervalo de 2,73 a 2,74 Ma.

Rochas granitóides aflorantes na região de Vila Cedere III, porção sudoeste do município de Canaã dos Carajás, anteriormente relacionadas aos complexos Xingu e Pium (Diopsidio-norito Pium) foram estudadas e caracterizadas como Leucoenderbitos (ortopiroxenio-trondhjemitos) pertencente à serie charnockítica, e os estudos geocronologicos forneceram uma idade media de 2,75 Ma (Gabriel *et al.* 2010). Estudos petrográficos aliados ao mapeamento geológico em escala de detalhe (1:25.000) da porção sul deste domínio, também permitiram a individualização de alguns granitóides originalmente inseridos no Complexo Xingu, em diversas variedades petrográficas com idades ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb em zircão que variam de mesoarquenas a neoarquenas (2,88 a 2,73 Ga, Oliveira *et al.* 2010).

Com relação às rochas do Diopsídio-norito Pium, aflorantes nesta região, inicialmente estas 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). Araújo & Maia (1991) descreveram o Complexo Pium como corpos alongados segundo a direção E-W, paralelos à foliação regional, limitado por duas grandes zonas de cisalhamento transpressivas, com suas duas principais ocorrências expostas próximo aos rios Pium e Cateté, na parte sul e oeste da área, respectivamente. Rodrigues *et al.* (1992) dataram amostras da área próximo ao rio Cateté, e obtiveram uma idade Pb-Pb em rocha total de 3050 ± 114 Ma, interpretada como idade de cristalização do protólito ígneo dessas rochas. Pidgeon *et al.* (2000) dataram zircões de uma amostra de um enderbito granoblástico, supostamente desta unidade, da área próximo ao rio homônimo, pelo método U-Pb (SHRIMP) e obtiveram duas idades. A primeira, mais antiga, de 3002 ± 14 Ma, interpretada como a idade de cristalização do granulito; 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 estas rochas. Tais autores argumentam que a assembléia de rochas dessas duas áreas (áreas próximas do rio Pium e ao rio Cateté) são completamente diferentes. As amostras da área próxima ao rio Pium apresentam uma textura gabróica e algumas características ígneas primárias muito bem preservadas, variando de noritos a gabros. Na área adjacente ao rio Cateté, segundo estes autores, ocorrem rochas tipo ortognaisses com ortopiroxênio, desde tipos félsicos (charnockíticos) até básicos.

Neste sentido, os granulitos da região entre a Aldeia Indígena Chicrim e rio Cateté seriam considerados os únicos representantes do embasamento granulítico do Domínio Carajás, denominados por Vasquez *et al.* (2008) como Ortogranulito Chicrim-Cateté e redefinem portanto, o Complexo Pium, na área próxima ao rio Pium, como Diopsídio-norito Pium.

Santos *et al.* (2008) e Santos (2009) corroboram, com base em observações de campo e petrográficas, que a ocorrência nos domínios do Complexo Pium, próximo ao rio Pium, agora denominado de Diopsídio-norito Pium (Vasquez *et al.* 2008), compreende fundamentalmente noritos e quartzo-gabros, maciços, com variedades ricas em quartzo (enderbitos: tonalitos com ortopiroxenio), mostram ainda aspectos maciços

e/ou foliados, geralmente evidenciando texturas ígneas modificadas por deformação dúctil e recristalização (Ricci & Carvalho 2006, Oliveira *et al.* 2010).

1.4 APRESENTAÇÃO DO PROBLEMA

Grande parte dos trabalhos desenvolvidos no Domínio de Transição, entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e a Bacia Carajás, foram realizados em escala regional (1:250.000), possibilitando primordialmente a individualização dos complexos Pium e Xingu, dos granitos das Suítes Plaquê, Planalto e aqueles de idade paleoproterozóica da Suíte Serra dos Carajás, além da sequencia metavulcano-sedimentar do Grupo Sapucaia (Araújo *et al.* 1994, Dall'Agnol *et al.* 2006). Trabalhos mais recentes (Ricci & Carvalho 2006, Santos *et al.* 2008, Vasquez *et al.* 2008 e Santos 2009) contestam o caráter metamórfico (granulitos?) do Complexo Pium, aflorante entre as regiões de vila Feitosa e Cedere III – Canaã dos Carajás, demonstram que o mesmo na verdade é formado por rochas ígneas de caráter básico (noritos e gabros). Desse modo, não só a idade, mas também o significado petrogenético do Diopsídio-norito Pium (Vasquez *et al.* 2008), anteriormente descrito na literatura como Complexo Pium (Docegeo 1988, Hirata *et al.* 1982, Pidgeon *et al.* 2000) ainda são controversos.

1.5 OBJETIVOS

Considerando o estágio inicial de conhecimento das rochas que constituem o Diopsídio-norito Pium, nas regiões de Vila Feitosa e Cedere III, Canaã dos Carajás, o objetivo geral deste trabalho é realizar estudos geocronológicos com o objetivo de esclarecer a idade de formação dessas rochas, juntamente com a integração de dados geológicos, petrográficos e geoquímicos os quais permitirão uma melhor caracterização das mesmas. Isso deverá contribuir para um melhor entendimento deste magmatismo de caráter básico, como também indiretamente, auxiliar futuramente na construção de modelos para explicar a evolução geológica da região de Carajás e adjacências, tornando-se ainda, imprescindível para uma melhor avaliação do potencial metalogenético da região, haja vista a ocorrência significativa de depósitos minerais neste domínio.

Com base nisso, foram estabelecidos os seguintes objetivos específicos:

a) Realizar estudos geocronológicos nas principais variedades petrográficas identificadas, para definição de suas idades de formação (cristalização) e idade modelo (T_{DM}) da área de estudo;

b) Caracterizar e classificar as principais variedades petrográficas mapeadas, com base em suas composições modais;

c) Caracterizar geoquimicamente as variedades petrográficas identificadas dentro desta unidade;

d) Confecção de um mapa geológico, em ambiente SIG, na escala 1:50.000, com intuito de delimitar seus contatos com as rochas encaixantes, bem como a distribuição de suas variedades petrográficas.

1.6. MÉTODOS

1.6.1. Pesquisa Bibliográfica

Foi realizado um levantamento bibliográfico referente à geologia da região estudada. Além da análise de artigos e livros sobre temas relacionados à geologia de terrenos arqueanos, com ênfase em evolução crustal, geocronologia e geoquímica.

1.6.2. Mapeamento Geológico

Foi realizada uma campanha de campo, com base nos dados de mapeamento de Santos (2009), com mapeamento na escala 1:50.000 do Diopisídio-norito Pium, acompanhado de coleta sistemática de amostras para efetuar estudos principalmente geocronológicos e geoquímicos. Para tanto foi realizado um exame analógico e digital de imagens de satélite (Landsat 7 e TM), mosaicos de radar (SRTM) e de cartas aeroradiométricas e aeromagnetométricos, para verificação de estradas, drenagens, etc. Os pontos de amostragem tiveram suas localizações definidas com precisão, utilizando aparelho GPS (Global Position System), e foram posteriormente lançados em uma base georeferenciada para produção do mapa de amostragem (Figura 4).

1.6.3. Petrografia

Para a caracterização petrográfica foi realizado o exame macroscópico das amostras, seguido de estudo em microscópio petrográfico, envolvendo: identificação e descrição sistemática dos minerais (Kerr 1959; Deer *et al.* 1992); estudo das texturas magmáticas, deformacionais e de alteração (Bard 1980; MacKenzie *et al.* 1982; Hibbard, 1995; Passchier & Trouw 1996); obtenção de composições modais (Chayes 1956; Hutchison 1974) em amostras representativas do corpo, com contador automático de pontos da marca Swift (> 2.000 pontos por amostra) e classificação das rochas conforme estabelecido pela IUGS (Streckeisen 1976, Le Maitre *et al.* 1989).

1.6.4. Geoquímica

Foram realizadas análises químicas, em rocha total (elementos maiores, elementos traços e terras raras) em amostras representativas das diferentes variedades identificada. Estas análises químicas foram realizadas no Laboratório *Acme Analytical Laboratories Ltda* (Vancouver, Canadá), através de fluorescência de raios-X e ICP-MS. Para a preparação das amostras para a análise química, as mesmas foram trituradas, pulverizadas e quarteadas, visando-se obter uma boa representatividade do material. A caracterização geoquímica das rochas estudadas basea-se em princípios gerais discutidos em Ragland (1989) e Rollinson (1993). Os processos responsáveis pela evolução magmática foram avaliados através de diagramas de variação (Harker 1965) envolvendo os óxidos maiores plotados versus mg# (índice de diferenciação), bem como diagramas de elementos binários, contrapondo elementos ou razões de elementos incompatíveis, tais como K, Rb, Ba, Sr, U, Th, Nb, Y, Zr, bem como o comportamento dos elementos litófilos nas diferentes variedade petrográficas (Rb, Sr, Ba, Hanson 1978). Diagramas de terras raras foram utilizados para comparar as assinaturas geoquímicas das diferentes fácies identificadas (Henderson 1984, Rollinson 1993).

1.6.5. Geocronologia

As datações geocronológicas foram realizadas pelos métodos de evaporação de Pb em zircão e Sm-Nd em rocha total, para obter idades de formação (cristalização) e Idades Modelo (T_{DM}) (tempo de residência crustal), utilizando os espectrômetros de massa TIMS (Finnigan MAT 262) e ICP-MS (Neptune) do Laboratório de Geologia Isotópica do IG/UFPA (PARÁ-ISO).

O método de evaporação de Pb em monocristais de zircão, utilizando um espectrômetro de massa TIMS, permitiu a determinação de idades ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb em um curto espaço de tempo e sem tratamento químico prévio. A metodologia foi desenvolvida 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 1450°C, 1500°C e 1550°C, com intervalos de tempo de 3 a 5 minutos de evaporação para cada etapa. O Pb evaporado deposita-se imediatamente no filamento de ionização, o qual é mantido a 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 1050°C até 1200°C, e o Pb ali depositado é ionizado. Em cada etapa de ionização são obtidos 5 blocos de dados (análise em contador de íons), gerando um bloco com 8 razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb em cinco varreduras. A partir das médias das razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 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 num 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 ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb.As razões 207 Pb/ 206 Pb foram corrigidas para um fracionamento de massa de 0,07 \pm 0,03% por u.m.a., determinados 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, E.M. *et al.* (2008), que consiste em adicionar o *spike* 150 Nd/¹⁴⁹Sm em 100 mg de amostra de rocha. À esta 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 e em seguida dissolvida com HCl (6N). Concluída a secagem, a amostra, foi diluída com HCl (2N). Após a ultima 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 blocos para Nd e Sm, respectivamente. Durante o período das análises isotópicas, as razões ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd foram normalizadas para ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0,7219, o fracionamento de massa foi corrigido no modo exponencial e os standard de Nd "La Jolla" e solução de calibração Neptune forneceram valores de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd de 0,511834±0,000005 e 0,517735±0,000009 (2 σ , média de 10 leituras), respectivamente. As idades-modelo T_{DM} e os valores dos parâmetros \mathcal{E}_{Nd} (t = idade de cristalização) foram calculados usando o modelo de DePaolo (1981).



Figura 4 - Mapa geológico da área de ocorrência do Diopsídio-norito Pium, segundo Araújo & Maia (1991), mostrando os pontos de amostragem.

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA DO DIOPSÍDIO-NORITO PIUM, PROVÍNCIA CARAJÁS

Roseli Dias dos Santos¹, Marco Antonio Galarza^{1,2}, Davis Carvalho de Oliveira^{1,3}

¹ Programa de Pós Graduação em Geologia e Geoquímica, IG/PPGG, UFPA, rosedias@ufpa.br

1,2 Laboratório de Geologia Isotópica, IG/PPGG, UFPA, antogt@ufpa.br

^{1,3}Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides, IG/PPGG, UFPA, <u>davis@ufpa.br</u>

Resumo

O Diopsídio-norito Pium ocorre a sul da Bacia Carajás e consiste em um corpo alongado de aproximadamente 35 km paralelo ao trend regional E-W. Além de noritos (±gabronoritos), que é a variedade predominante, ocorrem ainda quartzo-gabros com variações para enderbitos, e de maneira bem mais restrita, rochas cumuláticas, Relações de contemporaneidade (magma mingling) entre o magma gerador da variedade norítica e daqueles formadores das rochas mais enriquecidas em sílica, são observados, uma vez que a variedade de composição norítica ocorre ora como enclaves angulosos e de contatos retilíneos no interior das rochas quartzo-gabróicas, evidenciando alto contraste de viscosidade entre ambas, ora como um enxame de enclaves arredondados (bubbles / autólitos)no interior da variedade hornblenda-gabro, podendo significar que os noritos são ligeiramente mais antigos. Os dados geoquímicos demonstram que as rochas do Diopsídio-norito Pium possuem enriquecimento em FeOt em relação ao MgO apontando a natureza subalcalina toleítica das mesmas, bem como uma origem a partir da fusão parcial do manto peridotítico. Diagramas de ambiência tectônica utilizando como parâmetros o Zr e Y evidenciaram que estas amostras possuem afinidades geoquímicas com basaltos intraplaca. Estes dados apontam para um processo de evolução magmática a partir dos noritos, passando pelos quartzo-gabros, até os enderbitos. As idades Pb-Pb obtidas por evaporação em zircão para as variedades do Diopsídio-Norito Pium de 2745±1 Ma a 2744±1Ma são consideradas idades de cristalização do corpo, e divergem daquelas inicialmente obtidas por Pidgeon et al. (2000) de 3,00 Ga e 2,86Ga. Relações de coexistência entre estas variedades ainda no estado plástico reforçam a idéia deste corpo ter se formado em um únicoevento magmático. As análises Sm-Nd forneceram idades modelos T_{DM} entre 3,14 e 3,06 Ga, sugerindo que estas rochas são derivadas de fontes mais antigas 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 em sua gênese. As idades modelos obtidas confirmam um importante período de formação de crosta no Mesoarqueano na Província Carajás.

Palavras-chaves: Geocronologia. Diopsídio-norito Pium. Província Carajás. Cráton Amazônico.

Abstract

The Diopsídio-norito Pium that occurs between Vila Feitosa and Cedere III localitys, Canãa dos Carajás district, consists in an elongated body with approximately 35 km of length, parallel with the E-W regional trend. Besides norites (±gabbronorites) as a predominant variety, still occur quartz-gabbros with variation to enderbites, and in the restrict way, cumulatic rocks. Relations of contemporaneity (magma mingling) between the norites magma source and those that composed the rocks much rich in silic were observed, once that the norites occur such as angular enclaves an rectilinear contacts into the quartzo-gabbro rocks, evidencing high viscosity contrast between both, or as a swarm rounded enclaves (bubbles/autolithos) into hornblende-gabbro variety, may mean that the norites are slightly older. The geochemystri data show that the Diopsidio-norite-Pium has FeO enrichment compered with MgO, indicating subalkaline tholeiitic nature of them, as well as a source from partial melting of mantle peridotite. Tectonical setting diagrams using Zr and Y as parameter shows that these samples have geochemystri affinities whith intra-plate basalts. These data show a magmatic evolution process from the norites, passing by quartz-gabbros until the enderbites. The Pb-Pb ages obtained form zirconsat 2745±1 a 2744±1Ma to these rocksare considered ages of crystallization of the body, and diverge from those obtained by Pidgeon et al. (2000) of 3.00 and 2.86 Ga Ga. Relations of coexistence between these varieties still in the plastic state reinforce the idea that this body have formed in a single magmatic event. The Sm-Nd analyses in these rocks provided T_{DM} ages from 3.14 to 3.06 Gaand ϵ_{Nd} (t=2.74 Ga)valuesbetween -2.78 e -1.58, suggest that the rocks of Diopside-norite Piumderived frommantle sources indicated the involvement of crustal sources in its genesis. These dates show that such rocks were produced by old sources separated from mantle around 3.1 Ga, confirming an important mesoarchean period of crustal formation at Carajas Province.

Key words: Geochronology. Diopside-norite Pium.Carajás Province. Amazonian Craton.

Introdução

Os primeiros trabalhos realizados a cerca do Complexo Pium, foram em escala regional, inicialmente estas rochas foram consideradas como parte do Complexo Xingu (Hirata *et al.* 1982) ou eram 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 Ar/ 39 Ar, obtiveram idades de 1986 ± 37 Ma e 1963 ± 17 Ma em biotitas, 1913 ± 63 Ma em plagioclásios, e cerca de 2,70 Ga em anfibólios. Tais idades foram interpretadas como idades de um evento metamórfico de alto grau (< 2,70 Ga), seguido por um segundo evento com temperaturas de 300° à 500°C, associado com ciclo transamazônico.

Lafon *et al.* (1988) e Pereira (1992) utilizando o método Rb-Sr em rocha total, obtiveram uma idade de 2325 ± 142 Ma, e pelo mesmo método aplicado em minerais (apatita, feldspato e biotita) obtiveram uma 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, da área próxima ao rio Cateté, e obtiveram uma idade de 3050 ± 114 Ma, e a interpretaram como idade de cristalização do protólito ígneo do Complexo Pium. Pidgeon *et al.* (2000), através 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 estas rochas. Tais autores argumentam que a assembleia de rochas dessas duas áreas são completamente diferentes, principalmente em termos de origem, levando-os a apresentar uma nova nomenclatura e terminologia estratigráfica para estas rochas. As amostras da área próxima ao rio Pium apresentavam uma textura gabróica e algumas características ígneas primárias muito bem preservadas, variando de noritos a gabros. Baseados no percentual de orto e clinopiroxênio foram divididos em noritos (+ de 95% de OPX), noritos com diopisídio (OPX entre 95 e 50%), noritos com hiperstênio (CPX entre 50 e 95%) e gabros (+ de 95% de CPX),desse modo, considerando estas rochas como pertencentes a um maciço ígneo intrusivo, tais autores o denominaram de Plúton

Charnockitóide Pium. Já na área adjacente ao rio Cateté, segundo estes autores, ocorrem rochas tipo ortognaisses com ortopiroxênio, desde tipos félsicos (charnoquíticos) até básicos (piroclasitos e piribolitos), além de tipos charno-enderbíticos, todos considerados de origem metamórfica, levando-os a agruparem estas rochas no Complexo Chicrim-Cateté. Recentemente, Vasquez *et al.* (2008), redefinem 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.

Portanto levando em consideração o estágio inicial de conhecimento das rochas que constituem o Diopsídio-norito Pium, nas regiões de Vila Feitosa e Cedere III, Canaã dos Carajás, o presente trabalho visa através de novos estudos geocronológicos tentar esclarecer a idade de formação dessas rochas, em conjunto com novos dados geológicos, petrográficos e geoquímicos buscar uma melhor caracterização dessa unidade.

Contexto Geológico Regional

O Diopsídio-norito Pium (Vasquez *et al.*, 2008) é uma das unidades litoestratigráficas aflorante no denominado Domínio de Transição entre o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria e a Bacia Carajás (Dall'Agnol *et al.*, 2006), borda sudeste do Cráton Amazônico (Figura 1). Este domínio se estenderia entre a região situada imediatamente ao norte de Xinguara, passando lateralmente por Tucumã e São Félix do Xingu, até a borda sul da Bacia de Carajás, correspondente às exposições mais meridionais do Supergrupo Itacaiunas. É um terreno originalmente similar ao TGGRM, interpretado por Dall'Agnol *et al.* (2006), como um seguimento do mesmo, intensamente deformado durante a fase compressional da Bacia Carajás. Segundo Araújo & Maia (1991), esta região é interpretada como um Domínio Imbricado, ligado a uma cinemática essencialmente compressiva representado por sistemas imbricados de cavalgamentos oblíquos, sendo suas unidades litológicas marcadas por uma orientação geral E-W.

Recentes trabalhos realizados nesta região, de caracterização e individualização de novas unidades litológicas, vem sendo realizados na área de Canaã dos Carajás definindo novas unidades que vieram a substituir inteiramente o Complexo Xingu, outrora dominante nesta área (Feio *et al.*, 2012a, b, Oliveira *et al.*, 2010). As unidades definidas foram o

Granito Canaã dos Carajás (2,96 Ga), o Trondhjemito Rio Verde (2,93 Ga), Complexo Tonalítico Bacaba (2,87 Ga), os granitos Serra Dourada (2,86 Ga), Cruzadão (2,85 Ga), Bom Jesus (2,83 Ga), as suítes graníticas Pedra Branca e Planalto e as rochas charnockíticas associadas (2,74 a 2,73 Ga).



Figura 1–Mapa Geológico Regional com :a) Localização da Província Carajás no Cráton Amazônico. Modificado de Tassinari & Macambira (1999); b) Mapa geológico da Província Carajás. Modificado de Vasquez *et al.* (2008), Almeida (2010) e Feio *et al.* (2012).

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, onde ocorre como um corpo alongado de aproximadamente 35 km de extensão, e como a maioria das unidades da área, dispõe-se segundo um *trend* regional E-W. Ocorrem sob
a forma de extensos lajedos ou mais comumente como blocos métricos, a um nível topográfico de aproximadamente 250 metros, que equivale ao nível dos platôs lateríticos. As rochas que constituem este corpo são isotrópicas, leuco a mesocráticas e apresentam uma monótona variação textural, com ampla predominância daquelas equigranulares finas a heterogranulares de granulação finas à média, e raramente grossa.

As relações de contato observadas entre as rochas do Diopsídio-norito Pium e as demais unidades que ocorrem na área não são tão claras, porém a ocorrência frequente de *enclaves* máficos (xenólito) parcialmente digeridos e com feições de *mingling* encontrados no interior dos granitoides enderbíticos e naqueles do tipo Planalto, ambos de idade nearqueana, sugerem 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, dispostos segundo a direção E-W e com características específicas os associam aos granitos ao magmatismo do tipo planalto (Feio et al. 2012a; Figura 2).

As relações de contato entre as variedades petrográficas que compõem Diopsídio-norito Pium sugerem que o magma gerador das rochas noríticas possui idade de formação próxima daqueles formadores das rochas mais enriquecidas em sílica, uma vez que diversos *enclaves* arredondados (*bubbles* / autólitos) das primeiras são encontrados no interior das variedades quartzo gabro, o que indica baixo contraste de viscosidade entre tais variedades (*magma mingling* – Figura 3a). Por outro lado, nos *enclaves* noríticos mais desenvolvidos, além de apresentarem formas arredondadas, apresentam ainda contatos retilíneos com a variedade quartzo-gabro, indicando neste caso um contraste de viscosidade mais elevado entre as variedades, além de uma diferença mais significativa de idades entre estas duas variedades, podendo significar que os noritos são ligeiramente mais antigos (Figura 3b).



Figura 2 - Mapa Geológico da área estudada modificado de Vasquez *et al.*(2008), destacando as áreas onde predominam as principais variedades petrográficas identificadas neste trabalho.



Figura 3 - Relações de contato entre as variedades do Diopsídio-norito Pium: a) detalhe do afloramento que ocorre na porção sul do corpo (CP-25E), mostrando um enxame de *enclaves* arredondados (*bubbles*) 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-gabróica, 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.

Petrografia

Classificação e Aspectos Texturais

Foram realizadas análises modais em vinte e duas amostras pertencentes ao Diopsídio-norito Pium (Tabela 1). Quando lançadas nos diagramas Q-A-P (Streckeisen 1976), estas incidem nos campos dos gabros, quatzo-gabros e tonalitos (enderbitos), onde aquelas classificadas como gabros foram redefinidas no diagrama PLG + (OPX + CPX)+ HBL como hornblenda gabros, hornblenda gabronoritos e gabronoritos, que por sua vez, a grande maioria das amostras dos gabronritos, foi redefinida como norito no diagrama PLG + OPX + CPX (Le Maitre 2002, Figura 4). As análises petrográficas, demonstraram que não há um contraste textural e composicional acentuado entre as variedades petrográficas identificadas neste trabalho. Em geral estas apresentam textura granular hipidiomórfica e são constituídas por ortopiroxênio, plagioclásio, clinopiroxênio, quartzo, anfibólio, biotita, \pm apatita, zircão, \pm escapolita, e minerais opacos (sulfetos, magnetita e ilmenita).

Levando-se em consideração as notáveis afinidades texturais e mineralógicas apresentadas pelas variedades petrográficas que constituem o Diopsídio-norito Pium, será discutido a seguir seus principais aspectos texturais, assim como de seus principais constituintes minerais, uma vez que as principais diferenças entre tais variedades está no conteúdo modal das principais fases minerais.

Os noritos são mesocráticos (M=40%) de textura granular hipidiomórfica fina (~1mm), onde sua mineralogia é formada por plagioclásio (andesina), ortopiroxênio (hiperstênio), clinopiroxênio (diopsídio), anfibólio (hornblenda) e biotita; minerais opacos (magnetita e ilmeninta) como a principal fase acessória, além da escapolita como principal mineral secundário. O grau de transformação tardi-magmática (piroxênio \rightarrow anfibólio \rightarrow biotita) encontrado nestas rochas é menos intenso do que aqueles observados nas demais variedades. Tanto a variedade hornblenda gabro quanto o guartzo-gabro apresentam granulação mais grossa e um conteúdo modal mais acentuado de quartzo (Tabela 1). Entretanto uma amostra de aspecto cumulático se destaca perante as demais pelo brilho sedoso e conteúdo anômalo de cristais de orto (46,5%) e clinopiroxênio (29,4%).

Variedades			Diopsi	ídio-norita)		Gabr	onorito	Hornblenda – Gabronorito				
Amostras	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	0,00	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	31,9	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	99,3	98,92	92,40	98,9	78,7	92,06	98,6	99,7	62,5	60,9	89,42	
Quartzo	3,6	2,1	1,08	7,60	1,09	0,00	7,94	1,2	0,28	0,00	0,00	10,58	
K-Feldspato	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
A 100% P-Opx- Cpx													
Plagioclásio	63,5	66,1	68,0	78,5	80,55	88,42	65,3	76,5	88,64	73,01	70,56	67,6	
Ortopiroxênio	33,3	31,0	25,4	15,4	11,18	9,10	29,6	7,6	8,66	25,70	29,43	23,4	
Clinopiroxênio	8,4	2,8	6,6	5,9	8,25	1,79	5,0	15,8	2,68	1,28	0,00	8,8	
Nº de Pontos	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	

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

(Continuação)

	Hornbl	enda Gabro)	Qua	artzo-Gab	ro	Ende	Rocha Cumulática	
CP-25E	CP-67	CP-50C	RDM-08D	CP-16A	CP-51	CP-21	CP-27C	CP-23A	CP-61A
50.4	40.9	45.0	27.7	50.1	62.2	677	57.0	52.4	12.0
39,4 27	40,8	43,0	57,7	50,1 11.2	03,5	0/,/	37,0 21.0	52,4 22.1	13,2
5,7	2,0	9,0 5 7	-	11,2	/,0 11.6	7,0 10.7	21,9	17	0,5
-	1,0	5,7	12,0	-	11,0 8.0	10,7	1,0	1,7	40,5
-	1,2	-	-	-	8,0	-	-	-	29,4
26,6	53,6	37,6	37,1	34,9	0.2	6,2	16,8	19,1	10,4
9,4	-	1,6	12,4		8,3	6,5	1,2	3,0	-
-	-	0,9	0,1	1,7	0,8	0,6	1,9	1,2	-
Tr	-	Tr	Tr	-	Tr	-	Tr	-	-
-	-	Tr	-	-	Tr	-	-	-	-
-	Tr	-	-	Tr	-	-	-	Tr	-
Tr	Tr	Tr	Tr	-	Tr	-	Tr	Tr	-
61,10	43,4	54,0	37,7	62,8	71,1	75,6	78,9	74,5	13,5
36,0	56,4	54,8	61,5	36,9	28,7	23,4	20,9	25,0	86,3
0,0	1,33	-	0,00	0,00	1,45	-	-	-	1,58
0,0	0,02	0,15	0,32	0,00	-	1,72	0,05	0,08	4,47
0,0	0,05	-	0,00	-	19,6	1,72	-	-	7,29
97,21	98,38	70,33	37,7	79,78	98,03	89,55	72,2	29,66	-
6,05	5,99	16,66	0,00	17,83	10,97	10,32	27,7	70,33	-
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	-	-
-	93,57	70,33	75,85	100	76,35	86,3	98,0	96,85	-
-	3,66	16,66	24,14	0,00	13,99	13,6	1,7	3,14	-
-	2,75	0,00	0,00	0,00	9,65	0,00	0,00	0,00	-
2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2000



Figura 4 - 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.

Nestas rochas o plagioclásio possui composição andesina sódica (An₃₃), ocorre como cristais zonados subédricos, com maclamento albita-periclina e albita-carlsbad, por vezes, também mostram-se recristalizados formando agregados poligonais. O ortopiroxênio (hiperstênio) e o clinopiroxênio(diopsídio) ocorrem como cristais médios a grossos, onde frequentemente apresentam textura do tipo corona, com suas bordas transformadas para anfibólio (Figura 5e). As propriedades óticas indicam que este último trata-se de uma hornblenda, a qual pode ocorrer também como finos cristais de caráter intersticial.O quartzo, presente principalmente nas variedades mais evoluídas, ocorre como cristais finos (0,1mm) e intersticiais, indicando uma cristalização tardia, assim como aqueles que formam os intercrescimentos mirmequíticos nas bordas dos cristais de plagioclásio (Figura 5b). Já 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 5d). A escapolita, o principal mineral secundário, ocorre geralmente associada ao anfibólio, biotita e plagioclásio.



Figura 5 - Aspectos texturais das rochas do Diopsídio-norito Pium. a) Aspecto textural da variedade/fácies diopsídonorito. b) intercrescimento de quartzo nas bordas de plagioclásio, caracterizando a textura mirmequítica em uma amostra de quazto-gabro; c) cristal grosso de hiperstênio com inclusões de cristais de plagioclásio em sua borda, em uma amostra de hornblenda gabronorito; d) cristal automorfo de zircão incluso em cristal de biotita em uma amostra de quartzo-gabro; e) aspecto microscópico mostrando o caráter equigranular grosso da rocha, textura equigranular média, mostrando uma textura do tipo corona (piroxênio com bordas transformadas para anfibólio), em uma amostra de gabronorito; f)aspecto microscópico geral, mostrando o caráter equigranular médio da rocha, (hornblenda gabronorito) com a ocorrência de cristais de plagioclásio subédricos e cristais de ortopiroxênio e clinopiroxênio transformados para anfibólio, além de finos cristais de quartzo indicando sua cristalização tardia.

Geoquímica

Elementos Maiores, Menores e Traços

O estudo geoquímico realizado nas rochas formadoras do Diopsídio-norito Pium tem por objetivo determinar as características e afinidades geoquímicas dos principais litotipos identificados, 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 LTDA*, para a determinação dos elementos maiores, menores, traços e terras raras em 19 amostras (Tabela 2).

As rochas do Diopsídio-norito Pium exibem teores de SiO₂ 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 destas 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%). Neste mesmo sentido é nítido um decréscimo linear de MgO dos noritos (5,36%) até os enderbitos (2,57%). Comportamento similar também é observado para o CaO (7,83-5,35%), Al₂O₃ (15,23-13,49%), FeOt (9,27-(6,83%) e Fe₂O₃t (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%), onde seus teores aumentam em direção às variedades mais ricas em sílica. A rocha de natureza cumulática, apresenta valores extremamente elevados de MgO (12,74%), FeOt (18,37%) e Fe2O3t (20,43%) e significativamente mais baixos de CaO (4,47%), Al₂O₃ (5,94), K₂O (0,62%), Na₂O (1,72%) e P₂O₅ (<0,01%), em relação às demais variedades (Tabela 2). O comportamento anômalo desses óxidos deve-se ao acumulo de cristais de piroxênio, sobretudo de ortopiroxênio, e ao conteúdo extremamente reduzido de feldspatos na rocha cumulática (Tabela 1).

O comportamento dos diversos óxidos discutido acima também são evidentes quando mostrados em diagramas de variação utilizando o número de magnésio mg# [MgO/(MgO+FeOt) em razão molar] como índice de diferenciação (Figura 6). O valor médio do mg# sofre um decréscimo acentuado dos noritos (0,51) em direção aos enderbitos (0,34), enquanto que nas rochas cumuláticas este valor é bem superior (0,55) às demais variedades. Tais valores são típicos de líquidos basálticos evoluídos, enquanto que em magmas basálticos primários derivados de peridotitos mantélicos os valores do mg# estaria entre 0,74 e 0,80 (Jaques & Green, 1979, 1980; Takahashi & Kushiro, 1983; Bossi *et al.*,1993). Nos diagramas de variação da figura 6, observa-se um aumento nas concentrações de Fe₂O₃t, Al₂O₃, CaO e uma diminuição dos teores de SiO₂, K₂O e P₂O₅ com o aumento dos valores de mg#.

Em relação aos elementos traços, nota-se no geral um enriquecimento em direção às variedades mais enriquecidas em sílica de: 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 nestas variedades (301,5-335,8 ppm), porém os quatzo-gabros apresentam valores bem acima da média das demais variedades (661,4 ppm). Já na rocha cumulática, estes elementos apresentam-se com teores significativamente mais baixos do que aqueles discutidos para as 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 forma do que foi discutido anteriormente para os elementos maiores, o acumulo acentuado de cristais de piroxênio e a participação mais discreta de feldspatos e minerais acessórios (zircão, allanita, apatita, etc.) no processo de formação dessas rochas, justificam o comportamento dos elementos traços. Contudo, quando estes elementos são confrontados com o mg# (Figura 7), observa-se um decréscimo acentuado nas concentrações de Rb, Zr, Ba, Y e Nb, com o aumento do mg#.

O comportamento dos elementos traços, aliado aquele dos elementos maiores, pode indicar, em geral, que a partir do magma gerador dos noritos até aquele formador dos enderbitos, não houve um fracionamento importante de feldspatos e biotita, como indicado pelo enriquecimento K₂O, Ba e Rb em direção às rochas mais silicosas. As pequenas variações nos teores de Sr indicam que plagioclásio não foi uma fase fracionante importante durante a evolução deste magma, haja vista a afinidade de Sr e Ca com este mineral (Wedepohl, 1972). Da mesma forma, os minerais acessórios primários como zircão, allanita e apatita não representariam as fases inicialmente fracionantes, pois Zr, Y e P compartam-se de maneira incompatível nestes magmas. Por outro lado, o comportamento de Mg, Ca e Fe justificam claramente que as principais fases fracionantes neste *trend* de evolução, são os minerais ferromagnesianos, sobretudo os clino e ortopiroxênios. Da mesma forma, os elementos traços compatíveis como Ni e Co apresentam de modo geral, um decréscimo de seus teores com o aumento da cristalização, embora apresentem pontos dispersos. O Sc apresenta valores (25,9 – 19,0

ppm) que sugerem a importância do fracionamento do piroxênio no processo evolutivo magmático das rochas do Diopsídio-Norito Pium.

	Diopsídio-Norito						Hornblenda - Gabronorito			Hornblenda Gabro				Quartzo-Gabro			E	Cumulát ica						
					RDM-				RDM-	RDM-	RDM-		CP-	RDM-	RDM-	RDM-						CP-		
Amostras	CP-20	CP-45	PI-06	CP-01B	06	CP-05	CP-42	Média	10	08B	07	Média	25	08D	09A	09B	Média	CP-21	CP-51	Média	CP-27C	23A	Média	CP- 61A
SiO 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	0,67	0,99	1,28	1,38	1,33	0,32
Al_2O_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_2O_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_2O	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_2O_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	101,0	104,37	00.07	08.07	08 00	08.06	08.85	100.02	08.00	08.03	08.02	08.05	08 02	08 56	08.02	104,9	100.34	00.00	00.06	00.03	102.20	08 00	100.60	08 20
Tracos	0		99,07	90,92	98,90	98,90	98,85	100,02	98,99	90,95	90,92	98,95	90,92	90,50	90,92	0	100,54	99,00	99,00	99,03	102,20	90,99	100,00	98,20
(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 Zn	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
ZII Ba	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
Da	423	157	396	1015	1328	170	772	608.7	877	732	523	710.67	2169	0.34	686	1584	1109.84	845	1866	1355.50	1347	1192	1269.5	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		361.9			· · ·														1059,					
7r	318,0	0.7	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	4	661,35	321,7	349,9	335,8	118,7
Nh	124,2	9,7	92,4	292,5	292,5	139,7	164,8	159,4	228,4	1/8,3	110,9	1/2,53	528,8	114,9	1/4,4	320,5	284,65	270,8	185,2	228,00	344,3	349,0	346,7	25,8
Y	7,2	0,2	6,5 15.0	10,2	11,8	6,0 25.9	9,6	7,4	10,2	8,7	7,5	8,80	21.0	6,3 20.0	8,5	11,1	9,35	18,4	3,4 10.2	10,90	14,8	12,3	13,6	4,9
Ga	22,3 16.6	2,5 13.9	15,9	30,1	28,2	25,8	27,6	21,8	26,6	21,0	21,0	22,87	31,0	20,0	21,6	17.6	23,70	31,3	10,2	20,75	31,5 17.2	30,1	30,8	13,3
Sc	10,0	13,9	21	17,7	18,9	15,4	17,0	10,0	17,0	10,8	16,0	10,00	20	15,2	10,0	17,0	10,05	10,2	21,0	18,00	17,5	17,8	17,0	8,0 44
Th	29 19	0.3	11	22 5 5	20	55 54	21 38	23,9 33	23 72	20 1 9	23 1.0	∠4,07 1 37	20 67	27 1.0	20 73	38	22,50 4 70	24 11 0	14	6.90	23 21	21 68	23,0 4.5	44
U	0.7	0,5	4,4 15	5,5 1 1	2,0 0.4	2.1	0.9	3,3 1.0	/,∠ 1.7	4,2 10	0.3	1.00	14	0.3	7,5 11	5,6 1.0	4,70 0.95	31	0.2	1.65	2,1 0.7	13	4,5 1.0	0,3
V	206	77	170	224	212	218	218	189.3	169	175	164	169.33	91	156	180	122	137.25	155	106	130.50	169	185	177.0	61

ETR (ppm)																								
La	24,0	2,5	20,7	47,2	53,7	20,4	36,8	29,3	42,8	37,3	24,9	35,00	51,0	23,1	37,9	46,5	39,63	42,4	33,4	37,90	41,3	55,3	48,3	6,7
Ce	53,3	4,1	46,9	96,8	107,4	41,1	80,3	61,4	88,2	71,1	51,2	70,17	113,0	47,4	72,5	90,9	80,95	92,9	69,3	81,10	90,7	116,3	103,5	19,6
Nd	25,1	1,7	19,2	48,7	54,5	15,9	36,3	28,8	42,9	31,5	26,0	33,47	49,1	23,0	32,5	41,3	36,48	38,4	30,6	34,50	42,6	48,6	45,6	13,8
Sm	4,87	0,42	3,72	8,38	8,63	3,74	6,52	5,2	7,47	5,18	4,70	5,78	8,71	4,46	5,59	7,04	6,45	6,84	5,14	5,99	7,77	8,40	8,1	3,46
Eu	1,40	0,38	1,00	2,13	2,22	1,02	1,64	1,4	1,74	1,44	1,31	1,50	3,05	1,28	1,40	2,01	1,94	1,27	1,51	1,39	2,24	1,94	2,1	0,66
Gd	4,58	0,50	3,31	6,94	7,23	4,00	5,55	4,6	6,15	4,47	4,29	4,97	6,98	4,07	4,78	5,72	5,39	5,99	3,32	4,66	6,65	6,56	6,6	3,6
Tb	0,73	0,11	0,58	1,04	1,01	0,77	0,89	0,7	0,95	0,70	0,66	0,77	1,08	0,65	0,72	0,85	0,83	0,97	0,45	0,71	1,06	1,04	1,1	0,49
Dy	3,99	0,41	3,01	5,88	5,73	4,50	4,81	4,0	5,25	4,00	3,73	4,33	5,67	3,81	3,96	4,37	4,45	5,27	2,00	3,64	5,67	5,52	5,6	2,64
Ho	0,78	0,13	0,60	1,08	0,98	0,97	0,94	0,8	1,03	0,76	0,71	0,83	1,06	0,72	0,79	0,86	0,86	1,03	0,37	0,70	1,08	1,02	1,1	0,49
Er	2,41	0,36	1,79	3,06	2,72	2,92	2,69	2,3	3,22	2,24	2,11	2,52	2,86	2,09	2,41	2,47	2,46	3,11	0,88	2,00	3,11	2,90	3,0	1,49
Yb	2,11	0,32	1,79	2,85	2,53	2,82	2,45	2,1	2,91	2,12	2,13	2,39	2,65	2,11	2,21	2,31	2,32	2,90	0,75	1,83	2,86	2,67	2,8	1,52
Lu	0,33	0,11	0,26	0,44	0,40	0,44	0,39	0,3	0,45	0,36	0,32	0,38	0,42	0,34	0,35	0,33	0,36	0,43	0,12	0,28	0,45	0,39	0,4	0,24
Total	123,6	11,0	102,9	224,5	247,1	98,6	179,3	141,0	203,1	161,2	122,1	162,10	245,6	113,0	165,1	204,7	182,10	201,5	147,8	174,68	205,5	250,6	228,1	54,7
Fe_2O_3t	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
FeOt	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
ACNK	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	, 	0.07			, 	, 	,	, 	,	, 	, 	, 	, 		· · · ·	, 			, 	, 		, 		,
Dh/Sr	0,2	0,007	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
KU/SI Sr/Do	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
51/154	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	807,3 5	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)N	7.61	5,17	7 73	11.07	14 19	4.83	10.04	87	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)N	3.05	3,68	3 4 3	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)N	1 72	1,24	1 36	1 94	2 28	11 32	1.81	31	1.68	1.68	1.61	1.66	2.07	1 54	1 72	1,00	1.83	4 5	3 53	4 02	1.85	53	32	42
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

*Valores normalisados segundo Nakamura, 1974.



Figura 6 - Diagramas de variação (mg# vs. óxidos em % peso) dos litotipos estudados. Figura 6- Diagramas de variação (mg# vs. Elemento x mg# vs. oxidos em % peso dos litotipos estudados.



Figura 7 - Diagramas de variação (mg# vs. elementos traços em ppm) dos litotipos estudados.

Elementos Terras Raras

Os padrões geoquímicos dos elementos terras raras (ETR) foram normalizados de acordo com os valores de Nakamura (1974), os quais foram utilizados para elaborar os diagramas da figura 8. Observar-se que os padrões de distribuição dos ETR das variedades diopsídio-noritos, hornblenda-gabronoritos e dos hornblenda-gabros são bastante semelhantes, sendo caracterizados por um leve enriquecimento dos elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP), o que reflete um baixo grau de fracionamento destes últimos, resultando em razões (La/Yb)_N mais discretas. (8,7, 9,8 e 11,28). Estas razões são mais baixas nos noritos (8,70), seguidos pelos gabronoritos (9,81), atingindo os valores mais elevadas nos hornblenda-gabros (11,28). Neste sentido, a ausência da anomalia negativa de Eu (Eu/Eu*) é marcante nestes 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 dos quartzo-gabros e enderbitos exibem, de maneira geral, um maior fracionamento dos ETRP em relação aos ETRL, refletindo em altas razões $(La/Yb)_N$, com médias de 19,81 e 13,8, respectivamente. Os padrões da anomalia de Eu são bastante variáveis tanto para o 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 padrão de distribuição dos ETR apresentado pela rocha cumulática é caracterizado por dispor de valores mais baixos de ETRL em relação às demais variedades, resultando em um padrão horizontalizado com uma 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).



Figura 8 - Padrão de distribuição dos elementos terras raras (ETR), normalizado segundo o padrão do condrito de Nakamura (1974), aplicado as rochas do Diopsídio-norito Pium.

Classificação e Ambiente Tectônico

Para a classificação e nomenclaturas das rochas do Diopsidio-Norito Pium foram utilizados diversos diagramas geoquímicos, como o TAS (Cox *et al.*, 1979; Figura 9), que relaciona sílica *versus* total de álcalis (Na₂O + K₂O), onde as amostras plotam no campo das rochas subalcalinas, sendo classificadas como gabros (noritos), dioritos (hornblenda-gabro) e quartzo-diorios (quarto-gabros). Esta relação separa claramente cada grupo de amostras do Diopsídio-norito Pium e permite esboçar, paralelamente ao aumento dos conteúdos de SiO₂ 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 petrográfico e geoquímicos discutidos anteriormente. No diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971; Figura 10) é evidenciado o comportamento subalcalino, uma vez que a maioria dos litotipos estudados têm predominantemente afinidade toleítica, com típico enriquecimento em Fe₂O₃ (ou *trend* de Fenner) em relação aos álcalis e MgO, excetuando-se uma amostra de quartzo-gabro que situa-se no limite entre os dois campos, entrando ligeiramente no campo calcio-alcalino, devido ao seu alto teor de álcalis em relação às demais amostras.

Para uma melhor classificação químico-mineralógica das rochas máficas que constituem o Diopsídio-norito Pium, utilizou-se o diagrama multicatiônico R_1 - R_2 de La Roche *et al.* (1980), modificado por Batchelor & Bowden (1985), Figura 11. Neste, nota-se que as rochas analisadas caracterizam-se, de maneira geral, por valores intermediários de R_1 e R_2 , posicionando-se em sua grade maioria no campo2, com raras amostras incidindo nos campos 1 e 3 do diagrama. Neste contexto, observa-se claramente uma evolução do grupo dos diopsídio-noritos para os quartzo-gabros e enderbitos, ressaltando o mesmo *trend* de evolução mencionado à cima, onde fica evidente a diminuição de Ca, Mg e Al para as rochas mais evoluídas. Desse modo, o mencionado diagrama demonstra que as rochas do Diopsídio-norito Pium são inicialmente derivadas de um magma proveniente do 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. Zr versus log. Zr/Y (Figura 12). As amostras 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 basalto intrapalaca por possuírem teores mais elevados de Zr.



Figura 9- Diagrama TAS (Cox. et al., 1979) mostrando a disposição das rochas do Diopsídio-norito Pium.



Figura 10- Diagrama AFM (Iverine & Baragar 1971) para as rochas do Diopsídio-Norito Pium.A linha cheia representa a suíte toleítica doHawaii, segundo MacDonald & Katsura (1964). Rc - Rocha.



Figura 11 - Classificação químico-mineralógica de rochas plutônicas segundo Batchelor & Bowden (1995), aplicada às rochas do Diopsídio-norito Pium.



Figura 12- Diagrama discriminante log. Zr versus log. Zr/Y, (Pearce & Norry, 1979) para as rochas do Diopsídio-norito Pium.

O diagrama de multi-elementos normalizados para o manto primitivo, segundo os valores de Sun e McDonough (1989) da figura 13a, compara o padrão dos elementos incompatíveis das rochas investigadas neste trabalho, com os padrões de OIB, E-MORB e N-MORB, onde nota-se que, as rochas do Diopsídio-norito Pium tem composição intermediária entre os padrões de OIB e E-MORB. A anomalia negativa de Nb observada nestas rochas é uma característica típica de ambiente continental. A figura 13b e c mostra a comparação entre os elementos incompatíveis das rochas do Diopsídionorito Pium com o padrão de litotipos máficos, gabronoritos e gabros do Cráton São Francisco (Costa *et al.*, 2006), e com diques de Carajás ATi e BTi (alto e baixo titânio) de Rivalenti *et al.* (1998), diques básicos da parte norte de Carajás, cujo a geoquímica essencial é do tipo E-MORB. Neste diagrama nota-se que o campo de composição das rochas do Diopsídio-norito Pium apresenta maiores afinidades com os campos composicionais dos gabros do Cráton São Francisco e com diques de Carajás ATi (Figura 13c), rochas caracterizadas como de ambiente intracratônico.



Figura 13- Diagrama de multi-elementos 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) e c) comparações com litotipos máficos do Cráton Amazônico e São Francisco.

Geocronologia

Serão apresentados aqui os resultados analíticos obtidos pelos métodos de evaporação Pb-Pb em monocristais de zircão e Sm-Nd em rocha total. Estes 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), respectivamente (Anexo).

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 3, e os resultados apresentados na tabela 3 e figura 15: (i) na fácies diopsídio-norito: foram analisados vinte cristais de zircão da fração 180-125 µm pertencentes à amostra RDM-06, onde apenas quatro cristais (9,14, 15, 18) forneceram uma idade média de 2745,2 \pm 1,2 Ma com MSWD = 0,2 (Tabela 3, Figura 15); (ii) na fácies hornblenda-gabronorito (amostra RDM-10) foram utilizados dezoito cristais de zircão, entretanto apenas seis cristais (1, 2, 3, 4, 5, 6) forneceram uma idade média de 2744,5 \pm 0,8 Ma com MSWD = 1,4 (Tabela 3, Figura 15), e (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 15). Os cristais de zircão selecionados para estas análises apresentam-se em geral com hábitos prismáticos e formas bi piramidais, zonados, transparentes a marrom claro. Vale ressaltar que em todas as variedades, os cristais que não foram utilizados para o cálculo da idade média apresentaram razões ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb superiores a 0,0004.

Zircão	Razões	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ	(²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb)c	2σ	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb)c	2σ	Idade	2σ
				Diopsídio-norit	0				
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
			Hor	nblenda-gabror	norito				
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	0				
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

Tabela 3 - Resultados analíticos Pb-Pb dos cristais de zircão das amostras do Diopsídio-norito Pium: RDM-06, RDM-10 e CP-01A. (c) - razão ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb e ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb corrigida do Pb comum.



Figura 14 - Espectro de idades ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb (em Ma) para os zircões das amostras do Diopsídionorito Pium: a) Diopsídio-norito (RDM-06), b) Hornblenda-gabronorito (RDM-10) e c) Quartzogabro (CP-01A). As barras verticais representam os erros para cada cristal de zircão analisado e a linha horizontal representa a idade média obtida para cada amostra.

As análises Sm-Nd em rocha total foram realizadas em seis amostras de rochas, das principais variedades que compõem o Diopsídio-norito Pium, com o objetivo de determinar as suas idades-modelos T_{DM} . Os valores de Sm variam de 5,10 a 7,94 ppm e de Nd entre 27,94 a 45,68 ppm. Estes valores são elevados e esperados para esse tipo de rocha, com exceção da amostra CP-45 com valores de Sm de 0,33 ppm e de Nd de 1,63 ppm.

As idades modelos T_{DM} calculadas através 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 $\varepsilon_{Nd}(t)$ variam entre -2,78 e -1,58 (Tabela 4). Tais valores foram calculados utilizandose as idades de cristalização de ~2,74 Ga obtidas neste trabalho.

140014 1 1	- 4405 15	0101010	o oni i ta aus i	oonas ao 210psiai	0 11011100 1	10111			
Amostras	Sm Nd (ppm) (ppm)		¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (2σ)	f _(Sm/Nd)	8 _{Nd(0)}	T _{DM} (Ga)	$\boldsymbol{\epsilon}_{\mathrm{Nd}}(t)$	Idade (Ma)
Diopsídio-ne	oritos								
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	-gabron	orito							
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

Tabela 4 - Dados Isotópicos Sm-Nd das rochas do Diopsídio-norito Pium.

* Idade Inferida



Figura 15 – Diagrama \mathcal{E}_{Nd} vs. Idade (Ga) mostrando as composições isotópicas de Nd e idade modelo T_{DM} para as rochas do Diopsídio-norito Pium. Cuvas de evolução do manto empobrecido, DM (DePaolo, 1981) e Reservatório Condrítico Uniforme, CHUR (DePaolo & Wasserburg, 1976). Comparados ao intervalo de formação de crosta da região de Carajás. Di = Diopsídio, Hb = Hornblenda.

Discussões

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. Estes 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. Esta evolução pode ter sido comandada por um processo de diferenciação magmática, enriquecendo o líquido em SiO₂, K₂O, P₂O₅,TiO₂, 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 Fe₂O₃t em relação às demais variedades, bem como o marcante empobrecimento de Al₂O₃, CaO e Na₂O, sugerem que esta variedade foi gerada por acumulação de cristais de piroxênios, em especial ortopiroxênio, como evidenciado pelos dados modais. Em geral, o leve enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP e a discreta anomalia negativa de Eu, é reflexo de um 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 (2,74Ga), onde todos os zircões analisados foram considerados de origem magmática sem evidencias de sobre crescimento metamórfico. As idades fortemente coincidentes fornecidas pelos zircões de três variedades petrográficas do Diopsidio-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 mesmas são representativas do corpo e representam a idade de cristalização dos mesmos. A contemporaneidade destas variedades é condizente com as relações de campo descritas anteriormente, onde comumente são observados feições de *mingling* entre os noritos e as variedades mais evoluídas, indicando baixos contrastes de viscosidade entre as mesmas.

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 gabróico, que corresponde ao atual Diopsídio-norito Pium. Entretanto, durante o mapeamento realizado neste trabalho não foram encontrados ou descritos xenólitos de rocha enderbítica que comprovasse esta hipótese. As únicas amostras classificadas neste trabalho como enderbito (CP-27C, CP-23A), ocorrem em pontos localizados e não apresentam feições de enclaves. Gabriel et (2010) caracterizou como Leucoenderbitos (ortopiroxenio-trondhjemitos), al. granitóides 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. Neste sentido, Vasquez et al. (2008) considera 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 represente uma rocha da área próximas ao Rio Pium.

Feio (2011) obteve idade de cristalização de 2730±10 Ma para alguns corpos graníticos da Suíte Planalto e sugere 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 coexistências (*magma mingling*) também são descritas entre as unidades. Feio et al (2012) sugere com base em dados U-Pb e Pb-Pb em zircão que as rochas do Granito Planalto sejam contemporâneas as rochas do Diopisídio-Norito Pium. Entretanto, apesar das idades serem bem próximas, os dados obtidos neste trabalho, junto com aqueles de Gabriel et al. (2010) e Oliveira et al. (2010) sugerem que os noritos e 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 at al. 2012a). Com efeito, as caracteríticas petrográficas, texturais e geoquímicas das rochas do Diopisídio-Norito Pium sugerem um ambiente extensional, sendo associada ainda ao estágio de abertura da Bacia Carajás enquanto que os granitos do tipo Planalto reflitem um contexto compressivo, associado ao estágio de inversão da Bacia, como discutido por (Feio at al. 2012a).

As idades modelo T_{DM} entre 3,14 e 3,06 Ga obtidas para as rochas do Diopisídio-Norito Pium sugerem que as mesmas são derivadas de fontes mantélicas mais antigas separadas do manto a cerca de 3,1 Ga, enquanto que os valores de $\mathcal{E}_{Nd}(t =$ 2,74 Ga)entre -2,78 e -1,58, indicam o envolvimento de fontes crustais em sua gênese. As idades modelo confirmam um importante período de formação de crosta no Mesoarqueano como já fora proposto por Sato & Tassinari (1997), Galarza (2002), Barros *et al.* (2004), Macambira *et al.* (2009), para a região doDomínio Carajás (3,2 -2,9 Ga); por Feio *et al.* (2012a, b), 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), Rolando & Macambira (2003) para a região do Domínio Rio Maria (3,0 - 2,9 Ga), sul da Província Carajás.

Conclusões

A partir dos estudos petrográficos, geoquímicos e isotópicos das rochas formadoras do Diopsídio-Norito Pium da região de Canaã dos Carajás, tem-se como principais conclusões finais:

1 - As rochas do Diopsídio-Norito Pium apresentam textura gabróica e características ígneas primárias muito bem preservadas, variando de noritos a gabros maciços, com variedades ricas em quartzo (enderbitos). O mapeamento geológico revelou a existência

de dois corpos graníticos dentro da área de ocorrência do Diopsídio-norito Pium, com características específicas que possivelmente os associam aqueles representantes do magmatismo do tipo Planalto.

2 - 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 cumulática;

3 –O grupo amplamente dominante é constituído por noritos, o quais são mesocráticos (M=40%) de textura granular hipidiomórfica fina (~1mm), onde sua mineralogia é formada por plagioclásio (andesina), ortopiroxênio (hiperstênio), clinopiroxênio (diopsídio), anfibólio (hornblenda) e biotita; minerais opacos (sulfetos, magnetita e ilmeninta) como a principal fase acessória, além da escapolita como principal mineral secundário;

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

5 - Os resultados obtidos apontam para um processo de evolução magmática a partir dos noritos, passando pelos quartzo-gabros, até os enderbitos. Esta evolução foi comandada por um processo de diferenciação magmática, enriquecendo o líquido em SiO₂, K₂O, P₂O₅,TiO₂, Ba, Sr, Rb, Zr, Nb e Y, e empobrecendo-o em Mg, Fe, Ca e Al. O leve enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP e a discreta anomalia negativa de Eu, é reflexo de um baixo grau de fracionamento dessas rochas;

7 - A rocha de natureza cumulática, apresenta um forte enriquecimento de MgO e Fe_2O_3t em relação às demais variedades, bem como o marcante empobrecimento de Al_2O_3 , CaO e Na₂O, sugerindo que esta variedade foi gerada por acumulação de cristais de piroxênios, em especial ortopiroxênio, como é evidenciado pelos dados modais;

8 - As idades Pb-Pb em zircão obtidas para as variedades do Diopsídio-Norito Pium de 2745±1 Ma a 2744±1Ma são consideradas idades de formação desse corpo, e divergem daquelas inicialmente obtidas por Pidgeon *et al.* (2000). Relações de coexistência entre estas variedades ainda no estado plástico reforçam a ideia deste corpo ter se formado em um único evento magmático;

9 - As idades de cristalização obtidas para as rochas do Diopsídio-Norito Pium (2,74 Ga) sugerem que elas tenham sido formadas um pouco antes dos granitos do tipo Planalto formados entre 2736-2710 Ma (Feio at al. 2012a). As caracteríticas petrográficas, texturais e geoquímicas das rochas do Diopisídio-Norito Pium sugerem ainda um ambiente extensional, sendo associado ainda ao estágio de abertura da Bacia Carajás.

10 - As análises Sm-Nd forneceram idades modelos T_{DM} entre 3,14 e 3,06 Ga para as rochas do Diopisídio-Norito Pium sugerindo que as mesmas são derivadas de fontes mantelicas 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, indicando o envolvimento de fontes crustais durante sua formação. As idades modelo confirmam um importante período de formação de crosta no mesoarqueano na Província Carajás.

Agradecimentos

À Universidade Federal do Pará, através do Instituto de Geociências (IG-UFPA) pela infraestrutura. A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de mestrado ao primeiro autor. Este trabalho é uma contribuição para o projeto de pesquisa do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia – GEOCIAM, CNPq/MCT/FAPESPA, o qual forneceu suporte financeiro nas diversas etapas da pesquisa.

Referências

- Araújo, O.J.B.& Maia, R.G.N. 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. DNPM/CPRM. Brasília. 136 p.
- Araújo ,O.J.B.; Maia, R.G.N.; Jorge João, X.S.; Costa, J.B.S. 1988. A megaestruturação Arqueana da Folha Serra dos Carajás, In: Congr, Latino Americano de Geol., 1. Belém, Anais, p. 324-338.
- Batchelor, R.A. & Bowden, P.1985. Petrogenetic interpretation of rocks series using multicationic parameters. Chemical Geology, 43:43-55.
- Bossi, J.; Campal, N.; Civetta, L.; Demarchi, G.; Girardi, V.A.V.; Mazzucchelli, M.; Negrini, L.; Rivalenti, G.; Fragoso Cesar, A.R.S.; Sinigoi, S.; Teixeira, W.; Piccirillo, E.M.; Molesini, M. 1993. Early Proterozoic dike swarms from western Uruguay: geochemystri, Sr-Nd isotopes and petrogenesis. Chemical Geology.
- Barros, C.E.M.; Macambira, M.J.B.; Barbey, P.;Scheller, T. 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: 531-538.
- Cox, K.G.; Bell, J.D.; Punkhurst, R.J. 1979. *The Interpretation of igneos rock*. London. George Allen & Unwin. 450p.
- Dall'Agnol, R.; Oliveira, M.A.; Almeida, J.A.C.; Althof, F.J.; Leite, A.A.S.; Oliveira.
 D.C.; Barros, C.E.M. 2006.*Magmatism and crustal evolution of the Carajás Province.Amazonian craton*. In: Dall'Agnol. R., Rosa-Costa.L.T, Klein. E.L. (eds.).
 Symposium on Magmatism Crustal Evolution.and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts Volume and Field Trips Guide. Belém.PRONEX-UFPA/SBG-NO. 15.
- DePaolo, D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calçalkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, Califórnia.*Jour. Geophys. Research*, 86(B11): 10470-10488.
- DePaolo, D.J. 1988. Neodymium isotope geochemystri: An introduction. Springer-Verlag.187p.

- DePaolo, D.J. & Wasserburg G.J. 1976. Nd isotope variations and petrogenetics models. *Geophys. Res. Lett.*, 3: 249-252.
- Feio, G.R.L. 2011. Magmatismo Granitóide Arqueano da Área de Canaã dos Carajás: Implicações para a Evolução Crustal da Província Carajás.Universidade Federal do Pará. Belém. Brazil. M.Sc. Thesis. 205p.
- Feio, G.R.L.; Dall'Agnol R.; Dantas E.L.; Oliveira D.C.; Macambira M.B.; Gomes A.C.B.; Sardinha A.S.; Santos R.D.; Santos P.A. 2012a. Geochemystri, geochronology, and origin of the Neoarchean Planalto Granite suite, Carajás, Amazonian craton: A-type or hydrated charnockitic granites?Lithos, 151:57-73.
- Feio, G.R.L.; Dall'Agnol, R.; Danta, E.L.; Macambira, M.J.B.; Santos, J.O.S.; Althoff F.J.; Soares, J.E.B. 2012b. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. Precambrian Res., doi:10.1016/j.precamres.2012.04.007
- Gabriel, E.O.; Oliveira, D.C.; Macambira, M.J.B. 2010. Caracterização Geológica, Petrográfica e Geocronológica de Ortopiroxêniotrondhjemitos (Leucoenderbitos) da Região de Vila Cedere III, Canaã dos Carajás-PA, Província Mineral de Carajás.In: SBG, Cong. Bras. Geol., 45. Belém (PA), Resumos. CD-ROM.
- Galarza, M.A.; Oliveira, D.C.; Santos, R.D.; Martins, A.C.; Santos, A.N.; Santos, P.J.L. 2012. Geocronologia do diopsídio-norito Pium e granitóides associados, Canaã dos Carajás, Província Carajás. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 46. Santos (SP), Resumos. CD-ROM.
- Hirata, W.K.; Rigon J.C.; Cordeiro A.A.C.; Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1. Belém. p.100-108.
- Harker, A. 1965. The natural history of igneous rocks. New York, Macmillan, 384p.
- Irvine, I.N. & Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal Earth Sciences, 8:523-548.
- Jaques, A.L. & Green, D.H. 1980. Anhydrous Melting of Peridotite at 0 15 Kb Pressure and the Genesis of Tholeiitic Basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73:287-310.
- Jaques, A.L. & Green D.H. 1979. *Determination of liquid compositions in high-pressure melting of peridotite*. American Mineralogist, v. 64, p. 1312-1321.
- Lafon, J.M.; Macambira M.J.B.; Scheller T. 1988. Estudo geocronológico Rb/Sr do Maciço granítico da serra da Seringa e dos granulitos do Pium. Pa. Final Report Conv. FADESP CPRM, Belém, p. 23.

- La Roche, H.; Grandclaud, P.; Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1 - R_2 diagram and mayor elements analysis its relationship with current nomenclature. Chemical Geology, 29:183-210.
- Macambira, E.M.B.; Jorge-João, X.S.; Souza, E.C. 1996. *Geologic and petrologic aspects of the Plaquê Granite, Southeastem of Pará State*. In: SBG, Symp. Archean Terranes South Amer. Platform, Brasília, Extended abstracts, pp. 73-75.
- Macdonald, G.A. & Katsura, T. 1964.*Chemical composition of Hawaiian Lavas*.J.Petrology,5: 82-133.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary condritos. Geoch. Cosmoch. Acta, 38:757-775.
- Oliveira, D.C. 2001. Geologia, geoquímica e petrologia magnética do granito paleoproterozóico Redenção, SE do Cráton Amazônico. Universidade Federal do Pará. Belém. Brazil. M.Sc. Thesis. 202p.
- Oliveira, D.C.; Santos, P.J.L.; Gabriel, E.O.; Rodrigues, D.S.; Faresin, A.C., Silva, M.L.T.; Sousa, S.D.; Santos, R.V.; Silva, A.C.; Souza, M.C.; Santos, R.D.; Macambira, M.J.B. 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. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 45, Belém (PA), Resumos, CDROM.
- Pidgeon, R.T.; Macambira, M.J.B.; Lafon, J.M. 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 protolith of the enderbite.Chemical Geology. 166: 159-171.
- Pinheiro, R.V.L. & Holdsworth, R.E. 1997. *Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil.* Jour. Geol. Soc.London, 154:99-103
- Rämo, T.; Dall'Agnol, R.; Macambira, M.J.B.; Leite, A.A.S.; Oliveira, D.C. 2002. 1.88 Ga Oxidized A-type Granites of the Rio Maria, Eastern Amazonian Craton, Brazil: Positively Anorogenic! J. Geol., 110:603-611
- Ricci, P.S.F. & Carvalho, M.A. 2006. Rocks of the Pium-Area. Carajás Block. Brazil A Deepseated High-T Gabbroic Pluton (Charnockitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited. In: Simpósio de Geologia da Amazônia. SBGeo/NO. Bol. Res. Exp., Belém, CDRom
- Renne, P.R.; Onstott, T.C.; Joao, X.S.J. 1988. ⁴⁰Ar-³⁹Ar and paleomagnetic results from the Guapore shield: further implications for the nature of the Middle–Late Proterozoic mobile belts of Gondwanaland. In: Cong. Latinamer. Geol., 7. Anais. Belém. SBG. 348–362.

- Rodrigues, E.M.S.; Lafon, J.M.; Scheller, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 37. São Paulo (SP). Resumos. v.2. p. 183-184.
- Rolando, A.P.; Macambira, M.J.B. 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes.In: South American Symposium on Isotope Geology, 4, Expanded Abstract. Salvador, CDROM.
- Santos, R.D. 2009. Geologia, petrografia e caracterização geoquímica das rochas máficas (granulitos?) do Complexo Pium – regiões de Vila Feitosa e Cedere III, Canaã dos Carajás - Província Mineral de Carajás. Trabalho de Conclusão do Curso, Marabá, Universidade Federal do Pará, 75p.
- Sardinha, A.S. 2005. Geocronologia das séries magmáticas e evolução crustal da região de Canaã dos Carajás. Província Mineral de Carajás-PA. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Exame de Qualificação (Tese de Doutorado na área de Geoquímica e Petrologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. Centro de Geociências. UFPa.70p.
- Sardinha, A.S.; Barros, C.E.M.; Krimsky, R.; Macambira, M.J.B. 2001. Petrografia e Geocronologia U-Pb em zircão do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás, Pará.In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 7., Belém, Resumos Expandidos, CD-ROM.
- Streckeisen, A.1976. *To each plutonic rock its proper name*. Earth Science Reviews, **12**:1-33.
- Takahashi, E. & Kushiro, I. 1983. *Melting of dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis*. American Mineralogist, 68:859-879.
- Vasquez, L.V.; Rosa-Costa, L.R.; Silva, C.G.; Ricci P.F., Barbosa J.O.; Klein E.L.; Lopes, E.S.; Macambira, E.B.; Chaves, C.L.; Carvalho; J.M.; Oliveira, J.G.; Anjos, G.C.; Silva, H.R. 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: Vasquez, M.L. & Rosa-Costa, L.T. (Orgs). Escala 1:1.000.000. Belém, CPRM.

Anexo

Técnicas Analíticas para Geocronologia

O método de evaporação de Pb em monocristais de zircão foi desenvolvida 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 1450°C, 1500°C e 1550°C, com intervalos de tempo de 3 a 5 minutos de evaporação para cada etapa. O Pb evaporado deposita-se imediatamente no filamento de ionização, o qual é mantido a 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 1050°C até 1200°C, e o Pb ali depositado é ionizado. Em cada etapa de ionização são obtidos 5 blocos de dados (análise em contador de íons), gerando um bloco com 8 razões ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ em cinco varreduras. A partir das médias das razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 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 num 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 ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb. As razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb foram corrigidas para um fracionamento de massa de $0.07 \pm 0.03\%$ por u.m.a., determinados 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, E.M. et al. (2008), que consiste em adicionar o spike ¹⁵⁰Nd/¹⁴⁹Sm em 100 mg de amostra de rocha. À esta 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 e em seguida dissolvida com HCl (6N). Concluída a secagem, a amostra, foi diluída com HCl (2N). Após a ultima 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 ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd foram normalizadas para 146 Nd/ 144 Nd = 0.7219, o fracionamento de massa foi corrigido no modo exponencial e os standard de Nd "La Jolla" e solução de calibração Neptune forneceram valores de 143 Nd/ 144 Nd de 0,511834 ± 0,000005 e 0,517735 ± 0,000009 (2 σ média de 10 leituras), respectivamente. As idades-modelo T_{DM} e os valores dos parâmetros \mathcal{E}_{Nd} (t = idade de

respectivamente. As idades-modelo T_{DM} e os valores dos parametros \mathcal{E}_{Nd} (t = idade de cristalização) foram calculados usando o modelo de DePaolo (1981).

3.1CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Diopsídio-norito Pium, umas das unidades litoestratigráficas que ocorrem entre as localidades de vila Feitosa e Cedere III, Canaã dos Carajás, até então era reconhecido como uma rocha granulítica pertencente ao Complexo Pium, e teria suas principais ocorrências, no Domínio de Transição entre a Bacia Carajás e o Terreno Granito-*greenstone* de Rio Maria - SE do Pará, uma próxima a aldeia indígena Chicrin-Cateté e outra próximo à cidade de Canaã dos Carajás adjacente a um rio homônimo. Contudo a partir dos dados de campo, petrográficos, geoquímicos e geocronológicos obtidos neste trabalho tem-se como principais conclusões finais:

1 - As rochas do Diopsídio-Norito Pium apresentam textura gabróica e características ígneas primárias muito bem preservadas, variando de noritos a gabros maciços, com variedades ricas em quartzo (enderbitos). O mapeamento geológico revelou a existência de dois corpos graníticos dentro da área de ocorrência do Diopsídio-norito Pium, com características específicas que possivelmente os associe aqueles representantes do magmatismo do tipo Planalto;

2 - As rochas que o constituem, foram diferenciadas em sete grupos: i) Diopsídionorito; ii) Gabronorito; iii) Hornblenda-gabronorito; iv) Horblenda-gabro; v) Quartzogabro; vi) enderbitos e vii) rocha cumulática. As principais diferenças petrográficas entre as variedades referem-se às diferenças nos conteúdos modais, dos principais minerais encontrados nessas rochas. As rochas da fácies Diopsídio-norito, apresentam uma textura mais fina e um grau de transformação tardi-magmática menos intensa (piroxênio \rightarrow anfibólio \rightarrow biotita). Enquanto que as fácies Hornblenda-Gabro e Quartzo-Gabro consistem na fácies de granulação mais grossa e diferem uma da outra principalmente em relação aos teores de hornblenda;

3 - Os dados geoquímicos demonstram que estas rochas possuem assinatura geoquímica subalcalina, comportando-se como uma série toleítica. Tais resultados também sugerem que estas rochas são, inicialmente, derivadas de um magma proveniente do manto de
natureza peridotítica, que, ao longo da sua história, tende a evoluir por processos de fusão parcial. Diagramas de ambiência tectônica também foram utilizados empregando como parâmetros o Zr e Y, e evidenciaram que estas amostras possuem afinidades geoquímicas com basaltos intraplaca;

4 - O comportamento dos diversos óxidos versus mg#, juntamente com o padrão de elementos-traço, em linhas gerais, é coerente com as variações mineralógicas observadas entre as diferentes variedades petrográficas identificadas, indicando tendências da evolução magmática no sentido da variedade de composição norítica para os enderbitos. Esta evolução foi comandada por um processo de diferenciação magmática, enriquecendo o líquido em SiO₂, K₂O, P₂O₅,TiO₂, Ba, Sr, Rb, Zr, Nb e Y, e empobrecendo-o em Mg, Fe, Ca e Al. O leve enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP e a discreta anomalia negativa de Eu, é reflexo de um baixo grau de fracionamento dessas rochas;

5 - As idades médias obtidas pelo método Pb-Pb (evaporação), para essas rochas foram de 2745,2 \pm 1,2 Ma com MSWD = 0,2 (RDM-06), para uma amostra representativa da fácies Diopsídio-norito, 2744,5 \pm 0,8 Ma com MSWD = 0,42 (RDM10) para uma amostra de Hornblenda-gabronorito e 2744,2 \pm 1,2 Ma MSWD = 1,2 (CP-01A) para uma amostra de Quartzo-gabro. Mostram-se, portanto distintas das idades obtidas por Pidgeon *et al.* (2000) de 3002 \pm 14 Ma e 2859 \pm 9 Ma. Relações de coexistência entre estas variedades ainda no estado plástico reforçam a idéia deste corpo ter se formado em um único evento magmático. Provavelmente a amostra datada por Pidgeon *et al.* (2000) represente uma rocha coletada entre a Aldeia Indígena Chicrim e rio Cateté, e não represente de fato uma amostra da área próxima ao rio Pium, estudada neste trabalho, uma vez que durante o mapeamento realizado neste trabalho não foram encontradas rochas com as características da amostra utilizada por estes autores;

6 - As idades de cristalização obtidas para as rochas do Diopsídio-Norito Pium (2,74 Ga) sugerem que elas tenham sido formadas um pouco antes dos granitos do tipo Planalto formada entre 2736-2710 Ma (Feio at al. 2012a). As caracteríticas petrográficas, texturais e geoquímicas das rochas do Diopisídio-Norito Pium sugerem ainda um ambiente extensional, sendo associado ainda ao estágio de abertura da Bacia Carajás.

7 - Os resultados das análises Sm-Nd em rocha total, dessas rochas, forneceram idades modelos T_{DM} no intervalo de tempo entre 3,14 e 3,06 Ga e valores de ε_{Nd} (t=2,74 Ga)entre -2,78 e -1,58 o que indica o envolvimento de fontes crustaisem sua gênese. Esses dados mostram que estas rochas são derivadas de fontes mais antigas separadas do manto a cerca de 3,1 Ga, confirmando um importante período de formação de crosta no Mesoarqueano como já fora proposto por Sato & Tassinari (1997), Galarza (2002), Barros *et al.* (2004), Macambira *et al.* (2009), para a região da Domínio Carajás (3,2 -2,9 Ga); por Feio *et al.* (2012a, b), Galarza *et al.* (2012), para a região do 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), Rolando & Macambira (2003) para a região do Domínio Rio Maria (3,0 - 2,9 Ga), sul da Província Carajás.

REFERÊNCIAS

- Almeida, J.A.C.; Oliveira, M.A.; Dall'agnol, R.; Althoff, F.J.; Borges, R.M.K. 2008. *Relatório de mapeamento geológico na escala 1:100.000 da Folha Marajoara (sb-22- z-c v)*. Programa Geobrasil, CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 147p.
- Almeida, J.A.C., Dall'Agnol, R.; Oliveira, M.A.; Macambira, M.J.B.; Pimentel, M.M.; Rämö, O.T.; Guimarães, F.V.; Leite, A.A.S. 2011. Zircon geochronology and geochemystri of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of Carajás Province. Brazil. Precambrian Research, 120:235-257.
- Althoff, F.J.; Barbey, P.; Boullier, A.M. 2000. 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archeangranitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province. Brazil). Precambrian Research, 104:187-206.
- Althoff, F.J.; Barbey, P.; Macambira, M.J.B.; Scheller, T.; Leterrier, J.; Dall'agnol, R.; Lafon, J.M. 1998. La croissance du craton sud-amazonien (région de Rio Maria, Brésil). In: Réunion des Sciences de la Terre. Resumés. Brest, Societé Géologique de France, p. 62.
- Araújo, O.J.B.&Maia, R.G.N. 1991. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil, Serra dos Carajás, folha SB-22-Z-A, Estado do Pará. Texto explicativo, Brasília, DNPM/CPRM. 164p.
- Araújo, O.J.B., Maia, R.G.N., Jorge João, X.S., Costa, J.B.S. 1988. A megaestrutura arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: SBG, Congresso Latino-Americano de Geologia, 7, Belém. Anais, p.324-338.
- Araújo, O.J.B.; Macambira, E.M.B.; Vale, A.G.; Oliveira, J.R.; Silva Neto, C.S.; Costa, E.J.S.; Pena, J.I.C.; Neves, A.P.; Jorge João, X.S.; Costa, J.B.S. 1994. Primeira integração das investigações geológicas do Programa Grande Carajás na região SSE do Estado do Pará. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 4., Belém, 1994. *Bol. Res. Exp.* Belém, SBG. 299-301.
- Avelar, V.G.; Lafon, J.M.; Correia Jr. F.C.; Macambira, E.M.B. 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. Revista Brasileira de Geociências, 29(2): 454-460.
- Barbosa, J.P.O. 2004. *Geologia Estrutural, Geoquímica, Petrografia e Geocronologia de granitóides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás*. Universidade Federal do Pará, 96p (Dissertação de Mestrado).
- Bard, J.P. 1980. *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*.D. Reidel Publishing Company. Tokyo. 246p.
- Barros, C.E.M.; Macambira, M.J.B.; Barbey, P.;Scheller, T. 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: 531-538.

- Chayes, F. 1956. *Petrografic modal analysis: an elementary statistical appraisal*. New York. John Wiley e Sons. 113p.
- Costa, J.B.S.; Araújo, O.J.B.; Santos, A.; Jorge João, X.S.; Macambira, M.J.B.; Lafon, J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, 7:199-235.
- Deer, W.A.; Howie, R.A.; Zussman, J. 1992. *Rock-forming minerals*. London. Second Edition Longmans (eds.). 696 p.
- Dall'Agnol, R. 1982. *Maciço Jamon: Evolução petrológica de um granito da Amazônia Oriental*. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 1. Anais. Belém. v.2. p.139-161.
- Dall'Agnol, R., Oliveira, M.A., Almeida, J.A.C., Althoff, F.J., Leite, A.A.S., Oliveira, D.C., Barros, C.E.M. 2006. Archean and Paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenetic province, eastern Amazonian craton. In: Dall'Agnol, R., Rosa-Costa, L.T., Klein, E.L. (Eds.), Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts Volume and Field Trips Guide. Belém, PRONEX-UFPA/SBGNO, pp. 99-150.
- Dall'Agnol, R.; Souza, Z.S.; Althoff, F.J.; Barros, C.E.M.; Leite, A.A.S.; Jorge João X.S. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralizations. 2. Excution Guide. Salvador. p. 135-161.
- DOCEGEO (Rio Doce Geologia e Mineração Distrito Amazônia) 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém. Anexos, vol. Província Mineral de Carajás -Litoestratigrafia e Principais Depósitos Minerais. p.11-54.
- Galarza, T.M.A. 2002. Geocronologia e geoquímica isotópica dos depósitos de Cu-Au Igarapé Bahia e Gameleira, Província Mineral de Carajás (PA), Brasil. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. Belém, Brazil, 214 p.
- Galarza, M.A. & Macambira, M.J.B., 2002. Petrologia e geocronologia das rochas encaixantes do depósito de Cu–Au Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. In: Klein, E.L., Vasquez, M.L., Rosa-Costa, L.T. (Eds.), Contribuições à Geologia da Amazônia 3. Belém, SBG-NO, pp. 153-168.
- Gaudette, H.E.; Lafon, J.M.; Macambira, M.J.B.; Moura, C.V.; Scheller, T. 1998. Comparasion of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with

conventional U-Pb results: exemples from Precambrian of Brazil.Jour. South Amer. Earth Sci., 11:351-363.

- Gomes, A.C.B. 2003. *Geologia, Petrografia e Geoquímica dos granitóides de Canaã dos Carajás, SE do Estado do* Pará. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 160p. (Dissertação de Mestrado).
- Gomes, A.C.B.&Dall'Agnol, R. 2007. Nova associação tonalítica-trondhjemítica Neoarqueana na região de Canaã dos Carajás: TTG com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. Revista Brasileira de Geociências 37: 182-193
- Hanson, G.N. 1978. The application of trace Elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. Earth and Planetary Science Letters. 38: 26-43.
- Harker, A. 1965. The natural history of igneous rocks. New York, Macmillan, 384p.
- Henderson, P. 1984. Inorganic Geochemystri.Springer & Verlag.353 p.
- Hibbard, M.J. 1995. *Petrografy to Petrogenesis*.Prentice Hall.Englewood Cliffs. New Jersey: 587p.
- Hirata W.K.; Rigon J.C.; Kadekaru K.; Cordeiro A.A.C.; Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 1, Belém. Anais, v.1, p. 100-110.
- Hutchinson, C.S. 1974. *Laboratory Handbook of Petrographic Techniques*. Wiley. New York.
- Huhn, S.R.B.; Macambira, M.J.B.; Dall'agnol, R. 1999.Geologia e Geocronologia Pb/Pb do Granito Alcalino Arqueano Planalto. Região da Serra do Rabo, Carajás-PA. In: Simp. Geol. Amaz., 6. Manaus, Bol. Res. Exp., SBG/NO, p.463-466.
- Kerr, P. 1959. *Optical Mineralogy*. McGraw-Hill Book Co. New York. Third Edition.492 p.
- Kober, B. 1987. Single grain evaporation combined with Pb emitter bedding ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb investigations using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology, Contrib. Miner. Petrology, 96:63-71.
- Lafon, J.M.; Rodrigues, E.; Duarte, K.D. 1994. Le granite Mata Surrão: um magmatisme monzogranitique contemporain des associations tonalitiquestrondhjemitiques-granodioritiques archéennes de la région de Rio Maria (Amazonie Orientale. Brésil).Comptes Rendues de La Academie de Sciences de Paris, 318, serie II. p.642- 649.
- Leite, A.A.S.; Dall'agnol, R.; Macambira, M.J.B.; Althoff, F.J. 2004. Geologia e geocronologia dos granitóides arqueanos da região de Xinguara-PA e suas implicações na evolução do Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria. Cráton Amazônico.Rev. Bras. Geoc.,34(4):447-458.

- Le Maitre, R.W.A. 1989. *Classification of igneous rocks and glossary of terms*.Blackwell Scientific Publication. London. 193p.
- Le Maitre, R.W.A.; Streckeisen, A.; Zanettin, B.; Le Bas. M.J.; Bonin, B.; Bateman, P.; Bellieni, G.; Dudek, A.; Efremova, J.; Keller, J.; Lameyre, J.; Sabine, P.A.; Schmidt, R.; Sorensen, H.; Woolley, A.R. 2002. *Igneous Rocks.A Classification* and Glossary of Terms.Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the systematics of igneous rocks.Cambridge University Press. Cambridge. 252 pp.
- Ludwig, K.R. 2004. User's manual for Isoplot/Ex Version 3.2. A geochronological toolkit for Microsoft Excel.Berkeley Geochronological Center Special Publication, 70p.
- Macambira, M.J.B.; Costa, J.B.S.; Althoff, F.J.; Lafon, J.M.; Melo, J.C.V.; Santos, A. 2000. New geochronological data for the Rio Maria TTG terrane, implications for the time contraints of the crustal formation of the Carajás province, Brazil.In: Inter. Geol. Cong., 31st, Rio de Janeiro, SBG, Abstract volume, CDROM.
- Macambira, M.J.B.& Lafon, J.M. 1995. *Geocronologia da Província Mineral de Carajás; síntese dos dados e novos desafios*. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, 7: 263-287.
- Macambira, E.M.B. 1997. *Geologia e aspectos metalogenéticos dos elementos do grupo da platina do complexo máfico-ultramáfico da serra do onça-sul do Pará*. Belém. Universidade Federal do Pará. Instituto de Geociências. Dissertação de Mestrado.
- Machado, N.; Lindenmayer, Z.; Krogh, T.E.; Lindenmayer, D. 1991.U-Pb geochronology of archeanmagmatism and basement reactivation in the Carajás área.Amazon Shield. Brazil. Precamb.Res.. 49: 329-354.
- Mackenzie, W.S.; Donaldson, C.H.; Guilford. C. 1982. *Atlas of Igneous Rocks and Their Textures*. Harlow Essex. England: Longman Group Ltd.148p.
- Moreto, C.P.N.; Monteiro, L.V.S.; Xavier, R.P.; Souza Filho, C.R.; 2010. Geocronologia U-Pb das rochas hospedeiras mesoarqueanas (3.0 e 2.86 Ga) do depósito de óxido de ferro-cobre-ouro bacaba, Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45, CDROM (in Portuguese).
- Oliveira, D.C., Santos, P.J.L., Gabriel, E.O., Rodrigues, D.S., Faresin, A.C., Silva, M.L.T., Sousa, S.D., Santos, R.V., Silva, A.C., Souza, M.C., Santos, R.D., Macambira, M.J.B. 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, In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 45. CDROM.

- Oliveira, E.M.; Lafon, J.M.; Gioia, S.M.C.L.; Pimentel, M.M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. Rev. Bras. Geol., 38(1): 114-127.
- Oliveira, M.A. 2003. Caracterização petrográfica, estudo de suscetibilidade magnética e natureza dos minerais óxidos de Fe e Ti do Granito Planalto, Serra dos Carajás-PA. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 47p. (Trabalho de Conclusão de Curso).
- Oliveira, M.A.; Dall'Agnol, R.; Althoff, F.J.; Leite, A.A.S. 2009. *Mesoarchean* sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 27: 146-160.
- Passchier, C.W.& Trouw, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Berlim: Sprin Gre-Verlag. 289p.
- Pidgeon, R.T.; Macambira, M.J.B.; Lafon, J.M. 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 protolith of the enderbite.*Chemical Geology. 166: 159-171.
- Pimentel, M.M.& Machado, N. 1994. Geocronologia U-Pb dos Terrenos granitogreenstone de Rio Maria. Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia. 38. Camboriú. 1988. Boletim de Resumos Expandidos. Camboriú.SBG. p. 390-391.
- Pinheiro, R.V.L. 1997. *Reactivation history of the Carajás and Cinzento Strike-Slip Systems.Amazon.* Brazil.University of Durham. Durham. Inglaterra. 408p. (Tese de Doutorado).
- Pinheiro, R.V.L. & Holdsworth, R.E. 1997. *Reactivation of Archaean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil.* J. Geol. Soc.London, 154:99-103
- Ragland, P.C. 1989. Basic Analytical Petrology.2. New York. Oxford University Press.
- Rämö, O.T., Dall'Agnol, R., Macambira, M.J.B., Leite, A., Oliveira, D. 2002. 1.88 Ga oxidized A-type granites of the Rio Maria Region, Eastern Amazonian Craton, Brazil: positively anorogenic! Journal of Geology, 110: 603-610.
- Ricci, P.S.F. & Carvalho, M.A. 2006. Rocks of the Pium-Area. Carajás Block. Brazil A Deepseated High-T Gabbroic Pluton (Charnockitoid-Like) with Xenoliths of Enderbitic Gneisses Dated at 3002 Ma – The Basement Problem Revisited. In: Simpósio de Geologia da Amazônia. SBGeo/NO. Bol. Res. Exp., Belém, CDRom
- Rolando, A.P.& Macambira, M.J.B. 2002. Geocronologia dos granitóides arqueanos da região da Serra do Inajá, novas evidências sobre a formação da crosta continental no sudeste do Cráton Amazônico, SSE Pará. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 41. João Pessoa. Boletim de Resumos Expandidos. p. 525.

- Rolando, A.P.& Macambira, M.J.B. 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes data. In: South American Symposium on Isotope Geology 4, Salvador, Short papers, pp. 268–270.
- Rodrigues, E.M.S., Lafon, J.M., Scheller, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb em rochas totais da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: SBG, Cong. Bras. Geol. 37, São Paulo, Resumos, 2: 183-184.
- Rollinson, H.R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation and Interpretation.New York. Longman.352 p.
- Santos, J.O.S.; Hartmann, L.A.; Gaudette, H.E.; Groves, D.I.; McNaughton, N.J.; Fletcher, I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. Gondwana Research, 3: 453-488.
- Santos, J.S.O., Hartmann, L.A., Faria, M.S., Riker, S.R., Souza, M.M., Almeida, M.E., Mcnaughton, N.J. 2006. A compartimentacão do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 9. Belém. Resumos Expandidos. CD-ROM.
- Santos, R.D. 2009. Geologia, petrografia e caracterização geoquímica das rochas máficas (granulitos?) do Complexo Pium – regiões de Vila Feitosa e Cedere III, Canaã dos Carajás - Província Mineral de Carajás. Trabalho de Conclusão do Curso, Marabá, Universidade Federal do Pará, 75p.
- Santos, R.D.; Borges, R.M.K.; Oliveira, D.C. 2008. *Mapeamento geológico e estudo do Complexo Pium, na região de Vila Feitosa, Canaã dos Carajás*. Programa institucional de bolsas de iniciação científica (PIBIC)-Interior. UFPA.
- Santos, R.V.; Oliveira, D.C.; Macambira, M.J.B. 2010. Geologia, Petrografia e Geocronologia de dois Stocks Graníticos Associados ao magmatismo Tipo-Planalto da Região de Vila Feitosa, Canaã dos Carajás – Província mineral de Carajás. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 45. Belém (PA), Resumos, CD-ROM.
- Sardinha, A.S. 2005. Geocronologia das séries magmáticas e evolução crustal da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás-PA. Belém. Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências. Exame de Qualificação (Tese de Doutoramento).
- Sardinha, A.S.; Barros, C.E.M.; Krimsky, R. & Macambira, M.J.B. 2001. Petrografia e Geocronologia U-Pb em zircão do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás, Pará. In: SBG-NO, Simp. Geol. Amaz., 7,Belém (PA), Resumos Expandidos, CD-ROM

- Sardinha, A.S.; Dall'Agnol, R.; Gomes, A.C.B.; Macambira, M.J.B.; Galarza, M.A.; 2004. Geocronologia Pb-Pb e U-Pb em zircão de granitóides arqueanos da região de Canaã dos Carajás, Província Mineral de Carajás. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 42, Araxá (MG), Resumos, CDROM.
- Sardinha, A.S.; Barros, C.E.M.; Krymsky, R. 2006. Geology, Geochemystri, and U-Pb geochronology of the Archean (2.74 Ga) Serra do Rabo granite stocks, Carajás Province, northern Brazil.Journal of South American Earth Sciences, 20: 327-339.
- Silva, M.L.T.; Oliveira, D.C.; Macambira, M.J.B. 2010. Geologia, Petrografia e Geocronologia do Magmatismo de Alto K da Região de Vila Jussara, Água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás.In: SBG, Cong. Bras. Geol., 45., Belém (PA), Resumos, CDROM
- Souza, M.C.; Oliveira, D.C.; Macambira, M. J.B.; Galarza, M.A. 2010.Geologia, Petrografia e Geocronologia do Granito de Alto K da Região de Velha Canadá, Município de Água Azul do Norte - Província Mineral de Carajás. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 45., Belém (PA), Resumos, CDROM
- Souza, S.Z.; Dall'Agnol, R.; Althoff, F.J.; Leite, A.A.S.; Barros, C.E.M. 1996. Carajás mineral province: geological, geochronological and tectonic contrasts on the Archean evolution of the Rio Maria Granite- Greenstone Terrain and the Carajás block. In: Symposium Archean Terrane South American Platform, Brasília, Extended Abstracts, Brasília, SBG, pp. 31-32.
- Souza, S.Z.; Potrel, P.; Lafon, J.M.; Althoff, F.J.; Pimentel, M.; Dall'Agnol, R.; Oliveira, C.G. 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.In: SBG/NO, Simp. Geol. Amaz., 7. Bol. Res. Exp. Belém (PA), CD-ROM.
- Stacey, J.S.& Kramers, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. Earth and Planetary Science Letters, 26:207–221.
- Streckeisen, A. 1976. *To each plutonic rock its proper name*. Earth Science Reviews, **12**:1-33.
- Tallarico, F.H.B.; Figueiredo, B.R.; Groves, D.I.; Kositcin, N.; McNaughton, N.J.; Fletcher, I.R.; Rego, J.L. 2005. Geology and Shrimp U-Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás Copper-Gold belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of iron-oxide Cu-Au-(U-REE) mineralization. Econ. Geol., 100:7-28.
- Tassinari, C.C.G.& Macambira, M. 2004. A evolução tectônica do Craton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito Neves, B.B. (eds.). Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida. São Paulo, p. 471-486.

- Vasquez, L.V.; Rosa-Costa, L.R.; Silva, C.G.; Ricci P.F., Barbosa J.O.; Klein E.L.; Lopes, E.S.; Macambira, E.B.; Chaves, C.L.; Carvalho; J.M.; Oliveira, J.G.; Anjos, G.C.; Silva, H.R. 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: Vasquez, M.L. & Rosa-Costa, L.T. (Orgs). Escala 1:1.000.000. Belém, CPRM.
- Wirth, K.R.; Gibbs, A. K.; Olszewski, Jr.W.J. 1986. U-Pb zircon ages of the Grão Pará group and Serra dos Carajás granite, Para, Brazil. Rev. Bras. Geoc.16(2):195-200.