
T CHAVES, César Lisboa

C512c **Caracterização geológica, petrográfica, geoquímica e geocronológica do magmatismo granítico da região de Porto Nacional-TO.** / César Lisboa Chaves; orientador, Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb. Belém: [s.n], 2004.

150f.; il.

Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Petrologia) – Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, CG, UFPA, 2003

1.GRANITOGÊNESE 2.GEOLOGIA 3.PETROGRAFIA
4.GEOQUÍMICA 5.GEOCRONOLOGIA
6.PALEOPROTEROZÓICO 7.NEOPROTEROZÓICO 8.PORTO
NACIONAL-TO I.GORAYEB, Paulo Sérgio de Sousa, Orient. II.
Título.

CDD: 552.3



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA, PETROGRÁFICA,
GEOQUÍMICA E GEOCRONOLÓGICA DO MAGMATISMO
GRANÍTICO DA REGIÃO DE PORTO NACIONAL-TO.**

TESE APRESENTADA POR

CÉSAR LISBOA CHAVES

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

Data de Aprovação: **28 / 02 / 2003**

Comitê de Tese:

PAULO SÉRGIO DE SOUSA GORAYEB (Orientador)

REINHARDT ADOLFO FUCK

CANDIDO AUGUSTO VELOSO MOURA

Acervo: 476637
Class: 552.309.8117
Cutter: C.512c
Ex.: 2-310900
Data: 20109140

Belém

7562 030853-02

MPA 8910

UFPa - Centro de Geociências
BIBLIOTECA

Dedico este trabalho a Antonio Chaves,
Marina e Alzira Lisboa (*In memoriam*)

Agradecimentos

Agradeço a Deus, fonte de toda sabedoria.

Ao Centro de Geociências e Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará, pelo apoio na realização desta dissertação.

À CAPES, por viabilizar apoio financeiro através de bolsa de estudo para desenvolver este trabalho.

Ao professor Dr. Roberto Dall' Agnol, coordenador dos projetos "*Magmatismo, Evolução Crustal e Metalogênese da Província Mineral de Carajás e Províncias Adjacentes*" PRONEX (103/98) e "*Magmatismo da Província Amazônia Central e Mineralizações Associadas*" - CNPq/PNO PG (400038/99), pelo apoio financeiro parcial deste trabalho.

Ao orientador e amigo Professor Dr. Paulo Sergio de Sousa Gorayeb, que não mediu esforços para realização deste trabalho.

Ao Professor Dr. Candido Augusto Veloso Moura por contribuir de maneira decisiva na obtenção e discussão dos dados geocronológicos.

Ao Professor Dr. Reinhardt Adolfo Fuck pelas sugestões e críticas que em muito contribuíram para o avanço da qualidade técnica deste trabalho.

Ao Laboratório de Geologia Isotópica na pessoa do Prof. Moacir Macambira, pelo apoio material, instrumental e técnico e em especial aos colegas deste laboratório, Marcelo Esteves Almeida, Walter Gama de Avelar, Marco Antonio Galarza Toro, Elma Costa Oliveira e Roberta Florêncio.

À meus pais Edson e Maria Chaves, meu irmão Cléber Chaves e a vovó "Zezé" pelo incessante apoio e compreensão.

Ao Tio Ernani Chaves e ao "tio-padrinho" Eduardo Chaves pelos momentos de descontração e lazer.

À Luciene Mota de Leão pelo companheirismo e dedicação ao longo dessa difícil caminhada.

Aos servidores administrativos e técnicos do Centro de Geociências e a todos que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho.

RESUMO

Na região de Palmas-Porto Nacional, porção central do Estado do Tocantins, está presente uma série de corpos graníticos que compreendem dois eventos magmáticos distintos, do Paleoproterozóico (granitos Areias, do Carmo, Itália, Ipueiras), e do Neoproterozóico (granitos Lajeado, Aroeira, Matança e Palmas). Estudos cartográficos, petrográficos, litoquímicos e geocronológicos revelaram as principais características dos corpos graníticos, e permitiram avançar no conhecimento do magmatismo granítico desta região.

Os granitos paleoproterozóicos constituem corpos de grandes dimensões, e normalmente são afetados por pequenas zonas transcorrentes e falhas. Petrograficamente, são representados por sienogranito, monzogranito e quartzo sienito, com quantidades variadas de hornblenda e biotita.

As assinaturas geoquímicas dos granitos paleoproterozóicos são semelhantes, sendo de natureza subalcalina, caráter peraluminoso a levemente metaluminoso. São enriquecidos em ETR, geralmente mais fracionados em ETRL, apresentam anomalia negativa de európio e são classificados como granitos Tipo A.

As datações dos granitos Areias, Ipueiras e Itália pelo método de evaporação de Pb em zircão apresentaram idades de 2.086 ± 5 Ma, 2.073 ± 2 e 2.078 ± 4 respectivamente, sendo interpretadas como idade de colocação desses corpos.

Resultados analíticos de Sm-Nd para esses granitos revelaram valores T_{DM} entre 2,19 Ga e 2,15 Ga e $\epsilon_{Nd(2,08Ga)}$ entre +2,26 e +2,89. Os valores T_{DM} indicam idade paleoproterozóica de extração do manto do protólito ígneo que originou estas rochas e os valores positivos de ϵ_{Nd} indicam contribuição mantélica para a formação desses corpos, relacionado a fusão de crosta juvenil paleoproterozóica.

Os granitos neoproterozóicos são petrograficamente classificados como sienogranito, monzogranito e quartzo sienito com diferentes quantidades de ortopiroxênio, hornblenda e biotita, sendo no geral charnoquítos.

Os estudos geoquímicos revelaram semelhança entre os granitos neoproterozóicos, que são de natureza subalcalina, caráter metaluminoso a

peraluminoso. Esses granitos são ricos em ETR, e no geral são mais fracionados em ETRP que ETRL. Nos diagramas de tipologia são classificados como granitos Tipo A.

Os estudos isotópicos Sm-Nd para os granitos neoproterozóicos revelaram idades T_{DM} entre 2,1 Ga e 1,71 Ga e os valores de $\epsilon_{Nd(0,55Ga)}$ entre $-13,34$ e $-9,77$ mostram a forte contribuição crustal e misturas de fontes para a formação desses corpos graníticos.

Com estes resultados confirma-se a existência de dois principais eventos de granitogênese na região de Palmas-Porto Nacional. O mais antigo é representado pelos granitos do Carmo, Areias, Ipueiras e Itália, do Paleoproterozóico, de idade em torno de 2,08 Ga. O evento mais jovem é representado pelos granitos Lajeado, Palmas, Matança e Aroeira, do Neoproterozóico, com idade próxima de 0,55 Ga.

ABSTRACT

In the Palmas-Porto Nacional region, Tocantins state, a series of granitic bodies has been assigned to two distinct magmatic events: a) Paleoproterozoic Granites (Areias, Carmo, Itália and Ipueiras plutons); b) Neoproterozoic Granites (Lajeado, Aroeira, Matança and Palmas plutons). Cartographic, petrographic, lithochemical and geochronological studies revealed the main characteristic of these granitic bodies and allowed to improve the knowledge of the granitic magmatism of this region.

The Paleoproterozoic granites constitute large bodies affected by small strike-slip zones. Petrographically they are represented by sienogranite, monzogranite and quartz syenite, with different amounts of amphibole and biotite.

The geochemical signature of the Paleoproterozoic granites are similar. They show a subalkaline character, and are peraluminous to metaluminous. They are rich in REE and, generally, more fractionated in LREE, with negative Eu anomaly and may be classified as A-type granites.

Single zircon Pb-evaporation dating of Areias, Ipueiras and Itália granites gave ages of 2086 ± 5 Ma, 2073 ± 2 Ma and 2078 ± 4 Ma, respectively, interpreted as age of emplacement of these plutons.

Sm-Nd T_{DM} model ages between 2.19 Ga and 2.15 Ga suggest that these granites were formed by partial melting of Paleoproterozoic juvenile crust. The $\epsilon_{Nd(2,08Ga)}$ values between +2.26 and +2.89 indicate the mantelic contribution for the formation of these plutons.

The Neoproterozoic granites are petrographically classified as sienogranite, monzogranite and quartz sienite with different amounts of orthopyroxene, amphibole and biotite. In general, they may be called charnockites.

The geochemical data revealed similarities among the Neoproterozoic granites. They show subalkaline nature and have metaluminous to peraluminous character. These granites are rich in REE and are more fractionated in HREE than LREE. In the geochemical diagrams they plot in the field of the A-type granites.

The Sm-Nd isotopic studies for Neoproterozoic granites revealed T_{DM} ages between 2.1 Ga and 1.71 Ga and the $\epsilon_{Nd(0,55Ga)}$ values between -13.34 and -9.77 that

are interpreted as evidence of strong crustal contribution, but probably with some mixtures of younger of sources.

This study corroborated the presence of two main events of granite geration in the Porto National-Palmas region. The older is represented by the Paleoproterozoic Carmo, Areias, Ipueiras and Italia granites, with age around 2.08 Ga. The younger granitogenesis is represented by Lajeado, Palmas, Matança and Aroeira bodies emplaced in the Neoproterozoic at 0.55 Ga.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1.1-	Mapa de localização da área de trabalho	7
Figura 2.1-	Mapa geológico regional	12
Figura 2.2-	Mapa geológico do Cinturão Araguaia	15
Figura 2.3-	Mapa geológico da região de Porto Nacional	19
Figura 2.4-	Coluna lito-estratigráfica da região de Palmas-Porto Nacional	20
Figura 2.5-	Mapa geológico da Faixa Brasília e Arco Magmático de Goiás	22
Figura 4.1-	Mapa geológico da região de Palmas, Porto Nacional e Ipueiras	32
Figura 4.2-	Feições gerais que caracterizam o Granito Areias	34
Figura 4.3-	Características gerais do Granito Ipueiras	36
Figura 4.4-	Características gerais do Granito Itália	38
Figura 4.5-	Características gerais do Granito Lajeado	41
Figura 4.6-	Características gerais do Granito Palmas	43
Figura 4.7-	Características gerais do Granito Matança	45
Figura 5.1-	Mapa dos corpos graníticos da área com a localização das amostras estudadas	47
Figura 5.2-	Classificação das rochas estudadas segundo o diagrama de Streckeisen (1976)	48
Figura 5.3-	Características petrográficas do Granito Areias	54
Figura 5.4-	Características petrográficas do Granito Ipueiras	58
Figura 5.5-	Características petrográficas do Granito Itália	62
Figura 5.6-	Características petrográficas do Granito Lajeado	67
Figura 5.7-	Características petrográficas dos FEGG	71
Figura 5.8-	Características petrográficas dos FPGG	74
Figura 6.1-	Diagramas de Harker (elementos maiores) para os granitos paleoproterozóicos	81
Figura 6.2-	Diagramas de Harker (elementos traços) para os granitos paleoproterozóicos	82

Figura 6.3-	Diagramas de classificação geoquímica para os granitos paleoproterozóicos	84
Figura 6.4-	Diagrama Ab-Or-An para os granitos paleoproterozóicos	86
Figura 6.5-	Diagrama de multielementos para os granitos paleoproterozóicos	86
Figura 6.6-	Padrões de distribuição de ETR para os granitos paleoproterozóicos	89
Figura 6.7-	Diagramas de ambientes tectônicos e de tipologia de granitos para os granitos paleoproterozóicos	90
Figura 6.8-	Diagramas de Harker (elementos maiores) para os granitos neoproterozóicos	94
Figura 6.9-	Diagramas de Harker (elementos traços) para os granitos neoproterozóicos	95
Figura 6.10-	Diagramas de classificação geoquímica para os granitos neoproterozóicos	96
Figura 6.11-	Diagrama Ab-Or-An para os granitos neoproterozóicos	99
Figura 6.12-	Diagrama de multielementos para os granitos neoproterozóicos	99
Figura 6.13-	Padrões de distribuição de ETR para os granitos neoproterozóicos	102
Figura 6.14-	Diagramas de ambientes tectônicos e de tipologia de granitos para os granitos neoproterozóicos	103
Figura 6.15-	Diagramas comparativos entre os granitos paleoproterozóicos e neoproterozóicos (Diagrama de Harker e ETR)	106
Figura 6.12-	Diagramas comparativos entre os granitos paleoproterozóicos e neoproterozóicos (Ambiente Tectônico)	107
Figura 7.1-	Fluxograma dos procedimentos analíticos do método de evaporação de Pb em zircão	111
Figura 7.2-	Equipamentos usados na análise geocronológica de zircão	114
Figura 7.3-	Diagrama Idade <i>versus</i> Etapa de aquecimento do Granito Areias	118

Figura 7.4-	Diagrama Idade <i>versus</i> Etapa de aquecimento do Granito Ipueiras	123
Figura 7.5-	Diagrama Idade <i>versus</i> Etapa de aquecimento do Granito Itália	123
Figura 7.6-	Fluxograma das etapas de preparação e análise do método Sm-Nd em rocha total	127
Figura 7.7-	Diagrama Idade T(Ga) <i>versus</i> ϵ_{Nd} para os granitos neoproterozóicos	132
Figura 7.8-	Diagrama Idade T(Ga) <i>versus</i> ϵ_{Nd} para os granitos paleoproterozóicos	133
Figura 7.9-	Diagrama Idade T(Ga) <i>versus</i> ϵ_{Nd} comparativo entre os granitos paleoproterozóicos e rochas granulíticas de Porto Nacional	137
Figura 7.10-	Diagrama Idade T(Ga) <i>versus</i> ϵ_{Nd} comparativo entre os granitos neoproterozóicos, granulitos e rochas do Arco Magmático de Goiás	138

TABELAS

Tabela 3.1-	Síntese dos dados geocronológicos dos corpos graníticos e rochas vulcânicas de Porto Nacional	28
Tabela 5.1-	Estimativa da composição modal dos granitos Areias, Ipueiras e Itália	49
Tabela 5.2-	Composição modal dos granitos Palmas e Lajeado	50
Tabela 6.1-	Composição química dos granitos paleoproterozóicos	80
Tabela 6.2-	Composição normativa dos granitos paleoproterozóicos	85
Tabela 6.3-	Composição química dos granitos neoproterozóicos	93
Tabela 6.4-	Composição normativa dos granitos neoproterozóicos	98
Tabela 7.1-	Etapas de separação magnética	112
Tabela 7.2-	Resultados analíticos do método de evaporação de Pb do Granito Areias	117
Tabela 7.3-	Resultados analíticos do método de evaporação de Pb do Granito Ipueiras	120
Tabela 7.4-	Resultados analíticos do método de evaporação de Pb do Granito Itália	122
Tabela 7.5-	Resultados analíticos do método Sm-Nd em rocha total dos granitos paleoproterozóicos e neoproterozóicos	131

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	vi
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1 INTRODUÇÃO	5
1.1 APRESENTAÇÃO	5
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO A ÁREA DE ESTUDO	6
1.3 OBJETIVOS	8
1.4 DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO E OS MÉTODOS APLICADOS	9
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	11
2.1 GEOLOGIA DO SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO	13
2.2 GEOLOGIA DO CINTURÃO ARAGUAIA E SEU EMBASAMENTO	13
2.3 GEOLOGIA DA REGIÃO DE PORTO NACIONAL E ADJACÊNCIAS	16
2.4 A FAIXA BRASÍLIA E O ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS	21
3 CARACTERÍSTICAS GERAIS DA GRANITOGÊNESE REGIÃO DE PORTO NACIONAL	23
3.1 GRANITOS PALEOPROTEROZÓICOS DO SE DO CRATON AMAZÔNICO	23
3.2 GRANITOS DO CINTURÃO ARAGUAIA	24
3.3 GRANITOGÊNESE DA REGIÃO DE PORTO NACIONAL	25
3.4 GRANITOGÊNESE DO ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS	29
4 GEOLOGIA DOS GRANITOS ESTUDADOS E UNIDADES ASSOCIADAS	30
4.1 UNIDADES PALEOPROTEROZÓICAS E NEOPROTEROZÓICAS	30
4.2 GEOLOGIA DOS GRANITOS ESTUDADOS	33
4.2.1 Granito Areias	33
4.2.2 Granito Ipueiras	35
4.2.3 Granito Itália	37
4.2.4 Granito Lajeado	39
4.2.5 Granito Palmas	42
4.2.6 Granito Matança	44

5	PETROGRAFIA DOS GRANITOS ESTUDADOS	46
5.1	PETROGRAFIA DO GRANITO AREIAS	51
5.1.1	Aspectos Texturais do Granito Areias	52
5.2	PETROGRAFIA DO GRANITO IPUEIRAS	55
5.2.1	Aspectos Texturais do Granito Ipueiras	57
5.3	PETROGRAFIA DO GRANITO ITÁLIA	60
5.3.1	Aspectos Texturais do Granito Itália	61
5.4	PETROGRAFIA DO GRANITO LAJEADO	64
5.4.1	Aspectos Texturais do Granito Lajeado	65
5.5	PETROGRAFIA DO GRANITO PALMAS	69
5.5.1	Fácies Equigranular de Granulação Grossa (FEGG)	69
5.5.2	Fácies Porfírico com Textura Rapakivi (FPTR)	72
5.5.3	Aspectos Texturais do Granito Palmas	73
5.6	PETROGRAFIA DO GRANITO MATANÇA	76
6	GEOQUÍMICA DOS GRANITOS ESTUDADOS	77
6.1	LITOQUÍMICA DOS GRANITOS PALEOPROTEROZÓICOS	79
6.2	LITOQUÍMICA DOS GRANITOS NEOPROTEROZÓICOS	91
6.3	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E COMPARAÇÃO ENTRE OS GRANITOS PALEOPROTEROZÓICOS E NEOPROTEROZÓICOS	104
7	GEOCROLOGIA	108
7.1	MÉTODO DE EVAPORAÇÃO DE Pb EM MONOCRISTAIS DE ZIRCÃO	108
7.1.1	Princípios do Método	108
7.1.2	Técnicas Analíticas Empregadas	110
7.1.3	Resultados Analíticos	115
7.1.3.1	Granito Areias	115
7.1.3.2	Granito Ipueiras	119
7.1.3.3	Granito Itália	121
7.2	MÉTODO Sm-Nd IDADE MODELO (T_{DM})	124
7.2.1	Princípios do Método	124
7.2.2	Metodologia para Separação Sm-Nd	126

7.2.3 Resultados Analíticos Sm-Nd em Rocha Total dos Granitos Estudados	129
7.3 DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS ISOTÓPICOS DE EVAPORAÇÃO DE Pb EM ZIRCÃO E IDADE MODELO Sm-Nd (T_{DM})	134
8 CONSIDERAÇÕES FINAIS	139
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	142

1- INTRODUÇÃO

1.1- APRESENTAÇÃO

Os trabalhos realizados nos últimos anos na Província Tocantins – Setor Setentrional, relacionados a granitogênese, estabeleceram grande avanço no conhecimento geológico dessa região, principalmente no domínio dos Cinturões Brasília e Araguaia e no chamado Maciço de Goiás.

Na porção centro-norte da Província Tocantins, mais especificamente na região de Porto Nacional, os dados da literatura permitem destacar também grande avanço no conhecimento geológico e geocronológico dos granitóides, destacando-se quatro eventos principais de granitogênese na região, sendo dois de idade paleoproterozóica e dois do neoproterozóico (Gorayeb et al. 2000). No entanto, as informações fundamentais dos vários corpos ali presentes não foram levantadas. Neste trabalho foi dado enfoque principal aos corpos graníticos aflorantes entre a região de Ipueiras e Lajeado no Estado do Tocantins, tendo como ponto de partida o levantamento de todas as informações existentes na literatura a respeito destes corpos (Areias, Ipueiras, Itália, do Carmo, Palmas, Lajeado, Aroeira e Matança). De posse destas informações, foram complementados os estudos geológicos, petrográficos, geocronológicos e geoquímicos desses granitóides, a fim de caracterizá-los de uma forma mais detalhada e compará-los entre si e com eventos de granitogênese de outras regiões da Província Tocantins.

O presente trabalho, na forma de uma dissertação de mestrado desenvolvida no Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica do Centro de Geociências da UFPA, apresenta os resultados de estudos geológicos, petrográficos, geocronológicos e litoquímicos dos corpos graníticos da região. Os estudos geológicos, associados a compilação de mapas geológicos existentes, análises de imagens de satélite e levantamentos de campo permitiram construir mapa integrado delineando os vários corpos graníticos e as principais unidades geológicas da região.

Esta dissertação foi desenvolvida no âmbito dos projetos “*Magmatismo, Evolução Crustal e Metalogênese da Província Mineral de Carajás e Províncias Adjacentes*” - PRONEX 103/98 MCT/CNPq/FINEP/MEC, e “*Magmatismo da Província Amazônia Central e Mineralizações Associadas*” - CNPq/PNO PG (400038/99), que deram apoio financeiro parcial para esta pesquisa.

1.2- LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO

A área onde foi desenvolvida esta dissertação está localizada na porção central do Estado do Tocantins, sendo alvos do trabalho os corpos graníticos Lajeado, Matança, Palmas, Aroeiras, Ipueiras, Itália, do Carmo e Areias (Figura 1.1). Eles estão inseridos na região que compreende a capital do Estado do Tocantins, Palmas, e as cidades de Porto Nacional, Lajeado, Ipueiras e Monte do Carmo. Os limites aproximados da área são marcados pelas coordenadas $48^{\circ} 05'$ e $48^{\circ}50'$ WGr e $9^{\circ} 30'$ e $11^{\circ}25'$ S (Figura 1.1).

O acesso por via rodoviária, a partir de Belém, pode ser feito pela rodovia BR-153 (Belém-Brasília) até as cidades de Miranorte, Paraíso do Tocantins ou Fátima, e a partir destas, em direção leste por rodovias estaduais para Lajeado, Palmas e Porto Nacional, respectivamente. Internamente na área de estudo o acesso é feito pelas principais rodovias estaduais como a TO-010 que liga Tocantínia e Lajeado a Palmas e Porto Nacional, a TO-225, que liga as cidades de Porto Nacional a Monte do Carmo e a TO-050 que dá acesso à cidade de Ipueiras a partir de Porto Nacional (Figura 1.1). Além destas, inúmeras estradas vicinais permitem bom acesso aos vários pontos da área. O acesso pode ser feito também por via aérea através de vôos comerciais regulares para Palmas.

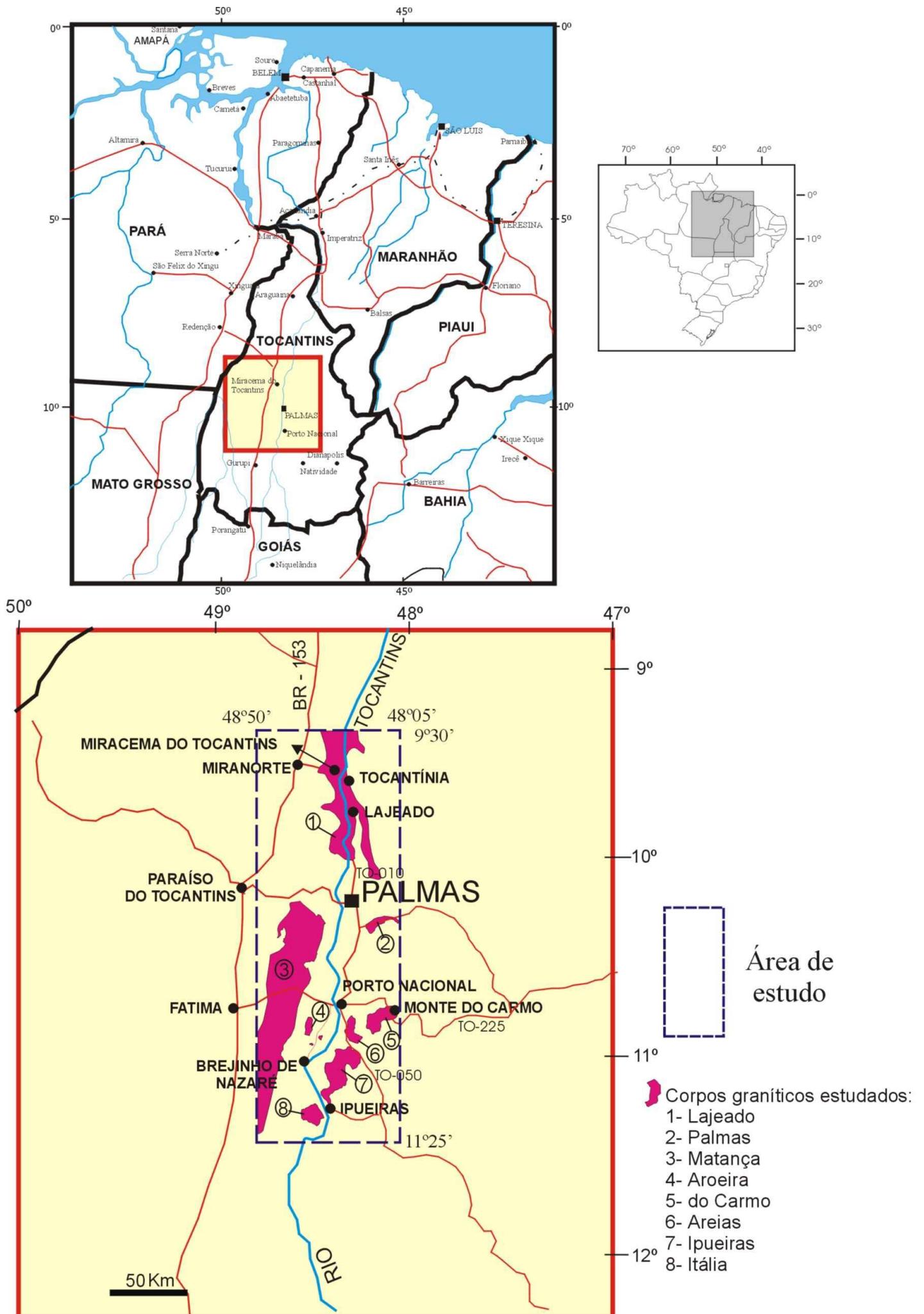


Figura 1.1- Mapa de localização da área de trabalho, com destaque para os corpos graníticos estudados.

1.3- OBJETIVOS

Nos trabalhos de cartografia geológica executados na região de Porto Nacional, no Estado do Tocantins, tem sido sugerido evolução paleoproterozóica ou mais antiga para uma série de plútons graníticos da porção centro norte da Província Tocantins no segmento crustal que foi chamado de Maciço de Goiás. Estudos geocronológicos mais recentes obtidos em alguns corpos graníticos da região têm revelado a existência de pelo menos dois eventos principais de granitogênese, um de idade paleoproterozóica, representado até então pelo Granito do Carmo (2,02 Ga) e outro de idade neoproterozóica, representado pelos granitos Matança, Palmas, Aroeira e Lajeado, de idade próxima a 0,55 Ga.

Entretanto, apesar de se ter conseguido grandes avanços nos estudos geocronológicos, as informações básicas dos corpos graníticos Lajeado, Matança, Palmas, Aroeira, do Carmo, Ipueiras, Itália e Areias, tais como sua forma, dimensões, estruturação, relações de campo e petrografia, ainda são pouco conhecidas e assistemáticas, e os estudos litoquímicos e geocronológicos são limitados apenas a alguns destes corpos graníticos.

A presente dissertação teve como objetivo principal estudar os corpos graníticos Areias, Itália, do Carmo, Ipueiras, Palmas, Lajeado, Aroeira e Matança, sob os aspectos da caracterização geológica geral dos corpos (forma, relações de contato, etc.), petrografia, geocronologia e geoquímica naqueles corpos que não apresentam tais estudos, visando definir a classificação petrográfica mais precisa desses granitos, suas idades de cristalização e de extração do manto e a caracterização das assinaturas geoquímicas e tipologia dos granitos, para posterior comparação entre si e com outros episódios de granitogênese da Província Tocantins.

Com o estudo proposto e a reunião de todos os dados existentes na literatura sobre os oito corpos graníticos espera-se contribuir para o melhor conhecimento da granitogênese deste importante segmento crustal do país.

1.4- DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO E OS MÉTODOS APLICADOS

O desenvolvimento do presente trabalho envolveu pesquisas bibliográficas, campanhas de campo e estudos laboratoriais.

A pesquisa bibliográfica abrangeu levantamento de informações existentes na literatura referentes à geologia da região estudada, com ênfase nos corpos graníticos, assim como estudos em livros textos e periódicos sobre a petrologia de rochas graníticas.

Duas campanhas de campo foram realizadas para o levantamento dos dados geológicos de cada corpo e suas relações com as rochas encaixantes, para a coleta de amostras a fim de realizar estudos petrográficos, litoquímicos e geocronológicos. Na primeira campanha, realizada em julho de 1999 ainda relacionado a pesquisa de iniciação científica, foi feito levantamento geológico no Granito Lajeado, em que foram coletadas amostras para estudos petrográficos, geocronológicos de evaporação de Pb em monocristais de zircão e amostras para estudos geoquímicos e isotópicos Sm-Nd. Na segunda campanha, realizada em setembro de 2001, foram feitos levantamentos referentes aos granitos Palmas, Aroeira, Areias, do Carmo, Ipueiras e Itália. Para estudos petrográficos foram coletadas cinco amostras do Granito Palmas, duas amostras do Granito Aroeira, quatro amostras do Granito Areias, cinco do Granito Ipueiras, duas do Granito do Carmo e cinco do Granito Itália. A amostragem para os estudos geocronológicos de zircão constou da coleta de uma amostra de cada um dos granitos Areias, Ipueiras e Itália. Para os estudos litoquímicos e geocronológicos pela metodologia Sm-Nd foram selecionadas duas amostras de cada um dos granitos Areias, Itália e Ipueiras. Vale ressaltar que a maioria do material referente aos granitos Matança e Palmas foi gentilmente cedido pelo professor Paulo Gorayeb de amostragem coletada durante seu programa de doutoramento na região de Porto Nacional. A Figura 5.1 no capítulo 5 mostra a distribuição dos corpos graníticos objetos deste estudo e a localização das amostras estudadas.

Os estudos petrográficos constaram na descrição de amostras de mão e de aproximadamente 36 lâminas delgadas das principais rochas de cada corpo. Eles tiveram como objetivos principais identificar a composição mineralógica das rochas e

suas estimativas percentuais, a caracterização das suas fases minerais, a classificação dos litotipos, bem como os aspectos texturais. A análise modal foi realizada com o auxílio do microscópio petrográfico e contador de pontos (SWIFT) do Laboratório de Petrografia da Pós-Graduação. Nas amostras de granitos deformados, de rochas inequigranulares ou naqueles de granulação muito grossa ou porfiríticas foram realizadas análises modais estimativas .

Os estudos litoquímicos envolveu duas etapas: 1º) Determinação de FeO no Laboratório de Análises Químicas do Centro de Geociências; 2º) Determinação de elementos maiores, traços e terras raras, de acordo com a metodologia do laboratório de análises químicas da empresa LAKEFIELD GEOSOL, descrita com maior detalhe no Capítulo 5. Esses dados foram utilizados para caracterização da assinatura geoquímica, classificação mais precisa e para definição da tipologia dos granitos, utilizando diagrama de discriminação geoquímica existentes na literatura.

Nos estudos geocronológicos foram utilizados dois procedimentos: 1º) Determinação da idade de cristalização da rocha, pelo método Pb-Pb em zircão, utilizando a metodologia desenvolvida por Kober (1986, 1987) e 2º) Metodologia Sm-Nd rocha total para determinar a Idade Modelo (T_{DM}) segundo o modelo de DePaolo (1981). Estes estudos foram realizados no Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências da UFPA (Pará-Iso), utilizando os procedimentos de rotina deste laboratório. O método de Pb-Pb em monocristais de zircão foi aplicado ao Granito Ipueiras, em amostras coletadas no local onde ele primeiramente foi descrito, bem como aos granitos Areias e Itália. O método Sm-Nd em rocha total foi aplicado aos granitos Lajeado, Palmas, Matança, Areias e Ipueiras. Os princípios e características de cada metodologia estão descritas com maior detalhe no capítulo 6.

Trabalhos de compilação de dados de documentos cartográficos e interpretação de imagens de satélite LANDSAT TM-5 cena 222/68 bandas 3, 4 e 5 de 14/08/1998 e cena 222/67 bandas 1, 4 e 7 de 14/08/1998, foram realizados com o objetivo de refinar a delimitação dos corpos graníticos e elaboração do mapa geológico da área (Figura 4.1). Tal estudo foi realizado no Laboratório de Sensoriamento Remoto do Centro de Geociências (LAGEOS), utilizando os programas e aplicativos de que o laboratório dispõe para esse trabalho.

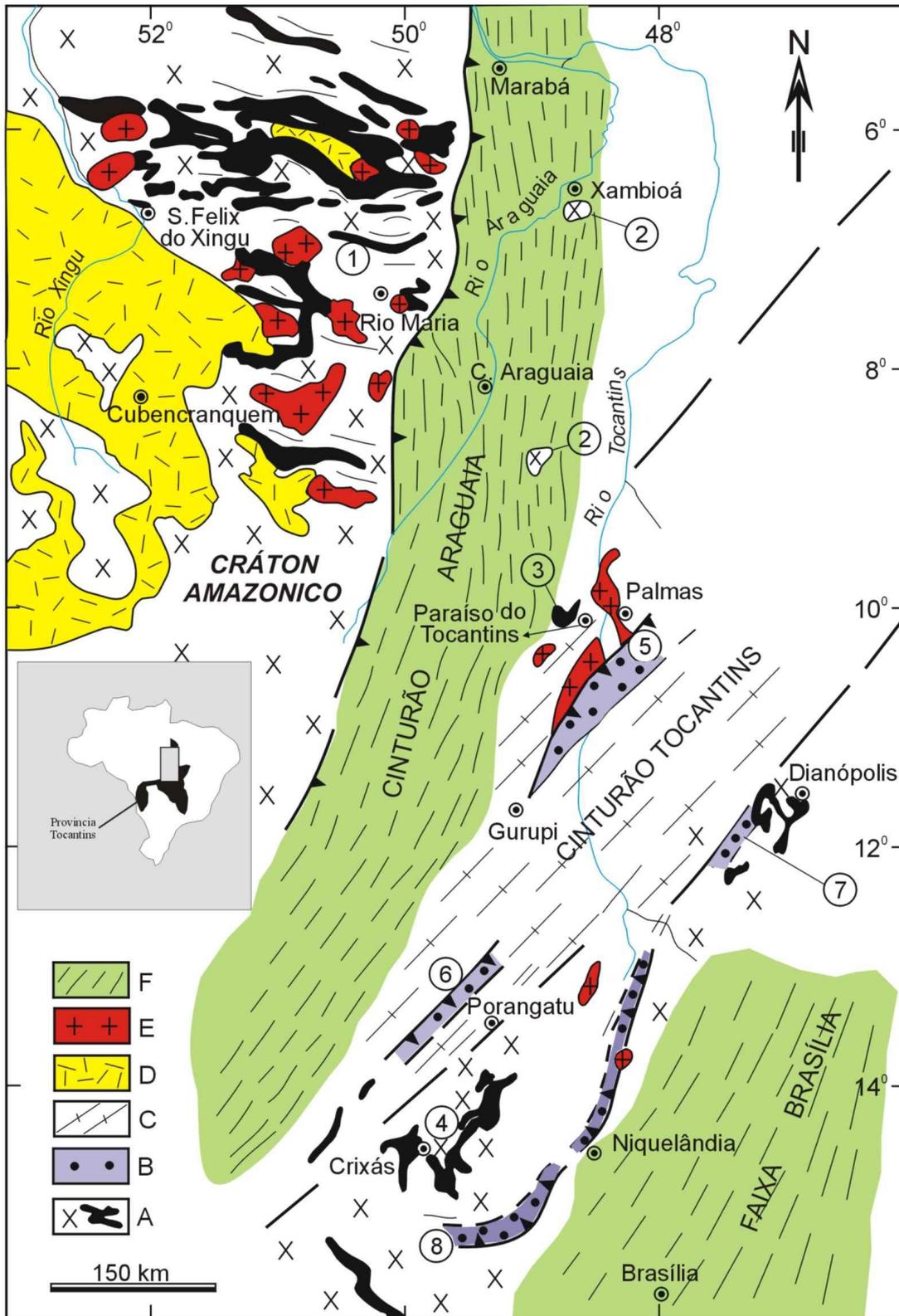


Figura 2.1- Mapa geológico regional destacando as principais unidades geotectônicas, modificado de Gorayeb et al. (2000). A-Terrenos Granito *Greenstone* arqueanos: 1- Sudeste do Pará, 2. Complexo Colméia; 3) Rio do Coco, 4) Crixás- Pilar de Goiás. B- Terrenos Granulíticos: 5) Porto Nacional, 6) Porangatu, 7) Almas, 8) Goiás. C- Cinturão de Cisalhamento Tocantins; D- Cobertura Plataformal vulcanossedimentar; E- Plutons Graníticos; F-Cinturões Neoproterozóicos-Cinturão Araguaia, Faixa Brasília.

2.1- GEOLOGIA DO SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO

Na porção oriental do Cráton Amazônico, a sul da Província Mineral de Carajás (Figura 2.1), destaca-se um conjunto de rochas que compõem o Terreno Granito-*Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) de idade arqueana (Souza et al. 1996, Dall’Agnol et al. 1997). Ele é constituído por seqüências metavulcano-sedimentares representadas pelos grupos Babaçu e Lagoa Seca (Cordeiro 1982, Hirata et al. 1982) pertencentes ao Supergrupo Andorinhas; por granitóides com idades que variam de 2,87 Ga a 2,97 Ga como o Tonalito Arco-Verde, Trondhjemito Mogno, Granito Mata Surrão e Granito Xinguara. Alojados nas rochas do TGGRM, são relatados uma série de plútons graníticos anorogênicos do Tipo A, como os granitos Redenção, Musa, Jamon, Marajoara, dentre outros (Dall’Agnol et al. 1994).

2.2- GEOLOGIA DO CINTURÃO ARAGUAIA E SEU EMBASAMENTO

As unidades mais antigas deste setor da Província Tocantins são representadas pelo Complexo Colmeia de idade 2,85 Ga (Moura & Gaudette 1993), que ocorre em núcleos erodidos em meio às rochas do Cinturão Araguaia, como nas estruturas braquianticlinais de Colmeia, Lontra e Xambioá (Abreu 1978, Costa 1980). O Complexo Colmeia, definido por Costa (1980), compreende uma suíte TTG composta essencialmente por gnaisses tonalíticos, trondhjemíticos e graníticos mais ou menos migmatizados, com anfibolitos associados (Moura & Gaudette 1999) (Figura 2.2).

Outra unidade é o Granitóide Cantão (Souza et al. 1985) sendo constituído por ortognaisses de composição granítica. A idade definida para seu protólito granítico é de 1,85 Ga (Pb-Pb em zircão), (Moura & Gaudette 1993b, Moura & Gaudette 1999).

Segundo Abreu (1978) a principal unidade litoestratigráfica do Cinturão Araguaia é representada pelo Supergrupo Baixo Araguaia que é dividido nos grupos Estrondo e Tocantins (Figura 2.2).

O Grupo Estrondo, denominado por Hasui et al. (1975) é dividido na Formação Morro do Campo, constituída principalmente por quartzitos e quartzitos micáceos, e na Formação Xambioá, constituída por muscovita-biotita xistos, calcita-muscovita biotita

2- CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Neste capítulo estão descritas as principais unidades litoestratigráficas no domínio da Província Tocantins e algumas unidades da porção oriental do Cráton Amazônico de maior interesse para a área estudada. A Figura 2.1 apresenta quadro regional das principais unidades geotectônicas e geológicas da área estudada, tendo como principal objetivo dar uma visão geral da geologia e suas relações com a área em estudo.

A Província Tocantins (Almeida et al. 1977) é limitada à oeste pelo Cráton Amazônico, a leste pelo Cráton São Francisco e Bacia do Parnaíba, a sul pelo Bloco Parará e ao norte por coberturas fanerozóicas. Esta província está dividida em diferentes regiões que apresentam histórias evolutivas distintas, destacando a região de Palmas–Porto Nacional e Natividade-Dianópolis, que tem sido incluída no domínio do que foi denominado de Maciço de Goiás, onde está inserida a área de estudo, limitada a noroeste pelo Cinturão Araguaia e sudeste pela Faixa Brasília.

O Cráton Amazônico em sua porção sudeste tem como destaque a Província Mineral de Carajás e está dividida em dois blocos denominados Rio Maria-Xinguara e Carajás (Souza et al. 1996). No Bloco Rio Maria-Xinguara destacam-se terrenos granito *greenstones* arqueanos, com granitóides paleoproterozóicos intrusivos (Figura 2.1) e no Bloco Carajás destacam-se seqüências metavulcânicas e granitóides arqueanos.

Para fins de possível comparações, serão inseridas informações da literatura de granitóides paleoproterozóicos do sudeste do Cráton Amazônico, do embasamento do Cinturão Araguaia, de granitóides neoproterozóicos do Arco Magmático de Goiás e granitóides do Cinturão Araguaia, que estão descritos com mais detalhe no capítulo 3.

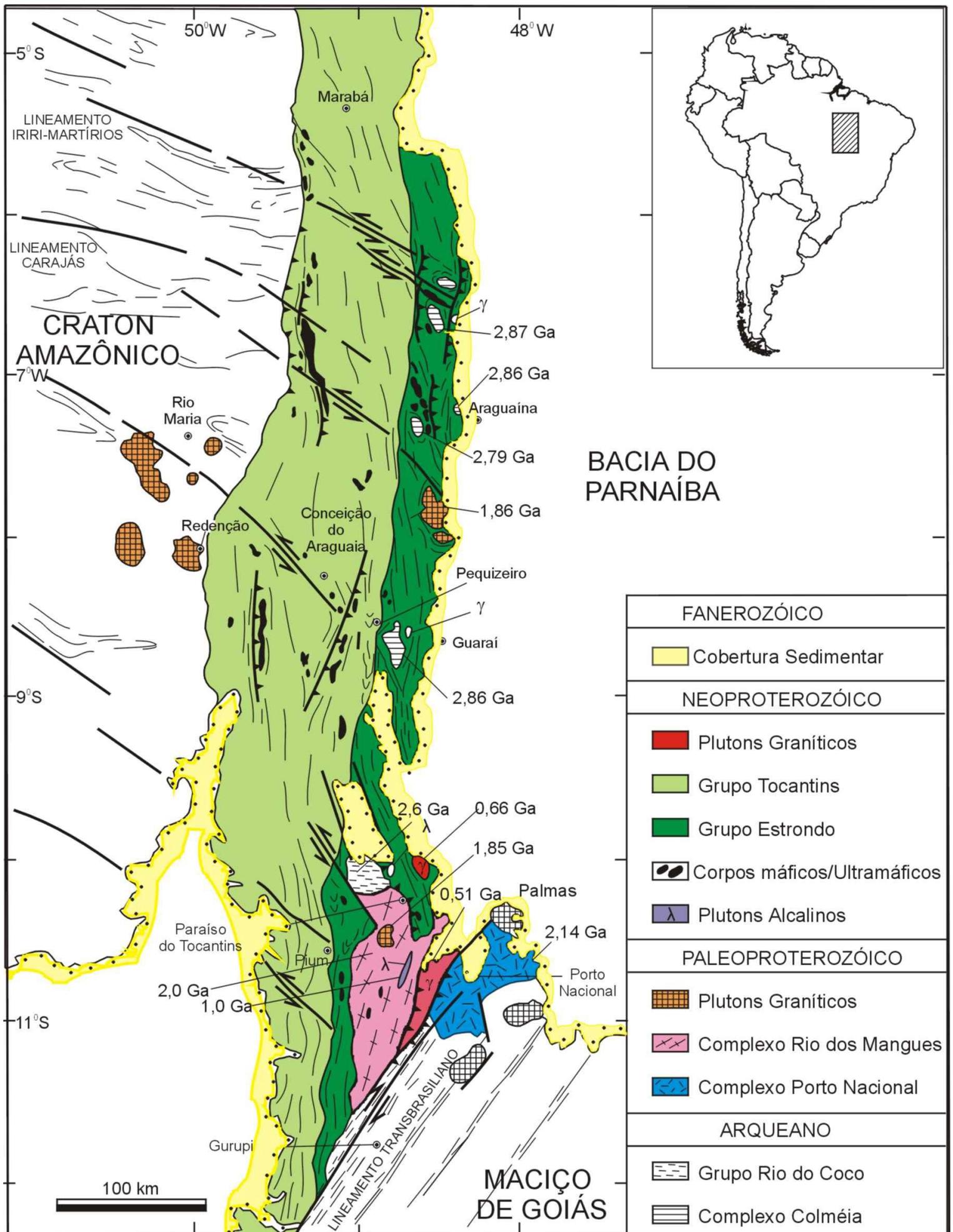


Figura 2.2- Mapa geológico do Cinturão Araguaia e unidades do embasamento, com indicações de datações geocronológicas (Alvarenga et al. 2000).

xistos e podem ocorrer micaxistos ricos em estaurolita, cianita e granada (Abreu 1978). Outra unidade é representada pela Formação Canto da Vazante constituída predominantemente por xistos feldspáticos (Costa 1980).

O Grupo Tocantins, segundo Gorayeb (1981), é representado pelas rochas das formações Pequizeiro na base e Couto Magalhães no topo da seqüência. A Formação Pequizeiro é constituída por quartzo-muscovita xistos, clorita-muscovita-quartzo xistos, biotita-clorita-quartzo-muscovita xistos, com intercalações subordinadas de magnetita-muscovita filito e quartzitos. A Formação Couto Magalhães é constituída essencialmente por ardósias e filitos, com intercalações de quartzitos, cherts, meta-grauvacas, calcários e psamito-pelitos anquimetamorfizados.

A granitogênese ligada ao Cinturão Araguaia é representada por pequenos *stocks* representados pela Suíte Santa Luzia (Costa et al. 1983, Hasui et al. 1984, Lamarão & Kotchoubey 1994) e outros pequenos corpos graníticos encaixados nas rochas metassedimentares do Grupo Estrondo. Segundo (Abreu et al. 1994) a geração destes corpos está relacionada a processos anatéticos durante o clímax do metamorfismo do Cinturão Araguaia.

Corpos ultramáficos metamorfizados, associados às rochas metassedimentares do Grupo Tocantins, ocorrem predominantemente na porção oeste do Cinturão Araguaia, sendo estas constituídas principalmente por peridotitos e dunitos serpentinizados, cromititos e meta-ultramafitos com quantidades variáveis de clorita, talco, actinolita, e representando corpos alóctones embutidos tectonicamente no Cinturão Araguaia (Gorayeb 1989). Essas rochas associadas a metabasaltos almofadados tem sido interpretadas como remanescentes de complexos ofiolíticos, sugerindo a presença de crosta oceânica no Cinturão Araguaia (Gorayeb 1989, Alvarenga et al. 2000, Gorayeb et al. 2001a) (Figura 2.2).

2.3- GEOLOGIA DA REGIÃO DE PORTO NACIONAL E ADJACÊNCIAS

A porção central da Província Tocantins, norte do Maciço de Goiás, mais especificamente a região de Porto Nacional, compreende uma área de grande complexidade geológica, onde coexistem diversas unidades litoestratigráficas de origem e cronologia variada (Gorayeb et al. 2000) predominantemente de evolução paleoproterozóica e neoproterozóica (Figura 2.3). As principais unidades dessa região estão representadas na coluna litoestratigráfica da Figura 2.4. As rochas graníticas serão descritas com maior detalhe no capítulo 3.

A unidade mais antiga é representada pelo Grupo Rio do Coco (Costa et al. 1983), exposto na região de Paraíso do Tocantins. Esta unidade é constituída por um conjunto de rochas meta-vulcano-sedimentares compreendendo metapelitos, rochas quartzo-feldspáticas, metavulcânicas dacíticas portando sulfetos e meta-ultramáficas com formações ferríferas intercaladas e meta-basitos. Arcanjo et al. (2000) indicam a idade de 2,6 Ga, obtida através do método de Pb-Pb em zircão extraído de metabasitos, situando esta unidade no final do Arqueano.

Afora o Grupo Rio do Coco, única unidade arqueana identificada, a região é amplamente dominada por seqüências paleoproterozóicas. Na porção sudeste, na região de Natividade-Almas as seqüências são representadas por granitóides e gnaisses de composição tonalítica e granodiorítica com restos de rochas vulcano-sedimentares representado pelo Complexo Manoel Alves (Costa 1985). Na região de Dianópolis, Cruz (2001) identificou complexos granito-gnáissicos de composição TTG com idades U-Pb em zircão no intervalo de 2,45 a 2,2 Ga e idades T_{DM} com intervalo de 2,45 Ga a 2,7 Ga.

Segundo Gorayeb (1996) e Gorayeb et al. (2000), o Complexo Porto Nacional reúne grande variedade de rochas em termos de origem, natureza composicional, mineralógica e textural, compreendendo tipos orto e paraderivados submetidos a metamorfismo de alto grau, com reequilíbrios em condições metamórficas mais baixas. Os litotipos representados nesta unidade são granulitos máficos, enderbitos e tipos ultramáficos restritos, com raros mobilizados charnoquíticos intercalados a granada gnaisses com sillimanita, com ou sem cianita e grafita, acompanhados de granitóides

granadíferos. A idade definida para esta unidade está situada no intervalo de 2,12 a 2,15 Ga, obtidas através do método Pb-Pb em zircão, sendo interpretada como idade do protólito que originou as rochas de alto grau do Complexo Porto Nacional (Gorayeb et al. 2000).

A Formação Monte do Carmo, definida por Cunha et al. (1981), corresponde a uma seqüência vulcano-sedimentar reunindo conglomerados, arenitos arcoseanos, vulcânicas ácidas e intermediárias e rochas vulcanoclásticas. Na região de Monte do Carmo a unidade é limitada por falhas normais de direção NE-SW, constituindo pequenos grábens, que as colocam em contato com o Grupo Natividade ou são cobertas por sedimentos da Formação Serra Grande ou depósitos cenozóicos (Gorayeb 1996). A idade de 2,13 Ga foi definida por Sachett (1996), por evaporação de Pb em zircão em rocha vulcânica ácida.

O Complexo Rio dos Mangues, definido por Costa et al. (1983), compreende uma unidade essencialmente constituída por gnaisses tonalíticos e granodioríticos, rochas cálcio-silicáticas, anfibolitos e micaxistos, e quartzitos restritos. Estudos geocronológicos realizados por Arcaño (2002) permitem situar esta unidade no intervalo de idade entre 2,05 e 2,12 Ga.

A Formação Morro do Aquiles, descrita inicialmente por Costa et al. (1982), foi melhor estudada por Gorayeb (1996). Reúne micaxistos com silimanita, granada e cordierita, paragnaisses aluminosos, quartzitos granadíferos, xistos grafitosos, rochas manganésíferas (gonditos) e metavulcânicas ácidas e básicas, além de intercalações de ortognaisses, anfibolitos e granitóides.

O Anortosito Carreira Comprida, definido originalmente por Gorayeb (1996), compreende um plútons do Paleoproterozóico, de idade de 2.071 ± 4 Ma (Gorayeb & Moura 2001), que ocorre na porção sul de Porto Nacional, encaixado nas rochas da Formação Morro do Aquiles.

Unidades neoproterozóicas são representados pelo Grupo Natividade e pelas unidades do Cinturão Araguaia.

As unidades do Cinturão Araguaia na região são representados pelo Grupo Estrondo cujas seqüências de quartzitos, micaxistos variados intercalados com anfibolitos e rochas metaultramáficas estão assentadas sobre as rochas do Grupo Rio

do Coco e Complexo Rio dos Mangues. Vários plútons graníticos sin a tardi-tectônicos foram reunidos na Suíte Santa Luzia (Hasui et al. 1984) e datados em intervalos de 0,55 a 0,56 Ga (Moura & Souza 2002). Abreu et al. (1994) relacionaram este magmatismo a processos anatéticos durante o climax do metamorfismo do Cinturão Araguaia.

O Grupo Natividade compreende uma seqüência neoproterozóica, exposta desde a região de Natividade até Porto Nacional (Gorayeb 1996) que é constituída por expressivas seqüências de quartzitos puros e micáceos com pequenas intercalações de metaconglomerados, meta-calcários dolomíticos e ardósias.

De maneira geral, todas estas unidades estão capeadas por rochas sedimentares das formações da Bacia do Parnaíba, onde destacam-se a Formação Serra Grande, constituída por arenitos grossos com níveis conglomeráticos oligomíticos, arenitos finos com intercalações de siltitos, e a Formação Pimenteiras, constituída por arenitos finos argilosos e micáceos, intercalados por folhelhos lateritizados.

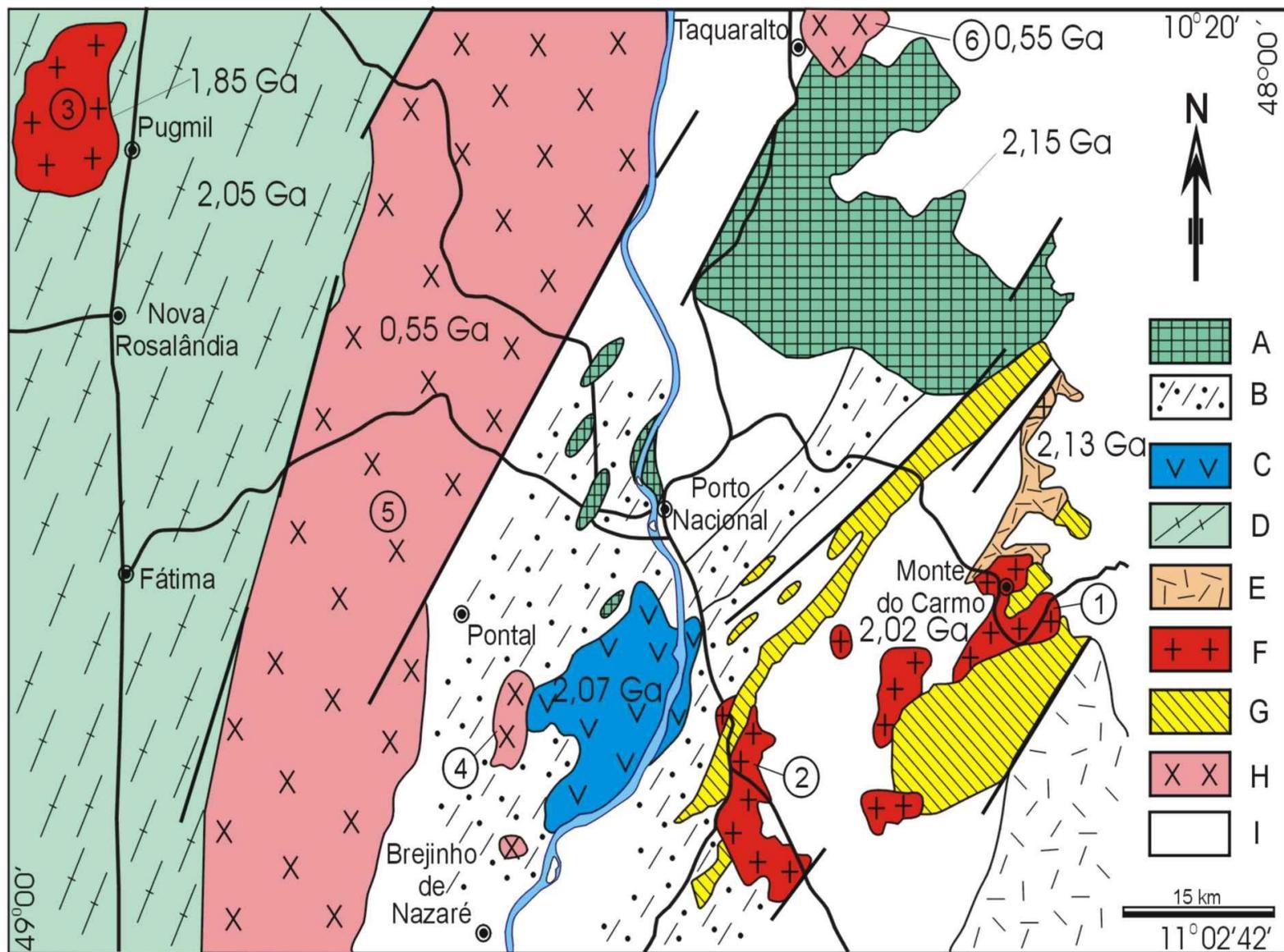


Figura 2.3- Mapa geológico da região de Porto Nacional, extraído de Gorayeb et al. (2000). Paleoproterozóico: A- Complexo Porto Nacional, B- Formação Morro do Aquiles, C- Anortosito Carreira Comprida, D- Complexo Rio dos Mangues, E- Formação Monte do Carmo, F- Plutons graníticos: (1) Carmo, (2) Areias, (3) Serrote. Neoproterozóico: G- Grupo Natividade, H- Plutons graníticos: (4) Aroeira, (5) Matança, (6) Palmas. I- Coberturas fanerozóicas.

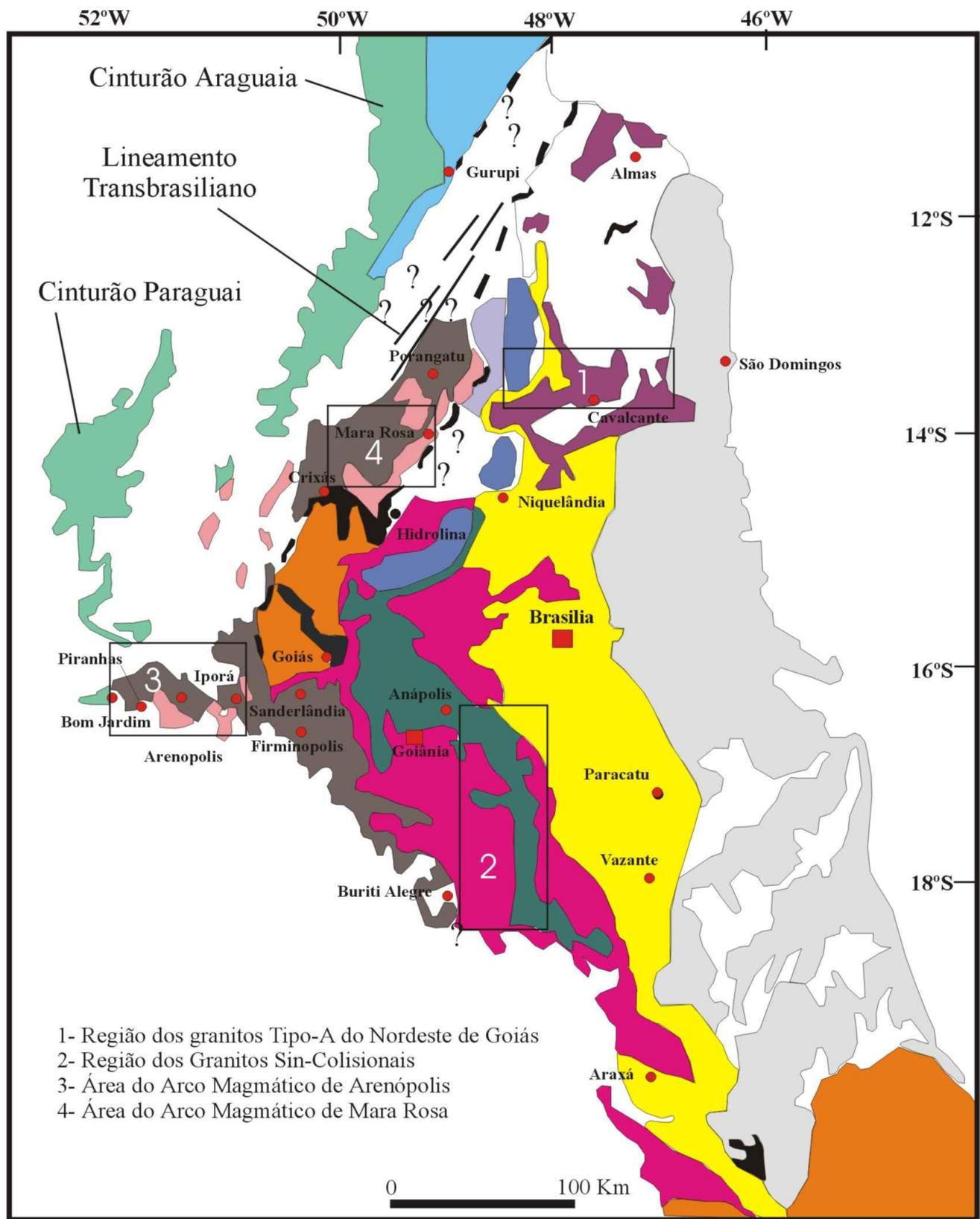
ERA	UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA		CONSTITUIÇÃO LITOLÓGICA
NEOPROTEROZOÍCO		SUÍTE SANTA LUZIA (~0,54Ga)	Muscovita-biotita monzogranito e granodiorito e granitos pegmatóides e porfiróides mineralizados com turmalina, berilo e granada.
	Suíte Lajeado	GRANITOS MATANÇA, PALMAS, LAJEADO e AROEIRA (~0,55Ga)	Sienogranitos e monzogranitos com ortopiroxênio (Charnoquito) (Palmas e Lajeado) e granitos porfiríticos e microgranitos miloníticos (Matança).
		GRUPO NATIVIDADE	Metaconglomerados, ortoquartzitos e quartzitos micáceos com intercalações de ardósias e filitos.
		SUPERGRUPO BAIXO ARAGUAIA	Quartzitos, xistos variados intercalados com anfíbolitos
PALEOPROTEROZOÍCO	Suíte Ipueiras	GRANITOS DO CARMO, IPUEIRAS, AREIAS E ITÁLIA (2,07 Ga)	Sienogranitos, monzogranitos e granitos deformados (milonitos e protomilonitos).
		COMPLEXO RIO DOS MANGUES (2,05 Ga a 2,12 Ga)	Ortognaisses tonalíticos, granodioríticos e graníticos migmatizados com intercalações de anfíbolitos, Quartzito granadífero, paragnaisses e xistos aluminosos.
		FORMAÇÃO MONTE DO CARMO (2,13 Ga)	Conglomerados e arenitos arcoseanos intercalados com vulcânicas riolíticas, dacíticas, andesíticas e níveis vulcanoclásticos.
		FORMAÇÃO MORRO DO AQUILES	Granada-biotita xistos, xistos feldspáticos e paragnaisses aluminosos, cordierita xistos feldspáticos com granada e sillimanita, granada estauroлита xisto com andaluzita e sillimanita, grafita xistos granadíferos e gonditos, intercalados com anfíbolitos e ortognaisses tonalíticos.
		COMPLEXO MANOEL ALVES (2,1 a 2,4 Ga)	Gnaisses miloníticos de composição tonalítica e granodiorítica.
		COMPLEXO PORTO NACIONAL (2,15 Ga)	Granulitos máficos, enderbitos, com raros mobilizados charnoquíticos, intercalados em granada gnaisses com sillimanita e/ou cianita e grafita acompanhados de granitóides granadíferos.
ARQUEANO		GRUPO RIO DO COCO (2,6 Ga)	Metapelitos, rochas quartzo-feldspáticas, metavulcânicas dacíticas portando sulfetos, meta-ultramáficas com formações ferríferas intercaladas e meta-basitos

Figura 2.4- Coluna litoestratigráfica da região de Palmas-Porto Nacional, modificada de Gorayeb (1996).

2.4- A FAIXA BRASÍLIA E O ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS

A Faixa Brasília está localizada na porção oriental da Província Tocantins e, segundo Fuck (1994), constitui um extenso sistema de dobramento de idade neoproterozóica reconhecendo cinco compartimentos tectônicos: Zona Cratônica, Zona Externa, Zona Interna, Microcontinente do Centro de Goiás e o Arco Magmático de Goiás (Figura 2.5).

O Arco Magmático de Goiás (AMG) definido por Pimentel & Fuck (1992) estende-se desde a região de Sanderlândia e Bom Jardim de Goiás, até seu provável limite a norte, nas proximidades da região de Mara Rosa e Porangatu. O AMG é constituído por ortognaisses e seqüências vulcano-sedimentares de evolução neoproterozóica, de idades variando de 0,60 Ga a 0,93 Ga e idades T_{DM} entre 1,0 e 1,1 Ga. São também identificados granitóides de idades variando entre 0,59 Ga e 0,48 Ga, expostos nas regiões que compõem os arcos magmáticos de Mara Rosa e Arenópolis (Pimentel & Fuck 1992, Pimentel et al. 1999 e Pimentel et al. 2000). Pimentel et al. (1999) e Fuck et al. (2001) sugerem que o limite do arco poderia ser estendido mais para norte no Estado de Tocantins, em direção a área estudada, a aproximadamente 50 Km da cidade de Natividades.



LEGENDA

Cobertura Fanerozoica	FAIXA BRASÍLIA		Greenstone Belt/ ortognaisses da região de Almas
CINTURÃO ARAGUAIA E PARAGUAI			Granulitos e Ortognaisses (Complexo Anápolis - Itauçu)
Cinturão de dobramento supracrustal	Sequência de Margem Passiva (Grupo Paranoá e Canastra e Formações Ibiá, Vazante e Minaçu)	Grupo Araxá	CRÁTON SÃO FRANCISCO
Embasamento Siálico	Complexo Máfico-Ultramáfico + sequência vulcano-sedimentar	Serra da Mesa (Paleoproterozóico?)	Embasamento Siálico
ARCO MAGMÁTICO JUVENIL			Grupo Bambuí
Ortognaisses	Sequência de Rift (Grupos Arai e Natividade)		
Sequências vulcano sedimentar			
BLOCO ARQUEANO CRIXÁS-GOÍÁS			
Greenstone belt / Ortognaisses			

Figura 2.5- Mapa geológico da Faixa Brasília e Arco Magmático de Goiás, segundo Pimentel et al. (1999, 2000).

Outros corpos com características semelhantes ao granito Santa Luzia são representados pelos granitos Presidente Kennedy, Barrolândia e Ramal do Lontra, tendo a sua origem relacionada a processos anatéticos ocorridos durante a evolução do Cinturão Araguaia (Abreu et al. 1994).

3.3- GRANITOGÊNESE DA REGIÃO DE PORTO NACIONAL

As primeiras referências sobre rochas graníticas da região estudada devem-se a Barbosa et al. (1966), que por ocasião da realização do Projeto Araguaia, reconheceram, ao longo do vale do Rio Tocantins, nas regiões de Porto Nacional, Miracema do Tocantins e Lajeado, exposições de rochas granitóides, cortadas por diques aplíticos e pegmatíticos. A esses granitóides os autores denominaram informalmente de Granito Lajeado, em referência às cachoeiras ali existentes, posicionando-os no Pré-Cambriano indiferenciado.

Schobbenhaus Filho et al. (1975) descrevem sucintamente a geologia e os recursos minerais da Folha Tocantins (SC-22) reconhecendo o Granito Lajeado e o Granito Ipueiras, que aflora nas regiões de Brejinho de Nazaré e Ipueiras, e mantendo o posicionamento no Pré-Cambriano indiferenciado.

Posteriormente, Cunha et al. (1981), em decorrência dos levantamentos geológicos do Projeto RADAMBRASIL, da Folha Tocantins, chamaram de Suíte Plutono-Vulcânica Ipueiras ao conjunto de rochas granitóides e vulcânicas (?) associadas, aflorantes na região de Ipueiras, a sul de Porto Nacional. Nela incluíram o conjunto de rochas intrusivas (álcali-granitos, granitos pórfiros e microgranitos) e rochas extrusivas, destacando-se riolitos e riodacitos pórfiros. Esses autores realizaram datações baseadas no método Rb-Sr em rocha total, obtendo idades convencionais em torno de 2.069 ± 74 Ma para o Granito Itália, e 1.856 ± 29 Ma para as rochas vulcânicas que constituem a referida Suíte.

Costa et al. (1984), com base em levantamentos cartográficos na Folha Porto Nacional, reuniram uma série de corpos graníticos sob a denominação de Suíte Lajeado, apropriando-se da denominação Lajeado do granito aflorante na região de Lajeado e Miracema do Tocantins definido por Barbosa et al. (1966).

3 - CARACTERÍSTICAS GERAIS DA GRANITOGÊNESE DA REGIÃO DE PORTO NACIONAL

Neste capítulo é apresentado um quadro geral dos principais eventos de granitogênese descritos na literatura para a região de Porto Nacional e Palmas, além daquelas relacionadas às regiões adjacentes, do sudeste do Cráton Amazônico, Cinturão Araguaia e do Arco Magmático de Goiás.

3.1- GRANITOS PALEOPROTEROZÓICOS DO SUDESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO

Plútons graníticos do Paleoproterozóico, geralmente caracterizados como anorogênicos do tipo A (Dall'Agnol et al. 1994) ocorrem na porção sudeste do Cráton Amazônico, alojados nas unidades arqueanas do Terreno Granito *Greenstone* de Rio Maria. Os principais corpos são os granitos Jamon, Musa e Redenção dentre outros corpos já estudados na região, como os granitos Marajoara, Manda Saia, Seringa e Velho Guilherme, alguns destes mostrados na Figura 2.1.

O Granito Jamon (Dall'Agnol 1982, Dall'Agnol & Magalhães 1995) corresponde a um corpo essencialmente monzogranítico e sienogranítico, sendo constituído predominantemente por quartzo, alcali feldspato e plagioclásio, com biotita e anfibólio em menor quantidade, além de zircão, apatita, allanita, titanita e opacos como acessórios. A idade do Granito Jamon de 1.885 ± 32 Ma, foi obtida através do método de evaporação de Pb em monocristais de zircão (Dall'Agnol et al. 1999).

Segundo Gastal (1987), o Granito Musa é constituído basicamente por sienogranitos e monzogranitos, sendo que a sua mineralogia principal é representada por quartzo, microclina e plagioclásio, biotita e anfibólio, e os minerais acessórios são zircão, opacos, apatita e allanita. A idade obtida para este corpo pelo método U-Pb em zircão (Machado et al. 1991) foi de 1.888 ± 5 Ma.

O Granito Redenção, estudado mais detalhadamente por Oliveira (2001), corresponde corpo batolítico constituído essencialmente por monzogranitos com diques de sienogranitos associados. A mineralogia principal deste corpo é formada por microclina, quartzo e plagioclásio, além de biotita, clinopiroxênio e hornblenda em

menor quantidade, apresentando como minerais acessórios titanita, allanita, apatita e zircão. Segundo Barbosa et al. (1995), a idade deste corpo é de 1.870 ± 68 Ma, obtida pelo método Pb-Pb em rocha total.

3.2- GRANITOS DO CINTURÃO ARAGUAIA

A granitogênese do Cinturão Araguaia é representada por rochas graníticas paleoproterozóicas e rochas neoproterozóicas relacionadas geralmente a evolução do Cinturão.

O Granitóide Cantão (Souza et al. 1985) é constituído por ortognaisses graníticos e está intrusivo nas rochas do Complexo Colméia. Esta unidade é representada por hornblenda-biotita granodioritos, biotita monzogranitos, muscovita-biotita monzogranitos e muscovita-biotita sienogranitos gnaissificados (Dall'Agnol et al. 1988). A idade definida para seu protólito ígneo é de 1,85 Ga (Pb-Pb em zircão) (Moura & Gaudette 1993b, Moura & Gaudette 1999).

O Granito Serrote, que aflora na região de Paraíso do Tocantins, é um corpo de composição sienogranítica, com marcante foliação, intrusivo no Complexo Rio dos Mangues (Costa et al. 1983, Gorayeb 1996). Este corpo foi datado pelo método de evaporação de Pb em zircão por Souza & Moura (1996), obtendo-se idade de 1.851 ± 41 Ma, que é semelhante às idades dos granitos paleoproterozóicos da porção sudeste do Cráton Amazônico.

O Granito Santa Luzia, situado na região de Paraíso do Tocantins (Costa et al. 1983, Hasui et al. 1984), constitui pequenos stocks, diques e corpos lentiformes encaixados nas rochas metassedimentares do Grupo Estrondo (Figura 2.2). É constituído por muscovita-biotita monzogranito, muscovita-biotita granodiorito e granitos pegmatóides (Lamarão & Kotschoubey 1994). Datações realizadas por Moura & Gaudette (1993) pelo método Pb-Pb em zircão, obtiveram idade de 583 ± 39 Ma, utilizando a técnica de filamento simples. Entretanto, Moura & Sousa (2002), utilizando a mesma metodologia, com a técnica de filamento duplo, obtiveram intervalo de idade entre 550 e 560 Ma, que é interpretado como a idade do magmatismo do Granito Santa Luzia.

Como representante da granitogênese paleoproterozóica, tem-se o Granito do Carmo, caracterizado por Gorayeb (1996), como um corpo que integraria a Suíte Lajeado. O Granito do Carmo foi datado por Barradas (1994), através do método Pb-Pb em rocha total, resultando na idade de 1.999 ± 64 Ma, sendo esta idade interpretada como a de cristalização deste granito. Para as rochas vulcânicas ácidas da Formação Monte do Carmo a idade obtida foi de 2.029 ± 103 Ma.

Sachett (1996), a fim de confirmar a granitogênese paleoproterozóica na região de Monte do Carmo, obteve idade de 2.025 ± 26 Ma, através do método Pb-Pb em zircão, para o Granito do Carmo. Datou também uma rocha vulcânica ácida da Formação Monte do Carmo, utilizando a mesma metodologia, e obteve idade de 2.138 ± 11 Ma, sendo esta interpretada como a idade de cristalização desta rocha.

Damasceno (1998) e Kotschoubey et al. (2000), através do método de evaporação de Pb em monocristais de zircão, obtiveram idades de 2.086 ± 4 Ma para o que os autores chamaram de Granito Ipueiras, sendo esta interpretada como a idade de cristalização deste corpo. Entretanto, Basile Kotschoubey (comunicação verbal, 2003) relatou que esta datação refere-se na verdade ao Granito Areias. Vale ressaltar que no artigo publicado por Kotschoubey et al. (2000), as idades referentes ao que foi chamado de Granito Ipueiras e Granito Lajeado estão trocadas.

Dados recentes referente a rochas graníticas da porção sudeste de Porto Nacional realizadas por Fuck et al. (2002), na qual os autores fizeram referência como pertencente ao Granito Areias, apresentaram resultados de idade de cristalização de 2.054 ± 14 Ma (U-Pb SHRIMP em zircão) e idade modelo T_{DM} entre 2,27 e 2,23 Ga.

Granitos mais novos, do final do Neoproterozóico, foram identificados por Gorayeb et al. (2001b), alguns dos quais tinham sido anteriormente posicionados no Paleoproterozóico ou mais antigos. São eles os granitos Matança, Palmas, Lajeado e Aroeira.

O Granito Matança, definido por Costa et al. (1983) constitui um corpo batolítico, ocupando uma larga e extensa faixa orientada NNE-SSW aflorante na região de Porto Nacional (Figuras 2.2 e 2.3). Barradas (1994) realizou datações neste granito, usando o método Rb-Sr em rocha total e obteve idade de 510 ± 15 Ma. Segundo Gorayeb et al. (2000), as idades mínimas de cristalização deste corpo, obtida através do método de

evaporação de Pb em zircão, seriam de 552 ± 4 Ma e 564 ± 4 Ma. Kotschoubey et al. (2000), pelo mesmo método, obtiveram idade de cristalização de 545 ± 4 Ma. Isto permite estabelecer idade de aproximadamente 0,55 Ga para a cristalização do Granito Matança.

O Granito Palmas, definido por Gorayeb (1996), compreende plúton de composição principal sienogranítica. Este corpo foi datado por Gorayeb et al. (2000) pelo método de evaporação de Pb em zircão, obtendo idade de 548 ± 5 Ma. A fim de caracterizar a fonte magmática para o Granito Palmas, Lobo (2000) utilizou o método Sm-Nd em rocha total, obtendo o valor de 1,88 Ga por idade modelo (T_{DM}), sendo interpretado como a idade de extração do protólito do manto.

O Granito Lajeado, um batólito de composição sienogranítica e monzogranítica, que aflora na localidade de Lajeado, foi datado por Chaves (2000) pelo método de evaporação de Pb em zircão, obtendo idade de 546 ± 6 Ma, que considerou como sendo a idade de cristalização deste corpo granítico.

O Granito Aroeira, definido por Gorayeb (1996), ocorre na porção sudoeste de Porto Nacional, constituindo corpo intrusivo na Formação Morro do Aquiles (Gorayeb 1996). Quaresma & Kotschoubey (2001) realizaram datação pelo método Pb-Pb em monocristais de zircão neste granito, obtendo idade de 571 ± 2 Ma para este corpo.

A Tabela 3.1 reúne os dados geocronológicos existentes na literatura sobre os granitos da região.

Tabela 3.1- Síntese dos principais dados geocronológicos referente aos corpos graníticos e rochas vulcânicas da região de Porto Nacional.

UNIDADES	MÉTODO	IDADE	REFERÊNCIA
Granito Lajeado	Pb-Pb (zircão)	546 ± 06 Ma	Chaves (2000)
Granito Palmas	Pb-Pb (zircão)	548 ± 05 Ma	Goarayeb et al. (2000)
	Sm-Nd (Idade Modelo)	1,88 Ga	Lobo (2000)
Granito Matança	Rb-Sr (Rocha total)	510 ± 15 Ma	Barradas (1994)
	Pb-Pb (zircão)	552 ± 04 Ma	Goarayeb et al.(2000)
		564 ± 04 Ma	Goarayeb et al.(2000)
	Pb-Pb (zircão)	545 ± 05 Ma	Kotschoubey et al. (2000)
Granito Aroeira	Pb-Pb (zircão)	571 ± 02 Ma	Quaresma & Kotschoubey (2001)
Granito do Carmo	Pb-Pb (Rocha total)	1.999 ± 64 Ma	Barradas (1994)
	Rb-Sr (Rocha total)	1.440 ± 79 Ma	Barradas (1994)
	Pb-Pb (zircão)	2.025 ± 26 Ma	Sachett (1996)
Granito Itália	Rb-Sr	2.069 ± 74 Ma	Cunha et al. (1981)
		1.737 ± 50 Ma	Cunha et al. (1981)
Granito Areias	U-Pb(zircão) SHIRIMP	2.054 ± 14 Ma	Fuck et al. (2002)
	Sm-Nd (Idade Modelo)	2,27 e 2,23 Ga	Fuck et al. (2002)
	Pb-Pb (Zircão)*	2.086 ± 4Ma	Damasceno (1998), Kotschoubey et al. (2000)
Formação Monte Do Carmo (Vulcânicas Ácidas)	Rb-Sr (Rocha Total)	1.467 ± 126 Ma	Barradas (1994)
	Pb/Pb (Rocha Total)	2.029 ± 103 Ma	Barradas (1994)
	Pb-Pb (zircão)	2.138 ± 11 Ma	Sachett (1996)

* Amostra correspondente ao Granito Areias e não Ipueiras segundo B. Kotschoubey (comunicação verbal).

3.4- GRANITOGÊNESE DO ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS

Segundo os trabalhos de síntese de Pimentel et al. (1999, 2000) são destacados quatro suítes graníticas associadas a Faixa Brasília, com características isotópicas distintas, que estão indicados na Figura 2.5. As suítes são: A) Intrusões graníticas do Tipo A com idades no intervalo de 1,77 a 1,58 Ga; B) Granitóides Sin-Colisionais de idade 0,8 a 0,7 Ga; C) Metatonalitos e metagranodioritos do arco de idade 0,9 a 0,63 Ga e D) Granitóides pós-orogênicos com intervalos de idade de 0,59 a 0,48 Ga.

A granitogênese relacionada ao Arco Magmático de Goiás (AMG) estão incluídas no grupo C, destacando os arcos magmáticos de Mara Rosa e Arenópolis, e também o grupo D, com algumas intrusões de granitóides pós-orogênicos.

Os ortognaisses do AMG apresentam idades de cristalização no intervalos de 0,94 Ga a 0,63 Ga (U-Pb, Rb-Sr e Sm-Nd) e valores de T_{DM} no intervalo de 0,9 Ga a 1,2 Ga, com valores de ϵNd positivos. Já os granitóides pós-orogênicos apresentam valores de cristalização no intervalo de 0,62 Ga a 0,48 Ga, sintetizando os resultados obtidos pelas metodologias U-Pb, Rb-Sr e Sm-Nd.

4- GEOLOGIA DOS GRANITOS ESTUDADOS E UNIDADES ASSOCIADAS

A região de Porto Nacional, onde estão inseridos os corpos graníticos estudados, compreende um segmento crustal onde predominam unidades do Paleoproterozóico. Ela está representada por terrenos granulíticos e gnáissicos, seqüências vulcano-sedimentares e plútons granitóides e gabróicos (Gorayeb 1996, Gorayeb et al. 2000). As principais unidade geológicas podem ser observadas no mapa da área de estudo na Figura 4.1.

Neste capítulo será dado ênfase aos corpos graníticos, objeto maior desta dissertação, motivo pela qual as outras unidades da área serão descritas sinteticamente.

4.1- UNIDADES PALEOPROTEROZÓICAS E NEOPROTEROZÓICAS

O Complexo Porto Nacional, localizado na porção central da área, é constituído principalmente de granulitos máficos, enderbitos e kinzigitos, com orientação preferencial da foliação na direção NEE-SWW (Gorayeb 1996). Gorayeb et al. (2000) estabeleceram idade de 2,15 Ga para a formação dos protólitos magmáticos e idade de 2,12 Ga para o metamorfismo de alto grau que afetou as rochas deste complexo.

O Complexo Manoel Alves ocorre na porção sudeste da área, sendo constituído principalmente por gnaisses miloníticos de composição tonalítica a granodiorítica, com intercalações de granitos pegmatóides e anfibolitos miloníticos, geralmente afetados por zonas de cisalhamento de alto ângulo e foliações com direção NE-SW (Costa 1985). Idades U-Pb em zircão (convencional e SHRIMP) indicam valores entre 2,1 Ga e 2,4 Ga, enquanto que a idade modelo (Sm-Nd em rocha total) desta unidade apresenta valores entre 2,24 e 3,11 Ga (Fuck et al. 2001).

O Complexo Rio dos Mangues ocorre na porção oeste da área, constituindo uma faixa alongada segundo a direção NNE-SSW, sendo suas rochas fortemente estruturadas com foliações na direção NNE-SSW, apresentando baixos valores de mergulho para SE. Esta unidade é constituída principalmente por gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica mais ou menos migmatizadas, anfibolitos, rochas

cálcio-silicáticas, quartzitos e granada quartzitos subordinadamente (Costa et al. 1983, Gorayeb 1996, Arcanjo 2002).

As rochas da Formação Morro do Aquiles ocorrem na porção central da área, sendo que apresentam contato tectônico com as unidades adjacentes (Complexo Porto Nacional, Granito Matança , Grupo Natividade), podendo ser falhas normais ou de empurão. Tem estruturação preferencial da foliação na direção NNE-SSW. É constituída por seqüências de xistos embutidos em ortognaisses, sendo que as principais variedades são micaxistos e quartzo micaxistos com cordierita e sillimatita, quartzitos, paragnaisses aluminosos, rochas manganíferas (gonditos), metavulcânicas com intercalações de ortognaisses e anfibolitos (Costa et al. 1982, Gorayeb 1996).

A Formação Monte do Carmo está situada na região da cidade de Monte do Carmo, limitada por falhas normais de direção NE-SW com os quartzitos do Grupo Natividade e com as rochas do Complexo Manoel Alves. Ela compreende uma seqüência vulcano-sedimentar reunindo conglomerados, arenitos arcoseanos, vulcânicas ácidas a intermediárias de composição riolítica, dacítica e andesítica e rochas vulcanoclásticas (Gorayeb 1996).

O Anortosito Carreira Comprida, definido por Gorayeb (1996), compreende um corpo alongado na direção NNE-SSW, ocorre na porção sul-sudoeste de Porto Nacional, encaixado nas rochas da Formação Morro de Aquiles. Ele está bastante deformado, com forte trama milonítica (Gorayeb 1996). Datações realizadas por Gorayeb & Moura (2001), pelo método de evaporação de Pb em zircão, obtiveram idade de colocação de 2,07 Ga para o anortosito.

As unidades neoproterozóicas são representadas pelo Grupo Natividade, que na área estudada formam faixas relativamente estreitas de rochas quartzíticas, limitadas por falhas normais. Nas proximidades de Monte do Carmo, apresenta-se capeando o Granito do Carmo, definindo contatos discordantes.

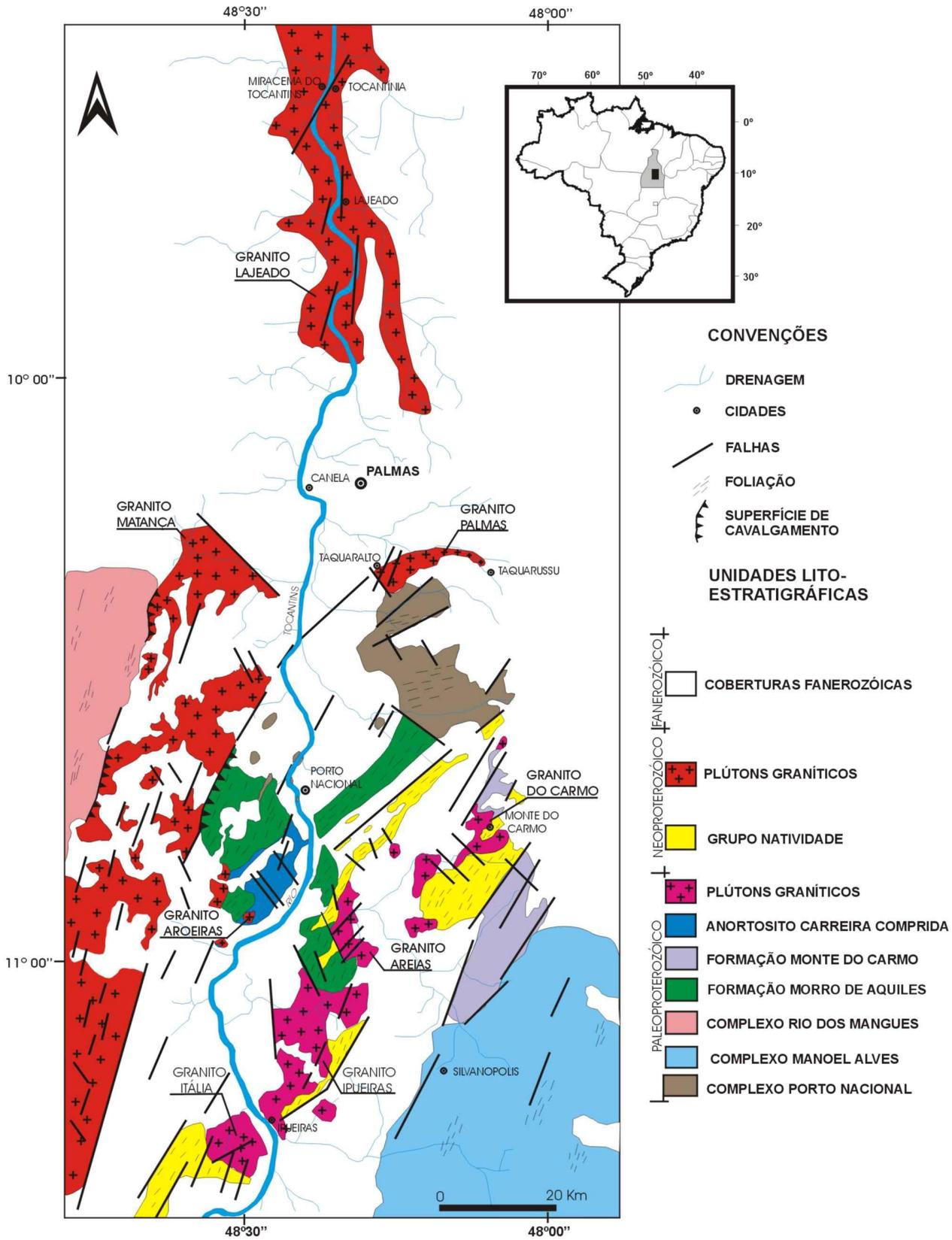


Figura 4.1- Mapa geológico da região de Palmas, Porto Nacional e Ipueiras, elaborado a partir de Cunha et al. (1981), Costa (1985), Gorayeb (1996), Chaves (2000) e estudos cartográficos deste trabalho.

4.2- GEOLOGIA DOS GRANITOS ESTUDADOS

4.2.1- Granito Areias

O Granito Areias, definido originalmente por Gorayeb (1996) está localizado na porção central da área estudada, a sudeste da cidade de Porto Nacional, próximo a terminação sul da Serra do Carmo. Tem aproximadamente 18 Km de extensão por 3 Km de largura, com maior comprimento orientado na direção N-S (Figura 4.1). Este granito ocorre geralmente como lajedos e ou como pequenos morros de topo abaulado.

O contato entre o Granito Areias e as demais unidades na sua borda oeste é geralmente tectônico, por meio de falhas normais e pequenas zonas transcorrentes, enquanto que na porção leste do corpo, não é possível observar as relações de contato devido às coberturas quaternárias.

O granito é constituído por rochas leucocráticas (M~9) de coloração cinza-claro, localmente com porções mais cinza-escuro nas zonas de deformação, sendo que os constituintes mineralógicos essenciais são quartzo, álcali-feldspato, plagioclásio e biotita. É classificado como biotita monzogranito (Figura 5.2).

Este corpo apresenta-se bastante fraturado, falhado e cortado por zonas de cisalhamento frágil-dúcteis, com direções preferências NW-SE e NE-SW. São observados também veios quartzo-feldspáticos de dimensões centimétricas cortando o Granito Areias.

Em função do intenso processo deformacional, podendo ser atribuída à presença da Zona de Cisalhamento Porto Nacional, o granito apresenta grande variação textural, onde predominam rochas de granulação média a fina e presença de cristais de quartzo estirados e cominuídos, desenvolvendo, em alguns casos, foliação milonítica nestas rochas. A deformação imposta ao Granito Areias produziu rochas protomiloníticas e milonitos (Figura 4.2).

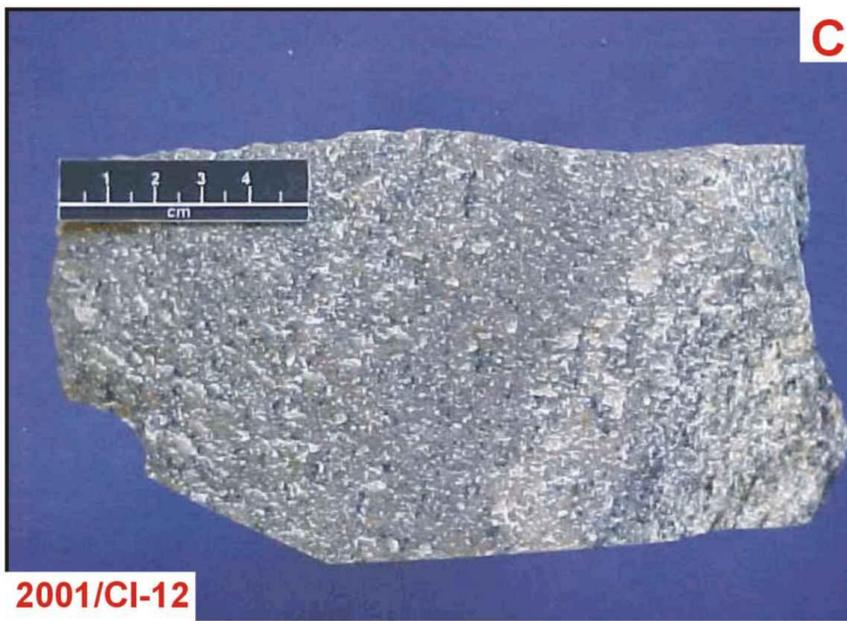
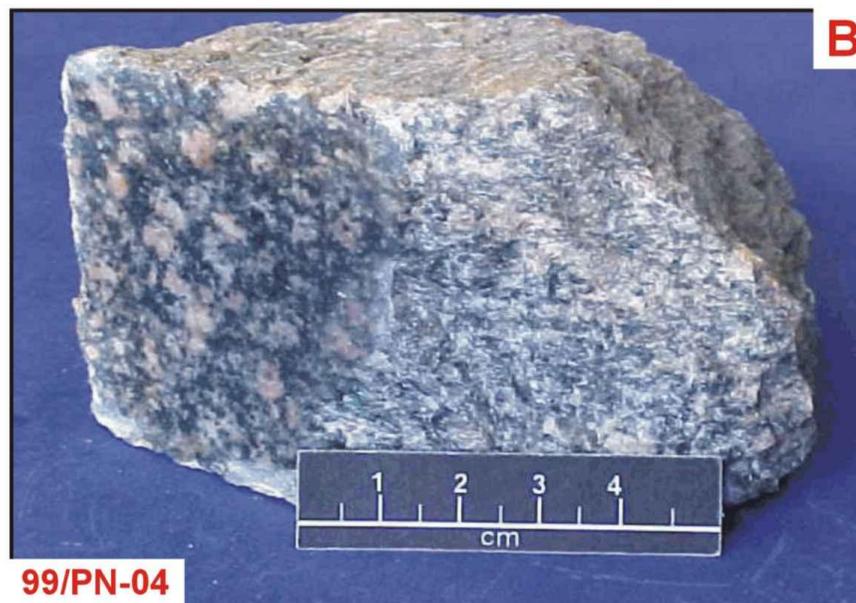


Figura 4.2- Feições texturais/estruturais que caracterizam o Granito Areias: A) Granito de granulação fina cominuído por cisalhamento; B) Granito protomilonítico com leve orientação de cristais de álcali-feldspato; C) e D) Rochas milonitizadas com forte cominuição dos minerais.

4.2.2- Granito Ipueiras

O Granito Ipueiras, definido originalmente por Schobbenhaus Filho et al. (1975), está situado na região de Ipueiras, na porção centro-sul da área, constituindo um corpo de dimensões batolíticas (Figura 4.1), com aproximadamente 25 Km de comprimento e 15 Km de largura, com orientação aproximada NE-SW. O granito constitui lajedos e morros abaulados, localizados no município de Ipueiras (Figuras 4.3A e 4.3B). É capeado por depósitos quaternários, o que dificultou as observações de suas relações de contato com as outras unidades. Entretanto, são definidos contatos discordantes com o Grupo Natividade, semelhantes aos que são encontrados em Monte do Carmo, à leste deste corpo, e contatos tectônicos com as rochas da Formação Morro do Aquiles à norte.

Os constituintes mineralógicos principais deste granito são representados por quartzo, álcali-feldspato e plagioclásio, além de cristais de biotita e anfibólio. As rochas são leucocráticas (M~5), de coloração cinza claro, com tons azulados, relacionado a cristais de quartzo azul, e são geralmente de granulação grossa (Figura 4.3C). São classificadas como biotita-hornblenda monzogranito, biotita monzogranito e biotita-hornblenda quartzo sienito (Figura 5.2).

Em alguns afloramentos são encontrados enclaves de rochas máficas com formas ovaladas ou circulares, com dimensões centimétricas e observa-se ainda textura rapakivi nas fácies da borda do corpo (Figuras 4.3D e 4.3E). Na borda do granito também verifica-se intenso fraturamento com direção preferencial N-S e NE-SW, o que causou transformações nas rochas, no entanto menos intensa se comparado com o Granito Areias. Esta deformação causou cominuição e orientação dos minerais localizada.



Figura 4.3- Aspectos gerais do Granito Ipueiras: A) e B) Formas de ocorrência do granito como lajedos e morros explotados como pedra ornamental; C) Granito de granulação grossa com textura granular hipidiomórfica; D) e E) Granito com textura rapakivi de borda do corpo na cidade de Ipueiras.

4.2.3- Granito Itália

O Granito Itália, definido originalmente por Cunha et al. (1981), está situado na porção sudoeste da área na margem esquerda do Rio Tocantins. A forma é de pluton subcircular de diâmetro aproximado de 12 Km (Figura 4.1). Faz contato com o Grupo Natividade no seu flanco sudoeste, sem registrar contatos por meio de falhas, o que faz supor que os quartzitos estejam assentados discordantemente sobre o granito estudado. Assim como ocorre com os granitos Areias e Ipueiras, a relação do Granito Itália com as outras unidades é dificultada pelas coberturas quaternárias.

Este corpo aflora como lajedos de dimensões métricas ao longo das margens das drenagens presentes na região, como no Córrego Capivara e no leito do Rio Tocantins e também sustentando morrotes (Figura 4.4A).

São rochas que apresenta coloração rosa claro a cinza claro, leucocráticas (M~5), apresentando textura fanerítica grossa com variações para granulação média, quando associada a zonas de deformação (Figura 4.4B e 4.4C). Os constituintes mineralógicos deste granito são representados principalmente por quartzo, álcali-feldspato, plagioclásio e biotita. Essas rochas são classificadas como biotita monzogranito e biotita sienogranito (Figura 5.2).

Falhas normais e fraturas preenchidas por epidoto são registradas principalmente na borda do granito, com direção preferencial NE-SW (Figura 4.4D). O granito apresenta porções com intenso quebraimento devido a deformação nas rochas, relacionados a zonas transcorrentes de alto ângulo.

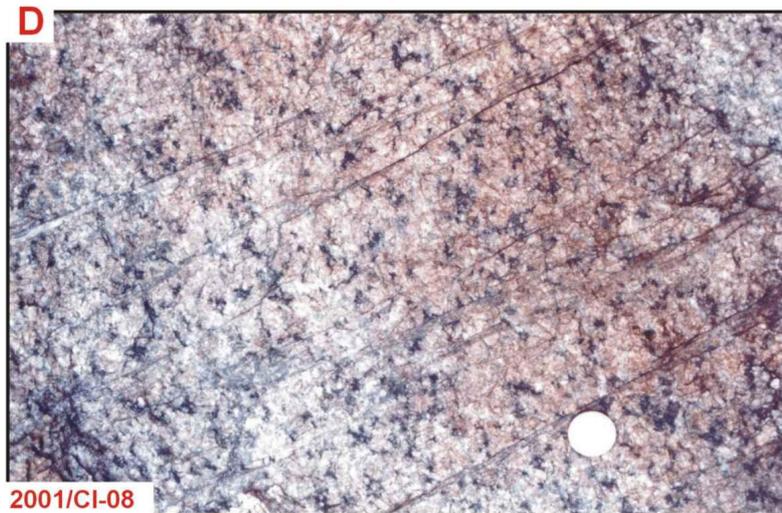


Figura 4.4- Características gerais do Granito Itália: A) Afloramento tipo lajedado do Granito Itália; B) Granito de granulação média e isotrópico; C) Fácies de granulação grossa, com textura granular hipidiomórfica e D) Microzonas de cisalhamento com transformações hidrotermais associadas (veios preenchido por quartzo e epidoto).

4.2.4- Granito Lajeado

O Granito Lajeado, originalmente definido por Barbosa et al (1966), constitui extenso corpo que aflora por mais de 60 Km ao longo do vale do Rio Tocantins e ao longo das margens das drenagens secundárias (Figura 4.1). Desaparece sob as camadas sub-horizontalizadas das rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba, que sustentam a Serra do Carmo, em franca discordância erosiva (Figuras 4.5 A e B), constituindo pequenos *canions*. Este corpo ocorre também ao longo de cortes artificiais na rodovia TO-010.

Suas melhores exposições podem ser encontradas nos arredores da cidade de Lajeado, onde o maciço granítico constitui lajedos na Cachoeira do Lajeado (Figura 4.5B), formando corredeiras no leito do Rio Tocantins. Com as obras da construção da Usina Hidroelétrica de Lajeado (UHL) e as profundas escavações para a construção da barragem, foram expostos paredões de mais de 20 metros de rocha fresca (Figura 4.5 B e C). Distante das margens dos rios, o Granito Lajeado aflora sob a forma de pequenos morros abaulados ou como substrato de pequenos morros testemunhos do Grupo Serra grande (Figura 4.5A).

As rochas do Granito Lajeado são leucocráticas (M~12), de coloração cinza escuro ou rosa claro. Predomina nas rochas deste granito textura fanerítica grossa (Figura 4.5D), a média e presença de fenocristais porfíricos orientados (Figura 4.5E).

A mineralogia principal é representada por quartzo, álcali-feldspato e plagioclásio, biotita, anfibólio e ortopiroxênio, sendo que geralmente os cristais de ortopiroxênio representam cristalização precoce do corpo, em que apresentam-se como cristais reliquiares substituídos parcialmente por hornblenda. De acordo com a classificação de Streckeisen as rochas do Granito Lajeado situam-se no campo do sienogranitos e monzogranitos (Figura 5.2), mas podem ser classificados como charnoquitos, devido presença sistemática de ortopiroxênio nas rochas.

O Granito Lajeado, em alguns pontos, está afetado por deformação rúptil, principalmente relacionados a falhamentos. Por outro lado, algumas feições deformacionais dúcteis são observadas na porção centro-sul do corpo, representada principalmente pela orientação de cristais de álcali-feldspato e minerais micáceos

(Figura 4.5 E). Neste trecho do Rio Tocantins (Lajeado-Miracema do Tocantins), ocorre o *Graben* do Lajeado (Barbosa et al. 1966) (Figura 4.5B), em que as rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba afloram no nível do Rio Tocantins, com mergulhos da ordem de 30° a 40°. Estes arenitos estão assentados diretamente sobre O Granito Lajeado, em contato discordante erosivo, marcando desníveis de quase 400 m, da mesma situação geológica nas serras a leste e oeste deste graben (Figura 4.5C). Situação semelhante foi descrita por Gorayeb (1996) a sul da área de estudo, na região de Porto Nacional.

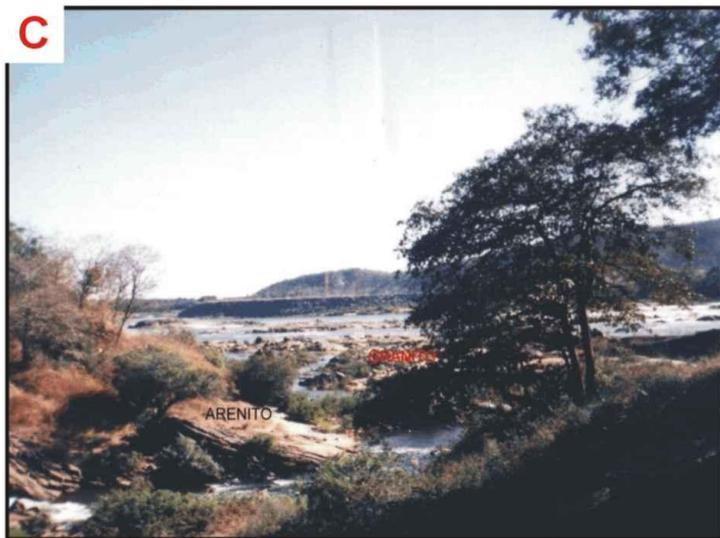
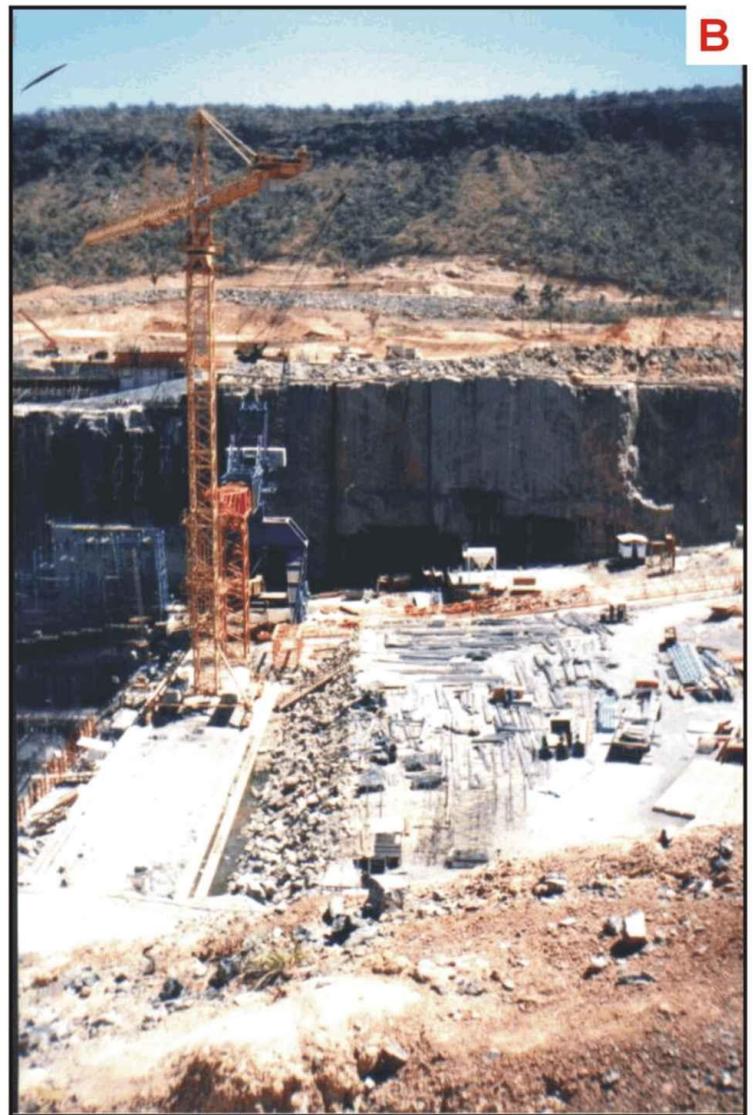


Figura 4.5- Características gerais do Granito Lajeado- A) Morros abaulados do granito capeados por rochas sedimentares; B) Canteiro de obras da UHL escavado no substrato do Granito Lajeado, que ao fundo faz contato discordante com as rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba; C) Contato tectônico entre o arenito basculado e o granito, na Cachoeira do Lajeado, caracterizando o Graben do Lajeado; D) Granito típico desta unidade com textura granular hipidiomórfica e granulação grossa ; E) Granito Lajeado fortemente orientado, afetado pela Zona de Cisalhamento Porto Nacional.

4.2.5- Granito Palmas

O Granito Palmas, definido por Gorayeb (1996), está localizado na porção centro leste da área, com boas exposições na cidade de Taquaralto, que faz parte da região metropolitana de Palmas (Figura 4.1). O contato deste granito com as rochas da Bacia do Parnaíba é discordante e erosivo, geralmente bem evidenciado nas encostas dos morros e serras da região próximo a cidade de Taquaralto (Figuras 4.6 A e B), semelhante descrito no Granito Lajeado. Define um corpo com área aflorante relativamente pequena, que desaparece sob os estratos da Bacia do Parnaíba, entretanto, na porção sul do corpo, faz contato com granulitos do Complexo Porto Nacional (Ponto PAL-6). Neste ponto o granito apresenta granulação média a grossa, textura porfírica e rapakivi, com abundantes xenólitos, provavelmente de granulitos, parcialmente assimilados (Figura 4.6C).

As rochas que compõe este corpo granítico apresentam granulação grossa, isotrópico, e algumas vezes destacam fenocristais de álcali-feldspato variando de 1 a 2 centímetros, coroados por plagioclásio, caracterizando textura rapakivi, observada nas fácies de borda do corpo.

Duas fácies petrográficas são identificadas no Granito Palmas, de acordo com suas características texturais: Granito Equigranular de Granulação Grossa e Granito Porfírico com textura rapakivi. A primeira fácies é representada pelas amostras PAL-1A, PAL-1B, PAL-2, PAL-3B, PAL-4B, PAL-4A e PAL-5 (Figura 4.6D). São rochas leucocráticas (M~20) de cor cinza claro, fanerítica, de granulação grossa e média, constituídos de quartzo, plagioclásio, álcali-feldspato, biotita, anfibólio e ortopiroxênio. Os minerais acessórios são representados por zircão, apatita e titanita, sendo que este último as vezes apresenta-se como mineral essencial.

A segunda fácies é representada pelas amostras PAL-6A, PAL-6B e PAL-6C (Figura 4.6E), localizados na borda do corpo. Suas características revelam serem rochas leucocráticas (M~15) de granulação grossa, coloração rosa escuro. Este grupo é caracterizado principalmente pela presença de fenocristais ovóides de feldspato alcalino, circundados por manto de plagioclásio, constituindo a textura rapakivi (Figura 4.6F).

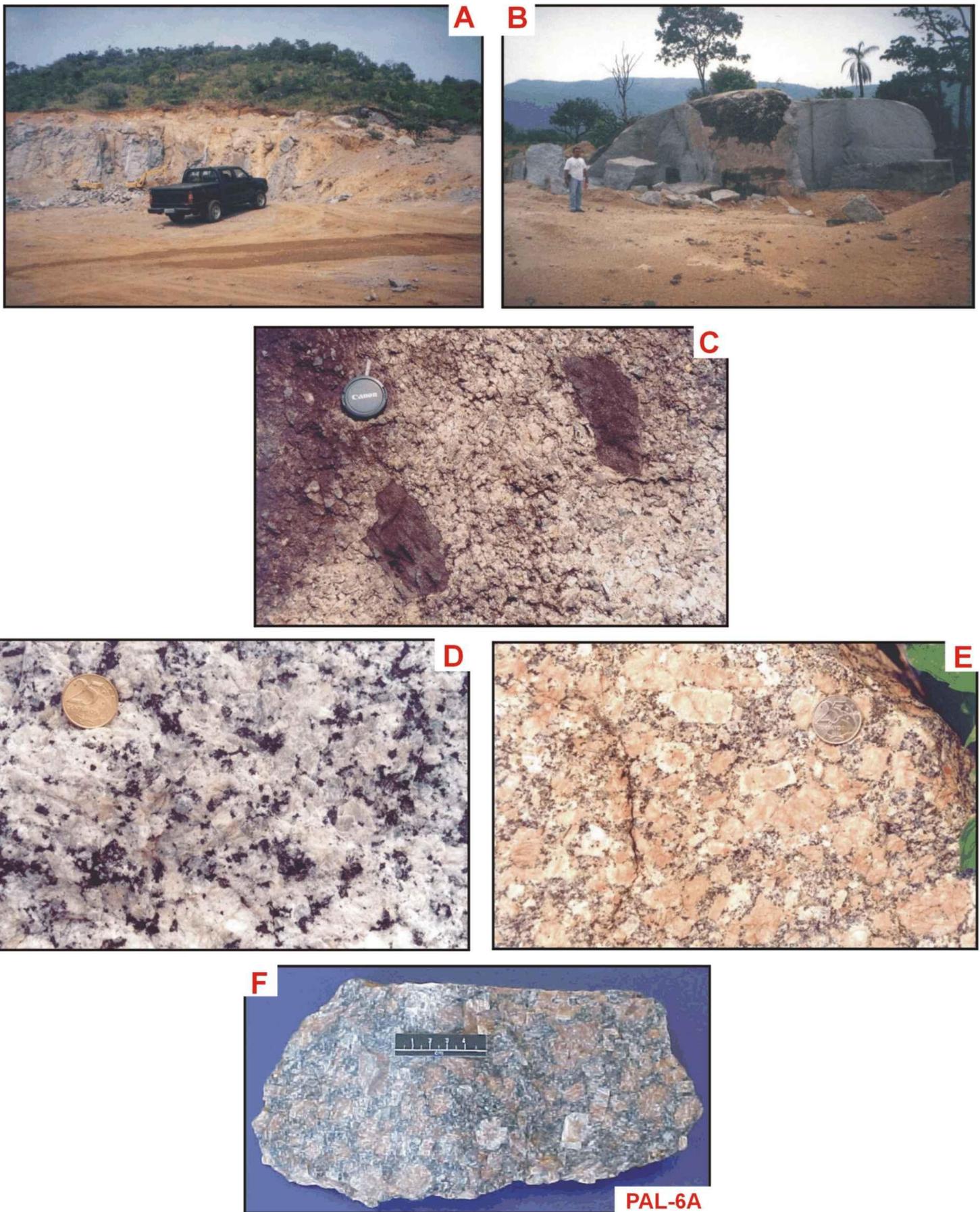


Figura 4.6- Aspectos gerais do Granito Palmas: A) e B) Afloramentos em pedra na cidade de Taquaralto. Notar contato discordante com as rochas sedimentares em A; C) Xenólitos de granulitos no afloramento PAL-6; D) Granito equigranular de granulação grossa; E) Granito porfirítico com textura rapakivi e F) Detalhe da textura rapakivi em rocha da borda do corpo.

4.2.6- Granito Matança

Na porção centro-oeste da área aflora o Granito Matança (Figura 4.1), que segundo Gorayeb (1996) representa um corpo batolítico de dimensões quilométricas, alongado na direção NE-SW chegando a aproximadamente 80 Km por 20 Km de largura. O granito apresenta-se geralmente na forma de morros e serras com altitudes máximas de 650 m.

Igualmente aos corpos anteriores ele é capeado por estratos subhorizontais de rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba, que sustentam a Serra das Cordilheiras. Entretanto, os limites leste e oeste são feitos por falhas normais, respectivamente com as rochas do Complexo Porto Nacional, Morro de Aquiles e com o Complexo Rio dos Mangues (Figura 2.3).

O Granito Matança é predominantemente de granulação grossa e raramente média, com porções porfíricas e coloração rosa claro ou cinza claro. Os minerais essenciais são quartzo, álcali-feldspato, plagioclásio e biotita.

Ele está afetado integralmente pela Zona Transcorrente de Porto Nacional, que impôs forte trama milonítica com marcante feições *augen* porfiróides (Gorayeb 1996) (Figura 4.7A). Entretanto, feições texturais magmáticas originais são observadas (Figura 4.7B). A foliação milonítica, definida pela orientação de feldspatos imersos em matriz constituída principalmente de biotita, quartzo e feldspato, é uma das principais características texturais deste corpo, sendo localmente cortada por veios discordantes quartzo-feldspáticos, milimétricos e centimétricos.

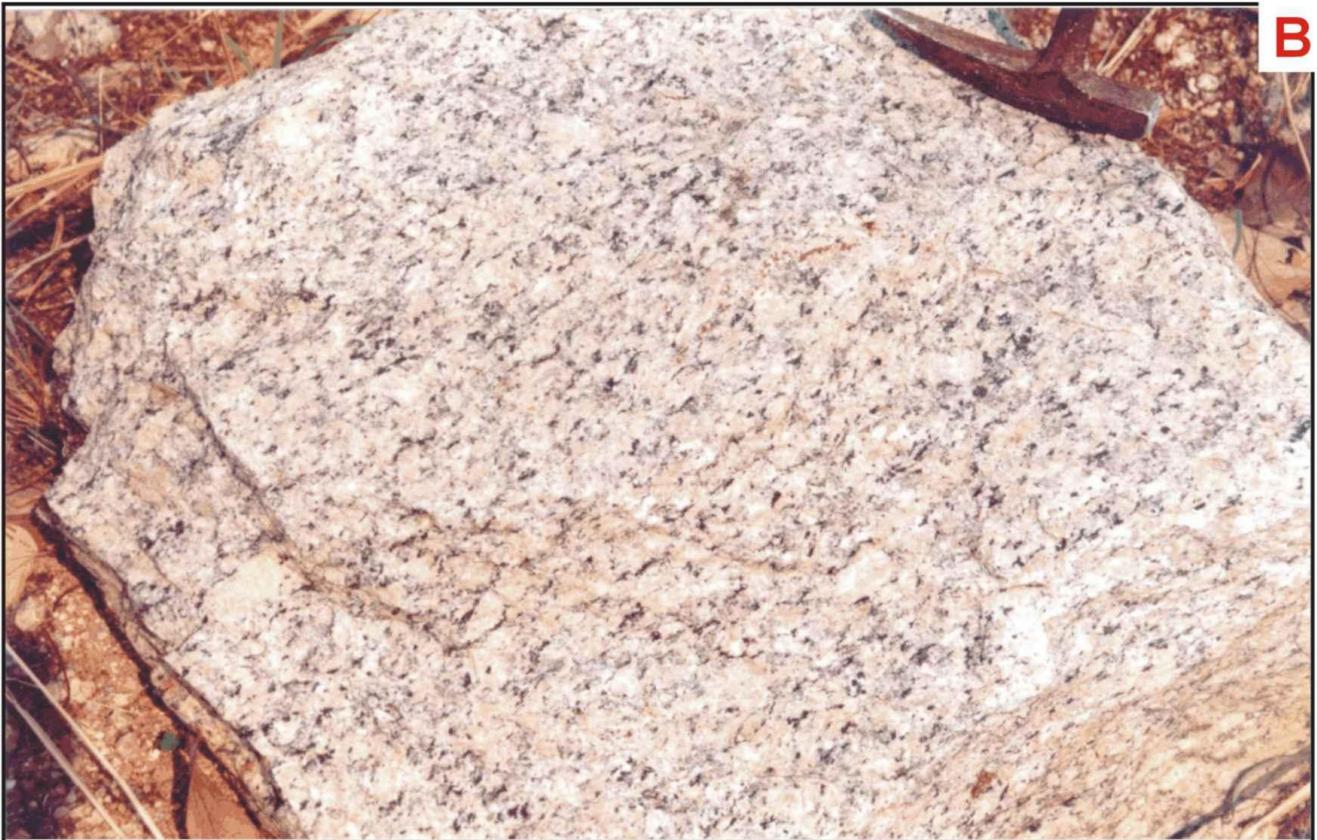


Figura 4.7- Características gerais do Granito Matança: A) Feição típica do granito afetado pela Zona de Cisalhamento Porto Nacional, com destacada orientação de cristais de álcali-feldspato e desenvolvimento de foliação milonítica e B) Textura fanerítica grossa com leve orientação dos minerais.

5- PETROGRAFIA DOS GRANITOS ESTUDADOS

O estudo petrográfico dos granitos foi realizado utilizando-se um total de 46 amostras seleccionadas durante as campanhas de campo de 1999 e 2001, das quais foram estudadas petrograficamente 36 lâminas delgadas, sendo estas as mais representativas de cada corpo granítico. A localização das amostras estudadas estão plotadas no mapa de amostragem da Figura 5.1.

O trabalho envolveu a descrição de amostras de mão e seções delgadas correspondentes, objetivando a classificação mais precisa dos granitos, de acordo com a classificação de Streckeisen (1976) (Figura 5.2). A análise petrográfica constou de caracterização dos minerais, análise textural sucinta e análise modal (Tabelas 5.1, 5.2a e 5.2b). Vale ressaltar que a análise modal de algumas amostras, principalmente as mais deformadas, foi dificultada e dessa maneira foi realizada análise estimativa.

A descrição petrográfica do Granito Matança foi extraída dos trabalhos já realizados neste corpo, por Gorayeb (1996), enquanto a petrografia e análise modal do Granito Palmas contou com o auxílio do trabalho de conclusão de curso de Lobo (2000) que realizou estudo petrográfico preliminar neste corpo granítico. A análise modal do Granito Lajeado foi baseada no trabalho de Chaves (2000). As duas amostras do Granito Aroeira foram utilizadas apenas para classificação de acordo com Streckeisen (1976), segundo a Figura 5.2.

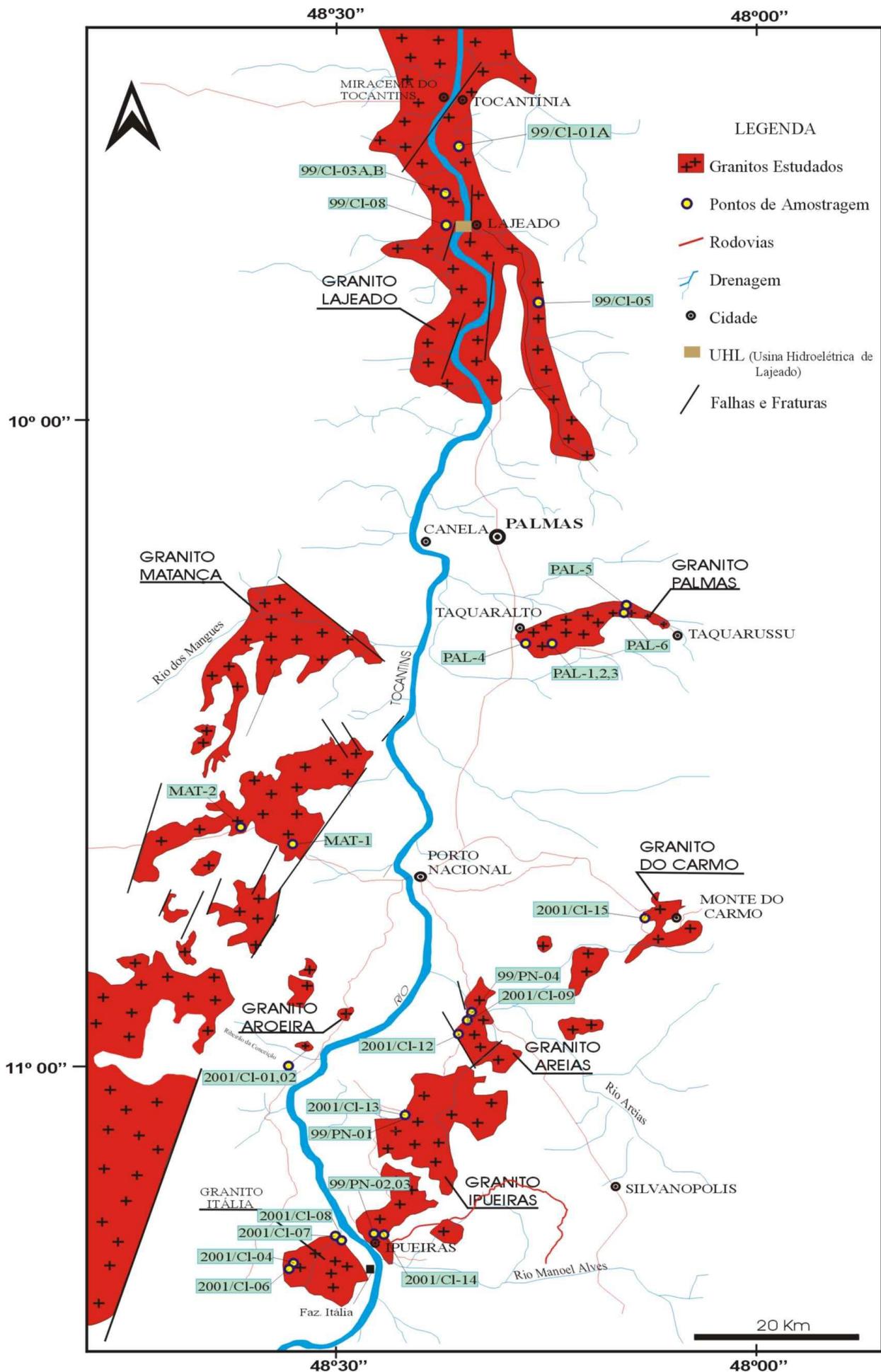


Figura 5.1- Mapa com a disposição dos corpos graníticos da área e localização das amostras estudadas.

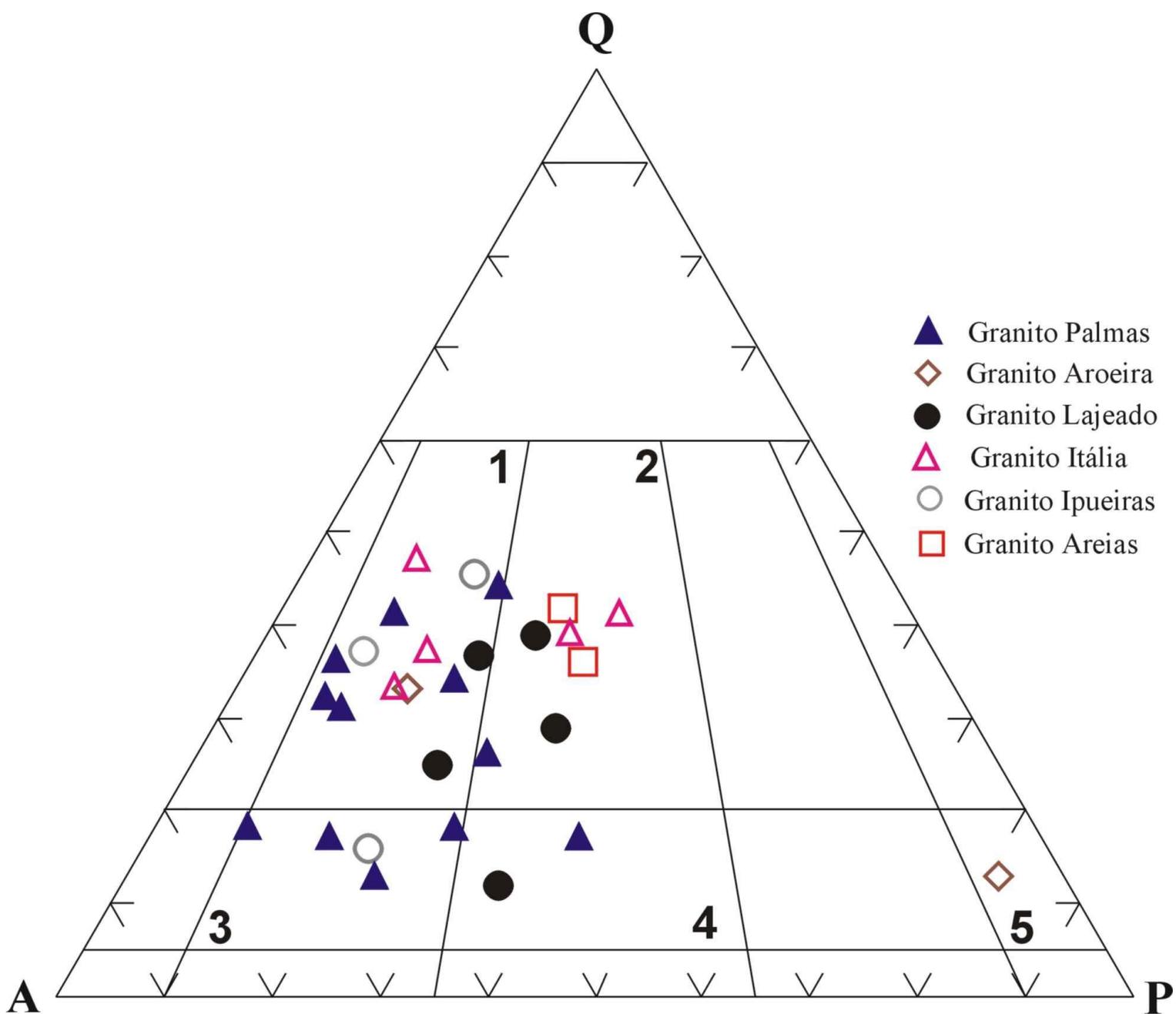


Figura 5.2 - Diagrama modal de Streckeisen (1976) com o posicionamento dos granitos estudados: 1- Sienogranito; 2-Monzogranito; 3- Quartzo Sienito; 4- Quartzo Monzonito; 5- Quartzo Diorito

Tabela 5.2- Composição modal dos granitos Palmas (a) e Lajeado (b).

a) GRANITO PALMAS

Minerais	PAL-1A	PAL-1B	PAL-2	PAL-3A	PAL-3B	PAL-4A	PAL-4B	PAL-5	PAL-6A	PAL-6B	PAL-6C	PAL-6D
Quartzo	30,3	11,0	35,0	15,0	29,0	20,0	14,5	15,5	31,0	39,0	16,0	36,5
Plagioclásio	8,8	20,0	7,5	33,0	10,0	21,0	15,0	8,0	18,2	10,0	25,5	16,0
Álcali-Feldspato	57,0	57,0	53,0	35,0	54,0	35,5	57,0	64,5	42,3	46,5	49,0	31,5
Biotita	3,5	1,0	1,0	2,5	1,5	10,0	9,5	0,5	7,0	3,5	5,0	14,5
Hornblenda	0,4	10,0	3,0	13,0	5,0	13,0	2,0	9,0	1,2	1,0	3,0	1,0
Clinopiroxênio	---	---	---	0,5	0,5	---	---	1,0	---	---	---	---
Ortopiroxênio	---	1,0	0,5	1,0	---	0,5	0,2	1,5	---	---	---	---
Titanita	---	---	---	---	---	---	1,2	---	---	---	1,0	---
Acessórios+	---	---	---	---	---	---	0,6	---	0,3	---	0,5	0,5
TOTAL	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

b) GRANITO LAJEADO

Minerais	99/CI-01A	99/CI-03A	99/CI-03B	99/CI-05	99/CI-08
Quartzo	35	35	10	26	21
Plagioclásio	20	25	30	29	20
Álcali-Feldspato	40	32	45	36	44
Biotita	4	4,8	7	9	5
Hornblenda	1	4,5	3,5	---	7
Ortopiroxênio	---	---	4	---	3
Acessórios+	---	0,5	0,5	---	---
TOTAL	100	100	100	100	100

+ Acessórios: zircão, apatita, alanita, minerais opacos e/ou titanita

5.1- PETROGRAFIA DO GRANITO AREIAS

O Granito Areias foi estudado petrograficamente através das amostras 99/PN-04, 2001/CL-09, 2001/CL-10 e 2001/CI-12 (Figura 5.1), compreendendo predominantemente biotita monzogranitos (Figura 5.2). São rochas leucocráticas, com índice de cor M~9, faneríticas de granulação grossa e média. Algumas rochas de granulação fina encontradas no corpo são devido à redução do tamanho por deformação. As principais características texturais do Granito Areias são apresentados na Figura 5.3.

Sob observação microscópica, apresentam textura granular hipidiomórfica ou texturas de deformação relacionadas aos sistemas de falhas ou zonas de cisalhamento que afetaram o corpo (Figuras 5.3A e 5.3B).

O conteúdo mineralógico essencial é definido por quartzo, álcali-feldspato, plagioclásio e biotita, além dos minerais acessórios zircão, apatita, alanita, titanita e minerais opacos. Os minerais de alteração são epidoto, carbonato, sericita e clorita. As quantidades modais destes minerais são apresentados na Tabela 5.1, que plotados no diagrama de Streckeisen (Figura 5.2) situam-se no campo de monzogranitos.

O quartzo é geralmente anédrico, apresentando forte extinção ondulante e os limites dos cristais são irregulares, do tipo serrilhado ou denteado. Alguns cristais apresentam feições de estiramento, por vezes formando amêndoas orientadas.

O álcali-feldspato apresenta geralmente intercrescimento perítico, cujas lamelas de albita definem forma de filme ou filete. Seus contatos com os outros minerais são irregulares ou retos. O maclamento predominante é do tipo xadrez. As lamelas de albita intercrescidas em determinadas situações chegam a formar cristais tabulares ou estão presentes nos contatos entre cristais de álcali-feldspato.

O plagioclásio geralmente forma cristais subédricos, e sua composição é oligoclásio-andesina sódica (An_{28-31}). O maclamento predominante é do tipo albita-carlsbad, que algumas vezes apresenta-se levemente curvado, ou definem textura tipo *kink band*, devido a deformação. O plagioclásio pode também se apresentar como cristais menores na forma de inclusões em cristais de álcali-feldspato. Em outra situação cristais de albita bordejam cristais de álcali-feldspato.

A biotita geralmente é geralmente subédrica ou anédrica e encontra-se levemente orientada. O seu pleocroísmo varia de verde escuro (Y/Z) a marrom claro (X). Feições do tipo *kink band* são observadas nesses cristais. Ocorre como cristais primários em agregados, algumas vezes substituídos por clorita e muscovita.

A alanita com frequência constitui cristais euédricos geralmente na forma de inclusões em álcali-feldspato, plagioclásio ou biotita. Apresenta pleocroísmo moderado com cores variando de marrom escuro (Y/Z) a marrom amarelado (X).

O zircão também forma cristais euédricos e geralmente apresenta-se como inclusões em álcali-feldspato e plagioclásio, enquanto que a titanita é subédrica e está associada aos agregados de biotita.

O Granito Areias apresenta porções deformadas, seja por deformação frágil em zonas de falha, seja ao longo de zonas transcorrentes. Essa deformação é observada principalmente nas porções mais milonitizadas, em que cristais de quartzo estão deformados e recristalizados, geralmente desenvolvendo textura poligonal, com contatos tipo ponto tríplice, enquanto alguns cristais de álcali-feldspato apresentam-se fraturados, sendo as fraturas preenchidas geralmente por biotita, clorita e carbonato (Figura 5.3C). Apresentam-se intensamente sericitizados e epidotizados em função das transformações hidrotermais que acompanharam a deformação cisalhante.

5.1.1- Aspectos Texturais do Granito Areias

Nas lâminas delgadas estudadas uma das características do Granito Areias é aquela de recristalização de minerais, relacionado à deformação devido a zonas de cisalhamento que afetaram o corpo em zonas transcorrentes. Esta textura é definida por agregados poligonais principalmente de quartzo mas também quartzo-feldspáticos, com feições de *kink band* associadas que se superpõe as texturas magmáticas originais. No entanto, nas porções menos deformadas do corpo a rocha pode ser classificada como granito proto-milonítico, e a textura magmática original é reconhecida, tendo cristais maiores de álcali-feldspato e plagioclásio não deformados, definindo textura granular hipidiomórfica (Figura 5.3D).

Nas zonas mais afetadas pela deformação, a textura original foi amplamente modificada. Com frequência cristais de álcali-feldspato e plagioclásio apresentam intenso fraturamento, com feições de *kink band* associadas ao maclamento do plagioclásio, que por sua vez encontra-se intensamente sericitizado ou epidotizado. A rocha apresenta com frequência vênulas e veios preenchidos por quartzo associado com clorita e carbonato (Figura 5.3C).

Granitos milonitizados são também encontrados em determinadas porções do corpo (Figura 5.3E). Petrograficamente destacam zonas definidas por agregados poligonais de quartzo alternados por zonas cominuídos de plagioclásio, quartzo e álcali-feldspato, com porfiroclastos amendoados de álcali-feldspato e plagioclásio (Figura 5.3F).

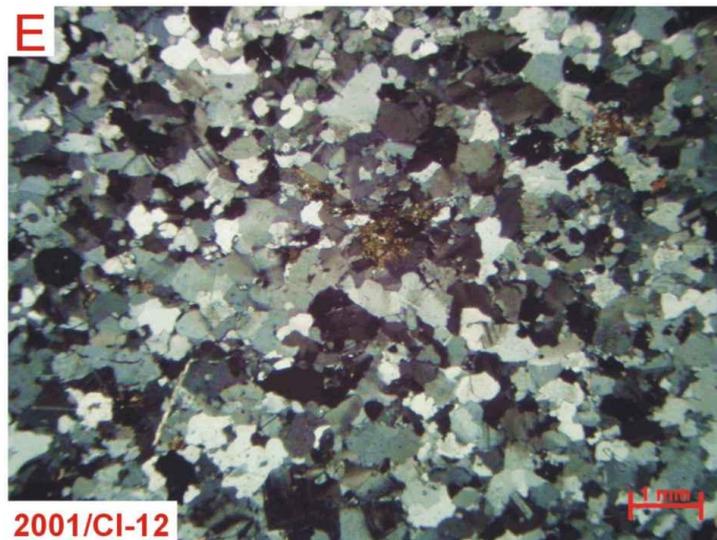
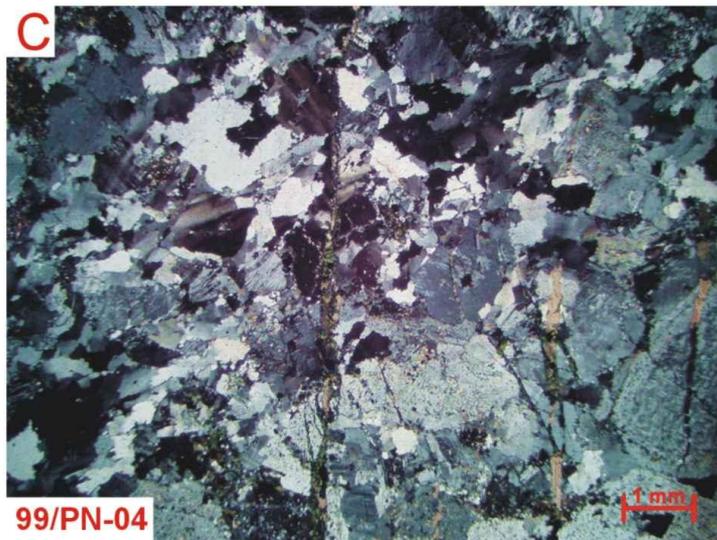
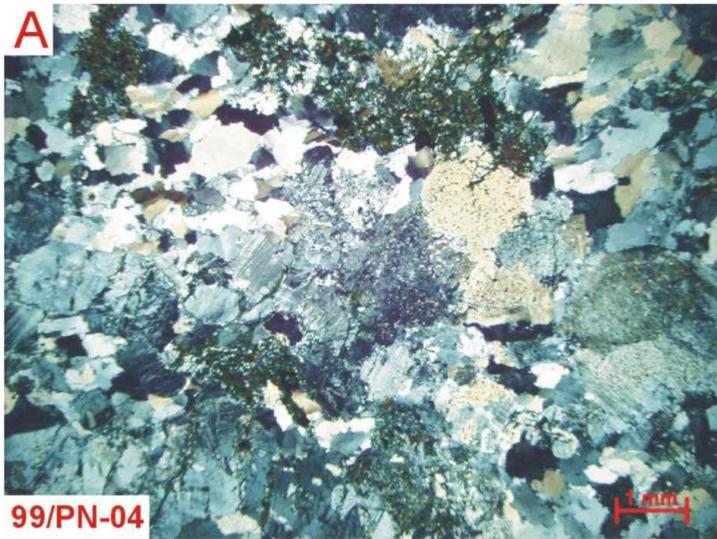


Figura 5.3- Características petrográficas do Granito Areias: A e B) Granitos protomiloníticos com texturas de deformação destacando agregados de biotita, quartzo estirado e plagioclásio sericitizado; C) Microcisalhamentos preenchidos por quartzo, clorita e carbonatos; D) Textura reliquiar granular hipidiomórfica com cristais de plagioclásio transformados para epidoto e sericita e álcali-feldspato deformados, desenvolvendo textura tipo *kink band*; E) Agregados poligonais quartzo feldspático em granito milonitizado e F) Granito milonitizado com bandas foliadas alternadas com bandas de agregados poligonais.

5.2- PETROGRAFIA DO GRANITO IPUEIRAS

O estudo petrográfico do Granito Ipueiras foi realizado nas amostras 99/PN-01, 99/PN-02, 99/PN-03, 2001/CL-13A, 2001/CL-14A, 2001/CL-14B, 2001/CL-14B1, 2001/CL-14C (Figura 5.1). A análise modal e os estudos classificatórios identificaram predominantemente sienogranitos e algumas variações para quartzo sienitos (Figura 5.2), mais especificamente hornblenda-biotita sienogranitos e hornblenda-biotita quartzo sienito. São rochas fanerítica de granulação grossa ou média, leucocráticas, com índice de cor M~5, de coloração cinza claro com tons azulados, relacionado aos cristais de quartzo azul.

As características microscópicas demonstram que a textura geral é a granular hipidiomórfica (Figura 5.4A), com destaque também para texturas relacionadas aos efeitos de deformação. Na borda do granito é observado textura porfirítica com características rapakivi. As principais características petrográficas do granito são apresentadas na Figura 5.4.

A mineralogia essencial é representada por quartzo, álcali-feldspato, plagioclásio, biotita e anfibólio, e minerais acessórios são titanita, alanita, zircão, apatita e minerais opacos. Seu conteúdo mineralógico é apresentado na Tabela 5.1.

O quartzo ocorre como cristais anédricos, apresentando forte extinção ondulante, contatos retilíneos nos agregados em ponto tríplice e irregulares em, outras situações. Apresentam-se também na forma de intercrescimentos mirmequíticos nos limites dos cristais de plagioclásio.

O álcali-feldspato ocorre como cristais anédricos ou subédricos, é do tipo microclínio, destacando-se maclamento xadrez, com intercrescimento peritítico ou mesoperitítico, que algumas desenvolve maclamento tipo albita (Figura 5.4G). Alguns cristais estão circundados por manto de plagioclásio formando textura rapakivi. Observa-se ainda a presença de albita intergranular e algumas vezes forma texturas tipo coroas trocadas entre os cristais de álcali-feldspato.

O plagioclásio geralmente forma cristais individuais subédricos ou euédricos ou como inclusões euédricas em álcali-feldspato, representando uma das fases precoces da cristalização magmática deste granito. São classificados como andesina sódica

(An₃₂₋₃₆). O maclamento que predomina é o albita-carlsbad, que em algumas seções apresenta-se curvado, desenvolvendo textura tipo *kink band*, em função da deformação. O plagioclásio geralmente está substituído por sericita e epidoto, sendo que essa substituição ocorre principalmente no núcleo dos cristais que estão inclusos em álcali-feldspato, e desenvolvem-se também bordas de albita no contato entre esses dois minerais.

A biotita é geralmente subédrica ou anédrica, com pleocroísmo variando de marrom escuro (Z/Y) e marrom claro (X). Geralmente apresenta habito ripiforme ou lamelar e algumas vezes orientação preferencial leve. Em outra situação a biotita ocorre intersticialmente ou preenche planos de microfalha. É comum a presença de stilpinomelano, prenhita ou clorita substituindo cristais de biotita, que devem estar relacionado aos processo de cisalhamento que afetaram o corpo (Figura 5.4H).

O anfibólio é a hornblenda e ocorre na forma de cristais subédricos e em certas laminas estão fortemente substituídos biotita (Figura 5.4C). Apresenta pleocroísmo variando de verde escuro (Y), verde amarronzado (Z) e marrom pálido (X).

O zircão constitui um dos principais minerais acessórios da rocha. Tem forma euédrica e estão geralmente inclusos em cristais de biotita e álcali-feldspato. A apatita ocorre na forma de pequenos cristais euédricos. Os minerais opacos comumente encontram-se como inclusões em cristais de biotita.

A alanita ocorre como cristais euédricos, algumas vezes como fenocristal, com marcas de corrosão magmáticas nas suas bordas. O pleocroísmo varia de marrom escuro (Y, Z) a marrom amarelado (X) (Figura 5.4D).

A titanita forma cristais euédricos geralmente formando inclusões em álcali-feldspato ou apresenta-se como cristal anédrica formando coroas em torno dos minerais opacos.

Venulações ligadas a falhamentos são registradas em laminas delgadas e geralmente estão preenchidas por clorita e carbonatos.

5.2.1- Aspectos Texturais do Granito Ipueiras

Dois aspectos texturais são destacados no Granito Ipueiras. Um deles de origem plutônica como as texturas granular hipidiomórfica, equigranular ou porfirítica. O outro está relacionado aos efeitos da deformação cisalhante (Figura 5.4E), semelhante ao descrito no Granito Areias.

As texturas ligadas a deformação são a textura poligonal desenvolvida em cristais de quartzo e feldspatos (pontos tríplices), texturas tipo *kink band* em maclamentos de plagioclásio e clivagens de biotita, além da orientação preferencial e estiramento de cristais de quartzo e biotita que, às vezes, levam ao desenvolvimento de uma foliação na rocha (Figura 5.4F).

Analisando a cronologia relativa da cristalização deste granito, considerando os processos magmáticos, os minerais acessórios como zircão, alanita, apatita, titanita e minerais opacos são fases precoces (Figura 5.4B). No geral eles tem formas euédricas e com frequência constituem inclusões em álcali-feldspato, plagioclásio e biotita. O plagioclásio que ocorre como inclusões no alcali-feldspato ou como cristais euédricos, pode ser incluído na fase precoce da cristalização. Os demais minerais são representados por hornblenda, álcali-feldspato, biotita e quartzo podem ser considerados de cristalização mais evoluída e nesta ordem cronológica.

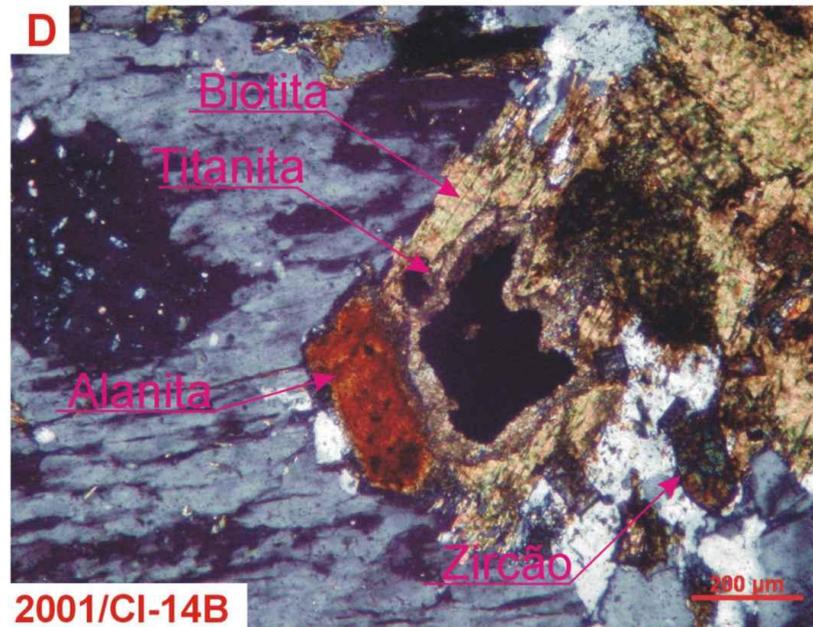
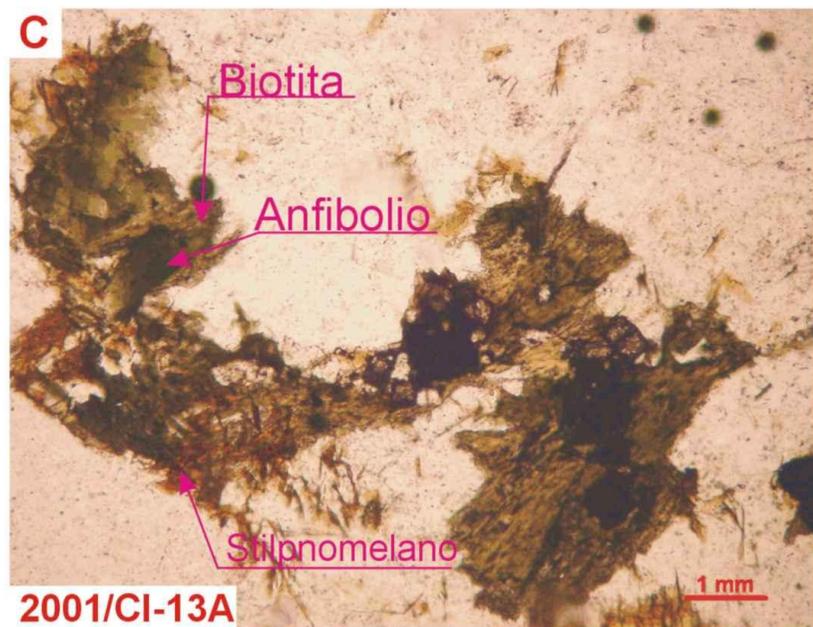
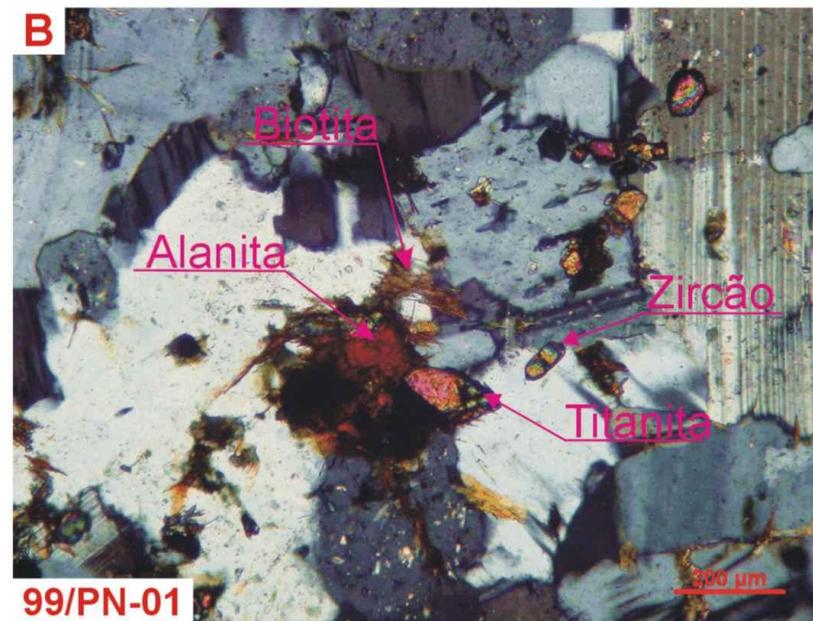
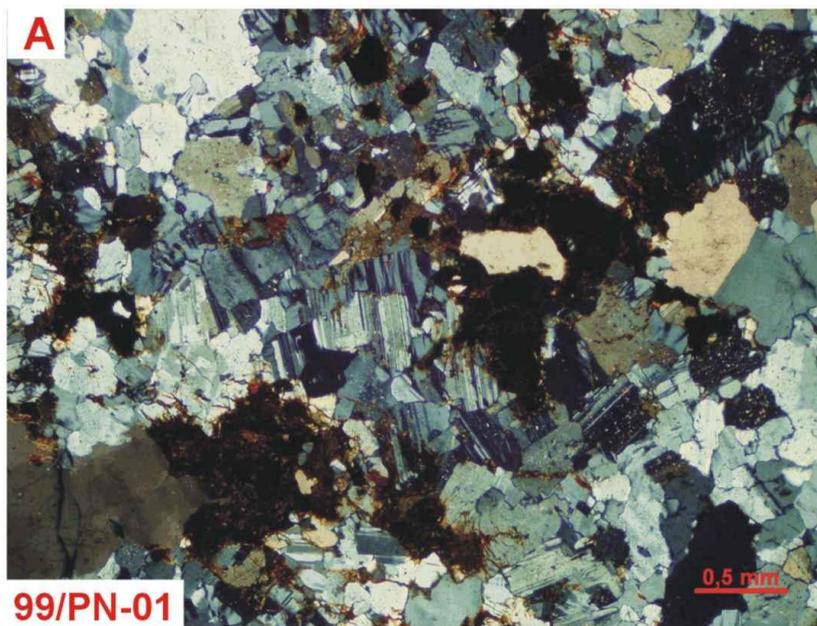


Figura 5.4- Características petrográficas do Granito Ipueiras: A) Textura granular hipidiomórfica; B) Agregado de alanita, titanita, biotita e zircão inclusos em álcali-feldspato e plagioclásio; C) Substituição de anfibólio por biotita e cristais de biotita alterando para stilpnomelano; D) álcali-feldspato pertítico com inclusões de alanita, zircão e biotita. No centro mineral opaco incluído em biotita com auréola de titanita formando textura em coroa. (Continua...)

5.3- PETROGRAFIA DO GRANITO ITÁLIA

O Granito Itália foi estudado petrograficamente nas amostras 2001/CL-04, 2001/CL-05, 2001/CL-06, 2001/CL-07A, 2001/CL-07B e 2001/CL-08, sendo classificados como biotita sienogranitos e biotita monzogranitos (Figura 5.1). São rochas fanerítica grossa ou média leucocráticas (M~5), de coloração rosa claro ou cinza claro.

O estudo petrográfico revelou como textura geral granular hipidiomórfica (Figura 5.5F), bem como apresentam texturas relacionadas a processos deformacionais semelhante com outros dois granitos descritos anteriormente. Seu conteúdo mineralógico modal é apresentado na Tabela 5.1 e as principais características petrográficas do granito são apresentadas na Figura 5.5.

A mineralogia essencial é representada por quartzo, plagioclásio, álcali-feldspato e biotita, enquanto que os acessórios são apatita, alanita, zircão e minerais opacos.

O quartzo ocorre como cristal anédrico, incluso em cristais de plagioclásio e álcali-feldspato e também como cristais recristalizados, apresentando contatos irregulares, geralmente serrilhados e contatos retos em ponto tríplice (Figura 5.5G).

O plagioclásio ocorre como cristais euédrico. Sua composição é de andesina sódica (An₂₈₋₃₂). Alguns cristais apresentam maclamento albita e albita-carlsbad, as vezes desenvolvendo textura tipo *kink band*. Alguns cristais inclusos em alcali-feldspato são zonados e estão sericitizados no núcleo. O contato entre plagioclásio e os demais cristais é retilíneo e algumas vezes irregular quando este encontra-se incluso em outro mineral.

O álcali-feldspato é subédrico, do tipo microclínio, com maclamento xadrez. São pertíticos e geralmente as lamelas de albita formam vênulas ou filmes e as ezes desenvolvem maclamento (Figuras 5.5 E e 5.5H) . Cristais de albita estão presentes também no contato entre cristais de álcali-feldspato, muitas vezes desenvolvendo texturas tipo coroa trocada. Texturas rapakivi também é registrada, e é caracterizada por cristais de álcali-feldspato englobados por manto de plagioclásio (oligoclásio).

Observam-se dois tipos de biotita, sendo que a primeira e mais freqüente apresenta pleocroísmo variando de marrom claro (X) a verde escuro (Z/Y) e a segunda com pleocroísmo variando de marrom claro (X) a marrom escuro (Z/Y).

A alanita ocorre como cristal euédrico e constitui um dos principais minerais acessórios da rocha. Geralmente está incluída em cristais de biotita ou está associada aos agregados de biotita (Figura 5.5D).

O zircão, assim como a alanita, ocorre como cristal euédrico e incluso em cristais de biotita e álcali-feldspato.

Uma das características deformacionais do granito é a presença de zonas de microfalhas preenchidas por uma massa criptocristalina de coloração marrom com grãos de quartzo, plagioclásio e álcali-feldspato.

Comumente o plagioclásio não apresenta maclamento bem definido, em função dos processos de deformação ou de sua substituição por sericita ou epidoto.

5.3.1 - Aspectos Texturais do Granito Itália

Os aspectos texturais deste granito são semelhante aos granitos Areias e Ipueiras descritos anteriormente, sendo a textura predominante granular hipidiomórfica, e é definida por associações de cristais de quartzo, plagioclásio e álcali-feldspato que, por vezes, podem destacar-se como fenocristais.

As zonas de deformação dúctil-frágil foram capazes de produzir recristalização em cristais de quartzo e feldspato, formando textura poligonal, com contatos tipo ponto tríplice, além de texturas tipo *kink band* em plagioclásio (Figuras 5.3B e 5.3C). Nestas rochas desenvolvem-se zonas de microfalhas preenchidas por cloritas e minerais félsicos como quartzo, álcali-feldspato e plagioclásio cominuídos, imersos na matriz criptocristalina (Figura 5.5A).

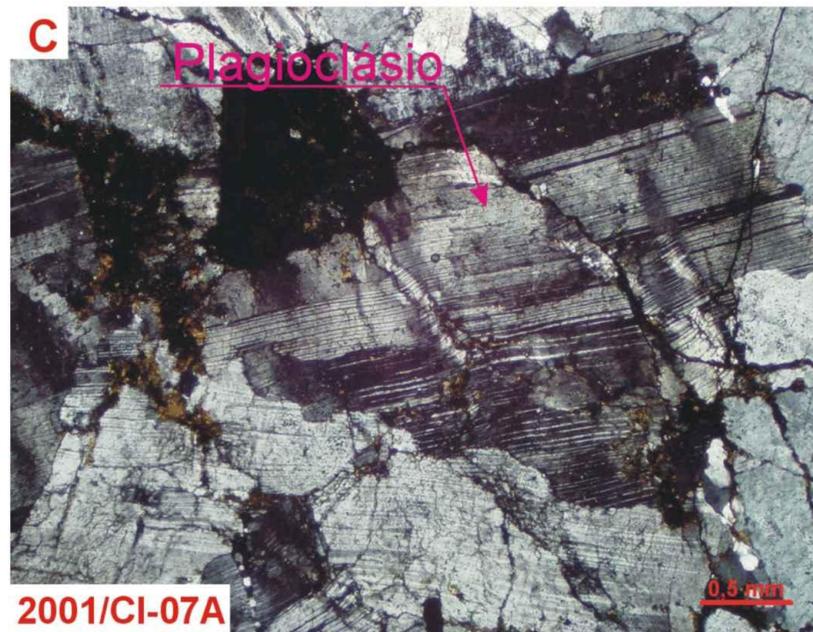


Figura 5.5- Características petrográficas do Granito Itália: A) Zona de microfalha preenchida por massa de minerais criptocristalinos com restos de quartzo, plagioclásio e álcali-feldspato nela imersos; B) Zonas de microfraturas, textura poligonal em cristais de quartzo e *kink band* em plagioclásio; C) Textura tipo *kink band* em plagioclásio; D) Agregados de minerais máficos com inclusão de alanita e plagioclásio sericitizado. (Continua...)

5.4- PETROGRAFIA DO GRANITO LAJEADO

O estudo petrográfico do Granito Lajeado foi realizado nas amostras 99/CI-01A, 99/CI-03A, 99/CI-03B, 99/CI-08 e 99/CI-05, (Figura 5.1). São rochas fanerítica de grossa e média leucocráticas, com índice de cor $M < 15$, de coloração cinza escuro e rosa claro. As rochas do Granito Lajeado são plotadas no campo de monzogranito, sienogranito e quartzo monzonito contendo biotita, hornblenda e ortopiroxênio na sua composição mineralógica. A presença de ortopiroxênio magmático leva a classificar, mais especificamente, as rochas deste como charnoquito.

As observações microscópicas demonstram textura predominante a granular hipidiomórfica, destacando texturas simplectíticas e textura pós-magmática representada pelas mirmequitas, além de localmente texturas deformacionais. O conteúdo mineralógico modal está descrito na Tabela 5.2 e as principais características petrográficas deste granito estão demonstradas na Figura 5.6.

Os minerais essenciais são álcali-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita, hornblenda e ortopiroxênio e os minerais acessórios são zircão, allanita, apatita e minerais opacos.

O quartzo que predomina na rocha é representado por cristais anédricos, apresentando contatos irregulares do tipo serrilhado com os demais minerais. O quartzo também está incluso em cristais de biotita. Frequentemente exhibe formas vermiculares (textura mirmequítica), presente no contato entre álcali-feldspato e plagioclásio, geralmente exibindo feições tipo bulbos (Figuras 5.6D e 5.6E).

Dentre os minerais félsicos essenciais, o plagioclásio é o que está em menor proporção, geralmente forma euédrica ou subédrica, de composição andesina sódica (An_{30}). Alguns cristais apresentam núcleo preenchido com manchas sódicas, semelhantes à composição da borda (*patchy zoning*). O plagioclásio também está como cristais precoces inclusos em cristais de álcali-feldspato, com núcleo corroído e borda mais sódica no contato com este feldspato (Figura 5.6F).

O álcali-feldspato constitui cristais euédricos ou subédricos, do tipo microclínio pertítico, com maclamento xadrez, sendo que alguns cristais desenvolvem zoneamento

(Figuras 5.6G). As lamelas de albita têm forma de vênulas ou filme. Observa-se ainda albita intergranular no contato entre cristais de álcali-feldspato.

O ortopiroxênio ocorre em cristais anédricos reliquiares, substituídos por cristais de hornblenda ou por tremolita-actinolita.

Os anfibólios são hornblenda e tremolita-actinolita e ocorrem como cristais anédricos, com contatos irregulares com os outros minerais. Hornblenda apresenta pleocroísmo moderado a forte, variando de verde pálido (X), verde acastanhado (Z) a verde escuro (Y), e geralmente está associado ao ortopiroxênio, sendo considerado como produto de substituição desse mineral. A tremolita-actinolita também é produto de substituição dos cristais de ortopiroxênio. Os anfibólios geralmente estão circundando os cristais de ortopiroxênio, formando textura em coroa (Figuras 5.6A e 5.6B).

Dois tipos de biotita podem ser descritos, sendo que o primeiro forma cristais subédricos e contato irregular com os demais cristais, distribuída de forma aleatória. Seu pleocroísmo varia do castanho pálido (X), castanho esverdeado (Z) a marrom escuro (Y). O segundo tipo de biotita é subédrico ou anédrico, é provavelmente produto da reação entre cristais de hornblenda e o líquido magmático, já que a biotita está intimamente associada a hornblenda, com inclusões de pequenos cristais de quartzo, caracterizando textura simplectítica (Hornblenda + líquido → biotita + quartzo) (Figura 5.6C).

Os minerais acessórios zircão, apatita e alanita estão como cristais euédricos, inclusos em cristais de plagioclásio, álcali-feldspato, quartzo, biotita e ortopiroxênio. Os minerais opacos estão inclusos em cristais de hornblenda, ortopiroxênio e biotita, por vezes coroados por titanita.

5.4.1- Aspectos Texturais do Granito Lajeado

Uma das características texturais que se observa no Granito Lajeado está relacionada à presença do ortopiroxênio que se apresenta em cristais reliquiares na rocha, provavelmente relacionado a fase anidra ou com poucos fluidos nos estágios iniciais da evolução magmática. Em uma fase mais hidratada do sistema, inicia-se

substituição do ortopiroxênio e formação de cristais de hornblenda e tremolita-actinolita. O ortopiroxênio pode ser parcial ou totalmente substituído (Figuras 5.6A e 5.6B).

A hornblenda, ao reagir com o líquido magmático formou biotita e cristais de quartzo incluso nesses cristais de biotita, formando simplectitos, que representam a substituição dos cristais de hornblenda (hornblenda + líquido = biotita + quartzo) (Figura 5.6C).

O álcali-feldspato é geralmente peritítico ou mesoperitítico e algumas vezes apresenta zoneamento bem definido. Também freqüentemente observa-se albita no contato entre cristais de álcali-feldspato, formando textura tipo coroas trocadas.

Textura pós-magmática bastante característica é a mirmequita, ocorrendo geralmente em forma de bulbos (Figura 5.6E).

Feições de deformação são observadas no afloramento 99/CI-05 (Figura 5.1), onde os cristais de quartzo apresentam intensa extinção ondulante e contatos em pontos tríplices, formando textura poligonal, além de maclamento curvado em cristais de plagioclásio (Figura 5.6H).

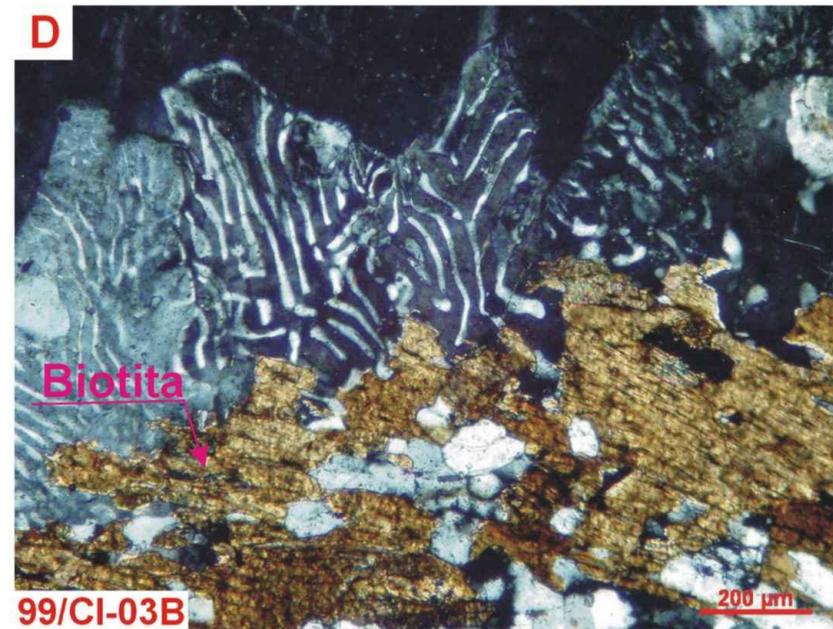
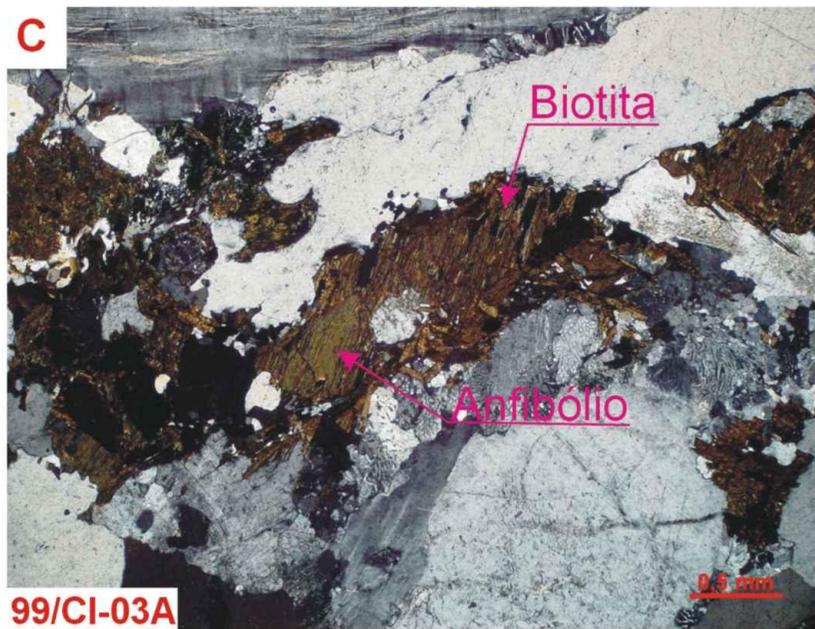
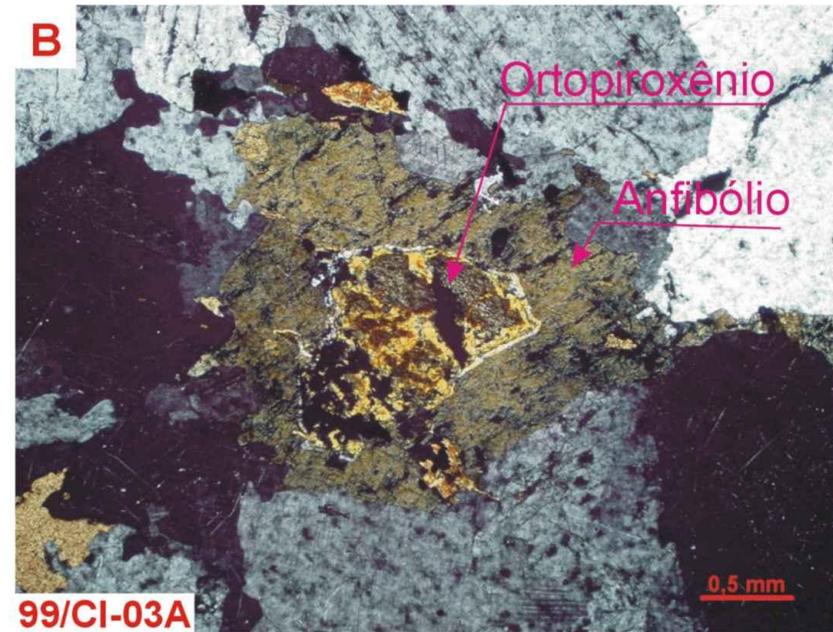
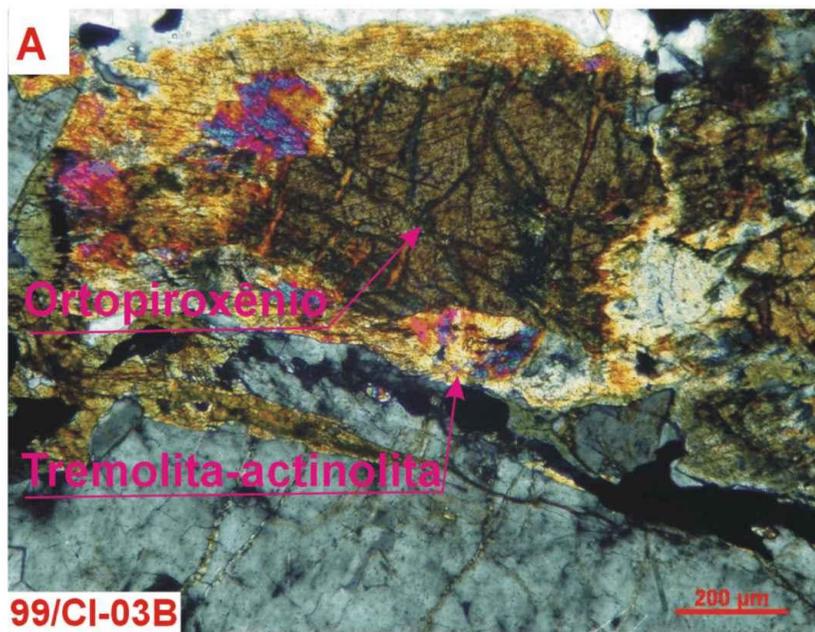


Figura 5.6- Características petrográficas do Granito Lajeado: A) Substituição de ortopiroxênio por tremolita-actinolita formando textura em coroa; B) Cristal reliquiar de ortopiroxênio substituído por anfibólio; C) Textura simplectítica com intercrescimento de hornblenda, biotita e quartzo; D) Mirmequita associada com biotita e quartzo. (Continua...)

5.5- PETROGRAFIA DO GRANITO PALMAS

O estudo petrográfico do Granito Palmas foi realizado nas duas principais fácies identificadas, diferenciadas de acordo com suas características texturais: a Fácies Equigranular de Granulação Grossa (FEGG) representada pelas amostras PAL-1A, PAL-1B, PAL-2, PAL-3A, PAL-3B, PAL-4A, PAL-4B, PAL-5, e a Fácies Porfirítica com Textura Rapakivi (FPTR) estudada utilizando-se as amostras PAL-6A, PAL-6B, PAL-6C.

As rochas que fazem parte dessas fácies são leucocráticas com índice de $M < 20$ e compreendem sienogranitos, monzogranitos e quartzo monzonitos, com conteúdos variados de biotita, hornblenda e ortopiroxênio (Figura 5.1). A presença de ortopiroxênio magmático leva a classificar as rochas do Granito Palmas como charnoquitos, semelhante ao Granito Lajeado. O conteúdo mineralógico modal da duas fácies está representado na Tabela 5.2.

5.5.1- Fácies Equigranular de Granulação Grossa (FEGG)

Os estudos microscópicos da FEGG revelaram que os minerais essenciais são quartzo, álcali-feldspato, plagioclásio, ortopiroxênio, anfibólio e biotita e os minerais acessórios são zircão, allanita, titanita, apatita e minerais opacos. As principais características petrográficas da fácies FEGG estão na Figura. 5.7.

O quartzo ocorre como cristais anédricos e está situado preferencialmente na matriz. Quando os cristais são mais desenvolvidos apresentam fraca extinção ondulante e contato irregular do tipo denteado com os demais minerais. O quartzo também exibe forma vermicular quando está intercrescido com cristais de plagioclásio, no contato com álcali-feldspato, formando intercrescimentos mirmequíticos.

Os álcali-feldspatos, representados principalmente por microclínio com maclamento xadrez, constitui um dos minerais mais abundantes na rocha (Figura 5.7B). São cristais subédricos e algumas vezes euédricos. Alguns cristais de álcali-feldspato são pertíticos ou mesopertíticos e apresentam-se zonados (Figuras 5.7E e 5.7F). A albita ocorre como cristal intergranular, entre feldspatos pertíticos, desenvolvendo as vezes texturas tipo coroas trocadas.

Os cristais de plagioclásio ocorrem com cristais subédricos e euédricos, de composição oligoclásio sódico (An_{22}) com maclamento albita e algumas vezes albita-carlsbad. Outros cristais de plagioclásio precoces estão inclusos em álcali-feldspato que geralmente estão zonados e corroídos no seu núcleo (Figuras 5.7C e 5.7B). A alteração mais comum deste mineral é para sericita, epidoto e carbonato.

O ortopiroxênio exibe cristais reliquiares e anédricos, geralmente sendo substituídos por cristais de hornblenda (Figura 5.7A).

A hornblenda aparece como cristais reliquiares, com formas anédricas e raramente subédricas preservadas. Apresenta forte pleocroísmo, variando de verde acastanhado (X), verde amarronzado (Y) a verde oliva (Z).

A biotita, geralmente associada a hornblenda, apresenta-se com forma subédrica e raramente anédrica, geralmente em forma de lamelas ou intergranular (Figura 5.7D). Apresenta pleocroísmo variando de amarelo pálido (X) a marrom avermelhado (Y/Z).

Os cristais de zircão euédrico estão inclusos em hornblenda, quartzo e álcali-feldspato. A titanita exibe cristais euédricos a subédricos geralmente inclusos em cristais reliquiares de ortopiroxênio ou circunda minerais opacos que, por sua vez, estão inclusos em biotita, formando textura em coroa. Os raros cristais de alanita euédrico estão inclusos em cristais de plagioclásio.

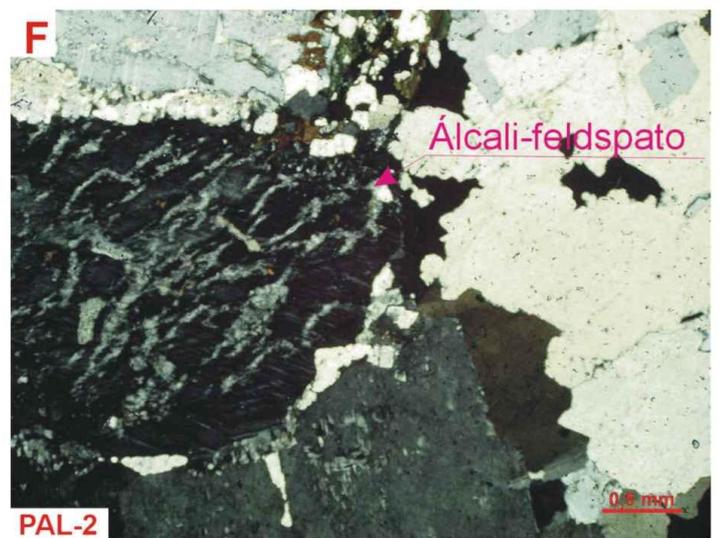
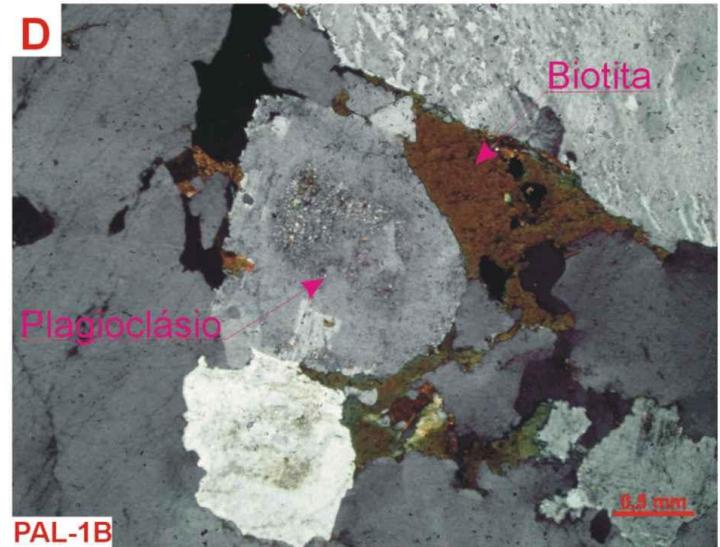
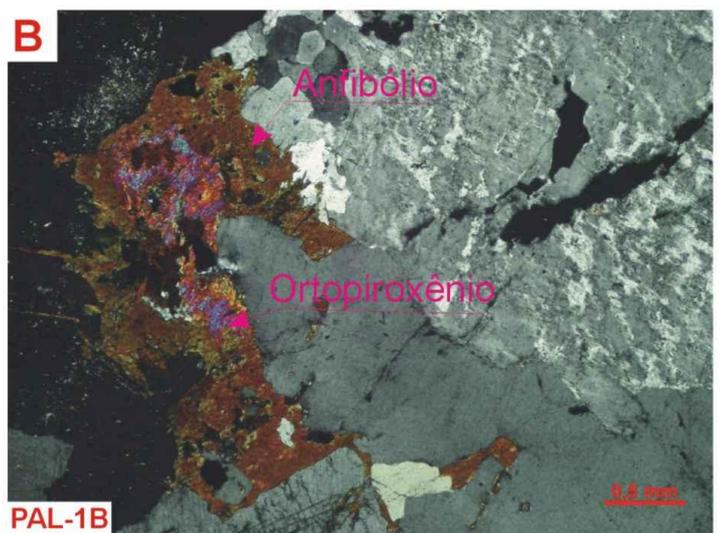
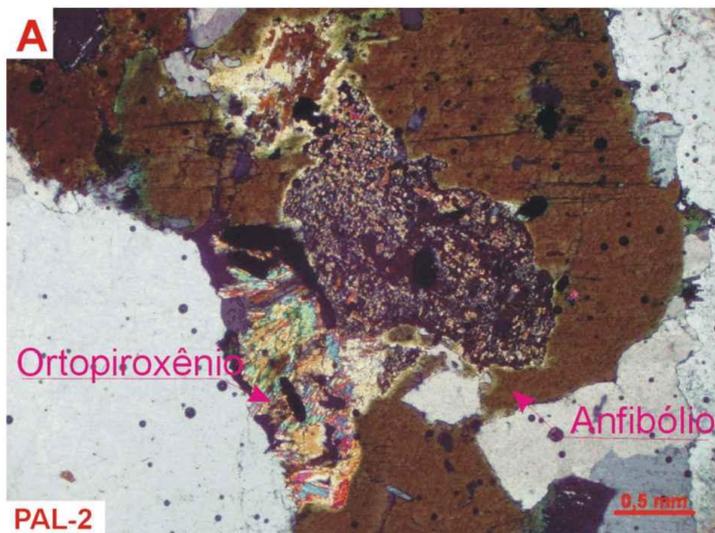


Figura 5.7 - Características petrográficas dos FEGG: A) Substituição dos cristais corroídos de ortopiroxênio por anfibólio; B) Fenocristais de álcali-feldspato perítico e substituição de ortopiroxênio por anfibólio; C) Álcali-feldspato perítico com inclusões de plagioclásio zonado; D) Biotita intergranular e cristais de plagioclásio corroído no núcleo; E) fenocristal de álcali-feldspato zonado e F) Cristal de álcali-feldspato mesoperítico com bordas de albita e biotita intergranular.

5.5.2- Fácies Porfírico com Textura Rapakivi (FPTR)

Os estudos microscópicos demonstraram que os principais minerais que constituem os FPTR, semelhante ao que ocorre com os FEGG são quartzo, álcali-feldspato, plagioclásio, ortopiroxênio, anfibólio e biotita. Os minerais acessórios são zircão, alanita, titanita, apatita e minerais opacos. As principais características petrográficas da FPTR estão na Figura 5.8.

O quartzo ocorre como cristais anédricos precoces inclusos em biotita ou álcali-feldspato. Outros cristais de quartzo são de dimensões maiores, com extinção ondulante e contatos irregulares do tipo denteado e algumas vezes desenvolvem agregados de cristais menores com contatos em ponto tríplice.

O plagioclásio ocorre como cristais euédricos ou subédricos, geralmente inclusos em álcali-feldspato ou circunda fenocristais de álcali-feldspato quando desenvolve textura rapakivi (Figura 5.8F). Esses cristais de plagioclásio estão geralmente zonados (Figura 5.8C), com maclamento albita-carlsbad e freqüentemente apresentam núcleo corroído, sendo substituídos por sericita ou carbonato (Figura 5.8E e 5.8H).

O álcali-feldspato é euédrico ou subédrico, do tipo microclínio, apresenta maclamento xadrez e pertitas associadas. Alguns grãos ocorrem como fenocristais perfiticos e formam textura rapakivi quando estão coroados por manto de plagioclásio (Figura 5.8F).

A biotita ocorre como cristal anédrico, quando ocupa os espaços intersticiais (Figura 5.8H) e também quando substitui cristais de anfibólio. Ocorre ainda como cristais euédricos ou subédricos quando mineral primário, com pleocroísmo variando de marrom esverdeado (Y/Z) a castanho claro (X).

A hornblenda e ortopiroxênio estão como cristais reliquiares, sendo que o ortopiroxênio é substituído por anfibólio, enquanto os cristais primários de anfibólio são substituídos por biotita.

A alanita é geralmente euédrica, inclusa ou desenvolvendo contatos retos com a biotita (Figura 5.8B), algumas vezes apresenta borda corroída. A titanita euédrica está geralmente associada a agregados de biotita e hornblenda ou inclusa em cristais de álcali-feldspato (Figuras 5.8A e 5.8G). O zircão euédrico está incluso em biotita e

hornblenda, enquanto os minerais opacos então inclusos em biotita, coroados por titanita.

5.5.3- Aspectos Texturais do Granito Palmas

Os principais aspectos texturais que diferenciam as duas fácies são observadas em afloramento e amostras de mão. A diferença principal está relacionada ao aspecto porfirítico existente nas rochas de textura rapakivi. As características petrográficas sob aspecto microscópico são bastante semelhantes para os dois grupos, sendo a principal a textura granular hipidiomórfica existente inclusive em amostras do FEGG.

No geral os cristais de plagioclásio exibem alteração e corrosão no núcleo, quase sempre definindo zoneamento normal. Nota-se que alguns cristais de quartzo apresentam contatos tipo ponto tríplice, o que sugere recristalização desses minerais, mas esse padrão não se repete com muita frequência. A presença de álcali-feldspato peritítico se faz em quase todas as seções, sendo que alguns exibem zoneamento e maclamento.

Os cristais de ortopiroxênio, quando substituídos por anfibólio, formam textura em coroa. Por vezes, esses cristais também exibem textura de corrosão no seu núcleo. A textura em coroa também se desenvolve em minerais opacos inclusos em biotita, quando estão circundados por cristais de titanita, sendo esta, provavelmente, produto da reação entre minerais opacos e biotita (Figura 5.8D).

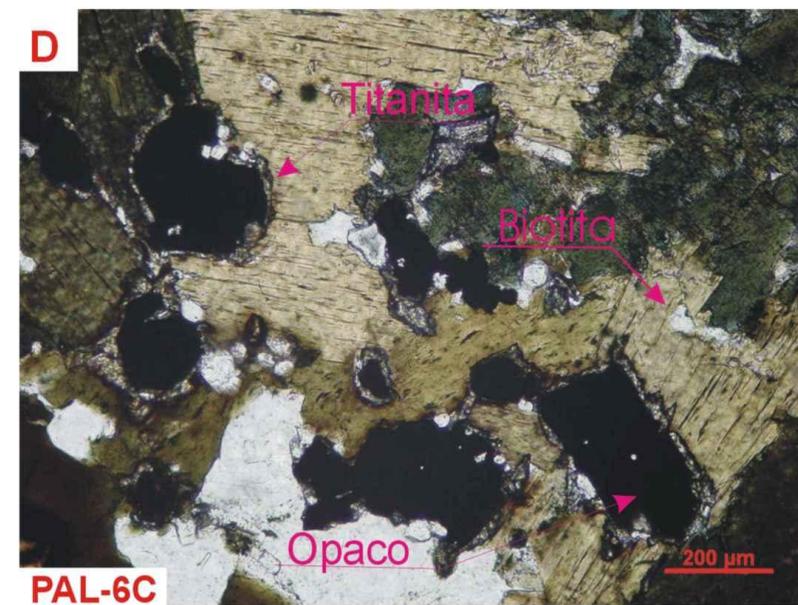
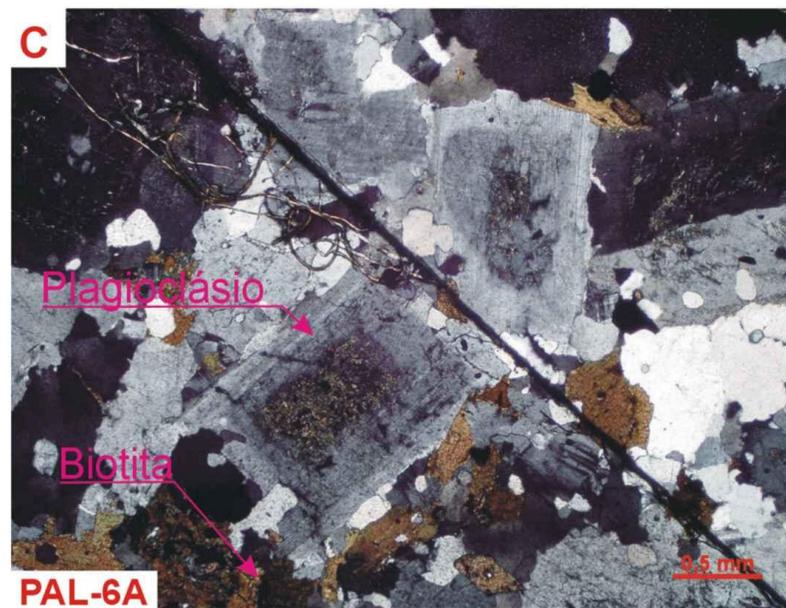
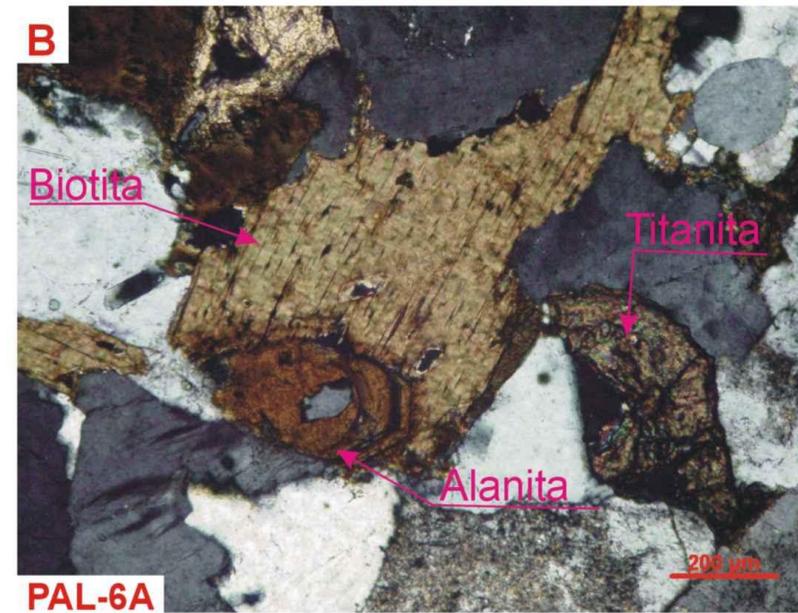
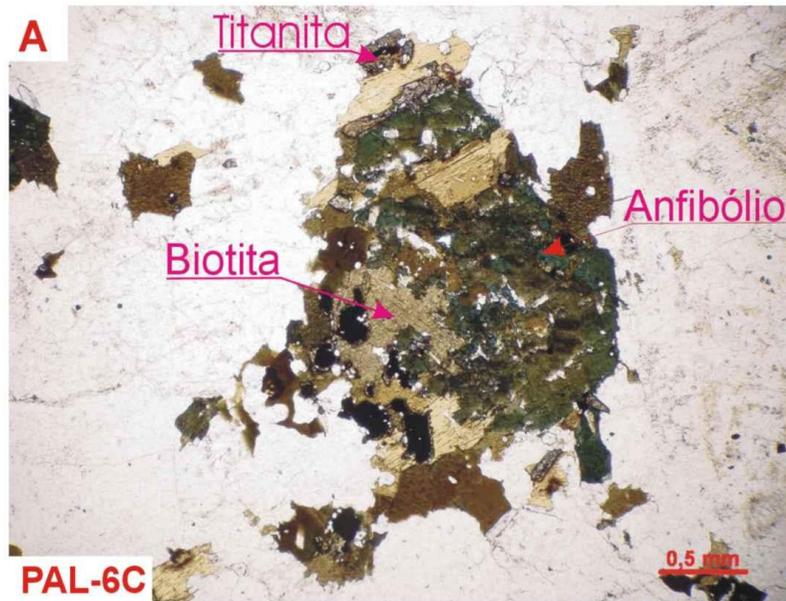


Figura 5.8 - Características petrográficas do FPGG: A) Agregados de minerais máficos representados por anfibólio, biotita e titanita, além de inclusões de minerais opacos; B) Cristal euédrico de alanita em contato com biotita e cristal corroído de titanita; C) Concentração de cristais de plagioclásio com zoneamento normal e núcleo corroído; D) Detalhe de minerais opacos inclusos em biotita, desenvolvendo bordas de titanita formando textura em coroa. (Continua...)

5.6- PETROGRAFIA DO GRANITO MATANÇA

A petrografia deste corpo está bem caracterizada na literatura, onde segundo Gorayeb (1996), além dos minerais essenciais representados por álcali-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita e anfibólio vistos em amostras de mão, destacam-se também o anfibólio e como minerais acessórios titanita, zircão, apatita e alanita. Duas principais variações composicionais são identificadas no Granito Matança: monzogranitos e sienogranitos.

O álcali-feldspato perítico é representado por microclina, ortoclásio e albita. A Microclina caracteriza-se principalmente pelo maclamento xadrez, ocorrendo geralmente como cristais menores anédricos, que constituem a matriz formando agregados poligonais ou estão inclusos em cristais de plagioclásio. Ocorre também como porfiroclastos subédricos, acompanhando a foliação milonítica.

Os cristais de plagioclásio são predominantemente anédricos, constituintes da matriz e raramente apresentam-se como porfiroclastos subédricos. Alguns cristais estão inclusos em porfiroclastos de álcali-feldspato. O plagioclásio apresenta maclamento albita e corresponde ao tipo oligoclásio (An_{27}).

O quartzo aparece como agregados de cristais constituintes da matriz, geralmente de contatos poligonais e recristalizados paralelamente a foliação. Outros cristais de dimensões maiores, chegando próximo ao tamanho dos porfiroclastos de microclínio, estão presentes na rocha, geralmente com forte extinção ondulante. Outros cristais de quartzo apresentam forma vermicular quando associados a mirmequitas.

A biotita forma cristais subédricos, orientados, geralmente contornando os porfiroclastos de feldspatos, apresentado pleocroísmo variando do marrom amarelado (X) a marrom escuro (Y, Z).

O anfibólio, anédrico e raramente subédrico, ocorre geralmente associado a biotita e apresenta pleocroísmo verde a marrom-claro (X), verde amarronzado (Y) e verde oliva (Z).

6- GEOQUÍMICA DOS GRANITOS ESTUDADOS

Este capítulo apresenta os resultados dos estudos litoquímicos dos corpos graníticos da área, visa a caracterização da sua assinatura geoquímicas e a classificação mais precisa das rochas dos corpos estudados, sem que tenha avançado por estudos petrogenéticos devido limites de tempo e também a amostragem limitada dos corpos estudados.

Foram utilizados diferentes diagramas de classificação geoquímica disponíveis na literatura para corpos graníticos, para complementar os estudos petrográficos e geocronológicos.

O estudo geoquímico permitiu também a comparação e a discriminação dos diferentes corpos entre si e entre os grupos de granitos de idade paleoproterozóica e neoproterozóica, conforme apresentado no Capítulo 7, bem como a caracterização preliminar da natureza desses dois importantes eventos magmáticos desta região da Província Tocantins, dando uma primeira visão que poderá ser aprofundado em estudos futuros.

Foram selecionadas 21 amostras dos litotipos mais representativos dos corpos graníticos estudados, assim distribuídas:

a) Plutons paleoproterozóicos

- * Granito Areias - duas amostras (99/PN-04 e 2001/CL-12);
- * Granito Itália - duas amostras (2001/CI-04B e 2001/CL-08);
- * Granito Ipueiras - quatro amostras (99/PN-02, 99/PN-03, 2001/CL-13 e 2001/CL-14A);
- * Granito do Carmo - uma amostra (2001/CL-15).

b) Plutons neoproterozóicos

- * Granito Lajeado - quatro amostras (99/CL-03A, 99/CL-03B, 99/CL-04 e 99/CL-08);
- * Granito Palmas - quatro amostras (PAL-01, PAL-02, PAL-4A e PAL-6A);
- * Granito Matança - duas amostras (MAT-01 e MAT-02);
- * Granito Aroeira - duas amostra (2001/CL-01 e 2001/CL-02).

As amostras selecionadas para o tratamento químico analítico foram aquelas isentas de alteração intempérica ou hidrotermal e preferencialmente distanciadas de zonas de falhas ou veios.

A preparação das amostras foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do Centro de Geociências, em que aproximadamente 5 quilos de amostras foram britadas no triturador de mandíbulas, pulverizadas no aparelho *Shater Box*, quarteadas e homogeneizadas e, finalmente pulverizadas e homogeneizadas no aparelho *Spex Mix*. Aproximadamente 50 gramas de cada amostra foram enviadas para análise.

As análises foram realizadas no laboratório da empresa LAKEFIELD–GEOSOL LTDA, utilizando-se para determinação dos elementos maiores e traços o método de Fluorescência de Raios-X, sendo que os traços foram analisados pela técnica do pó prensado e os maiores por fusão com tetraborato de lítio. Para determinação dos elementos terras raras foi utilizado o método de ICP-AES (Espectrometria de Emissão Atômica com Plasma Acoplado Induzido), onde a amostra é previamente solubilizada e injetada sob forma de aerosol em chama (plasma) de argônio. O bombeamento da amostra é feito pelo argônio, que produz linhas espectrais que são detectadas em fotomultiplicadores e comparadas com padrões internacionais. A determinação de H_2O^+ foi feita pelo método de Perda ao Fogo por calcinação a $1000^\circ C$.

A determinação de Fe^{+2} (FeO) foi realizada no Laboratório de Análises Químicas do Centro de Geociências através do método de Titulação com Dicromato de Potássio. A precisão do método ICP-AES para os ETR corresponde ao limite de detecção entre 1 a 0,03 ppm; enquanto o limite para os elementos maiores está entre 0,1% a 0,01% e finalmente para os elementos traços o intervalo de detecção está entre 3 e 10 ppm, sendo o limite do Hf de 50 ppm.

Os resultados analíticos são apresentados nas Tabelas 6.1 e 6.3 para os granitos paleoproterozóicos e neoproterozóicos respectivamente.

6.1- LITOQUÍMICA DOS GRANITOS PALEOPROTEROZÓICOS

Os granitos de idade paleoproterozóica são representados pelos plutons Areias, Itália, Ipueiras e do Carmo (Figura 5.1) totalizando 12 amostras, que foram analisadas neste trabalho, somadas a 3 amostras do Granito do Carmo analisadas por Sachett (1996) (Tabela 6.1).

Analisando os resultados apresentados na Tabela 6.1 e os diagramas de Harker para elementos maiores e traços (Figuras 6.1 e 6.2) verifica-se que no geral a composição média global destes granitos é muito semelhante, destacando-se os altos teores aproximados de SiO_2 (72% a 77%), de alumina (13%) e álcalis (8%), e baixos teores de TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{total})}$, MgO , MnO , CaO e P_2O_5 . Os valores de K_2O são pouco mais elevados que Na_2O , com razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 1,40. O Granito Itália é o que apresenta os maiores teores em SiO_2 , superando a média geral de aproximadamente 75%, refletindo a composição modal estimada pelos estudos petrográficos, com média de próxima de 37% de quartzo (vide capítulo 4). Apenas uma amostra do Granito Areias (2001/CL-12) supera a média geral de SiO_2 , chegando a 77%, onde o conteúdo de quartzo, segundo estimativas de sua composição modal é aproximadamente 40%. Para os demais elementos maiores os granitos apresentam médias semelhantes.

Em relação aos elementos traços, estes granitos apresentam valores médios elevados de Ba (458-1291 ppm), Rb (109 -214 ppm), Sr (74-173 ppm), Zr (175-414 ppm) e Ga (26 a 28,5 ppm), sendo, entretanto, o Granito Ipueiras mais rico em Ba, Zr e Sr que os demais corpos graníticos e a amostra 2001/CL-13, pertencente ao mesmo granito, apresenta valores inferiores de Nb, Rb e Y se comparado com as amostras dos outros granitos.

Tabela 6.1. Composição química dos granitos paleoproterozóicos da região de Porto Nacional (elementos maiores em % em peso, traços em ppm)

	GRANITO IPUEIRAS					GRANITO AREIAS			GRANITO ITÁLIA			GRANITO DO CARMO					Média Geral
	99/PN-02	99/PN-03	2001/CL-13	2001/CL-14A	Média	99/PN-04	2001/CL-12	Média	2001/CL-04B	2001/CL-08	Média	2001/CL-15	BKL 11A*	BKL 10D*	BKL 15*	Média	
SiO ₂	70,2	70,6	75,9	73,6	72,6	73,8	77	75,4	75,5	79,40	77,45	72,5	75,5	75,4	76,9	75,1	74,7
TiO ₂	0,39	0,43	0,17	0,22	0,30	0,15	0,07	0,11	0,17	0,10	0,14	0,23	0,18	0,2	0,1	0,18	0,20
Al ₂ O ₃	13,4	13,4	12,7	13,3	13,2	12,90	12,4	12,65	13,0	11,20	12,10	13,2	12,5	12,5	12,1	12,58	12,7
Fe ₂ O ₃	1,10	1,43	1,18	1,04	1,19	1,18	0,21	0,70	0,79	0,95	0,87	0,78	1,4	1,1	0,9	1,05	1
FeO	3,32	3,38	1,00	1,49	2,28	1,09	0,89	0,99	0,82	0,40	0,61	2,08	0,57	0,85	0,57	1,02	1,37
MnO	0,10	0,1	0,05	0,07	0,07	0,05	0,04	0,05	0,03	0,03	0,03	0,08	0,03	0,03	0,02	0,04	0,05
MgO	0,34	0,43	0,17	0,24	0,30	0,21	0,18	0,20	0,24	0,14	0,19	0,19	0,1	0,1	0,1	0,12	0,20
CaO	1,80	1,18	0,78	1,10	1,37	1,20	0,53	0,87	0,50	0,17	0,34	1,20	0,77	0,73	0,45	0,79	0,92
Na ₂ O	3,30	2,90	3,90	3,20	3,33	3,80	3,2	3,5	3,10	2,70	2,9	3,60	4,8	4,8	4,7	3,40	3,31
K ₂ O	4,80	4,60	3,50	5,20	4,53	3,90	5,00	4,45	4,60	4,40	4,5	5,10	3,3	3,3	3,4	4,48	4,62
P ₂ O ₅	0,10	0,09	0,01	0,05	0,06	0,04	0,01	0,03	0,01	0,04	0,03	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
PF	0,29	0,26	0,09	0,23	0,22	0,68	0,18	0,43	0,53	0,22	0,39	0,37	-	-	-	0,37	0,32
Total	99,05	99,42	99,45	99,74	99,43	99,0	99,71	99,38	99,29	99,75	99,5	99,37	99,2	99,06	99,29	99,16	99,44
Ba	1564	1577	1063	961	1291	1038	454	746	606	310	458	1053	435	514	210	551	815
Rb	122	119	44	153	109	111	116	113	231	179	205	212	271	251	215	214	161
Sr	203	217	112	162	173	192	90	141	117	42	79,5	109	70	85	32	74	119
Zr	484	542	289	342	414	282	183	232	229	122	175,5	439	243	252	222	289	302
Nb	28	30	9	37	26	25	12	18	35	26	30,5	28	20	16	23	22	24
Y	56	56	18	58	47	71	45	58	108	52	80	45	79	79	92	74	63
Ga	29	26	22	28	26	28	29	28	29	26	27,5	27	-	-	-	27	27
Th	19	17	<5	11	16	<5	5	5	16	15	15,5	15	20	18	14	17	15
Hf	13	13	<10	<10	13	<10	<10	-	<10	<10	-	<10	-	-	-	-	13
U	<10	<10	<10	<10	-	<10	<10	-	<10	<10	-	<10	-	-	-	-	-
La	82,19	22,1	62,49	55,59	34,71	26,84	30,78	41,44	48,47	44,96	90,7	31,26	55,7	26,5	51,04	47,49	
Ce	144,4	43,39	110,40	99,4	66,64	58,56	62,60	67,39	77,51	82,45	181,6	77,99	130,50	65,81	113,98	94,92	
Nd	50,04	18,53	34,56	34,38	27,27	22,24	24,76	28,74	34,27	31,51	63,75	39,09	51,97	36,57	47,85	37,00	
Sm	9,41	7,76	6,64	6,60	6,02	5,64	5,83	6,48	7,76	7,12	12,22	7,60	10,34	9,31	9,87	8,10	
Eu	1,37	1,06	0,81	1,08	1,02	0,537	0,78	0,63	0,63	0,65	1,51	0,73	0,73	0,43	0,85	0,86	
Gd	5,50	2,55	3,92	3,99	4,66	4,26	4,46	4,85	5,01	4,94	7,52	6,09	7,66	7,61	7,22	5,42	
Dy	2,63	1,41	1,81	1,95	3,78	3,04	3,42	3,04	3,35	3,20	3,58	7,23	6,21	7,11	6,04	3,92	
Ho	0,46	0,24	0,29	0,33	0,72	0,62	0,68	0,58	0,70	0,64	0,66	1,58	1,20	1,42	1,22	0,77	
Er	0,98	0,61	0,71	0,77	1,79	1,67	1,73	1,58	1,92	1,76	1,56	4,96	3,05	3,84	3,35	2,06	
Yb	0,70	0,41	0,47	0,53	1,43	1,40	1,42	1,16	1,75	1,46	1,14	4,92	2,22	3,24	2,88	1,71	
Lu	0,10	0,07	0,07	0,08	0,19	0,22	0,21	0,71	0,27	0,22	0,18	0,63	0,30	0,46	0,39	0,29	
ΣETR	-	297,79	94,14	222,18	204,70	148,27	125,06	136,66	156,09	201,70	178,90	364,43	182,10	269,88	162,31	244,69	202,54
Fe ₂ O ₃ (T)	4,7	5,2	2,3	2,7	3,72	2,4	1,2	1,8	1,7	1,4	1,55	3,1	2,03	2,05	1,53	2,18	2,53
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,34	0,42	1,18	0,70	0,66	1,08	0,24	0,66	0,96	2,38	1,67	0,38	2,46	1,29	1,58	1,42	1,08
A/CNK	0,96	1,03	1,09	1,03	1,03	1,02	1,07	1,04	1,18	1,18	1,18	0,97	1,04	1,05	1,05	1,43	1,05
K ₂ O+Na ₂ O	8,10	7,50	7,40	8,40	7,85	7,70	8,20	7,95	7,70	7,10	7,40	8,70	8,1	8,1	8,1	8,85	7,92
K ₂ O/Na ₂ O	1,45	1,59	0,90	1,63	1,39	1,03	1,56	1,29	1,48	1,63	1,56	1,43	1,45	1,45	1,38	1,43	1,41
Fe/Mg	0,93	0,92	0,93	0,92	0,93	0,92	0,87	0,89	0,88	0,91	0,89	0,94	-	-	-	0,94	0,91
Ga/Al	4,09	3,67	3,27	3,98	3,75	4,10	4,42	4,26	4,22	4,39	4,30	3,87	-	-	-	3,87	4,00
Rb/Sr	0,60	0,55	0,39	0,94	0,62	0,58	1,29	0,93	1,97	4,26	3,12	1,1	3,87	2,95	6,72	3,66	2,10
Ba/Sr	7,70	7,27	9,49	5,93	7,60	5,41	5,04	5,23	5,18	7,38	6,28	9,66	6,21	6,05	6,28	7,05	6,80
(La/Lu)N	83,64	32,31	86,48	67,48	18,38	12,38	15,38	25,15	18,49	21,82	52,30	5,15	19,21	5,97	20,66	32,49	
(La/Sm)N	5,50	3,69	5,92	5,04	3,62	2,99	3,03	4,02	3,93	3,97	4,67	2,59	3,39	1,79	3,11	3,82	
(Gd/Yb)N	6,31	5,06	6,72	6,03	2,62	2,45	2,53	3,37	2,31	2,84	5,31	1,00	2,79	1,90	2,75	3,62	
Eu/Eu*	0,58	1,04	0,48	0,70	0,59	0,33	0,46	0,34	0,32	0,33	0,48	0,33	0,25	0,16	0,30	0,44	

* Amostras analisadas por Sachett (1996).

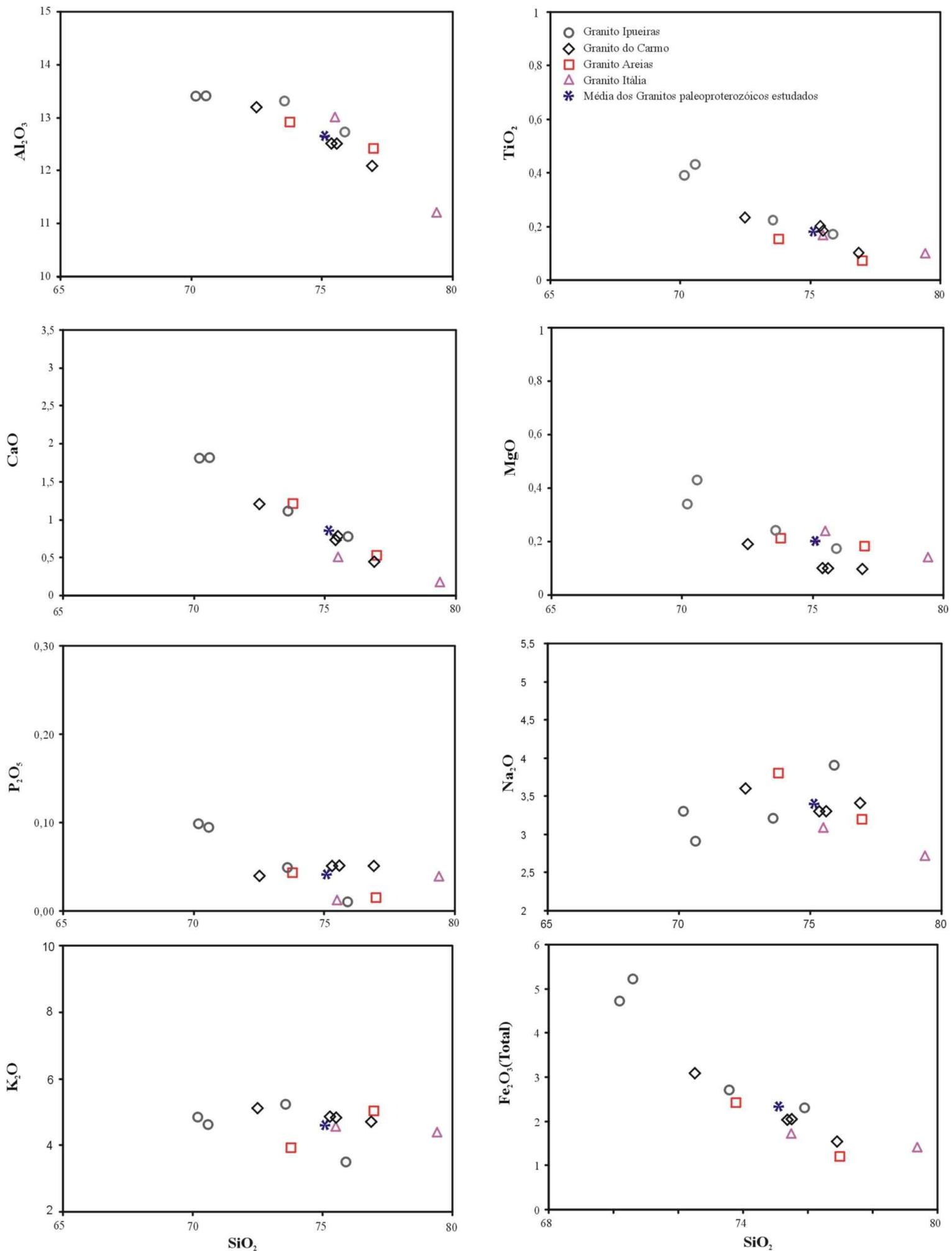


Figura 6.1- Diagramas de variação (Harker) dos elementos maiores e menores *versus* sílica (% em peso) para os granitos paleoproterozóicos estudados.

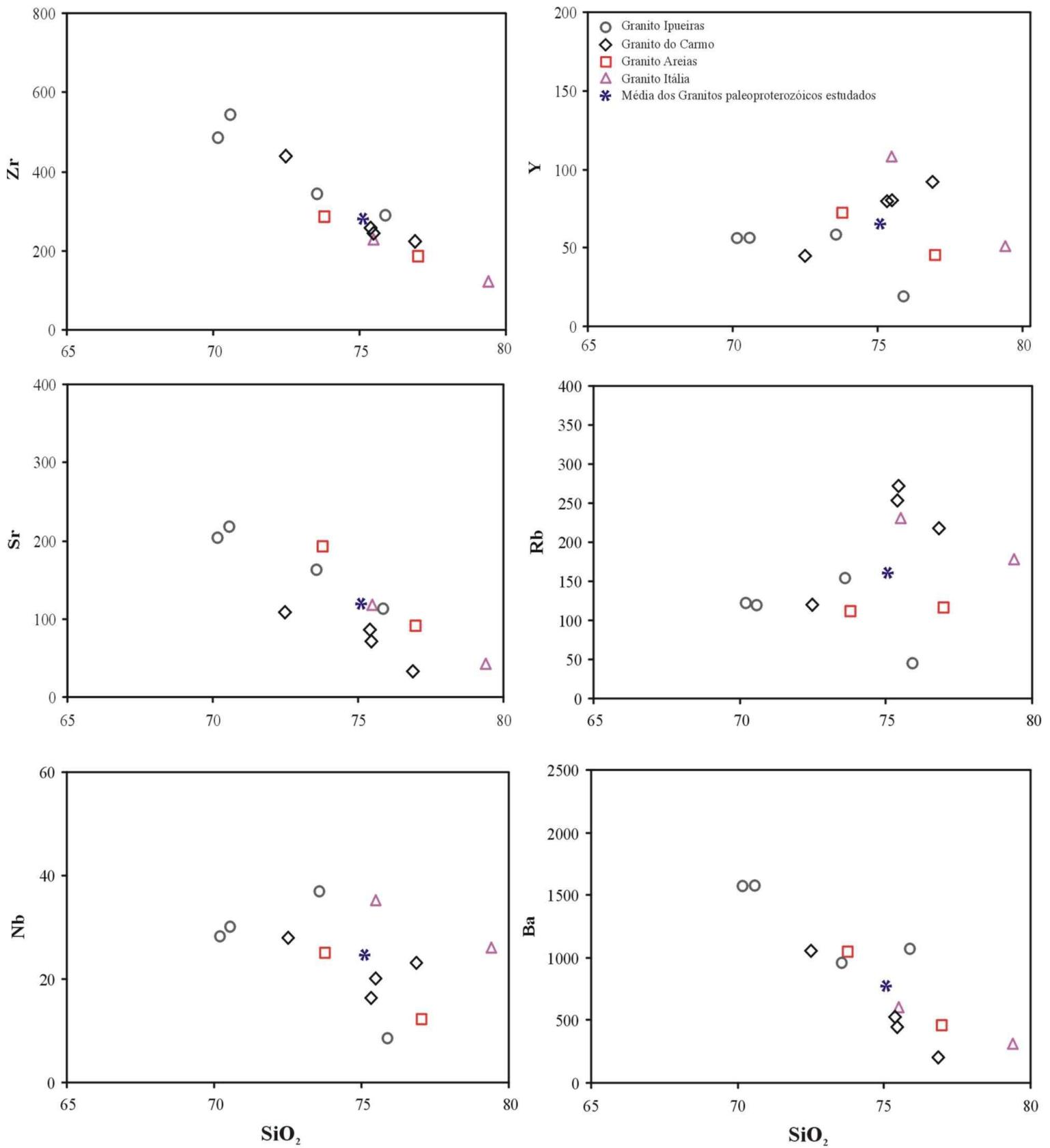


Figura 6.2-Diagramas de variação dos elementos traços (ppm) *versus* sílica (% em peso) para os granitos paleoproterozóicos estudados.

No diagrama de Irvine & Baragar (1971), que corresponde ao somatório de álcalis *versus* sílica (Figura 6.3A), as amostras dos granitos paleoproterozóicos estudados caem no campo das rochas subalcalinas, agrupando-se em um campo bem definido no diagrama.

O predomínio do caráter peraluminoso para estes granitos é evidenciado no diagrama de Maniar & Picoli (1989), onde as razões A/CNK são superiores a 1, sendo que apenas uma amostra do Granito Ipueiras e uma do Granito do Carmo apresentam um caráter levemente metaluminoso, com razão A/CNK <1 (Figura 6.3B).

No diagrama de classificação geoquímica de Middlemost (1985), a maioria das amostras cai no campo dos granitos (campo 6), sendo que apenas uma amostra do Granito Areias (2001/CL-12) plota no campo do álcali-feldspato granito segundo esse diagrama (Figura 6.3C).

No diagrama de classificação de R1- R2 de La Roche et al. (1980), os granitos estão situados no campo do monzogranito e sienogranito com predomínio deste último (Figura 6.3D), o que está plenamente de acordo com a classificação petrográfica.

O cálculo das composições normativas CIPW dos granitos foi realizado com o auxílio do programa NEWPET em base anidra, e os resultados são apresentados na Tabela 6.2. Analisando as médias dos dados normativos, verifica-se que os granitos apresentam distribuição regular de quartzo (31 a 42%), albita (24 a 29%) e ortoclásio (26 a 28%). Quando são plotados no diagrama normativo An-Ab-Or de classificação de rochas de O'Connor (1965), as amostras concentram-se no campo dos granitos (Figura 6.4), confirmando a classificação geoquímica (Figuras 6.3 C e D) e petrográfica (Figura 5.2).

Coríndon normativo se faz presente na maioria dos granitos, sendo que no geral as amostras dos granitos Ipueiras, do Carmo e Areias apresentam valores < 1 enquanto que o Granito Itália apresenta valores > 1. A presença de coríndon normativo na maioria das amostras, associado aos valores de A/CNK > 1 (Tabela 6.1) comprova o caráter peraluminoso desses granitos. Duas amostras apresentam diopsídio normativo, sendo uma correspondente ao Granito Ipueiras (99/PN-02) e a outra ao Granito do Carmo (2001/CL-15), o que reforça o caráter metaluminoso dessas duas amostras, associadas ainda aos valores de A/CNK <1 (Tabela 6.1).

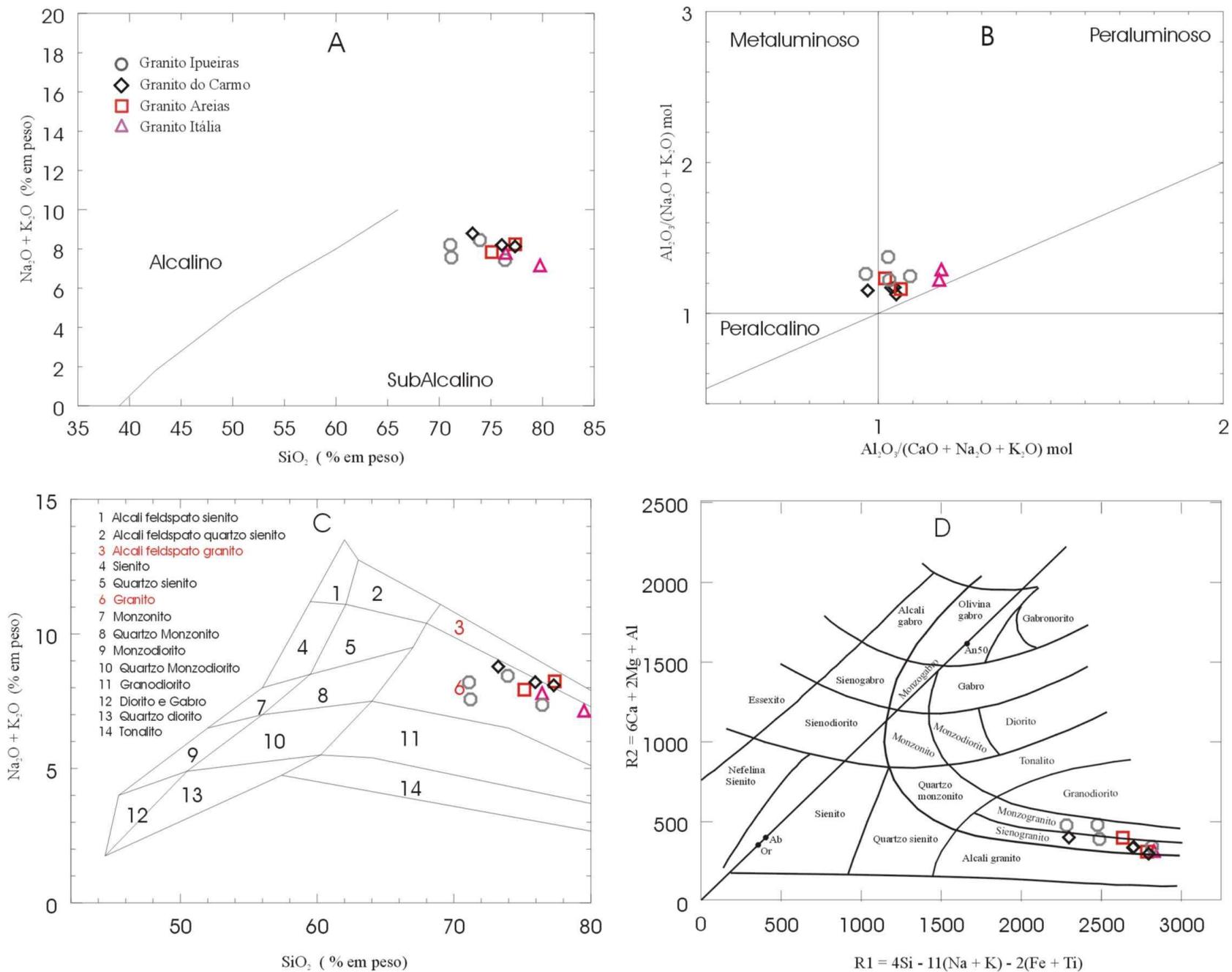


Figura 6.3- Diagramas de classificação geoquímica com as amostras plotadas dos granitos paleoproterozóicos estudados: A) Diagrama de Irvine & Baragar (1971); B) Diagrama de Maniar & Piccoli (1989); C) Diagrama de Middlemost (1985) e D) Diagrama R1 e R2 de La Roche *et al.* (1980).

Tabela 6.2. Composição Normativa (CIPW) para os granitos paleoproterozóicos da região de Porto Nacional. Cálculo efetuado em base anidra.

	GRANITO IPUEIRAS					GRANITO AREIAS			GRANITO ITALIA			GRANITO DO CARMO					Média Geral
	99/PN-02	99/PN-03	2001/CL-13B	2001/CL-14A	Média	99/PN-04	2001/CL-12	Média	2001/CL-04B	2001/CL-08	Média	2001/CL-15	BKL11A*	BKL10D*	BKL15*	Média	
Qz	26,48	29,61	37,48	31,59	31,29	33,45	37,15	35,3	38,05	46,31	42,18	28,04	36,15	35,96	38,00	34,54	34,86
Or	28,42	27,23	20,7	30,79	26,78	23,09	29,6	26,35	27,28	26,07	26,68	30,19	28,47	28,47	27,86	28,75	27,35
Ab	27,92	24,54	33,00	27,07	28,13	32,15	27,07	29,61	26,23	22,84	24,54	30,46	27,92	27,92	28,77	28,77	28,00
An	7,66	8,82	4,14	5,46	6,52	6,02	2,69	4,36	2,61	0,69	1,65	4,84	3,64	3,46	1,97	3,5	4,33
Cn	0	0,45	1,01	0,42	0,63	0,24	0,74	0,49	1,97	1,74	1,86	0	0,54	0,61	0,69	0,61	0,84
Di	0,98	0	0	0	0,98	0	0	0	0	0	0	1,03	0	0	0	1,03	1,005
Hy	4,91	5,57	1,1	2,2	3,45	1,39	1,87	1,63	1,23	0,35	0,79	2,89	0,25	0,63	0,42	1,05	1,90
Mt	1,59	2,07	1,71	1,51	1,72	1,71	0,3	1,005	1,15	1,1	1,125	1,13	1,41	1,59	1,3	1,36	1,38
Il	0,74	0,82	0,32	0,42	0,58	0,28	0,13	0,205	0,32	0,19	0,255	0,44	0,34	0,38	0,19	0,34	0,38
Hm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,19	0,19	0	0,43	0	0	0,43	0,31
Ap	0,24	0,23	0,02	0,12	0,15	0,11	0,03	0,07	0,03	0,1	0,065	0,1	0,12	0,12	0,12	0,115	0,11
Zr	0,1	0,11	0,06	0,07	0,085	0,06	0,04	0,05	0,05	0,02	0,035	0,09	0,05	0,05	0,04	0,06	0,07
Total	99,04	99,46	99,54	99,7	100,3	98,51	99,63	99,07	98,9	99,61	99,37	99,2	99,32	99,12	99,37	100,6	100,5
Qz	31,97	36,46	41,11	35,32	36,22	37,72	39,60	38,66	41,56	48,63	45,1	31,62	39,06	38,94	40,16	37,45	38,51
Or	34,32	33,46	22,70	34,42	31,23	26,03	31,55	28,79	29,79	27,38	28,6	34,04	30,77	30,83	29,44	31,27	30,4
Ab	33,71	30,15	36,19	30,26	32,58	36,25	28,85	32,55	28,65	23,99	26,32	34,34	30,17	30,23	30,40	31,3	31,00
Or	44,41	44,94	35,79	48,63	43,44	37,69	49,87	43,78	48,61	52,56	50,6	46,1	47,43	47,57	47,54	47,16	46,00
Ab	43,63	40,50	57,05	42,75	45,98	52,48	45,60	49,04	46,74	46,05	46,4	46,51	46,51	46,65	49,10	47,2	47,00
An	11,97	14,56	7,16	8,62	10,58	9,83	4,53	7,18	4,65	1,39	3,02	7,39	6,06	5,78	3,36	5,65	7,10
An+Ab	21,53	26,44	11,15	16,78	14,78	15,77	9,04	12,41	9,05	2,93	6,00	13,71	11,53	11,03	6,41	10,67	13,00

An+Ab composição normativa do plagioclásio equivalente a $[An/(An+Ab)]*100$

*Amostras de Sachett (1996).

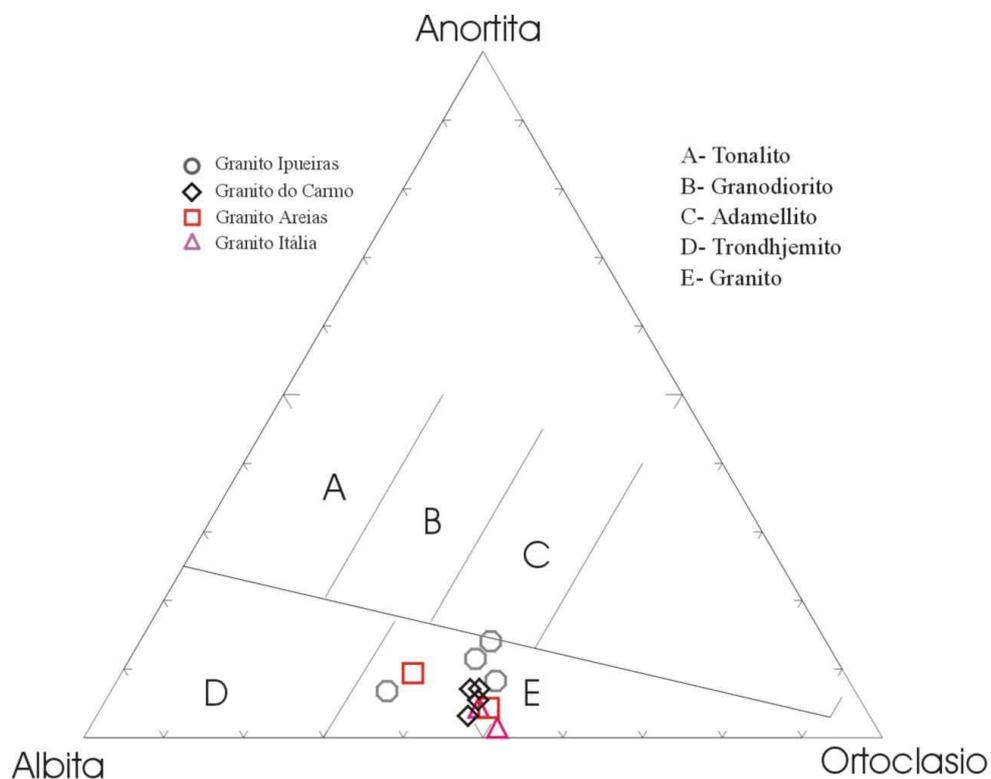


Figura 6.4- Diagrama Ab-Or-An de classificação de rochas graníticas de O'Connor (1965).

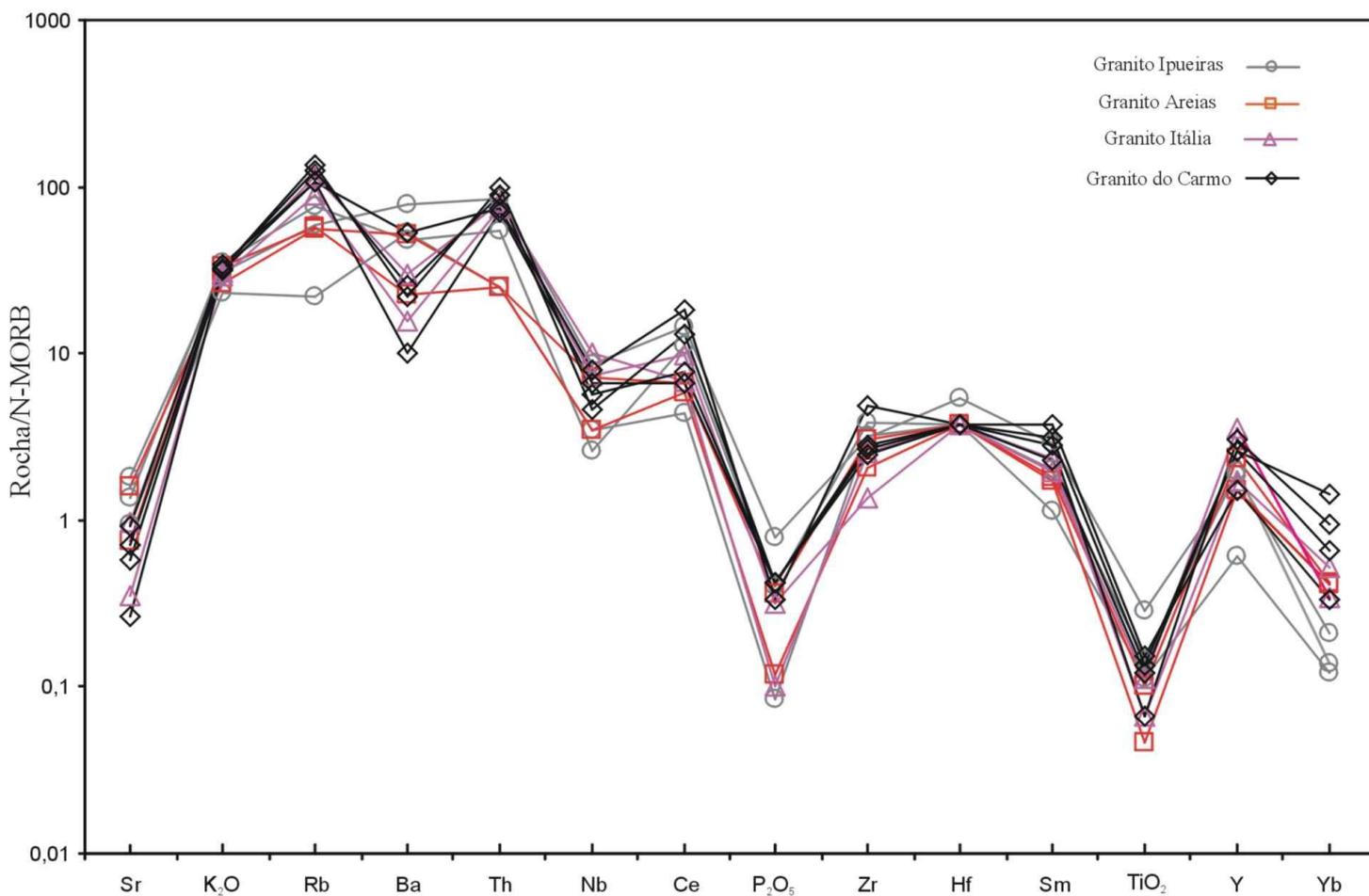


Figura 6.5- Diagrama de multielementos (aranhograma) mostrando a assinatura geoquímica dos granitos paleoproterozóicos estudados. Elementos normalizados para N-MORB de Pearce (1983).

Analisando o diagrama de multielementos (aranhograma) da Figura 6.5, é possível perceber que os granitos paleoproterozóicos apresentam grande semelhança composicional, com assinatura geoquímica similar, destacando enriquecimento em Ce, Rb, Th e Y e empobrecimento em Sr, Ba, P_2O_5 , TiO_2 e Yb em relação a N-MORB.

Os resultados referentes aos elementos terras raras (ETR) para os granitos paleoproterozóicos estão na Tabela 6.1, os diagramas de elementos terras raras e o padrão geral dos ETR para os granitos paleoproterozóicos estão demonstrados na Figura 6.6.

Em relação aos ETR, igualmente os granitos apresentam padrões semelhantes, em que no geral são enriquecidos e mais fracionados em elementos terras raras leves (ETRL), enquanto que em termos de elementos terras raras pesados (ETRP) o padrão de fracionamento é pouco acentuado. As anomalias negativas de európio (Eu/Eu^*) apresentam valores variando de 0,16 a 0,59. Uma única exceção para os padrões de ETR é a amostra 2001/CL-13 do Granito Ipueiras que apresenta os mais baixos valores de ETR (Σ ETR ~ 94) comparados com as outras amostras e anomalia de európio insignificante ($Eu/Eu^*=1,04$).

O Granito Ipueiras apresenta um enriquecimento médio de ETR superior aos demais granitos. A anomalia negativa de Eu é mais acentuada ($Eu/Eu^* = 0,70$). Neste granito verifica-se que a amostra (2001/CL-13) não corresponde ao padrão geral das demais amostras, sendo mais empobrecida em ETR e com leve anomalia positiva de európio. O Granito Areias apresenta anomalia negativa de európio acentuada ($Eu/Eu^* = 0,46$), enquanto que o Granito Itália apresenta anomalia na ordem de $Eu/Eu^* = 0,33$ e o Granito do Carmo valores Eu/Eu^* de 0,30.

O fracionamento de ETR ao Granito Ipueiras é mais acentuado, com razão $(La/Lu)_N = 67,5$, enquanto que o Granito Itália apresenta razão $(La/Lu)_N = 21,8$. O Granito Areias tem razão $(La/Lu)_N = 15,4$ e o Granito do Carmo $(La/Lu)_N = 20,6$. No Granito Ipueiras o fracionamento de ETRL $(La/Sm)_N$ é igual a 6 sendo menor que o fracionamento de ETRP $(Gd/Yb)_N = 6,5$, o que não se repete para os demais granitos, onde o fracionamento dos ETRL é maior que o dos ETRP, com valores aproximados de ETRL $(La/Sm)_N$ de 3 a 3,9 e ETRP $(Gd/Yb)_N$ com valores de 2,5 a 2,8.

Nos diagramas de ambientes tectônicos de Pearce et al. (1984) (Rb versus $Y+Nb$), as amostras são plotados no campo dos granitos intraplaca (Figuras 6.7A e 6.7B). As exceções são as amostras 2001/CL-13 e 2001/CL-12 dos granitos Ipueiras e Areias, respectivamente, que estão plotadas no campo dos granitos de arco vulcânico ou no limite dos granitos intraplaca.

As amostras destes granitos são plotadas nos diagramas de Whalen et al. (1987) (Ga/Al versus Zr e Nb), em que estão delimitados os campos dos granitos Tipo-A e dos granitos tipo M, S e I (Figuras 6.7 C e 6.7D) e os diagramas FeO^*/MgO versus $Zr+Nb+Ce+Y$, (Figura 6.7E) e K_2O+Na_2O/CaO versus $Zr+Nb+Ce+Y$ (Figura 6.7F), onde também são definidos os campos dos granitos M, S e I (OGT), dos granitos félsicos fracionados (FG) e dos granitos Tipo-A. Os granitos paleoproterozóicos estudados situam-se predominantemente no campo dos granitos Tipo-A, com exceção das amostras 2001/CL-12 e 2001/CL-08, respectivamente dos granitos Areias e Itália que nos diagramas das figuras 6.7 E e F são plotadas próximo ao limite do campo dos granitos Tipo-I fracionados com o campo dos granitos Tipo-A.

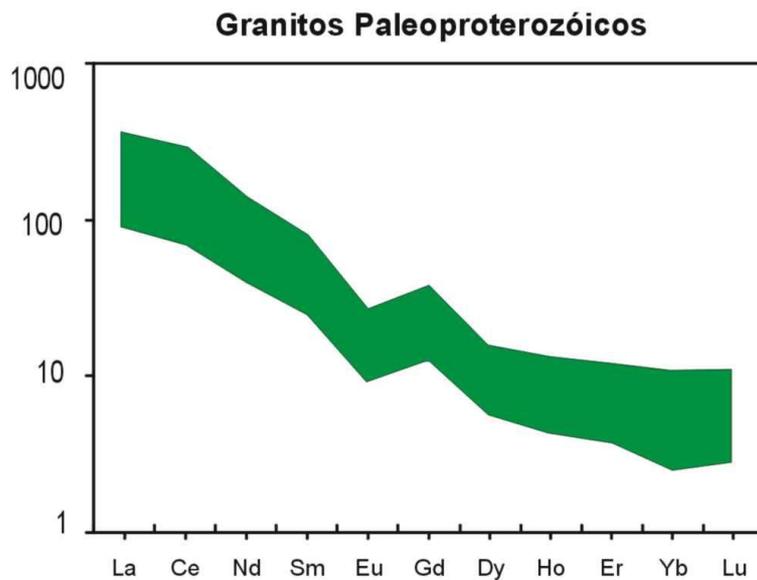
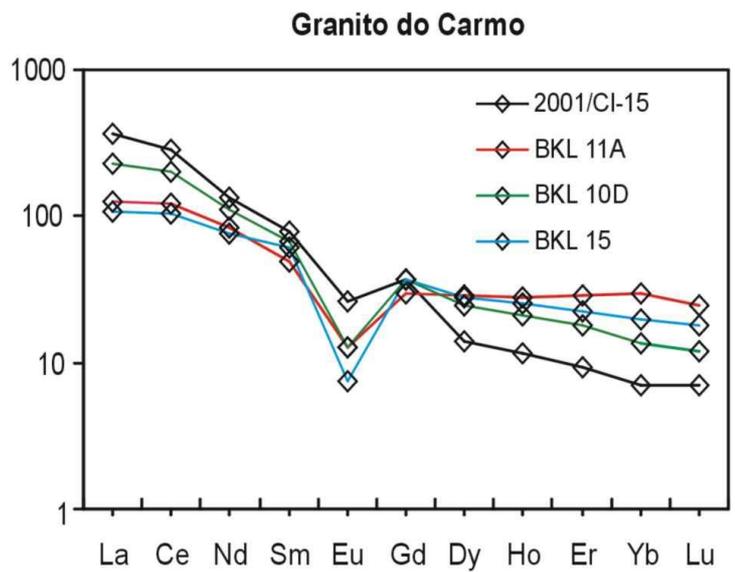
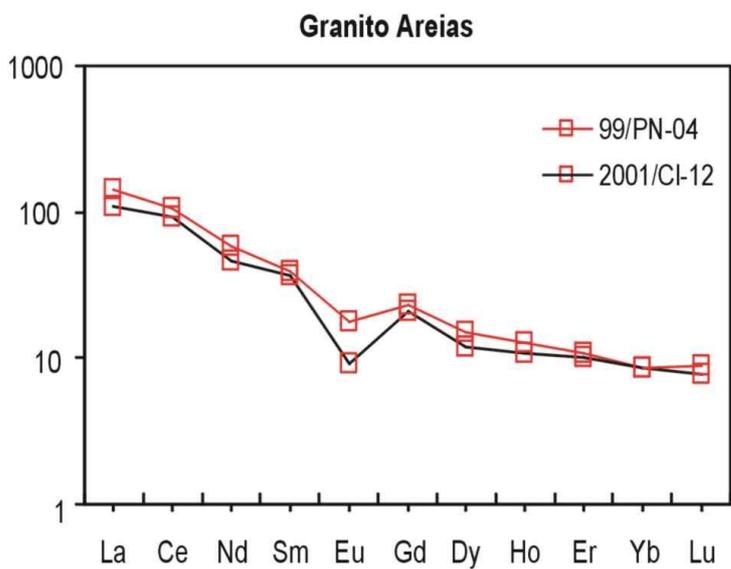
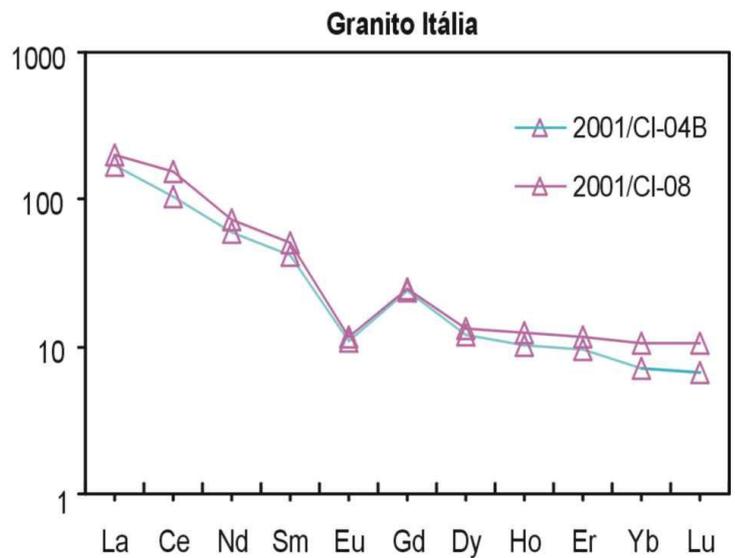
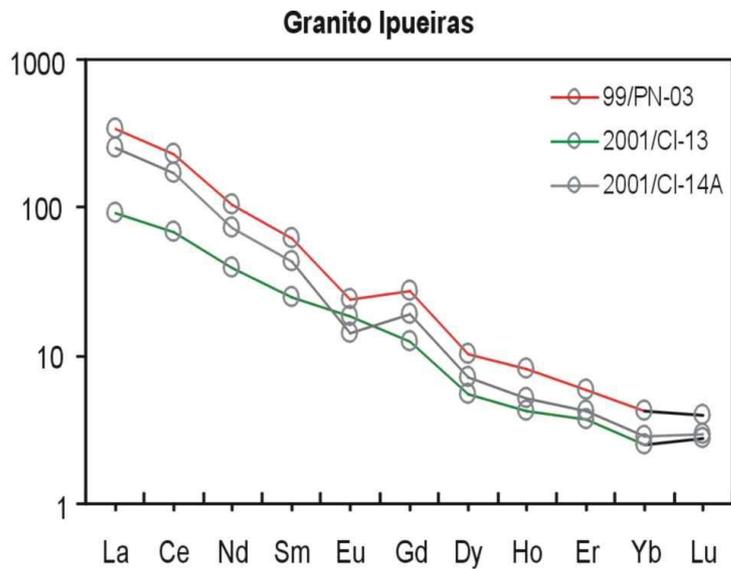


Figura 6.6- Padrões de distribuição de ETR normalizados pelos valores do condrito de Evensen et al. (1978) para as amostras dos granitos paleoproterozóicos e padrão geral dos ETR.

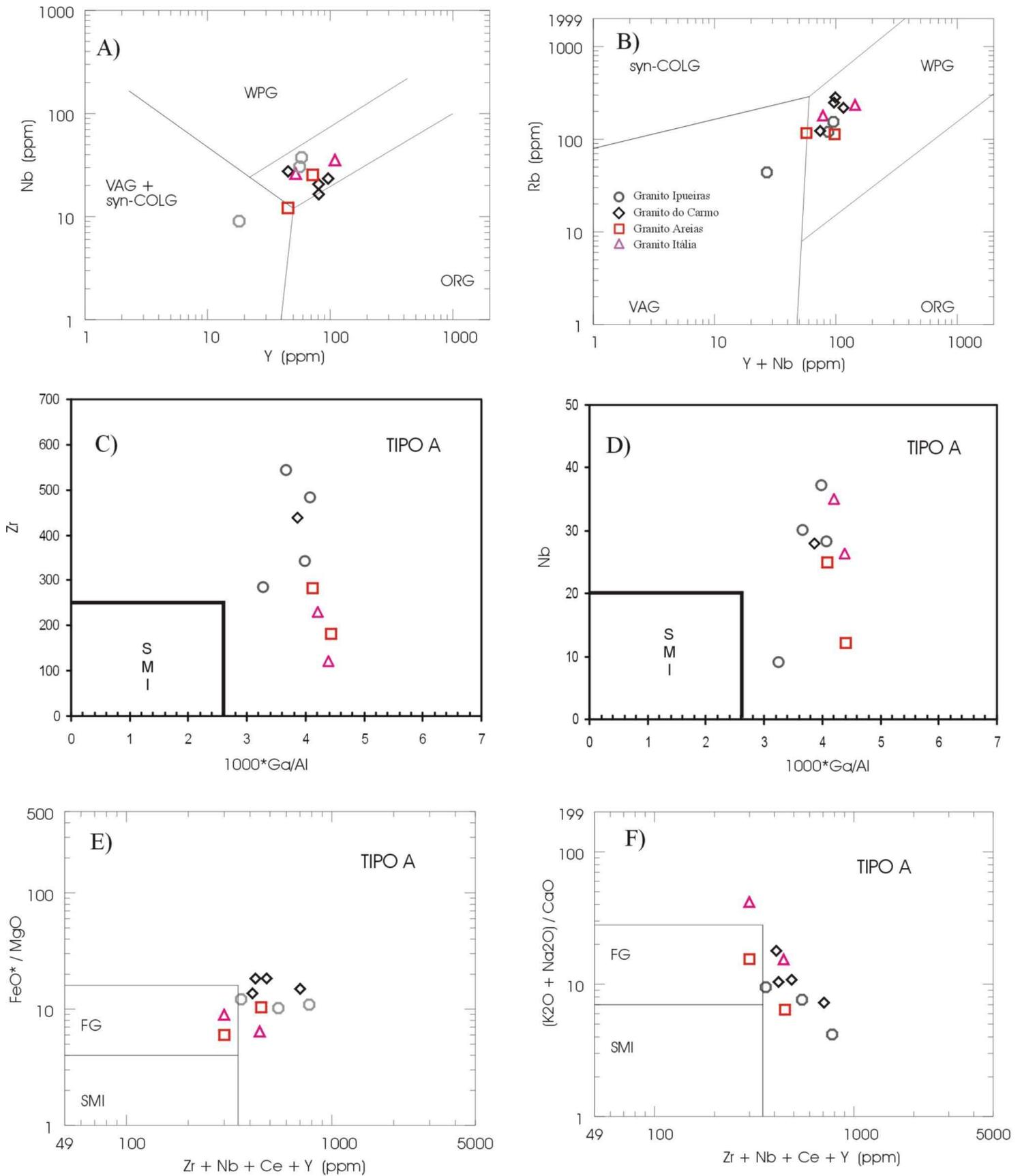


Figura 6.7- A) e B) Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos de Pearce *et al.* (1984) (WPG- granitóides intraplaca, VAG- granitóides de arco vulcânico, syn-COLG- granitóides sin-colisionais e ORG- granitóides de cadeias oceânicas); C) , D), E) e F) Diagramas de tipologia de granitos de Whalen *et al.*(1987) (FG- granitos félsicos fracionados, SMI- média dos granitos tipo M, I e S.

6.2- LITOQUÍMICA DOS GRANITOS NEOPROTEROZÓICOS

Os granitos de idade neoproterozóica são representados pelos plútons Lajeado, Matança, Aroeira e Palmas (Figura 5.1) totalizando 12 amostras analisadas, sendo que os resultados estão demonstrados na Tabela 6.3. Analisando os resultados apresentados na Tabela 6.3 e os diagramas de Harker para elementos maiores e traços (Figuras 6.8 e 6.9) observa-se que apresentam composição bastante semelhante, destacando-se o teor de SiO_2 com valores médios aproximados variando de 68% a 73%, alumina (14%) e álcalis (8%) e baixos teores de TiO_2 , MgO , MnO , CaO , P_2O_5 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{Total})}$ (4%) com razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} < 0,4$. Os valores de K_2O são pouco mais elevados que Na_2O (média geral $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,6$). Os granitos Lajeado e Matança apresentam os maiores teores de SiO_2 , com média de aproximadamente 73%. Vale ressaltar que a amostra 2001/CL-01 do Granito Aroeiras apresenta o menor teor de SiO_2 (62%) e os maiores teores de CaO , Al_2O_3 e FeO , em relação à média geral dos granitos.

No que diz respeito aos elementos traços, estes granitos apresentam valores médios elevados de Ba (768 a 2344 ppm), Rb (92 a 144 ppm), Sr (141 a 352 ppm) e Zr (249 a 679 ppm). Para os elementos Nb, Y e Ga, as médias dos granitos neoproterozóicos é de 21 ppm, 47 ppm e 28 ppm, respectivamente. Considerando os teores de Sr, os granitos Palmas e Aroeira apresentam médias superiores a 352 ppm e 225 ppm, respectivamente. Os granitos Palmas e Lajeado apresentam teores de Zr (679 ppm a 356 ppm), Th (22 ppm a 11 ppm) e Hf (16 ppm a 13 ppm) superiores aos teores dos demais granitos.

Analisando o comportamento dos granitos neoproterozóicos em diagramas de classificação geoquímica constata-se que no diagrama de Irvine & Baragar (1971), (Figura 6.10A), os granitos situam-se no campo das rochas subalcalinas, mostrando uma dispersão maior em termos de teores de sílica do que os granitos paleoproterozóicos, e no diagrama de Maniar & Picoli (1989), (Figura 6.10B), as amostras dos granitos concentram-se no campo das rochas peraluminosas, em que a razão geral do índice A/CNK é > 1 (Tabela 6.3). A exceção são duas amostras do Granito Palmas e uma do Granito Lajeado que estão concentradas no campo das

rochas metaluminosas próximo ao limite dos campos das rochas metaluminosas e peraluminosas, onde os valores do índice A/CNK são menores que 1 (Tabela 6.3). Isto sugere também um caráter levemente metaluminoso para os granitos.

No diagrama de classificação de Middlemost (1985), (Figura 6.10C), a maioria das amostras plotam no campo dos granitos, sendo que duas amostras do Granito Lajeado situam-se no limite do campo dos granitos com o campo dos álcali-feldspato granito e granodiorito (99/CL-08 e 99/CL-04), e devido ao baixo teor de sílica, uma amostra do Granito Palmas está plotada no campo do quartzo monzonito (PAL 4A) e uma amostra do Granito Aroeira (2001/CL-01) no campo do quartzo monzodiorito.

No diagrama de classificação R1-R2 de La Roche et al. (1980), os granitos são distribuídos principalmente no campo dos monzogranitos e sienogranitos, ou no limite destes com os campos dos granodioritos e álcali-feldspato granito. No entanto uma amostra do Granito Palmas plota no campo dos quartzo monzonito e uma amostra do Granito Aroeiras plota no campo dos tonalitos (Figura 6.10D). A amostra 2001/CL-01 provavelmente não representa a composição do Granito Aroeira por apresentar grande dispersão geoquímica e petrográfica (Figura 5.2), sendo aqui interpretada como material contaminado por enclaves assimilados durante a evolução deste granito, acentuando os teores de máficos e plagioclásio.

Tabela 6.3. Composição química dos granitos neoproterozóicos da região de Palmas -Porto Nacional (elementos maiores em % peso; traços em ppm).

	GRANITO LAJEADO					GRANITO MATANÇA			GRANITO AROEIRA			GRANITO PALMAS					Média Geral
	99/CL-03 A	99/CL-03 B	2001/CL-04	2001/CL-08	Média	MAT 01	MAT 02	Média	2001/CL-01	2001/CL-02	Média	PAL-1	PAL-2	PAL-4 A	PAL-6 A	Média	
SiO ₂	76,0	65,9	75,3	73,6	72,4	75,9	71,4	73,3	61,9	75,30	68,6	69,5	69,0	62,6	70,3	67,9	
TiO ₂	0,16	0,74	0,16	0,22	0,38	0,18	0,39	0,29	0,65	0,10	0,38	0,35	0,38	1,00	0,52	0,56	
Al ₂ O ₃	12,2	15,1	12,6	13,7	13,4	11,9	14,00	13	17,5	13,00	15,3	14,1	14,1	16,1	14,1	14,6	
Fe ₂ O ₃	0,53	0,98	0,58	1,14	0,8	0,72	0,33	0,52	1,79	0,82	1,30	1,18	0,46	0,43	0,56	0,64	
FeO	1,32	5,24	1,37	2,84	2,69	1,24	2,94	2,09	5,86	0,70	3,28	3,08	4,00	5,37	2,83	3,82	
MnO	0,03	0,12	0,04	0,08	0,07	0,03	0,06	0,05	0,19	0,04	0,12	0,09	0,09	0,12	0,07	0,09	
MgO	0,28	0,8	0,24	0,42	0,44	0,22	0,62	0,42	1,00	0,22	0,61	0,28	0,21	1,3	0,71	0,63	
CaO	1,2	2,7	0,58	2,2	1,67	1,1	2,00	1,55	3,60	0,66	2,11	1,9	2,1	3,2	1,8	2,25	
Na ₂ O	2,20	3,1	3,00	3,20	2,63	2,00	2,30	2,15	4,70	3,40	4,05	2,90	3,3	3,4	2,9	3,13	
K ₂ O	5,00	4,9	5,20	4,30	4,85	5,40	4,70	5,05	2,00	4,50	3,25	5,4	5,4	5,1	5,2	4,76	
P ₂ O ₅	0,05	0,27	0,013	0,14	0,12	0,013	0,12	0,07	0,22	<0,010	0,12	0,0078	0,08	0,33	0,14	0,16	
PF	0,31	0	0,27	0,08	0,17	0,4	0,22	0,31	0,53	0,30	0,42	0,13	0	0,18	0,33	0,16	
Total	99,28	99,83	99,34	99,73	99,55	99,10	99,07	99,1	99,92	99,01	99,54	98,98	99,10	99,11	99,45	99,16	
Ba	699	1594	176	1389	964	603	934	768	1349	426	887	2304	2408	3044	1622	2344	
Rb	92	86	152	64	98	137	152	144	87	98	92	111	101	85	153	112	
Sr	152	192	55	216	154	116	166	141	360	90	225	279	258	561	312	352	
Zr	162	603	274	385	356	255	243	249	333	173	253	797	705	797	418	679	
Nb	<5	15	6	13	9,5	7	8	7,5	28	12	20	43	34	56	31	41	
Y	13	44	38	30	31	32	53	42	48	32	40	59	50	106	56	68	
Ga	23	25	25	26	25	23	30	26	39	32	35	30	30	28	29	30	
Th	6	8	18	<5	11	11	<21	16	<5	<5	-	24	28	11	24	22	
Hf	<10	17	<10	10	13	<10	<10	-	10	<10	10	16	17	20	12	16	
U	<10	<10	<10	<10	-	<10	<10	-	<10	<10	-	<10	<10	<10	<10	-	
La	38,060	61,900		54,690	51,55	81,37	86,32	83,85	57,10		57,10	163,60		147,40	173,90	161,63	
Ce	58,120	123,200		113,600	98,31	147,90	185,20	166,55	99,28		99,28	310,30		303,50	314,70	309,50	
Nd	16,40	53,930		49,190	39,84	48,81	72,74	60,78	34,66		34,66	109,00		124,20	98,77	110,66	
Sm	2,582	10,810		10,230	7,87	8,64	15,68	16,16	7,26		7,26	19,08		24,88	18,08	20,68	
Eu	0,555	1,568		2,262	1,46	0,50	1,22	0,86	1,51		1,51	3,36		3,23	2,27	2,98	
Gd	1,124	6,665		6,478	4,76	4,33	10,07	7,20	4,99		4,99	11,68		16,71	11,17	13,19	
Dy	0,425	3,582		3,474	2,49	1,55	5,87	3,71	3,01		3,01	5,16		9,27	5,80	6,75	
Ho	0,078	0,585		0,583	0,42	0,19	0,97	0,58	0,53		0,53	0,92		1,72	1,09	1,24	
Er	0,181	1,230		1,380	0,93	0,46	2,12	1,29	1,39		1,38	1,94		3,88	2,42	2,75	
Yb	0,128	0,778		0,958	0,62	0,24	1,19	0,72	0,96		0,97	1,29		2,39	1,62	1,77	
Lu	0,017	0,103		0,130	0,88	0,03	0,16	0,09	0,13		0,13	0,19		0,31	0,24	0,25	
ΣETR	117,67	264,35		242,98	208,33	294,02	381,53	337,77	210,80		210,80	626,53		637,56	630,06	631,38	
Fe ₂ O ₃ (T)	2	6,8	2,1	4,3	4,85	2,1	3,6	2,85	4,21	4,65	4,43	4,6	4,9	6,4	3,7	4,9	
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,40	0,18	0,42	0,40	0,35	0,58	0,11	0,35	0,30	1,17	0,74	0,38	0,11	0,08	0,19	0,19	
A/CNK	1,09	0,99	1,08	1,12	1,02	1,07	1,17	1,12	1,06	1,12	1,09	1,00	0,93	0,95	1,03	0,98	
K ₂ O+Na ₂ O	7,2	8,00	8,2	6,5	7,47	8,7	7,0	7,85	6,7	7,9	7,3	8,3	8,7	8,5	8,1	8,4	
K ₂ O/Na ₂ O	2,27	1,58	1,73	1,95	1,89	1,56	2,04	1,80	0,43	1,32	0,87	1,86	1,64	1,50	1,79	1,70	
Fe/Mg	0,88	0,89	0,90	0,91	0,90	0,91	0,85	0,88	0,89	0,88	0,89	0,94	0,96	0,83	0,84	0,89	
Ga/Al	3,56	3,13	3,75	3,59	3,51	3,29	4,05	3,67	4,21	4,65	4,43	4,02	4,02	3,29	3,89	3,80	
Rb/Sr	0,61	0,45	2,76	0,30	1,03	1,18	0,92	1,05	0,24	1,09	0,67	0,40	0,39	0,15	0,49	0,36	
Ba/Sr	4,60	8,30	3,20	6,43	5,63	5,20	5,63	5,41	3,75	4,73	4,24	8,26	9,33	5,43	5,20	7,05	
(La/Lu)N	232,395	62,382		43,669	112,82	301,656	57,437	179,55	46,670		46,670	89,379		48,727	76,165	71,42	
(La/Sm)N	9,281	3,605		3,366	5,42	5,932	3,466	4,70	4,955		4,955	5,398		3,730	6,056	5,06	
(Gd/Yb)N	7,096	6,923		5,464	6,49	14,347	6,838	10,59	4,217		4,217	7,294		5,647	5,589	6,18	
Eu/Eu*	0,996	0,5647		0,849	0,80	0,25	0,296	0,27	0,764		0,764	0,688		0,494	0,487	0,56	

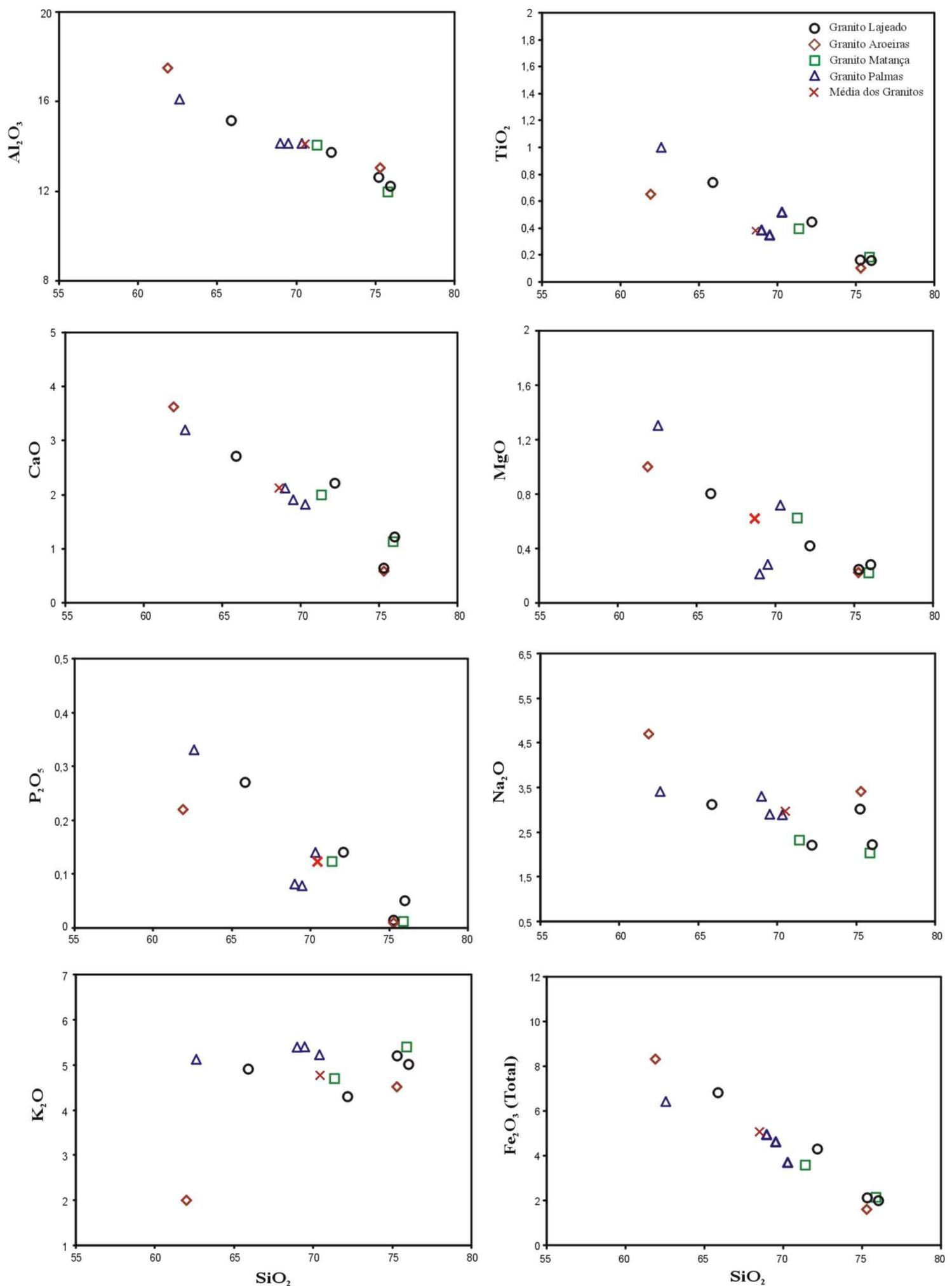


Figura 6.8- Diagramas de variação (Harker) dos elementos maiores e menores *versus* sílica (% em peso) para os granitos neoproterozóicos.

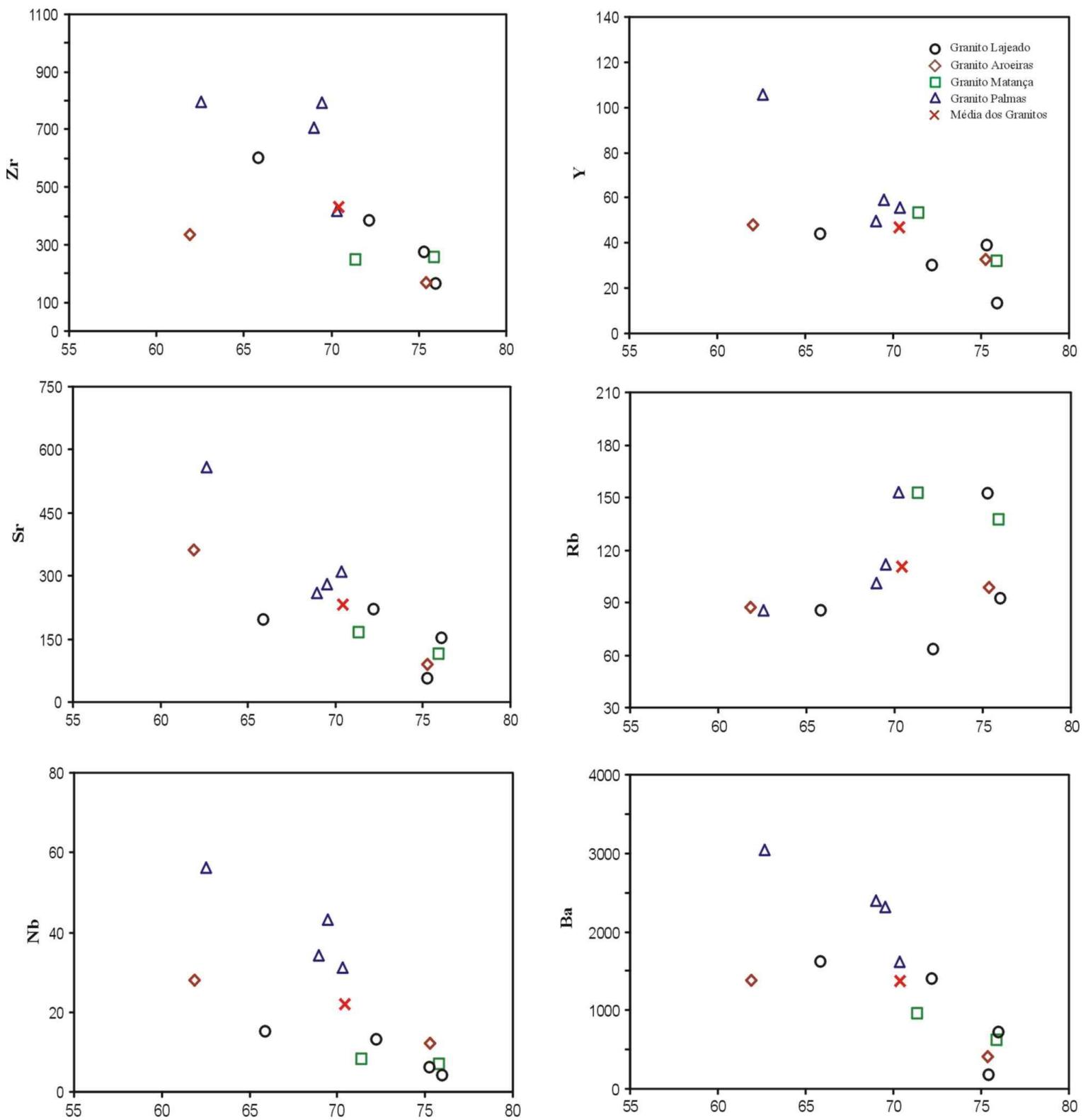


Figura 6.9- Diagramas de variação dos elementos traços (em ppm) *versus* sílica (% em peso) para os granitos neoproterozóicos.

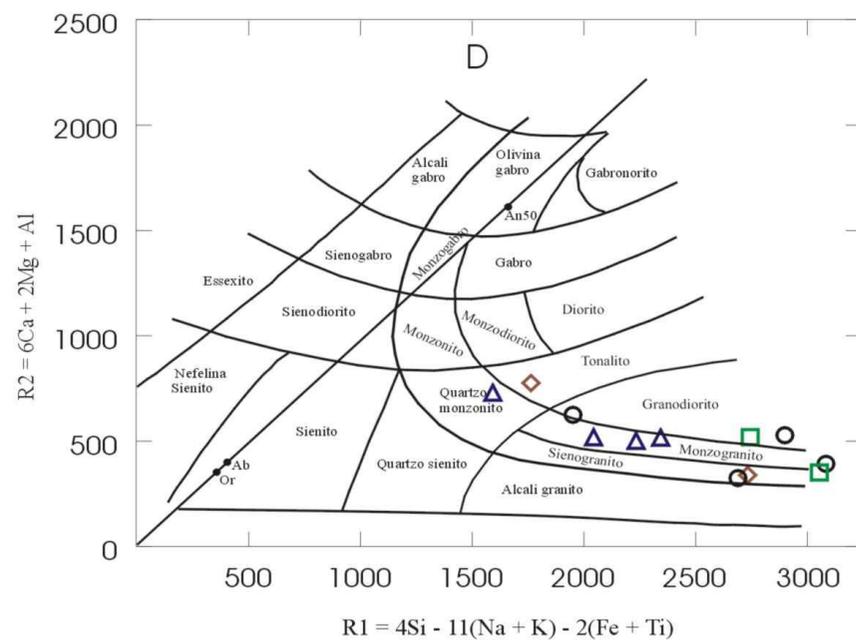
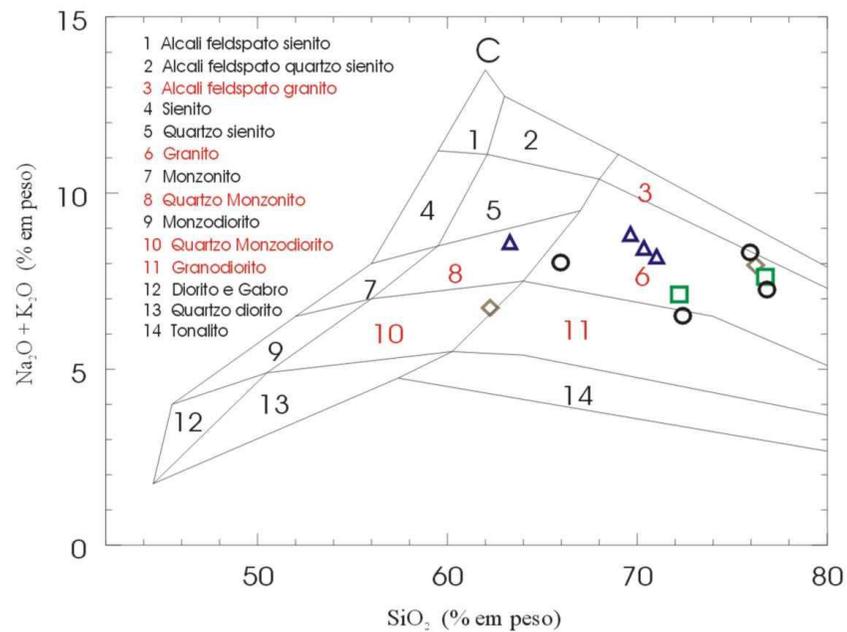
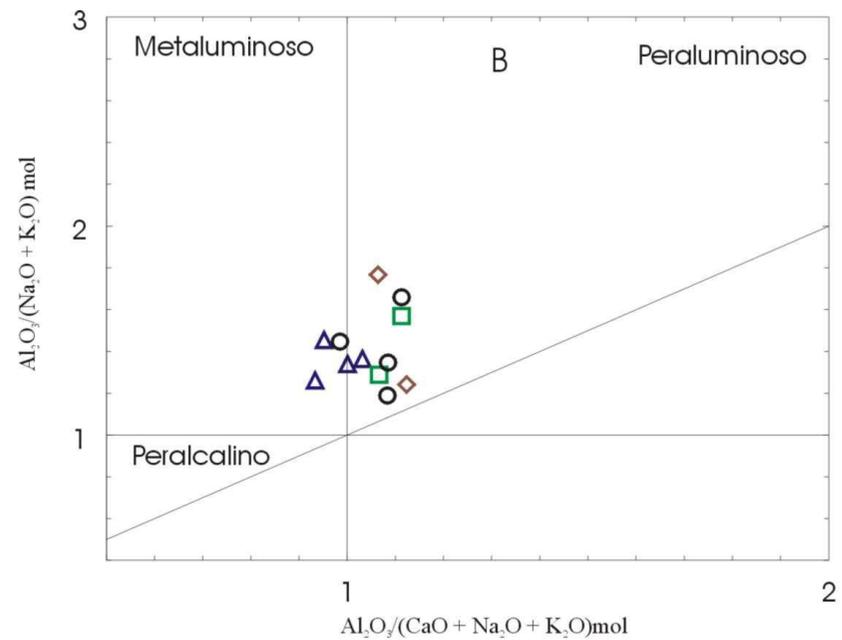
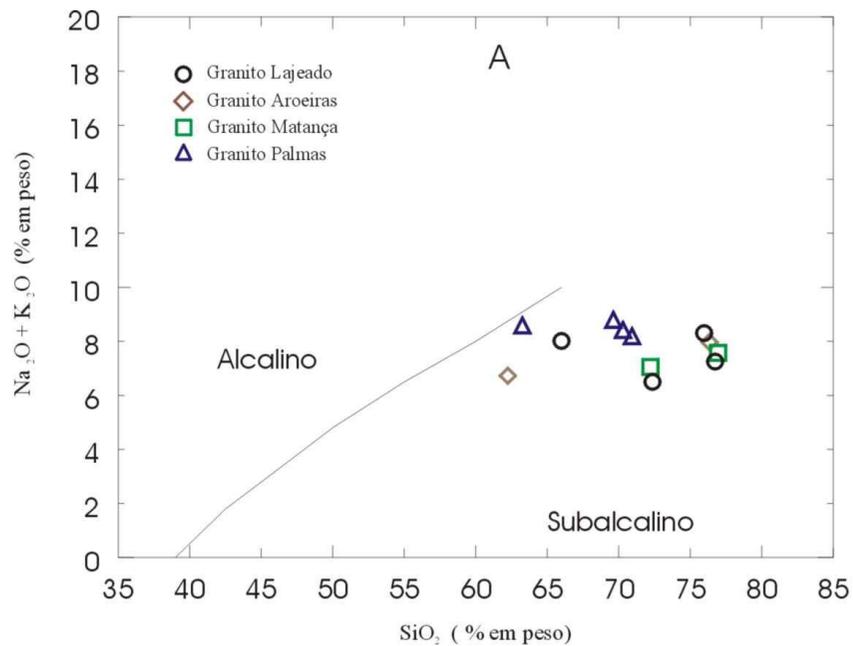


Figura 6.10- Diagramas de classificação geoquímica com as amostras plotadas dos granitos neoproterozóicos estudados: A) Diagrama de Irvine & Baragar (1971); B) Diagrama de Maniar & Piccoli (1989); C) Diagrama de Middlemost (1985) e D) Diagrama R1-R2 de La Roche *et al.* (1980).

Tabela 6.4. Composição Normativa (CIPW) para os granitos neoproterozóicos da região de Porto Nacional.

	GRANITO LAJEADO					GRANITO MATANÇA			GRANITO AROEIRAS			GRANITO PALMAS					Média Geral
	99/CI-03A	99/CI-03B	99/CI-04	99/CI-08	Média	MAT 1	MAT 2	Média	2001/CI-01	2001/CI-02	Média	PAL-1	PAL-2	PAL-4A	PAL-6A	Média	
Qz	40,29	19,11	35,46	36,12	32,75	40,18	32,91	36,55	14,21	36,35	25,28	25,43	21,86	11,54	26,93	21,44	28,36
Or	29,59	28,99	30,79	25,44	28,70	31,97	27,84	29,91	11,85	26,63	19,24	31,96	31,96	30,18	30,79	31,22	28,16
Ab	18,61	26,23	25,38	18,61	22,21	16,92	19,46	18,19	39,77	28,77	34,27	24,54	27,92	28,77	24,54	26,44	24,96
An	5,87	12,12	2,86	10,45	7,83	5,58	9,45	7,52	16,92	3,16	10,04	9,64	7,83	13,80	8,56	9,96	8,85
Cn	1,03	0,29	0,99	1,63	0,99	0,73	1,68	1,12	1,44	1,39	1,42	0,01	0	0	0,6	0,15	0,98
Di	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2,48	0,8	0	0,82	1,64
Hy	2,47	9,82	2,45	4,75	4,87	1,99	6,15	4,07	11,07	1,06	6,07	4,98	5,76	10,93	5,78	6,86	5,60
Mt	0,77	1,39	0,83	1,64	1,16	1,04	0,46	0,75	2,57	1,19	1,88	1,7	0,64	0,59	0,8	0,93	1,14
Il	0,3	1,41	0,3	0,84	0,71	0,34	0,74	0,54	1,23	0,19	0,71	0,66	0,72	1,9	0,99	1,07	0,80
Ap	0,12	0,66	0,03	0,34	0,29	0,03	0,29	0,16	0,53	0,02	0,28	0,19	0,2	0,81	0,34	0,39	0,30
Zr	0,03	0,12	0,06	0,08	0,07	0,05	0,05	0,05	0,07	0,03	0,05	0,16	0,14	0,16	0,08	0,14	0,09
TOTAL	99,1	100,14	99,15	99,9	99,57	98,83	99,03	98,93	99,65	98,80	99,23	99,26	99,51	99,47	99,42	99,42	100,8
Qz	45,53	25,71	38,70	45,05	38,75	45,11	41,03	43,07	21,59	39,62	30,60	31,04	26,74	16,37	32,74	26,72	34,13
Or	33,44	39,00	33,60	31,73	34,44	35,89	34,71	35,30	18,00	29,02	23,51	39,01	39,10	42,81	37,43	39,59	34,50
Ab	21,03	35,29	27,70	23,21	26,81	19,00	24,26	21,63	60,41	31,36	45,89	29,95	34,16	40,81	29,83	33,59	31,42
Or	54,73	43,05	52,16	46,68	49,15	58,69	49,06	53,88	17,29	45,47	31,38	48,32	47,20	41,48	48,19	46,30	46,06
Ab	34,42	38,95	43,00	34,15	37,63	31,06	34,29	32,68	58,02	49,13	53,58	37,10	41,23	39,55	38,41	39,07	39,94
An	10,86	18,00	4,84	19,17	13,22	10,24	16,65	13,45	24,69	5,40	15,04	14,58	11,56	18,97	13,40	14,63	14,00
An+Ab	23,98	31,60	10,13	35,96	25,42	24,80	32,69	28,74	29,85	9,90	19,87	28,20	21,90	32,42	25,86	27,10	25,60

An+Ab composição normativa do plagioclásio equivalente a $[An/(An+Ab)]*100$

O cálculo das composições normativas CIPW destes granitos foi realizado com auxílio do programa NEWPET em base anidra e os resultados estão na Tabela 6.4.

Com relação à composição normativa, os granitos apresentam quantidades de quartzo com valores médios que variam de 21% a 33%, albita 18% a 34% e ortoclásio de 19% a 31%. Quando são plotados no diagrama normativo An-Ab-Or de classificação de rochas de O'Connor (1965), as amostras concentram-se no campo dos granitos e quartzo monzonitos (adamelitos), sendo a única exceção uma amostra do Granito Aroeira (2001/CL-01) que está situada no campo dos tonalitos (Figura 6.11).

No caso específico da amostra 2001/CL-01, os diagramas classificatórios apresentados anteriormente (Figuras 6.10C e D) e o de classificação normativa (Figura 6.11) são concordantes com os resultados de classificação petrográfica apresentada para esta amostra (Figura 5.2).

Quase todos os granitos neoproterozóicos apresentam coríndon normativo com valores médios que oscilam entre 0,15% a 1,4%. No caso específico do Granito Aroeira os valores de coríndon normativo são superiores a 1%, enquanto que o Granito Palmas não apresenta coríndon normativo, ou tem quantidades insignificantes, sendo que duas amostras deste granito ainda apresentam diopsídio normativo. A presença de coríndon normativo na maioria das amostras, associado a valores de A/CNK maiores que 1 (Tabela 6.3) comprova o caráter peraluminoso desses granitos, com exceção do Granito Palmas, que apresenta coríndon normativo, diopsídio normativo e A/CNK menores que 1, evidenciando o caráter metaluminoso deste granito.

No diagrama de multielementos (aranhograma) da Figura 6.12, os granitos neoproterozóicos apresentam muitas semelhanças nas assinaturas geoquímicas, com enriquecimento em Ce, Y e Ba e empobrecimento em Nb, P₂O₅, Sr, TiO₂ e Yb em relação a N-MORB.

Os resultados referentes aos elementos terras raras (ETR) para os granitos neoproterozóicos estão na Tabela 6.3. Os diagramas de ETR e o padrão geral dos granitos neoproterozóicos estão demonstrados na Figura 6.13. A normalização foi feita utilizando os valores dos condritos de Evensen et al. (1978).

Em termos de ETR, no geral, estes granitos são enriquecidos em ETRL, no entanto são mais fracionados em ETRP. O granito mais rico em ETR é o Palmas ($\Sigma\text{ETR} = 631$ ppm), enquanto que o mais pobre é o Granito Lajeado ($\Sigma\text{ETR} = 208$ ppm), sendo que os granitos que apresentam maior grau de fracionamento são os granitos Lajeado e Matança com razão La/Lu_N iguais a 113 e 180, respectivamente.

A anomalia de európio (Eu/Eu^*) apresenta, na média geral, valores negativos na ordem de 0,60. A exceção para os padrões de ETR é a amostra 99/CL-03A do Granito Lajeado que apresenta baixos valores do ΣETR (117,7 ppm) comparados com as outras amostras e pequena anomalia negativa de európio ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,99$).

O Granito Lajeado apresenta no geral fracionamento de ETRL ($\text{La}/\text{Sm}_N = 5,4$), que são menores que ETRP ($\text{Gd}/\text{Yb}_N = 6,50$) e anomalia negativa de európio (Eu/Eu^*) na ordem de 0,80. A exceção está na amostra 99/CL-03A que além das características já citadas acima, apresenta fracionamento de ETRL ($\text{La}/\text{Sm}_N = 9,3$) maior que ETRP ($\text{Gd}/\text{Yb}_N = 7,1$).

O Granito Matança apresenta fracionamento de ETRL ($\text{La}/\text{Sm}_N = 4,7$) que é menor que ETRP ($\text{Gd}/\text{Yb}_N = 10,6$) e considerável anomalia negativa de európio (Eu/Eu^*) na ordem de 0,27. A amostra MAT-01 é a que apresenta fracionamento em ETRP maior das amostras dos granitos neoproterozóicos com ($\text{Gd}/\text{Yb}_N = 14$) diferente do padrão geral.

Na única amostra analisada para ETR do Granito Aroeira, o fracionamento de ETRL ($\text{La}/\text{Sm}_N = 5$) é um pouco maior que os ETRP ($\text{Gd}/\text{Yb}_N = 4$), com anomalia negativa de európio (Eu/Eu^*) igual a 0,76.

No Granito Palmas o fracionamento dos ETRL ($\text{La}/\text{Sm}_N = 5$) é menor que ETRP ($\text{Gd}/\text{Yb}_N = 6$) e anomalia negativa de európio ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,56$). Para a amostra PAL-6A o fracionamento dos ETRL ($\text{La}/\text{Sm}_N = 6$) é um pouco maior dos ETRP ($\text{Gd}/\text{Yb}_N = 5,6$) e anomalia negativa de európio ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,49$).

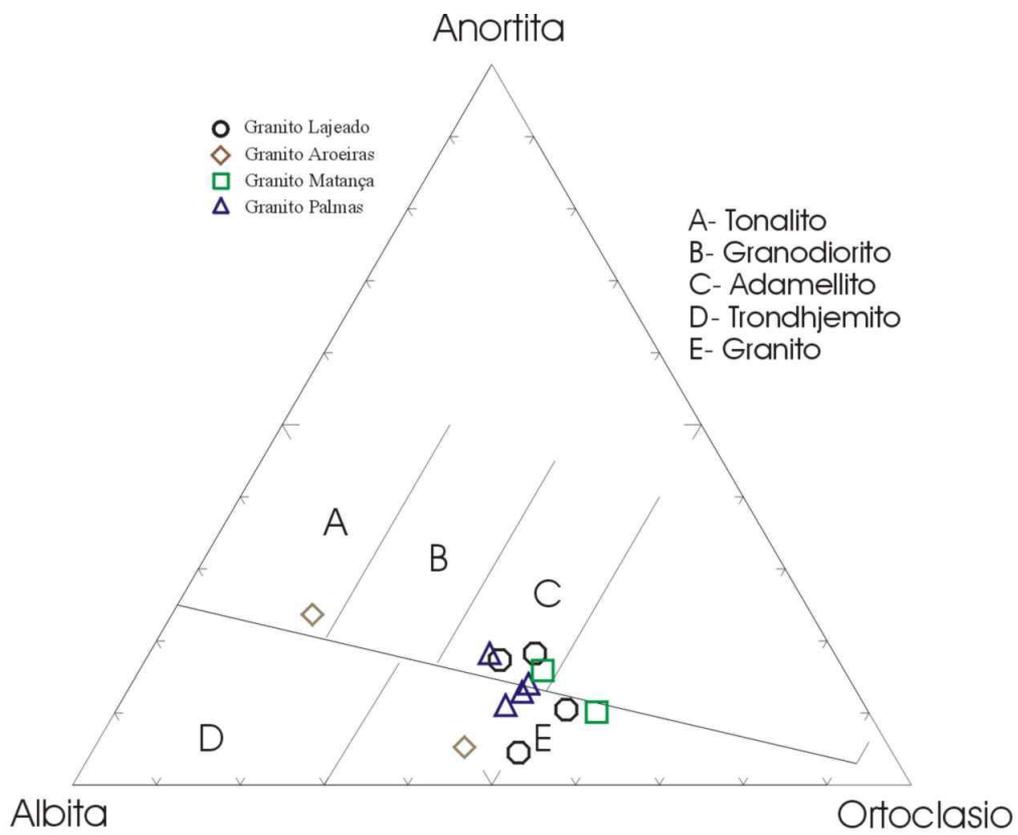


Figura 6.11- Diagrama Ab-Or-An de classificação de rochas graníticas de O'Connor (1965).

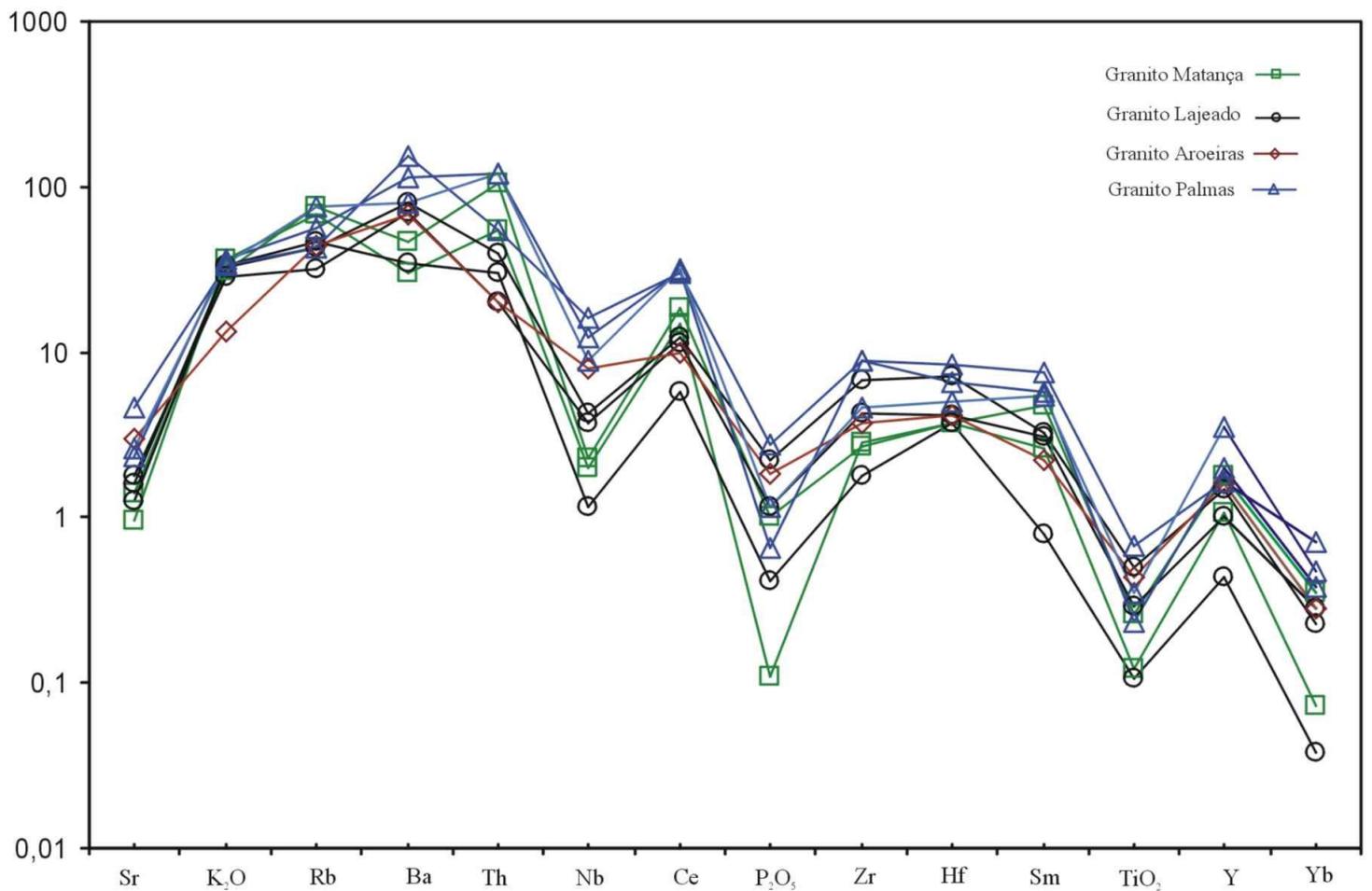


Figura 6.12- Diagrama de multielementos (aranhograma) mostrando a assinatura geoquímica dos granitos neoproterozóicos estudados. Elementos normalizados para N-MORB de Pearce (1983).

No diagrama de ambiente tectônico de Pearce et al. (1984) as amostras são distribuídas no campo dos granitos intraplaca e de arco vulcânicos e sin colisionais (Figura 6.14A) e no campo das rochas pós-colisionais (Figura 6.14B). Vale destacar nestes diagramas as amostras do Granito Palmas que ficam plotadas exclusivamente no campo dos granitos de ambiente intraplaca.

Nos diagramas de tipologia de granitos de Whalen et al. (1987), Ga/Al versus Zr e Nb , (Figuras 6.14 C e 6.14 D) e FeO^*/MgO versus $Zr+Nb+Ce+Y$ (Figura 6.14E) e K_2O+Na_2O/CaO versus $Zr+Nb+Ce+Y$ (Figura 6.14F), os corpos graníticos são plotados no campo dos granitos Tipo-A, com exceção da amostra 99/CL-03A do Granito Lajeado que está plotada no campo dos granitos Tipo-I fracionados, nos diagramas das figuras 6.14E e F.

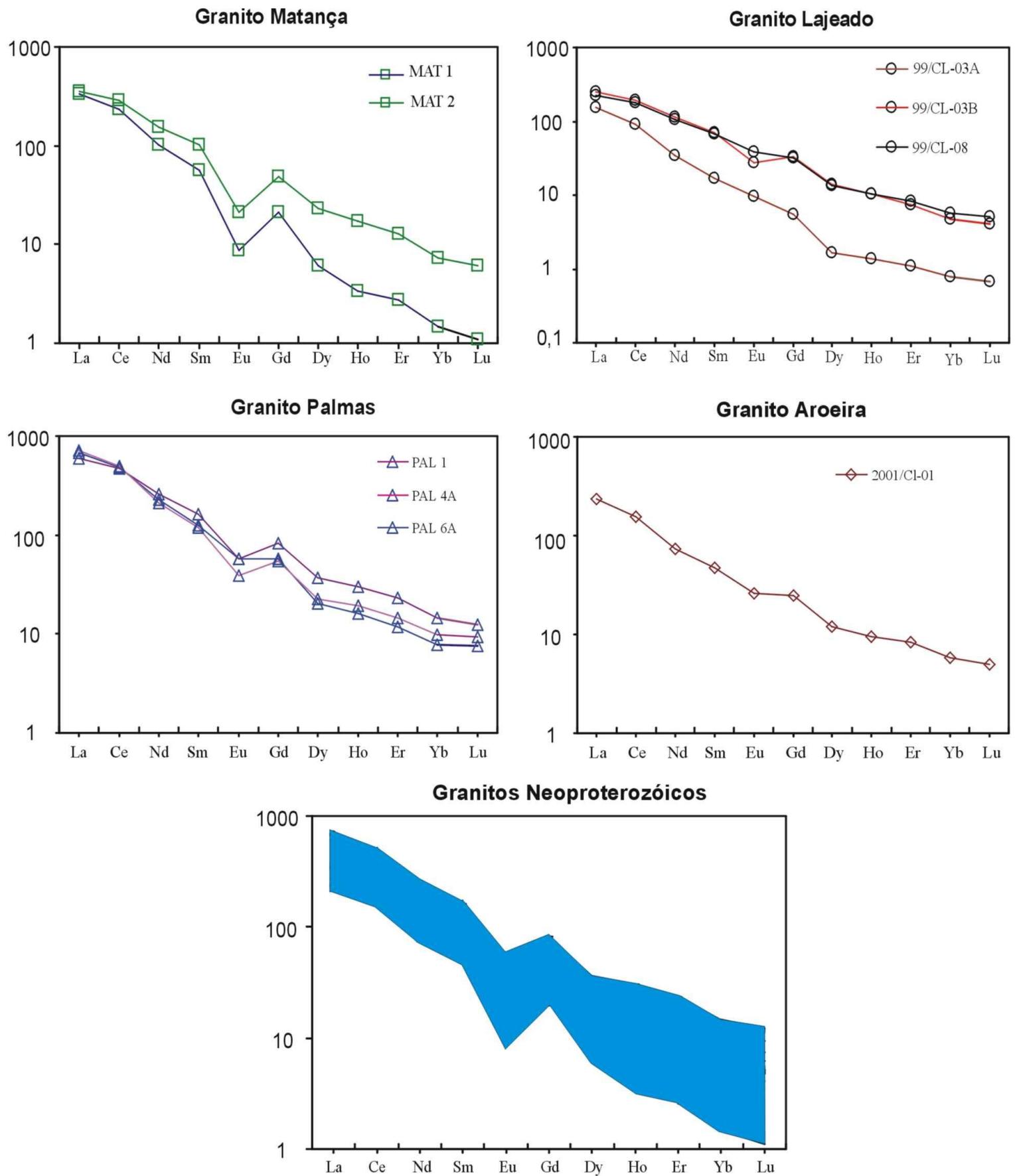


Figura 6.13- Padrões de distribuição de ETR e padrão geral dos ETR normalizados pelos valores do condrito de Evensen et al. (1978) para os granitos neoproterozóicos.

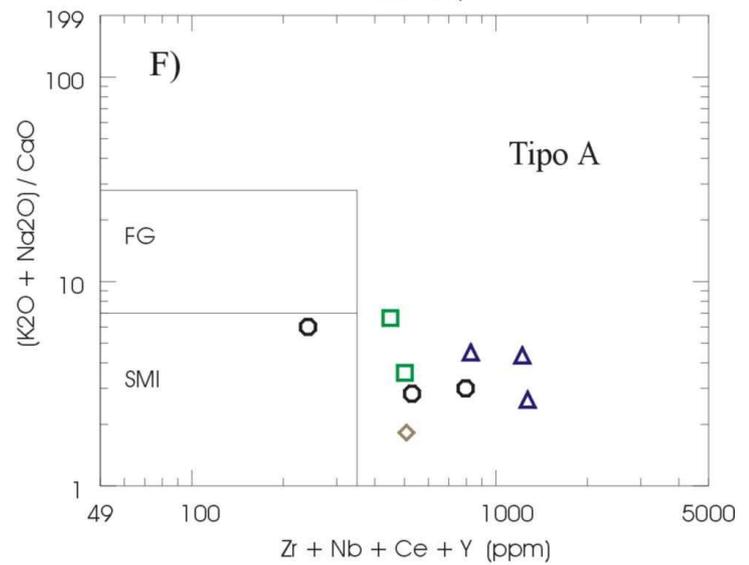
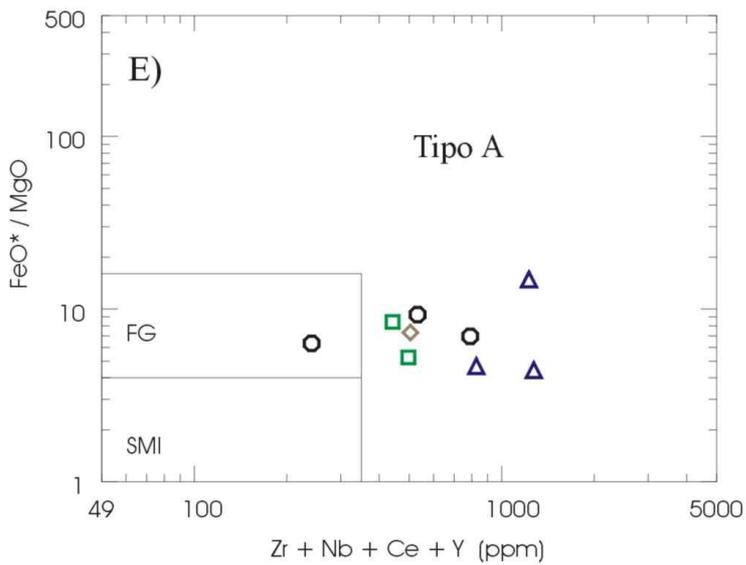
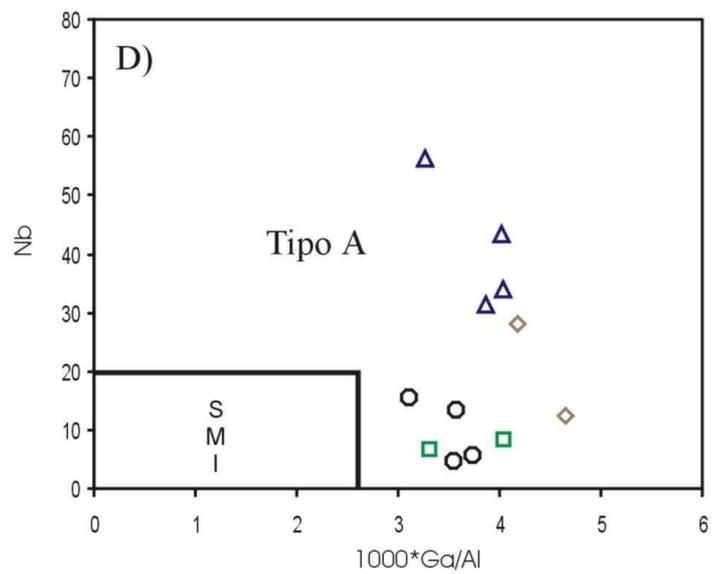
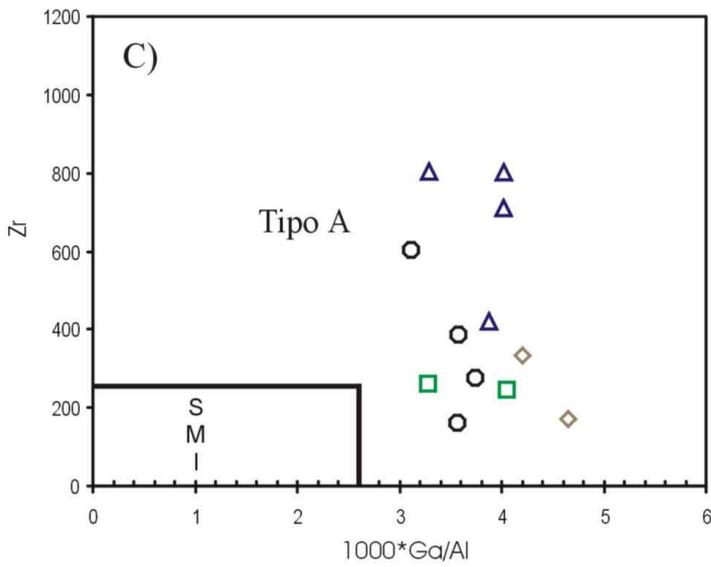
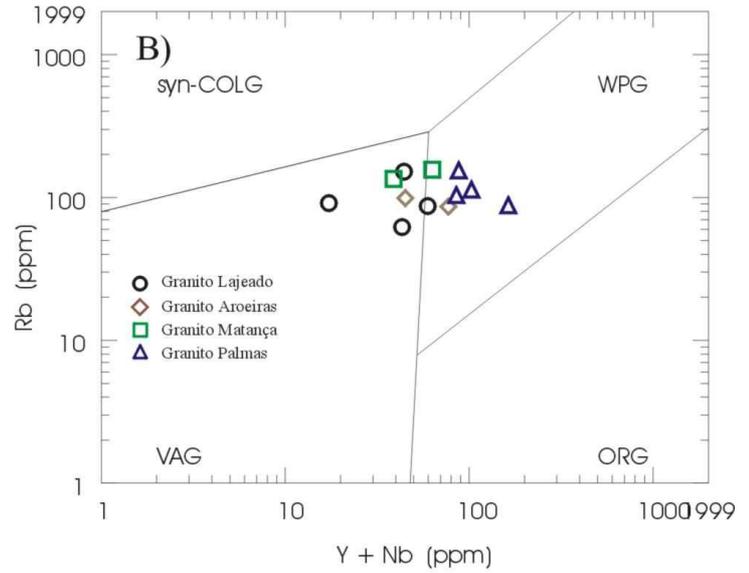
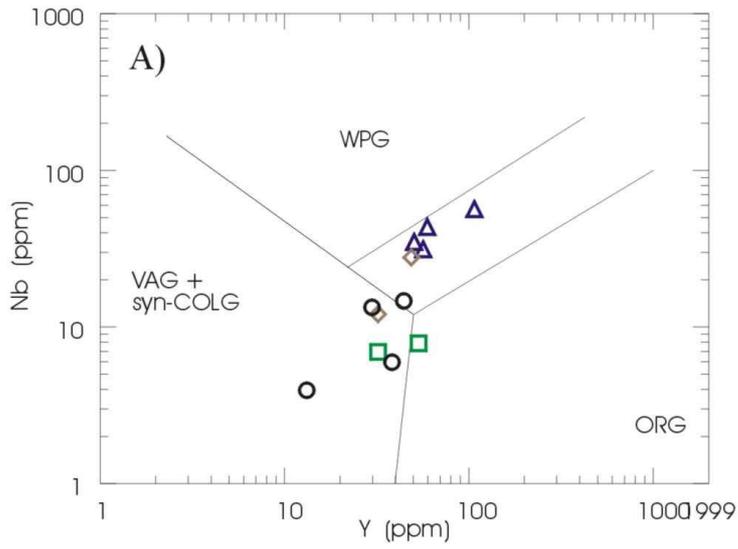


Figura 6.14- A) e B) Diagramas de ambientes tectônicos de Pearce *et al.* (1984) (WPG- granitóides intraplaca, VAG- granitóides de arco vulcânico, syn-COLG- granitóides sin-colisionais e ORG- granitóides de cadeias oceânicas; C), D), E) e F) Diagramas de tipologia de granitos de Whalen *et al.* (1987) (FG- granitos félsicos fracionados, SMI- média dos granitos tipo M, I e S).

6.3- DISCUSSÃO DOS RESULTADOS E COMPARAÇÃO ENTRE OS GRANITOS PALEOPROTEROZÓICOS E NEOPROTEROZÓICOS

As amostras dos dois grupos de granitos geocronologicamente distintos, de idades paleoproterozóica (2,08 Ga) e neoproterozóica (0,55 Ga) (vide Capítulo 6) foram tratadas neste capítulo nas mesmas condições, utilizando-se os mesmos diagramas, e foram integrados para facilitar as comparações.

Comparando os granitos em termos de elementos maiores e traços, verifica-se que os granitos paleoproterozóicos são semelhantes em relação aos granitos neoproterozóicos, no entanto algumas diferenças podem ser observadas, onde os paleoproterozóicos no geral são mais ricos em SiO_2 , Na_2O , Nb, Y e Rb e mais pobres nos demais óxidos e elementos traços, se comparados com os granitos neoproterozóicos. Observa-se nos diagramas de Harker maior dispersão dos granitos neoproterozóicos em relação aos paleoproterozóico (Figura 6.15 A, B, C e D).

Essas diferenças em termos de elementos maiores e também de composição mineralógica são refletidas nos diagramas de classificação e de composição normativa, em que verifica-se maior homogeneidade nas amostras dos granitos paleoproterozóicos, que geralmente são plotadas em um único campo, representado pelas rochas graníticas nos diferentes diagramas (Middlemost, 1985; La Roche et al. 1980; O'Connor, 1965), enquanto que nas amostras dos granitos neoproterozóicos há maior heterogeneidade, embora a maioria das amostras estejam plotadas no campo dos granitos e suas variedades (sienogranitos e monzogranitos).

Os corpos graníticos dos dois grupos geocronológicos mostram semelhança maior nos diagramas de alcalinidade e nos parâmetros de Shand (Irvine & Baragar 1971, Maniar & Piccoli 1989), onde é ressaltado o caráter subalcalino e predominantemente o caráter peraluminoso dos dois grupos.

Os diagramas de ETR mostram fracionamento acentuado de ETR, enriquecimento maior em ETRL e maior anomalia de európio nos granitos neoproterozóicos em relação aos paleoproterozóicos. Verifica-se também grande semelhança em termos dos padrões apresentados nos gráficos de ETR pelos granitos

paleoproterozóicos, enquanto que nos neoproterozóicos algumas amostras fogem do padrão geral, geralmente relacionada a padrões de fracionamento (Figura 6.15 E).

No diagrama de ambientes tectônicos os corpos situam-se no campo de granitos intraplaca e arco vulcânico (Figura 6.16 A) e nos diagramas de tipologia de granitos os corpos são classificados como Tipo-A, com raras exceções (Figura 6.16 B e C). No entanto os granitos paleoproterozóico e neoproterozóico ocupam campos bem definidos nos diagramas.

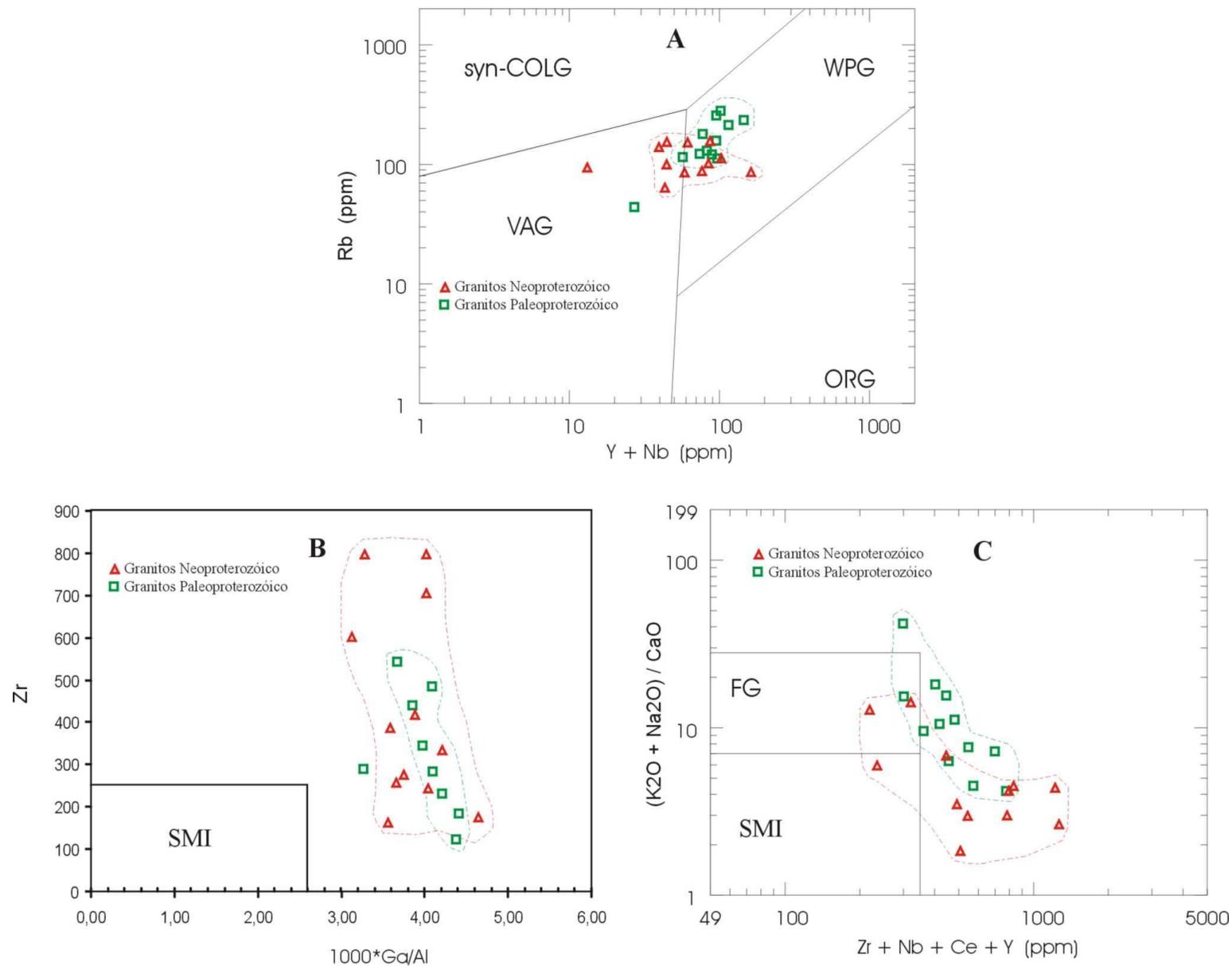


Figura 6.16- Diagramas comparativos entre os granitos paleoproterozóicos e neoproterozóicos estudados: A) Diagrama de ambientes tectônicos de Pearce et al.(1984); B) e C) Diagramas de tipologia de granito de Whalen et al. (1987).

7- GEOCRONOLOGIA

Neste capítulo são apresentados os resultados do estudo isotópico nos granitos selecionados obtidos pelos seguintes métodos: evaporação de Pb em monocristais de zircão e Sm-Nd em rocha total. As análises foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica do Centro de Geociências da UFPA (Pará-Iso).

O método de evaporação de Pb foi aplicado para os granitos Areias, Itália e Ipueiras (Figura 1.1), com o objetivo de definir a idade de cristalização desses corpos graníticos, enquanto o método Sm-Nd em rocha total foi aplicada para os granitos Matança, Lajeado, Areias e Ipueiras (Figura 1.1), com o objetivo de determinar a idade modelo (T_{DM}) para estes corpos. Os dados analíticos Sm-Nd referentes ao Granito Palmas, obtidos por Lobo (2000), são também incorporados neste estudo.

Os princípios metodológicos apresentados nos itens 7.1.1 e 7.2.1 para os métodos de evaporação de Pb em monocristais de zircão e Sm-Nd em rocha total foram baseados em Kober (1986, 1987), Avelar (1996, 2002) e Faure (1986), DePaolo (1988), Sato & Tassinari (1997) respectivamente, e também nos conhecimentos que o autor desta dissertação acumulou em experiências próprias no Pará-Iso e em disciplinas do curso de mestrado do CPGG.

7.1- MÉTODO DE EVAPORAÇÃO DE Pb EM MONOCRISTAIS DE ZIRCÃO

7.1.1- Princípios do Método

O método de evaporação de Pb em monocristais de zircão constitui um dos principais métodos atualmente usados para determinação de idades absolutas de rochas.

O método é baseado no sistema U-Th-Pb, onde ^{235}U decai para ^{207}Pb e ^{238}U decai para ^{206}Pb . Este método permite o cálculo de idade de um cristal de zircão com base na razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, de acordo com a equação a seguir:

$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^* = 137,88 (e^{\lambda_5 T} - 1)/(e^{\lambda_8 T} - 1)$, em que:

$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})^*$ - razão radiogênica;

λ_5 - constante de decaimento do ^{235}U ;

λ_8 - constante de decaimento do ^{238}U ;

T – idade.

O zircão, cuja fórmula estrutural é ZrSiO_4 , é o mineral utilizado nesta metodologia, pois obedece a certos critérios e premissas fundamentais para o sucesso da metodologia.

As razões U/Pb e Th/Pb obtidas em cristais de zircão são relativamente altas, não tendo, praticamente, incorporação de Pb inicial. Isto ocorre devido o Pb^{+2} , de raio iônico 1,32 Å, não se incorporar com facilidade na estrutura cristalina do zircão, ao contrário dos elementos U^{+4} e Th^{+4} , de raio iônico 1,0 Å e 1,05 Å, respectivamente, que conseguem substituir de forma limitada o Zr^{+4} (raio iônico 0,87 Å). Além disso, o zircão apresenta grande resistência aos processos metamórficos, hidrotermais e intempéricos, o que permite preservar as características isotópicas do sistema U-Pb do momento de sua cristalização.

Essas peculiaridades, associadas ao conhecimento das constantes de desintegração do Th e U, fazem do zircão um bom geocronômetro.

O método de evaporação de Pb em monocristais de zircão já vem sendo aplicado há algumas décadas (Kosztolany 1965, Sunin & Malishev 1983). O refinamento da metodologia deve-se a Kober (1986,1987), que implantou a técnica de filamento duplo. De acordo com essa metodologia o cristal de zircão é aprisionado em filamento de rênio (Re) em forma de canoa, chamado filamento de evaporação.

O filamento de evaporação é aquecido no espectrômetro de massa a determinados intervalos de temperatura que são geralmente 1450°C, 1500°C e 1550°C, liberando Pb. O Pb é depositado em um segundo filamento, chamado de ionização, que está posicionado em frente ao filamento de evaporação. Posteriormente, o filamento de ionização é aquecido, ionizando o Pb, que será analisado nas razões de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ para o cálculo da idade.

Com o aquecimento gradativo, é possível extrair o Pb das regiões mais externas do zircão, a mais baixas temperaturas, que fornecem valores de idades menores. A temperaturas mais elevadas, o Pb passa a ser extraído do retículo cristalino do zircão, mais preservado, o que permite obter valores de idades mais elevadas e próximas da idade de cristalização do zircão.

A cada etapa de evaporação no espectrômetro de massa são realizados cinco blocos de leitura, sendo dez varreduras para detecção seqüencial das massas ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb ^{204}Pb , onde a cada dez varreduras define-se um bloco de leitura.

A cada bloco são medidas dezoito razões de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e nove razões $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, sendo que a média das razões define a idade de cada bloco. São ainda medidas nove razões de $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, o que permite avaliar a presença de Pb de contaminação durante a análise.

Após as determinações das razões de Pb no espectrômetro de massa, em um primeiro momento é realizada a correção do ^{204}Pb e posteriormente são eliminadas as etapas de evaporação que apresentam razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superiores a 0,0004.

As médias adquiridas de razões $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ são plotados no diagrama Idade *versus* Número de Blocos. A idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é apenas aparente, pois não se determina as razões $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ e $^{236}\text{U}/^{206}\text{Pb}$. No entanto, considerando que o zircão analisado é de origem magmática, a média das idades obtidas para cada zircão representa a idade de cristalização da rocha, idade esta confirmada pela comparação entre as idades obtidas pelo método U-Pb (concórdia) e pelo método de evaporação de Pb em zircão.

7.1.2- Técnicas Analíticas Empregadas

O processo inicial de preparação de amostras foi realizado no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Geoquímica e Petrologia do Centro de Geociências, e a separação de zircão seguiu as técnicas estabelecidas no Pará-Iso, conforme fluxograma apresentado na Figura 7.1.

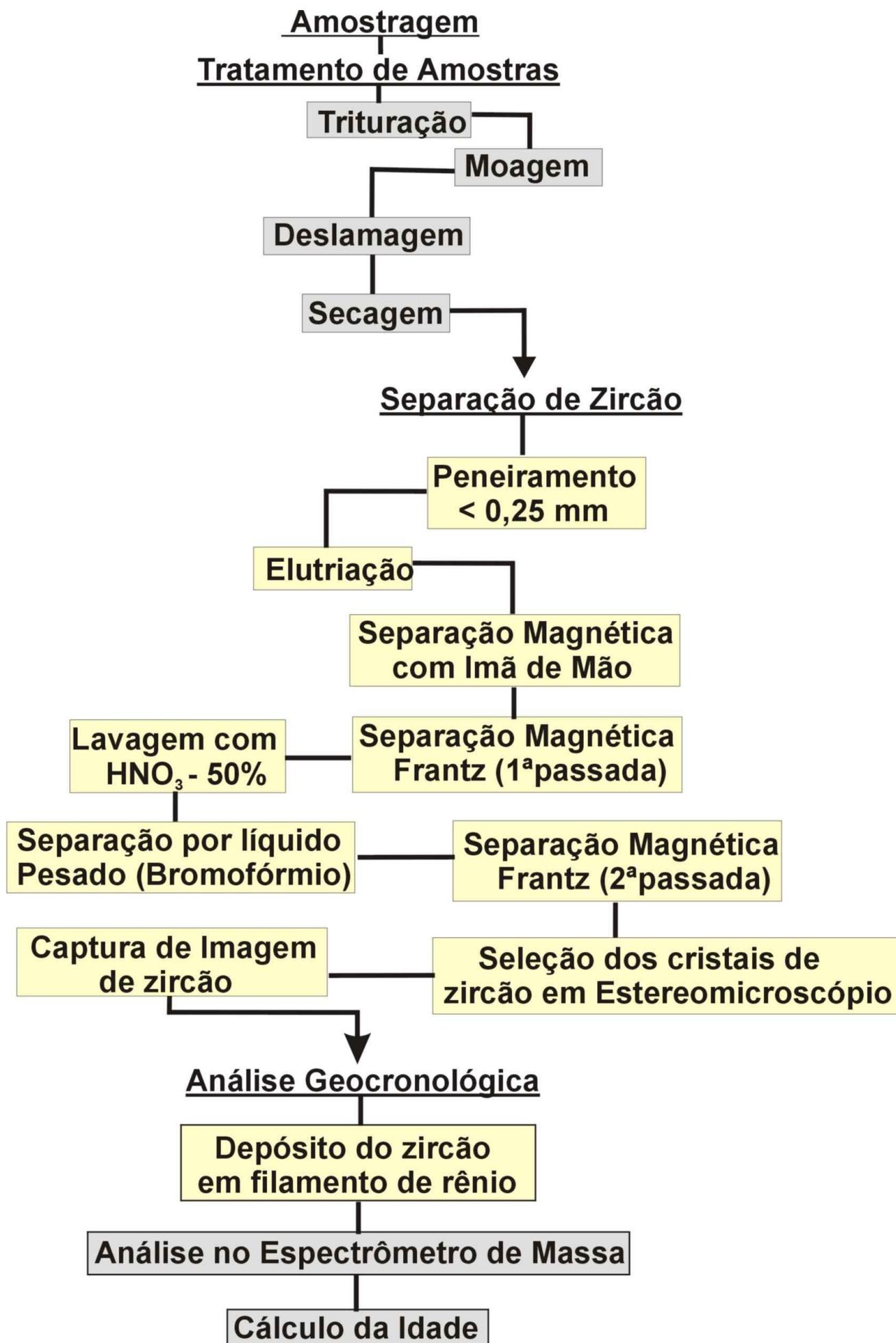


Figura 7.1- Fluxograma dos Procedimentos analíticos para o método de datação por evaporação de Pb em monocristais de zircão.

Aproximadamente 50 Kg de cada amostra foram britados e triturados no Triturador de Mandíbula e feita a moagem no “*Shatter Box*” de aço. Em seguida, a amostra foi deslamada, ou seja, lavada com água corrente para eliminar a fração argila, e seca em estufa a temperatura próxima de 100°C.

Posteriormente, a amostra foi peneirada em diferentes faixas granulométricas em intervalos de 0,25 a 0,125 mm. A faixa considerada para a continuidade do trabalho foi o intervalo entre 0,177 e 0,125 mm.

A fração peneirada no intervalo de 0,177 a 0,125mm de cada amostra passou pelo processo de elutriação, cuja técnica permite separar grupos de minerais por densidade usando fluxo ascendente de água (Figura 7.2A). O material de maior densidade, onde encontra-se o zircão, foi seco em estufa e o material menos denso foi armazenado para eventual reutilização. Após a elutriação a amostra foi submetida ao processo de separação magnética, primeiramente utilizando imã de mão, para separar os minerais magnéticos e posteriormente, o Separador Magnético Frantz (SMF) a fim de se obter separação mais rigorosa (Figura 7.2B). Este aparelho permite separar os minerais de acordo com sua susceptibilidade magnética, calibrando-se a amperagem e a inclinação longitudinal e lateral, tendo como resultado final a separação dos cristas de zircão de acordo a susceptibilidade magnética de cada cristal. Neste processo, em um primeiro momento, são efetuadas varias passagens da amostra escolhida, obedecendo o procedimento e o ajuste do equipamento segundo a Tabela 7.1.

Tabela 7.1- Inclinações lateral e longitudinal e amperagem correspondente à 1ª e 2ª etapas de separação magnética no separador magnético.

1ª ETAPA		
Inclinação lateral	Inclinação longitudinal	Amperagem (Amp)
20°	25°	0,5
20°	25°	1,0
20°	25°	1,5
15°	25°	1,5
10°	25°	1,5
2ª ETAPA		
5°	20°	1,5
4°	20°	1,5
3°	20°	1,5
2°	20°	1,5
1°	20°	1,5
0°	20°	1,5

Os minerais obtidos na fração não-magnética, resultantes da última passagem da primeira etapa no SMF (inclinação lateral 10° , inclinação longitudinal 25° e amperagem 1,5 Å), foram colocados em solução de HNO_3 (50%) e aquecidos até 100°C por aproximadamente uma hora, visando eliminar os resíduos de sulfetos e solubilizar películas de óxidos-hidróxidos de ferro que porventura estejam agregados na superfície dos cristais.

Posteriormente realizou-se nova etapa de separação de minerais por densidade, desta vez utilizando o bromofórmio, que é um líquido pesado de alta densidade (2,8 a $2,9 \text{ g/cm}^3$). Sendo o zircão um mineral de densidade mais alta (4,4 a $4,8 \text{ g/cm}^3$), ele tende a precipitar neste líquido junto com os outros minerais pesados, separando-se dos leves que ficam em suspensão. Em seguida, os minerais mais densos são coletados e lavados com álcool, afim de retirar o excesso de bromofórmio. Após a secagem, este material é submetido a segunda etapa de separação magnética no SMF, com um novo ajuste do equipamento, de acordo com os parâmetros descritos na Tabela 7.1.

Para seleção e análise de zircão no Espectrômetro de Massa, o ideal é trabalhar com a fração não-magnética com 0° de inclinação lateral (0° NM), onde a probabilidade de se encontrar cristais de zircão com qualidade adequada para ser analisada é maior. Finalmente foi realizada a seleção dos melhores cristais para análise através do estereomicroscópio. A partir daí os cristais de zircão foram devidamente identificados, capturada sua imagem por meio digital, descritos, depositados no filamento de evaporação e então colocados no tambor (Figuras 7.2 C e 7.2 D) para posterior análise no Espectrômetro de Massa FINNIGAN, modelo MAT 262 (Figura 7.2 E).

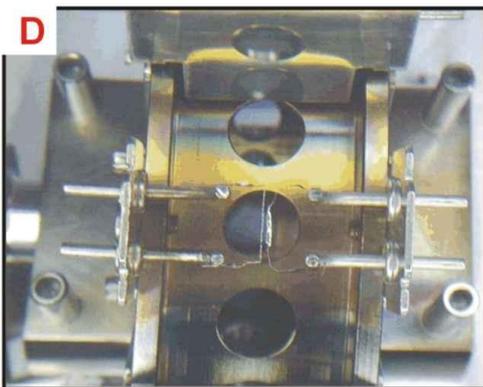
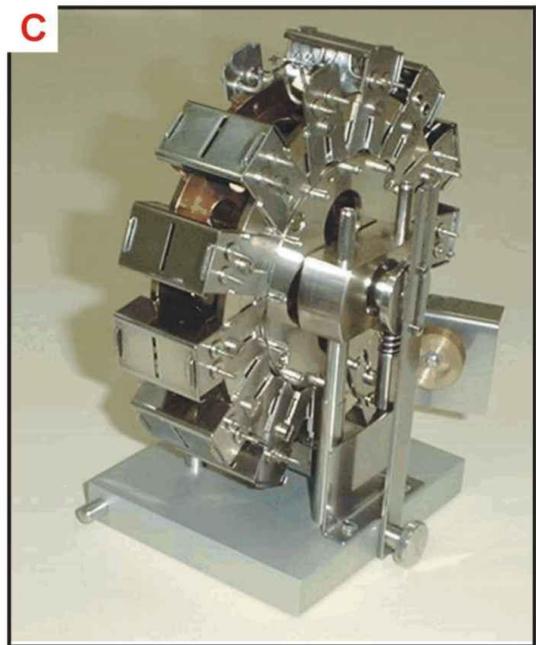
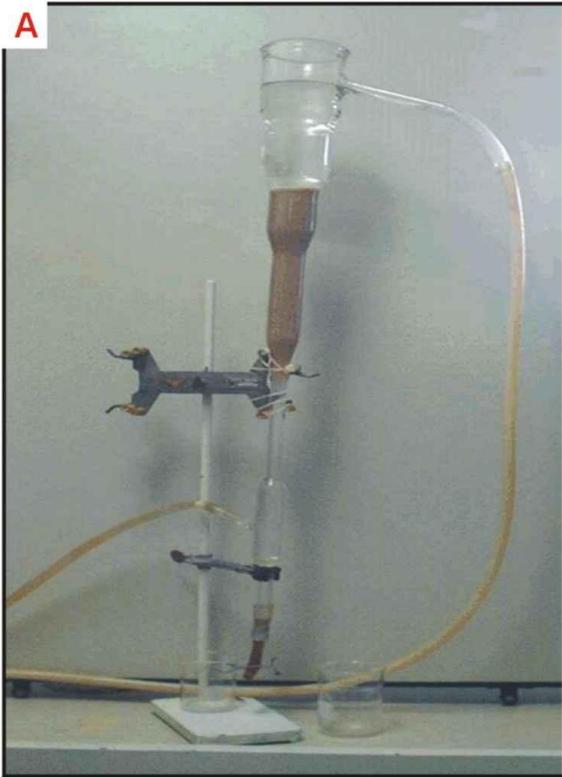


Figura 7.2- Equipamentos usados para análise geocronológica de zircão: A) Elutriador para separação de minerais “leves e pesados”; B) Separador magnético FRANZ; C) Tambor onde são colocados os filamentos com zircão; D) detalhe do tambor com os filamentos de evaporação e ionização; E) Espectrômetro de Massa FINNIGAN modelo MAT 262..

7.1.3- Resultados Analíticos

7.1.3.1- Granito Areias

A amostra 99/PN-04 foi selecionada para o tratamento geocronológico do Granito Areias (Figura 5.1), tendo sido selecionados e analisados 12 cristais de zircão deste granito. Destes apenas 7 cristais apresentaram sinais de Pb satisfatórios para o cálculo da idade do cristal de zircão. As características destes cristais revelaram: coloração marrom a castanho claro, hábito prismático, forma bipiramidal com faces retilíneas, contendo poucas inclusões e alguns acham-se fraturados e corroídos. A relação pirâmide versus prisma é de 1:3 e a relação largura versus comprimento é de 1:2. Os cristais analisados estão representados na Figura 7.3 e os resultados analíticos estão na Tabela 7.2.

Na seqüência do cálculo, apenas a etapa de 1500°C foi aproveitada para os zircões ARE/01, ARE/04, ARE /09 e ARE/11. O zircão ARE/01 com leitura de dois blocos, obteve idade média de 2.088 ± 24 Ma. Para o ARE/04 foram lidos cinco blocos, obtendo idade média de 2.107 ± 6 Ma para este cristal. O zircão ARE/09 apresentou cinco blocos de leitura com idade média de 2.084 ± 4 Ma para este cristal. Já o zircão ARE/11 também apresentou cinco blocos de leitura com idade média de 2.093 ± 9 Ma.

O zircão ARE/06 apresentou três etapas de evaporação. Na etapa de 1450°C foram lidos dois blocos com idade média de 2.085 ± 16 Ma. Para a etapa de 1485°C a idade média foi de 2.083 ± 4 Ma, com cinco blocos de leitura. A etapa de 1500°C foi eliminada por apresentar altos valores para a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e por apresentar valor (2.051 ± 7 Ma) inferior às idades das demais etapas. No procedimento lógico esta idade teria que ser equivalente ou superior às das outras etapas por se tratar de Pb do núcleo do cristal e teoricamente sem Pb de contaminação. A idade considerada para este cristal foi de 2.083 ± 3 Ma, que equivale a média das idades obtidas nas etapa de 1450°C e 1485°C.

Para os zircões ARE/07 e ARE/12 foram obtidas duas etapas de evaporação. O zircão ARE/07 teve a etapa de 1450°C eliminada por apresentar valores para a razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superiores a 0,0004. A etapa de 1500°C obteve cinco blocos de leitura, com idade média para este cristal de 2.083 ± 3 Ma. O zircão ARE/12 apresentou cinco

blocos de leitura para as etapas de 1450°C e 1500°C, sendo que para a primeira etapa a idade resultante foi de 2.080 ± 4 Ma e para a segunda a idade foi de 2.092 ± 3 Ma. A idade média para este cristal foi adotada em 2.087 ± 12 Ma.

Após todas as correções realizadas nos cristais, a idade média de cristalização do Granito Areias foi estabelecida em **2.086 ± 5 Ma**, sendo esta a idade de cristalização deste corpo (Figura 7.3). Apenas o zircão ARE/04 apresentou idade superior aos outros cristais, entretanto optando-se pela inclusão ou eliminação do cálculo final da idade média, a idade do o zircão ARE/04 fica enquadrada dentro do erro previsto, o que não altera significativamente o valor desta idade final.

Tabela 7.2- Resultados analíticos do método de evaporação de Pb em zircão do Granito Areias (Amostra 99/PN-04)

Zircão	Temp. de evaporação	N.º de Razões Aproveitadas	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2θ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2θ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2θ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2θ	Idade (Ma)	Idade (Ma) Do Cristal	
ARE/01	1500°C	14	0,000068	0,000058	0,08443	0,00164	0,13025	0,00109	0,12925	0,00178	2.088 ± 24	2.088 ± 24	
ARE/04	1500°C	32	0,000064	0,000011	0,06487	0,00043	0,13134	0,00034	0,13063	0,00043	2.107 ± 6	2.107 ± 6	
ARE/06	1450°C	16	0,000029	0,000022	0,10150	0,00059	0,12947	0,00143	0,12906	0,00115	2.085 ± 16		
	1485°C	34	0,000024	0,000002	0,12432	0,00032	0,12914	0,00026	0,12886	0,00026	2.083 ± 4		
	1500°C*	30*	0,000324	0,000324	0,13479	0,00099	0,13085	0,00019	0,12657	0,00052	2.051 ± 7	2.083 ± 3	
ARE/07	1450°C*	4*	0,000829	0,000716	0,08497	0,00346	0,13381	0,00124	0,12817	0,00971	1.997 ± 14		
	1500°C	34	0,000047	0,000006	0,12483	0,00041	0,12960	0,00016	0,12890	0,00019	2.083 ± 3	2.083±3	
ARE/09	1500°C	32	0,000046	0,000014	0,11736	0,00032	0,12896	0,00040	0,12896	0,00028	2.084 ± 4	2.084±4	
ARE/11	1500°C	38	0,000029	0,000005	0,12639	0,00053	0,13005	0,00068	0,12960	0,00068	2.093 ± 9	2.093±9	
ARE/12	1450°C	36	0,000034	0,000007	0,10142	0,00058	0,12919	0,00016	0,12864	0,00027	2.080 ± 4	2.087±12	
	1500°C	30	0,000011	0,000003	0,12903	0,00065	0,12967	0,00021	0,12953	0,00022	2.092 ± 3		
266 Razões											Idade	Média	2.086 ± 5

* etapas eliminadas do cálculo da idade média.

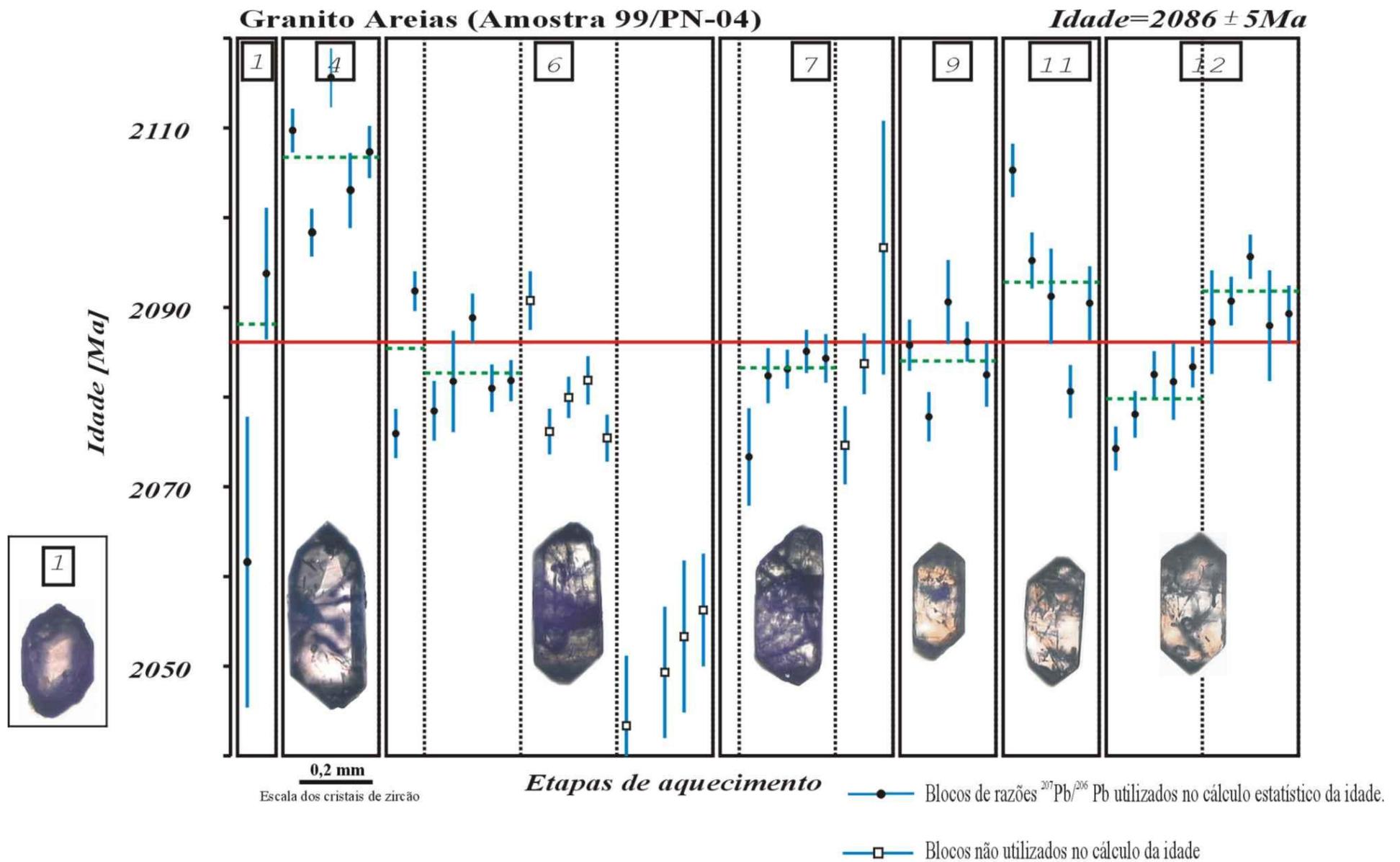


Figura 7.3- Diagrama representando a idade *versus* etapa de aquecimento para os sete cristais de zircão utilizados para o cálculo da idade de cristalização do Granito Areias (Amostra 99/PN-04).

7.1.3.2- Granito Ipueiras

Para o estudo geocronológico de evaporação de Pb em monocristais de zircão do Granito Ipueiras foi escolhida a amostra 2001/CL-14A (Figura 5.1). Desta amostra, após realizadas todas as etapas para concentração do zircão, descritas anteriormente, foram selecionados 30 cristais de zircão, sendo que sete destes cristais foram analisados, e cinco destes deram resultados satisfatórios para o cálculo posterior da idade de cristalização da rocha. Os grãos analisados são de coloração amarelo claro, a maioria com hábito bipiramidal bem definido e com arestas retas, e outros com apenas uma pirâmide bem formada. Os cristais geralmente apresentam inclusões de cor escura e outros apresentam-se fraturados. No geral a relação comprimento *versus* largura é de 3:1, havendo um cristal com a relação de 4:1. A relação pirâmide *versus* prisma no geral é de 1:5. Os cristais analisados são representados na Figura 7.4 e os resultados das análises de cada cristal de zircão são descritos na Tabela 7.3.

Os cristais IPU/02 e IPU/06 apresentaram apenas a etapa de aquecimento de 1500°C, com cinco blocos de leitura. As idades obtidas para estes cristais foram de 2.080 ± 6 Ma e 2.077 ± 10 Ma, respectivamente.

O cristal IPU/03 apresentou duas etapas, sendo que a etapa de 1450°C foi eliminada por apresentar uma idade inferior e fora do erro analítico daquela obtida na etapa de maior temperatura. A etapa de 1500°C apresentou idade de 2.073 ± 5 Ma, que pode ser considerada como a idade mínima de cristalização do cristal.

Os cristais IPU/04 e IPU/05 apresentaram as etapas de 1450°C, 1500°C e 1550°C. A etapa de 1450°C foi eliminada para os dois cristais e a etapa de 1500° foi eliminada para o cristal IPU/04 por apresentarem valores da razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superiores a 0,0004. A etapa de 1550°C para o zircão IPU/04 apresentou idade de 2.071 ± 3 Ma, que pode ser considerada como a idade de cristalização deste cristal. Para o cristal IPU/05 a etapa de 1500°C apresentou idade de 2.072 ± 5 Ma e a etapa de 1550°C idade de 2.073 ± 5 Ma, sendo que a média das idades para este cristal é de 2.072 ± 3 Ma. Finalmente, após todas as correções realizadas, de acordo com os critérios já descritos anteriormente, a idade de cristalização calculada para o Granito Ipueiras foi de **2.073 ± 2 Ma** (Figura 7.4).

Tabela 7.3- Resultados analíticos do método de evaporação de Pb em zircão do Granito Ipueiras (Amostra 2001/CL-14A).

Zircão	Temp. de evaporação	N.º de Razões Aproveitadas	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2θ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2θ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2θ	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2θ	Idade (Ma)	Idade (Ma) Do Cristal	
IPU/02	1500°C	36	0,000064	0,000004	0,14259	0,00039	0,12921	0,00018	0,12863	0,0045	2.080 ± 6	2.080 ± 6	
IPU/03	1450°C*	34*	0,000266	0,000010	0,12748	0,00152	0,13075	0,00046	0,12696	0,00051	2.057 ± 7		
	1500°C	24	0,000136	0,000009	0,12366	0,00042	0,12965	0,00027	0,12812	0,00034	2.073 ± 5	2.073 ± 5	
IPU/04	1450°C*	38*	0,001051	0,000075	0,13263	0,00054	0,14148	0,00044	0,12806	0,00042	2.072 ± 6		
	1500°C*	28*	0,000910	0,000014	0,13261	0,00034	0,14140	0,00030	0,12890	0,00024	2.083 ± 3	2.071 ± 3	
	1550°C	36	0,000147	0,000004	0,10557	0,00028	0,12993	0,00018	0,12803	0,00023	2.071 ± 3		
IPU/05	1450°C*	22*	0,001251	0,000082	0,14269	0,00116	0,14153	0,00073	0,12483	0,00094	2.027 ± 1		
	1500°C	34	0,000075	0,000004	0,11612	0,00027	0,12915	0,00038	0,12810	0,00034	2.072 ± 5	2.072 ± 3	
	1550°C	34	0,000112	0,000005	0,11960	0,00048	0,12963	0,00035	0,12814	0,00033	2.073 ± 5		
IPU/06	1500°C	32	0,000201	0,000009	0,13637	0,00111	0,13108	0,00059	0,12845	0,00076	2.077 ± 1	2.077 ± 10	
196 Razões											Idade	Média	2.073 ± 2

* etapas eliminadas do cálculo da idade média.

7.1.3.3- Granito Itália

A amostra 2001/CL-08 (Figura 5.1) foi selecionada para o estudo geocronológico do Granito Itália da qual foram selecionados 25 cristais de zircão, dos quais foram escolhidos e analisados sete cristais. Apenas cinco cristais foram aproveitados para o posterior cálculo da idade de cristalização da rocha. Os cristais selecionados são de cor marrom claro, alongados e também curtos. Os cristais são bipiramidais com arestas retas e outras arredondadas. Os cristais apresentam inclusões e são pouco fraturados. A relação largura *versus* comprimento é de 1:4 e 1:3 e a relação pirâmide *versus* prisma é de aproximadamente 1:5. Os cristais analisados são representados na Figura 7.5 e os resultados analíticos são mostrados na Tabela 7.4.

Os cristais ITA/01, ITA/03 e ITA/07 apresentaram duas etapas de evaporação. Para o cristal ITA/01 as duas etapas de evaporação foram aproveitadas, com cinco blocos de leitura cada uma. Na etapa de 1450°C a idade obtida foi de 2.070 ± 6 Ma e na de 1500°C a idade foi de 2.077 ± 6 Ma, sendo a idade média calculada do cristal foi de 2.074 ± 7 Ma. O cristal ITA/03 apresentou idade 2.076 ± 5 Ma, que corresponde a idade da etapa de 1500°C, já que a etapa de 1450°C foi eliminada por apresentar idade inferior e fora do erro analítico daquela obtida na etapa de maior temperatura.

A etapa de 1450°C do cristal ITA/07 foi eliminada por apresentar valores da razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ superiores a 0,0004. A idade deste cristal é de 2.082 ± 6 Ma, equivalente à idade da etapa de 1500°C.

O cristal ITA/05 apresentou apenas uma etapa de evaporação, a de 1500°C, com cinco blocos de leitura, obtendo a idade de 2.082 ± 3 Ma, sendo interpretada como a idade do zircão. O cristal ITA/04 apresentou as três etapas de evaporação, sendo todas aproveitadas com cinco blocos de leitura cada. A etapa de 1450°C apresentou idade de 2.061 ± 10 Ma, a de 1500° idade de 2.071 ± 5 Ma e a de 1550°C idade de 2.084 ± 9 Ma. A idade média do cristal de zircão é de 2.072 ± 9 Ma. Após as correções, a idade de cristalização para o Granito Itália foi de **2.078 ± 4 Ma** (Figura 7.5). A idade obtida na etapa de 1450°C do cristal ITA/04 foi considerada no cálculo pois não altera o resultado final.

Tabela 7.4- Resultados analíticos do método de evaporação de Pb em zircão do Granito Itália (Amostra 2001/CL-08).

Zircão	Temp. de evaporação	N.º de Razões Aproveitadas	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2s	$(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_c$	2s	Idade (Ma)	Idade (Ma) Do Cristal	
ITA/01	1450°C	34	0,000047	0,000002	0,09943	0,00035	0,12860	0,00040	0,12792	0,00047	2.070 ± 6	2.074 ± 7	
	1500°C	38	0,000067	0,000013	0,12305	0,00093	0,12913	0,00030	0,12840	0,00043	2.077 ± 6		
ITA/03	1450°C*	8*	0,000000	0,000000	0,10172	0,00049	0,12690	0,00044	0,12690	0,00044	2.056 ± 6		
	1500°C	39	0,000022	0,000006	0,11116	0,00034	0,12864	0,00030	0,12838	0,00037	2.076 ± 5	2.076 ± 5	
ITA/04	1450°C	36	0,000056	0,000016	0,09282	0,00047	0,12798	0,00051	0,12730	0,00073	2.061 ± 10		
	1500°C	36	0,000055	0,000009	0,12151	0,00080	0,12864	0,00030	0,12803	0,00034	2.071 ± 5		
	1550°C	34	0,000076	0,000013	0,14759	0,00125	0,12989	0,00055	0,12898	0,00067	2.084 ± 9	2.072 ± 9	
ITA/05	1500°C	36	0,000007	0,000003	0,13308	0,00035	0,12882	0,00021	0,12878	0,00020	2.082 ± 3	2.082 ± 3	
ITA/07	1450°C*	38*	0,000993	0,000017	0,13430	0,00150	0,13839	0,00036	0,12587	0,00072	2.041 ± 1		
	1500°C	36	0,000034	0,000003	0,11201	0,00034	0,12922	0,00039	0,12881	0,00044	2.082 ± 6	2.082 ± 6	
289 Razões											Idade	Média	2.078 ± 4

* etapas eliminadas do cálculo da idade média.

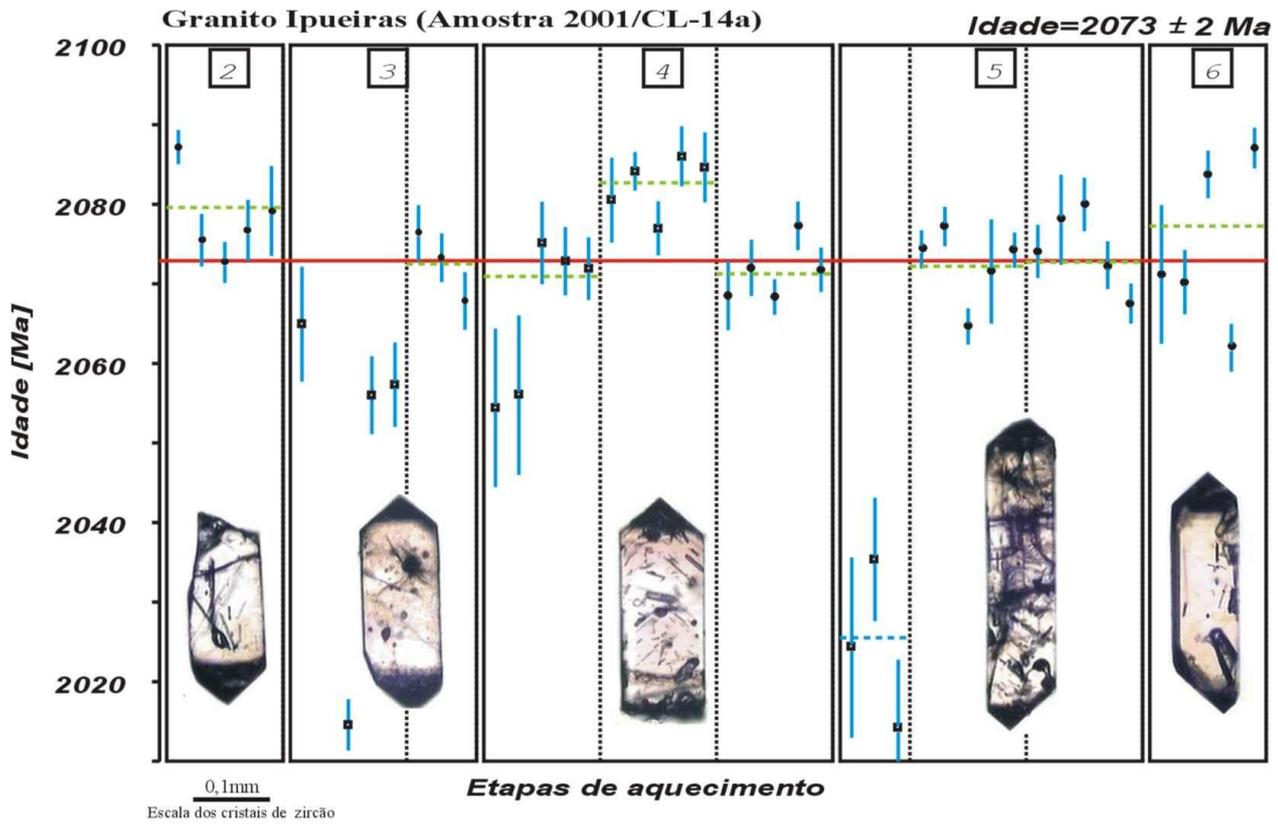


Figura 7.4- Diagrama representando a idade *versus* etapa de aquecimento para cinco cristais de zircão utilizados para o cálculo da idade de cristalização do Granito Ipueiras .

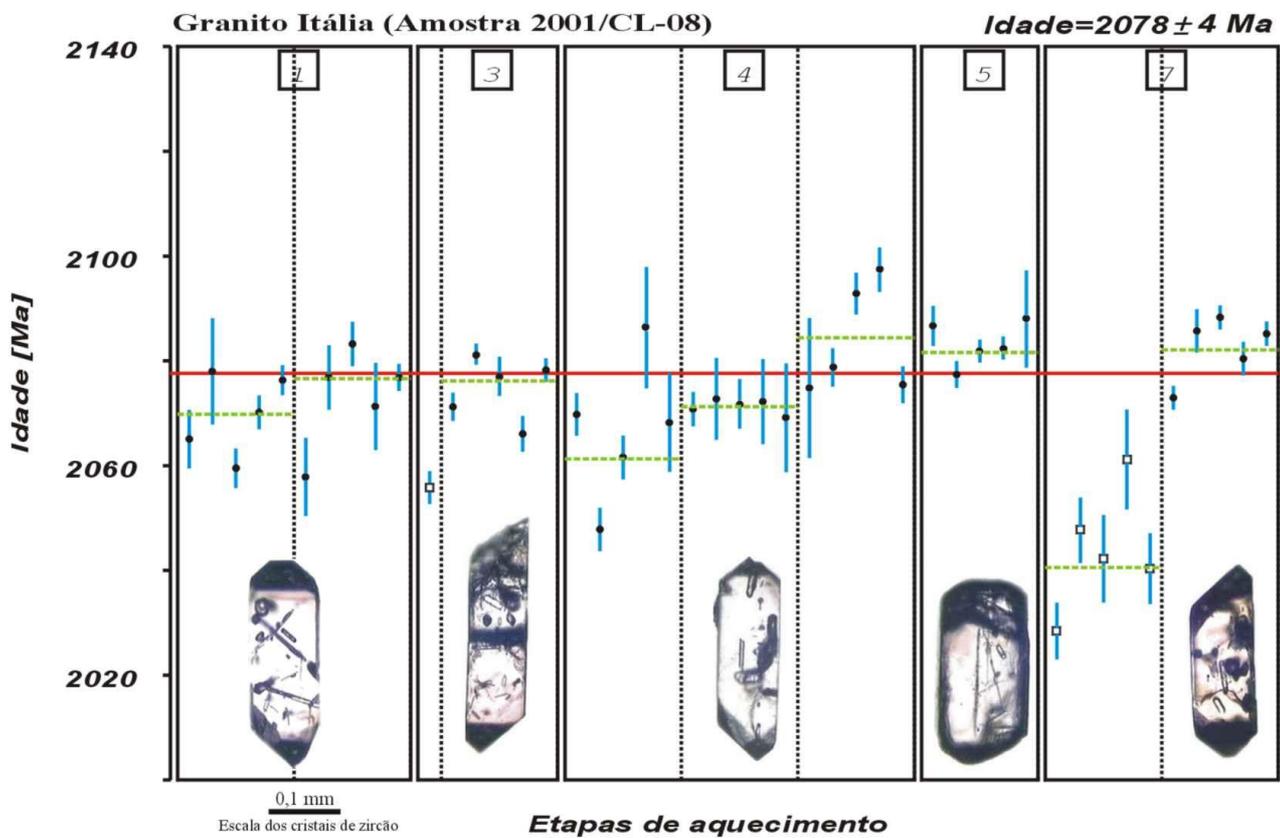


Figura 7.5- Diagrama representando a idade *versus* etapa de aquecimento para cinco cristais de zircão utilizados para o cálculo da idade de cristalização do Granito Itália.

7.2- MÉTODO Sm-Nd IDADE MODELO (T_{DM})

7.2.1- Princípios do Método

O samário (Sm) e o neodímio (Nd) são dois elementos do grupo dos elementos terras raras (ETR) ou lantanídeos, com raios iônicos 0,96 e 1,0 Å respectivamente, podendo ser encontrados em quase todos os minerais e rochas. A proximidade dos raios iônicos torna a razão Sm/Nd pouco diferenciada.

O método Sm-Nd permite obter valores de idade de cristalização através de diagramas isocrônicos em rocha total ou em concentração de minerais e também idades modelos em rocha total. Neste trabalho foi adotado o método de idade modelo Sm-Nd em rocha total.

O Sm e o Nd possuem sete isótopos cada um (144, 147, 148, 149, 150, 152 e 154) e (142, 143, 144, 145, 146, 148 e 150) respectivamente, sendo o isótopo ^{143}Nd radiogênico, o isótopo ^{147}Sm radioativo, e os demais isótopos estáveis. O método Sm-Nd baseia-se no princípio básico da desintegração do ^{147}Sm em ^{143}Nd , através de emissão espontânea de uma partícula ($^4\alpha_2$), que corresponde ao núcleo de uma partícula de hélio, com uma constante de desintegração λ_{Sm} ($6,54 \times 10^{-12} \text{a}^{-1}$).

Uma das principais características dos elementos Sm e Nd é que são pouco empobrecidos no manto superior em relação ao manto primordial, já que o manto superior está fortemente empobrecido em elementos litófilos de íons grandes (LILE). O Sm é menos incompatível que o Nd, fazendo com que a crosta seja um pouco mais empobrecida em Sm e a razão Sm/Nd seja maior no manto que na crosta.

A razão entre o Sm e o Nd dificilmente é perturbada ou modificada durante os processos geológicos, a não ser durante o evento de diferenciação manto-crosta, onde percebe-se uma significativa mudança nesta razão. A pouca mobilidade do Sm e do Nd em escala da rocha total permite datar a época em que o protólito crustal se diferenciou do manto, considerando modelos pré-estabelecidos do manto terrestre. Para realizar o cálculo dessa idade-modelo é necessário conhecer as razões atuais $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e estabelecer um modelo de evolução do neodímio no manto. Tem sido adotados dois modelos de evolução para o Nd no manto superior o *Reservatório*

7.2.2- Metodologia para Separação Sm-Nd

Para o tratamento isotópico e determinação da idade-modelo (T_{DM}) Sm-Nd foram selecionadas oito amostras, sendo duas do Granito Ipueiras (amostras 99/PN-01 e 99/PN-02), duas do Granito Areias (amostras 99/PN-04 e 2001/CL-12), duas do Granito Lajeado (amostras 99/CL-03B e 99/CL-08) e duas do Granito Matança (amostras MAT 1 e MAT 2). Um resumo das etapas de preparação e análise das amostras segundo a metodologia Sm-Nd em rocha total encontram-se no fluxograma da Figura 7.6.

Inicialmente foi realizada amostragem cuidadosa no campo, evitando a coleta de rochas alteradas, seguindo os critérios de amostragem realizada para análise química. O processo seguinte consistiu basicamente da trituração e moagem das amostras. A partir daí as amostras foram quarteadas e passadas pelo processo de pulverização mais intensa e homogeneização no aparelho *Spex Mix* do Pará-Iso para adquirir granulometria adequada para o tratamento analítico.

As etapas subsequentes foram realizadas na sala de química do Pará-Iso, que constaram basicamente de cinco etapas: abertura das amostras, separação dos ETR, separação do Sm e Nd, depósito de Sm e Nd em filamento de tântalo para análise no espectrômetro de massa.

A abertura das amostras foi realizada em meio ácido, utilizando bombas do tipo PARR em estufa, exceto para a amostra 2001/CL-12, que foi aberta em forno de microondas apropriado para abertura de amostras. Nesta etapa foram utilizados 50 mg de amostra e 50 μ l de traçador misto (^{149}Sm e ^{150}Nd). A dissolução da amostra foi realizada colocando 5 ml de HF bidestilado e 2 ml de HNO_3 no cadinho, acondicionados nas bombas de metil, sendo posteriormente armazenadas em estufa a 145°C por sete dias. Após retirá-los da estufa, os cadinhos foram colocados na chapa a 100°C para evaporar a solução e em seguida adicionou-se 3 ml de HCl bidestilado (6,2N), deixando evaporar a 100°C. O procedimento anterior foi repetido utilizando HCl bidestilado (2N). Para o início da próxima etapa, o resíduo foi solubilizado com 1 ml de HCl (2N) e a solução homogeneizada em aparelho de centrífuga.

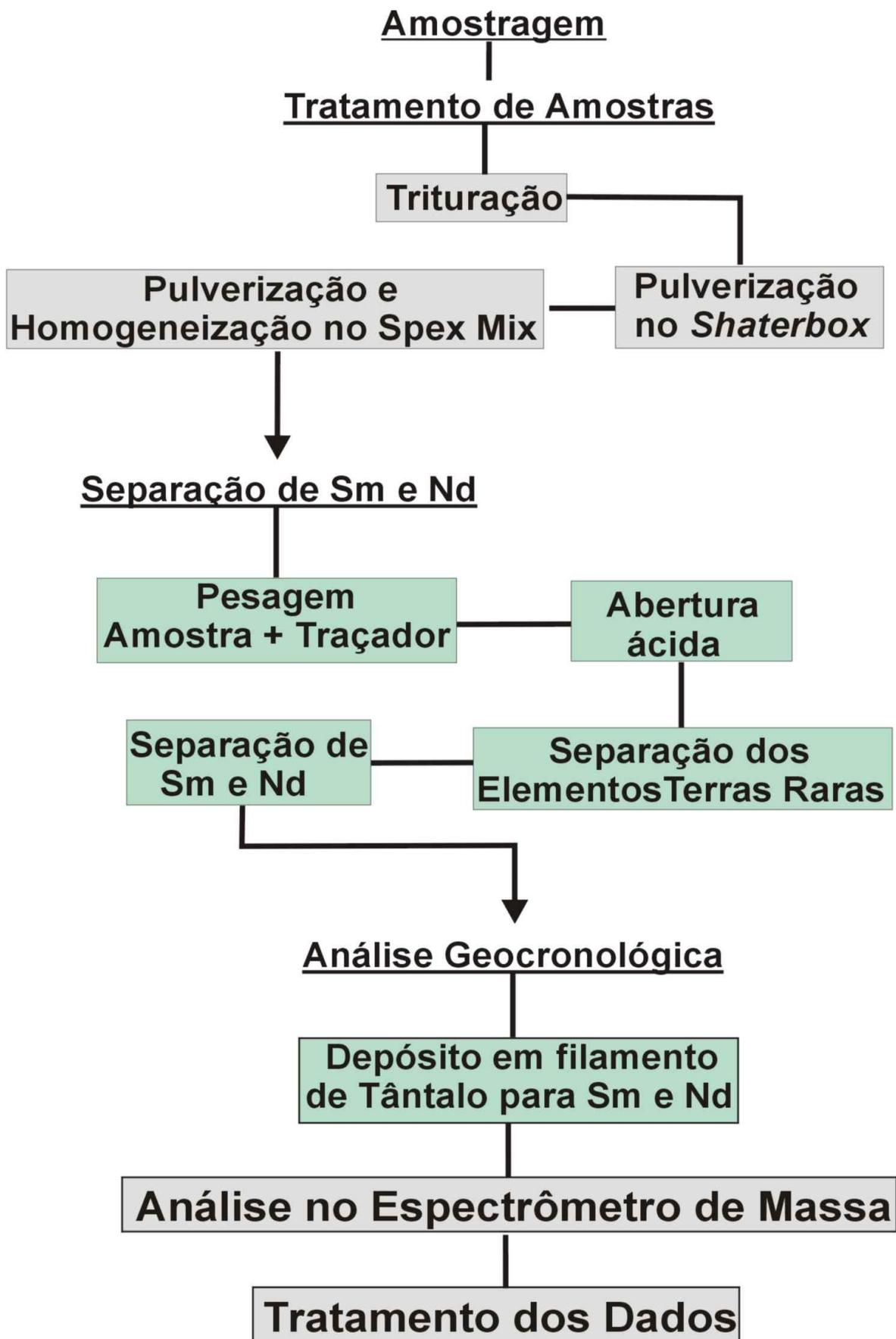


Figura 7.6- Fluxograma das etapas de preparação e análise do método Sm-Nd em rocha total.

A etapa de separação dos ETR, também em meio ácido, foi realizada nas colunas de teflon contendo resina trocadora de cátions do tipo DOWEX 50WX-8. As colunas foram inicialmente limpas com 15 ml de HCl bidestilado (6,2N), lavadas através do processo de retrolavagem (*backwash*), que consistiu em sugar 10 ml de HCl (2N) de baixo para cima das colunas e finalmente foi feito o condicionamento das colunas adicionando 5 ml de HCl (2N). A separação propriamente dita dos ETR teve início com a introdução de 0,1 ml de HCl (2N) misturado com as amostras nas colunas. A eluição das amostras foi realizada adicionando 18,4 ml de HCL (2N). Posteriormente foram adicionados 5 ml de HNO₃ (3N), desprezando em seguida esta solução, depois foi adicionado mais 6 ml deste ácido afim de eluir os ETR para posterior coleta e evaporação da solução a 100°C.

Para a separação dos elementos Sm e Nd em meio ácido foram utilizadas as colunas de teflon contendo resina aniônica do tipo DOWEX AG1-X4, a partir do resíduo obtido na etapa anterior. As fases iniciais foram de *backwash* com 10 ml de HNO₃ (1N), limpeza da coluna com 5 ml de HNO₃ (1N) e condicionamento adicionando 10 ml da mistura de HNO₃ bidestilado e metanol monodestilado (40-60%). A separação propriamente dita do Sm e Nd teve início com a introdução de 0,1 ml da amostra dissolvida com a mistura de HNO₃ bidestilado e metanol monodestilado (40-60%) nas colunas. A partir daí iniciou-se a eluição da amostra adicionando, em um primeiro momento, 0,9 ml da mistura HNO₃ bidestilado e metanol monodestilado (40-60%) e posteriormente mais 6 ml do mesmo ácido. A coleta do Sm foi realizada após adicionar mais 4 ml da mistura de HNO₃-metanol. Depois da coleta do Sm, adicionou-se mais 4ml desta mistura, desprezando em seguida esta solução. A coleta do Nd foi realizada após adicionar mais 7 ml da mesma mistura. Os cadinhos contendo as soluções de Sm e Nd foram levados em seguida para evaporar a 100°C na chapa.

A etapa de depósito da amostra iniciou-se com o aquecimento do filamento de tântalo a 0,5 Amp após ser adicionado neste filamento 1 µl de H₃PO₄. Para dissolver a amostra foi adicionado 1 µl de H₃PO₄ (1N) e 1 µl de HNO₃ (1N). Ao ser depositado 2 µl da solução, o filamento foi aquecido gradativamente até atingir 2 Amp.

As análises das amostras foram realizadas no espectrômetro de massa da marca FINNIGAN MAT 262 do Pará-Iso (Figura 7.2E). Os filamentos que contem o Sm e o Nd

são de evaporação, posicionados em frente ao filamento de ionização. Os elementos são analisados separadamente, no entanto, o procedimento é semelhante, onde o filamento de ionização é aquecido até aproximadamente 4,2 A e o filamento de evaporação é aquecido até ser obtido sinal satisfatório para análise do Sm e Nd. Os resultados analíticos obtidos são posteriormente calculados utilizando o programa FORMUL.

7.2.3- Resultados Analíticos Sm-Nd em Rocha Total dos Granitos Estudados

Os resultados analíticos Sm-Nd em rocha total e as idades T_{DM} correspondentes às amostras estudadas para os granitos neoproterozóicos e paleoproterozóicos estão demonstradas na Tabela 6.6.

Na Tabela 7.5 estão os valores das concentrações de Sm e Nd, a razão Sm/Nd, os valores do grau de fracionamento $f_{(Sm-Nd)}$, as razões $^{147}Sm/^{144}Nd$ e $^{143}Nd/^{144}Nd$ e seus erros analíticos, as idades T_{DM} , os valores de $\epsilon_{Nd}(0)$ e ϵ_{Nd} recalculados para a idade de cristalização das rochas. No caso dos granitos neoproterozóicos o cálculo de $\epsilon_{Nd}(T)$, a idade de cristalização foi de 0,55 Ga, com base nas idades de cristalização dos granitos Matança, Lajeado e Palmas, enquanto que para os granitos paleoproterozóicos a idade foi de 2,08 Ga, de acordo com as idades de cristalização apresentados no item 6.1.3 para os granitos Ipueiras e Areias.

Os resultados apresentados na Tabela 7.5, apresentam intervalo de valores de $f_{(Sm-Nd)}$, para as amostras correspondentes aos granitos neoproterozóicos, entre -0,424 e -0,489, e os valores de $^{147}Sm/^{144}Nd$ estão entre 0,10 a 0,11. De acordo com Sato & Siga Jr. (2000), correspondem a valores de rochas não fracionadas, cujo limite superior e inferior de $f_{(Sm-Nd)}$ é de -0,35 e -0,55 respectivamente e para $^{147}Sm/^{144}Nd$ esses limites são de 0,09 a 0,125.

Para as rochas paleoproterozóicas (Tabela 7.8) três amostras apresentam valores de $f_{(Sm-Nd)}$ entre -0,358 e -0,500 e $^{147}Sm/^{144}Nd$ entre 0,098 e 0,128, ou seja, no limite de intervalo das rochas não fracionadas. A amostra 99/PN-01 apresenta valor de $f_{(Sm-Nd)}$ de -0,170 e $^{147}Sm/^{144}Nd$ de 0,163 que corresponde a rochas graníticas fracionadas. Neste caso foi realizado o cálculo de idade modelo para estágio duplo de

fracionamento (Sato & Tassinari 1997) para a amostra 99/PN-01. No entanto, o resultado de idade modelo em estágio duplo, de 2,17 Ga não alterou o valor da idade T_{DM} obtida no cálculo em estágio único de evolução que apresentou o mesmo valor de 2,17 Ga.

Quanto aos granitos paleoproterozóicos, os valores de $\epsilon_{Nd(2,08Ga)}$ para o Granito Ipueiras são de 2,49 e 2,89, os de $\epsilon_{Nd(0)}$ são -6,05 e -23,80 (Tabela 7.5). As idades T_{DM} são de 2,17 Ga e 2,15 Ga. Os valores de $\epsilon_{Nd(2,08Ga)}$ para o Granito Areias são 2,27 e 2,26, valores iniciais $\epsilon_{Nd(0)}$ são -16,58 e -18,30 e idades T_{DM} de 2,18 Ga e 2,19 Ga. O gráfico de evolução do Nd para os granitos paleoproterozóicos está demonstrado na Figura 7.7.

Como o processo de fracionamento não foi suficiente para alterar o resultado de T_{DM} em estágio único da amostra 99/PN-01, e seu valor demonstra ser coerente com outros valores obtidos para os granitos paleoproterozóicos, a idade de 2,17 Ga não foi descartada.

De acordo com os resultados de ϵ_{Nd} e idade modelo T_{DM} obtidos para os corpos graníticos neoproterozóicos demonstrados na Tabela 7.5, o Granito Palmas apresenta valores de $\epsilon_{Nd(0,55Ga)}$ de -10,29 e -10,34 e valores atuais $\epsilon_{Nd(0)}$ de -16,46 e -17,03 e idades T_{DM} de 1,73 Ga e 1,81 Ga. O Granito Matança apresenta valores de $\epsilon_{Nd(0,55Ga)}$ de -13,34 e -13,27, valores atuais $\epsilon_{Nd(0)}$ -18,98 e -20,01 e idades T_{DM} de 1,93 Ga e 2,10 Ga, enquanto que para o Granito Lajeado os valores de $\epsilon_{Nd(0,55Ga)}$ são de -10,51 e -9,77, valores de $\epsilon_{Nd(0)}$ são -13,25 e -16,52 e idades T_{DM} de 1,71 Ga e 1,86 Ga. O gráfico de evolução do Nd para os granitos neoproterozóicos está demonstrado na Figura 7.8.

Condritico Uniforme (CHUR) e o modelo de Manto Empobrecido (*DM-Depleted Mantle*), sendo que para este último diferentes modelos são adotados.

O cálculo da idade modelo T_{CHUR} ou T_{DM} , para uma evolução linear dos isótopos de Nd no manto superior, está representado na fórmula (1) segundo De Paolo (1981,1988):

$$T(x) = (1/\lambda) \ln \{ 1 + [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_x - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{am}] / [(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_x - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{am}] \} \quad (1)$$

sendo que:

T- idade modelo

x- relativo ao *CHUR* ou *DM*;

am- amostra (razão atual) e,

λ - constante de desintegração do ^{147}Sm .

Neste trabalho é adotado o modelo proposto por De Paolo (1988) para o manto empobrecido fracionado, que considera o gráfico de evolução isotópica do Nd uma parábola, de acordo com as fórmulas 2 e 3. Para o cálculo da idade modelo considera-se o parâmetro de ϵ_{Nd} , que representa a comparação da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ atual ou da época de formação da rocha estudada com a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ do CHUR na mesma época. Quando a origem da rocha é mantélica, o parâmetro de ϵ_{Nd} assume valores positivos e, quando esta origem for crustal, o parâmetro ϵ_{Nd} irá indicar valores negativos. Segundo De Paolo (1988) os valores de ϵ_{Nd} para os diferentes ambientes cratônicos são os seguintes: Arcos de Ilha +8; cadeias de ilhas intraplaca 0 a +8, cristas meso-oceânicas +10, crátons continentais -5, riftes continentais -5 a +8 e arcos de margens continentais -20 a +8.

$$\epsilon_{Nd} (T) = 0,25 T^2 - 3T + 8,5 \text{ (curva do manto empobrecido-DM)} \quad (2)$$

$$\epsilon_{Nd} (T) = \epsilon_{Nd} (0) - 25,09 f_{(Sm-Nd)} T \text{ (evolução de rocha crustal)} \quad (3)$$

sendo que:

$f_{(Sm-Nd)}$ (função do samário-neodímio) representa o grau de fracionamento da rocha.

Tabela 7.5- Resultados analíticos Sm-Nd em Rocha total dos corpos graníticos paleoproterozóicos e neoproterozóicos estudados.

GRANITOS NEOPROTEROZÓICOS										
Unidade Geológica	Sigla da Amostra	Sm	Nd	Sm/Nd	$f_{Sm/Nd}$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(T)$ 0,55(Ga)	T_{DM} (Ga)
Granito Matança	MAT 01	16,64	100,1	0,166	-0,489	0,10052 ± 25	0,511612 ± 4	-20,01	-13,27	1,93
Granito Matança	MAT 02	17,31	92,33	0,187	-0,424	0,11337 ± 39	0,511665 ± 9	-18,98	-13,14	2,10
Granito Lajeado	99/CI-08	10,30	60,44	0,170	-0,476	0,10300 ± 11	0,511800 ± 10	-13,35	-9,77	1,71
Granito Lajeado	99/CI-03B	14,40	10,30	0,187	-0,436	0,11092 ± 33	0,511791 ± 11	-16,52	-10,51	1,86
Granito Palmas*	PAL-1*	16,48	98,37	0,168	-0,485	0,10127	0,511765	-17,03	-10,34	1,73
Granito Palmas*	PAL-4A*	28,43	158,06	0,180	-0,447	0,10873	0,511794	-16,46	-10,29	1,81
GRANITOS PALEOPROTEROZÓICOS										
										$\epsilon_{Nd}(T)$ 2,08(Ga)
Granito Ipueiras	99/PN-01	4,20	15,56	0,270	-0,170	0,16330 ± 8	0,512328 ± 6	-6,05	2,89	2,17
Granito Ipueiras	99/PN-02	15,68	96,37	0,163	-0,500	0,09834 ± 74	0,511418 ± 12	-23,80	2,49	2,15
Granito Areias	99/PN-04	7,52	37,94	0,198	-0,391	0,11975 ± 19	0,511700 ± 5	-18,30	2,27	2,18
Granito Areias	2001/CL-12	6,10	29,22	0,208	-0,358	0,12622 ± 3	0,511788 ± 2	-16,58	2,26	2,19

* resultados analíticos Sm-Nd obtidos por Lobo (2000), recalculados para o modelo de De Paolo (1981) neste trabalho.

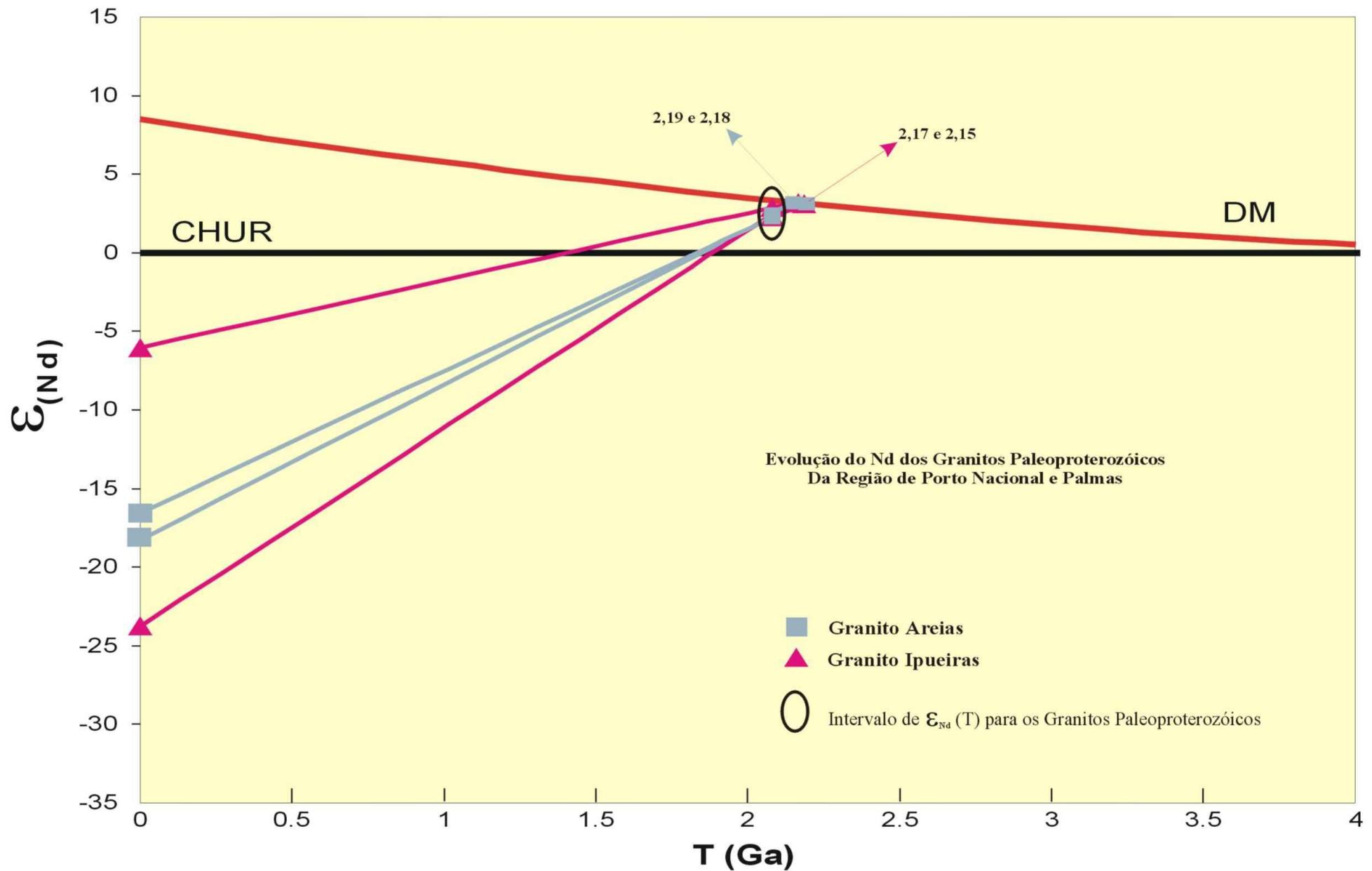


Figura 7.7- Diagrama Idade $T(\text{Ga})$ versus ϵ_{Nd} (De Paolo 1981). Resultados Isotópicos Sm-Nd em rocha total, idades modelo T_{DM} das amostras dos granitos paleoproterozóicos da região de Porto Nacional-Palmas. Amostras com idade de cristalização obtidas pelo método de evaporação de Pb em zircão. (Granito Areias: amostras 99/PN-04 e 2001/CL-12; Ipueiras: amostras 99/PN-01 e 99/PN-02)

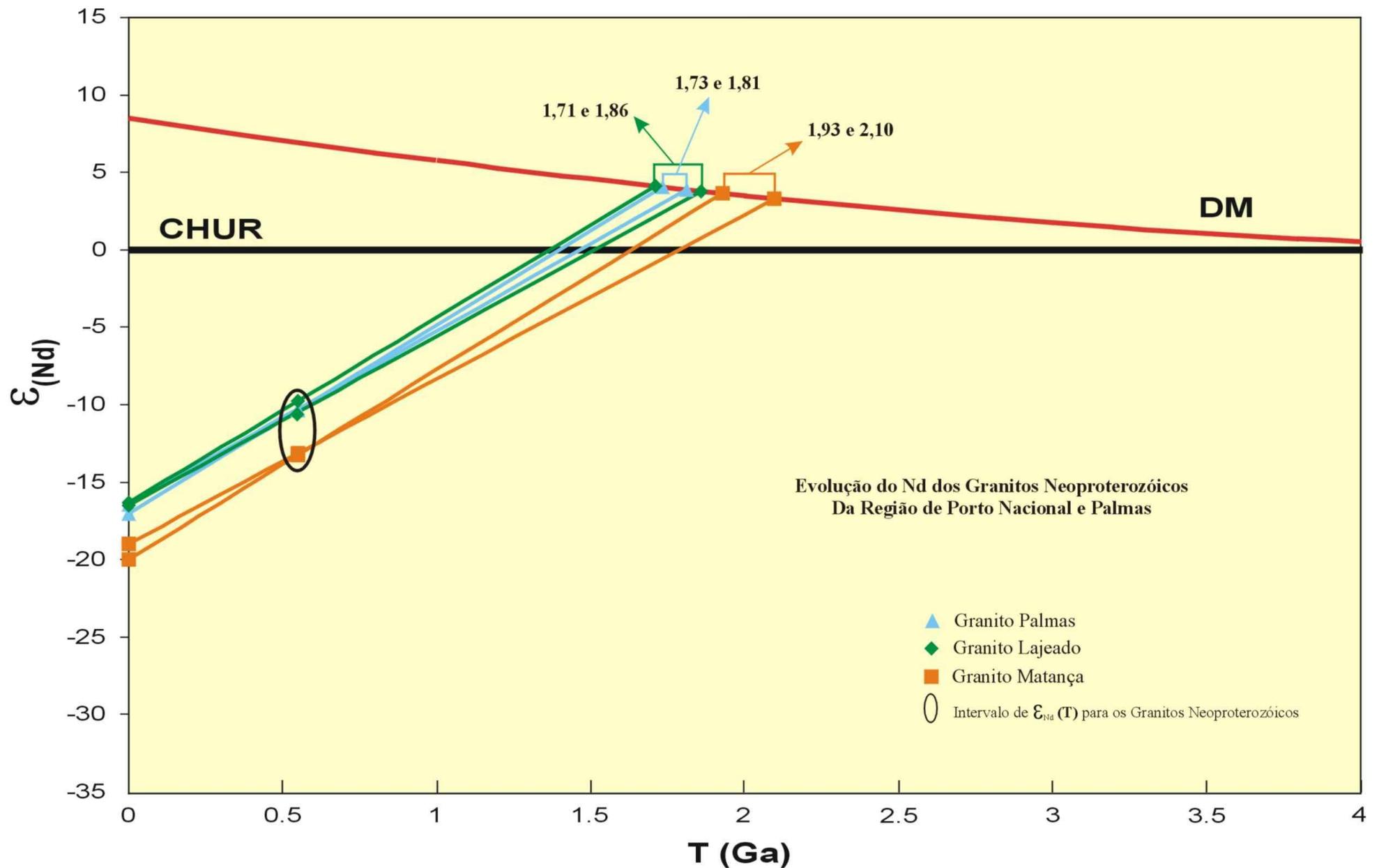


Figura 7.8- Diagrama Idade **T(Ga)** versus ϵ_{Nd} (De Paolo 1981). Resultados Isotópicos Sm-Nd em rocha total, idades modelo T_{DM} das amostras dos granitos neoproterozóicos da região de Porto Nacional-Palmas. Amostras com idade de cristalização obtidas pelo método de evaporação de Pb em zircão. (Granito Matança: amostras MAT 01 e MAT 02; Granito Palmas: amostras PAL-1 e PAL-4A; Granito Lajeado: amostras 99/CL-08 e 99CL-03B).

7.3- DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS ISOTÓPICOS DE EVAPORAÇÃO DE Pb EM MONOCRISTAIS DE ZIRCÃO E IDADE MODELO Sm-Nd (T_{DM})

A metodologia de evaporação de Pb em monocristais de zircão considera, em princípio, que os valores obtidos representariam a idade mínima de cristalização de uma determinada rocha. No entanto, as idades obtidas são calculadas a partir das médias dos resultados obtidos para cada cristal de zircão das diferentes amostras, podendo esta ser interpretada como a idade de cristalização da rocha, já que estudos anteriores (Gaudette et al. 1993, 1998) demonstram a boa correlação entre as idades obtidas pelo método de evaporação de Pb e idades obtidas em monocristais de zircão utilizando o método convencional U-Pb.

Portanto, as idades médias obtidas pelo método de evaporação de Pb em zircão para os granitos Areias, Itália e Ipueiras, que foram de 2.086 ± 5 Ma, 2.078 ± 6 Ma e 2.073 ± 2 Ma, respectivamente, podem ser consideradas como as idades de cristalização ou colocação desses corpos graníticos. Todos esses resultados são bem coerentes com o que já se conhecia para esta granitogênese, sendo que os valores obtidos se superpõem dentro da faixa de erros. A idade de 2.054 ± 14 Ma (método U-Pb em SHRIMP) obtida para o Granito Ateias por Fuck et al. (2002) mostra uma diferença em torno de 20 Ma para a idade obtida neste trabalho. Considerando a maior confiabilidade do método U-Pb em SHRIMP, a idade de 2.054 ± 14 Ma pode representar a idade de colocação deste corpo, no entanto não se pode descartar a possibilidade de serem corpos diferentes, já que neste trabalho o Granito Areias foi datado na seção tipo.

As idades obtidas reforçam a presença de magmatismo do Paleoproterozóico de 2,08 Ga na porção central da Província Tocantins, sendo representado pelos granitos Areias, Itália, Ipueiras e do Carmo.

As idades modelo T_{DM} Sm-Nd obtidas nos granitos paleoproterozóicos apresentam valores de 2,19 Ga a 2,15 Ga e são interpretadas como a idade de extração do manto do protólito ígneo que originou os granitos paleoproterozóicos. Essas idades indicam também um curto tempo de residência crustal, já que as idades

T_{DM} são próximas das idades de cristalização destes corpos. Os valores $\epsilon_{Nd(2,08Ga)}$ levemente positivos, entre 2,26 e 2,89, indicam contribuição mantélica para a formação desses corpos, relacionada a fusão de crosta juvenil paleoproterozóica. A fonte provável para os granitos pode ser relacionada aos terrenos gnáissicos e granulitos de Porto Nacional, cuja idade T_{DM} de 2,40 Ga e 2,55 Ga e $\epsilon_{Nd(2,15Ga)} -1,56$ a $+0,9$ (Gorayeb & Moura 2002) são compatíveis com as idades obtidas neste trabalho (Figura 7.9).

Os valores de T_{DM} obtido por Fuck et al. (2002) para o Granito Areais, de 2,27 Ga e 2,23 Ga, são diferentes das idades obtidas neste trabalho, o que sugere a provável diferença entre o corpo datado por Fuck et al. (2002) e aquele datado nesta dissertação.

Considerando a semelhança entre as idades modelo obtidas em estágio único nas amostras 99/PN-01 e 99/PN-02 do Granito Ipueiras e por não se observar alteração no cálculo da idade modelo em estágio duplo para a amostra 99/PN-01, a idade T_{DM} obtida para esta amostra pode ser considerada para o cálculo de idade modelo do Granito Ipueiras. No entanto a evolução do neodímio para esta amostra não corresponde ao padrão admitido para os granitos paleoproterozóicos (Figura 7.8).

As idades modelo T_{DM} Sm-Nd obtidas nos granitos neoproterozóicos, que variam entre 1,71 Ga e 2,1 Ga representam a idade de extração do manto do protólito ígneo que originou estas rochas e podem indicar ainda uma provável mistura de fontes, já que não são encontradas na região idades paleoproterozóicas no intervalo de 1,71 Ga a 1,93 Ga. Os valores de $\epsilon_{Nd(0,55Ga)}$ fortemente negativos, variando de $-13,27$ a $-9,77$, indicam forte contribuição crustal para a formação destas rochas. Comparando-se a curva de evolução de Nd dos granitos neoproterozóicos com a dos granulitos de Porto Nacional obtidos por Gorayeb & Moura (2002) e também com a curva de evolução dos granitos paleoproterozóicos, observa-se que a contribuição paleoproterozóica no Granito Matança, cujas idades T_{DM} são mais antigas, foi mais significativa. Nos granitos Palmas e Lajeado, os valores de T_{DM} podem ser explicados por pequena contribuição de crosta juvenil (neoproterozóica ?) (Figura 7.10).

De acordo com estes resultados isotópicos de Nd, os granitos neoproterozóicos estudados não podem ser relacionados com a granitogênese do Arco Magmático de Goiás. No entanto, as rochas do Arco Magmático podem ser consideradas como

provável fonte de mistura para a geração dos granitos neoproterozóicos da região de Palmas-Porto Nacional (Figura 7.10).

Pelos resultados obtidos é possível concluir a existência de dois principais eventos de granitogênese na região de Palmas-Porto Nacional, sendo um evento do Paleoproterozóico com idade em torno de 2,08 Ga, representado pelos granitos do Carmo, Areias, Ipueiras e Itália, e outro evento do Neoproterozóico de idade próxima de 0,55 Ga, representados pelos granitos Lajeado, Palmas, Matança e Aroeira.

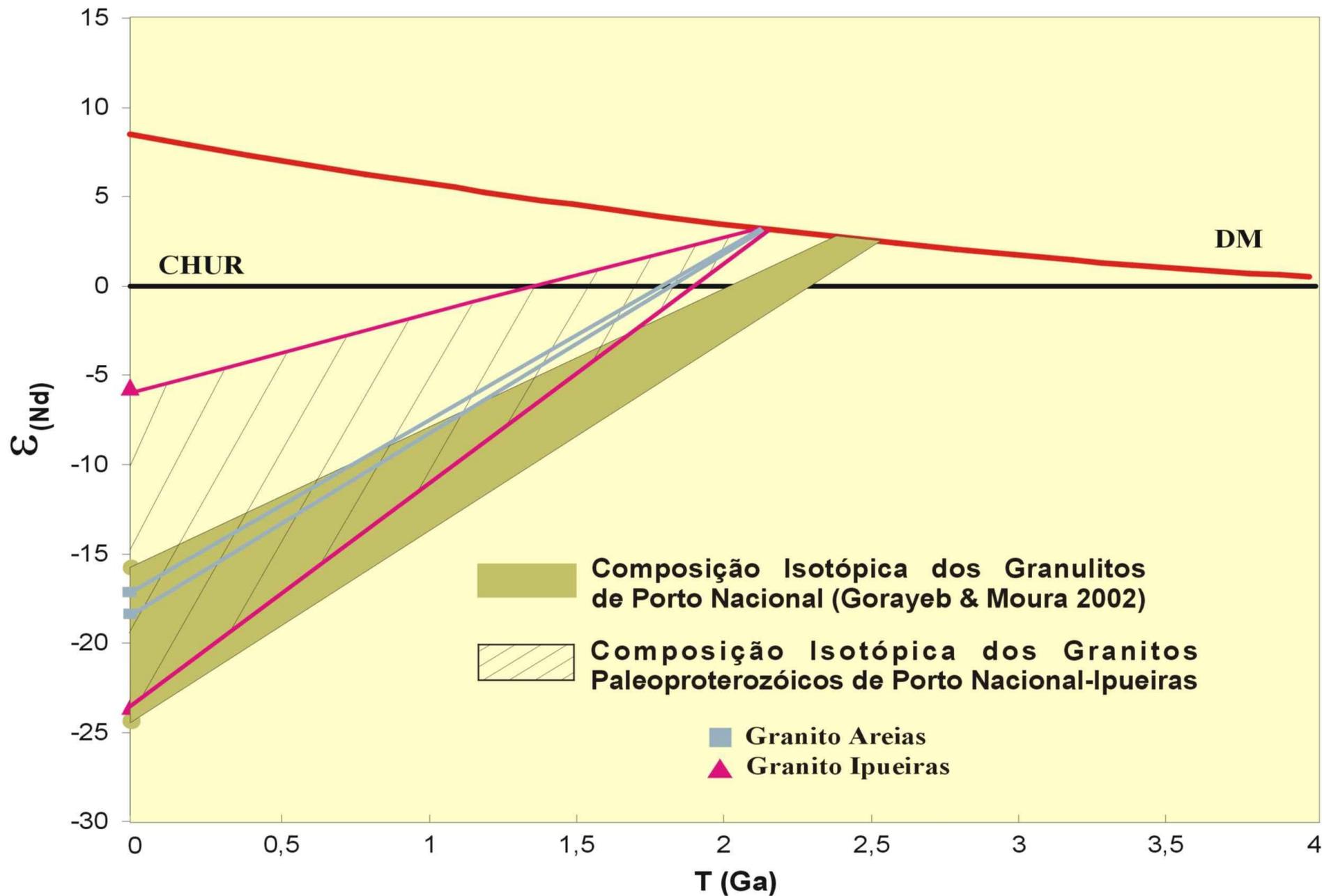


Figura 7.9- Diagrama Idade **T(Ga)** versus ϵ_{Nd} (De Paolo 1981). Comparação entre os campos de evolução do Nd para os granitos do Paleoproterozóico de Porto Nacional-Palmas e granulitos do Paleoproterozóico de Porto Nacional (Gorayeb & Moura 2002).

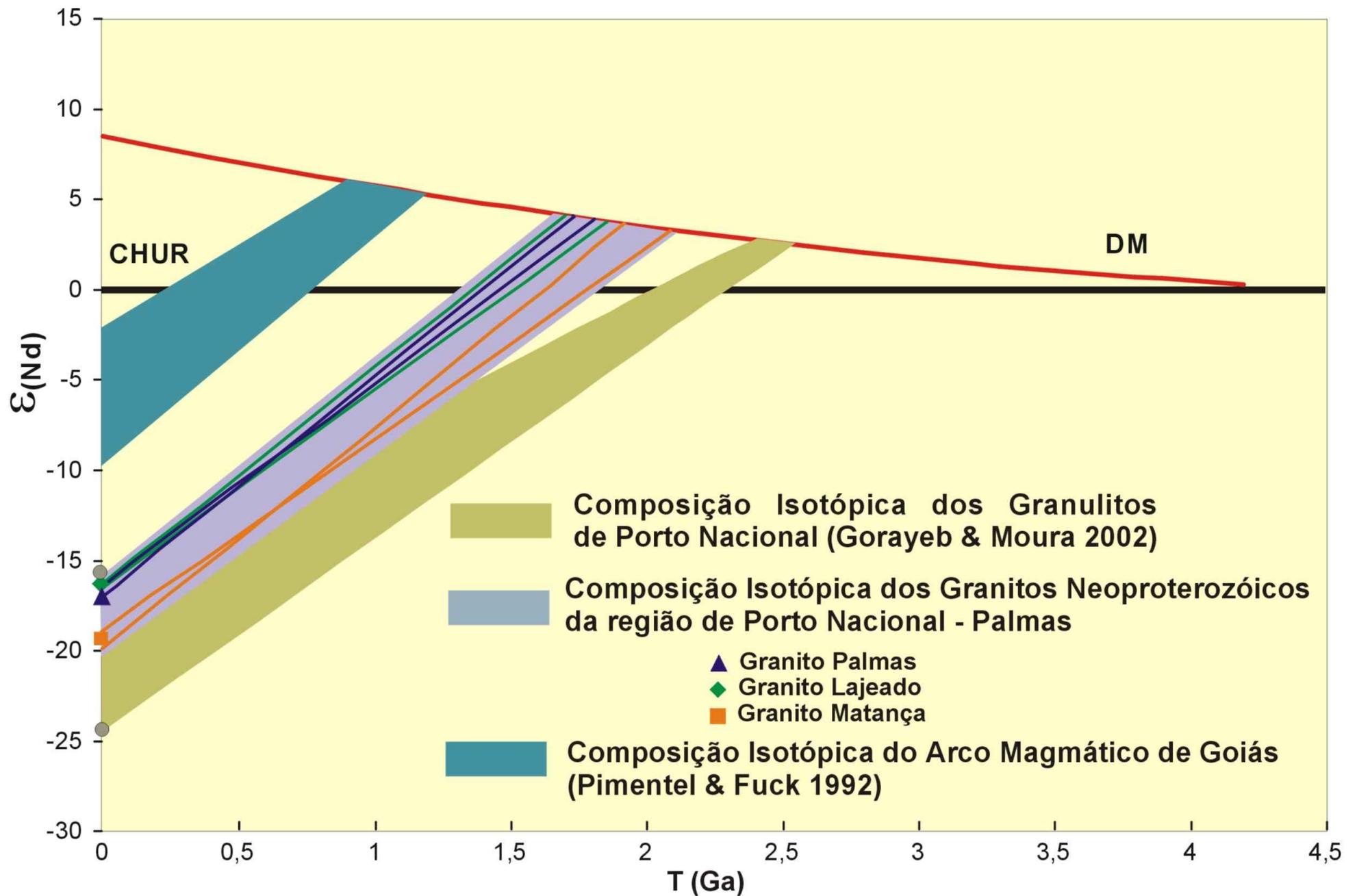


Figura 7.10- Diagrama Idade **T(Ga)** versus ϵ_{Nd} (De Paolo 1981). Comparação entre os campos de evolução do Nd para os granitos neoproterozóicos de Porto Nacional-Palmas; granulitos paleoproterozóicos de Porto Nacional (Gorayeb & Moura 2002) e rochas neoproterozóicas que compõem o Arco Magmático de Goiás (Pimentel & Fuck 1992).

8- CONSIDERAÇÕES FINAIS

As investigações realizadas no âmbito desta dissertação reuniram dados de campo, petrográficos, litoquímicos e geocronológicos de oito corpos graníticos permitindo avançar no conhecimento do magmatismo granítico da região de Palmas-Porto Nacional. A sistematização dos dados dos vários corpos permitiu compará-los entre si, estabelecendo parâmetros discriminativos que levaram a caracterizar dois importantes eventos de granitogênese, um de idade paleoproterozóica e outro de idade neoproterozóica.

O evento do Paleoproterozóico (2,08 Ga) é representado pelos granitos do Carmo, Areias, Ipueiras e Itália, enquanto que o do Neoproterozóico (0,55 Ga) pelos granitos Lajeado, Palmas, Matança e Aroeira.

Outras considerações mais específicas para os granitos paleoproterozóicos e neoproterozóicos são discutidas a seguir:

- Os estudos petrográficos, litoquímicos e de campo referentes aos granitos paleoproterozóicos revelaram que são corpos que guardam muitas semelhanças, podendo ser geneticamente relacionados;
- Os estudos litoquímicos revelaram semelhança na assinatura geoquímica entre os granitos paleoproterozóicos, sendo classificados como de natureza subalcalina, com caráter peraluminoso a levemente metaluminoso e como granitos do Tipo-A;
- Os estudos geocronológicos revelaram idades de cristalização em torno de 2,08 Ga para os granitos paleoproterozóicos (Ipueiras e Areias) e os resultados de Sm-Nd Idade modelo revelaram valores de T_{DM} entre 2,19 Ga e 2,15 Ga e $\epsilon_{Nd(2,08Ga)}$ com valores positivos em torno de 2,49 e 2,89. Os valores de T_{DM} indicam que estes plútons foram gerados a partir de uma crosta de idade paleoproterozóica e os valores de ϵ_{Nd} indicam contribuição mantélica para a formação desses corpos, relacionado a fusão desta crosta juvenil paleoproterozóica; que pode ser representado pelos terrenos gnáissicos e granulíticos de Porto Nacional;

- A pequena diferença entre a idade T_{DM} e a idade de cristalização dos granitos paleoproterozóicos, aliado a valores positivos de ϵ_{Nd} indicam pouco tempo de residência crustal para estes corpos;
- Os granitos neoproterozóicos também revelaram que são corpos semelhantes, e podem igualmente ter relações genéticas comuns;
- Os estudos litoquímicos revelaram semelhança na assinatura geoquímica entre os granitos neoproterozóicos, sendo classificados como de natureza subalcalina, com caráter peraluminoso a levemente metaluminoso e como granitos do Tipo-A. No entanto, vale ressaltar a maior dispersão das amostras destes granitos quando plotados nos diagramas de classificação, quando comparado com os granitos paleoproterozóicos;
- Os resultados isotópicos de Sm-Nd Idade Modelo revelaram que as idades T_{DM} entre 2,1 Ga e 1,71 Ga e os valores de $\epsilon_{Nd(0,05Ga)}$ entre $-13,34$ e $-9,77$ mostram a forte contribuição crustal na formação dos corpos graníticos do Neoproterozóico. Nessa região não se tem registro de rochas com idades no intervalo entre 1,7Ga e 1,8 Ga. No entanto, com base nas curvas de evolução da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ para os granulitos de Porto Nacional, é possível explicar os valores de T_{DM} para os granitos Lajeado e Palmas através de uma contribuição de crosta juvenil mais nova, podendo ser de idade neoproterozóica associada ao Arco Magmático de Goiás (?). No caso do Granito Matança, cuja idade T_{DM} é mais antiga, a contribuição da crosta paleoproterozóica teria sido mais significativa;
- Os estudos isotópicos Sm-Nd T_{DM} para os granitos neoproterozóicos não permitem compará-los com aqueles representantes do Arco Magmático de Goiás;
- Uma constatação a partir deste estudo geocronológico é que apesar dos trabalhos anteriores terem sugerido idades arqueanas para muitas unidades da região, com os dados obtidos até o presente não se pode manter esta suposição. Entretanto contribuições de crosta paleoproterozóicas são evidentes;

- Como o Granito Lajeado, datado em sua área tipo (Barbosa et al. 1966) na cidade de Lajeado-TO, é de idade neoproterozóica (546 ± 4 Ma), não é possível manter a definição de Suíte Lajeado (Costa et al. 1984) para reunir granitos do Paleoproterozóico. Por isso sugerimos uma redefinição do termo Suíte Lajeado, reunindo deste modo o grupo de granitos neoproterozóicos Lajeado, Palmas, Matança e Aroeira como constituintes desta suíte. Sugerimos então resgatar a denominação de Cunha et al. (1981) de Suíte Ipueiras, que aqui propomos reunir os granitos paleoproterozóicos Ipueiras, Itália, Areias e do Carmo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. 1978. O Supergrupo Baixo Araguaia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, *Anais...* SBG: v.2, p.539-545.
- ABREU, F.A.M.; GORAYEB, P.S.S.; HASUI, Y. 1994. Tectônica e inversão metamórfica no Cinturão Araguaia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, *Bol. Res. Exp...* p.1-4.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; NEVES, B.B.B.; FUCK, R. A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande, *Atas...* SBG, p.363-391.
- ALVARENGA, C.J.S.; MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S.; ABREU, F.A. M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. In: CORDANI, U.G.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (ed). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, SBG: p. 183-193.
- ARCANJO, S.H.S. 2002. *Evolução geológica das seqüências do embasamento na porção sul do Cinturão Araguaia- Região de paraíso do Tocantins*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, 176 p. (Tese de Doutorado)
- ARCANJO, S.H.S.; ABREU, F.A.M.; MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S. 2000. Rio do Coco Volcano-Sedimentary: a 2.6 Ga exotc terrain in the Paleoproterozoic Tocantins shear belt, Central-Brasil. In: INTERNATIONAL GEOLOGY CONGRESS, 31., Rio de Janeiro. *Anais...* CD-ROM.
- AVELAR, V.G. 2002. *Geocronologia Pb-Pb em zircão e Sm-Nd rocha total da porção centro-norte do Estado do Amapá- Brasil: Implicações para a evolução geodinâmica do setor oriental do Escudo das Guianas*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. 213p. (Tese de Doutorado)
- AVELAR, V.G. 1996. *Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã. SE do Estado do Pará, Amazônia Oriental*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. 149p. (Dissertação de Mestrado)

- BARBOSA, A. A.; LAFON, J.M.; NEVES, A.P.; VALE, A.G. 1995. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr do Granito Redenção, SE do Pará: Implicações para a evolução do magmatismo proterozóico da região de Redenção. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeld Série Ciências da Terra*, 7:147-164.
- BARBOSA, O.; GOMES, F.A.; HEMBOLD, D.R. 1966. *Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia*. Rio de Janeiro. DFPM/DNPM. 94p. (Relatório Final)
- BARRADAS, J. A. da S. 1994. *Geocronologia das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas da porção Centro-Sul do Estado do Tocantins*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-graduação em Geologia e geoquímica. 85p. (Dissertação de Mestrado)
- CHAVES, C.L. 2000. *Geologia, Geocronologia e Petrografia do Granito Lajeado-TO*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 53p. (Trabalho de Conclusão de Curso)
- CORDEIRO, A.C. 1982. Geologia preliminar da região de Andorinhas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém. *Anais...SBG*: v.1, p.45-49.
- COSTA, J.B.S. 1985. *Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. 209p. (Tese de Doutorado)
- COSTA, J.B.S. 1980. Estratigrafia da região de Colméias. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriu. *Anais... SBG*: v.2, p.720-728.
- COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S.S.; BEMERGUY, R.L.; GAMA JR. T.; KOTSCHOUBEY, B.; LEMOS, R.L. 1983. *Projeto Paraíso do Norte*. Belém, DNPM/UFPA. 125p. (Relatório final)
- COSTA, J.B.S; LEMOS, R.M; MARTINS J.P.A.M; BELTRÃO, J.F; GÓES, A.M.; HASUI, Y. 1984. Geologia da região de Porto Nacional. *Revista Brasileira de Geociências*. 14 (1); 3-11.
- COSTA, J.B.S; MARTINS, J.P.A.; BELTRÃO, J.F; GÓES, A.M; LEMOS, R.M.; GORAYEB, P.S.S. 1982. *Projeto Porto Nacional*. Belém, DNPM/UFPA. 107p. (Relatório final)

- CRUZ, E.L.C.C. 2001. *A gênese e o contexto tectônico da mina Córrego Paiol, terreno Almas-Conceição*: um depósito de ouro hospedado em anfibolito do embasamento da Faixa de Dobramento Brasília. Brasília, Universidade de Brasília. Instituto de Geociências. Pós-Graduação em Geologia. 183p. (Tese de Doutorado)
- CUNHA, B.C.; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITTHAN, J.M.L.; SOUZA Jr, J.J.; MONTALVÃO, R.M.G.; SOUZA, A.M.S.; HILDRED, T.R.; TASSINARI, C.C.C. 1981. Geologia. In: *PROJETO RADAMBRASIL. Folha SC.22 Tocantins*. Rio de Janeiro. DNPM, p.21-196. (Levantamento de Recursos Naturais, 22)
- DALL'AGNOL, R. 1982. Maciço Jamon: Evolução Petroológica de um granito da Amazônia Oriental. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém. *Anais...SBG:v.2,p.139-161*.
- DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N.P.; MACAMBIRA, J.B.; KOTSCHOUBEY, B.; GORAYEB, P.S.S.; SANTOS, M.D. 1988. Petrologia dos gnaisses e micaxistos da porção norte da Faixa de Dobramento Araguaia-GO-Brasil. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA. 7., Belém. *Anais...SBG:v.1, p.1-19*.
- DALL'AGNOL, R & MAGALHÃES, M.S. 1995. Geochemistry and petrogenesis of the anorogenic Jamom and Musa granites, eastern Amazonian craton, Brazil: Implications for the genesis of the A-type proterozoic granites. SYMPOSIUM ON RAPAKIVI GRANITES AND RELATED ROCKS. Belém, University Federal of Pará. Center for Geosciences. p.22-23.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian province, Amazonian Craton. Geochronological, Petrological aspects. *Mineralogy and Petrology*, **50**:113-138.
- DALL'AGNOL, R., RAMÖ, O. T.; MAGALHÃES, M,S.; MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Petrology of the anorogenic, oxidized Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A_type granites. *Lithos*, **46**: 431-462.

- DALL'AGNOL, R.; SOUSA, 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: INTER. SYMP. ON GRAN. AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais –SGM, Salvador, 1997, p.135-161.
- DAMASCENO, F.F. 1998. Geocronologia Pb/Pb em zircão do Granito Ipueiras (Região de Porto Nacional-TO). In: SEMINÁRIO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UFPA, 9. Belém. *Resumos*. p.321.
- DEPAOLO, D.J. 1981. Nd isotopic studies: Some new perspectives on earth structure and evolution. *EOS*, **62**: 137-145.
- DEPAOLO, D.J. 1988 *Neodymium isotopes geochemistry- An introduction*. Berlin, Springer-Verlag. 187p.
- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare earth abundance in chondritic meteorites. *Geochimica Cosmochimica* 42: 1199-1212.
- FAURE, G. 1986. *Principles of Isotope Geology*. 2. Ed. 512p.
- FUCK, R.A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica da Província Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 4. Brasília. *Anais...* p. 184-187.
- FUCK, R.A. ; DANTAS, E.L.; PIMENTEL, M.M.; JUNGES, S.L.; MORAES, R. 2001. Nd isotopes, U-Pb single grain and SHRIMP zircon ages from basement rocks of the Tocantins Province. In: Servicio Nacional de Geologia y Minería, South American Symposium on Isotope Geology, Pucon, Proceedings, Extended Abstract. p.40.
- FUCK, R.A.; DANTAS, E.L.; PIMENTEL, M.M.; BOTELHO, N.F.; JUNGES, S.L.; HOLANDA, M.H.B.M.; MORAES, R.; ARMSTRONG, R. 2002. Crosta continental Paleoproterozóica no embasamento da porção norte da faixa Brasília: Novos dados Sm-Nd e U-Pb. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., João Pessoa. *Anais...* p.308.
- GASTAL, M.C.R. 1987. *Petrologia do Maciço Granítico Musa, Sudeste do Pará*. Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. 316p. (Dissertação de Mestrado)

- GAUDETTE, H.E; LAFON, J.M.; MOURA, C.A.V.; SCHELLER, T. 1993. Datação de monocristais de zircão por evaporação de Pb no Laboratório de Geologia Isotópica – UFPA: metodologia e primeiros resultados. In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4., Brasília. *Resumos Expandidos...*p.235-237.
- GAUDETTE, H.E; LAFON, J.M.; MOURA, C.A. V.; SCHELLER, T. 1998. Comparison of single filament Pb evaporation/ionization zircon ages with conventional U-Pb results: examples from the Presambrian of Brazil. *Journal of South American Earth Science*. 11(4): 351-363.
- GORAYEB, P.S.S. 1981. *Evolução geológica da região de Araguacema Pequizeiro-Goiás-Brasil*. Belém, Universidade Federal do Pará, Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 100p. (Dissertação de Mestrado)
- GORAYEB, P.S.S. 1989. Corpos serpentíníficos da faixa Araguaia na Região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia (Goiás-Pará). *Revista Brasileira de Geociências*. **19**(1):51-62.
- GORAYEB, P.S.S. 1996. *Petrologia e Evolução Crustal das Rochas de Alto Grau de Porto Nacional-TO*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Pós-Graduação em Geoquímica e Petrologia. 262p.(Tese de Doutorado)
- GORAYEB, P.S.S. & MOURA, C.A.V. 2001. Aspectos geológicos e geocronológicos do Anortosito Carreira Comprida, região de Porto Nacional-TO. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., Belém. *CD ROM*.
- GORAYEB, P.S.S & MOURA, C.A.V. 2002. Idades Modelo T_{DM} dos granulitos de Porto Nacional-TO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41. João Pessoa. *Anais...* p.30.
- GORAYEB, P.S.S.; ARCANJO, S.H.S.; MOURA, C..A.V. 2000. Granitogenesis events in the Porto Nacional-Palmas-Paraíso do Tocantins region, Tocantins Province, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro. *Anais...* *CD-ROM*.
- GORAYEB, P.S.S.; MOURA, C.A.V.; CALADO, W.M.; KOTSCHOUBEY, B. 2001a. Idades paleoproterozóicas em zircão dos *pillows* basaltos da Serra do Tapa (Cinturão Araguaia)-Município de Sapucaia-PA. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., Belém. *CD ROM*.

- GORAYEB, P.S.S.; MOURA, C.A.V.; CHAVES C.L. 2001b. A granitogênese neoproterozóica no Setor Setentrional da Província Tocantins. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA,7.,Belém. *CD ROM*.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S.S.; LEMOS, R.L.; GAMA Jr., BEMERGUY, R.L. 1984. Geologia do Pré-Cambriano da região de paraíso do Norte de Goiás-GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, *Anais...SOG*: p.2220-2233.
- HASUI, Y.; HENNIES, W.T.; IWANUCH, W. 1975. Idades potássio argônio do pré-cambriano da região centro norte do Brasil. *Bol.IG-USP*, **6**:77-83.
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU,K.; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E.A.1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém. *Anais...SBG*:v.1, p.100-110.
- IRVINE, T.N & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to chemical classification of the comon volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**:523-548.
- KOBER, B.1986. Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age- investigations on single zircons using a double-filament source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **93**: p.482-490.
- KOBER, B. 1987. Single Grain Evaporation combined with Pb Emitter Bedding $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ investigation using thermal ion mass spectrometry and implications to zirconology. *Contribution Mineralogy and Petrology*, **96**:63-71.
- KOSTOLANY, C. 1965. Nouvelle m´thode d´analyse isotopique des zircons à l´état naturel après attaque direct sur le filament. *C.R.Acad.Sci.*, Paris, **261**:5849-5851.
- KOTSCHOUBEY, B.; LAFON J.M.; SACHETT C.R.; DAMASCENO F.F. 2000. Timing of the Proterozoic magmatism and shert-zone related gold mineralizations from Porto Nacional regio (State of Tocantins, Brazil) In:INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESSO,31., CD ROM.
- LA ROCHE, H.D.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDER, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analises- Its relationship whith current nomenclature. *Chem. Geol.*, **29**:183-210.

- LAMARÃO, C.N.& KOTSCHOUBRY,B. 1994. Mineralização a berilo e turmalina do corpo pegmatítico do Catingueiro, Suíte Santa Luzia, região de Paraíso do Tocantins (TO). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém. *Bol.Res.Exp...*p.89-90.
- LOBO, L.R. 2000. *Petrografia e Geocronologia Sm-Nd do Granito Palmas-TO*. Belém, Universidade federal do Pará. Centro de Geociências. 54p.(Trabalho de Conclusão de Curso)
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.E.; LINDERMAYER, D. 1991 U/Pb geochronology of Archean magmatismo and basement reactivation in the Carajás Área, Amazon Shiel, Brazil. *Precambrian Research*, **49**:329-354.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**:635-643.
- MIDDLEMOST, E.A.K. 1985. *Magma and magmatic rocks*. London, Longman.
- MOURA, C.A.V. & GAUDETTE, H.E. 1993. Zircon ages of the basement orthogneisses of the Araguaia belt, North-Central Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 4., Brasília. *Boletim de Resumos Expandidos*. p.232-234.
- MOURA, C.A.V. & GAUDETTE, H.E. 1999. Zircon ages of basement orthogneisses from the northern of the Araguaia Belt, Brazil. *Basement Tectonics*, **13**:155-178.
- MOURA, C.A.V. & SOUSA, C.S. 2002. Idades Pb-Pb em zircão do Granito Santa Luzia: Implicações para a determinação da idade da granitogênese brasileira tardi-tectônica no Cinturão Araguaia (TO). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,41., João Pessoa. *Anais...* p.500.
- O'CONNOR, J.T. 1965 *A clasification for quartz-rich igneos rock based on feldspar ratios*. U.S. Geolo. Surv. Prof. p.79-84. (Paper 525B).
- OLIVEIRA, D.C. 2001. *Geologia, geoquímca e petrologia magnética do Granito Paleoproterozóico Redenção, SE do Cráton Mamazônico*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. 207p. (Dissertação de Mestrado)

- PEARCE, J.A. 1983 Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. & NORRY, M.J. (eds.). *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwick. p.230-249.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25** (4): 956-983.
- PIMENTEL, M.M & FUCK, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20** (4): 375-379.
- PIMENTEL, M.M; FUCK R.A.; BOTELHO, N.F. 1999. Granites and geodynamic history of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. *Lithos*, **46**:463-483.
- PIMENTEL, M.M; FUCK, R.A.; JOST, H.; FERREIRA FILHO, C.F.; DE ARAÚJO, S.M. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and Goiás Magmatic Arc. In: CORDANI, U.G.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (eds). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro. p. 195-229.
- QUARESMA, E.C & KOTSCHUBEY, B. 2001. Granito Aroeira, região de Porto Nacional, TO: testemunha da granitogênese brasileira. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7., CD ROM.
- SACHETT, C. R. 1996. *Geologia, geoquímica isotópica e aspectos metalogenéticos das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas—região de Monte do Carmo-TO*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Pós-Graduação em Geoquímica e Petrologia. 92p. (Dissertação de mestrado)
- SATO, K. & TASSINARI, C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental do Cráton Amazônico baseado em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: COSTA, M.L.C. & ANGÉLICA, R.S (Coords). *Contribuição à Geologia da Amazônia*. SBG-NO:91-142.
- SATO, K. & SIGA JR., O. 2000. Evidence of the superproduction of the continental crust during Paleoproterozoic in South American Platform. Implications regarding the interpretative value of the Sm-Nd model ages. *Revista brasileira de Geociências*, **30**(1): 126-129.

- SCHOBENHAUS FILHO, C.; RIBEIRO, C.L.; OLIVA, L. A.; TAKANOHASHI, J.T.; LINDENMAYER, Z.G.; VASCONCELOS, J.B.; ORLANDI, V. 1975. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo: Folha Tocantins (SD-22)*. Brasília, DNPM. 113p. (Texto explicativo)
- SOUZA, A.C.C.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N.P.1985. Petrologia do Gnaiss Cantão: Implicações na Faixa de Dobramento Araguaia Serra do Estrondo-GO. *Revista Brasileira de Geociências*. **15**:300-310.
- SOUZA, S.H.P. & MOURA, C.A.V. 1996. Considerações estratigráficas com base em datações geocronológicas para rochas graníticas de Paraíso do Tocantins-TO. In SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA. ,5., Belém. *Bol. Resu. Exp...*p.113-116.
- SOUZA, Z.S.; 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 ARCHAEOAM TERRANES OF THE SOUTH AMERICAN PLATFORM. Brasília. *Extended Abstracts*. SBG: p.31-32
- STRECKEISEN, A. 1976. Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommittee on the Systematic of Igneous Rocks. *Geotimes*, **18**:26-36.
- SUNIN, L.V. & MALISHEV, V.I. 1983. The thermochron method of determining Pb-Pb ages. *Geochem. Int.*20:34-45.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **95**:407-419.