

Universidade de Brasília
Instituto de Geociências

***GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA DA
SEQÜÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR DE
IPORÁ E ROCHAS GRANÍTICAS ASSOCIADAS***

Dissertação de Mestrado Número 108

Joseneusa Brilhante Rodrigues

Orientador: Márcio Martins Pimentel

Brasília
1996

***GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA DA
SEQÜÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR DE
IPORÁ E ROCHAS GRANÍTICAS ASSOCIADAS***

Joseneusa Brilhante Rodrigues

Orientador:

Márcio Martins Pimentel

Examinadores:

José Caruso Moresco Danni

Miguel Ângelo Stipp Basei

*à meus pais,
José e Neusa*

ÍNDICE

<i>Índice de Figuras</i>	<i>i</i>
<i>Índice de Tabelas</i>	<i>ii</i>
<i>Índice de Fotos</i>	<i>ii</i>
<i>Agradecimentos</i>	<i>iii</i>
<i>Abstract</i>	<i>iv</i>
<i>Resumo</i>	<i>vi</i>
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 - Apresentação.....	2
1.2 - Ciclo Pan-Africano/Brasiliano.....	3
1.2.1 - As Faixas Brasileiras.....	5
1.3 - Província Tocantins.....	7
1.3.1 - Faixa de Dobramentos Araguaia.....	8
1.3.2 - Faixa de Dobramentos Paraguai.....	9
1.3.3 - Faixa de Dobramentos Brasília.....	10
1.3.4 - Maciço de Goiás.....	13
1.3.5 - Arco Magmático de Goiás.....	14
1.4 - Objetivos.....	15
1.5 - Localização e Acesso.....	16
CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA	17
2.1 - GEOLOGIA DA REGIÃO OESTE DE GOIÁS.....	18
2.1.1 - Estudos Geocronológicos Anteriores.....	23
2.2 - GEOLOGIA DA REGIÃO DE IPORÁ.....	27
2.2.1 - Unidade Ortognáissica.....	30
2.2.2 - Seqüência Vulcano-Sedimentar.....	36
2.2.2.1 - Unidade Metamáfica.....	36
2.2.2.2 - Unidade Metafélsica.....	37
2.2.2.3 - Unidade Metassedimentar.....	39
2.2.3 - Complexo Lajeado.....	39
2.2.4 - Granito Caiapó.....	40
2.2.5 - Granito Iporá.....	40
CAPÍTULO 3 - GEOQUÍMICA	41
3.1 - INTRODUÇÃO.....	42
3.2 - CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA.....	46
3.3 - NATUREZA DO MAGMATISMO ORIGINAL E AMBIENTE TECTÔNICO.....	48
3.4 - DISCUSSÃO.....	61

CAPÍTULO 4 - GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA	
ISOTÓPICA.....	62
4.1 - GEOCRONOLOGIA.....	63
4.1.1 - Método Rb-Sr.....	64
4.1.1.1 - Introdução.....	64
4.1.1.2 - Métodos Utilizados.....	67
4.1.1.3 - Resultados.....	68
4.1.1.3.1 - Diorito Córrego Lajeado.....	68
4.1.1.3.2 - Rochas Ortognáissicas.....	69
4.1.2 - Método U-Pb.....	73
4.1.2.1 - Introdução.....	73
4.1.2.2 - Métodos Utilizados.....	75
4.1.2.3 - Resultados.....	76
4.1.3 - Método Sm-Nd.....	79
4.1.3.1 - Introdução	79
4.1.3.2 - Métodos Utilizados.....	83
4.1.3.2.1 - Laboratório de Geocronologia de Oxford.....	83
4.1.3.2.2 - Laboratório de Geocronologia da USP.....	84
4.1.3.3 - Resultados.....	86
4.2 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	88
CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES.....	91
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	94

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa esquemático mostrando os principais elementos do Sistema orogenético Brasiliano/Pan-Africano-----	04
Figura 2 - Principais faixas orogenéticas e crátons do Neoproterozóico no Brasil -----	06
Figura 3 - Mapa esquemático parcial da Província Tocantins -----	11
Figura 4 - Mapa de localização da área de estudo-----	16
Figura 5 - Mapa geológico esquemático do oeste de Goiás -----	19
Figura 6 - Mapa geológico simplificado da região de Iporá -----	28
Figura 7 - Localização dos pontos analisados para geoquímica e geocronologia -----	43
Figura 8 - Diagrama de Middlemost (1985) para classificação química de rochas -----	46
Figura 9 - Diagrama para classificação química de rochas (LaRoche <i>et al.</i> , 1980) -----	47
Figura 10 - Diagrama de alcalinidade (Irvine & Baragar, 1971) -----	50
Figura 11 - Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) -----	50
Figura 12 - Diagrama de Peacock (1931) -----	51
Figura 13 - Diagrama SiO ₂ x K ₂ O -----	51
Figura 14 - Composição de sílica, cálcio, sódio e potássio de arcos modernos -----	52
Figura 15 - Diagrama de saturação de alumina -----	53
Figura 16 - Diagrama de correlação química e mineralogia da rocha -----	53
Figura 17 - Discriminação de ambientes tectônicos de rochas granitóides -----	55
Figura 18 - <i>Spidergram</i> de elementos menores de ortognaisses de Iporá -----	56
Figura 19 - <i>Spidergram</i> de elementos menores de ortognaisses de Iporá -----	57
Figura 20 - Diagrama de identificação de ambiente tectônico -----	57
Figura 21 - Diagrama de identificação de ambiente tectônico -----	58
Figura 22 - Diagrama Zr x Ti -----	59
Figura 23 - Padrão de Elementos Terras Raras de rochas ortognáissicas de Iporá -----	60
Figura 24 - Padrão de Elementos Terras Raras de rochas ortognáissicas de Iporá -----	60
Figura 25 - Ilustração mostrando a confecção de uma isócrona -----	65
Figura 26 - Variação esquemática das razões ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr e ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ao longo do tempo geológico	66
Figura 27 - Isócrona de amostras do Diorito Córrego Lajeado -----	68
Figura 28 - Isócrona de amostras do ortognaisse bandado -----	70
Figura 29 - Isócrona de amostras do ortognaisse porfirítico -----	71
Figura 30 - Isócrona de amostras do ortognaisse bandado e porfirítico -----	72
Figura 31 - Diagrama esquemático da Concórdia -----	74
Figura 32 - Diagrama da Concórdia das frações de zircão da amostra IP-7C -----	77
Figura 33 - Obtenção gráfica de idades modelo Sm-Nd -----	82
Figura 34 - Ilustração mostrando idades modelo no caso de mistura de magmas -----	87

Figura 35 - Diagrama de evolução $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -----	88
Figura 36 - Diagrama de evolução isotópica do μ_{Nd} -----	89
Figura 37 - Composição isotópica de Sr e Nd de rochas ortognáissicas de Iporá -----	90

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 - Síntese dos resultados geocronológicos do oeste de Goiás -----	24
Tabela 2 - Resultados geoquímicos de elementos maiores e menores de rochas ortognáissicas da região de Iporá -----	44
Tabela 3 - Resultado das análises de ETR -----	45
Tabela 4 - Valores para normalização de alguns elementos menores -----	45
Tabela 5 - Médias apresentadas por Whalen <i>et al.</i> (1987) para rochas granitóides -----	49
Tabela 6 - Resultado das análises Rb-Sr de amostras do Diorito Córrego Lajeado -----	69
Tabela 7 - Resultado das análises Rb-Sr de amostras do ortognaisse bandado -----	69
Tabela 8 - Resultado das análises Rb-Sr de amostras do ortognaisse porfirítico -----	70
Tabela 9 - Concentrações de U e Pb das frações de zircão analisadas -----	76
Tabela 10 - Razões isotópicas das frações de zircão analisadas -----	76
Tabela 11 - Idades aparentes U-Pb e Pb-Pb da unidade metavulcânica -----	77
Tabela 12 - Resultado das análises Sm-Nd de rochas da região de Iporá -----	86

ÍNDICE DE FOTOS

Foto 1 - Afloramento de rochas ortognáissicas no Ribeirão Lajeado -----	31
Foto 2 - Afloramento de rochas ortognáissicas em blocos -----	31
Foto 3 - Textura ígnea preservada -----	33
Foto 4 - Gnaisse porfiroclástico -----	33
Foto 5 - Fotomicrografia de porfiroclasto rotacionado -----	35
Foto 6 - Fotomicrografia de titanitas -----	35
Foto 7 - Aspecto de lâmina de rocha metavulcânica anfibolítica -----	38
Foto 8 - Golfo de corrosão em quartzo de rocha riódacítica -----	38
Foto 9 - Fração de zircão (IP-7C ₁) -----	78
Foto 10 - Fração de zircão (IP-7C ₂) -----	78

AGRADECIMENTOS

Ao longo desses anos, desde o início até o fim desta dissertação, inúmeras pessoas e instituições foram envolvidas. O apoio e a ajuda de todos foi muito importante, por isso gostaria de agradecê-los, especialmente:

- o apoio de minha família;
- ao Márcio Pimentel, por sua orientação, muito necessária, amizade e grande ajuda no meu desenvolvimento profissional;
- ao Guilherme Vendramini Pereira, que durante todo este tempo mostrou-se um grande companheiro ;
- aos meus amigos Leozão e Leozinho, que apesar da distância (1010 km), nunca deixaram de estar ao meu lado;
- aos professores da UnB, que contribuíram enormemente na minha capacitação profissional. Não poderia deixar de fazer uma menção especial ao Professor Fuck, que apesar das eternas cobranças, sempre foi um estimulador para a conclusão deste trabalho;
- às amigas Silvia e Liliane e todos amigos e colegas da CPRM, que me ajudaram com discussões e sugestões, além de, é claro, o grande apoio moral;
- aos amigos e colegas da UnB, sempre alegres e solícitos, especialmente a Graça;
- aos amigos e companheiros das cavernadas, por proporcionarem-me momentos de alegria e descontração, extremamente importantes;
- à Chris (Laboratório de Geocronologia) e todo corpo técnico da UnB pelo apoio em diversas situações;
- ao Instituto de Geociências - UnB, fundamental não só para a realização deste trabalho, mas também para minha formação acadêmica;
- ao CNPq e à CAPES, pelo apoio financeiro indispensável;
- à CPRM, pelas inúmeras vezes em que permitiu dedicar-me exclusivamente à minha dissertação e pelo apoio logístico;
- ao Laboratório de Geocronologia da USP;
- ao Martin Whitehouse;
- à Sally Gibson.

ABSTRACT

The studied area is located in the Goiás Magmatic Arc in the western portion of the Goiás State. In that region, orthogneissic units (deformed granitoids), the Iporá Volcano-Sedimentary Sequence and late to post-tectonic gabbro-dioritic and granitic intrusions are exposed, as well as Phanerozoic rocks of the Paraná Basin and of the Iporá Alkaline Province. Among the main geological units, only the Pre-Cambrian rocks were studied.

The orthogneissic rocks show compositions between granite and tonalite, but granodiorites are predominant. These rocks are strongly sheared, but in some places they show preserved igneous textures and migmatitic pods.

The Iporá Volcano-Sedimentary Sequence is mainly formed by metadacitic, metarhyolitic rocks and, in a smaller proportion, basaltic flows. Muscovite schists, garnet-muscovite schists and rare metaconglomerates are included in the metasedimentary unit.

The orthogneisses and the Volcano-Sedimentary Sequence show mineral paragenesis that indicate metamorphism varying from upper greenschist to amphibolite facies followed by a retrometamorphic event at low greenschist facies (chlorite zone).

Intruding the orthogneissic rocks and the Volcano-Sedimentary Sequence are the late-tectonic to post-tectonic bodies (Lajeado Diorite, Caiapó Granite and Iporá Granite).

The geochemical data show that the magmatism that originated the Orthogneissic Units is calcalkaline, probably of high potassium character. It was most probably produced in a magmatic arc setting, with little crustal contribution.

The orthogneiss sample yielded Rb-Sr isochron ages of approximately 680 Ma, with low initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio (~ 0.7046). The Sm-Nd Model ages are similar to those observed in rocks of the Arenópolis region. The T_{DM} ages of the orthogneiss unit are ca. 1.0 to 1.1 Ga and the ϵ_{Nd} values are positive (ca. +6). A metarhyolite sample of the Volcano-Sedimentary Sequence was dated by the U-Pb method. The zircons yielded

ages of 636 Ma, interpreted as the age of crystallization of the igneous protolite, and 597 Ma, which considered as the metamorphic recrystallization age. The Model Ages of the Volcano-Sedimentary Unit vary from 0.76 to 1.01 Ga and the ϵ_{Nd} values are positive. The Rb-Sr isochron age of the Córrego Lajeado is 651 ± 123 Ma.

Among the areas that were studied at the Goiás Magmatic Arc, the rocks of the Iporá Region are the youngest and their isotopic ratios suggest that their source is isotopically similar to the rocks of the Arenópolis region.

RESUMO

A área de estudo desta dissertação está geologicamente localizada no chamado Arco Magmático de Goiás, na porção oeste daquele estado. Na região estão expostos ortognaisses (granitóides deformados), rochas da Sequência Vulcano-sedimentar de Iporá, intrusões gabro-dioríticas e graníticas tardi- a pós-tectônicas, além de rochas fanerozóicas da Bacia do Paraná e da Província Alcalina de Iporá. Dentre as principais unidades aflorantes somente as de idade pré-cambriana foram estudadas.

As rochas ortognáissicas possuem composição granítica a tonalítica, sendo os granodioritos os melhores representantes da unidade. Estas rochas estão milonitizadas, mas localmente é possível observar texturas ígneas preservadas. Em alguns locais são observados bolsões migmatíticos.

A Sequência Vulcano-sedimentar é predominantemente formada por rochas metadacíticas, metarriodacíticas e metarriolíticas e, em menores proporções, derrames de composição basáltica. Muscovita xistos, granada-muscovita xistos e raros metaconglomerados estão inclusos na unidade metassedimentar, que possui exposição restrita.

Tanto os ortognaisses como a Sequência Vulcano-sedimentar apresentam paragêneses minerais indicadores de metamorfismo de fácies xisto verde alto a anfíbolito, seguido de uma fase retrometamórfica de fácies xisto verde baixo, zona da clorita.

Intrusivos nas rochas ortognáissicas e na Sequência Vulcano-sedimentar encontram-se corpos tarditectônicos ou pós-tectônicos, como o Diorito Córrego Lajeado e o Granito Caiapó e o Granito Iporá.

Os dados geoquímicos indicam que o magmatismo que deu origem à unidade Ortognáissica é calcialcalino, provavelmente de alto potássio, com caráter levemente peraluminoso. O magma original foi provavelmente gerado em região de arco magmático, com pequena contribuição de material crustal

A Unidade Ortognáissica apresenta isócrona Rb-Sr de aproximadamente 680 Ma, com baixa razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (~0.7046). As idades Modelo Sm-Nd são semelhantes às de Arenópolis, variando de 1.01 a 1.13 Ga e os valores de ϵ_{Nd} estão próximos à +6. Na Seqüência Vulcano-sedimentar foi realizada datação U-Pb em zircões. Estes forneceram a idade de 636 Ma, considerada idade de cristalização do protolito, e 597 Ma, interpretada como idade de recristalização metamórfica. Idades Modelo Sm-Nd calculadas para rochas desta unidade variam de 0.76 a 1.01 Ga sempre com valores positivos de ϵ_{Nd} . A idade indicada pela isócrona Rb-Sr para o Diorito Córrego Lajeado é de 651 ± 123 Ma. Dentre as áreas estudadas no Arco Magmático do Oeste de Goiás, as rochas de Iporá são as mais jovens e suas razões isotópicas sugerem que sua fonte é isotopicamente similar à das rochas da região de Arenópolis.

CAPÍTULO 1
INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

Esta dissertação apresenta e discute os resultados de estudos geoquímicos e geocronológicos de rochas metavulcânicas e granitóides localizadas a oeste/noroeste da cidade de Iporá, oeste do Estado de Goiás. Os estudos realizados fazem parte de um projeto mais abrangente desenvolvido no IG-UnB, visando identificar, cartografar e investigar a origem de rochas metaígneas Neoproterozóicas integrantes do Arco Magmático de Goiás. Este arco foi gerado entre cerca de 930 e 600 Ma, como o resultado da convergência entre os Cráton Amazônico e São Francisco/Congo (Pimentel & Fuck, 1992; Fuck *et al.*, 1994).

1.2 - CICLO PAN- AFRICANO/BRASILIANO

Durante o Neoproterozóico ocorreram importantes eventos tectônicos, que deram origem a uma série de faixas móveis em vários continentes. O Ciclo Orogenético Pan-Africano afetou parte significativa do continente africano e da América do Sul (Figura 1), especialmente no Brasil, onde recebe a denominação de Ciclo Brasileiro. O termo Pan-Africano foi utilizado para fazer referência ao evento termotectônico (650-500 Ma) identificado, na África, através da abertura do sistema isotópico K-Ar em minerais (Kennedy, 1964).

Estudos posteriores, auxiliados por diversos métodos geocronológicos, levaram muitos autores à utilização do termo Pan-Africano para referir-se a um longo ciclo tectônico que atuou em diferentes blocos, conduzindo à colagem de terrenos, que formaram o megacontinente de Gondwana (Hanson *et al*, 1988; Porada, 1979; Bentor, 1985; Burke *et al*, 1977; Kröner, 1977; Kröner, 1985; Ben-Avraham *et al*, 1981; Jackson & Ramsay, 1980).

O termo Ciclo Pan-Africano tem sido empregado para definir todos os eventos tectônicos envolvidos na formação das faixas Pan-Africanas/Brasílicas, englobando desde a sedimentação, magmatismo até o metamorfismo e deformação das rochas. De acordo com este conceito a duração do ciclo é de mais de 500 Ma, uma vez que são identificadas manifestações ígneas relacionadas que datam de 1100 Ma (Porada, 1989). A Orogênese Brasileira (~600 Ma) representa a principal fase orogênica do ciclo, seguida da instalação das seqüências molássicas, até cerca de 500 Ma (Trompette, 1994).



Figura 1 – Mapa esquemático mostrando os principais elementos do sistema orogénico Brasiliano/Pan-Africano (Kröner, 1980).

1.2.1 - AS FAIXAS BRASILIANAS

Extensas áreas do território brasileiro foram afetadas pela Orogênese Brasileira. Almeida *et al.* (1977) agrupam regiões que apresentam características comuns de evolução, identificando três regiões que se mantiveram tectonicamente ativas, com fenômenos termiais, até o final do Pré-cambriano; estas foram denominadas Províncias Tocantins, Mantiqueira e Borborema (Figura 2).

A Província Tocantins é localizada na Região Centro-Oeste, entre os Crátons São Francisco e Amazônico (Figura 2), reunindo quatro diferentes regiões afetadas pelo Ciclo Brasileiro: as faixas de dobramentos Paraguai e Araguaia, o Maciço de Goiás e a Faixa de Dobramentos Brasília. Na porção Leste da província, Fuck *et al.* (1994) incluem áreas cratônicas e individualizam o Arco Magmático de Goiás (Figura 3). A Província Tocantins tem como embasamento rochas arqueanas de alto grau metamórfico, principalmente terrenos granito-gnaisses e *greenstone belts* (Marini *et al.*, 1984a). As principais manifestações graníticas brasileiras são concentradas a sudoeste, na região do Maciço Goiano e Arco Magmático e esporadicamente intrudidas nos sedimentos das faixas Paraguai e Araguaia (Pimentel *et al.*, 1985; Pimentel & Fuck, 1987a; Lafon *et al.*, 1990).

A Província Borborema é situada na Região Nordeste do Brasil (Figura 2). É formada por inúmeros maciços e faixas de dobramentos justapostos. Estudos geocronológicos, estruturais e de reconstruções Brasil-África têm comprovado a complexidade estrutural e a longa história crustal desta região, que assumiu a atual disposição durante o Brasileiro (Santos *et al.*, 1984). São reconhecidas unidades sedimentares brasileiras (Jardim de Sá *et al.*, 1986; Silva & Karmann, 1990); no entanto as principais rochas representantes do evento brasileiro são os granitóides, com idades variando entre 760-500 Ma. (Jardim de Sá *et al.*, 1986; Hackspacher *et al.*, 1986; Silva F^o *et al.*, 1987; Jardim de Sá *et al.*, 1987)

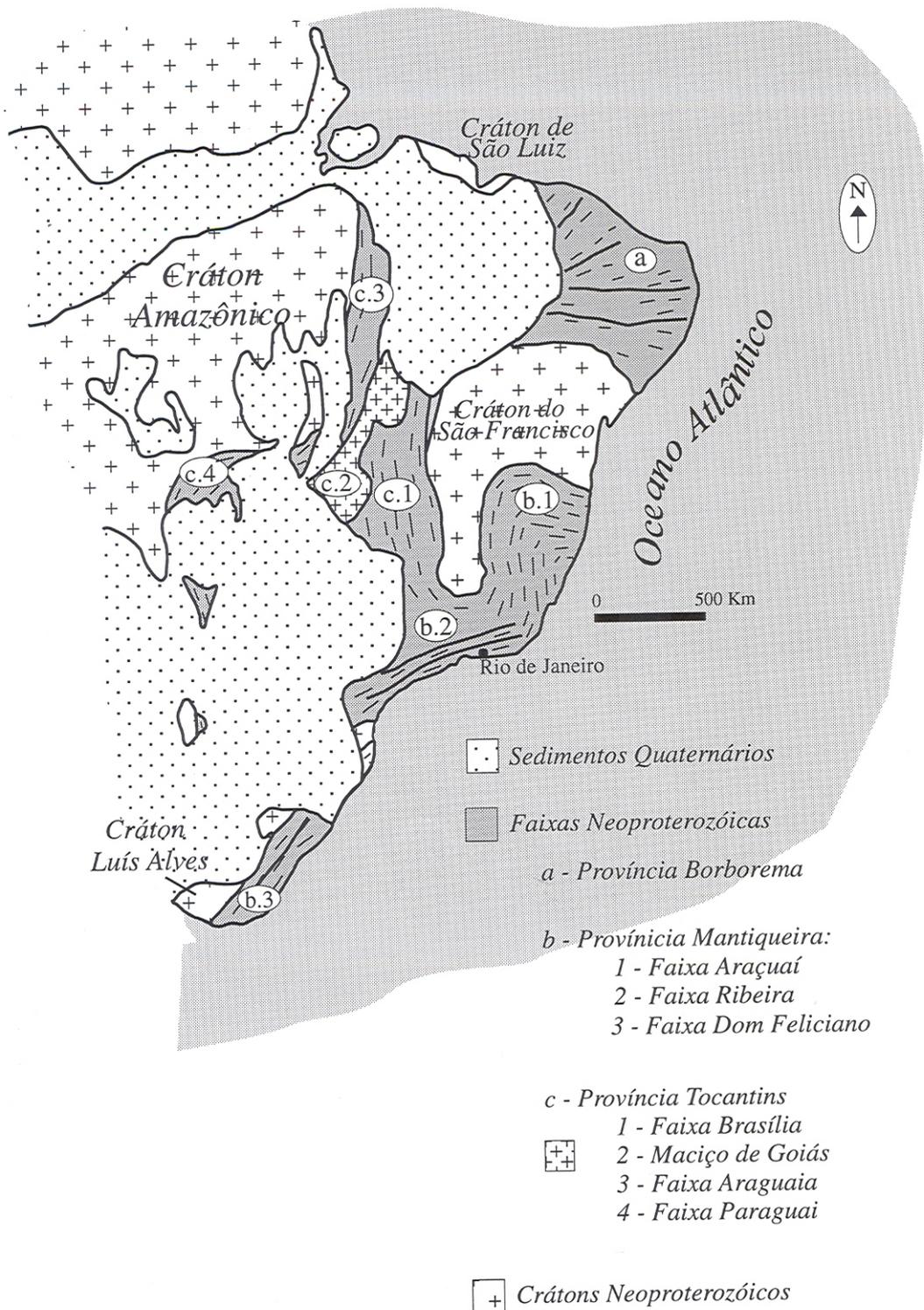


Figura 2 – Principais faixas orogênicas e crátons do Neoproterozóico do Brasil.

A Província Mantiqueira engloba as unidades brasileiras do sudeste/sul do Brasil, desde a borda sul do Cráton São Francisco até o de Luís Alves (Figura 2). A norte é representada pela Faixa Araçuaí, considerada ensiálica, correlacionada por muitos autores com o Cinturão West Congo (Hasui et al, 1978; Torquato & Cordani, 1981, Siga Jr, 1986, Boudzoumou & Trompette, 1988; Porada, 1989). Pedrosa Soares *et al* (1992) consideram a possibilidade de origem ensimática. A instalação do *rift* e formação de crosta oceânica teriam acontecido por volta de 800 Ma (idade isocrônica Sm-Nd de ca. de 793 Ma) e o fechamento iniciando-se cerca de 50 Ma depois. Mais ao sul, na Faixa Ribeira, houve intenso retrabalhamento de unidades pré-brasileiras e, principalmente, importante granitogênese durante o período de 670-500 Ma (Tassinari, 1988; Janasi & Ulbrich, 1991; Campos Neto & Figueiredo (no prelo)). Estudos geoquímicos, isotópicos e de tipologia de zircão indicam que a maioria destes granitos é calcialcalina e gerada em base de crosta continental e mista (Wernick, 1984 a,b; Janasi & Ulbrich, 1991). O Cinturão Dom Feliciano possui unidades vulcano-sedimentares e plataformais consideradas brasileiras. A granitogênese foi intensa por volta de 650 Ma (Kaul, 1982; Basei, 1985; Basei, 1990; Silva, 1991), sendo preservado o zoneamento magmático original (Wernick & Galembeck, 1987).

1.3 - A PROVÍNCIA TOCANTINS

Situada na região central do Brasil, a Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1977) abrange principalmente os estados de Goiás, Tocantins e Mato Grosso e também, em menores proporções, Minas Gerais e Pará. A norte e a sul, a província é recoberta pelos sedimentos fanerozóicos das Bacias do Parnaíba e Paraná, respectivamente. A oeste bordeja o Cráton Amazônico e a leste o Cráton do São Francisco (Figura 2).

Almeida *et al.* (1977) identificam três regiões estruturalmente distintas; a oeste a Faixa Paraguai-Araguaia, hoje consideradas duas faixas independentes, ao centro o então denominado Maciço Mediano de Goiás e a leste as Faixas de Dobramentos Uruçu e Brasília. Recentemente Fuck *et al.* (1994) incluem, na província, porções ocidentais do Cráton São Francisco e identificam o Arco Mágico do Oeste

de Goiás. Estruturalmente podem ser isolados dois grandes domínios separados pela Megainflexão dos Pirineus. A norte da inflexão, as rochas possuem estruturação NNE e NE, enquanto a sul estão dispostas preferencialmente NW a WNW (Almeida *et al.*, 1977). A região central é marcada pela predominância de fácies metamórfica de alto grau, onde são encontrados os granulitos, a medida que as rochas aproximam-se das regiões cratônicas o grau diminui, até tornar-se incipiente.

1.3.1 - FAIXA DE DOBRAMENTOS ARAGUAIA

Na região do Cinturão Araguaia o embasamento é composto por rochas gnáissicas thondjemíticas e granito-gnaisses migmatizados, além de granitóides e anfibolitos associados (Lafon *et al.*, 1990). Essas rochas são correlacionadas ao Complexo Xingu e denominadas por Hasui *et al.* (1981) como Complexo Colméia. Sobre o embasamento repousa uma sequência marinha transgressiva, de idade duvidosa, metamorfisada, representada por quartzitos, mica-xistos, anfibolitos, cálcio-xisto, anfibólio-xisto, além de eventuais lentes de mármore, que são inclusos no Grupo Estrondo/Tocantins (Marini *et al.*, 1984a e Lafon *et al.*, 1990). Gorayeb (1989) identifica, nas unidades superiores, rochas ultramáficas serpentinizadas e metamorfizadas, associadas a filitos, xistos, intrusões gabróicas e diques de diabásio. Hasui & Costa (1990) consideram que as estruturas presentes no Cinturão Araguaia são produtos de colisão continental.

Estudos isotópicos (Moura & Gaudette, 1994) comprovam a existência de material arqueano nas rochas do embasamento. Os dados Rb-Sr não apresentam indícios da existência do Ciclo Uruçuano, como previamente suposto. Os dados geológicos, além dos geoquímicos e geocronológicos não suportam a hipótese dos ortognaisses, da porção norte da faixa, terem sofrido deformação e metamorfismo de alto grau durante o Ciclo Transamazônico. Atualmente sugere-se que os protolitos teriam sido gerados em ambiente distensivo, uma vez que as intrusões transamazônicas identificadas são representadas por granitos anorogênicos (Moura *et al.*, 1994). Granitos

brasilianos estão presentes, como o Granito Ramal da Lontra, datado pelo método Rb-Sr, com idade de 497+/-255 Ma (Lafon *et al.*, 1990).

1.3.2 - FAIXA DE DOBRAMENTOS PARAGUAI

O Cinturão Paraguai engloba duas áreas estrutural e metamorficamente distintas. Na porção externa estão os metamorfitos do Grupo Cuiabá e mais internamente à faixa estendem-se os sedimentos não metamórficos dos grupos Corumbá e Alto Paraguai (Alvarenga, 1988).

O Grupo Cuiabá apresenta-se dobrado e exhibe paragêneses minerais de baixo grau metamórfico (Alvarenga, 1985). É composto por filitos com intercalações de quartzitos, metagrauvascas, metaconglomerados, metaparaconglomerados e raras ocorrências de metacalcário e filitos calcíferos (Alvarenga, 1984). A idade mínima para a deposição dos sedimentos originais é dada pela intrusão de corpos graníticos (e.g. Granito São Vicente) datados em aproximadamente 500 Ma (Almeida & Mantovani, 1975).

O Grupo Corumbá é constituído por quartzitos, filitos e, superiormente, calcários e dolomitos (Alvarenga, 1984) e é considerado como parte da evolução de um leque submarino turbidítico (Alvarenga, 1985). Sobre o Grupo Corumbá repousam os sedimentos do Grupo Alto Paraguai, constituído de arenitos feldspáticos, folhelho e siltitos arenosos (Alvarenga, 1984).

O Grupo Corumbá é considerado como equivalente lateral do Grupo Cuiabá, fazendo parte da transição gradual de ambiente glácio-marinho (Formação Puga) a turbidítico (Cuiabá) (Alvarenga, 1988 e Alvarenga & Trompette, 1994). Provavelmente o ambiente glacial se instalou na borda do Cráton Amazônico. Os calcários que compõem a Formação Araras podem ter se depositado num estágio pós-glacial (Alvarenga, 1988). Os fósseis encontrados nos calcários sugerem sedimentação de idade Vendiana (Walde *et al.*, 1982).

1.3.3 - FAIXA DE DOBRAMENTOS BRASÍLIA

A Faixa Brasília, desenvolvida na borda oeste do Cráton do São Francisco, pode ser dividida em duas zonas (Figura 3): - a externa, bordejando o Cráton São Francisco; - a interna, localizada mais a oeste (Fuck *et al.*, 1994). O limite entre essas duas zonas é de natureza tectônica, caracterizada por falhas de empurrão com vergência para o Cráton do São Francisco.

Importante constituinte da porção oriental da Faixa Brasília, o Grupo Paranoá é constituído por depósitos psamo-pelíticos e carbonáticos, variavelmente deformados e metamorfisados. Aflorando desde a porção norte da faixa (intensamente deformado, recebendo o nome de Formação Minaçu) até as proximidades do Distrito Federal.

Na porção norte da zona externa, a maioria das rochas é de idade pré-brasiliana, constituindo o embasamento do Grupo Paranoá. São terrenos gnáissicos de composição tonalítica, às vezes migmatizados e um contínuo nível de xistos grafitosos, de provável idade paleoproterozóica, que constitui a Formação Ticunzal. O Grupo Araí é composto por um conglomerado basal, seguido de intercalações de metassilito, filitos e quartzitos, além de níveis de rochas vulcânicas. O Grupo Serra da Mesa engloba uma unidade de micaxistos e quartzitos, sendo intrudida pelos Granitos Estaníferos de Goiás. Acredita-se que as vulcânicas do Grupo Araí e os Granitos Estaníferos sejam produtos do mesmo evento magmático, dada a grande semelhança geoquímica entre eles (Marini & Botelho, 1986). Tal conclusão é endossada pelas idades U-Pb em zircão, de cerca de 1770 Ma obtidas para os dois grupos de rocha (Pimentel *et al.*, 1991c)

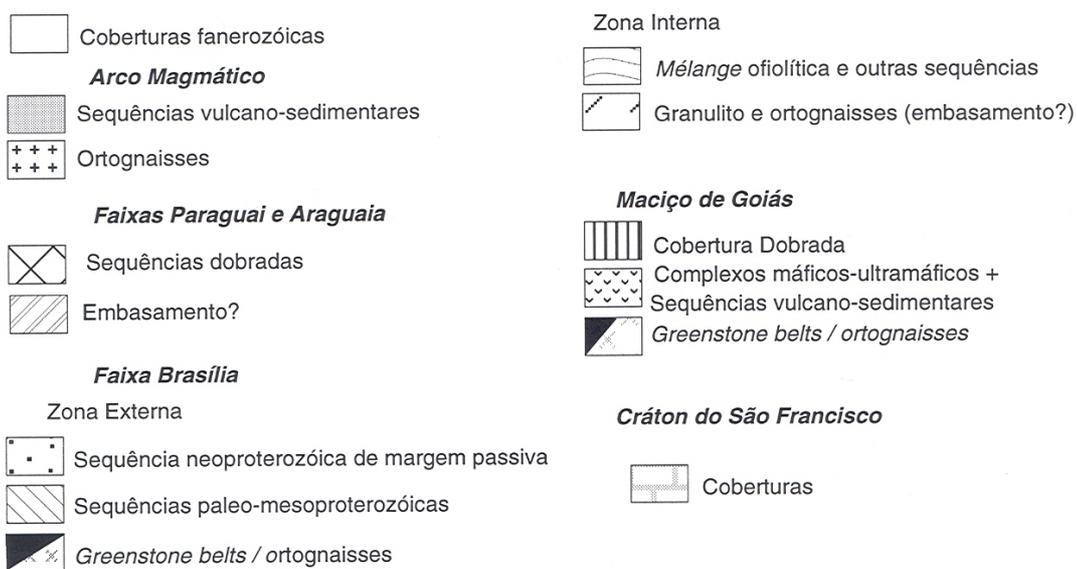
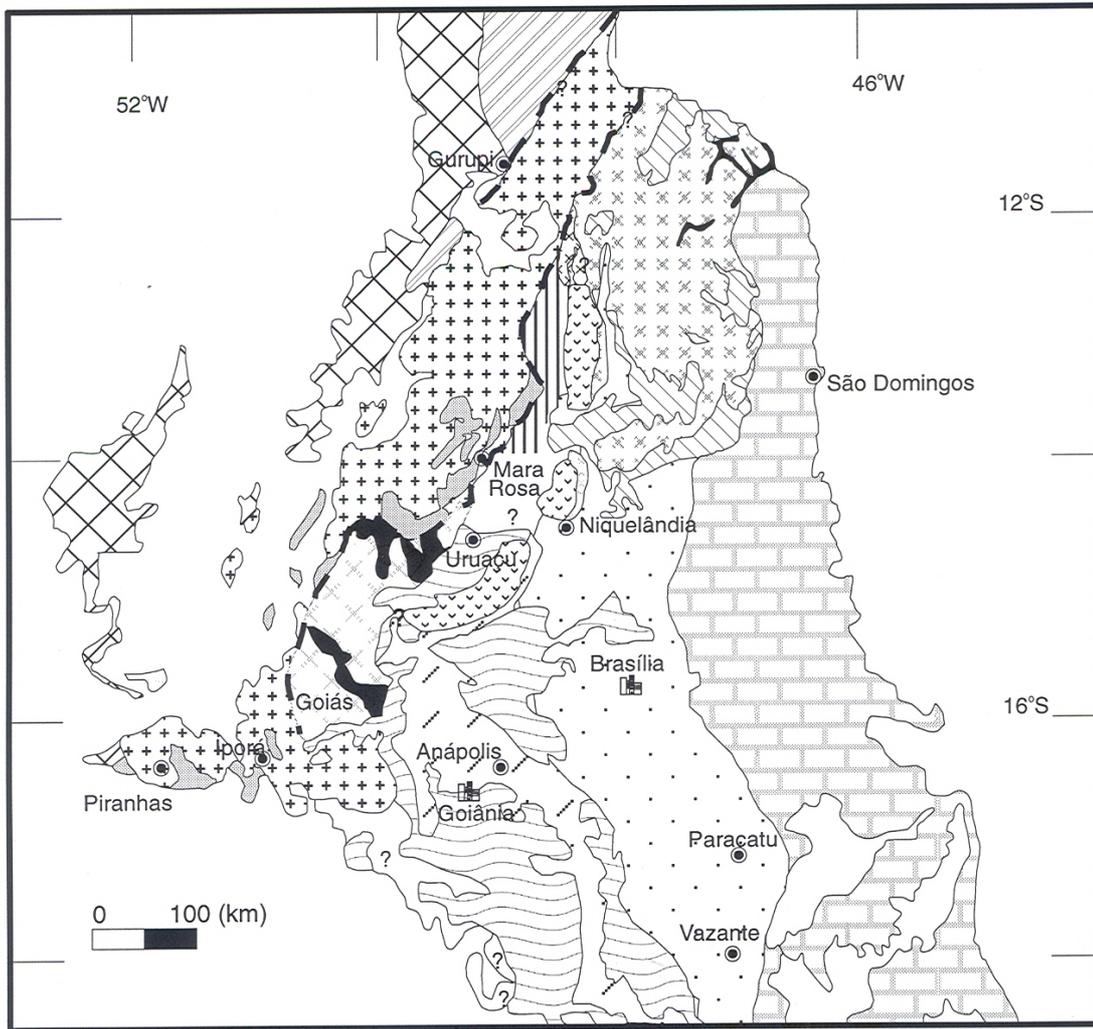


Figura 3 - Mapa esquemático de parte da Província Tocantins (modificado de Fuck *et al.*, 1994)

De acordo com Fuck *et al.* (1994) as unidades que se expõem na borda sul e oeste do Cráton São Francisco constituem uma típica seqüência sedimentar de margem passiva. Rochas características de ambiente litorâneo/recifal são representadas pelas Formações Vazante (dolomitos estromatolíticos, metapelitos e metapsamitos) e Paracatu (metapelitos carbonosos e quartzitos). Plataformas siliclásticas são identificadas nos metapsamitos do Grupo Canastra, seguidos por depósitos *flyshóides* da Formação Ibiá, representada por metaconglomerado, calcixistos verdes com lentes de mármore e veios de quartzo (Marini *et al.*, 1984b).

A zona interna da Faixa Brasília é estruturada principalmente pelo imbricamento de escamas de empurrão, que avançam em direção ao Cráton do São Francisco, muitas vezes recobrimdo unidades da zona interna. Metapelitos, metapsamitos e alguns carbonatos e vulcânicas, deformados e metamorfisados em condições de fácies xisto verde a anfibolito, geram micaxistos, quartzitos e gnaisses diversos, que são incluídos no Grupo Araxá, o principal constituinte da zona externa. A idade da unidade é controvertida, no entanto uma datação, U-Pb em zircão, em um metarriolito da Sequência Maratá (próximo a Pires do Rio, Goiás), revelou idade de 790 Ma (Pimentel *et al.*, 1991a). Na zona interna da faixa são identificadas áreas onde ocorrem corpos de rochas metaultramáficas, máficas e calcissilicáticas, interpretados como parte de uma *mélange* ofiolítica (Strieder & Nilson, 1992).

Também integrando a zona interna, o Complexo Anápolis-Itauçu é representado por ortognaisses e, em menores proporções, migmatitos. As rochas mostram assembléia mineral de alto grau metamórfico, alcançando até fácies granulito. Intensamente retrabalhado pelo Ciclo Brasileiro, o complexo parece representar um *inlier* do embasamento, da antiga margem passiva (supracrustais do Grupo Araxá) (Fuck *et al.*, 1994).

1.3.4 - MACIÇO DE GOIÁS

Esta unidade é composta por uma complexa associação de rocha, incluindo terrenos tipicamente do tipo granito-*greestone*, representados por um conjunto de rochas supracrustais arqueanas e terrenos ortognáissicos arqueanos e paleoproterozóicos associados. Os ortognaisses são polideformados e metamorfisados em fácies anfibolito, localmente migmatizados e milonitizados.

Orientados aproximadamente na direção NW/SE, os Complexos Máfico-Ultramáficos de Barro Alto, Niquelândia e Cana Brava estão inclusos no Maciço de Goiás. O conjunto é interpretado como um fragmento crustal complexo, metamorfisado em fácies granulito por volta de 780-800 Ma (Ferreira Filho *et al.*, 1994). Dispostas paralelamente aos complexos máfico-ultramáficos estão presentes as seqüências vulcano-sedimentares de Juscelândia, Coitizeiro e Palmerópolis, de idade e significado ainda mal conhecidos.

A presença de típicas rochas arqueanas e paleoproterozóicas, associada à escassez de datações geocronológicas, levou vários autores a considerar todo conjunto de rochas vizinhas, com características semelhantes, como parte do Maciço de Goiás. Este foi interpretado como um alto estrutural do embasamento, de idade pré-uruaçuana (Danni *et al.* 1982; Marini *et al.*, 1984a,b; Hasui *et al.*, 1994). No entanto investigações de campo, geocronológicas e geoquímicas mais recentes têm identificado vastas áreas constituídas por rochas metaígneas de arco, com idades neoproterozóicas (Pimentel & Fuck, 1986, 1987a,1992a; Pimentel, 1990; Seer, 1985; Amaro, 1989; Pimentel *et al.*, 1996; Pimentel *et al.*, (no prelo)). Muito embora a extensão e os limites desses terrenos de arco magmático não estejam bem estabelecidos, a Figura 3 (Fuck *et al.*, 1994) mostra, de maneira interpretativa, quais os mais prováveis limites do chamado Arco Magmático de Goiás.

1.3.5 - ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS

Esse compartimento da Província Tocantins inclui unidades anteriormente consideradas como parte integrante do Maciço de Goiás. É representado por rochas ortognáissicas e seqüências vulcano-sedimentares neoproterozóicas (930-600 Ma). Estendem-se desde Bom Jardim, Sanclerlândia no oeste de Goiás e continuam, pelo menos, até a região de Mara Rosa (Fuck *et al.*, 1994 e Pimentel *et al.*, 1996). Comumente as faixas de rochas vulcano-sedimentares são separadas entre si pelos terrenos ortognáissicos. Corpos granitóides tardi a pós-tectônicos intrudem indistintamente as duas unidades. Datações U-Pb em zircões, realizados na região de Mara Rosa forneceram idades de aproximadamente 860 Ma para as rochas vulcânicas e os terreno gnáissicos (Viana, 1995). Para as regiões a sul, entre Bom Jardim e Sanclerlândia, foram efetuadas várias datações, dispostam em detalhe no item 2.1, com resultados predominantemente neoproterozóicos. Estudos geoquímicos e isotópicos revelam características muito similares às dos arcos magmáticos modernos (Pimentel & Fuck, 1992a).

1.4 - OBJETIVOS

A área em estudo, situada a oeste da cidade de Iporá, Goiás, foi mapeada na escala 1:25.000 pelo Projeto Diorama, realizado pela Universidade de Brasília em 1989. O projeto foi realizado por graduandos do curso de geologia, durante seu Relatório de Graduação sob a coordenação do professor José Caruso Moresco Danni. O mapa produzido foi utilizado como mapa-base deste estudo. Os principais objetivos desta dissertação consistiram em:

- Conhecer a idade do magmatismo que originou as rochas metavulcânicas e graníticas da região de Iporá;
- Através das composições de elementos traço e isotópicas iniciais de Sr e Nd identificar a natureza dos magmas precursores daquelas rochas;
- Comparar os resultados obtidos com aqueles conhecidos para outras áreas do Arco Magmático de Goiás, em especial, com os das rochas metavulcânicas/ortognáissicas da região de Arenópolis, ca. de 60 km a oeste;
- Enquadrar as unidades geológicas estudadas dentro do modelo de evolução geológica/tectônica do Arco Magmático de Goiás.

1.5- LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área está localizada na porção oeste do estado de Goiás, próxima à cidade de Iporá, aproximadamente entre os paralelos $16^{\circ}11'S$ e $16^{\circ}27'S$ e os meridianos $51^{\circ}10'W$ e $51^{\circ}24'W$ (Figura 4) e está totalmente inclusa na folha topográfica Iporá, 1:100.000 (SE.22-V-B-III). O acesso dá-se, a partir de Brasília, pela rodovia BR-060, passando por Goiânia e seguindo pela GO-060 até Iporá. A área é cortada de leste a oeste pela rodovia GO-060 e de sul a norte pela GO-174, além de inúmeras vias secundárias não pavimentadas.

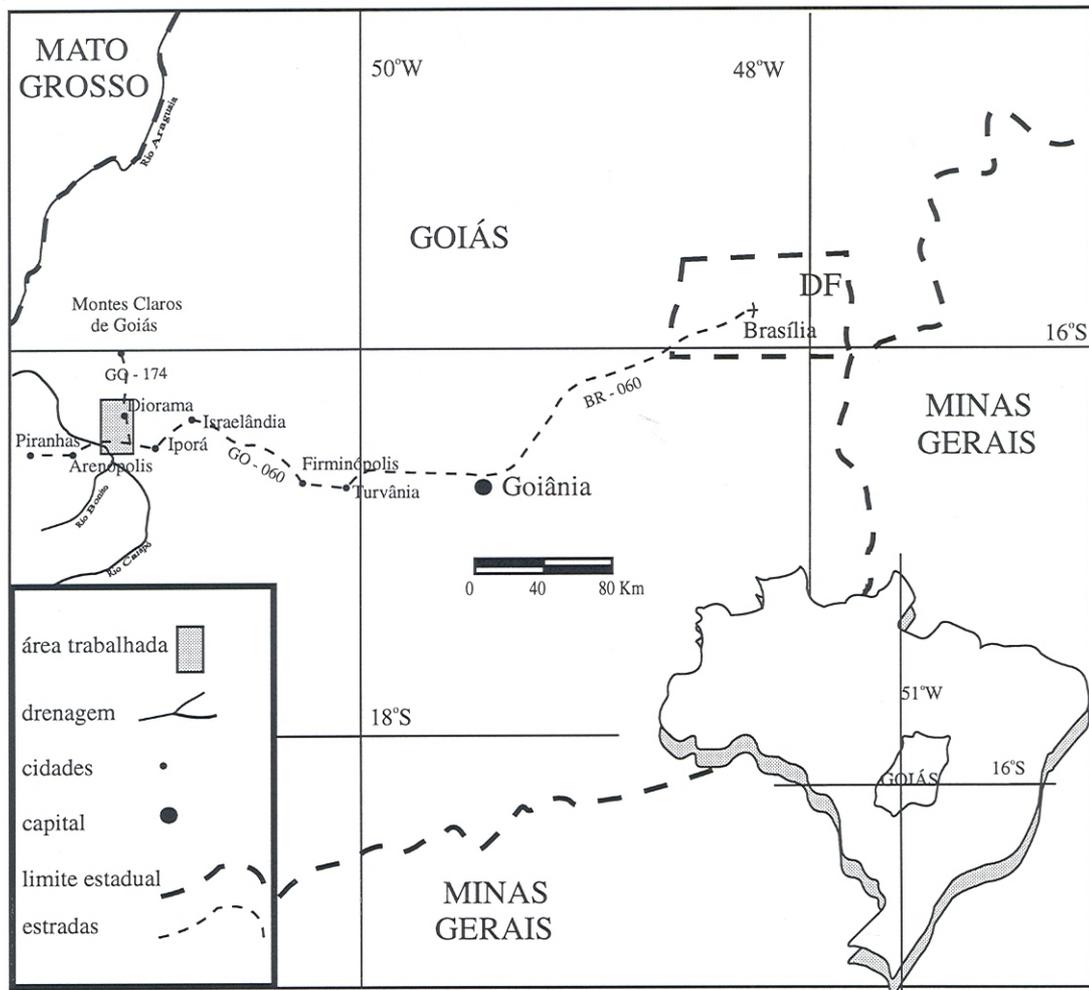


Figura 4 – Mapa de localização da área de estudo.

CAPÍTULO 2
GEOLOGIA

2.1 - GEOLOGIA DA REGIÃO OESTE DE GOIÁS

A área de estudo está localizada na porção centro-sul da Província Tocantins, na extremidade sul do Arco Magmático de Goiás. Na área compreendida entre as cidades de Bom Jardim de Goiás e Israelândia estão expostos terrenos de rochas ortognáissicas, localmente migmatizadas e seqüências vulcano-sedimentares, intrudidas por rochas graníticas tardi a pós-orogênicas. Recobrimo parcialmente as rochas pré-cambrianas estão as rochas sedimentares Paleo-Mesozóicas da Bacia do Paraná (Figura 5).

Terrenos de rochas gnáissicas afloram em grandes porções da área (Figura 5), recebendo nomes locais, tais como Gnaisses Arenópolis, Matrinxã e Sanclerlândia (Pimentel & Fuck, 1992a). Ocorrem litotipos variados, sendo que os mais comuns são hornblenda-biotita gnaisses e biotita gnaisses com textura granoblástica. Restritamente são observados anfibolitos e migmatitos. Também ocorrerem muscovita-biotita gnaisses e muscovita gnaisses, de granulação fina a média. Estas rochas apresentam-se comumente bastante deformadas, no entanto, em regiões preservadas, possuem indícios que sugerem origem plutônica, suas composições variam de tonalítica a granodiorítica. Destacando-se dos demais, os Gnaisses Ribeirão apresentam-se como uma estreita faixa de orientação aproximadamente norte-sul, entre as cidades de Arenópolis e Piranhas, possuem textura milonítica e são intensamente deformados e cisalhados (Pimentel, 1992).

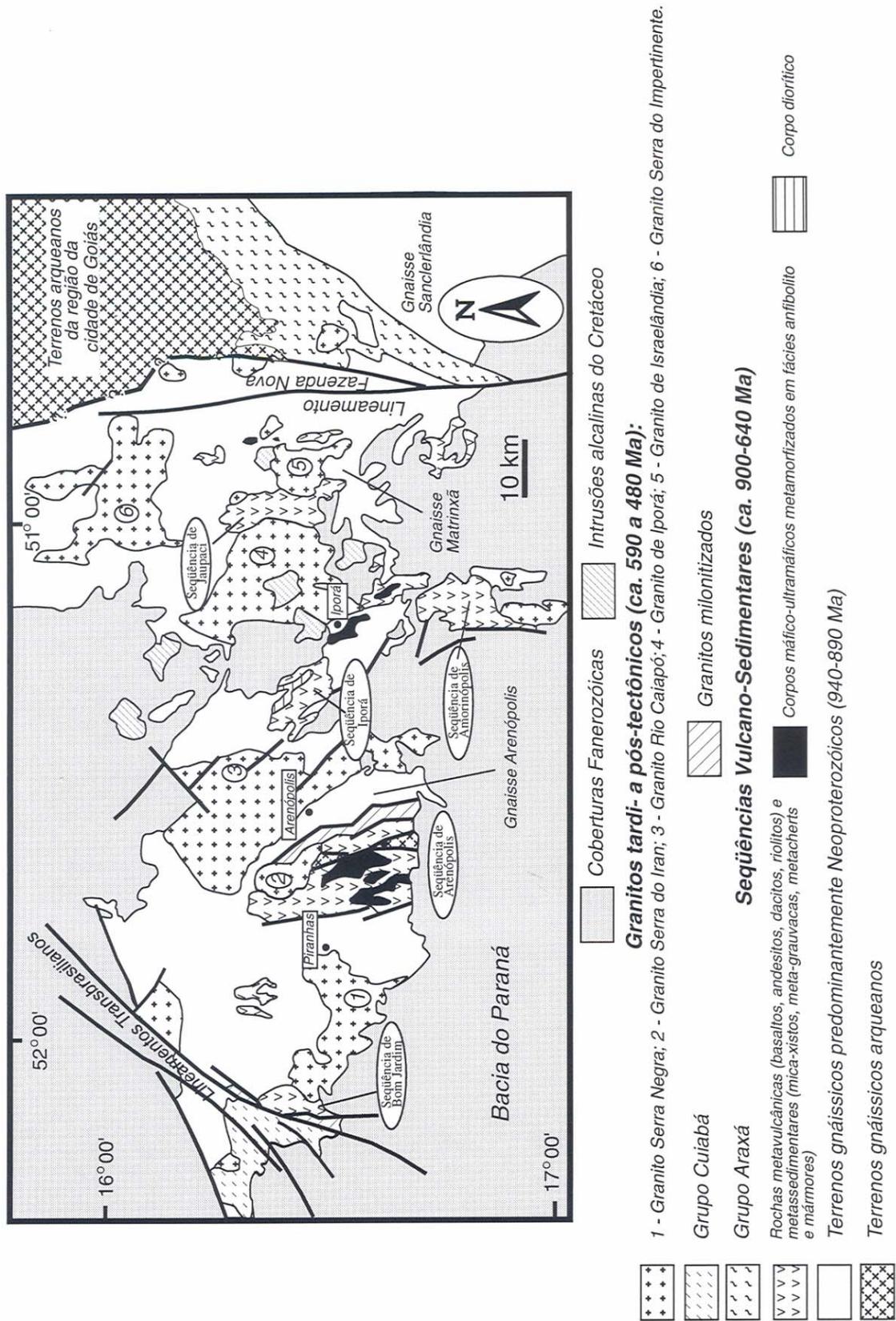


Figura 5 - Mapa geológico esquemático do oeste de Goiás (modificado de Pimentel & Fuck, 1992).

As rochas supracrustais apresentam-se como fatias, dispostas aproximadamente na direção SE-NW, sendo comuns os contatos tectônicos com as unidades vizinhas. Localizada a oeste, a Sequência Vulcano-sedimentar de Bom Jardim é dividida nas formações Furna, Córrego Aldeia, Morro do Urubu, Aldeinho e Morro Selado (Seer, 1985). A Formação Furna é composta por metavulcânicas básicas (metabasaltos, metandesitos e metapiroclásticas subordinadas) preservando estruturas e texturas primárias tais como *pillow* lavas e texturas tufáceas. A Formação Córrego da Aldeia é formada essencialmente por metatufos finos de composição intermediária os quais, às vezes, preservam o acamamento gradacional. A Formação Morro do Urubu, mais evoluída, é constituída por derrames de rochas ácidas e intermediárias (metarriolitos e metandesitos) piroclásticas. As formações superiores são formadas por rochas metassedimentares, variando desde metaconglomerados, metasubarcóseos, metassiltitos e filitos.

A Sequência Vulcano-Sedimentar de Arenópolis é constituída por duas unidades principais, separadas pelos Gnaisses Ribeirão. A Unidade Córrego Santo Antônio é composta de rochas derivadas de pelitos aluminosos, inúmeros corpos máfico-ultramáficos, lentes de mármore impuros e metacherts. Os corpos máfico-ultramáficos são alongados na direção NNW, e as rochas que os compõem têm textura granoblástica a diablástica. Tais corpos foram interpretados como fragmentos desmembrados de corpos ofiolíticos (Pimentel & Fuck, 1987a). Aparentemente há polaridade metamórfica, com aumento para oeste, onde os micaxistos são portadores de sillimanita. A Unidade Córrego da Onça é mormente formada por rochas vulcânicas de composição variada. São encontradas rochas de composições basáltica a riolítica, texturas vulcânicas e piroclásticas reliquiares são comuns. As rochas metassedimentares associadas são metagrauvas e quartzitos micáceos finos. Intrudidos na Unidade Córrego da Onça são encontrados pequenos corpos máficos e félsicos com composição química muito semelhante às das vulcânicas, o que permite supor que sejam correspondentes subvulcânicos dos derrames. Diques micrograníticos pós-tectônicos cortam as rochas da Unidade Córrego da Onça. A textura predominante é porfirítica ou glomero-porfirítica com fenocristais de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo. Possuem estruturas convolutas, evidenciando a alta viscosidade do magma original (Pimentel, 1985).

A leste, a Seqüência de Jaupaci (Figura 5) é separada em duas unidades compostas de rochas com diferentes composições e feições texturais. Uma delas é composta principalmente de metabasaltos com texturas porfiríticas e vesiculares preservadas, com intercalações de rochas félsicas e metacherts, e a outra é constituída de rochas piroclásticas de composição dacítica a riolítica. Ao contrário da Seqüência Vulcano-sedimentar de Arenópolis, a seqüência de Jaupaci é caracterizada por vulcanismo de natureza claramente bimodal. A seqüência está metamorfisada em condições transicionais entre as fácies xisto-verde e anfibolito. Os terrenos gnáissicos apresentam paragêneses somente de fácies anfibolito (Amaro, 1989).

A principal feição estrutural presente nas rochas da região é a foliação milonítica verticalizada, de direção NNW, que oblitera, na maior parte dos casos, estruturas deformacionais anteriores. Lineações de estiramento associadas à essa foliação indicam frequentemente movimentos direcionais. Os indicadores cinemáticos mostram que a maior parte destas zonas de cisalhamento são dextróginas.

A princípio, as rochas supracrustais de Iporá/Amorinópolis (Figura 5) foram consideradas como integrantes do Grupo Araxá (Pena & Figueiredo, 1972). Posteriormente Bernasconi (1983) considerou como seqüências do tipo *greenstone belt*, comparando-as à encontrada na região de Crixás. No mesmo ano, Ianhez *et al.* (1983) também descrevem o Grupo Amorinópolis (que inclui a seqüência vulcano-sedimentar de Iporá) como uma seqüência do tipo *greenstone belt*. Novamente em 1984 Ianhez *et al.* voltam a tratar da região, comparando a seqüência vulcano-sedimentar de Amorinópolis à unidade de topo do modelo proposto por Anhaeusser *et al.* (1969) para a estratigrafia de um *greenstone belt*, considerando as seqüências inferiores representadas na forma de lentes.

Pimentel e Fuck (1986) estudando a seqüência vulcano-sedimentar de Arenópolis, ressaltam a ausência de estruturas vulcânicas como *spinifex e pillow lavas* nas rochas metaultramáficas, afirmando que na realidade aquelas rochas que afloram a oeste da seqüência mostram feições plutônicas, assim como os anfibolitos associados. O metamorfismo marcado é de fácies anfibolito, denunciado pelo desenvolvimento de diopsídio nas rochas básicas e granada, biotita, cianita, estauroлита e sillimanita nos micaxistos. Sendo assim as feições típicas que caracterizam os *greenstone belts* estão ausentes nas rochas da seqüência vulcano-sedimentar de Arenópolis, o que foi

posteriormente endossado pela idades neoproterozóicas obtidas (Pimentel & Fuck, 1986, Pimentel & Fuck, 1992, Pimentel, 1991).

Alojados nas rochas gnáissicas e supracrustais ocorrem vários corpos granitóides (Figura 5). Pimentel & Fuck (1987b) classificaram em cinco tipos litotectônicos:

- Intrusões gabro a graníticas: alojadas na seqüência metavulcânica, são deformadas e com textura cataclástica. Localmente são encontrados restos de texturas subofítica e porfirítica; podem ser correspondentes sub-vulcânicos e plutônicas da seqüência vulcano-sedimentar.
- Granitos alongados miloníticos: quimicamente variam de granito a granodiorito, possuem forte foliação milonítica, mais conspícua nas bordas. O Granito Serra do Tatu, incluso neste tipo, possui muitas semelhanças geoquímicas com os riolitos da seqüência Arenópolis. Foi datado por Rb-Sr em 692 ± 10 Ma (Pimentel & Fuck, 1992b).
- Batólitos tarditectônicos a pós-tectônicos: possuem grande variedade de rochas (gabro, quartzo-diorito, quartzo-monzonito, granodiorito e monzodioritos), granulação média a grosseira, localmente porfirítica (pórfiros de feldspato potássico e às vezes plagioclásio), teores de anortita variam de 55 a menos de 30. Hornblenda é o mineral máfico mais comum.
- Pós-tectônico: normalmente biotita granito, isotrópico, equigranular a localmente porfirítico, formando batólitos ou pequenos plútons, no caso do Granito da Serra do Impertinente, mais de uma fase de injeção de magma, eventualmente pode ocorrer textura Rapakivi. Comum presença de enclaves.
- Hornblenda-granitos: com característicos enclaves de microgranitos, tipo Israelândia, varia de granodiorito a quartzo-monzonito, com provável fase tardia aplítica.

2.1.1 - ESTUDOS GEOCRONOLÓGICOS ANTERIORES

Os dados geocronológicos existentes para as diversas unidades da região estão sumarizados na Tabela 1, apresentando consistentes resultados neoproterozóicos. Os Gnaisses Ribeirão representam a única unidade que revelou idades paleoproterozóicas a arqueanas (Pimentel, 1992). O método Pb-Pb forneceu a idade de $1820^{+194}/_{-223}$ Ma, perfeitamente compatível com a idade Rb-Sr de 1816 ± 110 Ma, com razão inicial de 0.7059, pouco mais alta que os outros gnaisses, assim como o $\epsilon_{Nd}(T)$ fortemente negativo (-18 a -11), indicando seu longo tempo de residência crustal. A idade modelo Sm-Nd de 2.8 a 3.8 Ga denota sua derivação mantélica em épocas arqueanas, sendo interpretado como um pequeno (aproximadamente 2 km de largura) fragmento alóctone de material crustal antigo, tectonicamente colocado entre rochas mais jovens (Pimentel, 1992). Os Gnaisses Arenópolis foram datados pelo método U-Pb em zircões, forneceram uma idade de 899 Ma. Titanitas da mesma rocha revelaram a idade de 632 Ma. A primeira é interpretada como idade de cristalização do protolito (compatível com a isócrona Rb-Sr de 818 Ma) e a segunda como época do metamorfismo (Pimentel & Fuck (1992b) e Pimentel *et al.* (1991). Os valores positivos do ϵ_{Nd} sugerem derivação mantélica do magma original (Pimentel & Fuck, 1992b).

<i>UNIDADE</i>	<i>Rb/Sr</i> (<i>Ma</i>)	<i>R₀</i> (⁸⁷ <i>Sr</i> - ⁸⁶ <i>Sr</i>)	<i>U-Pb</i> (<i>Ma</i>)	<i>Sm-Nd</i> (<i>T_{DM}</i>) (<i>Ga</i>)	<i>ε_{Nd}</i>	<i>Pb-Pb</i> (<i>Ma</i>)
Gnaisses Arenópolis	818±57	0.7042±0.0005	899±7* 637**	1.1-1.2	+1.9 a +3.2	
Gnaisses Sanclerlândia	940±150	0.7025±0.0004	-	0.9-1.0	+4.4 a +6.3	
Gnaisses Matrinxã	895±290	0.70426±0.0007	-	0.85-0.88	+6.1 a +6.5	
Gnaisses Ribeirão	1816±110	0.7059	-	2.8-3.8	-11 a -18	1881±230
Seqüência Vulcano-sedimentar de Arenópolis	933±60	0.7035±0.0003	929±8*		+2.5 a +5.8	
Seqüência Vulcano-sedimentar de Fazenda Nova	608±48	0.7032±0.0009	-	0.97-1.1	+0.2 a +2.4	
Seqüência Vulcano-sedimentar de Jaupaci	587±45	0.7052±0.0007	764±14*	0.92-0.97	+3.8 a +4.7	
Granito Caiapó	587±17	0.7058±0.003		0.93-1.24	-3.3 a +2.3	
Granito Israelândia	554±20	0.7045±0.0009	579±3**	0.84-0.92	+2.3 a +3.0	
Granito Serra do Iran	588±19	0.7044±0.0002		0.93-1.4	-2.7 a +2	
Granito Serra do Impertintente	576±18	0.7032±0.0012		2.1-2.7	-16 a -19	
Granito Serra Negra	508±18	0.710±0.003		1.1-1.9	-4 a -3	
Granito Iporá	490±24	0.7057±0.0030		1.0-1.2	-33 a +0.7	

Tabela 1 - Síntese dos resultados geocronológicos do oeste de Goiás. Fontes dos Dados: - Rb-Sr - Pimentel *et al.* (no prelo), todas idades isocrônicas; - U-Pb - Pimentel *et al.* (1991b), exceto resultado do Granito Israelândia, que foi extraído de Pimentel (1991a);* em zircão e ** em esfero; - Sm-Nd - Pimentel & Fuck (1992b), e; - Pb-Pb - Pimentel (1991b)

Apesar das grandes incertezas associadas às idades, os Gnaisses Matrinxã e Sanclerlândia apresentam dados isotópicos similares ao dado U-Pb dos Gnaisses Arenópolis. Idades Rb-Sr isocrônicas de 895 ± 200 Ma para Matrinxã e de 940 ± 150 Ma para Sanclerlândia, e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7025 e 0,7026 respectivamente são reportadas por Pimentel (1991). As idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) variam de 0.85 a 0.88 Ga para os gnaisses de oeste e de 0.9 a 1.0 Ga para os de leste (Pimentel & Fuck, 1992b).

Idades U-Pb de cristalização das rochas vulcânicas são similares, rerepresentando idades mais jovens para a região de Jaupaci (764 Ma) em relação a Arenópolis (929 Ma) (Pimentel et al., 1991b).

As idades Rb-Sr isocrônicas dos granitóides variam predominantemente entre 600 e 480 Ma. Essas rochas mostram em geral baixas razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Pimentel & Fuck, 1992a). Os granitos Caiapó e Serra do Iran possuem idades Rb-Sr de cerca de 590 Ma, com baixa razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7058 e 0.7044 respectivamente). A reta de regressão das análises do Granito Serra do Iran apresenta alto MSWD (8.6), podendo representar a heterogeneidade do magma original (Pimentel et al., no prelo). As idades modelo Sm-Nd variam de 0.9 a 1.4 Ga em ambas intrusões, enquanto que o $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ varia de -4.2 a +1.5 para o Granito Caiapó e -2.7 a +2.0 para o Serra do Iran.

As análises do Granito Serra Negra fornecem uma isócrona (MSWD de 1.1) de 508 ± 18 Ma e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativamente alto, de cerca de 0.710. Duas análises Sm-Nd revelam T_{DM} de 1.3 a 1.5 Ga, com $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ de +3.0 e +4.0.

A única datação U-Pb foi realizada em titanitas do Granito Israelândia, fornecendo idade de 579 ± 4 Ma, considerada como idade de cristalização, concordante com a idade Rb-Sr de 554 ± 20 Ma. As idades T_{DM} variam de 0.92 a 0.84 Ga, com valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ positivos (2.3 a 3.0).

O Granito Serra do Impertinente é formado por duas fácies de rochas graníticas. A fácies precoce, porfirítica, possui idade Rb-Sr de 576 ± 18 Ma, com baixa razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7032), enquanto a tardia, equigranular, possui idade de 485 ± 18 Ma e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7067. As idades modelo Sm-Nd também diferem bastante, variando de +2.7 a +2.2 Ga para a primeira e 0.9 a 1.2 Ga para a segunda. Os

valores de $\epsilon_{Nd}(T)$ são fortemente negativos para as rochas do primeiro pulso (-9.2 a -16.1) e moderados para o tardio (-4.6 a +1.1).

O mais jovem, dentre os granitos analisados, é o Granito Iporá, com idade Rb-Sr de cerca de 490 Ma e razão inicial de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0.7057. As idades T_{DM} giram em torno de 1.0 e 1.2, com $\epsilon_{Nd}(T)$ de -3.3 a 0.7. Uma única análise em uma amostra da fácies diorítica revelou idade modelo de 0.9 Ga com $\epsilon_{Nd}(T)$ de +2.1.

As características geoquímicas e os dados isotópicos das rochas gnáissicas e metavulcânicas da região oeste de Goiás indicam um caráter primitivo para os magmas que geraram seus protolitos (Pimentel & Fuck, 1992). A associação vulcânica da Subunidade Córrego da Onça (desde metabasaltos a metarriolitos), com pequenos corpos intrusivos composicionalmente equivalentes, texturas piroclásticas e geoquímica das metabásicas comparável à suíte calcialcalina de baixo potássio, sugerem ambiente tectônico semelhante ao de arcos magmáticos modernos (Pimentel & Fuck, 1987a). O mesmo é observado na região de Jaupaci (Amaro, 1989), onde os metabasaltos revelam características similares às dos arcos insulares modernos.

De uma maneira geral, as rochas metaígneas e ígneas da região apresentam caráter metaluminoso calcialcalino, excetuando-se alguns granitos pós-tectônicos que possuem afinidade alcalina. As relações entre elementos traço são comparáveis aos de arco, mas os corpos mais evoluídos e mais jovens, como o Granito Iporá, se equiparam a granitos intraplaca. (Pimentel & Fuck, 1987b e Pimentel *et al.* (no prelo))

De acordo com Pimentel *et al.* (no prelo) o magmatismo granítico pós-tectônico foi causado pela refusão de crosta continental primitiva e possivelmente *underplating* de magmas basálticos que se seguiram à última fase de deformação do Ciclo Brasileiro.

2.2 - GEOLOGIA DA REGIÃO DE IPORÁ

O Trabalho Final de 1989, do Curso de Graduação em Geologia da Universidade de Brasília, denominado Projeto Diorama, mapeou a área a noroeste de Iporá, produzindo o mapa base utilizado nesta dissertação (Figura 6). Nas vizinhanças de Iporá foram reconhecidas e cartografadas unidades geológicas incluindo desde rochas pré-cambrianas até cretáceas.

As rochas pré-cambrianas podem ser divididas em três conjuntos litológicos: - Rochas ortognáissicas (ou metagraníticas), seqüência vulcano-sedimentar e intrusões gabro-dioríticas e graníticas. As rochas fanerozóicas estão representadas por conglomerados, siltitos e, principalmente, arenitos da Bacia do Paraná, além de intrusões cretáceas da Província Alcalina de Iporá.

A unidade ortognáissica estende-se a sul/sudeste da área do Projeto Diorama, onde recebeu a denominação de Granito-gnaiss Santa Marta (Pereira *et al.*, 1993). Embora a seqüência vulcano-sedimentar de Iporá não tenha continuidade física com a de Amarinópolis, exposta mais a sul, suas semelhanças petrográficas e estruturais permitem que sejam correlacionadas (Pereira *et al.*, 1993; Araújo & Oga, 1993; Franco & Ramos Filho, 1993, Franco *et al.*, 1994).

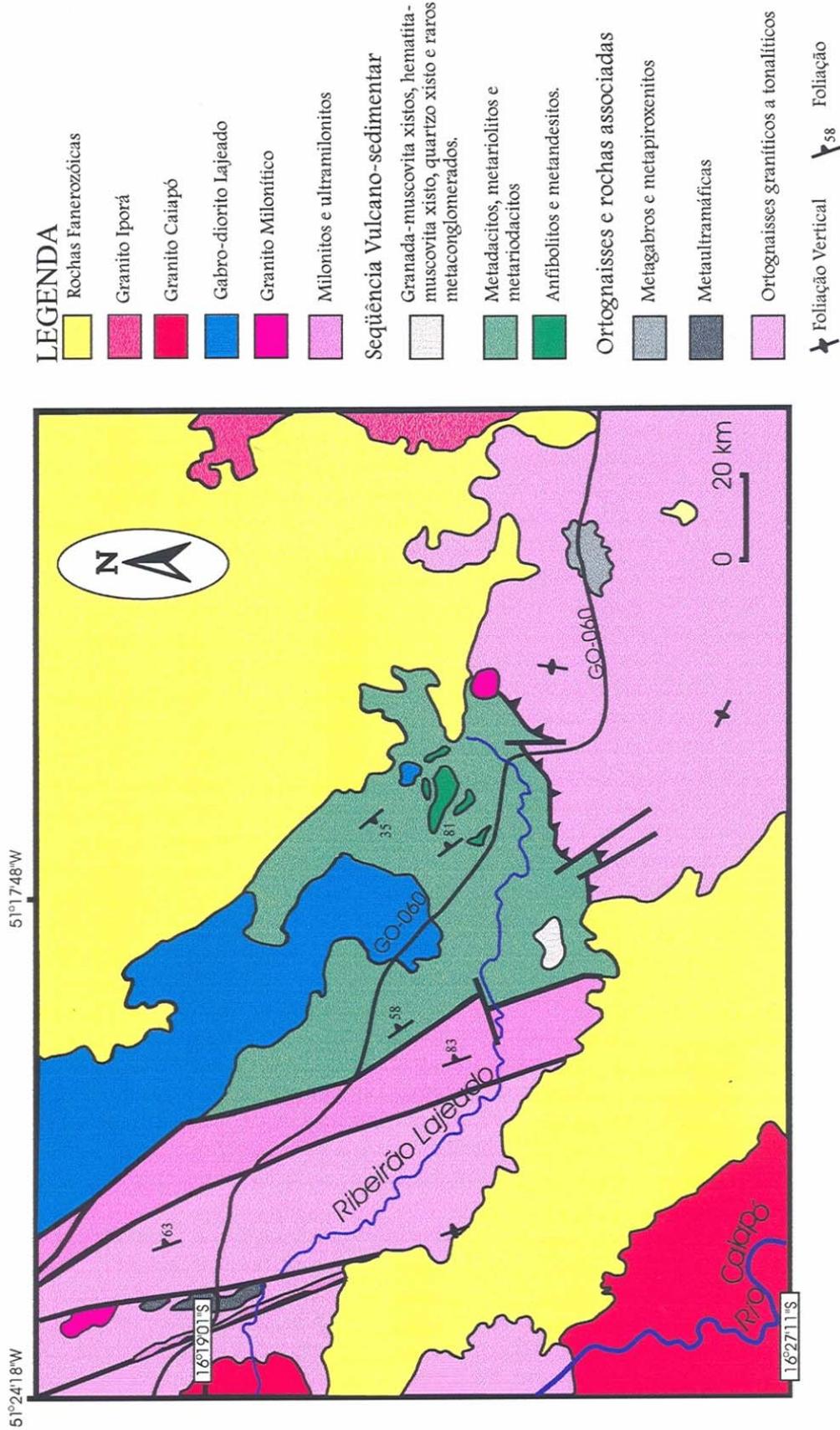


Figura 6 - Mapa Geológico Simplificado da Região de Iporá (Modificado de Danni *et al.*, inédito).

As rochas pré-cambrianas da região de Iporá apresentam indícios de 4 fases deformacionais, sendo 3 com características dúctil-rúpteis e a última somente rúptil. A primeira fase (Fn-1) foi responsável pelo bandamento/foliação impressos nas rochas da seqüência vulcano-sedimentar, e mais raramente, nos ortognaisses (Carvalho & Campos, 1989). Esta fase é também observada a sul, na região de Amarinópolis (Araújo & Oga, 1993; Pereira *et al.*, 1993; Franco & Ramos Filho, 1993).

A segunda fase (Fn) foi mais penetrativa, sendo amplamente observada. As foliações variam de miloníticas a ultramiloníticas, relacionadas a cisalhamentos transcorrentes, em especial ao Lineamento Vila Coca, onde localizam-se as rochas mais intensamente deformadas. A este processo de deformação estão associadas dobras isoclinais assimétricas de dimensões variadas. A movimentação é preferencialmente dextral, com componentes sinistrais, indicada por rotação de clastos, sigmóides de cisalhamento e vergência do dobramento (Lima & Pereira, 1989). A direção preferencial da foliação é N20W, com mergulho alto, próximo a 80°, ora para leste, ora para oeste, já as lineações são sub-horizontais (Lima & Pereira, 1989; Carvalho & Campos, 1989).

A última fase dúctil-rúptil (Fn+1) gera crenulação assimétrica, principalmente nos xistos da seqüência vulcano-sedimentar e, mais raramente nas rochas ortognássicas. O plano axial médio é N20E/85SE (Lima & Pereira, 1989).

A fase rúptil (Fn+2) é distensiva, com freqüentes falhamentos normais, afetando especialmente os arenitos da Bacia do Paraná, mas presente também nas rochas pré-cambrianas. Em sua maioria é representada pela reativação de falhas pré-existentes, com direção preferencial N30W, comumente associada à intrusão das rochas alcalinas cretáceas (Carvalho & Campos, 1989; Lima & Pereira, 1989; Araújo & Oga, 1993; Pereira *et al.*, 1993; Franco & Ramos Filho, 1993).

O contato entre a seqüência vulcano-sedimentar e os ortognaisses dá-se através de faixas de transcorrência ou cavalgamento, dificultando o estabelecimento das relações estratigráficas das duas unidades. Sugere-se que as rochas ortognássicas sejam anteriores à seqüência vulcano-sedimentar, com base em diques de rochas metamáficas que cortam a unidade gnáissica e têm composição química muito semelhante à das rochas vulcânicas (Carvalho & Campos, 1989; Lima & Pereira, 1989).

Os corpos Cachoeira do Córrego Lajeado, Caiapó e Iporá possuem contato intrusivo com as unidades supracitadas, no entanto não apresentam contato entre si. Os dois primeiros possuem caráter tardi-tectônico e o último pós-tectônico. O Granito Caiapó possui xenólitos de rochas dioríticas do Complexo Cachoeira do Córrego Lajeado, indicando sua intrusão posterior.

2.2.1 - UNIDADE ORTOGNÁISSICA

Dentre as unidades pré-cambrianas, a unidade ortognáissica é a predominante. Aflora descontinuamente na porção sudeste e noroeste da área estudada (Figura 6). As rochas são encontradas em bons afloramentos, em drenagens como lajedos contínuos *in situ* (Foto 1), ou na forma de blocos submétricos a métricos, normalmente rolados (Foto 2). É comum observar enclaves máficos microgranulares, quase sempre estirados, com formas lenticulares e bordas parcialmente consumidas.

Estão inclusos nesta unidade diversos litotipos, principalmente gnaisses porfiroclásticos e gnaisses bandados, com diferentes graus de milonitização, variando desde milonitos a ultramilonitos. São frequentemente cortados por diques anfibolíticos. Localmente são observados núcleos migmatizados, formando pequenos bolsões graníticos.

Tectonicamente intrometidos na unidade são encontrados corpos ultramáficos e outros anfibolíticos. Os corpos de rochas ultramáficas ocorrem especialmente na região noroeste, onde são mais frequentes as zonas de cisalhamento. Possuem forma alongada e ocorrem em áreas arrasadas, com afloramentos precários. São compostos por serpentinitos e talco-xisto, às vezes com hornblenda, carbonato ou clorita.

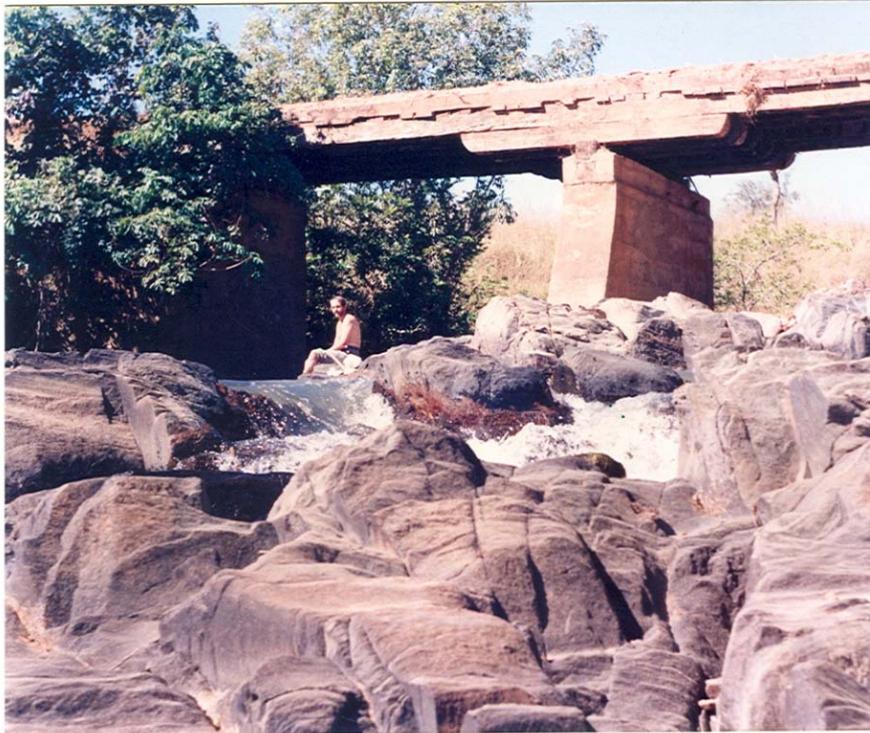


Foto 1 – Afloramento de rochas ortognáissicas no Ribeirão Lajeado (IP-42).

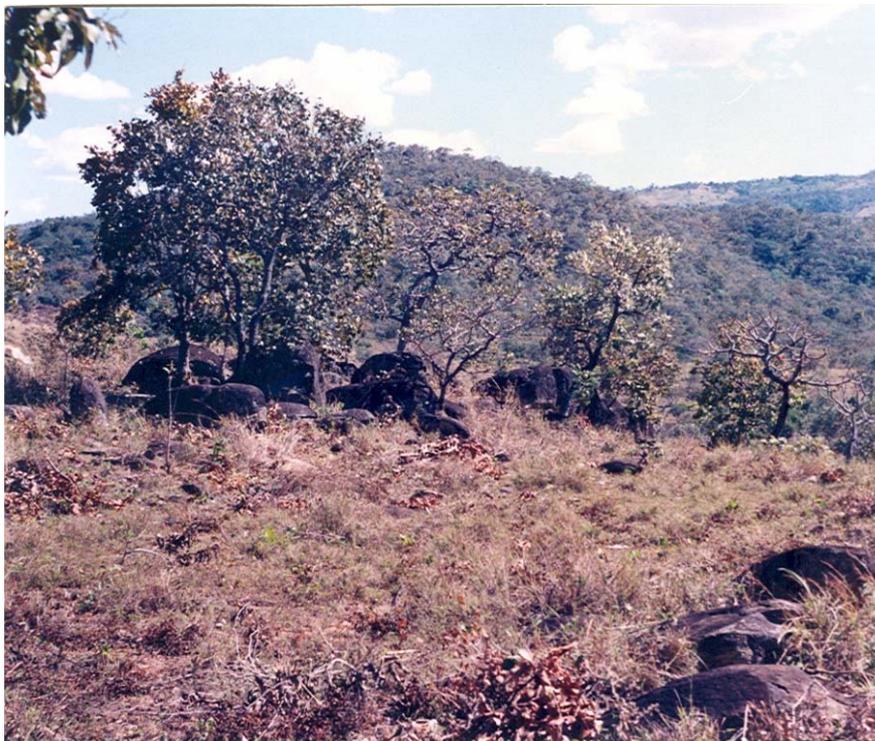


Foto 2 – Aspecto de afloramento em blocos das rochas ortognáissicas (IP-33).

Os corpos anfibolíticos ocorrem tanto na unidade ortognáissica como na sequência vulcano-sedimentar. Subordinadamente ocorrem fases piroxeníticas (Lima & Pereira, 1989). Podem apresentar fases pegmatíticas, mas em geral têm granulação média a grossa. Possuem textura granoblástica, muitas vezes apresentam discreta foliação, marcada pela orientação da hornblenda, plagioclásio e as raras biotitas. As hornblendas possuem pleocroísmo de verde escuro a verde azulado, podendo ser poiquilíticas, incluindo plagioclásio e talvez quartzo. O plagioclásio comumente está saussuritizado, com fantasmas da macla de geminação.

Dentro desta unidade são identificados dois litotipos principais:

i) Ortognaisses Porfiroclásticos: - São os melhores representantes da unidade ortognáissica. São gnaisses cinza-rosados, frequentemente milonitizados, mas localmente podem ser observadas texturas ígneas (Foto 3), como porfirítica a microporfirítica. Possuem porfiroclastos que variam de 1 a 4 cm, estão comumente estirados e/ou rotacionados. A matriz é granolepdoblástica média a muito fina. Ocorrem dobras isoclinais assimétricas de médio porte associadas ao cisalhamento que transpõem o bandamento.

Composicionalmente correspondem a granitos e granodioritos, embora Carvalho & Campos (1989) e Lima & Pereira (1989) citem regiões com composição tonalítica. A foliação é anastomosada (Foto 4) e marcada por biotita, clorita, grãos de epidoto, além de quartzo e feldspato estirados. Normalmente os porfiroclastos são rotacionados, produzindo sombra de pressão assimétrica (Foto 5) preenchida por quartzo e carbonato.

O feldspato potássico, quando apresenta-se como megacristal, é microclínio com fantasmas de geminação Carlsbad, sugerindo que o cristal original era de ortoclásio. O grão é subédrico, poiquiloblástico, inclui quartzo e plagioclásio. Na matriz são cristais anédricos de microclínio. Normalmente estão sericitizados e com bordas recristalizadas pelo cisalhamento. Os grãos maiores apresentam intercrescimento pertítico e micropertítico, às vezes com bordas mimerquitizadas.

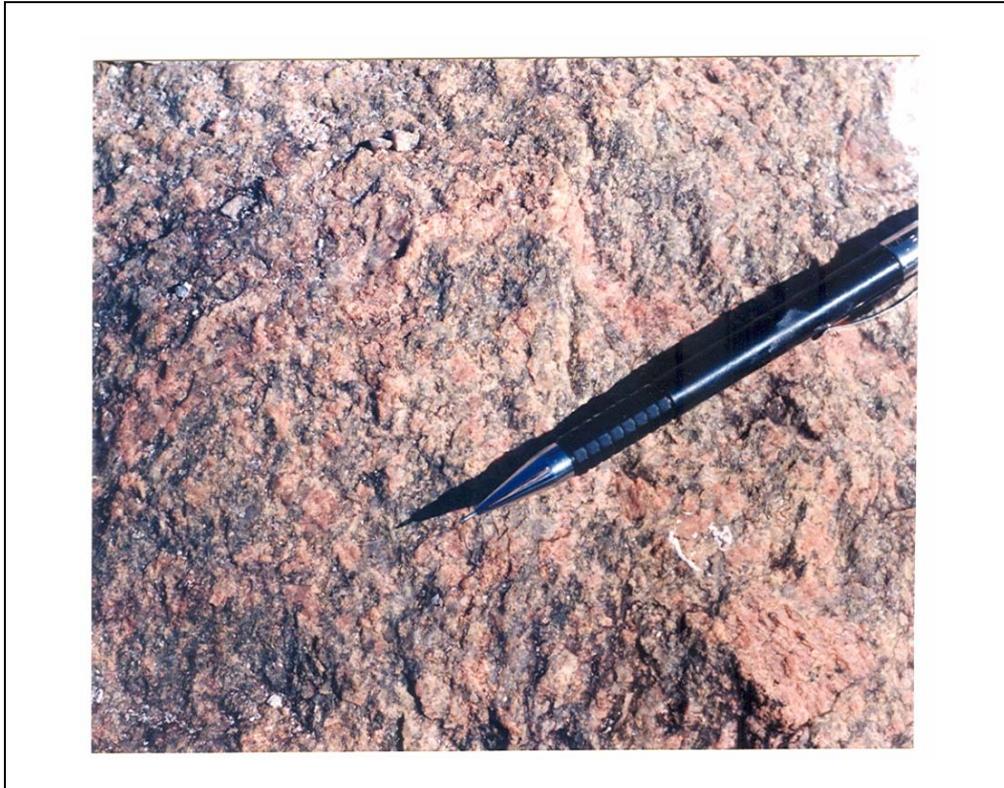


Foto 3 – Textura ígnea preservada em rocha de composição graníticas (IP-31).



Foto 4 – Gnaiss porfiroclástico, cristais de feldspato contornados pela foliação (IP-13).

O quartzo ocorre exclusivamente na matriz, com extinção ondulante, anédrico, bordas recristalizadas e angulosas. O plagioclásio pode ser subédrico, como pórfiro, ou anédrico, na matriz, apresenta geminação segundo a Lei da Albita. Muitas vezes saussuritizado, torna-se difícil a determinação do teor de anortita, que varia de albita a andesina; em alguns cristais foi observado o intercrescimento mimerquítico.

A biotita, o principal máfico, ocorre como lamelas com pleocroísmo variando de marrom a verde. As bordas estão desestabilizadas sendo transformadas em clorita e mais raramente muscovita. O epidoto é anédrico, granular, ocorre como pequenos grãos recristalizados nos cristais de plagioclásio e principalmente como grãos maiores nos planos da foliação. Como minerais acessórios foram identificados titanita, zircão, alanita, apatita e opacos. A titanita merece menção especial devido sua frequência (Foto 6) e dimensão (até 4 mm). Sempre presente, núcleos de carbonato bem cristalizados sugerem a atuação de um processo de hidrotermalismo carbonático.

ii) Ortognaisses Bandados: - Ocorrem em menor proporção que os porfiroclásticos. São gnaisses equi a inequigranulares, granulação variando de fina a média, com frequentes veios pegmatíticos quartzo-feldspáticos. O bandamento reflete a maior intensidade do cisalhamento atuante em toda unidade ortognáissica. A banda félsica é constituída por concentrações quartzo-feldspáticas e a banda máfica por biotita, clorita e epidoto. A coloração quase sempre é cinza a cinza-rosada, mas às vezes possuem tonalidades esverdeadas, principalmente onde há concentração de epidoto e clorita.

Os minerais essenciais são quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, tendo a biotita como principal máfico. Clorita e epidoto ocorrem como minerais de alteração. Os acessórios presentes são titanita, apatita, alanita, turmalina, zircão e opacos, macroscopicamente identificados como piritita.

A textura é comumente protomilonítica, a foliação é marcada pela biotita, clorita, epidoto e, também, pela orientação de minerais como quartzo e feldspato.

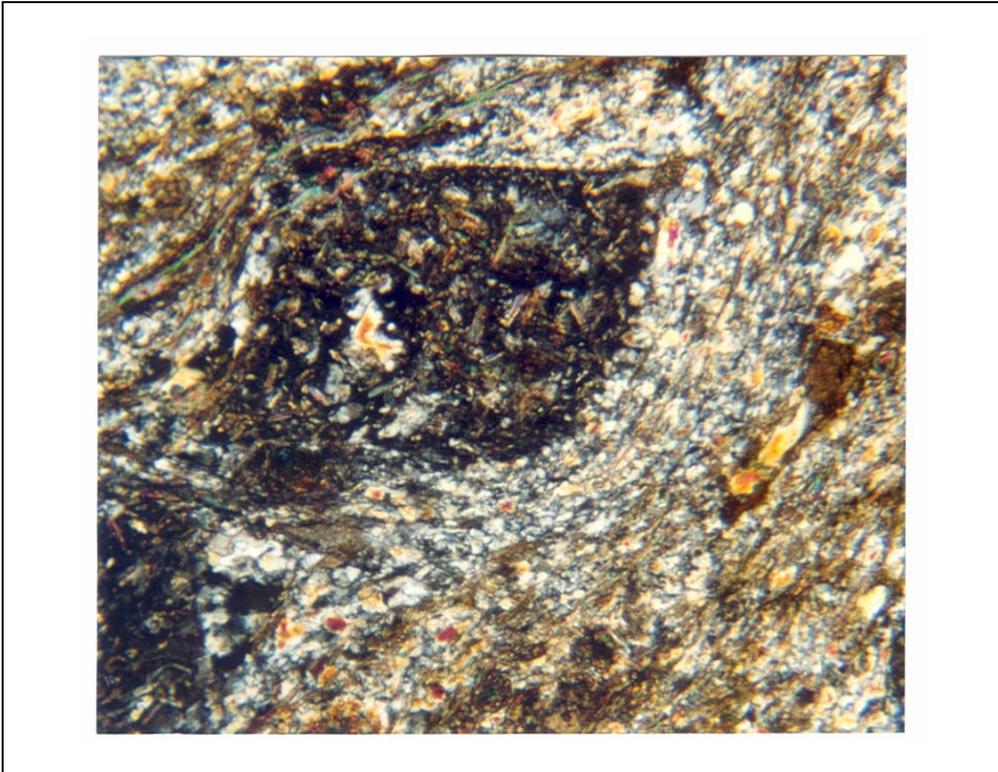


Foto 5 – Fotomicrografia de porfiroclasto de feldspato rotacionado em ortogneisse de composição granodiorítica (IP-33a).

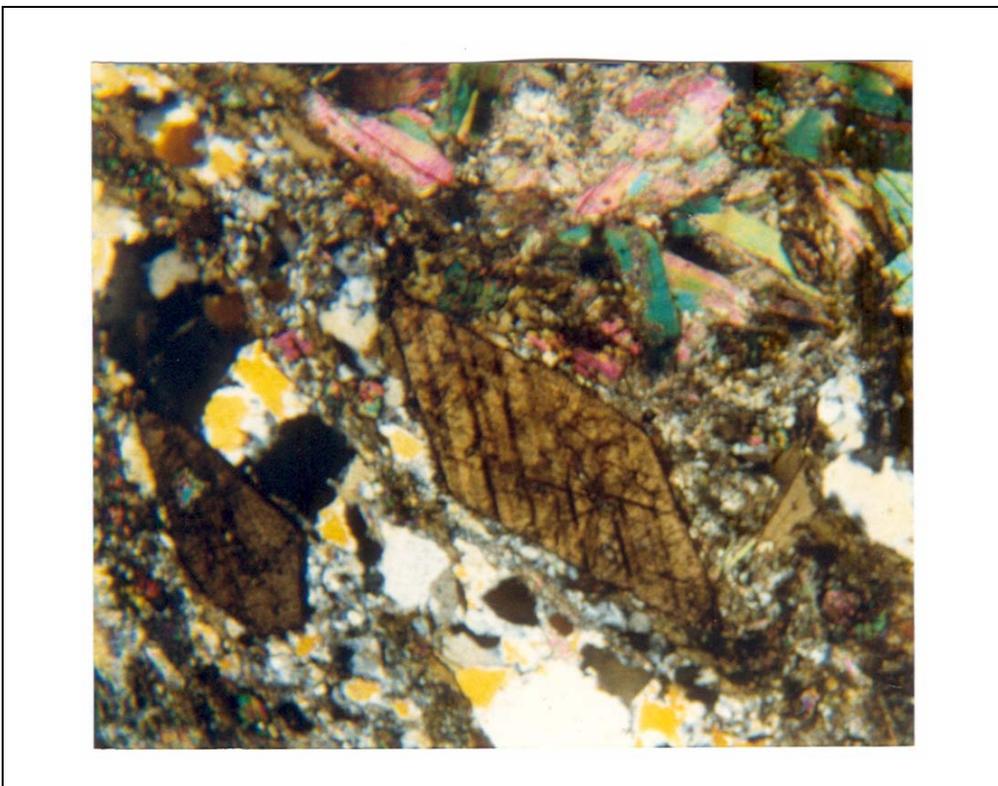


Foto 6 – Fotomicrografia de titanitas de até 3mm em rocha ortognássica granítica (IP-28a).

O quartzo é xenomórfico, com extinção ondulante e contatos interdigitados, bolsões de agregados policristalinos indicam que originalmente os grãos eram maiores e foram subdivididos pela recristalização. O feldspato potássico, quase sempre, está sericitizado, enquanto que o plagioclásio está saussuritizado. O plagioclásio mostra restos de geminação albita, no entanto não foi possível determinar o teor de anortita. A biotita apresenta-se metaestável, sendo transformada em clorita e muscovita. O epidoto é xenomórfico, podendo ocorrer como zoizita ou clinozoizita, amplamente distribuído na forma de pequenos grãos, quase sempre seguindo a foliação. A composição dos gnaisses é granítica a granodiorítica.

As paragêneses metamórficas das duas subunidades ortognáissicas são semelhantes, revelando que ambas passaram por metamorfismo de fácies xisto verde, zona da biotita, indicado pela paragênese: biotita + epidoto + muscovita + oligoclásio + quartzo. Seguiu-se uma fase retrometamórfica, na zona da clorita, marcada pela cloritização da biotita.

2.2.2 - SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR DE IPORÁ

A seqüência vulcano-sedimentar de Iporá localiza-se na região centro-sul da área de estudo. Suas rochas estão expostas principalmente em drenagens e, quase sempre, em afloramentos precários. As rochas são semelhantes às que afloram mais a sul, na região de Amarinópolis, podendo ser incluídas na mesma seqüência vulcano-sedimentar (Franco *et al.*, 1994). As rochas metavulcânicas apresentam-se frequentemente foliadas e milonitizadas. A seqüência apresenta grande variedade de tipos de rocha e foi subdividida em três unidades (Franco *et al.*, 1994; Carvalho & Campos, 1989; Lima & Pereira, 1989):

2.2.2.1 - UNIDADE METAMÁFICA

Os derrames máficos são de ocorrência relativamente limitada, ocorrendo em bolsões alongados, onde predominam em relação às rochas metafélicas. Ocorrem também como derrames isolados em meio a unidade félica. Macroscopicamente são rochas esverdeadas de granulação muito fina, com raros fenocristais prismáticos de hornblenda. Apresentam foliação bem marcada e produzem um solo tipicamente avermelhado. São representados por anfibolitos diversos e epidoto-clorita xisto a hematita.

Os epidoto-clorita xistos possuem cristais anédricos extremamente finos, à excessão do epidoto que também ocorre euédrico e de até 2 mm. Estão associados à grande quantidade de minerais opacos, provavelmente hematita finamente granulada.

Os anfibolitos são bem foliados (Foto 7) de granulação fina a muito fina. As hornblendas são totalmente anedrais e dispostas segundo a foliação, estão metaestáveis recristalizando na forma de epidoto e clorita. O plagioclásio raramente apresenta geminação, granular fino, muitas vezes saussuritizado. Como o epidoto é produto do retrometamorfismo tanto da hornblenda como do plagioclásio, encontra-se amplamente distribuído pela rocha. Eventualmente são identificados grãos de quartzo, porém jamais perfazendo mais que 5% da rocha.

Estas rochas são interpretadas como o produto do metamorfismo, fácies xisto verde, em rochas de composição basáltica e, mais raramente, andesíticas.

2.2.2.2 - UNIDADE METAFÉLICA

Principal constituinte da seqüência vulcano-sedimentar, as metafélicas são rochas rosadas a róseo-esverdeadas, de granulação fina a média-fina. Possuem textura granolepdoblástica equigranular, no entanto em porções preservadas da deformação, é possível identificar fenocristais de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo, que são também os minerais essenciais. A foliação é plano-linear muito bem marcada por lamelas de muscovita/sericita, cristais de quartzo e feldspato estirados, além de raras biotitas cloritizadas. Os fenocristais de plagioclásio são subédricos, às vezes reorientados paralelamente à foliação e mostram bordas recristalizadas;



sua

Foto 7 – Aspecto geral da lâmina IP-23, rocha metavulcânica anfibolítica.

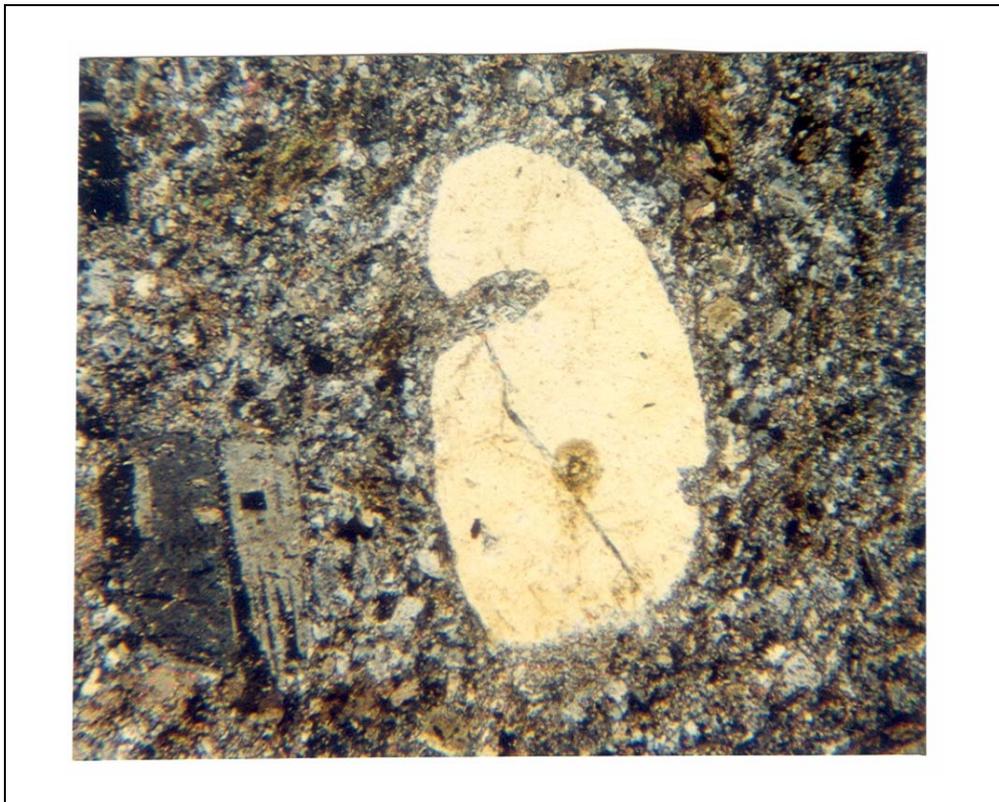


Foto 8 – Rocha riódacítica (IP-7C), fenocristal de quartzo com golfo de corrosão.

composição varia entre oligoclásio e andesina. O feldspato potássico da matriz é, em sua maioria, o microclínio, e os fenocristais são de ortoclásio. O quartzo é mais frequente como parte integrante da matriz, mas quando fenocristal pode apresentar golfo de corrosão (Foto 8) ou bordas recristalizadas, concedendo-lhe forma irregular. Os opacos são frequentes, perfazendo até 1% da rocha. Como minerais de alteração estão presentes epidoto e carbonato, ambos granulares e aleatoriamente dispersos.

As paragêneses observadas indicam condições metamórficas de fácies xisto verde baixo para as rochas metavulcânicas félsicas, embora tenham sido identificadas rochas de grau metamórfico superior (xisto verde alto a anfíbolito) na mesma área (Franco *et al.* 1994). Sugere-se uma composição original próxima a dacitos, riodacitos e riolitos.

2.2.2.3 - UNIDADE METASSEDIMENTAR

Quase inexpressiva na região de Iporá, a unidade metassedimentar aflora em áreas restritas nas regiões noroeste e principalmente sudoeste da seqüência vulcano-sedimentar. As rochas desta unidade são descritas como muscovita xisto, quartzo-muscovita xisto, granada-muscovita-quartzo xisto e raramente metaconglomerado. Seu metamorfismo atingiu fácies xisto verde alto, zona da granada. São interpretadas como um pacote predominantemente pelítico, com intercalações de conglomerados (Lima & Pereira, 1989) e talvez representem o topo da seqüência vulcano-sedimentar (Carvalho & Campos, 1989).

2.2.3 - COMPLEXO LAJEADO

O complexo gabro-diorítico Lajeado aflora na porção central da área e é intrusivo em rochas da seqüência vulcano-sedimentar. A oeste é cortado pelo Lineamento Vila Coca e a leste é recoberto pelos sedimentos da Bacia do Paraná. Considerado como um corpo tarditectônico, possui textura isotrópica, à excessão das bordas, onde apresenta foliação a qual é interpretada como de origem principalmente magmática, derivada do fluxo viscoplástico (Danni & Campos, 1989). É constituído principalmente por rochas gabro-dioríticas variando para fácies hornblendíticas,

monzodioríticas e granodioríticas. A textura é granoblástica equigranular, às vezes, com bandamento composicional. São observados indícios de pulsos magmáticos com mistura de líquidos e reabsorção parcial de autólitos. Como xenólitos são observadas rochas da seqüência vulcano-sedimentar, cumulados ultramáficos e hornblenditos grosseiros (Danni & Campos, 1989).

2.2.4 – GRANITO CAIAPÓ

Apesar de sua grande dimensão (Figura 5) o Granito Caiapó ocorre a oeste em pequena porção da área estudada. Pimentel & Fuck (1987b) identificam várias fácies, compreendendo gabro, quartzo diorito, quartzo monzodiorito, e monzogranito; a granulação é predominantemente média a grossa, possui textura equigranular, às vezes porfirítica. Em todos tipos petrográficos a hornblenda é o principal máfico. Apresenta discreta foliação, sendo considerado um corpo tarditectônico.

2.2.5 - GRANITO IPORÁ

O Granito Iporá é um corpo de dimensões batolíticas (Figura 5), no entanto sua exposição na área estudada é restrita (Figura 6). Possui várias fácies, inclusive, localizadamente, granitos com textura rapakivi, mas a rocha que melhor representa o corpo é o biotita granito vermelho a róseo, granulação média a grossa, equigranular a localmente porfirítico, rico em feldspato potássico, podendo ser classificado, segundo Streickeisen (1976) como alcaligranito, granito ou quartzo monzonito (Pimentel & Fuck, 1987b e Amaro, 1989). Na área estudada o Granito Iporá é róseo, de granulação fina a média, e seu conteúdo de biotita não permite classificá-lo como um biotita granito (Carvalho & Campos 1989).

CAPÍTULO 3
GEOQUÍMICA

3. 1 - INTRODUÇÃO

Para o estudo da geoquímica foram analisadas, para elementos maiores, menores e terras raras, amostras das diversas unidades. No entanto só as rochas ortognáissicas mostraram-se representativas em número e/ou em qualidade dos dados. A localização dos pontos analisados estão na Figura 7

O Laboratório de Geoquímica da UnB (LAGEQ) foi responsável pela análise de elementos maiores através de espectrometria de emissão de plasma (ICP), exceto para a determinação dos teores de Na_2O e K_2O , que foram determinados por espectrometria de emissão de chama e o Fe-ferroso por volumetria. Os elementos menores das amostras IP-4 a IP-21 (números não consecutivos) foram determinados por fluorescência de Raio-X no laboratório de geoquímica da Universidade de Durham, Inglaterra, com a colaboração da Dra. Sally Gibson. As demais amostras foram determinadas no LAGEQ por espectrometria de emissão de plasma.

As análises de Elementos Terras Raras (ETR) foram realizadas nos laboratórios da GEOSOL, em Belo Horizonte, por espectrometria de emissão de plasma. O resultado da única análise de ETR da unidade vulcânica é apresentado a título de comparação.

Apesar de texturalmente ser possível distinguir duas unidades de rochas gnáissicas, geoquimicamente elas apresentam-se muito similares, não sendo possível identificar *trends* ou características distintas, por isso, aqui tratadas em conjunto. Os resultados analíticos das rochas gnáissicas e da vulcânica estão apresentados nas tabelas 2 e 3.

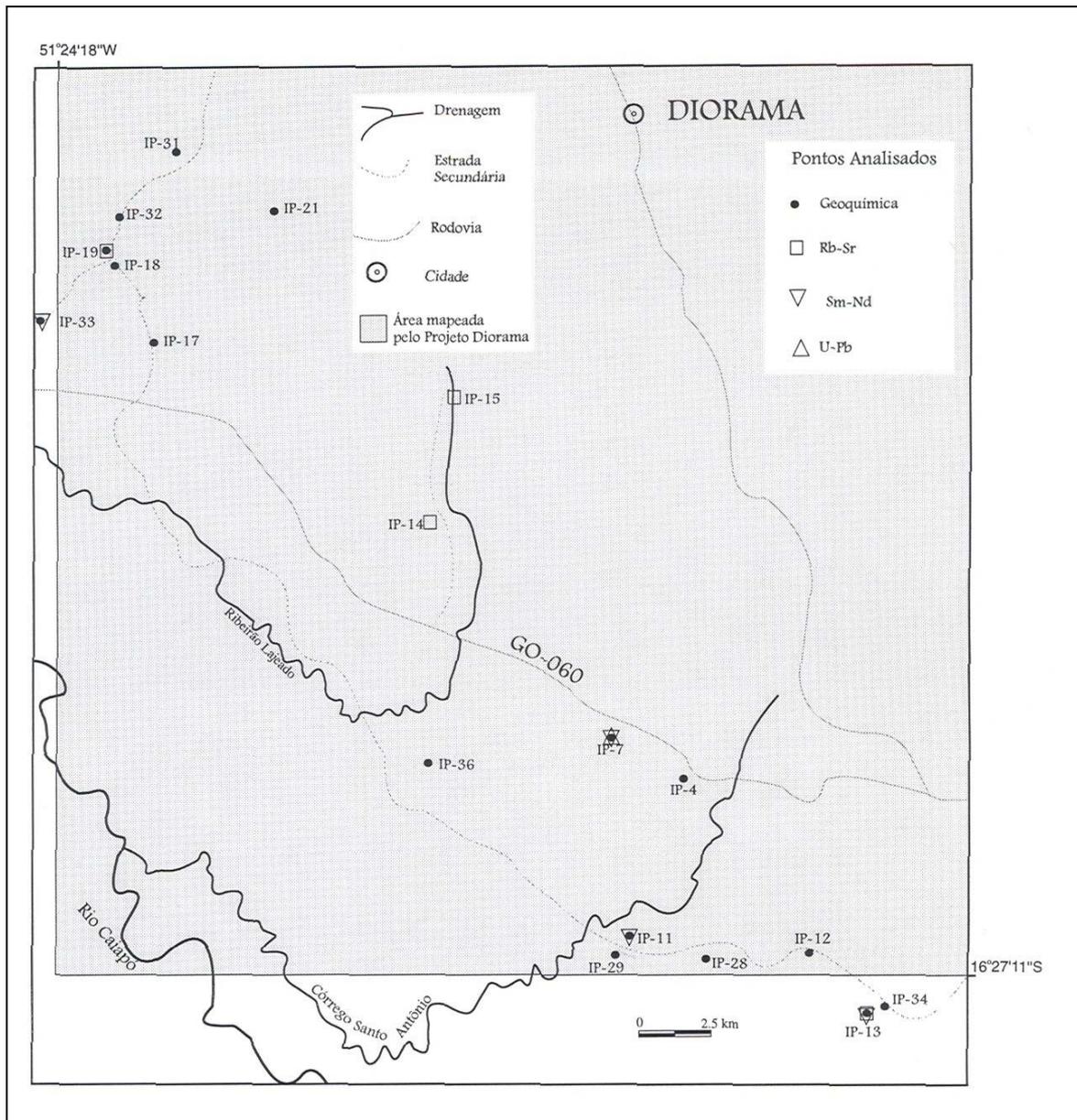


Figura 7 - Localização dos pontos analisados para geoquímica e geocronologia.

Nos diversos gráficos, que serão apresentados a seguir, as amostras serão dispostas obedecendo a seguinte simbologia:

- | | | | |
|----------|----------|----------|----------|
| ○ IP 4 | ■ IP 17 | ▽ IP 28A | + IP 33C |
| ● IP 11 | ■ IP 18D | ▼ IP 29 | ◇ IP 33G |
| ● IP 12 | △ IP 19B | * IP 31 | ◆ IP 34 |
| □ IP 13A | ▲ IP 21 | x IP 32B | ⊙ IP 36 |

AMOSTRA	IP-04	IP-11	IP-12	IP-13A	IP-17	IP-18D	IP-19B	IP-21	IP-28A	IP-29	IP-31	IP-32B	IP-33C	IP-33G	IP-34	IP-36
SiO ₂	77.19	66.53	75.84	72.1	69.90	70.50	66.60	72.80	68091	67.89	74.60	74.86	-	64.40	76.64	77.92
TiO ₂	0.18	0.67	0.1	0.32	0.27	0.40	0.61	0.20	0.59	0.57	0.18	0.18	-	0.75	0.16	0.16
Al ₂ O ₃	12.01	14.72	13.14	14.34	14.50	14.57	15.33	13.27	14.28	14.91	13.48	12.99	-	16.07	12.73	11.67
Fe ₂ O ₃ ^t	1.66	3.92	1.09	2.36	2.48	3.42	3.75	1.52	3.82	3.69	1.57	1.43	-	4.06	1.30	2.08
MnO	0.07	0.07	0.01	0.02	0.04	0.02	0.04	0.01	0.05	0.04	0.0	0.01	-	0.05	0.03	0.05
MgO	0.14	1.34	0.22	0.79	0.92	0.93	1.46	0.56	1.34	1.23	1.38	0.36	-	1.20	0.38	0.17
CaO	0.29	3.39	0.73	2.42	3.15	3.09	3.56	2.45	2.93	3.21	1.97	1.20	-	2.70	1.63	0.75
Na ₂ O	4.48	3.83	3.75	3.90	3.79	3.98	4.06	3.67	4.11	4.03	3.07	2.95	-	4.07	3.22	4.06
K ₂ O	3.92	3.47	4.56	3.40	3.04	2.86	2.65	2.43	2.73	3.33	3.42	4.71	-	4.07	3.57	3.29
P ₂ O ₅	0.02	0.2	0.03	0.11	0.10	0.17	0.21	0.05	0.21	0.20	0.08	0.05	-	0.27	0.04	0.02
H ₂ O	0.44	1.11	0.61	0.82	1.47	0.96	1.00	2.30	1.37	0.85	0.86	1.01	-	0.68	1.04	0.62
TOTAL	98.74	99.25	100.08	100.58	99.66	100.90	99.22	99.26	100.34	99.95	100.61	99.75	-	98.32	100.74	100.79
Cr	1	6	3	4	7	4	11	223	4	2	2	6	10	1	4	5
Ni	1	7	1	2	3	2	6	1	-	-	-	-	-	-	-	-
Co	64	47	79	71	84	111	66	117	67	59	78	61	61	61	88	130
Sc	5	4	3	2	4	4	3	2	-	-	-	-	-	-	-	-
V	1	69	5	36	41	52	47	12	101	96	39	21	113	109	20	8
Cu	-	7	1	2	3	2	6	1	9	11	1	4	11	8	0	0
Zn	97	48	12	39	51	32	67	27	40	37	13	18	55	58	8	97
Rb	99	93	130	93	115	78	94	67	-	-	-	-	-	-	-	-
Ba	1038	1933	1083	1419	970	1200	847	1154	1655	1808	2700	1764	1309	1349	1036	833
Sr	26	330	159	362	314	539	586	369	288	334	531	233	342	356	133	12
Ga	23	20	19	18	19	21	23	19	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	60.2	32.7	9.2	13.4	8.8	13.5	10.0	4.5	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	294	271	75	168	116	302	137	123	43	52	42	82	127	95	64	303
Ti	2395	5445	1301	3217	2910	4083	6155	2261	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	132	43	11	12	12	10	9	8	30	43	3	13	54	34	16	89
Be	3	2	2	2	2	2	2	1	1	1	1	1	2	2	1	2

Tabela 2 - Resultados geoquímicos de elementos maiores (porcentagem de peso) e menores (ppm) de rochas ortognáissicas de Iporá (GO).

<i>AMOSTRA</i>	<i>CHONDRITO</i>	<i>IP-04</i>	<i>IP-7C</i>	<i>IP-11</i>	<i>IP-13A</i>
La	0.329	62.570	20.010	48.920	25.780
Ce	0.865	100.000	43.520	110.800	50.010
Nd	0.630	82.660	18.200	52.870	19.470
Sm	0.203	18.410	3.462	8.629	3.47
Eu	0.077	2.189	0.734	1.450	0.655
Gd	0.276	16.770	2.088	6.035	2.331
Dy	0.343	19.430	1.615	6.632	1.551
Ho	0.077	3.919	0.311	1.381	0.277
Er	0.225	10.720	0.776	3.997	0.581
Yb	0.220	7.281	0.622	3.245	0.354
Lu	0.0339	0.865	0.085	0.381	0.053

Tabela 3 - Resultado das análises de Elementos Terras Raras (ppm). Na segunda coluna estão dispostos os valores de normalização propostos por Nakamura (1974).

<i>Elemento</i>	<i>Rb</i>	<i>Ba</i>	<i>K</i>	<i>Nb</i>	<i>Sr</i>	<i>Zr</i>	<i>Ti</i>	<i>Y</i>
Chondrito	3.45	3.41	854	0.375	11.9	5.54	654	2.25
Manto Primordial	0.55	5.1	180	0.56	17.8	8.3	960	3.4

Tabela 4 - Valores de normalização utilizados nos *spidergrams* de elementos menores. Dados segundo Taylor & McLennan (1985).

3.2 - CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA

Os parâmetros utilizados nos estudos geoquímicos estão embasados em composições químicas de rochas ígneas, as quais refletem exclusivamente a natureza da fonte e os processo ígneos. Uma vez que as amostras analisadas neste estudo são rochas metamórficas, assim é possível que alguma modificação química possa ter ocorrido, especialmente no que se refere a elementos mais móveis, como os elementos maiores. Portanto os resultados serão utilizados na tentativa de uma comparação aproximada com a composição química de rochas ígneas não metamórficas.

Os teores de álcalis e sílica das amostras investigadas (Figura 8) indicam que, em sua maioria, são composicionalmente semelhante a granitos (6) e a granodioritos (11).

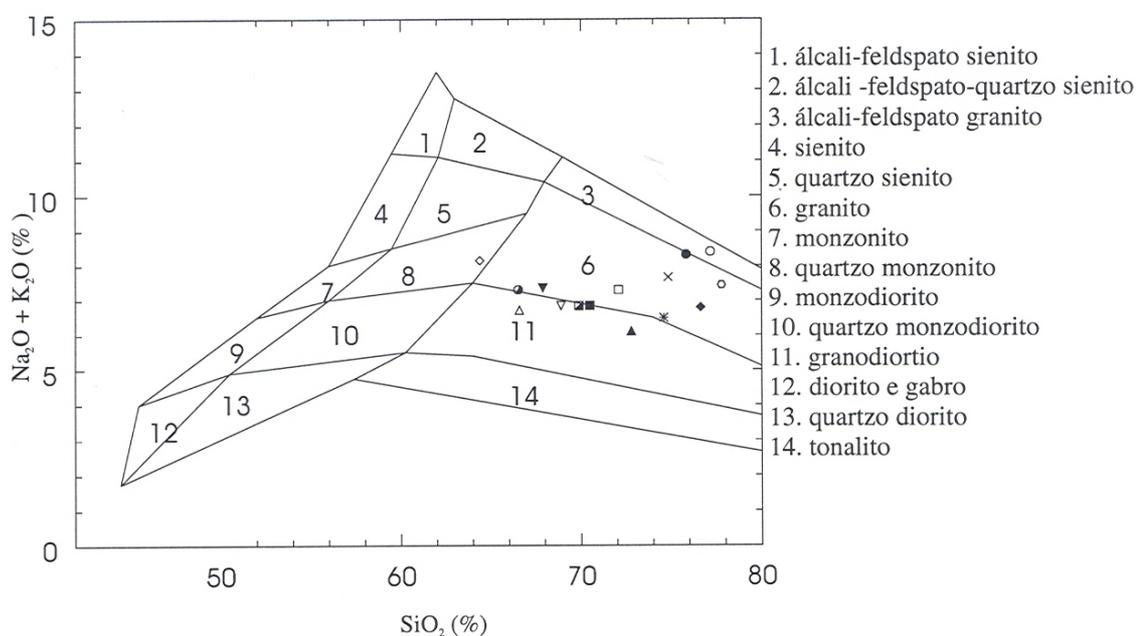


Figura 8 - Diagrama de Middlemost (1985) para classificação de rochas ígneas.

O diagrama proposto por De La Roche *et al.*(1980) (Figura 9) utiliza, além de Si, K, Na e Ca, outros elementos que freqüentemente compõem minerais máficos (Ti, Fe), tentando assim considerar a sua influência na classificação química das rochas. Nele as amostras possuem composições químicas semelhantes, principalmente, a granodioritos. Em essência, as classificações químicas fornecem resultados semelhantes e compatíveis com a petrografia, mesmo quando utilizados diferentes elementos e associações.

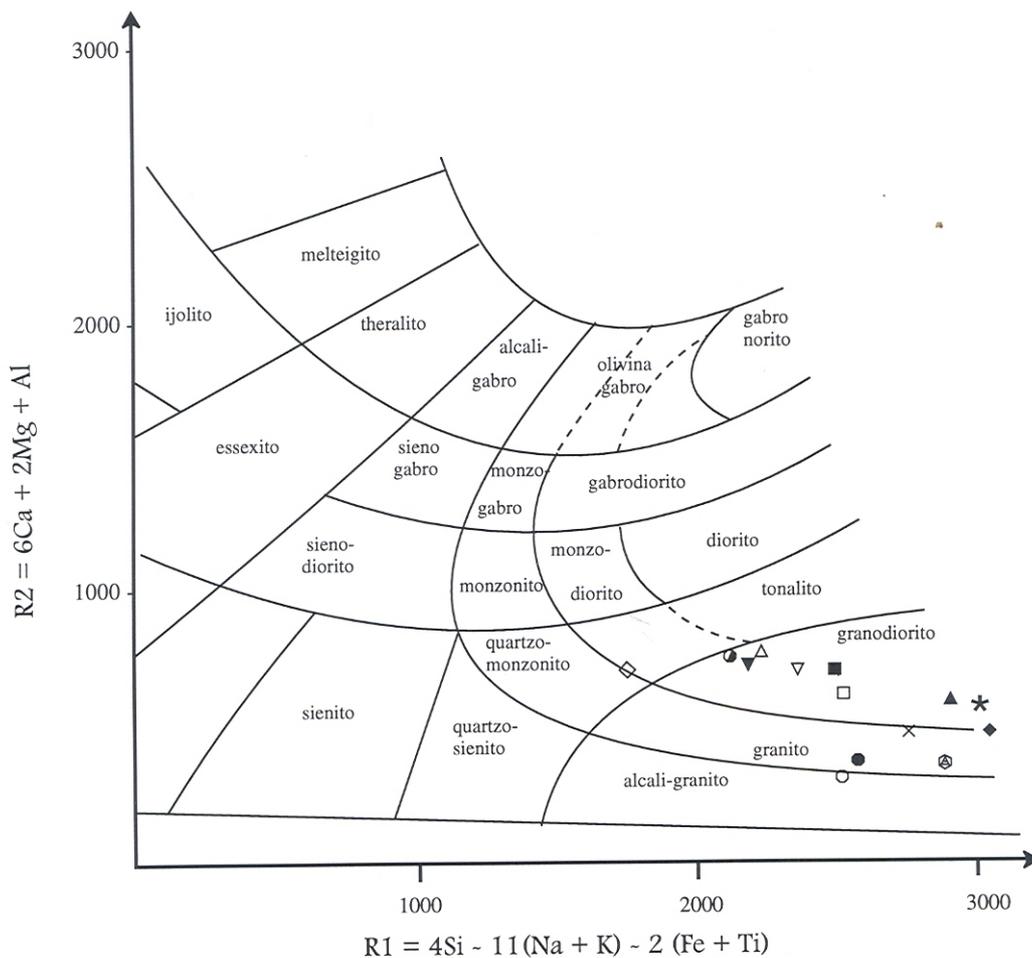


Figura 9 - Diagrama para classificação química de rochas (LaRoche *et al.*, 1980)

3.3 - A NATUREZA DO MAGMATISMO ORIGINAL E AMBIENTE TECTÔNICO

De maneira geral as análises químicas dos ortognaisses se assemelham a média apresentada por Whalen *et al.*(1987) (Tabela 4) para rochas granitóides pertencentes ao tipo I (Pitcher, 1983). Teores de alguns elementos (Na e Sr por exemplo) estão mais próximos ao tipo M ou, mais frequentemente, revelam valores intermediários entre os tipos M e I (Ti, Mg e Ca, entre outros). O teor de Ba é bem superior ao de qualquer grupo, afetando assim a razão Rb/Ba, que embora seja exatamente o valor apresentado para o tipo M, deve ser observado com cautela.

As rochas ortognaissicas de Iporá exibem baixos teores de álcalis, podendo ser classificadas como subalcalinas (Figura 10), de tendência calcialcalina (Figuras 11 e 12) de alto potássio (Figura 13) e similares a rochas vulcânicas de arcos modernos (Figura 14).

<i>CLASSIFICAÇÃO</i>	<i>M</i>	<i>I</i>	<i>S</i>	<i>A</i>	<i>ORTOGNAISSE DE IPORÁ</i>
SiO ₂	67.24	73.39	73.39	73.81	71.77
TiO ₂	0.49	0.26	0.28	0.26	0.35
Al ₂ O ₃	15.18	13.43	13.45	12.40	12.13
Fe ₂ O ₃	1.94	0.60	0.36	1.24	2.54*
FeO	2.35	1.32	1.73	1.58	
MnO	0.11	0.05	0.04	0.06	0.03
MgO	1.73	0.55	0.58	0.20	0.89
CaO	4.27	1.71	1.28	0.75	2.23
Na ₂ O	3.97	3.33	2.81	4.07	3.80
K ₂ O	1.26	4.13	4.56	4.65	3.43
Ba	263	510	388	352	1381
Rb	17.5	194	277	169	96
Sr	282	143	81	48	307
Zr	108	144	136	528	185**
Nb	1.3	12	13	37	13***
Y	22	34	33	75	32
Ce	16	68	53	137	86.93
V	72	22	23	6	48
Ga	15	16	17	14.60	20
K/Rb	598	177	137	229	296
Rb/Sr	0.06	1.36	3.42	3.52	0.31
Rb/Ba	0.07	0.38	0.71	0.48	0.07
Ga/Al	1.87	2.25	2.39	3.75	3.12

Tabela 5 - Médias apresentadas por Whalen *et al.* (1987) para rochas granitóides, segundo classificação M, I, S e A (Pichter, 1983).

* Valor total de óxido de ferro

** Valor calculado utilizando apenas os resultados da fluorescência de Raio-X.

*** Valor calculado excluindo a amostra IP-04, quando inclusa a média passa a 19.

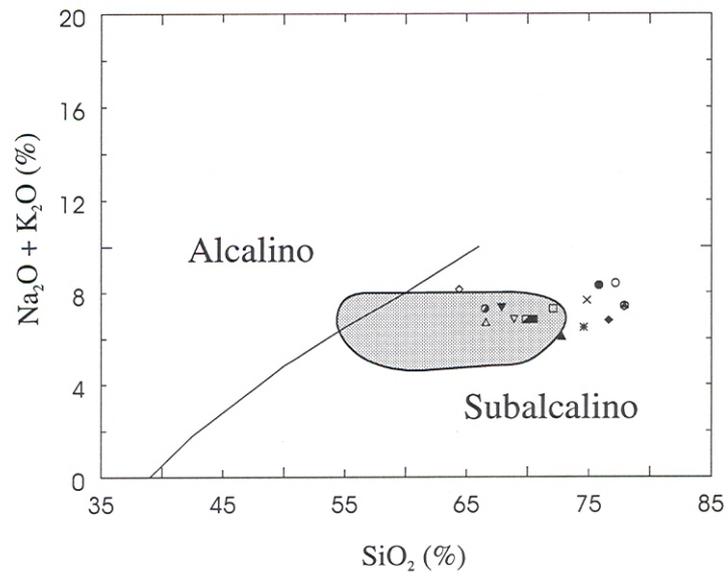


Figura 10 – Diagrama de alcalinidade (Irvine & Baragar, 1971). Área em cinza corresponde à composição dos ortognaisses de Arenópolis.

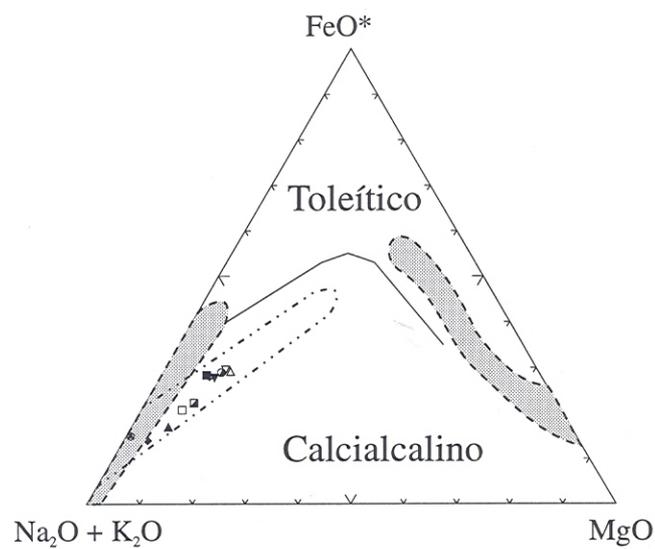


Figura 11 – Diagrama AFM, Irvine & Baragar (1971). Delimitados os campos de granitos compressoriais (fundo branco) e extensionais (fundo cinza) de Petro et al. (1979).

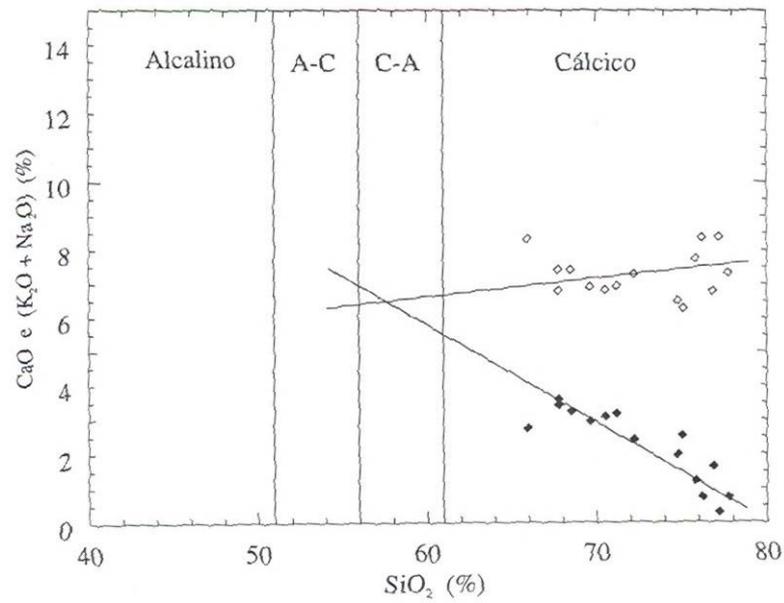


Figura 12 – Diagrama de Peacock(1931), onde é obtido o Índice Álcalis-Cálcio (IAC), que corresponde à interseção das retas das composições médias dos teores de $\text{CaO} + (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ de séries magmáticas. Os ortognaisses de Iporá forneceram um IAC próximo a 58 (calcicalcinalo).

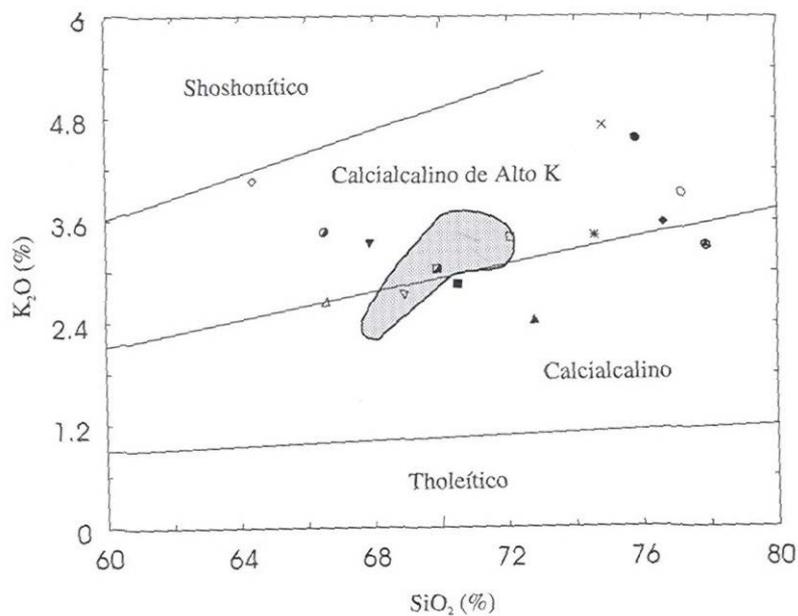


Figura 13 – Diagrama de variação de K_2O em relação a SiO_2 , delimitando campos de séries tholeíticas, calcicalcinalas e shoshoníticas (Peccerillo & Taylor, 1976). Em cinza composição dos Gnaisses Arenópolis

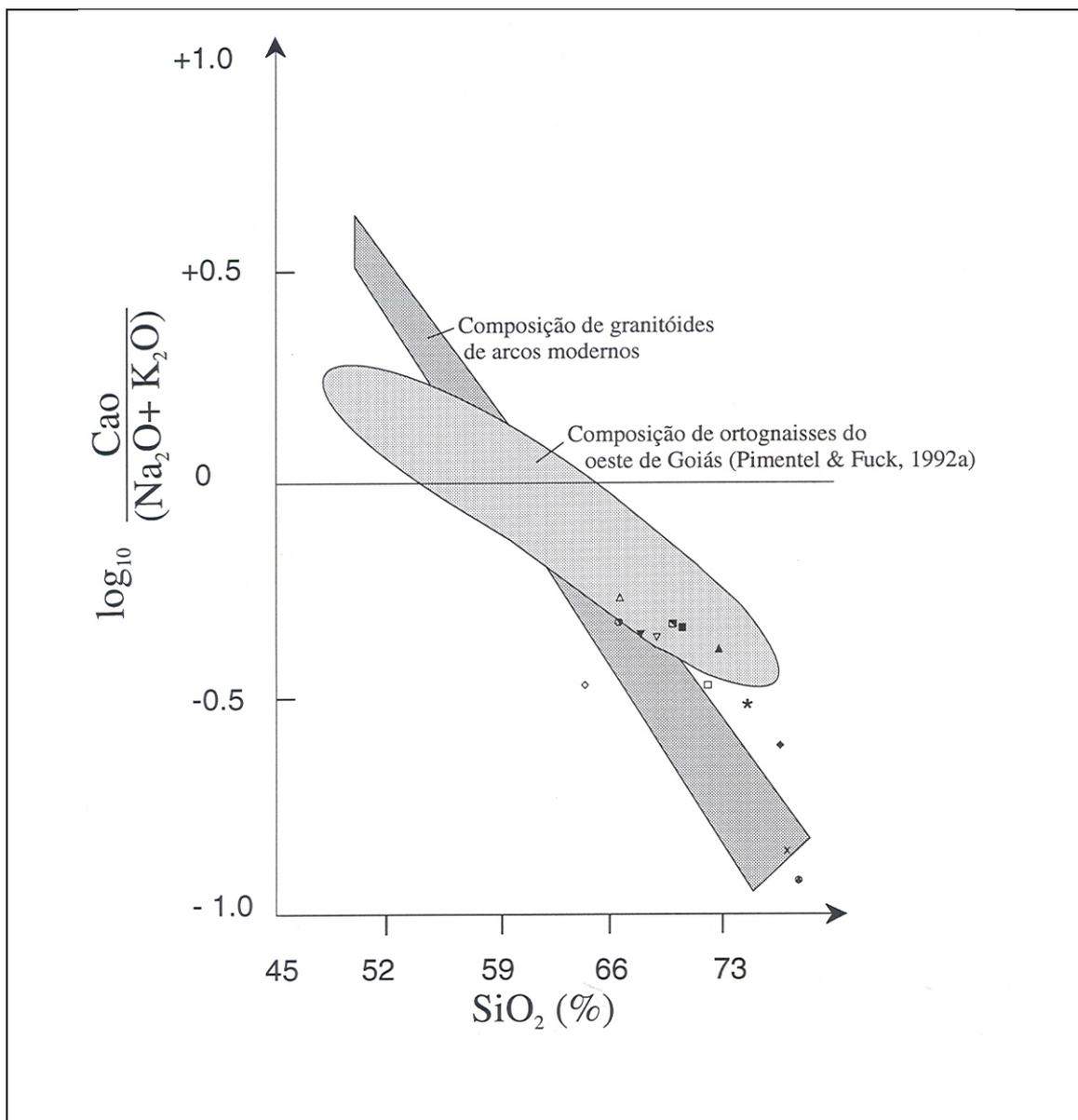


Figura 14 – Composição de sílica, cálcio, sódio e potássio de arcos modernos (Brown, 1982).

Em termos de saturação de alumina, as rochas estudadas são metaluminosas a levemente peraluminosas, com $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O) < 1,1$ (Figura 15), que podem ser correlacionadas a mineralogias que contêm biotita e hornblenda (Figura 16).

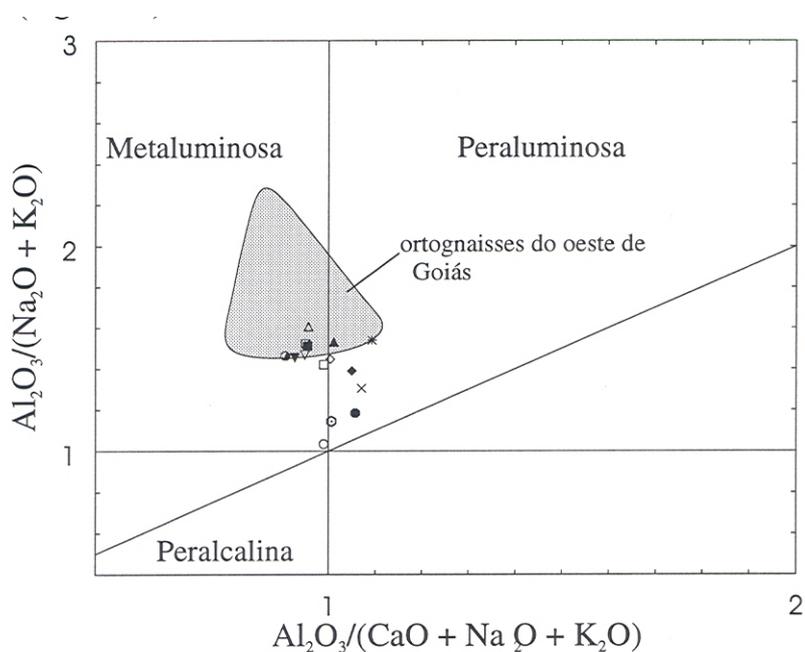


Figura 15 – Diagrama de saturação de alumina utilizando os índices de Shand (Maniar & Piccoli, 1989).

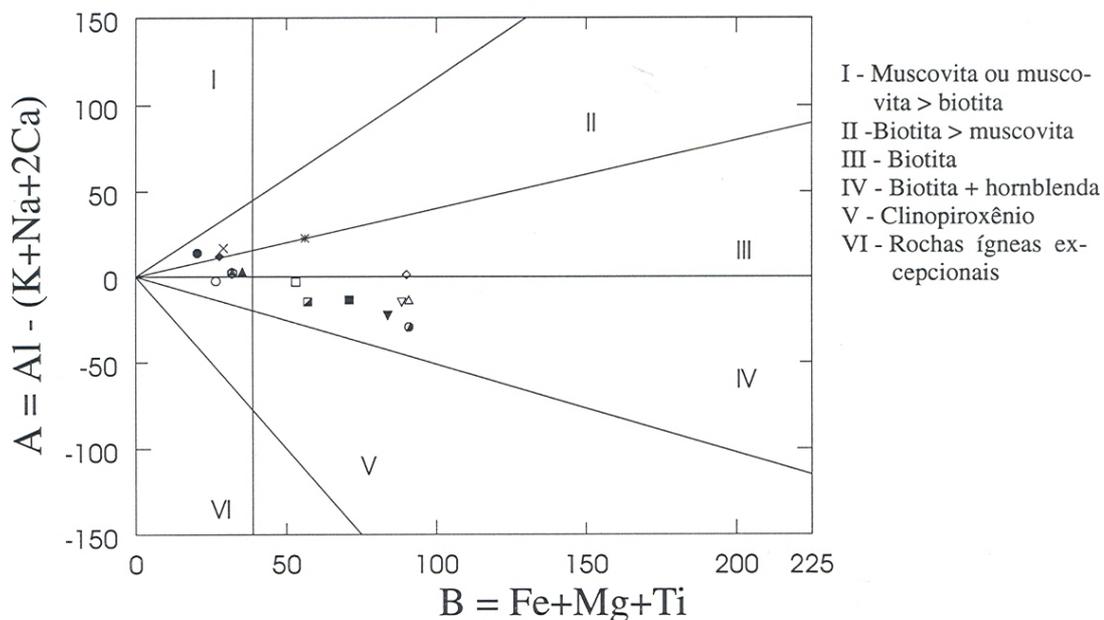


Figura 16- Diagrama de Debon & Le Fort (1983) para correlação de composição química e mineralogia.

Petro *et al.* (1979) utilizam o diagrama AFM para sugerir o discernimento entre granitos compressoriais e extensionais. Quando observados os campos delimitados na Figura 11, os ortognaisses de Iporá assemelham-se a granitos compressoriais

Maniar & Piccoli (1989) utilizam elementos maiores para discriminar granitoides gerados em diferentes ambientes geotectônicos, divididos em granitos orogênicos e anorogênicos. Dentre os orogênicos os autores subdividem os gerados em Arcos de Ilha (IAG), Arcos Continentais (CAG), Colisão Continental (CCG) e Pós-Orogênicos (POG). Os anorogênicos por outro lado são subdivididos naqueles relacionados à rifts (RRG) e à epirogênese continental (CEUG). Apesar de não ser um ambiente tectônico, os plagiogranitos oceânicos (OP) lugar de destaque nos diagramas. As figuras 17a e 17b são diagramas sugeridos pelos autores, sendo que na Figura 17a as amostras encontram-se tanto no campo dos granitos associados à colisão, quanto no daqueles associados à extensão. No entanto, todas plotam no campo delimitado para os granitos pós-orogênicos. O outro diagrama (Figura 17b) classifica as rochas como orogênicas de ambiente de arco ou colisão continental.

O padrão obtido para os elementos menores das amostras analisadas é similar ao de rochas granitoides de arcos magmáticos (Figuras 18 e 19), apresentando um típico enriquecimento de elementos *large ion lithophile* (LIL) em relação a elementos *high field strength* (HFS). Baixas razões Ba/La são características de ambiente de arco de ilha, as amostras analisadas possuem valores bem variados desta razão (16.58; 39.51 e 55.04) podendo refletir alguma influência crustal na geração de seu magma.

Harris *et al.* (1986) classificam intrusões granitoides em três grupos, segundo suas características químicas, petrográficas e tectônicas. As rochas ortognaissicas de Iporá possui concentrações de Rb, Zr e SiO₂ similares às dos grupos I e III (Figura 20). Estes grupos representam intrusões calcialcalinas e possuem características químicas e petrográficas similares, diferenciando-se pelo *emplacement* pós-colisional para o Grupo III, enquanto o Grupo I é considerado pré- a sin-colisional de regiões de arcos magmáticos.

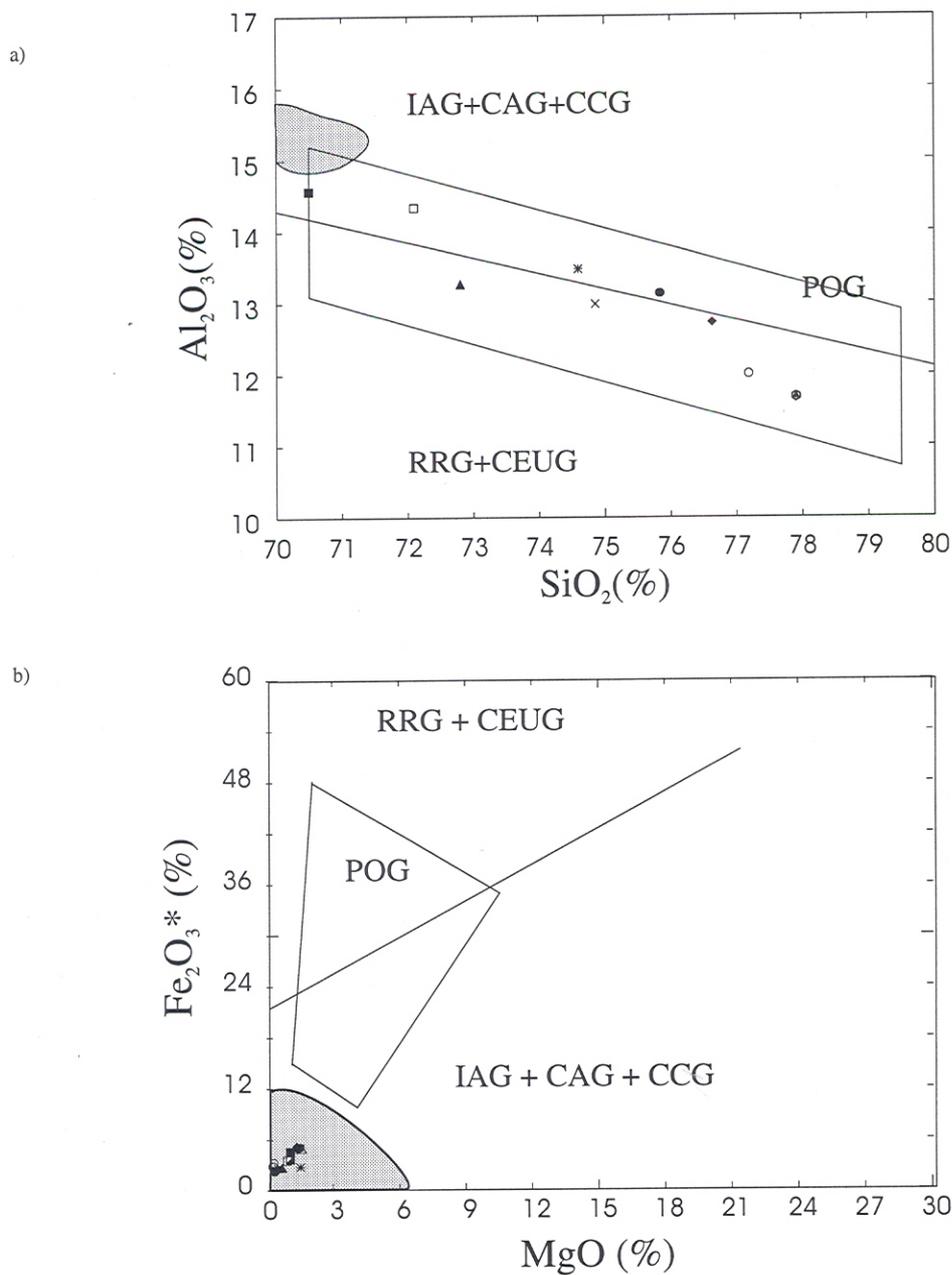


Figura 17 (a,b) – Discriminação de ambientes tectônicos de rochas granitóides a partir de elementos maiores (Maniar & Piccoli, 1989). Delimitado em cinza os campos das rochas ortognáissicas do oeste de Goiás. (POG: granitos pós-orogênicos, IAG: granitos de arcos de ilha, CAG: granitos de arco continental, CCG: granitos de colisão continental, RRG: granitos de região de *rift*, CEUG: granitos de colisão continental e plagiogranitos oceânicos).

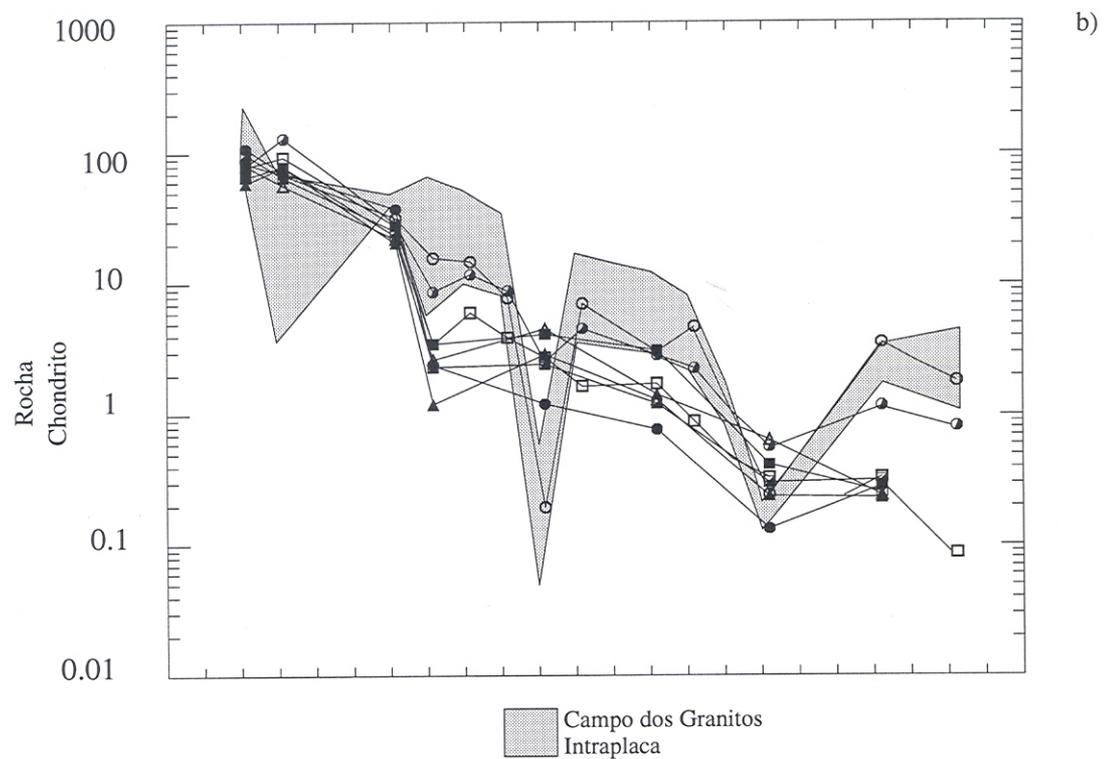
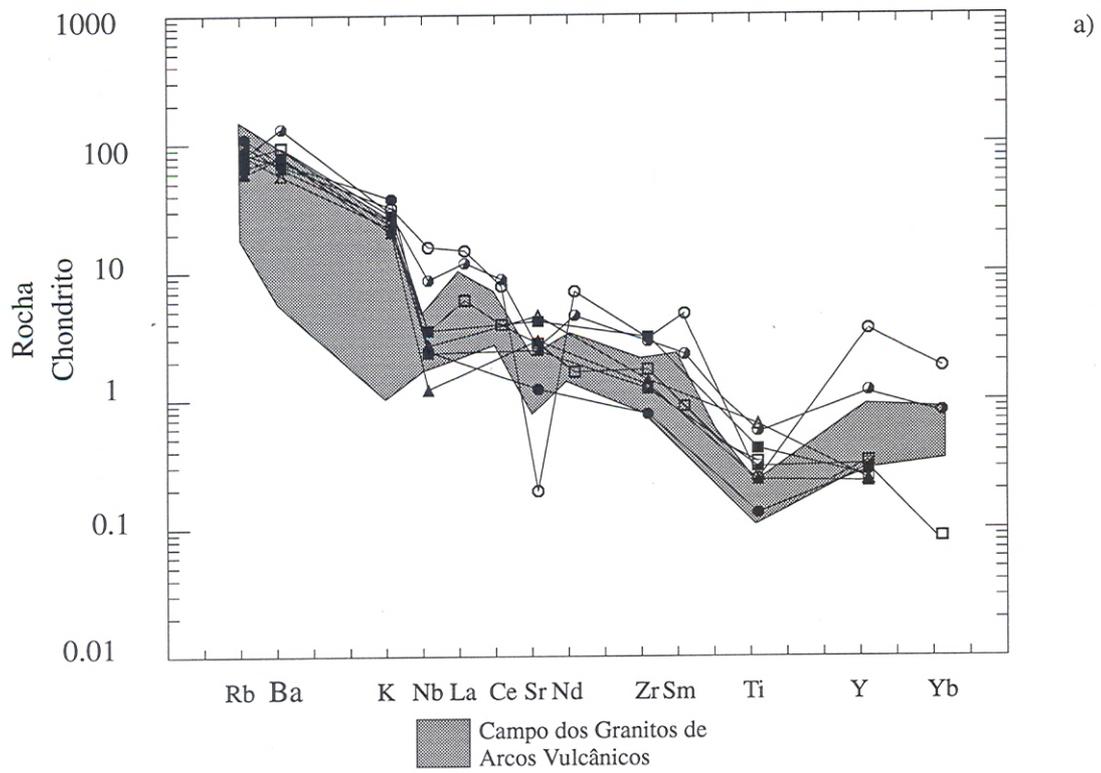


Figura 18 – Spidergram de elementos menores dos ortognaisses de Iporá. Composição de granitos de arcos vulcânicos (a) e intraplaca (b) segundo Pearce et al. (1984).

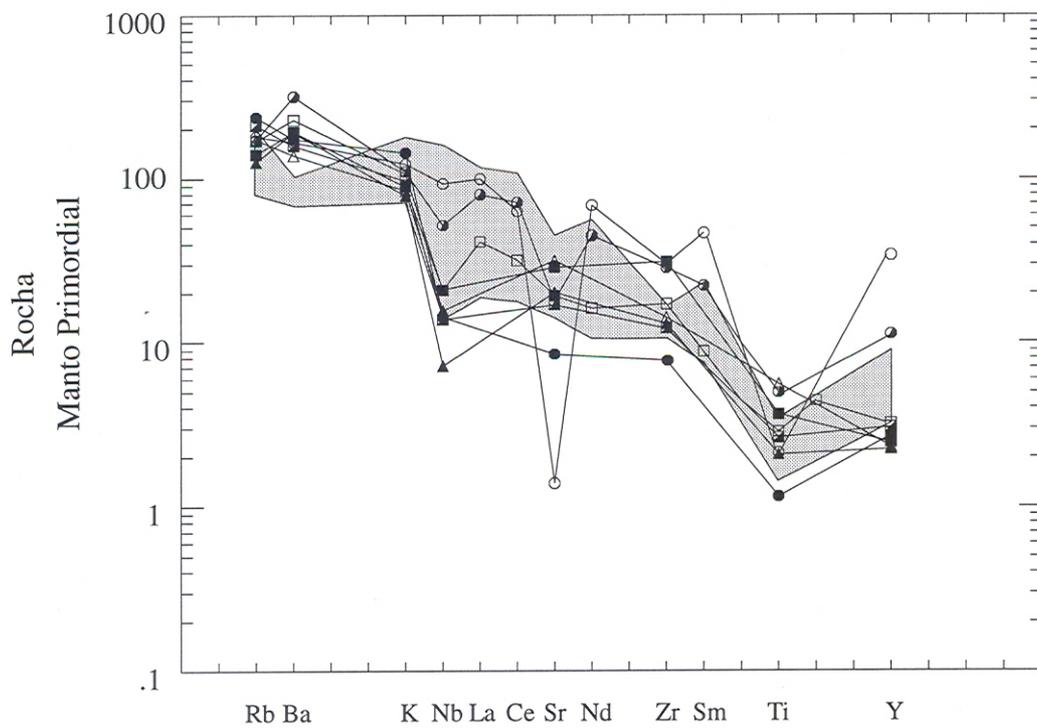


Figura 19 – *Spidergram* de elementos menores dos ortogneisses de Iporá. Composição de granitos de arcos modernos segundo Brown (1982).

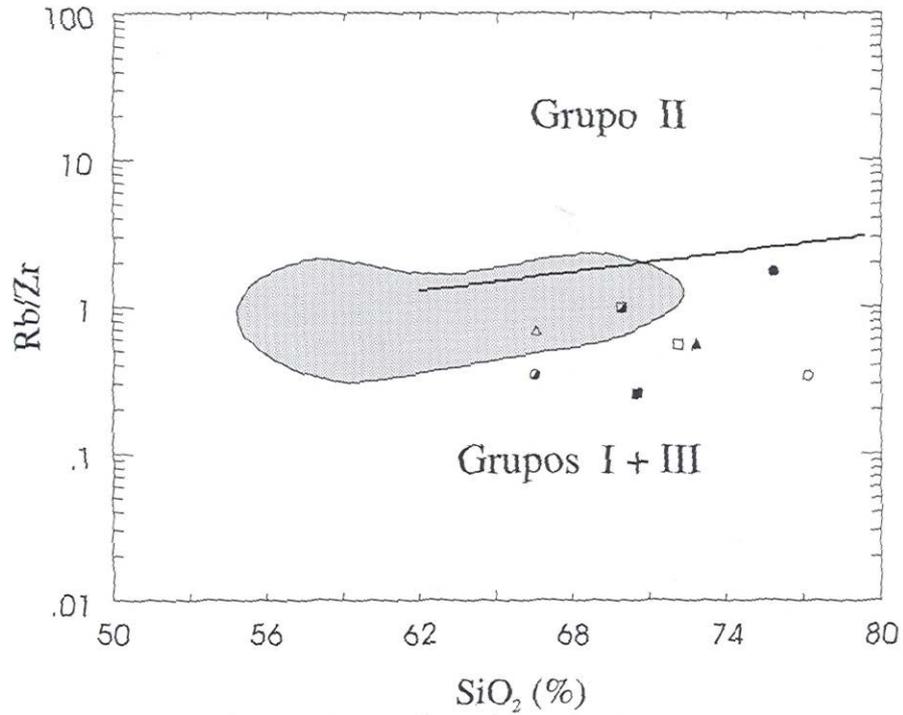


Figura 20 – Diagrama de Harris *et al.* (1986) para discriminação dos Grupos I, II e III, segundo classificação dos próprios autores.

Pearce *et al.*(1984) consideram os teores de elementos incompatíveis da rocha para identificar o ambiente tectônico onde foram gerados os magmas que lhe deram origem. Os autores dividem os ambientes tectônicos geradores de granitos em: colisionais (COLG), intraplaca (WPG), arcos vulcânicos associados à subducção de placa oceânica (VAG) e associados à cadeias oceânicas (ORG). Mesmo mostrando teores levemente enriquecidos de Y, Yb e Nb, as rochas de Iporá apresentam teores de Rb, Y e Nb similares aos granitos associados a arcos vulcânicos, mostrando alguma tendência intracontinental (Figuras 21a a 21c). O mesmo pode ser observado na Figura 22, quando são considerados os teores de Zr e Ti.

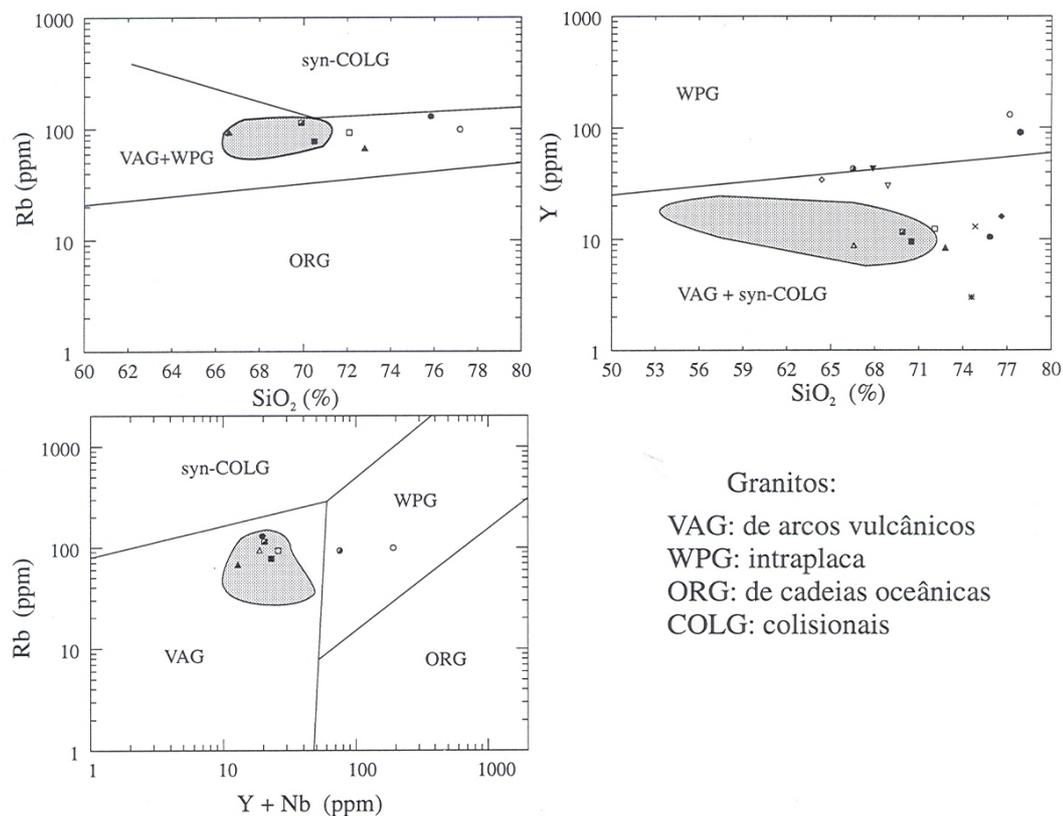


Figura 21- Diagrama de Pearce *et al.* (1984) para identificação de ambiente tectônico a partir de elementos menores. As áreas em cinza representam a composição dos ortognaisses do oeste de Goiás.

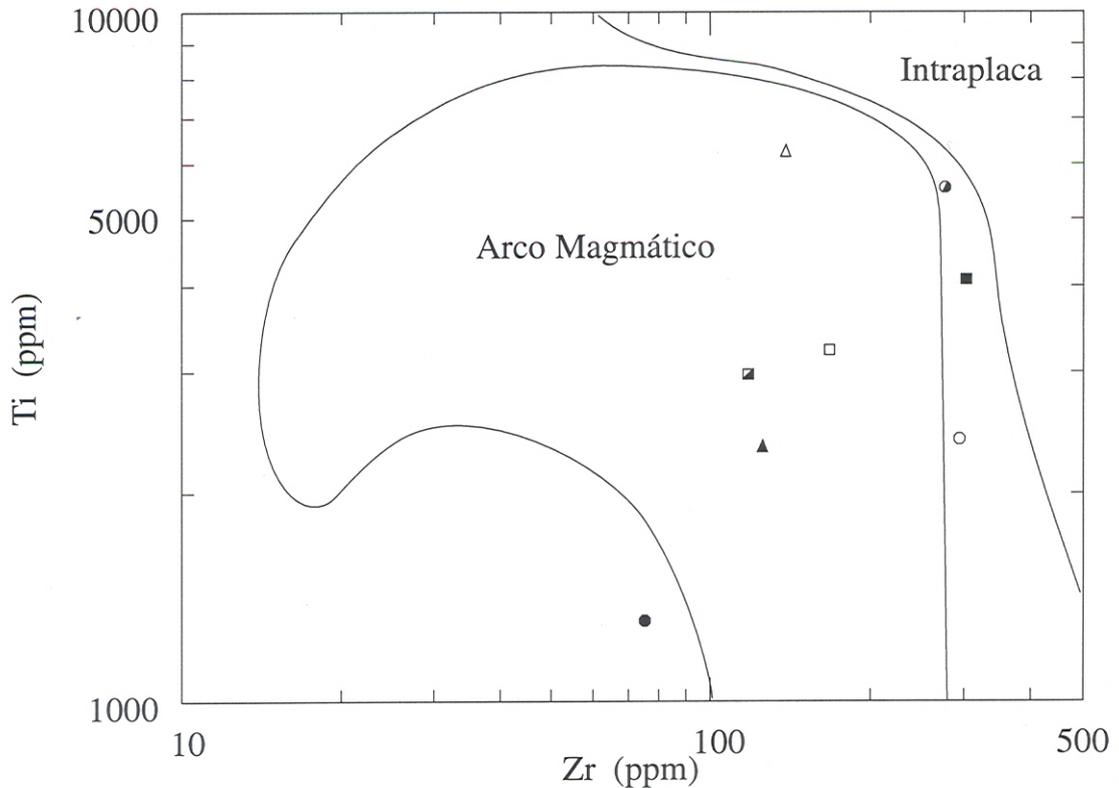


Figura 22 – Diagrama Zr versus Ti para determinação de ambiente tectônico (Pearce, 1982).

O conteúdo de Elementos Terras Raras (Σ ETR) dos ortognaisses é moderado a alto, 91.42 a 324.81 ppm. Quando normalizados a chondrito apresentam padrão inclinado com discreta anomalia negativa de Eu (0.36 a 0.77), e esta quase inexistente para a rocha vulcânica (Figura 23). O fracionamento entre os ETRL e ETRP é um tanto variado, com valores de La/Lu entre 8 e 50, no entanto se assemelham aos dados apresentados por Rogers & Greenber (1990) para granitóides gerados sob condições tardi-tectônicas (Figura 24). Segundo Cullers & Graf (1984) rochas de composição granodiorítica, ou próxima dela, que possuem teores moderados de ETR, anomalia negativa de Eu e fracionamento ETRL/ETRP requerem fontes ricas em plagioclásio.

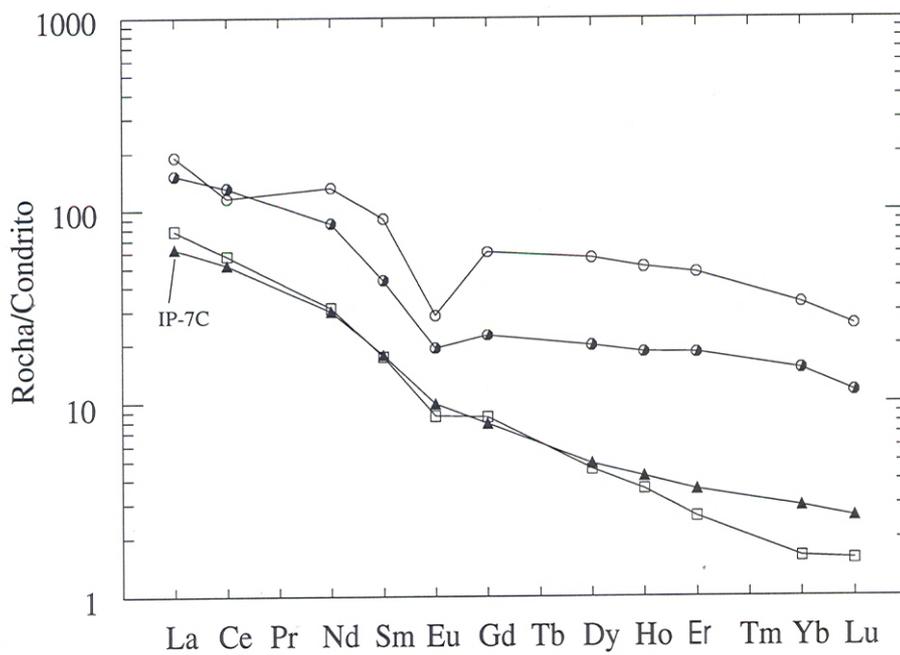


Figura 23 – Padrão dos Elementos Terras Raras, normalizados a Chondrito.

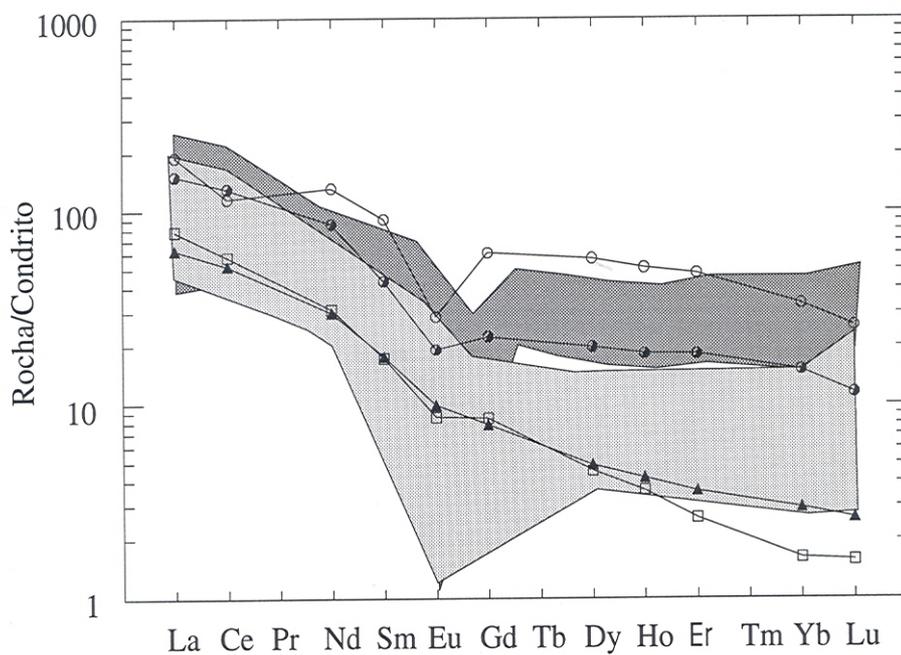


Figura 24 – Padrão dos Elementos Terras Raras, normalizados a Chondrito. Campos delimitados segundo dados apresentados por Rogers & Greenber (1990). (Cinza claro: Granitos tardi-orogênicos, Cinza escuro: Granitos Pós-orogênicos).

3.4 - DISCUSSÃO

Em síntese, as rochas ortognaissicas possuem características químicas intermediárias entre os tipos M e I (Picther, 1985), sendo predominante o segundo tipo. O magmatismo provavelmente teve tendência calcialcalina de alto potássio, com caráter metaluminoso a ligeiramente peraluminoso. O ambiente tectônico provável é de arco magmático, em condições compressivas, demonstrando alguma influência de crosta continental.

Quando os ortognaisses de Iporá são comparados aos demais ortognaisses do oeste de Goiás (campos delimitados nas figuras 10, 13, 15 e 21) é possível notar que tratam-se de rochas geoquimicamente mais evoluídas. Os teores de CaO variam de ~0.7 a 3%, enquanto em Arenópolis e Sanclerlândia variam de ~3-6%. De maneira geral, os gnaisses de Iporá são mais alcalinos (Figuras 9 e 12), possuem o caráter levemente peraluminoso mais freqüente (Figura 14) e são mais enriquecidos em elementos incompatíveis, especialmente Y, Yb e Nb.

Em linhas gerais, as composições químicas dessas rochas assemelham-se as das rochas do Tipo I, com alguns elementos mais próximos à composição do Tipo M (Na₂O e Rb, por exemplo). Nos gnaisses de Sanclerlândia e Arenópolis predominam as características do Tipo M e nos de Matrinxã as características são intermediárias entre os tipos M e I (Pimentel & Fuck, 1992).

O conteúdo de ETR encontrados nos gnaisses de Iporá é maior (Σ ETR de 91.42 a 324.81 ppm) que os apresentados pelos gnaisses de Arenópolis, Sanclerlândia e Matrinxã (Σ ETR de 28.1 a 129.3 ppm). As análises de ETR realizadas em rochas de Iporá exibem variado fracionamento de ETRL/ETRP (La_N/Lu_N entre 8 e 50) e anomalia negativa de Eu mais pronunciada que dos demais gnaisses do Arco Magmático de Goiás.

CAPÍTULO 4
GEOCRONOLOGIA
E
GEOQUÍMICA
ISOTÓPICA

4.1 - GEOCRONOLOGIA

Para determinação das idades das principais unidades pré-cambrianas aflorantes na região de Iporá, foram utilizados os métodos Rb-Sr, U-Pb e Sm-Nd. As idades Rb-Sr foram obtidas pelo método de isócronas em rocha total, em rochas ortognáissicas e no corpo diorítico. O método U-Pb foi utilizado em zircões de rochas representantes da unidade metavulcânica da seqüência de Iporá. O método Sm-Nd foi utilizado nas unidades ortognáissica e metavulcânica, sendo determinadas suas idades modelo (T_{DM}) e respectivos valores de ϵ_{Nd} .

4.1.1 - MÉTODO Rb-Sr

4.1.1.1 - INTRODUÇÃO

O rubídio pertence à classe dos metais alcalinos e o estrôncio à dos alcalinos terrosos, o rubídio possui raio iônico de 1.48Å, maior que o do estrôncio (1.33Å). O Rb possui dois isótopos: ^{85}Rb , estável, e ^{87}Rb , radiativo, com abundâncias de 72.1654% e 27.8346%, respectivamente, já o Sr possui quatro isótopos ^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr e ^{84}Sr . O ^{87}Rb decai para ^{87}Sr através de uma emissão β^- (transformação de 1 nêutron em 1 próton e um elétron, que é expelido como uma partícula β^-) (Faure, 1986):



onde Q é a energia despendida pelo processo e ν é o antineutrino.

O ciclo geoquímico do Rb é similar ao do K, bem como o Sr é similar ao do Ca. Em processos de cristalização fracionada os minerais ricos em cálcio, normalmente, cristalizam em temperaturas mais altas que os potássicos, assim os magmas residuais são mais ricos em Rb, condicionando razões Rb/Sr gradativamente maiores para fases tardias.

A quantidade de ^{87}Sr presente em uma rocha é o resultado do decaimento do ^{87}Rb ao longo da história dessa rocha somada ao ^{87}Sr que já existia no momento de sua cristalização ($^{87}\text{Sr}_i$). Isto é expresso pela equação fundamental da geocronologia:

$$^{87}\text{Sr} \rightarrow ^{87}\text{Sr}_i + ^{87}\text{Rb}(e^{\lambda t} - 1) \quad (2)$$

onde λ é a constante de decaimento, igual a $1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Steiger & Jäger, 1977).

Já que só é possível determinar razões entre isótopos, a equação anterior pode ser reescrita dividida pelo isótopo estável ^{86}Sr :

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right) = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_i + \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} \right) \times (e^{\lambda t} - 1) \quad (3)$$

A razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pode ser determinada em espectrômetro de massa. Por outro lado a $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ é obtida através de cálculos, partindo da razão Rb/Sr, normalmente determinada por fluorescência de raio X. No entanto a razão inicial de Sr (R_i) não é conhecida, impossibilitando a determinação da idade 't' através da resolução da equação.

Como a equação 3 é uma função que determina uma reta ($y = mx + c$), onde $y = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$, $m = (e^{\lambda t} - 1)$, $x = (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ e $c = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, a idade pode ser determinada através da inclinação da reta. A reta pode ser produzida graficamente (Figura 25) a partir de pontos que representam análises $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de diferentes minerais de uma rocha ou rocha total de várias amostras cogenéticas. A reta, resultado do alinhamento dos pontos obtidos é chamada isócrona.

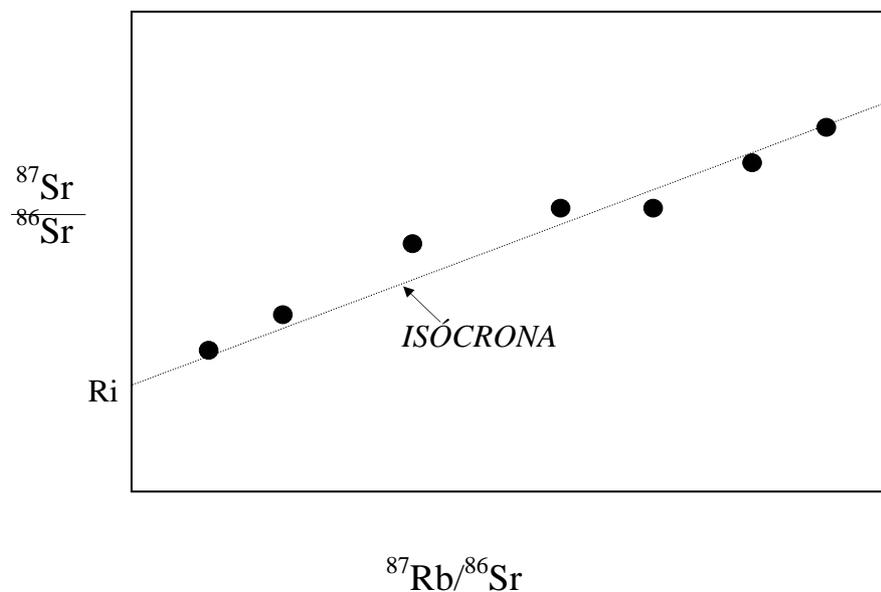


Figura 25 - Ilustração mostrando a confecção de uma isócrona

Em $t = 0$ a isócrona é paralela ao eixo X e ao longo do tempo geológico sua inclinação aumenta, fixa na interseção com o eixo Y, que representa a razão isotópica inicial de Sr da rocha (Figura 26).

As idades obtidas pelo método Rb-Sr podem ser interpretadas como idade de cristalização magmática, recristalização metamórfica, anatexia ou qualquer outro processo capaz de proporcionar a rehomogeneização isotópica do Sr. Temperaturas superiores a aproximadamente 300°C podem remobilizar o Sr, já que o retículo cristalino que continha o Rb⁺ não é apropriado para o Sr⁺². Então para a idade Rb-Sr ter validade geológica é necessário que o sistema tenha se mantido inalterado ou a rehomogeneização seja total.

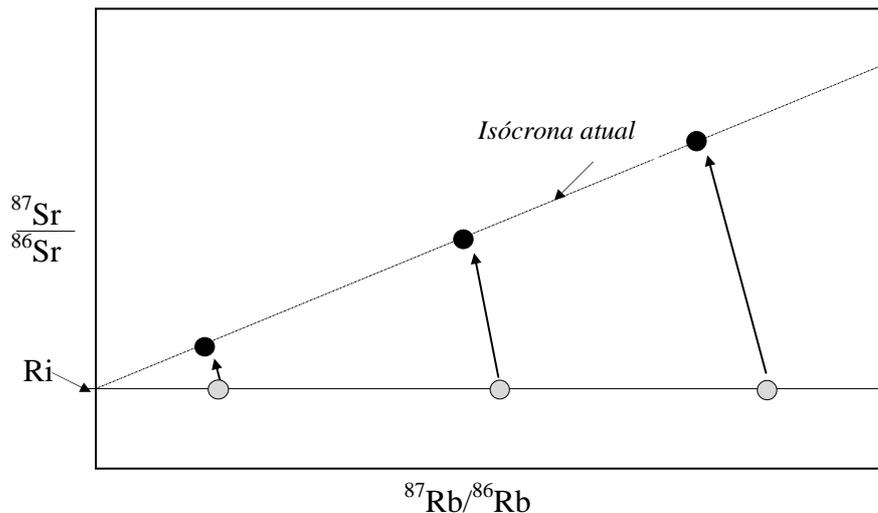


Figura 26 - Variação esquemática das razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ao longo do tempo geológico.

Regiões crustais são enriquecidas em Rb, conseqüentemente têm maior produção de ^{87}Sr e altas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Assim a razão inicial de estrôncio fornece informações a respeito da área fonte. Razões iniciais baixas (abaixo de 0.705), geralmente sugerem fontes mantélicas (ou de baixa razão Rb/Sr), já as altas normalmente são consideradas como fontes crustais ou mesmo mantélicas com contribuição crustal.

4.1.1.2 - TÉCNICAS ANALÍTICAS

Mesmo gerando razões Rb/Sr pouco variáveis, as amostras coletadas para Rb-Sr são de afloramento único ou muito próximos. Este método de coleta foi adotado com o objetivo de garantir a cogeneticidade das amostras, sempre analisadas em rocha total. A razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ foi calculada a partir da razão Rb/Sr determinada no Laboratório de Geocronologia da USP, por fluorescência de Raio-X, em geral com erro 2σ menor que 2%.

A separação do Sr foi realizada no Laboratório de Geocronologia da UnB. A massa de 200 mg de amostra em pó sofreu ataque ácido em recipientes de teflon. O ataque ácido consistiu em:

- adição de 4 ml de HF concentrado mais 1 ml de HNO_3 concentrado, seguido de evaporação em chapa quente.
- novo ataque com adição de 6 ml de HNO_3 concentrado e posterior evaporação, até secagem total.
- adição de 6 ml de HCl (6N), também evaporado.
- diluição do resíduo em 3 ml de HCl (2.5 N).

Após o ataque a última solução foi centrifugada. Da fase sobrenatante foi retirado 1 ml, que é depositado na coluna de troca catiônica, devidamente equilibrada para 2.5 N de HCl. A resina utilizada na coluna foi AG 50W X8, 200-400 mesh. A eluição da coluna foi feita com 37 ml de HCl (2.5 N) e então coletado o Sr em solução nos próximos 15 ml do mesmo ácido. O líquido coletado foi evaporado completamente, sendo o resíduo sal de Sr.

O Sr foi enviado para o Laboratório de Geocronologia da USP, onde foram realizadas as análises espectrométricas. O espectrômetro de massa utilizado foi o VG 354, onde o Sr é depositado com H_2O e H_3PO_4 em filamentos de Ta. Os erros associados às leituras são de no máximo 0,02%. A constante de decaimento utilizada é a apresentada por Steiger & Jäger (1977) de $1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$. O intervalo de confiança dos erros calculados para as idades é de 95 %.

4.1.1.3 - RESULTADOS

4.1.1.3.1 - DIORITO CÓRREGO LAJEADO

Para a análise Rb-Sr foram utilizadas rochas dos afloramentos IP-14 e IP-15 (Figura 7). As cinco amostras de rochas dioríticas analisadas possuem teores de Rb bastante baixos (7 a 25 ppm), gerando razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ também bastante baixas e pouco variadas (Tabela 6). Essas características influenciaram a boa precisão na determinação da razão inicial, com valor de 0.7029 ± 0.0001 (Figura 27). A baixa razão inicial dos isótopos de estrôncio sugere fonte mantélica com pouca influência crustal. A pouca variabilidade das razões Rb/Sr é refletida na grande incerteza em relação a idade obtida, 651 ± 123 Ma, mesmo os pontos estando bem alinhados (MSWD de 2.9). Embora a grande margem de erro associada a idade, esta é interpretada como a melhor estimada para a idade de cristalização do corpo diorítico.

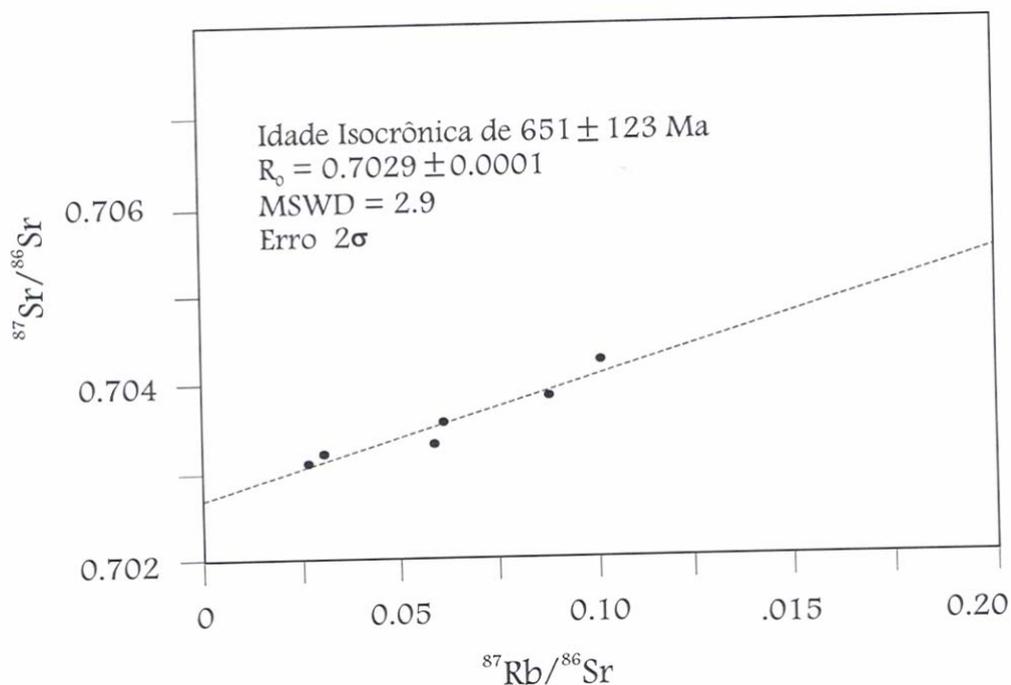


Figura 27 - Isócrona de amostras do Diorito Córrego Lajeado.

AMOSTRA	IP-14C	IP-14D	IP-15A	IP-15D	IP-15F	IP-15G
Rb(ppm)	25	20	12	5	11	7
Sr (ppm)	710	654	564	536	538	655
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.102	0.088	0.062	0.027	0.059	0.031
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.70424	0.70385	0.70385	0.70311	0.70331	0.70323

Tabela 6 - Resultado das análise Rb-Sr de amostras do Diorito Córrego Lajeado.

4.1.1.3.2 - ROCHAS ORTOGNÁISSICAS

Das rochas ortognáissicas foram analisadas amostras de gnaisses bandados e porfíricos.

Dentre as amostras analisadas, sete foram utilizadas para compor a isócrona do ortognaisse bandado. As amostras foram coletadas no ponto IP-19. (Figura 7). Os conteúdos de Rb variam de 59 a 101 ppm (Tabela 7). Mesmo os pontos não estando muito bem alinhados o valor do MSWD é pequeno (0.9), talvez justificado pelo pouca variação da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0.27-0.57). Os pontos produziram uma isócrona com 688 ± 135 Ma (Figura 28) e razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativamente baixa (0.7047 ± 0.0007). A idade obtida representa a época do fechamento do sistema isotópico Rb-Sr, que neste caso é interpretada com a época de cristalização e deformação do corpo granítico original.

AMOSTRA	IP-19A	IP-19D	IP-19E	IP-19F	IP-19H	IP-19I	IP-19L
Rb(ppm)	101	59	66	56	63	56	63
Sr (ppm)	515	554	698	516	471	516	565
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.5676	0.3081	0.2736	0.3174	0.3870	0.3140	0.3226
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.71021	0.70741	0.70758	0.70762	0.70837	0.70779	0.70805

Tabela 7 - Resultados das análises Rb-Sr de amostras de rochas ortognáissicas bandadas.

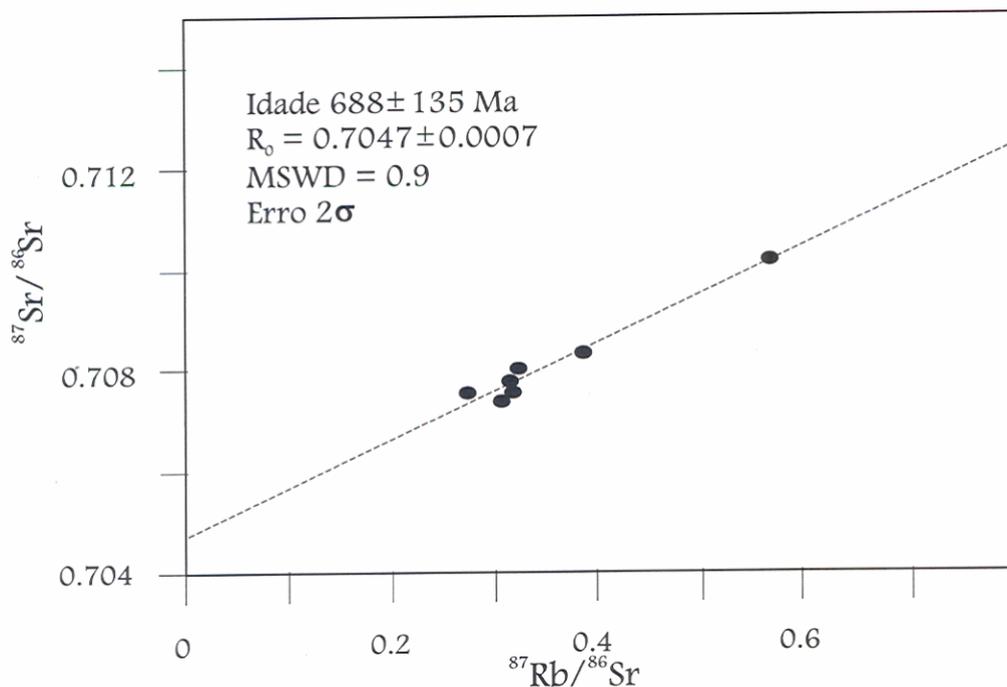


Figura 28 - Isócrona de amostras do ortogneisse bandado

A isócrona produzida para rochas ortognáissicas porfiroclásticas (Figura 29) contém apenas três pontos analíticos (Tabela 8), de amostras coletadas no ponto IP-13 (Figura 7). As três amostras apresentam um pequeno espalhamento da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (0.3 a 0.7), com MSWD de 3.3. A isócrona indica a razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7043 ± 0.0008 e a idade isocrônica de 729 ± 120 Ma.

AMOSTRA	IP-13B	IP-13D	IP-13E
Rb(ppm)	124	70	95
Sr (ppm)	839	677	391
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.4277	0.2991	0.7032
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.70944	0.70704	0.71134

Tabela 8 - Resultado de análise Rb-Sr de amostras de ortogneisse porfírico.

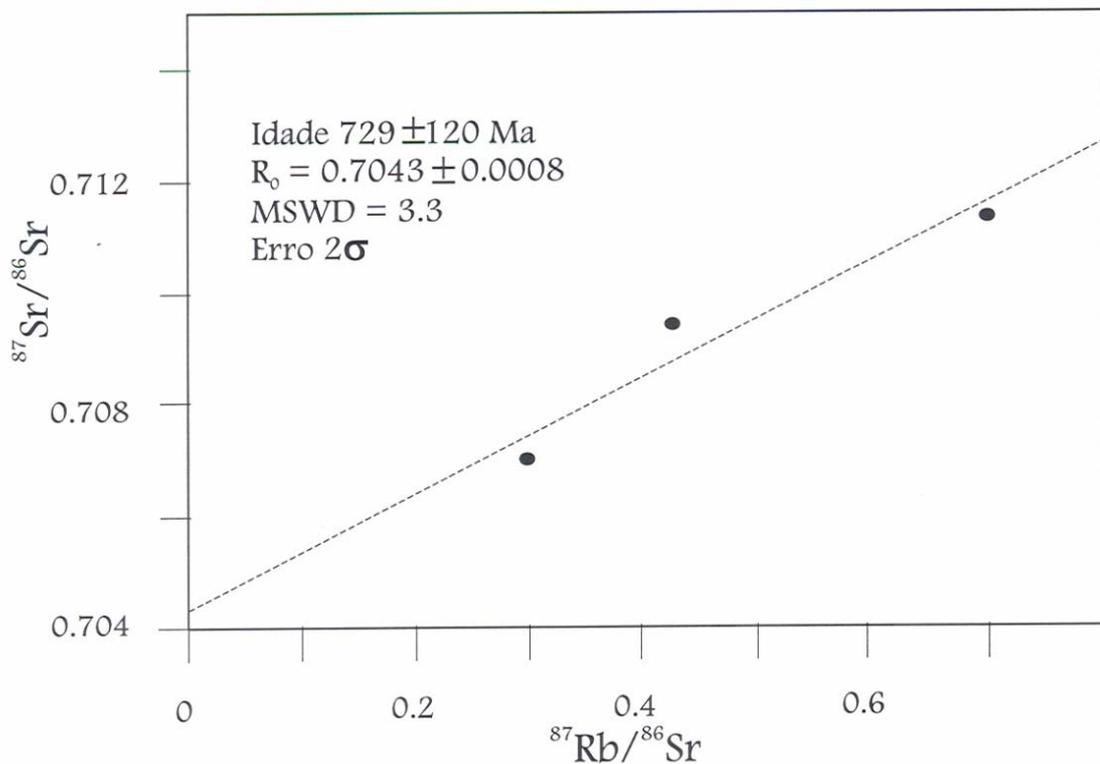


Figura 29 - Isócrona de amostra do ortogneisse porfirítico.

Tanto as razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ como as idades isocrônicas dos ortognaisses bandados como dos porfiríticos são muito semelhantes, sugerindo, além de contemporaneidade, também cogeneticidade. A sugestão da cogeneticidade é endossada pela geoquímica e pela petrografia. Quando as análises de ambos são plotadas no mesmo diagrama (Figura 30), obtemos a idade de 673 ± 75 Ma e R_0 de 0.7048 ± 0.0004 . Para a obtenção da isócrona foi excluída a análise IP-13D, num total de 9 pontos, com valor de MSWD de 3.14.

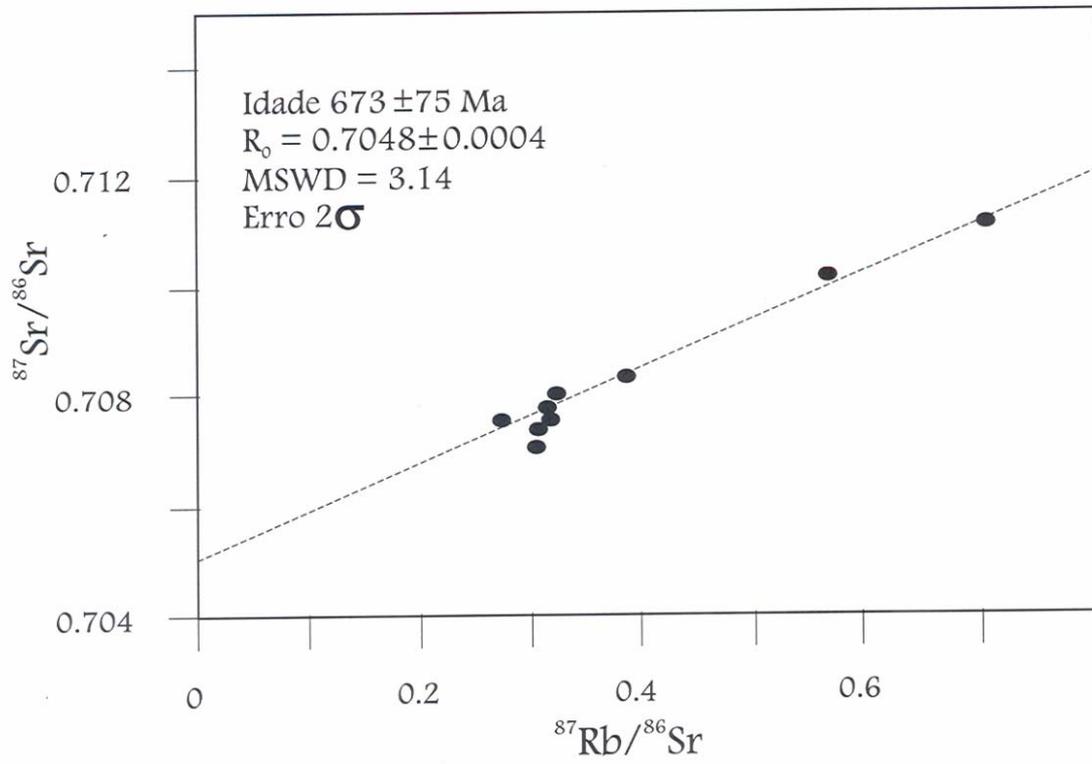
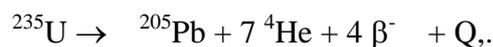
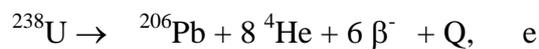


Figura 30 - Isócrona de amostras dos ortognaisses bandados e porfíricos.

4.1.2 - MÉTODO U-Pb

4.1.2.1 - INTRODUÇÃO

O urânio pertence à série dos actínídeos, possui três isótopos, todos instáveis, e através de uma sucessão complexa de decaimentos intermediários é transformado em chumbo; simplificadamente estes decaimentos podem ser representados como abaixo:



sendo o terceiro isótopo de urânio (${}^{234}\text{U}$) é produto intermediário do processo ${}^{238}\text{U} \rightarrow {}^{206}\text{Pb}$.

O fato de dois isótopos de um elemento produzirem dois outros, também de um mesmo elemento, fornece dois geocronômetros independentes, que podem ser comparados.

Normalmente as idades calculadas não são concordantes, principalmente porque a maioria dos minerais não consegue manter o sistema isotópico fechado, especialmente em relação à perda de Pb. Isto porque a radiação pode causar danos nos retículos cristalinos, além de que o sítio que contém U^{+4} não é apropriado para a locação do íon Pb^{+2} .

As idades são calculadas pelas fórmulas convencionais divididas pelo isótopo estável ${}^{204}\text{Pb}$:

$$\text{considerando: } \frac{({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}) - ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_i}{({}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb})} = \frac{{}^{206}\text{Pb}^*}{{}^{238}\text{U}}$$

$$\frac{({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}) - ({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_i}{({}^{235}\text{U}/{}^{204}\text{Pb})} = \frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{235}\text{U}}, \text{ temos:}$$

$$(e^{\lambda_1 t} + 1) = \frac{{}^{206}\text{Pb}^*}{{}^{238}\text{U}} \quad \text{e} \quad (e^{\lambda_2 t} + 1) = \frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{235}\text{U}}$$

Para o caso ideal, sem perda ou ganho de Pb as idades devem ser concordantes, assim isolando o “t” e igualando as equações temos:

$$\frac{1}{\lambda_1} \ln \frac{{}^{206}\text{Pb}^*}{{}^{238}\text{U}} = \frac{1}{\lambda_2} \ln \frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{235}\text{U}}$$

onde $\lambda_1 = 1.55125 \times 10^{-10}$ e $\lambda_2 = 9.8485 \times 10^{-10}$ (Steiger & Jäger, 1977).

No Diagrama da Concórdia (Wetherill, 1956) são calculadas as razões ${}^{206}\text{Pb}^*/{}^{238}\text{U}$ e ${}^{207}\text{Pb}^*/{}^{235}\text{U}$ para diversas idades, produzindo graficamente uma curva (Figura 31). Muitas amostras analisadas não plotam sobre a curva, onde as duas idades são concordantes. Para sanar este problema é produzida uma reta que se alinha segundo a disposição de diversos pontos analíticos, sendo esta reta é chamada de discórdia. O intercepto superior dos dois traços é interpretado como a idade de cristalização do mineral analisado, já o inferior pode representar uma fase principal de perda de chumbo, como metamorfismo ou cisalhamento, no entanto sem grande confiabilidade.

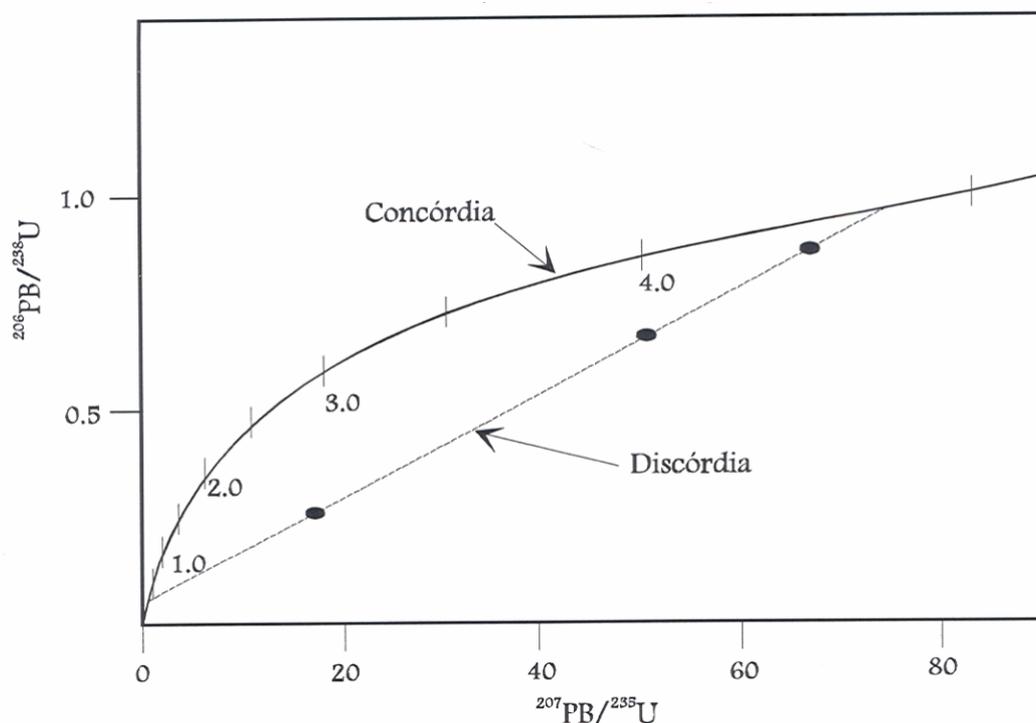


Figura 31 - Diagrama esquemático da Concórdia.

O zircão é o mineral mais apropriado para a datação U-Pb, uma vez que originalmente não possui praticamente nenhum chumbo inicial e é resistente a transformações pós-cristalização.

4.1.2.2 - TÉCNICAS UTILIZADAS

Para as análises de U-Pb foram coletados cerca de 30 Kg de rocha vulcânica riodacítica. As amostras foram analisadas no laboratório GEOTOP - Université du Québec au Montreal.

Após o processo de trituração das rochas, os minerais pesados foram concentrados utilizando a mesa separadora do tipo Wilfley. Posteriormente ao peneiramento o concentrado passou pelo separador magnético Frantz, a fim de selecionar os zircões menos magnéticos. Bromofórmio e iodeto de metileno foram utilizados para a seleção via densidade.

Seguiu-se o processo de seleção manual dividindo as populações de zircão. Os critérios utilizados foram forma, tamanho, cristalinidade e fraturamento e/ou inclusões. Para melhorar a concordância das idades, após a seleção as populações foram abradadas a ar, com pirita, para a remoção de bordas danificadas. As piritas residuais foram dissolvidas através de lavagem dupla com HNO₃ (4N) quente e posteriormente os zircões passaram por vários enxagues com água destilada e acetona.

As frações abradadas foram pesadas e dissolvidas em ataque ácido 15:1 de HF e HNO₃, em bombas de teflon tipo Parr a 220°C. O urânio e o chumbo foram isolados em colunas de troca aniônica, confeccionadas em teflon.

As medidas das razões isotópicas de U e Pb foram obtidas pelo espectrômetro de massa VG - Sector, onde os elementos estavam na forma de fosfato com sílica-gel em filamentos de Re desgaseificados. Os resultados foram corrigidos para valores de fracionamento de 0,1% por unidade de massa atômica. As correções de Pb comum foram feitas utilizando o modelo apresentado por Stacey & Kramers (1975). Durante a realização das análises, o branco laboratorial era de 2 pg para o U e variava de 10 a 20 pg para o Pb. Nos cálculos das idades as constantes de decaimento utilizadas foram as apresentadas por Steiger & Jäger (1977).

4.1.2.3 - RESULTADOS

Para a datação U-Pb foi selecionada a unidade das metavulcânicas ácidas da seqüência de Iporá. Foram individualizadas duas populações de zircões, posteriormente abradadas e analisadas (Tabelas 9 e 10).

<i>AMOSTRA</i>	<i>peso (mg)</i>	<i>U (ppm)</i>	<i>Pb radiogênico (ppm)</i>	<i>Pb total comum (pg)</i>
IP-7C ₁	0.014	363	37.0	22
IP-7C ₂	0.040	441	40.1	51

Tabela 9 - Concentrações de U e Pb das frações analisadas

<i>AMOSTRA</i>	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
IP-7C ₁	1504	0.0846	0.10349	0.8718	0.06110
IP-7C ₂	2121	0.0310	0.09699	0.8016	0.05994

Tabela 10 - Razões isotópicas das frações de zircão analisadas

Uma população (IP-7C₁) é composta por cristais de prisma curto, pequenos (100µm), incolores e límpidos (Foto 9). As análises mostraram teor moderado de U (363 ppm) e idades aparentes pouco discordantes, cerca de 1% (Tabela 11). O Diagrama da Concórdia forneceu idade de 636 ± 6 Ma, sendo interpretada como idade da cristalização da rocha vulcânica original (Figura 32).

AMOSTRA	Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ma)	Idade $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Ma)	Idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ma)
IP-7C ₁	635	637	643
IP-7C ₂	597	598	602

Tabela 11 - Idades aparentes U-Pb e Pb-Pb da unidade metavulcânica

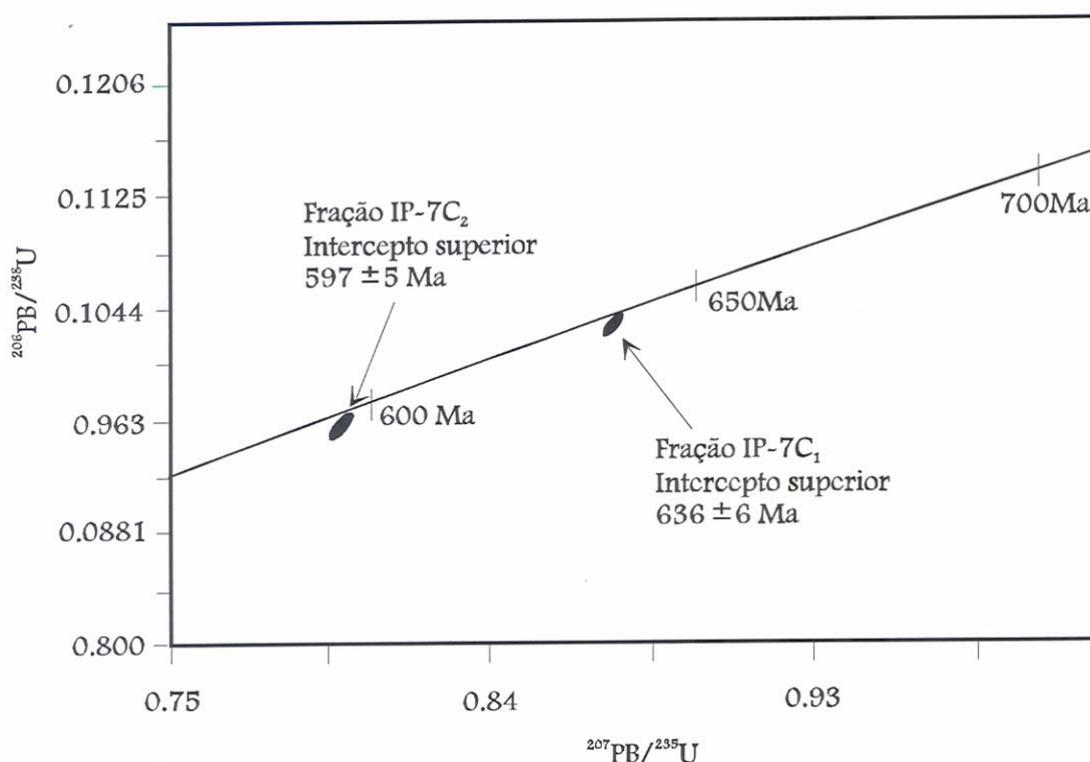


Figura 32 - Diagrama da Concórdia das frações de zircão da amostra IP-7C.

A segunda população (IP-7C₂) é representada por cristais de zircão grandes (200 μm) e ricos em inclusões (Foto 10). São levemente mais enriquecidos em U (441 ppm) que a primeira população, com idades aparentes muito semelhantes (discordância de aproximadamente 0,8%). No Diagrama da Concórdia (Figura 32) a idade obtida para estes zircões é de 597 ± 5 Ma, interpretada como idade de recristalização metamórfica.

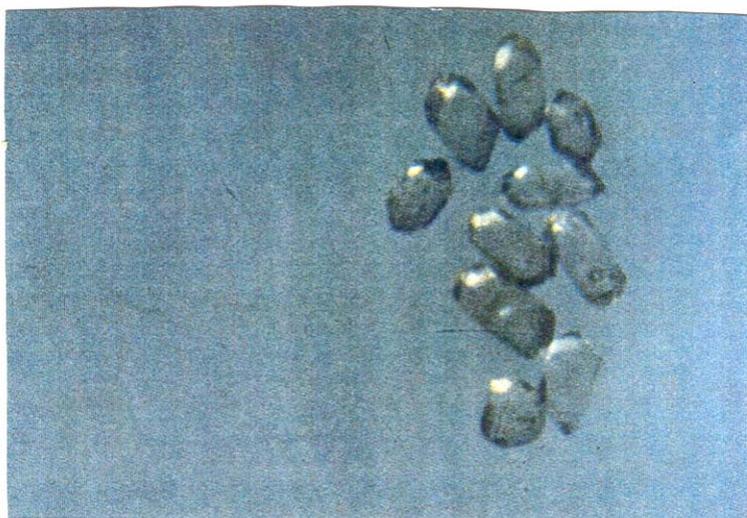


Foto 9 – Fração de zircão IP-7C₁, cristais de aproximadamente 100 µm.



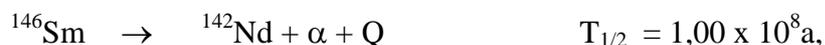
Foto 10- Fração de zircão IP-7C₂, cristais ricos em inclusões e cerca de 200 µm.

4.1.3 - MÉTODO Sm-Nd

4.1.3.1 - INTRODUÇÃO

O Sm e o Nd são ETR leves, do grupo IIIB da Tabela Periódica de Elementos. Apesar das similaridades químicas, o íon Nd^{+3} possui raio iônico pouco maior (1,08 Å) que o Sm^{+3} (1,04 Å), proporcionando menor potencial iônico (carga/raio). Assim nos processos de fusão parcial há, no líquido, um leve enriquecimento de Nd em relação ao Sm.

O Sm possui cinco isótopos e o Nd sete, no entanto só dois isótopos de Sm decaem para Nd através da emissão de uma partícula alfa (2 nêutrons e 2 prótons):



onde Q é a energia desprendida durante o decaimento. O método Sm-Nd é baseado na primeira equação devido a meia-vida ($T_{1/2}$) extremamente curta do isótopo ^{146}Sm (Faure, 1986).

De maneira geral as razões Sm/Nd não apresentam grandes variações. No sistema solar a média da razão Sm/Nd é de 0,31, na Terra a razão varia somente de 0,1 a 0,5. Nos minerais as concentrações aumentam de acordo com a Série de Bowen, no entanto as razões se mantêm muito próximas.

Na datação pelo método Sm-Nd, para o cálculo da idade é utilizada a equação fundamental da geocronologia, dividida pelo isótopo estável ^{144}Nd , obtendo:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left\{ 1 + \frac{[(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i]}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_m} \right\}$$

onde λ é a constante de decaimento, de valor igual a $6.54 \times 10^{-12} \text{a}^{-1}$ (Lugmair & Marti, 1978), os coeficientes ‘m’ e ‘i’ indicam os valores medidos na amostra e a razão inicial do magma, respectivamente.

Assim como no método Rb-Sr a razão inicial de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ não é conhecida, sendo construídas isócronas para sua determinação. Devido a pouca variação da razão Sm/Nd nas rochas, normalmente as isócronas são obtidas a partir de análises de diferentes minerais cogenéticos.

Apartir da análise de diversos meteoritos (Jacobsen & Wasserburg, 1980 e 1984) foram obtidos valores médios de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,512638 e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de 0,1963, para valor de correção de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,7219$. Isócronas internas de meteoritos forneceram idades de ~4,5 Ga, sendo esta considerada também a idade da Terra.

Admite-se que as composições químicas e isotópicas dos condritos representam a média da nebulosa que deu origem à Terra. Estes valores são utilizados como parâmetros na geocronologia, sendo considerado como reservatório condritico uniforme (CHUR). Ao longo do tempo geológico o ^{143}Nd tem-se acumulado, e uma vez conhecidas as razões atuais de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ do CHUR, é possível determinar sua evolução, a qualquer tempo t:

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}^t = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}^0 - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}^0 * (e^{\lambda t} - 1)$$

A fusão parcial do CHUR produz magmas com razões Sm/Nd menores que a do original, assim como um resíduo sólido com razão maior. Então a região empobrecida em Nd evolui com razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mais altas que o CHUR. Como por exemplo o manto depletado (DM) que é considerado outro reservatório uniforme. Sua razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ também pode ser calculada através da fórmula anterior, substituindo os valores do CHUR pelos do DM, que são $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}^0 = 0,513114$ e $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}^0 = 0,222$.

DePaolo & Wasserburg (1976) introduziram o parâmetro ϵ :

$$\epsilon_{\text{CHUR}}^t = \left[\left(\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}}^i - 1}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}^t} \right) \times 10 \right] \text{ o tempo t}$$

$$\varepsilon_{\text{CHUR}}^0 = \left[\left(\frac{{}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_m}{{}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}}^0_{\text{CHUR}} - 1 \right) \times 10 \right]_{\text{ual, t} = 0}$$

A vantagem da utilização do ε é ser independente do valor da correção utilizado e mascarar as pequenas dimensões da variação das razões. Um valor positivo de ε significa que a rocha derivou de uma fonte depletada, com razões Sm/Nd maiores que as do CHUR (manto empobrecido), já o contrário, valor negativo, reflete uma fonte com Sm/Nd menor que a do CHUR. A evolução do ε_{DM} pode ser calculada através da fórmula:

$$\varepsilon_{\text{DM}}^t = 0,25T^2 - 3T + 8,5, \text{ onde } T \text{ é a idade (DePaolo, 1981).}$$

Idades modelo são calculadas relativas a um reservatório, ou seja, a idade em que a rocha possuía composição isotópica idêntica a de determinado reservatório. Normalmente são calculadas e interpretadas como idade de residência crustal. Para que as idades modelo tenham valor geológico é necessário que a razão Sm/Nd não se tenha modificado ao longo da história geológica da rocha. A idade modelo T_{CHUR} é calculada a partir da fórmula seguinte, assim como a T_{DM} , substituindo as razões (Faure, 1986):

$$T_{\text{CHUR}} = \frac{1}{\lambda} \times \ln \left[\left(\frac{({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_f - ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}}{({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_f - ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} + 1 \right) \right]$$

A Figura 33 ilustra como a idade modelo pode ser determinada graficamente, pela interseção da linha de crescimento isotópico de uma rocha crustal com a linha representando o CHUR. A inclinação é proporcional à razão Sm/Nd.

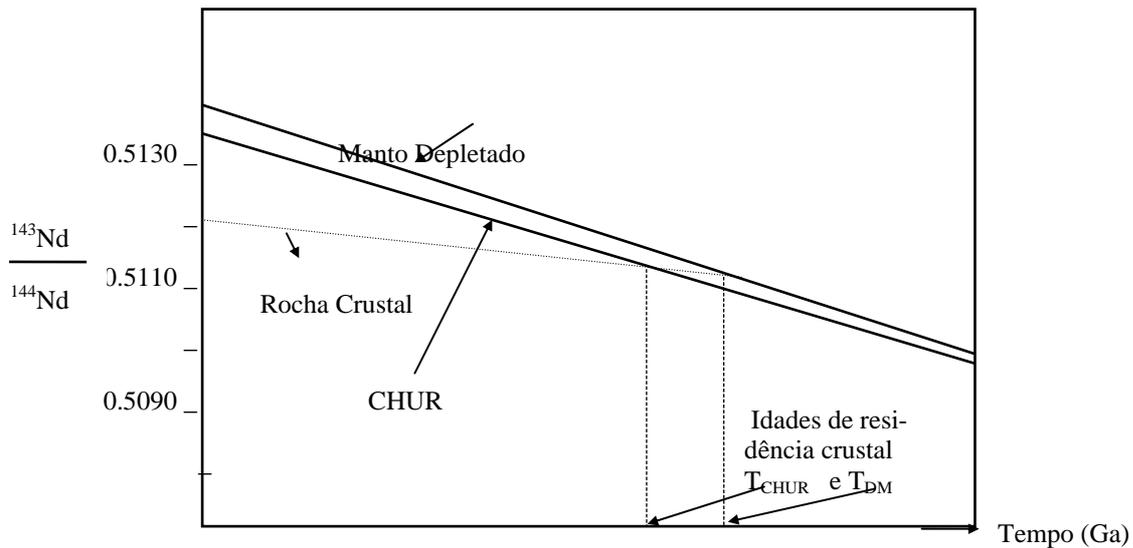


Figura 33 - Obtenção das idades modelo Sm-Nd (T_{CHUR} e T_{DM}) a partir do método gráfico.

Se uma rocha é resultado da mistura de material derivado do manto em diferentes épocas, sua idade modelo é na realidade uma média das idades modelo de suas fontes, como ilustra a Figura 34. Por isso a utilização da idade modelo Sm-Nd deve estar aliada a outras informações geológicas e métodos, tais como datação U-Pb em zircão, para serem interpretadas como idade de geração de crosta.

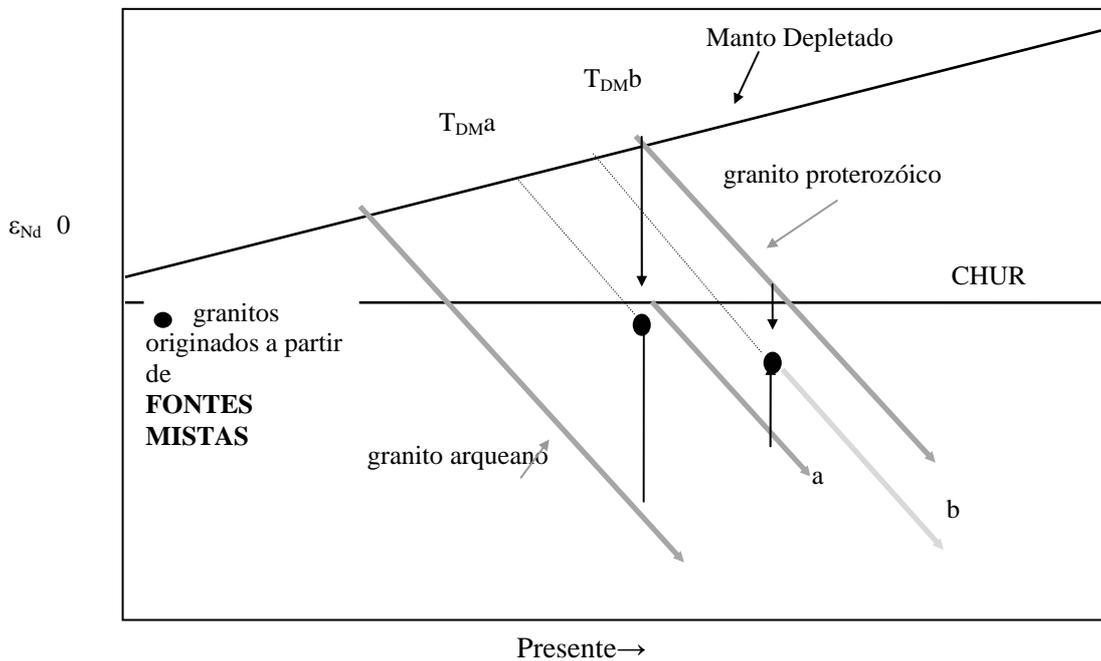


Figura 34 - Ilustração mostrando como, no caso de mistura de magmas (granitos 'a' e 'b'), as idades modelo podem representar valores intermediários e não idade de formação de crosta. (Figura 1, Arndt & Goldstein, 1987)

4.1.3.2 - TÉCNICAS ANALÍTICAS

Seis amostras foram analisadas pelo método Sm-Nd para a determinação de suas idades modelo e valores de ϵ_{Nd} . As análises foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da USP, com a colaboração do professor Colombo C. G. Tassinari, e no Laboratório de Geocronologia de Oxford, Inglaterra, com o apoio do Professor Martin Whitehouse.

Os processos de determinação das razões isotópicas nos laboratórios de geocronologia seguem os procedimentos descritos a seguir.

4.1.3.2.1 - LABORATÓRIO DE GEOCRONOLOGIA DE OXFORD

SEPARAÇÃO DOS ETR:

- aquecimento a 150 °C, em bombas de teflon, de 150 mg de pó de rocha, 200 mg de solução do *spike*, 5 ml de HF 48% e 100 µl de HNO₃ 16M.
- evaporação da solução até secagem.
- repetição do ataque ácido.
- aquecimento da solução a 150°C por no mínimo 1 noite ou enquanto as fases resistentes estejam presentes.
- evaporação.
- adição de 3 ml de HCl 6M e 2 a 3 ml de H₃BO₄, saturado em HCl.
- aquecimento a 150 °C por algumas horas.
- evaporação.
- adição de 2 a 2.5 ml de HCl 3M.
- centrifugação
- deposição de 2 ml da solução centrifugada em coluna de troca catiônica, equilibrada com HCl 3M. A resina utilizada é AG 50 X 12, 200-400 mesh.
- lavagem da coluna com:
 - 1 ml de HCl 3M (duas vezes)
 - 2 ml de HCl 3M.
 - 20 ml de HCl 3M
- coleta dos próximos 10 ml, onde estão concentrados os ETR.

SEPARAÇÃO Sm -Nd

- evaporação total do concentrado de ETR.
- adição de 100 µl de HCl 0.15 M, seguida de repouso por algumas horas.
- deposição de 0.1 ml da solução em coluna de ácido di-(2-etilexil)fosfórico (HDEHP) misturado com pó de teflon (PTFE), equilibrada com HCl 0.15 M.
- lavagem com:
 - 0.1 ml de HCl 0.15 M (3 vezes)
 - 1 ml de HCl 0.15 M
 - 14 ml de HCl 0.15 M
- coleta dos 3.5 ml de HCl 0.3 M seguintes, onde está concentrado o Nd.
- lavagem com 3.5 ml de HCl (0.3 M).
- coleta dos próximos 3.5 ml de HCl 0.3 M, onde está concentrado o Sm.

ANÁLISES ISOTÓPICAS

As amostras de Sm e Nd são depositadas no espectrômetro de massa, utilizando HNO₃ 1M, em filamentos laterais de um arranjo triplo (central de Re e laterais de Ta). O Espectrômetro utilizado é o VG Isomass 54 E automático. Os erros 2σ associados às leituras são de 0,025% para os valores de Sm e Nd e menor que 0.000020% para a razão ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd. A razão ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd lida foi normalizada para ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219.

4.1.3.2.2 - LABORATÓRIO DE GEOCRONOLOGIA DA USP

SEPARAÇÃO DOS ETR

- à 30-40 mg de amostra são adicionados 50 mg do *Spike*, 1 ml de HNO₃ concentrado e 2 ml. de HF concentrado.
- a solução passa pelo ultra-som por 40 minutos.
- a mistura é aquecida a 180 °C em bombas do tipo Parr.
- evaporação.
- são adicionados 7 ml de HCl 6,2N.
- a solução é aquecida por 1 noite, caso ainda existam fases resistentes, é adicionado 1 ml de HNO₃ e aquecido em bomba até a dissolução total.
- evaporação.

- o resíduo é dissolvido, ainda quente, em 200 ml de HCl 2,5N e mantido tampado.
- 0,2 ml desta solução são depositados em coluna de troca catiônica, utilizando resina AG50W-X8 (200-400 mesh), equilibrada com HCl 2,5 N.
- a coluna passa pelo processo de eluição:
 - 0,2 ml de HCl (2,5N)
 - 0,5 ml de H₂O
 - 0.5 ml de HCl (2,5N)
 - adição de volume variável de HCl (2,5N), dependendo da calibração de cada coluna.
 - 5 ml de HCl (6.2N)
 - 7 ml de HCl (6.2N), que são coletados, onde estão concentrados os ETR.

SEPARAÇÃO Sm-Nd

- secagem total do concentrado de ETR.
- adição de 0.2 ml de HCl 0.26N e posterior deposição em coluna de pó de teflon (PTFE), revestido com ácido di-(2-etilexil)fosfórico (HDEHP), pré-equilibrada com HCl 0.26N.
- a coluna passa pelo processo de eluição:
 - 0.2 ml de HCl 0.26N (3 vezes)
 - 3,5 ml de HCl 0.26N
 - 1.0 ml de HCl 0.26N, onde está concentrado o Nd
 - 2.5 ml de HCl 0.55N
 - 1.0 ml de HCl 0.55N, onde está concentrado o Sm.

ANÁLISES ISOTÓPICAS

O Sm e o Nd coletados são totalmente secos. O Nd é depositado com H₃PO₄ 0.1N nos filamentos laterais do arranjo triplo (Ta-Re-Ta). O samário é depositado sobre o filamento simples de Ta com H₃PO₄, e então são feitas as leituras no espectrômetro de massa. O aparelho utilizado é o VG 354 automatizado. A correção do fracionamento é feita utilizando a razão $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. O 2σ associado à leitura é de 0.04% para o Sm e Nd e de 0.005% para a razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

4.1.3.3 - RESULTADOS

Os valores obtidos nas análises Sm-Nd das amostras da região de Iporá estão na Tabela 12. As amostras de rochas ortognaíssicas bandadas, IP-19A e IP-33F, possuem idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) semelhantes, com valores de 1080 e 1015 Ma respectivamente. O $\epsilon_{Nd}(T)$ é próximo a +1, refletindo a característica de uma fonte com razões Sm/Nd maiores que a do CHUR, ou seja, de uma fonte mais empobrecida que o “reservatório condrítico uniforme”.

As análises do ortognaisse porfirítico apresentam resultados muito próximos aos encontrados para os ortognaisses bandados. A amostra IP-11 forneceu $T_{DM} = 1130$ Ma e a IP-13A 1143 Ma. O ϵ_{Nd} é semelhante ao do ortognaisse bandado, com valores de +0.37 e +1.85.

As rochas metavulcânicas apresentaram resultados distintos. A amostra IP-7D é um metadacito e revelou idade modelo de 1023 Ma, similar às encontradas para as rochas ortognaíssicas. O $\epsilon_{Nd}(T)$ também é próximo ao do ortognaisse bandado. Já a outra amostra metavulcânica analisada, um metarriodacito, revelou idade modelo de 765 Ma e o valor de ϵ_{Nd} é bem próximo ao do Manto Depletado, igual a +5.3.

AMOSTRA	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$T_{DM}(\text{Ma})$	ϵ^o	$\epsilon^{(T)}$
IP-7C	4.713	22.337	0.1275	0.512622	765	-0.3	+5.3
IP7D	7.33	38.93	0.1138	0.512388	1013	-4.9	+1.83
IP-11	10.44	62.84	0.1004	0.512212	1129	-8.3	+0.63
IP-13A	4.058	22.762	0.1078	0.512265	1131	-7.3	+0.97
IP-19A	2.520	16.707	0.0912	0.512183	1080	-8.9	+0.37
IP-33F	8.083	47.947	0.1019	0.512307	1015	-6.5	+1.85

Tabela 12 - Resultado das análises Sm-Nd de rochas metavulcânicas (IP-7C e D), ortognaisse porfirítico (IP-11 e IP-13A) e de ortognaisse bandado (IP-19A e IP-33F).

De maneira geral as idades modelo Sm-Nd calculadas para as rochas ortognáissicas de Iporá assemelham-se aos resultados obtidos para outras regiões ortognáissicas como Jaupaci, Sanclerlândia e, em especial Arenópolis, que possui idade T_{DM} entre 1.1 a 1.2 Ga com valores de $\epsilon_{Nd}(T)$ entre +4.4 a +6.3 (Pimentel *et al.*, no prelo).

Dentre as rochas metavulcânicas analisadas na porção oeste de Goiás, a de Iporá foi a que apresentou a idade modelo Sm-Nd mais jovem, bem como o maior valor de $\epsilon_{Nd}(T)$.

4.2 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

A análise do comportamento isotópico tem sido uma ferramenta útil nos estudos de origem de rochas ígneas. Para as rochas de Iporá foram observadas as evoluções isotópicas das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Considerando o modelo de Manto Depletado, podemos verificar que as razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos ortognaisses porfirítico e bandado de Iporá são levemente mais elevadas que a calculada para o manto depletado, para a época do fechamento isotópico das amostras analisadas (Figura 35). Os resultados são muito próximos à média calculada para a Terra (Bulk Earth - BE). Razões superiores às do manto depletado sugerem que a fonte que deu origem ao corpo granítico pode ter sofrido alguma contaminação crustal. Também é possível notar que a composição apresentada por estes gnaisses sobrepõe o campo das demais rochas gnáissicas do Arco Magmático do Oeste de Goiás, indicando uma fonte com razões similares.

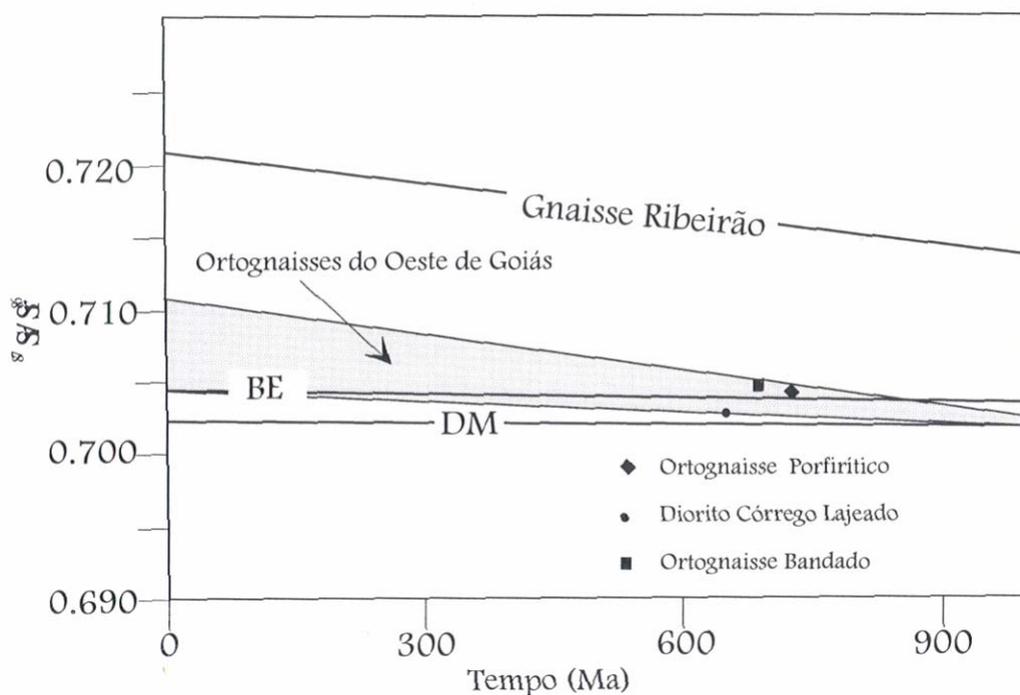


Figura 35 - Diagrama de Evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do Manto Depletado (DM), Média da Terra (BE) e rochas gnáissicas do oeste de Goiás. Estão plotados os resultados das análises de Iporá

Para a elaboração da Figura 36 foram calculados os valores de ϵ_{Nd} em diferentes idades. Para as rochas ortognáissicas bandadas e porfíricas foram consideradas as idades isocrônicas de Rb-Sr de 688 e 729 Ma respectivamente, já para as rochas metavulcânicas, a idade considerada foi 636 Ma, determinada pelo método U-Pb. A metavulcânica riodacítica apresenta o valor de ϵ_{Nd} muito próximo à linha do Manto Depletado, as demais se localizam entre as linhas do CHUR e Manto Depletado, mas sempre no campo delimitado para as rochas ortognáissicas do Oeste de Goiás.

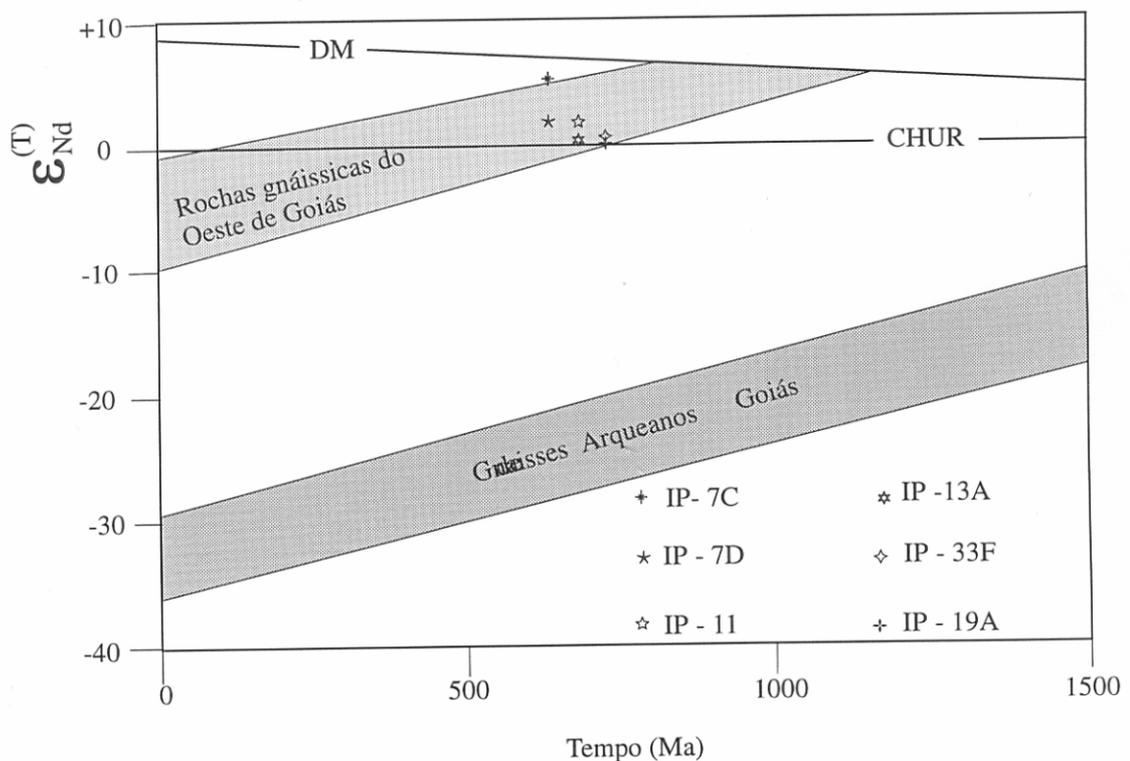


Figura 36 - Diagrama de evolução isotópica do ϵ_{Nd} .

Quando combinadas as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, representadas na Figura 37 por seus respectivos valores de ϵ , no tempo T igual a 700 Ma, mostram-se muito próximos à interseção das linhas que representam o CHUR e o BE. Apesar dos valores absolutos serem baixos, ambos valores de ϵ são levemente positivos, representando uma fonte com razões Sm/Nd e Rb/Sr ligeiramente mais altas que o CHUR e o BE. A área hachurada da Figura 37 representa o campo delimitado para os

ortognaisses de Arenópolis, Jaupaci e Sanclerlândia, onde também plotam as análises de Iporá, sugerindo uma fonte similar para todas rochas gnáissicas do Oeste de Goiás

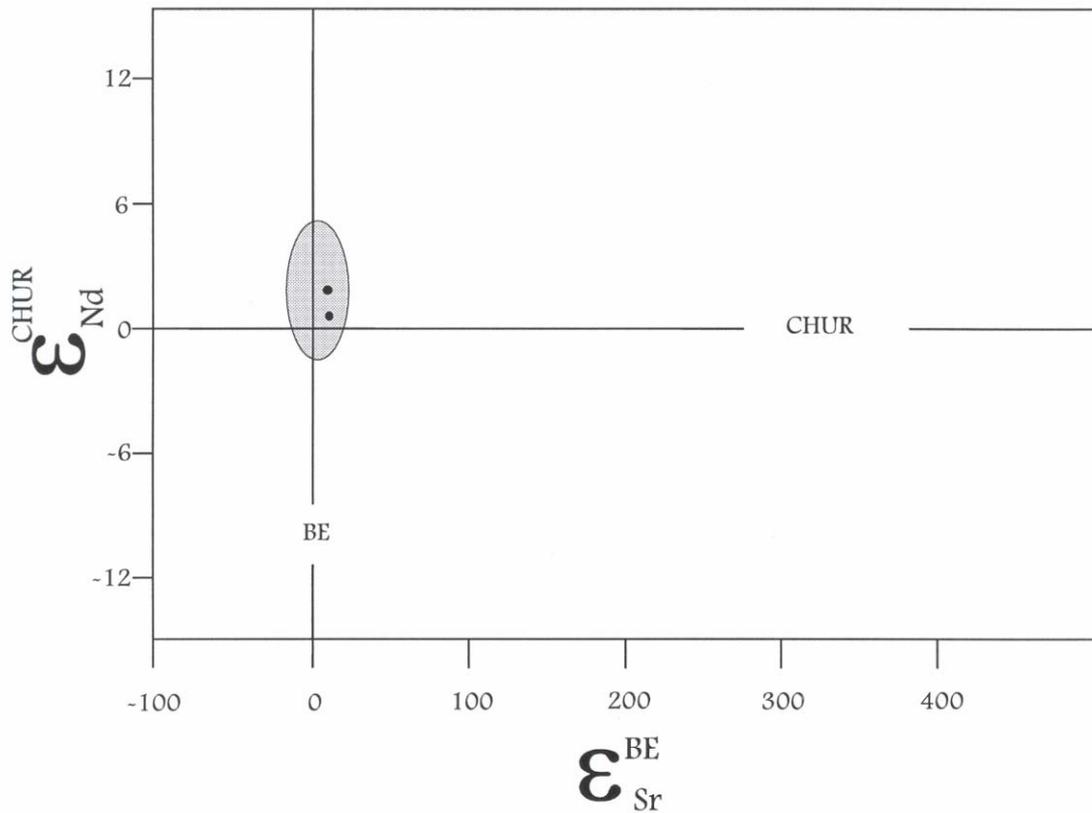


Figura 37 - Composição isotópica de Sr e Nd de rochas ortognaissicas de Iporá, calculadas para 700 Ma.

CAPÍTULO 5
CONCLUSÕES

A partir do exposto nos capítulos anteriores foi possível identificar algumas características das rochas pré-cambrianas da região de Iporá, em especial da unidade ortognáissica.

Geoquimicamente as rochas ortognáissicas possuem composições similares a granitos e, principalmente, granodioritos. O magmatismo que lhes deu origem pode ser classificado como do tipo I, possui tendência calcialcalina, de alto potássio e levemente peraluminoso. Este magmatismo foi gerado em regiões de arcos magmáticos com alguma contribuição de material crustal. Segundo Roberts & Clemens (1993), dados experimentais sugerem que rochas graníticas, tipo I, de alto potássio provavelmente são derivadas a partir da fusão parcial de rochas calcialcalinas de alto potássio ou de rocha máfica a intermediárias da crosta continental.

Apesar de algumas semelhanças químicas com as rochas de Arenópolis e Jaupaci, as rochas da região de Iporá são geoquimicamente mais evoluídas e mostram possível influência crustal na sua geração, o que não é observado em suas vizinhas.

A freqüente presença, nas rochas ortognáissicas, de enclaves máficos microgranulares, parcialmente consumidos e com fenocristais de feldspato potássico pode sugerir mistura de magmas.

As isócronas Rb-Sr produzidas para a unidade ortognáissica forneceram valores baixos a intermediários da razão inicial de Sr, variando de 0.7043 a 0.7048, indicando que a contaminação crustal provavelmente não foi muito significativa. Os valores do ϵ_{Nd} não mostram evidência de longa residência crustal para a fonte das rochas ortognáissicas, bem como das rochas vulcânicas. Todas amostras analisadas para Sm-Nd possuem valores de ϵ_{Nd} positivos, variando de +0.37 a +1.85.

O magmatismo pode ser dividido em duas fase, a primeira é representada pela unidade ortognáissica e pela seqüência vulcano-sedimentar. Aparentemente estas duas unidades já possuíam a atual distribuição e relações de contato quando foram intrudidas pelas rochas da segunda fase, os corpos tardi a pós-tectônico. A segunda fase possui como intrusões tarditectônicas o corpo Diorítico Córrego Lajeado e o Granito Caiapó. Exibindo características pós-tectônicas, o Granito Iporá é o último representante do magmatismo brasileiro na área.

A estratigrafia sugerida a partir das evidências de campo é corroborada pelos dados geocronológicos. A unidade ortognáissica forneceu idade isocrônica Rb-Sr de cerca de 680 Ma. A idade da Sequência Vulcano-sedimentar foi obtida pelo método U-Pb em zircão, apresentando idade concordante de 639 Ma.

A isócrona de 650 Ma foi obtida para as rochas do Diorito Córrego Lajeado, é uma isócrona com pequeno espalhamento da razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e merece ser melhorada. Os granitos Caiapó e Iporá apresentam idades isocrônicas Rb-Sr de 587 e 490 Ma, respectivamente (Pimentel *et al.*, no prelo)

Acredita-se que a idade da recristalização metamórfica principal seja próxima a 600 Ma, fornecida pela idade U-Pb em uma população de zircão ricos em inclusões, isolados da unidade metavulcano-sedimentar ácida. Idades similares foram identificadas por Pimentel *et al.* (1991a) em titanitas do Gnaiss Arenópolis e de rochas metavulcânicas da Sequência Vulcano-sedimentar de Arenópolis.

O conjunto de dados geocronológicos de Iporá indica que suas rochas são os representantes, até então, mais jovens do Arco Magmático de Goiás. Dentre as rochas metavulcânicas do arco, as idades mais antigas estão localizadas nas regiões de Arenópolis (Pimentel, 1990; Pimentel *et al.*, 1991b; Pimentel & Fuck, 1992a e outros) e Mara Rosa (Viana, 1995) com vulcanismo datado por U-Pb em zircão em cerca de 900 Ma. A região de Jaupaci forneceu idades intermediárias, onde a metavulcânica analisada apresentou 764 Ma (Pimentel *et al.* 1991b).

As idades modelo Sm-Nd são similares às demais rochas do arco, próximas a 1.0 Ga, exceto a única calculada para o metadacito da Sequência Vulcano-sedimentar, que apresenta idade modelo de 765 Ma.

As razões isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e os valores de ϵ_{Nd} das rochas da região de Iporá são semelhantes aos valores obtidos para as rochas ortognáissicas de Arenópolis (Pimentel *et al.* 1992a). A composição isotópica de Sm-Nd confirma tratar-se de material jovem, acrescido à crosta durante o Brasiliano.

Uma vez que os dados geoquímicos sugerem influência crustal no magmatismo que deu origem às rochas da região de Iporá, é possível que este seja o resultado da mistura de magmas manto-derivados (presença de rochas basálticas na sequência vulcano-sedimentar) e fusão de crosta continental jovem.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. & MANTOVANI, M.S.M. - 1975 - Geologia e Geocronologia do Granito São Vicente, Mato Grosso. *An. Acad. Bras. Ciên.*, 47(3/4):451-458.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. -1977- Províncias Estruturais Brasileiras. *In: SIMP. GEOL. NORDESTE*, 8, Campina Grande, Atas. . . p. 363-391.
- ALVARENGA, C.J.S. - 1984 - Dobramentos da Faixa Paraguai na Borda Sudeste do Cráton Amazônico. *In : CONG. BRAS. GEOL.*, 33, Rio de Janeiro, Atas. . . , SBG, V.7, p.3258-3271.
- ALVARENGA, C.J.S. - 1985 - Evidências de Fácies Turbidíticas Grosseiras no Grupo Cuiabá, MT. *In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE*, 2, Goiânia, Atas. . . NCO/SBG, p. 256-266.
- ALVARENGA, C.J.S. - 1988 - Turbiditos e a Glaciação do Final do Proterozóico Superior no Cinturão Paraguai, Mato Grosso. *Rev. Bras. Geoc.*, 18(1):323-327.
- ALVARENGA, C.J.S. & TROMPETTE, R. - 1994 - Glacially Influenced Sedimentation in the Lower Proterozoic of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *Paleogeog., Paleoclimat., Paleoecol.*, 92, p. 85-105.
- AMARO, V.E. -1989- Geologia e Petrologia da Seqüência Metavulcânica de Jaupaci-GO e Lineamentos Associados. (Dissertação de Mestrado) Brasília, UnB, 213 p.
- ANHAEUSSER, C.R.; MASON, R.; VILJOEN, M.J.; VILJOEN, R.P. - 1969 - A Reappraisal of Somme Aspects of Precambrian Shield Geology. *Bull. Geol. Soc. America*, 80(11):2175-2200.
- ARAÚJO, D.P. & OGA, D.P. - 1993 - Projeto Amarinópolis. Área III. Relatório de Graduação. IG-UnB (inédito).
- ARNDT, N. & GOLDSTEIN, S. -1987- Use and Abuse of Crust Formations Ages. *Geology*, 15:893-895.
- BASEI, M.A.S. - 1985 -O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. (Tese de Doutorado) São Paulo, IG-USP,196 p.
- BASEI, M.A.S. - 1990 - O Grupo Brusque: uma Evolução Monocíclica. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 36, Natal, Atas. . . , SBG, V. 6, p.2649-2657.
- BEN-AVAHAM, Z.; NUR, A.; JONES, D.; COX, A. - 1981 - Continental Accretion and Orogeny from Oceanic Plateau to Allochthonous Terranes. *Scien.*, 213:47-54.
- BENTOR, Y.K. - 1985 - The Crustal Evolution of the Arabo-Nubian Massif with Special Reference to the Sinai Peninsula. *Prec. Res.*, 28:1-74.
- BERNASCONI, A. - 1983 - The Archean Terranes of Central Eastern Brazil. A Review. *Prec. Res.* 23, 107-131.
- BOUDZOUYOU, F. & TROMPETTE, R. - 1988 - La Chaîne Panafricaine Ouest-Congolienne au Congo (Afrique Equatoriale): Un Socle Polycyclique Charrié sur un Domaine Subautochtone Formé par L'aulacogéne du Mayombe et le Bassin de l'Ouest-Congo. *Bul. Soc. Géol. France*, 8(6):889-896.
- BROWN, G.C. - 1982 - Calc-alkaline Intrusive Rocks: Their Diversity evolution, and relation to volcanic arc. *In: Andesites.* p. 437-461.
- BROWN, G.C.; THORPE, R.S.; WEBB, P.C. - 1984 - The Geochemical Charact. of granitoids in contrasting Arcs and comments on magma sources - *Geol. Soc. Lond.* V. 141. p. 413-426.
- BURKE, K.; DEWEY, J.F.; KIDD, J. - 1977 - World Distribution of Sutures - the Sites of Former Oceans. *Tectonoph.*, 40:69-100.
- CARVALHO, M.T.N. & CAMPOS, J.E.G. - 1989- Projeto Diorama. Área VII. Relatório de Graduação. IG-UnB (inédito).
- CULLERS, R.L. & GRAF, J.L. - 1984 - Rare Earth Elements in Igneous Rocks of the Continental Crust: Intermediate and Silic Rocks - Ore Petrogenesis. *In: Hendsenon, P. (Eds.) Rare Earth Elements Geochemistry.* Elsevier, N. York p.275-316.
- DANNI, J.C.M.; FUCK, R.A.; LEONARDOS, O.H. - 1982 - Archean and Lower Proterozoic Units in Central Brazil. *Geol. Rund.*, 71(1):291-317.

- DANNI, J.C.M. & CAMPOS, J.E.G. - 1994 - Geologia e Petrologia do Complexo Lajeado, Iporá, Goiás. *In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE 4*, Boletim de Resumos Expandidos, pp.152-154. Brasília, DF.
- DEBON, F. & Le FORT. - 1983 - Chemical-Mineralogical Classif. of Common Plutonic Rocks and Association. *Earth Sci: (73)*: 135-149.
- DePAOLO, D.J. & WASSERBURG, G.J. -1976- Nd Isotopic Variations and Petrogenetic Models. *Geophy. Res. Lett.* 3 (5), p.249-252.
- DePAOLO, D.J. - 1981 -Neodymium Isotopes in the Colorado Front Range and Crust-Mantle Eevolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 193-196.
- FAURE, G. -1986 - Principles of Isotope Geology. J. Wiley, 589 p.
- FERREIRA FILHO, C.F.; KAMO, S.L.; FUCK, R.A.; KROGH, T.E.; NALDRE, H.A.J. - 1994 - Zircon and Rutile U-Pb Geochronology of the Niquelândia Mafic-ultramafic Intrusion, Brazil: constrain for the Timing of Magmatism and High-grade Metamorphism. *Prec. Res.*, 68:241-255.
- FRANCO, H.A. & RAMOS FILHO, W.L. - 1993 - Projeto Amarinópolis. Área IV. Relatório de Graduação. IG-UnB (inédito).
- FRANCO, H.A.; CAMPOS, J.E.G.; DANNI, J.C.M. - 1994 - A Seqüência Vulcano-sedimentar de Iporá/Amarinópolis: uma contibuição. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 38. Boletim de Resumos Expandidos, V.3, pp.108-109.
- FUCK, R.A.; PIMENTEL, M.M; D'EL REY, L.J.H. -1994 - Compartimentação Tectônica da Porção Oriental da Província Tocantins. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 38. Boletim de Resumos Expandidos, V.1, p. 215-216.
- GORAYEB, P.S.S. - 1989 - Corpos Serpentiníticos da Faixa Araguaia na Região de Araguacema-Pequizeiro-Conceição do Araguaia (Goiás-Pará). *Rev. Bras. Geoc.*, 19(1):51-52.
- HACKSPARCHER, P.C.; SILVA, C.A.; SANTOS, J.P. - 1986 - A Geologia do Complexo Gnáissico-Migmatítico entre São Vicente e Florânia - Rio Grande do Norte: Uma Análise Preliminar. *In: XII SIMP. GEOL. NORD.*, João Pessoa, SBG/NE Anais. . . , p. 252-269.
- HANSON, R.E.; WILSON, I.J.; WARDLAW, M.S. - 1988 - Deformed Batholiths in the Pan-African Zambezi Belt, Zambia. Age and Implications for Regional Proterozoic Tectonics. *Geology*, 16:1134-1137.
- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A.; TINDLE, A.G. - 1986 - Geochemical Characteristics of Collision-zone Magmatism. *In: Coward, M.P. & Ries, A.C. (Eds.) Collision Tectonics*, Geol. Soc. Sp. Publ., 19:67-81.
- HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. - 1990 - O Cinturão Araguaia: um Novo Enfoque Estrutural-Estratigráfico. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 36, Natal, Anais. . . , SBG, V. 6, p.2535-2549.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.; BRITO NEVES, B.B. - 1978 - As Estruturas Brasilianas. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 30, Recife, Anais. . . , V.6, p.2423-2437.
- HASUI Y.; ABREU, F.M.M.; COSTA, J.B.S.; SILVA, J.M.R. - 1981 - A Faixa de Dobramentos Araguaia - estado de conhecimento. *In: SIMP. DE GEOL. DO CENTRO-OESTE*, 1, Goiânia. Atas..., V.1, pp. 177-194. SBG-GO.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; HARALYI, N.L.E. - 1994 - Estrutura em Quilha - Brasil Central, uma Feição Fundamental na Geologia de Goiás e Tocantins. *Geociências*, 13(2):463-497.
- IANHEZ, A.C.; PITTON, J.H.L.; SIMÕES, M.A.; DEL' ARCO, J.O.; TRINDADE, C.A.H.; LUZ, D.S.; FERNANDES, C.A.C; TASSINARI, C.C.G. - 1983 - PROJETO RADAMBRASIL - Folha SE 22 - Goiânia. MME/ Rio de Janeiro, Levantamentos de Recursos Naturais, 31
- IANHEZ, A.C.; SIMÕES, M.A.; LUZ, D.S. - 1984 - Grupo Dois Irmãos e Amarinópolis - Duas Seqüências Vulcano-sedimentares no Sudoeste de Goiás. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 33, Rio de Janeiro, Atas. . . , SGB, V.6, p.2577-2586.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR W.R.A. - 1971 - A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Jour. of Earth Sc.* 81: 523-548.

- JACKSON, N.J. & RAMSAY, C.R. - 1980 - Time-Space Relationship of Upper Precambrian Volcanic Arc and Sedimentary Unit in the Central Arabian Shield. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, 137:617-628.
- JACOBSEN, S.B. & WASSERBURG, G.J. -1980 - Sm/Nd Isotopic Evolution of Chondrites. *Earth Plan. Sci. Lett.* 50, p.139-155.
- JACOBSEN, S.B. & WASSERBURG, G.J. -1984 - Sm/Nd Isotopic Evolution of Chondrites and Achondrites, II. *Earth Plan. Sci. Lett.* 67, p. 137-150
- JANASI, V.A. & ULBRICH, H.H.G.J. - 1991 - Late Proterozoic Magmatism in the State of São Paulo, Southeastern Brasil. *Prec. Res.*, 51:351-374
- JARDIM DE SÁ, E.F.; KAWASHITA, K.; MACEDO, M.H.F.; SÁ, J.M. - 1986 - Supracrustais Monocíclicas no extremo Oeste do Rio Grande do Norte. *In: XII SIMP. GEOL. NORD.*, João Pessoa, SBG/NE. Atas. . . , pp. 62-74.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; MACEDO, M.H.F.; LEGRAND, J.M.; MCREATH, I.; GALINDO, A.C.; SÁ, J.M. - 1987 - Proterozoic Granitoids in a Polycyclic Setting: The Seridó Region, Northeast Brazil. *In: INTER. SYMP. ON GRANITES AND ASSOC. MINERAL*, Salvador, Resumos Expandidos..., SBG, p.103-109.
- KAUL, P.I.F.; COUTINHO, J.B.L.; ISSLER, R.S. - 1982 - O Episódio Campo Alegre. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 32, Salvador, Anais. . . , SBG, V.1, p.47-54.
- KENNEDY, W.R. - 1964 - The Structural Differentiation of Africa in the PanAfrican (\pm 500 m.y.) *Tectonic Episodes. Res. Inst. Afr. Geol. Univ. Leeds, 8th Annu. Rep. Sci.*, 48-49.
- KRÖNER, A. - 1977 - Precambrian Mobile Belt of Southern and Eastern Africa - Ancient Sutures or Sites of Enialic Mobility? A Case for Crustal Evolution Towards Plate Tectonics. *Tectonoph.*, 40:101-135.
- KRÖNER, A. - 1980 - PanAfrican Crustal Evolution. *Episodes*, (1980):3-8.
- KRÖNER, A. - 1985 - Ophiolites and the Evolution of Tectonic Boundaries in the Late Proterozoic Arabian-Nubian Shield of Northeast Africa an Arabia. *Prec. Res.*, 27:277-300.
- LAFON, J.M.; MACAMBIRA, J.B.; MACAMBIRA, M.I.B.; MOURA, C.A.V.; GAUDETTE, H.E.; SOUZA, A.C.C. - 1990 - A Faixa de Dobramentos Araguaia (Tocantins), novos dados Geocronológicos. *In: CONG. BRAS. GEOL.*,36, Natal, Atas. . . , SBG, V.6, p.2550-2563.
- LaROCHE, H. de; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. - 1980 - A Classification of Volcanic and Plutonic Rocks Using R1-R2 Diagram and Major Elements Analyses. *Chem. Geol.*, 29:183-210.
- LIMA, T.M. & PEREIRA, C.E. - 1989 - Projeto Diorama. Área VIII. Relatório de Graduação. IG-UnB (inédito).
- LUGMAIR, G.W. & MARTI, K. -1978- Lunar Initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ Differential Evolution of the Lunar Crust and Mantle. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 39, p.349-357.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. - 1989 - Tectonic discrimination of Granitoids - *Geol. Soc. Am. Bull.* V. 101 p. 635-643.
- MARINI, J.O. & BOTELHO, N.F. -1986 - A Província de Granitos Estanfíferos de Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*: 16(1):119-131.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A.; DANNI, J.C.M. - 1984 a- Província Tocantins - Setores Central e Sudeste. *In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (coord.) - 1984 - O Pré-cambriano do Brasil*, p. 205-264. Edit. Edgard Blücher Ltda.
- MARINI, J.O., FUCK, R.A.; DANNI, J.M.C; DARDENNE, M.A.; LOGUERCIO, S.O.C.; RAMALHO, R. - 1984b - As Faixas de Dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. *In: Schobbenhaus, C. (coord.) - 1984 - Geologia do Brasil; Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente, Incluindo Depósitos Minerais, Escala 1: 2.500.000. DNPM. 501 p.*
- MIDDLEMOST E.A.K. - 1985 - Magmas and Magmatic Rocks. Longman Group Limited, Essex.
- MOURA, C.A.V & GAUDETTE, H.E.-1994- Geochronology of the basement orthogneiss of the Araguaia Belt, Tocantins - Brazil. *In: Cong. Bras. Geol.*, 38. Boletim de Resumos Expandidos, V.1 pp.242-243. Camboriú, SC.

- MOURA, C.A.V.; MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M. - 1994- Geocronologia da Parte Setentrional do Cinturão Araguaia: Estado Atual do Conhecimento. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 38. Boletim de Resumos Expandidos, V.1 pp.240-241. Camboriú, SC.
- NAKAMURA, M. - 1974 - Detemination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in Carbonaceous and Ordinary Chondrites. *Geoch. Cosm. Acta*, 38:757-775.
- PEACOCK, M.A.- 1931 - Classification of Igneous Rock Series. *Jour. Geology* 39: 65-67.
- PEARCE, J.A. - 1982 - Trace Element Characteristics of Lavas from Destruction Plate Boundaries. *In: Andesites* (Ed. Thorpe, R.S.) pp. 525-548.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. - 1984 - Trace Element Discrimination Diagrams for the Interpretation of Granitic Rock. *Jour. Petrol.*, 25:956-983.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S.R. - 1976 - Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Cont. Min. Petr.* V.58p.63-81.
- PEDROSA SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; VIDAL, PH.; MONTEIRO, R.L.B.P.; LEONARDOS, O.H. - 1992 - Toward a New Tectonic Model for the Late Proterozoic Araçuaí (Southeast Brazil) - West Congolian (Southwest Africa) Belt. *Jour. of South American Earth Sci.* 6(1/2):33-47.
- PENA, G.S. & FIGUEIREDO, A.J.A. - 1972 - Geologia das Folhas Iporá, Amarinópolis, Piranhas e Caiapônia, no Sudoeste de Goiás. Relatório Interno.CPRM, Goiânia.
- PEREIRA, G.V.; FREITAS, L.R.; JUNQUEIRA, T.C. - 1993 - Projeto Amarinópolis. Área I. Relatório de Graduação. IG-UnB (inédito).
- PETRO W.L.; VOGEL, T.A.; WILBAND, J.T. - 1979 - Major- element Chemistry of Plutonic Rocks Suites from Compressional and Extensional Plate Boundaries. *Chem. Geol.* V. 26 (3/4): 217-235.
- PICTCHER, W.S. - 1983 - Granite: Typology Melting and Metamorphism. (Eds.) Atherton and C.P. Gribble. p.277-286.
- PIMENTEL, M.M. -1985- A Seqüência Vulcano-Sedimentar de Arenópolis, GO: Petrologia Ígnea, Metamórfica, Contexto Geotectônico e Considerações Metalogenéticas Preliminares. (Dissertação de Mestrado) Brasília, UnB, 187p.
- PIMENTEL, M.M. - 1991 - Late Proterozoic Crustal Evolution of the Tocantins Province in Central Brazil: An Isotopic and Geochemistry Study (Ph.D. Thesis): Oxford, England, Oxford University, 248p.
- PIMENTEL, M.M. - 1992 - Reajuste do Sistema Isotópico Sm-Nd Durante o Neoproterozóico em Gnaisses do Oeste de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 22 (3):262-268.
- PIMENTEL, M.M. & CHARNLEY, N. -1991- Intracrustal REE Fractionation and Implications for Sm-Nd Model Age Calculations in Late-stage Granitic Rocks: An Example from Central Brazil. *Chemical. Geology* (Isotope Geoscience Section) 86:123-138.
- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. -1986- Geologia da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Arenópolis (GO). *Rev. Bras. Geoc.*, 16(2):217-223.
- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. -1987a- Origem e Evolução das Rochas Metavulcânicas e Metaplutônicas da região de Arenópolis. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(1):2-4.
- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. -1987b- Late Proterozoic Granitic Magmatism in South Western Goiás, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(4):15-25.
- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. -1992a- Características Geoquímicas e Isotópicas de Unidades Metavulcânicas e Ortognáissicas Neoproterozóicas do Oeste de Goiás. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, SBG/NCO, nº 15, p.1-22.
- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. -1992b- Neoproterozoic Crustal Accretion in Central Brazil. *Geology*, 20(1992):275-379.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. -1985- Geocronologia de Rochas Graníticas e Gnáissicas da Região de Arenópolis-Piranhas. *Rev. Bras. Geoc.*, 15(1):3-8.
- PIMENTEL, M.M.; HEAMAN, L.L.; FUCK, R.A. -1991a- Idade do Metarriolito da Sequência Maratá, Grupo Araxá, Goiás. *Anais Acad. Bras. Cien.* 64(1):19-28.

- PIMENTEL, M.M.; HEAMAN, L.; FUCK, R.A. -1991b- Zircon and Sphene U-Pb Geochronology of Upper Proterozoic Volcanic-arc Rock Units from South Western Goiás, Central Brazil. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, 4(4):295-305.
- PIMENTEL, M.M.; HEAMAN, L.; FUCK, R.A.; MARINI, J.O. -1991c- U-Pb Zircon Geochronology of Precambrian Tin-bearing Continental Type Acid Magmatism in Central Brazil. *Prec. Res.* 52:321-335.
- PIMENTEL, M.M.; WHITEHOUSE, M.J.; VIANA, M.G.; FUCK, R.A.; MACHADO, N. - 1996 - The Mara Rosa Arc in Tocantins Province: Further Evidence for Neoproterozoic Crustal Accretion in Central Brazil. *Prec. Res.* (no prelo).
- PORADA, H. - 1979 - The Damara-Ribeira Orogen of the Pan-African/Brasiliano Cycle in Namibia (Southwest Africa) and Brazil as Interpreted in Term of Continental Collision. *Tectonoph.*, 57:237-265.
- PORADA, H. - 1989 - Pan-African Rifting and Orogenesis in Southern to Equatorial African and Eastern Brazil. *Prec. Res.*, 44(2):103-136.
- ROBERTS M.P. & CLEMENS J.D. - 1993 - Origin of High-potassium, Calc-Alkaline, I-Type Granitoids. *Geology*. *Geology* V. 21 p. 825-828.
- ROGERS J.J.W. & GREENBER J.K. -1990 - Late-orogenic-post orogenic and Anorogenic Granites: Distinction by Major-elemen and Trace-element Chemistry and Possible Origenes. *Jour. Geol.* V.98 (3): 291-309.
- SANTOS, E.J.; COUTINHO, M.G.N.; COSTA, M.P.A.; RAMALHO, R. - 1984 -A Região de Dobramentos Nordeste e a Bacia do Parnaíba, Incluindo o Cráton São Luís e as Bacias Marginais. *In: Schobbenhaus, C. (coord.) - 1984 - Geologia do Brasil; Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente, Incluindo Depósitos Minerais, Escala 1: 2.500.000. DNPM. 501 p.*
- SEER, H.J. - 1985 - Geologia, Deformação e Mineralização de Cobre no Complexo Vulcano-Sedimentar de Bom Jardim de Goiás. (Dissertação de Mestrado), Brasília, UnB, 181p.
- SIGA Jr., O. - 1986 - A Evolução Geotectônica da Porção Nordeste de Minas Gerais, com Base em Interpretações Geocronológicas. (Dissertação de Mestrado), São Paulo, IG-USP, 140p.
- SILVA F°, A.F.; THOMPSON, R.N.; LEAT, P.T. - 1987 - Petrology of Terra Nova Pluton, Brazil, and Associated Ultrapotassic Dykes. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(4):481-487.
- SILVA, L.C. - 1991 - O Cinturão Metavulcano-Sedimentar Brusque e a Evolução Policíclica das Faixas Dobradas Proterozóicas no Sul do Brasil: Uma Revisão. *Rev. Bras. Geoc.*, 21(1):60-73.
- SILVA, M.E. & KARMANN, I. - 1990 - O Sistema de Dobramento Rio Preto - Borda Noroeste do Cráton São Francisco. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 36, Natal, Atas. . . , SBG, V.6, p.2658-2671
- STACEY, J.C. & KRAMERS, J.D. - 1975 - Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two-stage Model. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 26:207-221.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. - 1977 - Subcommicion on Geochronology Convention on the Use of Decay Constants in Geo-Cosmochronology. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 36:359-362.
- STREIKEISEN, A. - 1976 - To Each Rock its Proper Name. *Earth Sci. Rev.*, 12:1-33.
- STRIEDER, A.J. & NILSON, A. - 1992 - Estudo Petrológico de Alguns fragmentos Tectônicos da Melange Ofiolítica em Abadiânia (GO): O Protolito dos Corpos de Serpentinito. *Rev. Bras. Geoc.* 22(3):338-352.
- TASSINARI, C.C.G. - 1988 - As Idades das Rochas e dos Eventos Metamórficos da Porção Sudeste do Estado de São Paulo e sua Evolução Crustal. (Tese de Doutorado), São Paulo, IG-USP, 236p.
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M.N. - 1985 - The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, 312p.
- TORQUATO, J.R.F. & CORDANI, U.G. - 1981 - Brazil-Africa Geological Links. *Earth Sci. Rev.*, 17, 155-176.
- TROMPETTE, R. - 1994 - Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Balkema, Rotterdam, 350 p.

- VIANA, M.G. - 1995 - Geocronologia e Geoquímica das Rochas Ortognáissicas e Metavulcânicas da Região de Mara Rosa, Norte de Goiás. (Dissertação de Mestrado) UnB, Brasília, 118 p.
- WALDE, D.H.G.; LEONARDOS, O.H.; HAHON, G.; PFLUG, H.D. - 1982 - The First Precambrian Megafossil from South America, *Corumbella weneri*. *An. Acad. Bras. Cien.*, 54:461.
- WERNICK, E. & GALEMBECK, T.M.B. - 1987 - Evolução Geotectônica Durante o Proterozóico Superior no Estado de São Paulo: Uma Contribuição Através da Análise do Magmatismo Granitóide. VI SIMP. REG. GEOL., Rio Claro, Anais. . . , SGB/SP, V.1, p. 191-203.
- WERNICK, E. - 1984a - Caracterização Genética de Alguns Granitóides Brasileiros dos Estados de São Paulo e Minas Gerais e Implicações Geotectônicas Preliminares. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 33, Rio de Janeiro, Atas. . . , SBG, V.6, p. 2902-2918.
- WERNICK, E. - 1984b - Granitos Calcálicos: Caracterização e Tentativas de um Modelo Genético e Evolutivo. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 33, Rio de Janeiro, Atas. . . , SBG, V.6, p. 2738-2756.
- WETHERILL, G.W. - 1956 - Discordant Uranium-Lead Ages. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 37:320-326.
- WHALEN, J.B. ; CURRIE, K. L.; CHAPPELL, B.W. - 1987 - A-type Granites: Geochemical Characteristics Discrimination and Petrogenesis - *Cont. Min. Petrol.* 95: 407-419.