

# Geoquímica e geocronologia U-Pb e Sm-Nd dos ortognaisses da região de Pontalina (GO), Brasil

## *Geochemistry and geochronology U-Pb and Sm/Nd data of the orthogneiss from Pontalina region (GO), Brazil*

Guillermo Rafael Beltran Navarro<sup>1\*</sup>, Antenor Zanardo<sup>2</sup>,  
Fabiano Tomazini da Conceição<sup>3</sup>, Cibele Carolina Montibeller<sup>4</sup>

**RESUMO:** Na região de Pontalina (GO) afloram ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica e características calcioalcalinas, metaluminosas a peraluminosas. Exibem anomalias negativas de Nb, Ta, P e Ti em relação a elementos terras raras (ETR) e a elementos litófilos e baixos conteúdos em elementos como Nb, Ta, Y e Yb, similar às rochas formadas em ambientes de subducção. Dados geocronológicos U-Pb mostram que a idade de cristalização desses ortognaisses é neoproterozoica ( $681,5 \pm 7,7$  Ma). Os dados isotópicos  $\epsilon_{Nd}(T)$  são fracamente negativos a positivos (+3,2 e -0,1), com idades modelo  $T_{DM}$  de ~ 1,2 Ga. Em conjunto, os dados geoquímicos e isotópicos obtidos sugerem que o protolito desses ortognaisses são magmas juvenis, com idade neoproterozoica, formados em um sistema de arco de ilha. Este evento foi desenvolvido, provavelmente, durante um evento de acreção crustal na borda oeste do Cráton do São Francisco entre 700 e 600 Ma.

**PALAVRAS-CHAVE:** geoquímica; geocronologia; ortognaisse; arco magmático de Goiás.

**ABSTRACT:** *Orthogneisses of tonalitic to granodioritic composition with calc-alkaline, metaluminous to peraluminous characteristics crop out at the region of Pontalina. The orthogneisses exhibit negative anomalies of Nb, Ta, P and Ti relative to rare earth elements (REE) and lithophile elements, besides low contents of Nb, Ta, Y and Yb, similar to the rocks formed in subduction environments. U-Pb geochronological data show a neoproterozoic ( $681.5 \pm 7.7$  Ma) crystallization for the orthogneisses. The Nd isotope data yielded weakly negative to positive  $\epsilon_{Nd}(T)$  (+3.2 up to -0.1), with  $T_{DM}$  model ages of ~ 1.2 Ga. The combined geochemical and isotopic data suggest that the protolith of these orthogneisses are representative of neoproterozoic juvenile magmas, probably developed in an island arc system, generated during a ca. 700 and 600 Ma event of crustal accretion in the western edge of the São Francisco Craton.*

**KEYWORDS:** *geochemistry; geochronology; orthogneiss; Goiás magmatic arc.*

<sup>1</sup>Programa de Pós-graduação em Geologia Regional, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" - UNESP, Rio Claro (SP), Brasil. E-mail: grbnavarro@yahoo.com.br

<sup>2</sup>Departamento de Petrologia e Metalogenia, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" - UNESP, Rio Claro (SP), Brasil. E-mail: azanardo@rc.unesp.br

<sup>3</sup>Departamento de Planejamento Territorial e Geoprocessamento, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" - UNESP, Rio Claro (SP), Brasil. E-mail: ftomazini@rc.unesp.br

<sup>4</sup>Aluna de Graduação no Curso de Geologia, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho" - UNESP, Rio Claro (SP), Brasil. E-mail: cibelegeologia@uol.com.br

\*Autor correspondente

Manuscrito ID 21565. Recebido em: 23/05/2011. Aprovado em: 09/04/2013

## INTRODUÇÃO

A Faixa Brasília corresponde a um cinturão orogênico neoproterozoico resultante da convergência de três importantes blocos continentais, ou seja, o Cráton Amazônico a oeste, o Cráton do São Francisco a leste e o Bloco Parapanema ao sul. Este cinturão orogênico estende-se por mais de 1.100 km, desde o sul de Minas Gérias, passando por toda extensão de Goiás e terminando no sul de Tocantins (Fig. 1). Seguindo a compartimentação proposta por Fuck (1990) e Fuck *et al.* (1994), a Faixa Brasília Meridional é dividida em Zona Externa e Zona Interna. A Zona Externa é composta por unidades metassedimentares pertencentes aos Grupos Paranoá e Canastra, pelas formações Vazante e Ibiá. A Zona Interna é constituída por unidades metassedimentares e vulcanogênicas associadas ao Grupo Araxá, terrenos ortognáissicos, sequências vulcanosedimentares neoproterozoicas, Arco Magmático de Goiás e rochas de alto grau do Complexo Granulítico Anápolis-Itauçu. A porção interna da Faixa Brasília, na porção SW-S de Goiás, é constituída pelo Complexo Anápolis-Itauçu e Associação Ortognáissica Migmatítica, Grupo Araxá e Arco Magmático de Goiás (Fig. 2).

Na porção SW-S de Goiás, o Grupo Araxá é dividido em duas unidades denominadas de A e B (Lacerda Filho, Rezende & Silva 1999). A Unidade A é formada por metassedimentos plataformais do tipo marinho raso, constituídos por muscovita-clorita xistos, às vezes com cloritoide, biotita-muscovita-quartzo xistos, granada-muscovita-clorita xistos, clorita-quartzo xistos, grafita xistos, sericita quartzitos e hematita-sericita quartzitos. Sequências metavulcanosedimentares (sequências Maratá e Rio Veríssimo) ocorrem associadas aos metassedimentos da Unidade A, na região de Ipameri-Catalão. A Unidade B é constituída por uma

sequência pelítica marinha formada por calci-clorita-biotita xisto feldspáticos, calci-granada-biotita-quartzo xistos feldspáticos, granada-clorita xistos, hornblenda-granada xistos feldspáticos, grafita xistos, lentes de metacalcários, quartzitos micáceos e, subordinadamente, lentes de anfíbolitos.

A ocorrência de lentes de rochas metaultramáficas (serpentinóis, talco xistos e clorita xistos) localmente com cromitóis associados, intercalados nos metassedimentos do Grupo Araxá, com características geoquímicas e texturais/estruturais de complexos do tipo alpino, é usada para inferir o caráter de *mélange* ofiolítica para o Grupo Araxá (Drake Jr. 1980, Strieder & Nilson 1992). Anfíbolitos com características geoquímicas e isotópicas de basaltos oceânicos (do tipo E-MORB) também ocorrem, associados aos metassedimentos do Grupo Araxá, e são interpretados como fragmentos de crosta oceânica (Seer *et al.* 2001).

O Complexo Anápolis-Itauçu é composto por:

- granulitos ortoderivados que incluem corpos máfico-ultramáficos acamadados e de composição tonalítica a granodiorítica;
- granulitos aluminosos, leptinitos e granada gnaisses associados com mármore, rochas calciossilicáticas, quartzitos e granulitos máficos finos;
- estreitas faixas de sequências vulcanosedimentares compostas de anfíbolitos, micaxistos, rochas metavulcânicas félsicas, *metacherts* e formações ferríferas;
- intrusões graníticas (Marini *et al.* 1984, Pimentel *et al.* 2000, Pimentel, Jost & Fuck 2004).

A Associação Ortognáissica Migmatítica é constituída por metatonalitos, metatonalitos aluminosos, metagranitos, metagranodioritos e migmatitos, que gradam lateralmente para gnaisses quartzo-feldspáticos migmatizados. Esta gradação sugere fusão parcial de intensidade diferenciada a partir dos gnaisses paraderivados pertencentes ao Complexo Granulítico Anápolis-Itauçu (Oliveira 1994).

O Arco Magmático de Goiás é representado por ortogneisses com faixas de rochas metassedimentares e metavulcânicas, que são interpretadas como parte de crosta juvenil com assinatura geoquímica e isotópica de arcos magmáticos intraoceânicos a cordilheiranos, formados durante ciclo orogênico Brasileiro (Pimentel & Fuck 1991, 1992, Pimentel *et al.* 2000, Valeriano *et al.* 2004). Ao Arco Magmático de Goiás associam-se corpos graníticos (Serra Negra, Serra do Irá, Caiapó, Iporá, Israelândia, Serra do Impertinente, Fazenda Nova, Novo Brasil) e máfico-ultramáficos (complexos Americano do Brasil e Anicuns-Santa Barbará, diorito Córrego do Lajeado) tardi- a pós- cinemáticos, resultantes de magmatismo bimodal, relacionados ao último estágio colisional da Faixa Brasília (Pimentel *et al.* 2000, Valeriano *et al.* 2004).

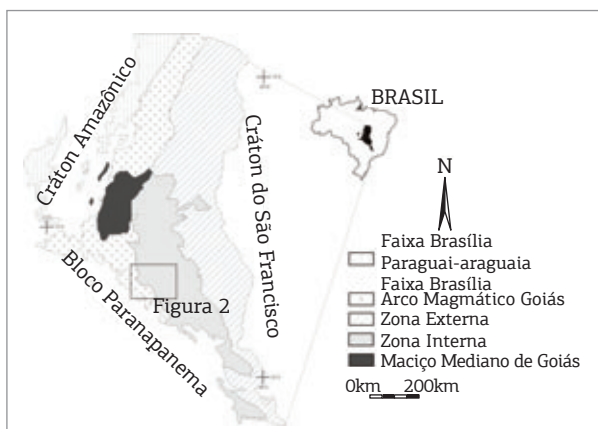


Figura 1. Mapa esquemático da porção oriental da Província Tocantins mostrando a localização da área de estudo (modificado de Fuck *et al.* 1994).

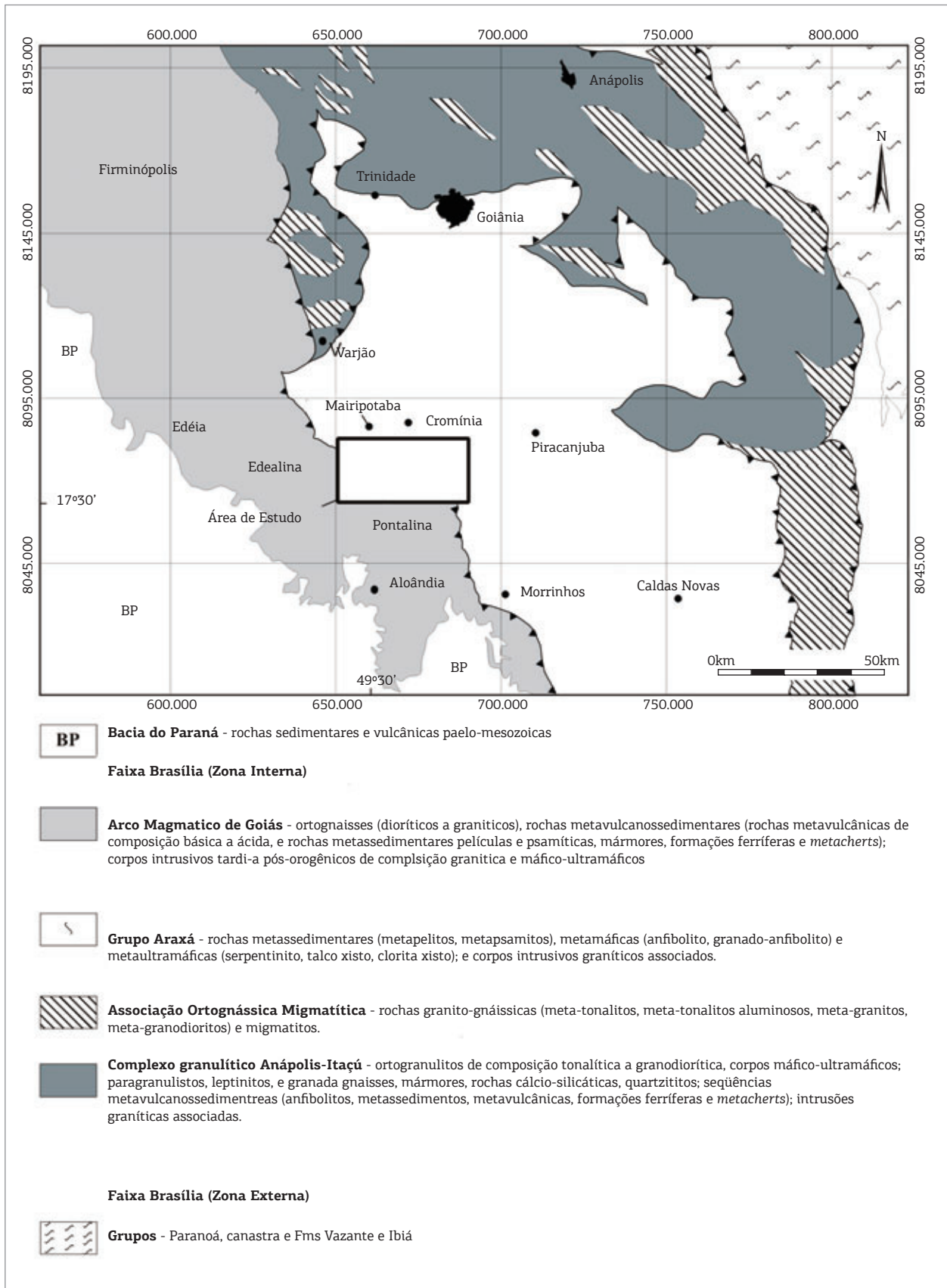


Figura 2. Mapa geológico esquemático regional mostrando a localização da área de estudo (Modificado de Lacerda Filho, Rezende & Silva 1999).

Na região de Pontalina (GO), os terrenos gnáissicos associados ao Arco Magmático de Goiás são agrupados sob a denominação informal de Terrenos Gnáissico-Metassedimentares, que são subdivididos em duas unidades geológicas: Unidade Gnáissica e Unidade Metassedimentar (Fig. 3). Na Porção W da unidade Gnáissica (a NW de Pontalina) esta unidade é constituída por ortognaisses, os quais ainda não apresenta nenhum estudo detalhado que aborde seus aspectos geológicos, geoquímicos e geocronológicos. Assim, o objetivo deste trabalho foi a caracterização geológica, geoquímica e geocronológica do Ortognaisse Pontalina, fato que possibilita um melhor entendimento desta região de Goiás relacionada à Faixa Brasília.

### GEOLOGIA LOCAL

A Unidade Gnáissica consiste em uma faixa de gnaisses variados que incluem muscovita gnaisses, biotita-muscovita gnaisses, hornblenda gnaisses, hornblenda-biotita gnaisses oclares ou não, geralmente quartzosos e ricos

em epidoto, e com grau variado de milonitização. São frequentes intercalações de rochas metamáficas/metabásicas (anfíbolitos e anfíbólio xisto/*fels*) e sílico-aluminosas representadas principalmente por muscovita xistos e muscovita-quartzo xistos. Quimicamente, os gnaisses desta unidade apresentam composição cálcica a calcioalcalina, metaluminosa a peraluminosa, baixos teores em álcalis, enriquecimento em Ba, Sr, K, Rb em relação a Nb, Y, Zr e elementos terras raras (ETR) e anomalias negativas de Ti e Nb, semelhantes à composição de magmas gerados em ambientes de arcos magmáticos (Navarro & Zanardo 2007a). Idades modelo  $T_{DM}$  de gnaisses desta unidade variam entre 0,90 a 1,26 Ga, com composições isotópicas  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  variando entre 0,1079 – 0,1487 e 0,512173 – 0,512600, respectivamente (Navarro & Zanardo 2007a).

A Unidade Metassedimentar é constituída essencialmente por muscovita xistos, muscovita-quartzo xistos e quartzitos, intercalados por muscovita gnaisses e biotita-muscovita gnaisses, geralmente com forte muscovitização e ricos em epidoto, além de rochas metamáficas/metabásicas. Os gnaisses desta unidade são orto ou paraderivados

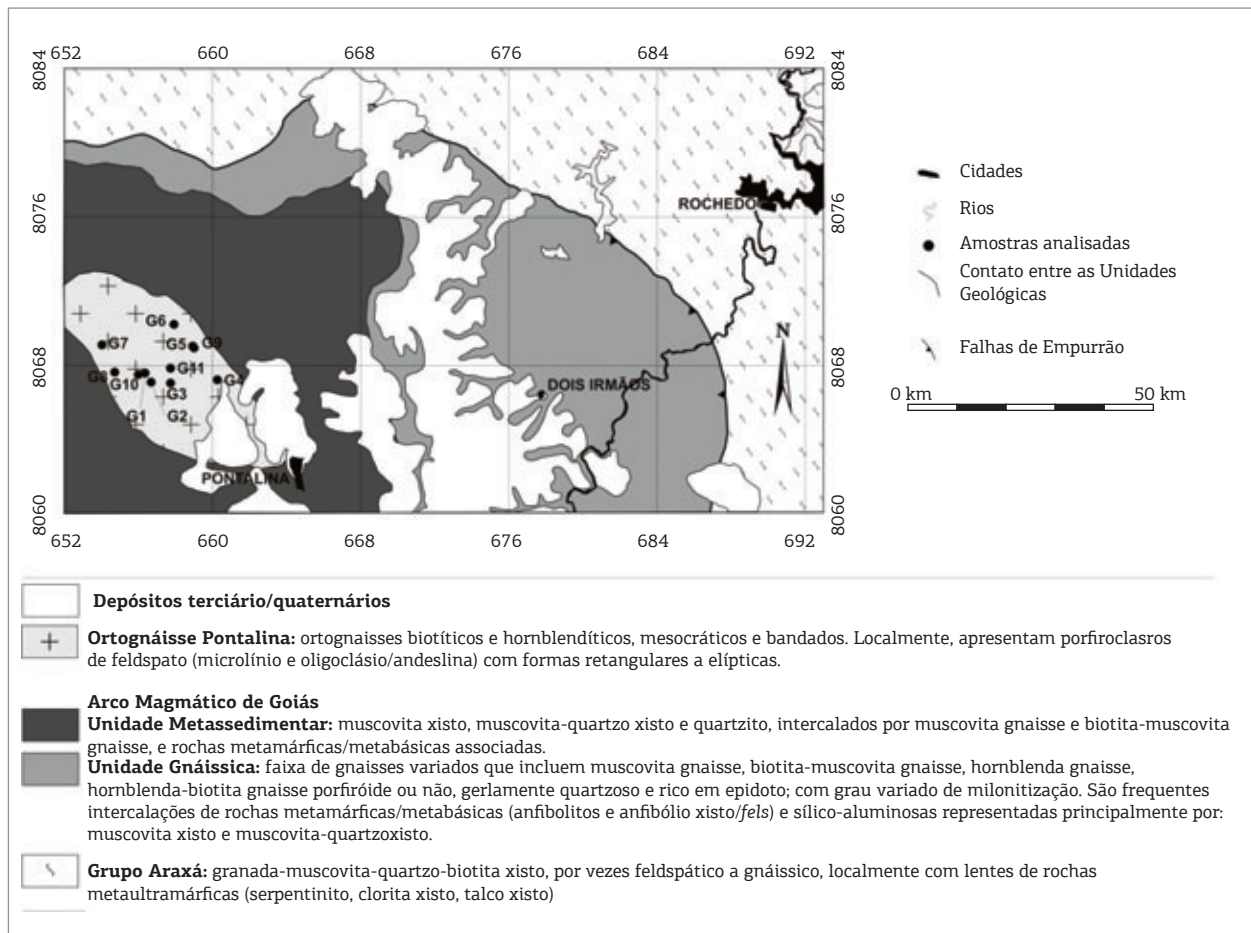


Figura 3. Mapa geológico esquemático da região de Pontalina (GO) mostrando a localização das amostras analisadas.

e apresentam composição predominantemente peraluminosa, afinidade calcioalcalina e norma predominantemente granítica. Exibem grande variação no conteúdo de elementos maiores e traços, com teores baixos a moderados de Y e Nb e alto de Ba, Sr e Rb, semelhante aos gnaisses da Unidade Gnáissica (Navarro & Zanardo 2007b).

As rochas metamáficas/metabásicas (anfíbolitos, granada anfíbolitos, granada-anfíbólio xistos e anfíbólio xistos) ocorrem na forma de corpos lenticulares, de espessuras decimétricas a decamétricas com extensões métricas a hectométricas. Estes são orientados paralelamente ao bandamento das rochas encaixantes, tanto na Sequência Gnáissica como na Metassedimentar, sendo bem menos frequentes nesta última unidade. São de origem ortoderivada e, quimicamente, possuem natureza básica, predominando composições de basaltos e basaltos andesíticos de afinidade toleítica subalcalina a alcalina, com características geoquímicas semelhantes a basaltos oceânicos, principalmente do tipo E-MORB e de basaltos de arco (Navarro & Zanardo 2006, Navarro, Zanardo & Simões 2007). Dados isotópicos Sm-Nd de anfíbolitos da região apresentam idades modelo  $T_{DM}$  entre 1,0 a 1,23 e composições isotópicas  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  variando entre 0,106 – 0,122 e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  variando entre 0,512164 – 0,512445 (Navarro & Zanardo 2006, Navarro, Zanardo & Simões 2007).

Rochas metaultramáficas (clorita xisto, talco xisto e serpentinito) ocorrem nas duas sequências, sendo a ocorrência mais importante o Morro Dois Irmãos, localizado a E de Pontalina.

## Geologia estrutural e metamorfismo

A principal estrutura observada nas rochas da região é uma foliação principal (Sn), de caráter regional, normalmente paralela, a bandamento composicional. Esta foi denominada de foliação Sn e é caracterizada pela orientação de filosilicatos (muscovita, biotita, serpentina, talco, clorita, etc.), grãos de quartzo alongados, prismas de epidoto, cristais de hornblenda orientados, trilhas de minerais opacos e agregados policristalinos lenticulares a fusiformes. Essa trama define uma xistosidade, com grau variável de desenvolvimento, feições blastomiloníticas de direção geral N-S a NNW/SSE com baixo a médio ângulo de mergulho para W. No extremo norte da área esta foliação está disposta, aproximadamente, na direção E-W, com mergulho baixo a médio para S. Localmente ocorre uma xistosidade bem desenvolvida denominada de foliação Sn-1, paralela a um bandamento composicional milimétrico a métrico constituído por variações de porções lepidoblásticas e granoblásticas (em metassedimentos, rochas metaultramáficas e gnaisses), por porções granoblásticas e nematoblásticas em rochas metamáficas e pela intercalação, centimétrica a métrica de diferentes litotipos paralelos. Esta xistosidade Sn-1 é dobrada

e transposta pela foliação principal (Sn). Associado a Sn há uma lineação mineral e/ou de estiramento que apresenta baixo ângulo de mergulho para W e possui caimento geral para W (N76E/09SW). Os indicadores cinemáticos apontam sistematicamente transporte de topo para E.

As paragêneses e associações minerais presentes nas rochas da região, relacionadas ao pico do metamorfismo são típicas da fácies anfíbolito. Nas rochas encaixantes (гнаisses e metassedimentos), as associações minerais relacionadas ao ápice metamórfico são marcadas pela presença de plagioclásio + feldspato potássico + biotita, plagioclásio + biotita + hornblenda, localmente com granada e rutilo associados e hornblenda + granada + plagioclásio + (estauroilita) + (cianita) em metassedimento pelítico a psamíticos, além de quartzo e muscovita presentes em todas as paragêneses. Essas associações indicam que o ápice metamórfico ocorreu no campo de estabilidade da cianita em regime de pressão compatível ou superior ao barroviano.

Nas rochas metaultramáficas no geral, observa-se apenas o produto da destruição total da mineralogia e das texturas primárias, restando apenas associações minerais e paragêneses típicas da fácies xisto verde/anfíbolito inferior (< 550°C e 5,5 kbar), constituídas por associações do tipo serpentina + talco, talco + clorita, normalmente com magnetita e carbonato. Raramente, são observados restos de olivina e pseudomorfos (olivina e/ou piroxênio), com tramas sugestivas de reequilíbrio metamórfico de fácies anfíbolito.

Nas rochas metamáficas, as assembleias metamórficas são representadas pelas associações anfíbólio + plagioclásio + (quartzo) + (rutilo) + (ilmenita) e granada + anfíbólio + plagioclásio + (quartzo) + (rutilo) + (ilmenita), ocorrendo muscovita e epidoto associados em algumas amostras. Estas associações revelam que o ápice metamórfico atingiu condições de fácies anfíbolito médio a superior, na zona da cianita. Aspectos texturais e microestruturais indicam que estas associações foram geradas no estágio inicial do desenvolvimento da foliação principal (Sn) ou mesmo antes (Sn-1).

As associações minerais e os cálculos termobarométricos (para as associações envolvendo anfíbólio cálcico + plagioclásio e plagioclásio + granada + anfíbólio cálcico) mostram que, na região, o ápice metamórfico ocorreu na fácies anfíbolito médio a superior e atingiu temperaturas pouco superiores a 700°C (não ultrapassando 775°C), em condições de média pressão (~ 10 kbar), no campo de estabilidade da cianita (Navarro *et al.* 2011).

## O ORTOGNAISSE PONTALINA

A noroeste da cidade de Pontalina, a Unidade Gnáissica é constituída por ortognaisses biotíticos e hornblendíticos,

mesocráticos com bandamento composicional, informalmente denominados de ortogneisse Pontalina. Localmente, apresentam porfiroclastos de feldspato (microclínio e oligoclásio/andesina), com formas retangulares a elípticas, orientadas segundo a foliação principal. São granoblásticos a lepidoblásticos, possuem bandamento composicional, granulação média a grossa e foliação marcante, com porções miloníticas e “apófises e/ou veios” de material quartzo feldspáticos que cortam o bandamento gnáissico. O bandamento é formado por bandas lepidoblásticas a nematoblásticas constituídas por biotita e anfibólio, às vezes, anfibolíticas com texturas nematoblásticas e bandas leucocráticas quartzo feldspáticas, com alguma biotita e muscovita exibindo textura granolepidoblásticas.

As rochas que constituem o Ortogneisse Pontalina possuem como minerais essenciais, quartzo (5 – 35%), microclínio (0 – 45%), oligoclásio/andesina (17 – 50%), biotita (0 – 15%), muscovita/sericita (0 – 6%), anfibólio (0 – 20%), epidoto (2 – 10%). Como minerais acessórios e ou secundários encontram-se ainda granada, carbonato, titanita, clorita, apatita, allanita, rutilo, minerais opacos (magnetita, hematita, ilmenita, sulfetos, etc.) e zircão. A composição modal desses ortogneisses indica o campo dos tonalitos a granodioritos, com porções monzograníticas a sienograníticas e mais raramente quartzo dioríticas.

O plagioclásio possui composição variando entre oligoclásio/andesina cálcica, com coroas albíticas em alguns cristais. Constitui cristais pequenos a médios, normalmente anedrais a subedrais, equidimensionais a subtabulares, às vezes, com forma lenticular a sigmoidal, parcialmente ou bem orientados, exibindo localmente recristalização. Ocorre também como massas de granulação fina, por vezes constituindo lóbulos mirmequíticos ou formando cordões intersticiais aos cristais de feldspato potássico. Os limites dos cristais são retos a lobulados e localmente exibem textura de equilíbrio. O contato com o feldspato potássico pode apresentar uma delgada coroa albítica. Geminação polissintética ou simples bem definida foi raramente observada. Os cristais contêm inclusas poucas palhetas de sericita/muscovita fina e epidoto, às vezes, contêm inclusões arredondadas de quartzo. Os cristais inequidimensionais estão orientados. Alguns cristais são antipertíticos em manchas por corrosão e mostram grau variado de sassuritização, gerando sericita relativamente grossa (muscovita fina), epidoto, carbonato e clorita.

O microclínio ocorre sob a forma de cristais anedrais, por vezes com geminação em grade característica. Ocorrem como cristais pequenos a médios, sendo que os porfiroclastos podem exibir geminação Carlsbad, formas elípticas, extinção ondulante e recristalização. São comumente pertíticos em fios com pequena quantidade de albita. As relações

texturais observadas sugerem que o microclínio deva ter englobado e corroído o plagioclásio e foi posteriormente invadido por lóbulos mirmequíticos. Nas porções mais deformadas também mostram extinção ondulante com recristalização parcial resultando em cristais lenticulares.

O quartzo constitui cristais anedrais, com dimensões menores que 1 mm e formato alongados. Normalmente estão orientados na foliação principal, chegando a formar trilhas e *ribbons* policristalinos. Constitui agregados policristalinos de contato lobulado, com variações locais para poligonal e engrenado, relativamente equigranular a inequigranular serial. Também ocorrem inclusos por outros minerais, evidenciando ser de reação e aparece como cristais intersticiais, formando difusas concentrações sugerindo ter entrado nos sistema (mobilizados pré- a sin-cinemáticos). Alguns agregados policristalinos milimétricos de textura engrenada a lobulada e granulação média pouco inferior a 500  $\mu\text{m}$ , evidenciam tratar-se de cristais maiores recristalizados. Os cristais maiores podem apresentar extinção ondulante leve à moderada, acompanhada de recuperação grossa, evidenciando que após a forte deformação dúctil a temperatura continuou relativamente alta.

As muscovitas formam palhetas tabulares, normalmente menores que 1 mm, chegando a atingir 2 mm de comprimento, isoladas ou formando agregados de poucos cristais. Exibem grau de orientação variando de forte a incipiente e mostram ter substituído biotita e plagioclásio tardi-tectonicamente. Às vezes, aparecem nos planos de concentração da deformação substituindo biotita, crescendo sobre esta, juntamente com sericita sobre o plagioclásio. Ocorre disposta intersticialmente e localmente deformada, moldando-se a clastos mais competentes e maiores (feldspatos). A sericita ocorre sob a forma de minúsculas palhetas dispersas no interior do plagioclásio ou intersticialmente.

A biotita apresenta cor marrom esverdeado a amarelo pálido, forma de palhetas tabulares a irregulares. Ocorre sob a forma de cristais pequenos a médios bem orientados, localmente formando agregados policristalinos, com cristais exibindo contato equilibrado, de forma similar a muscovita. Forma difusas lâminas e/ou bandas. Como a muscovita fina/sericita também aparece no interior do plagioclásio. Também se encontra parcialmente cloritizada e substituída por muscovita e epidoto.

O epidoto forma cristais anedrais a subedrais, prismáticos e pequenos a médios. Ocorrem dispostos intersticialmente e/ou sobre biotita ou junto à clorita, titanita e opacos. Raramente ocorre como pequenos cristais no interior do plagioclásio ou com dimensões relativamente grandes associados à muscovita. Chega a atingir mais de 1,5 mm de comprimento e/ou diâmetro, porém normalmente constitui agregados de granulação fina, que podem formar

cordões que emolduram o plagioclásio. Às vezes, possui bordas simplectíticas e cresce sobre os outros minerais, em especial o anfibólio e plagioclásio.

A hornblenda ocorre sob a forma de cristais pequenos a médios tabulares a irregulares (anedrais a subedrais), bem orientados e corroídos por biotita. Possui pleocroísmo forte verde oliva ( $\beta$ ) > verde azulado ( $\gamma$ ) e amarelo esverdeado pálido ( $\alpha$ ).

A allanita aparece como raros e pequenos cristais metamicticos e arredondados, frequentemente como coroas de epidoto.

A titanita ocorre sob a forma de cristais pequenos a médios (menores que 0,2 mm), eudrais a anedrais e frequentemente intercrece com rutilo, e alguns cristais possuem agregados de rutilo nas bordas, sugerindo que o rutilo é tardi-recristalização da titanita. A titanita é levemente radioativa e chega a formar halos pleocroicos no anfibólio e na biotita. Às vezes, mostrando leve alteração para leucoxênio. Ocorre localmente associada à cloritização da biotita. Forma agregados policristalino ou cristais anedrais intercrecidos com opacos pulverulentos. Chega a formar trilha e delgadas lentes associadas com bandas mais ricas em epidoto.

O rutilo possivelmente está associado à formação do epidoto, ligado a falta de Ca no retrometamorfismo.

O zircão ocorre sob a forma de minúsculos cristais anedrais a subedrais normalmente arredondado, zonados ou não.

Os minerais opacos constituem pequenos cristais anedrais a quadráticos e mostram ser representados, principalmente, por pirita e/ou magnetita que está parcialmente a totalmente alterada para óxido/hidróxido de ferro. Ocorrem como raras pontuações anedrais ou intersticialmente em planos de fratura. Secundariamente aparece ilmenita.

A apatita ocorre sob a forma de cristais anedrais a subedrais, pequenos a médios, chegando a atingir quase 1 mm de comprimento, dispersos pela lâmina. A clorita constitui

palhetas irregulares a subtabulares, evidenciando tratar-se de biotita alterada, podendo ser neoformada intersticialmente e sobre plagioclásio. Também ocorre substituindo biotita. O carbonato ocorre sob a forma de cristais anedrais a subedrais (romboédrico) e está disposto sobre o plagioclásio e intersticialmente, onde atinge as maiores dimensões.

## GEOQUÍMICA DO ORTOGNAISSE PONTALINA

Foram selecionadas 11 amostras do ortognaisse Pontalina para estudos litogeoquímicos de elementos maiores, traços e terras raras (Fig. 3 e Tab. 1, 2 e 3). As análises químicas (rocha total) foram realizadas pelo Laboratório Acme (*Analytical Laboratories LTD*, Vancouver, Canadá), utilizando os métodos 4A (ICP-ES) e 4B (ICP-MS), seguindo a rotina convencional de britagem e moagem realizadas no Laboratório de Preparação de Amostras do Departamento de Petrologia (DPM) do Instituto de Geociências e Ciências Exatas (IGCE) da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho (UNESP). Os elementos maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) foram obtidos por espectrômetro de emissão em plasma indutivamente acoplado (ICP-ES), após fusão utilizando metaborato/tetraborado de lítio e digestão em ácido nítrico diluído, sendo a perda ao fogo (LOI) determinada pela diferença de peso da amostra antes e depois do aquecimento a 1.000°C por 4 horas. Os elementos traços (Cs, Rb, Ba, Th, U, Nb, Ta, Sr, Zr, Hf, Y) e terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) foram analisados no espectrômetro de massa em plasma indutivamente acoplado (ICP-MS), após fusão utilizando metaborato/tetraborado de lítio e digestão em ácido nítrico, sendo que para os metais preciosos e base (Cd, Cu, Mo, Ni, Pb, Tl, Zn) a digestão foi por água

Tabela 1. Elementos maiores (%) analisados no ortognaisse Pontalina

Amostra	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11
$\text{SiO}_2$	71,15	60,69	65,62	55,74	67,39	60,01	55,13	65,15	72,90	70,30	73,51
$\text{TiO}_2$	0,44	0,94	0,64	1,20	0,45	1,00	1,23	0,77	0,25	0,58	0,32
$\text{Al}_2\text{O}_3$	14,44	17,44	17,15	17,96	15,04	18,05	18,00	16,20	14,24	14,52	16,15
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	3,53	6,96	4,84	8,49	4,17	6,88	8,22	5,29	2,51	4,84	1,37
$\text{MnO}$	0,06	0,13	0,08	0,14	0,09	0,10	0,11	0,08	0,03	0,06	0,02
$\text{MgO}$	0,76	2,33	1,46	3,49	2,13	2,12	4,77	1,55	0,53	2,03	0,67
$\text{CaO}$	2,42	5,54	4,00	6,84	3,77	5,68	7,71	3,61	1,75	2,24	0,02
$\text{Na}_2\text{O}$	3,17	3,65	3,58	3,76	3,98	3,54	3,15	3,84	3,32	3,03	0,23
$\text{K}_2\text{O}$	3,92	2,18	2,38	2,17	2,85	2,47	1,59	3,24	4,38	2,36	4,87
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,11	0,13	0,26	0,20	0,15	0,14	0,09	0,27	0,08	0,03	0,01
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
ACNK	1,04	0,95	1,09	0,86	0,91	0,96	0,86	0,99	1,06	1,25	2,84

régia. O tratamento dos dados geoquímicos e a construção de diagramas foram realizados com emprego do programa *MINPET* versão 2.02 (Richard 1995).

As rochas que compõem a Unidade do Ortognaisse Pontalina apresentam grande variação no conteúdo total de SiO<sub>2</sub> (55,13 – 73,51%, composição intermediária a ácida), FeO<sub>T</sub> (1,23 – 7,64%), MgO (0,53 – 4,77%), CaO (0,02 – 7,71%), pequena variação no teor de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

(14,24 – 18,05%) e TiO<sub>2</sub> (0,25 – 1,23%), altos conteúdos em Na<sub>2</sub>O (3,15 – 3,98%, com exceção da amostra G11 que contém 0,23%) e K<sub>2</sub>O (1,59 – 4,87%) e baixos teores de MnO (0,02 – 0,14%) e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,01 – 0,27%). Além disso, possuem teores baixos de Nb (4,80 – 12,50 ppm), Ta (0,40 – 1,30 ppm), Hf (2,40 – 6,70 ppm), Ga (13,10 – 19,90 ppm), Y (4,6 – 51,9 ppm), baixos a médios de Rb (59,20 – 118,70 ppm) e baixos a moderadamente altos de

Tabela 2. Elementos traços (ppm) analisados no ortognaisse Pontalina

Amostra	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11
Sc	5,0	20,0	5,0	20,0	9,0	15,0	23,0	7,0	2,0	9,0	2,0
V	42,0	130,0	46,0	175,0	66,0	120,0	193,0	65,0	17,0	51,0	8,0
Cr	13,7	13,7	13,7	13,7	41,1	13,7	41,1	13,7	13,7	47,9	13,7
Co	5,8	17,0	6,7	24,9	11,2	16,0	29,9	10,5	2,9	10,4	0,8
Ni	3,6	12,1	3,4	22,2	34,0	8,8	42,4	9,9	3,9	23,0	0,7
Cu	9,9	28,3	3,5	24,2	2,6	27,2	39,9	7,7	16,4	16,4	6,4
Zn	46,0	88,0	55,0	64,0	47,0	71,0	37,0	72,0	25,0	73,0	4,0
Rb	118,7	98,7	72,6	67,1	85,8	104,2	59,2	74,2	98,4	83	86,8
Cs	3,8	6,9	2,6	5,1	4,5	6,3	3,3	2,9	6,6	1,3	1,2
Sr	264,1	388,8	450,2	418,5	361,9	420,1	447,2	449,0	265,7	311,3	13,4
Ba	676,0	556,0	814,0	484,0	652,0	562,0	279,0	1139,0	1400,0	696,0	1572,0
Y	18,2	51,9	17,5	29,5	19,8	27,8	18,7	26,6	6,7	8,1	4,6
Zr	153,0	96,2	249,9	103,8	126,5	129,4	73,4	273,2	186,7	186,7	216,1
Hf	4,7	2,8	6,2	2,9	3,6	3,6	2,4	6,7	5,1	5,4	6,2
Nb	8,6	10,8	7,1	8,7	7,9	10,4	5,6	10,2	4,8	12,5	12,4
Ta	0,7	1,3	0,4	0,7	0,6	0,7	0,6	0,7	0,8	0,5	1
Pb	2,0	3,4	4,1	3,4	2,4	2,1	6,6	3,7	5,6	5,3	6,7
Th	18,2	3,0	9,1	4,6	9,1	5,8	3,9	10,2	9,6	6,4	7,7
U	2,0	2,3	2,5	3,3	1,5	4,2	2	1,5	4,5	0,6	1,1
Ga	15,0	19,6	19,1	18,4	14,3	19,9	19	17,4	13,1	16,7	14,9
Be	2,0	2,0	2,0	2,0	1,0	2,0	2,0	2,0	1,0	1,0	2,0
W	0,7	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,7	0,5	1,5
Sn	2,0	3,0	2,0	3,0	1,0	3,0	2,0	2,0	1,0	1,0	1,0
Mo	0,5	0,5	0,3	0,5	0,6	0,4	0,4	0,2	0,4	1	2,5

Tabela 3. Elementos terras raras (ppm) analisados no ortognaisse Pontalina

Amostra	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	G10	G11
La	24,80	11,10	42,80	15,20	33,20	24,60	8,30	53,50	23,40	29,10	18,30
Ce	48,70	22,10	73,90	37,30	54,30	43,80	21,80	113,30	44,50	42,70	33,90
Pr	5,33	3,86	9,30	5,08	7,14	5,97	3,20	12,18	4,53	5,88	3,19
Nd	20,60	18,50	34,70	23,70	27,40	24,20	15,30	44,50	15,80	22,80	10,70
Sm	4,27	5,95	5,45	5,68	4,86	5,15	3,88	7,53	2,18	3,29	1,70
Eu	0,99	1,89	1,33	1,58	1,22	1,52	1,26	1,92	0,98	1,36	0,45
Gd	4,19	7,29	4,25	5,67	3,98	5,47	3,73	6,25	1,50	2,67	1,15
Tb	0,70	1,52	0,61	0,95	0,63	0,93	0,65	0,95	0,21	0,31	0,18
Dy	3,65	9,33	3,24	5,60	3,40	4,87	3,52	4,88	1,25	1,34	0,84
Ho	0,67	1,87	0,57	1,09	0,68	0,94	0,67	0,90	0,24	0,25	0,14
Er	1,72	5,40	1,80	3,20	1,83	2,60	1,86	2,55	0,78	0,71	0,49
Tm	0,24	0,86	0,30	0,51	0,30	0,37	0,27	0,39	0,15	0,11	0,08
Yb	1,44	5,42	2,02	3,27	2,00	2,17	1,77	2,45	1,15	0,74	0,57
Lu	0,21	0,74	0,30	0,50	0,30	0,31	0,25	0,35	0,21	0,12	0,13

Zr (73,4 – 273,2 ppm), V (8,0 – 193,0 ppm), Sr (13,4 – 450,2 ppm), com altos teores de Ba (279,00 – 1.572,0 ppm). O conteúdo de U, Th e Pb varia entre 0,6 – 4,5 ppm, 3,0 – 18,0 ppm e 2,0 – 6,7 ppm, respectivamente. O conjunto de amostras analisadas, nos diagramas tipo Harker forma *trends* bem definidos (Fig. 4), apresentando correlações geoquímicas positivas, mostrando que houve um aumento nos teores de K<sub>2</sub>O, Ba, Rb, Zr, Th com o aumento de SiO<sub>2</sub>, e correlações negativas, entre SiO<sub>2</sub> e TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeOT, MnO, MgO, CaO, Y, V, Sc e Ga, indicando o grau de evolução e o caráter cogenético entre as amostras. Em relação ao Na<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Cs, U e Nb x SiO<sub>2</sub>, não foram observadas correlações.

Apresentam composição calcioalcalina, metaluminosa a peraluminosa, com razão molecular A/CNK de 0,86 a 1,25 (Figs. 5A e B). A composição normativa (CIPW) indica, como minerais principais: quartzo, ortoclásio, albита, anortita e subordinadamente hiperstênio, diopsídio e coríndon. A composição, com base no conteúdo de feldspato normativo, varia entre tonalito-granodiorito a granito (Fig. 5C). No diagrama discriminante R2 x R1 (De La Roche *et al.* 1980), as rochas são classificadas como diorito, tonalito e granodiorito (Fig. 5D).

Os padrões de distribuição de alguns elementos analisados normalizados pelo manto primitivo (Taylor & MacLennan, 1985) revelam enriquecimento em elementos

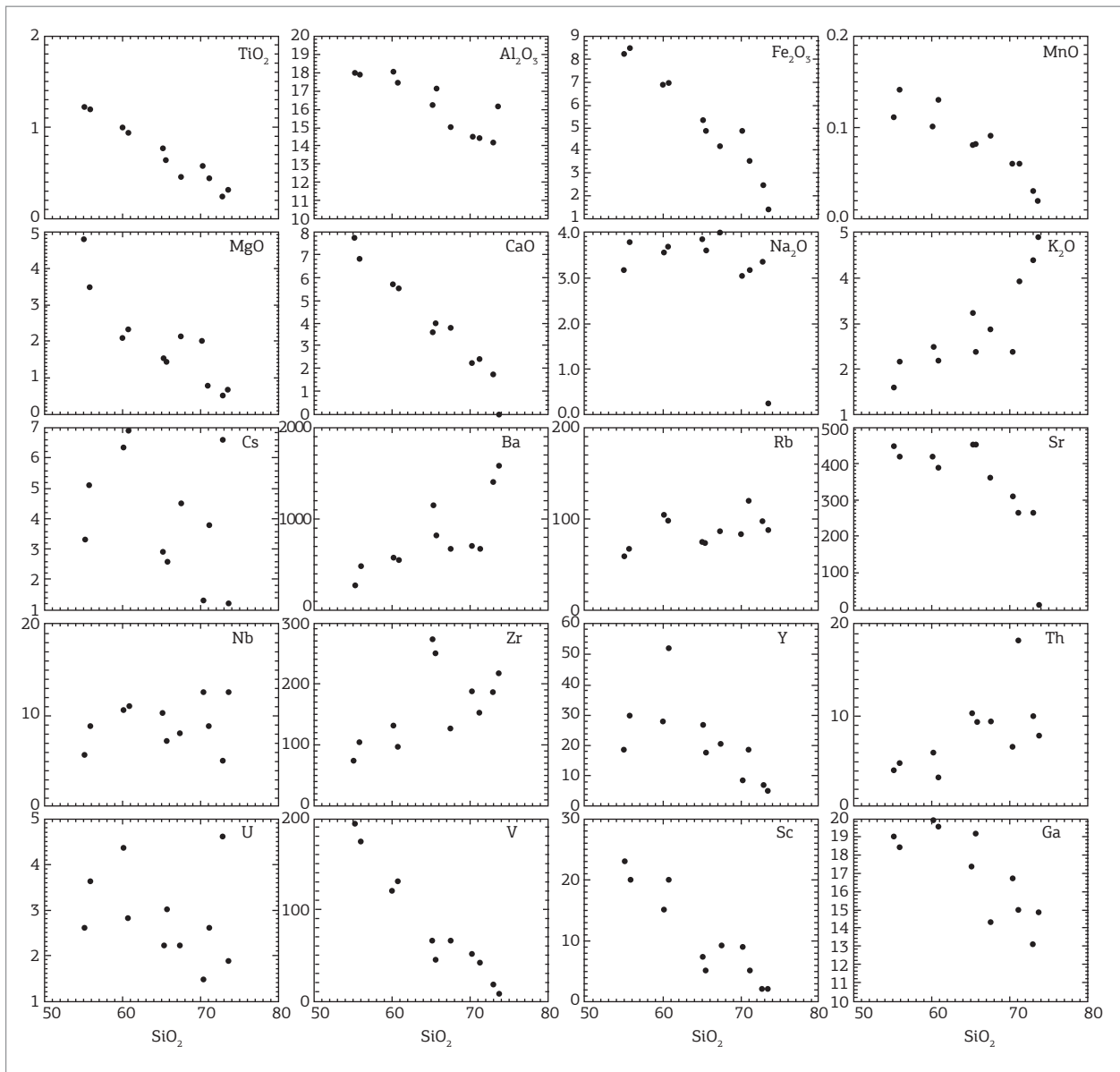


Figura 4. Diagramas tipo Harker SiO<sub>2</sub> versus elementos maiores (TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) e traços (Cs, Ba, Rb, Sr, Nb, Zr, Y, Th, U, V, Sc, Ga).

litófilos de raio iônico grande (LILE – como Cs, Ba, Rb, K, etc) em relação a elementos de alto campo de força (HFSE – como Nb, Ta, P, Zr, Ti e Y) e médias a fracas anomalias de Nb, Ta, P e Ti (Fig. 6A). O conteúdo total de ETR é baixo ( $SETR_{Total} = 66,46$  a  $251,65$  ppm), com maior conteúdo em elementos terras raras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP) ( $SETRL = 53,74$  a  $232,93$  ppm e  $SETRP = 3,58$  a  $32,43$  ppm). A normalização dos ETR pelo manto primitivo (Taylor & MacLennan 1985) indicam que os ETRL e os ETRP possuem concentrações entre 2,0 – 77,0 e 1,0 – 22,0 vezes acima do manto primitivo, respectivamente (Fig. 6B).

O padrão de distribuição de ETR das amostras analisadas apresenta fracionamento entre ETRL ( $La_N/Eu_N = 1,44 - 7,87$ ) e ETRP ( $Gd_N/Lu_N = 0,89 - 2,48$ ), exibindo em ambos os casos um padrão inclinado. No geral, a distribuição entre ETRL e ETRP mostra um fracionamento em relação aos ETRL e ETRP ( $La_N/Lu_N = 1,62 - 16,46$ ), exibindo discretas anomalias negativas de  $Eu^*$  (0,71 – 0,88), com exceção de uma amostra. Três amostras mostram um padrão de distribuição convexo de ETRP, com menores conteúdos em ETRP em relação às outras amostras, com forte fracionamento de ETRL em relação à ETRP (razões  $La_N/Eu_N = 5,23 - 9,94$ ,  $Gd_N/Lu_N = 0,89 - 2,76$  e  $La_N/$

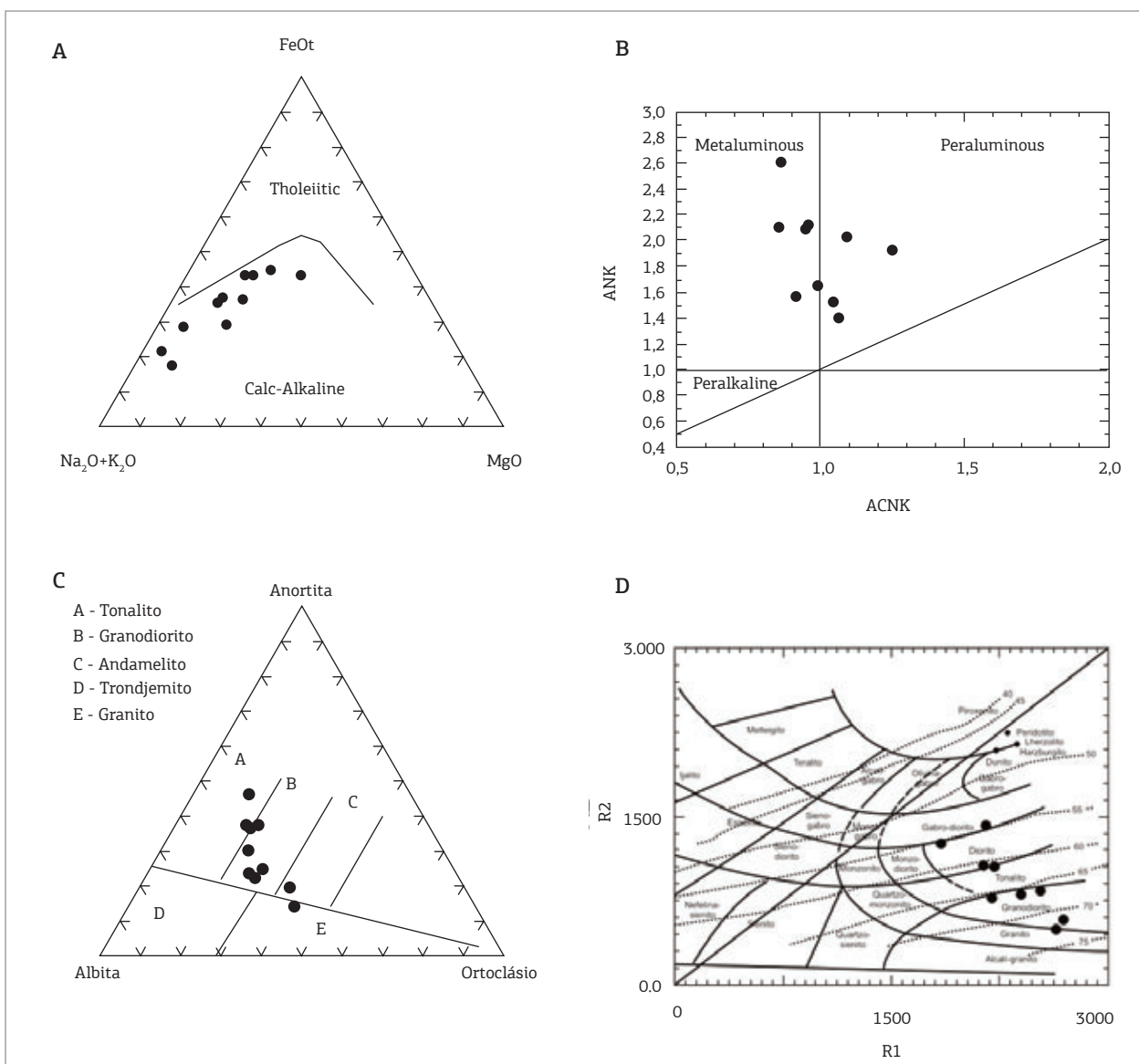


Figura 5. (A) Diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971, A = Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O; F = FeO<sub>T</sub>, M = MgO) mostrando o caráter calcioalcalino dos ortognaisses da região. (B) Gráfico de classificação do índice de Shand (Maniar & Piccoli, 1989) (C) gráfico de classificação baseado no teor de feldspato normativo (D) diagrama de classificação para rochas plutônicas R<sub>1</sub> x R<sub>2</sub> (De La Roche et al. 1980).

$Lu_N = 12,0 - 26,12$ ) e fracas anomalias positivas de  $Eu^*$  (1,36 - 1,57). Estes dois padrões de ETR sugerem uma mistura de magmas mais diferenciados durante a evolução do ortognaisse Pontalina, ou mistura de magmas de fontes diferentes, o que parece ser menos provável.

Nos diagramas discriminantes Rb *versus* Y + Nb e Nb *versus* Y (Pearce, Harris & Tindle 1984), as amostras de ortognaisses da região de Pontalina exibem composições químicas semelhantes às rochas plutônicas geradas em arcos magmáticos com características sin-colisionais, fato também sugerido pela presença de anomalias de Nb, Ta, P e Ti e baixos conteúdos de Y e Yb, bem como enriquecimento em LILE em relação a HFSE (Fig. 7).

### GEOCRONOLOGIA E DADOS ISOTÓPICOS SM-ND DO ORTOGNAISSE PONTALINA

A amostra (G1) foi selecionada para a determinação de Idades Modelo ( $T_{DM}$ ) em rocha total e para a determinação de idade U/Pb em zircão (análise por LA-ICP-MS). A amostra analisada corresponde a uma amostra de biotita-muscovita gnaisse granodiorítico com fenocristais de feldspatos, com textura ígnea preservada. A amostra selecionada foi desagregada e sua granulometria reduzida via britador, para separação da fração inferior a 500  $\mu m$ . Os minerais pesados presentes nesta fração foram concentrados no Laboratório de Separação de Zircão do Departamento

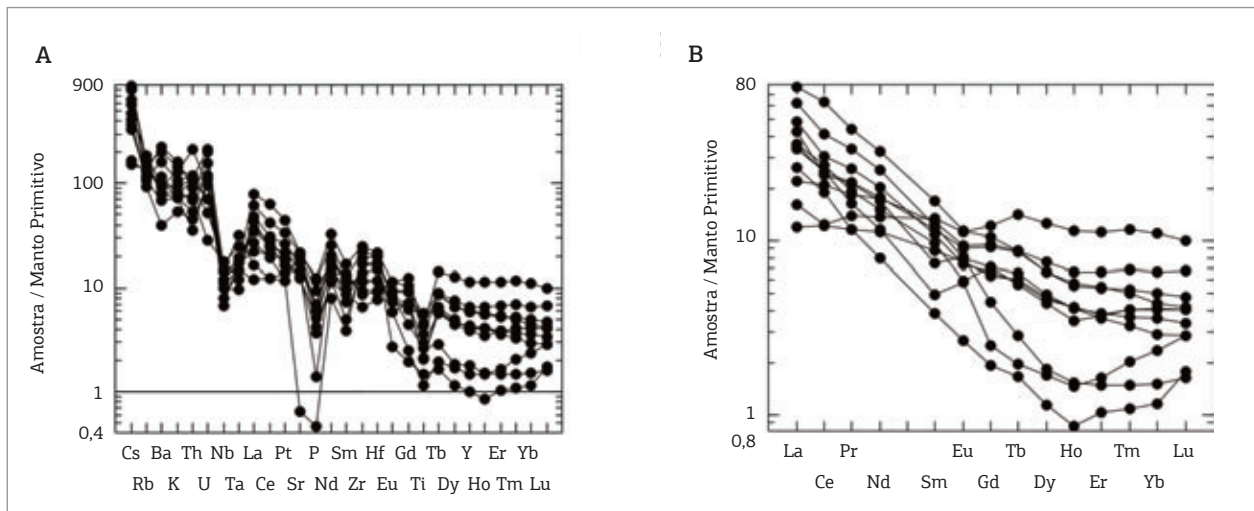


Figura 6. Diagramas tipo aranha (*spider diagram*) mostrando os padrões de distribuição de elementos menores e traços (A) e elementos terras raras (B) normalizados pelo Manto Primitivo (Taylor & MacLennan 1985) dos ortognaisses da região.

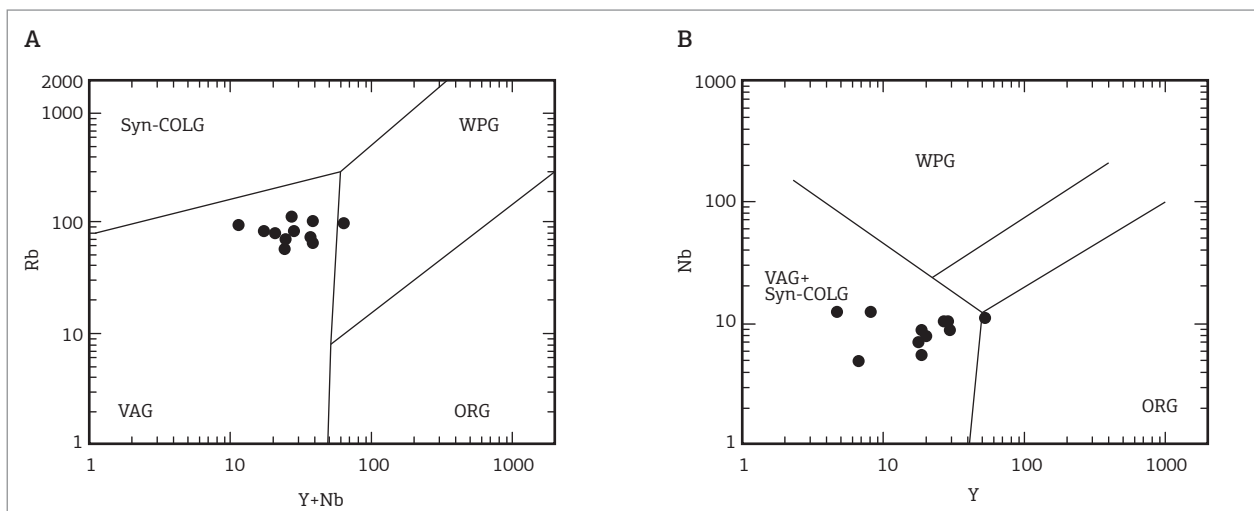


Figura 7. Gráficos discriminantes de ambientes tectônicos (Pearce, Harris & Tindle 1984) para os ortognaisses da região.

de Petrologia e Metalogenia, da UNESP, utilizando baiteias mecanizadas. Após a separação magnética, o concentrado foi encaminhado ao Laboratório de Geocronologia, do Instituto de Geociências, da Universidade Federal de Brasília (UnB), onde os grãos de zircão foram separados manualmente em lupa binocular. Para a confecção dos *mounts* não foi realizado nenhum processo de seleção dos zircões, visando uma amostragem randômica das populações existentes na amostra. Os *mounts* foram confeccionados com resina epóxi (a frio), desgastados e polidos para exposição do interior dos grãos. As determinações realizadas no LAM-ICP-MS foram feitas segundo o procedimento apresentado por Buhn *et al.* (2009). Para a limpeza dos *mounts* foi utilizado banho com ácido nítrico diluído (3%), água Nanopure® em ultrassom e por último em acetona para extração de qualquer resíduo de umidade. As leituras das razões foram realizadas no espectrômetro de massas multicoletor, modelo Thermo Finnigan *Neptune*, do Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da UnB. Os resultados das análises estão apresentados na Tab. 4 e a localização da amostra na Fig. 3.

Parte da amostra (G1), após da desagregação, foi pulverizada e enviada para o Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da UnB, onde foi realizada a análise isotópica de Sm-Nd segundo o método descrito

por Gioia & Pimentel (2000). Para a preparação cerca de 50 mg da amostra foi misturada a solução traçadora mista de <sup>149</sup>Sm e <sup>150</sup>Nd. Após a mistura, a amostra foi digerida em cápsula de Savillex através de sucessivos ataques de ácido fluorídrico (HF), nítrico (HNO<sub>3</sub>) e clorídrico (HCl). Após sucessivas etapas de lixiviação, os elementos lantanídeos são separados pelos métodos convencionais através de colunas de troca iônica, confeccionadas em quartzo, utilizando resina BIO-RAD AG-50wx8. Os conteúdos de Sm e Nd foram extraídos através de colunas de trocas catiônicas de Teflon e preenchidas com resina LN-Spec. Os sais de Sm e Nd são depositados em arranjos duplos de filamentos de rênio. As leituras das razões foram realizadas no mesmo equipamento usado para a datação U-Pb. As incertezas para as razões de Sm/Nd e <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd são inferiores a ± 0,5% (2σ) e ± 0,005% (2σ), respectivamente, baseados em repetidas análises nos padrões internacionais BHVO-1 e BCR-1. A razão <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd foi normalizada em função da razão <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd de 0,7219. Os valores de TDM foram calculados usando o modelo de De Paolo (1981). Os resultados das análises estão apresentados na Tab. 5.

A idade U-Pb de 681,5 ± 7,7 Ma obtida para o ortogneisse Pontalina pode ser interpretada como idade de sua cristalização (Fig. 8A). As idades mais velhas obtidas

Tabela 4. Resultados analíticos obtidos para zircões datados com razões <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb do ortogneisse Pontalina

Amostra	f(206) %	Th/U	6/4 ratio	7/6 ratio	1s (%)	7/5 ratio	1s (%)	6/8 ratio	1s (%)	Rho	7/6 age	1s (%)	7/5 age	1s (%)	6/8 age	1s (%)	Conc (%)
003 Z01	0,082	0,203	21571,897	0,062	0,816	0,970	1,301	0,113	1,012	0,763	683,032	17,335	688,313	6,484	689,930	6,626	101,010
004 Z02	0,052	0,159	34483,579	0,061	0,750	0,959	1,231	0,113	0,975	0,777	652,388	16,013	682,812	6,099	692,078	6,400	106,084
005 Z03	0,132	0,073	13379,142	0,063	0,834	0,914	1,310	0,105	1,010	0,755	719,415	17,700	659,041	6,350	641,536	6,168	89,175
006 Z04	0,047	0,172	36877,061	0,066	1,308	1,250	1,958	0,138	1,456	0,861	798,698	27,177	823,253	10,983	832,374	11,364	104,216
009 Z05	0,138	0,178	12863,458	0,064	1,033	0,881	1,786	0,100	1,455	0,809	737,154	21,714	641,342	8,457	614,474	8,534	83,358
010 Z06	0,144	0,111	18667,470	0,062	1,335	0,879	1,966	0,103	1,444	0,726	663,956	28,591	640,410	9,340	633,755	8,716	95,451
011 Z07	0,028	0,052	62939,683	0,062	0,685	0,988	1,947	0,116	1,822	0,935	662,759	14,607	697,954	9,782	708,933	12,226	106,967
012 Z08	0,271	0,014	6522,251	0,059	2,435	0,847	3,114	0,104	1,935	0,825	563,931	52,183	622,790	14,392	639,110	11,793	113,331
015 Z09	0,139	0,053	12697,199	0,062	1,284	0,953	1,982	0,111	1,510	0,755	683,279	27,410	679,712	9,820	678,636	9,726	99,320
016 Z10	0,114	0,075	23970,409	0,063	0,975	0,959	1,575	0,111	1,234	0,775	705,759	20,746	682,870	7,819	675,946	7,920	95,776
017 Z11	0,051	0,007	34896,982	0,061	1,001	0,909	1,521	0,108	1,145	0,740	635,690	21,545	656,740	7,354	662,884	7,210	104,278
018 Z12	0,126	0,059	13974,544	0,062	1,439	0,935	2,217	0,110	1,684	0,876	663,295	30,534	670,153	10,818	672,195	10,756	101,342
021 Z13	0,045	0,097	39575,942	0,059	1,581	0,866	2,557	0,106	2,009	0,782	568,319	34,050	633,260	11,978	651,602	12,445	114,654
022 Z14	0,057	0,068	33533,914	0,061	0,913	0,916	1,546	0,109	1,246	0,797	633,149	19,547	660,272	7,475	668,241	7,909	105,542
023 Z15	0,043	0,094	41172,312	0,061	0,843	0,948	1,691	0,113	1,465	0,862	628,552	18,059	676,807	8,318	691,399	9,602	109,999
024 Z16	0,079	0,089	22339,214	0,060	1,872	0,885	2,357	0,107	1,431	0,792	595,499	40,048	643,522	11,171	657,289	8,940	110,376
027 Z17	0,016	0,142	108316,370	0,061	0,810	0,964	1,641	0,114	1,427	0,865	652,258	17,300	685,476	8,149	695,639	9,406	106,651
028 Z18	0,040	0,086	48132,871	0,062	0,775	0,938	1,851	0,111	1,681	0,905	657,504	16,626	671,669	9,097	675,900	10,787	102,798
029 Z19	0,053	0,152	33280,532	0,062	0,864	0,908	1,597	0,106	1,343	0,834	673,443	18,375	656,151	7,691	651,132	8,315	96,687
030 Z20	0,027	0,083	64594,045	0,062	1,555	0,836	2,036	0,098	1,314	0,803	674,453	32,904	617,110	9,370	601,594	7,542	89,197
033 Z21	0,135	0,160	13073,992	0,057	2,041	0,859	2,424	0,110	1,307	0,528	479,723	44,468	629,591	11,310	672,103	8,345	140,102
034 Z22	0,044	0,119	83664,090	0,063	0,794	0,853	1,397	0,099	1,149	0,812	697,297	16,920	626,214	6,527	606,714	6,651	87,010
035 Z23	0,019	0,071	91417,102	0,061	0,735	0,939	1,386	0,111	1,175	0,839	647,933	15,792	672,426	6,817	679,760	7,582	104,912
036 Z24	0,031	0,112	57886,291	0,061	1,089	0,869	2,373	0,103	2,107	0,942	652,121	23,202	635,085	11,141	630,309	12,646	96,655

em alguns grãos de zircão podem ser interpretadas como idades herdadas, provavelmente de grãos advindos das rochas encaixantes. Em relação às idades modelo  $T_{DM}$ , o resultado apresentado na Tab. 5 (1,25 Ga) é praticamente igual aos dados apresentados por Pimentel, Fuck & Gioia (2000) e Navarro & Zanardo (2007a) para os gnaisses do Arco Magmático de Goiás na região de Pontalina, os quais obtiveram valores variando entre 0,90 e 1,26 Ga (Tab. 5). O  $\epsilon_{Nd(T)}$  ( $T = 681$  Ma) é fracamente positivo a fracamente negativo (+3,2 e -0,1), indicando um caráter primitivo para o magma original. As idades  $T_{DM}$  e U-Pb e os valores  $\epsilon_{Nd(T)}$  são semelhantes à de outras áreas do Arco Magmático de Goiás Figura (Figs. 8B e C).

Os dados geocronológicos, geoquímicos e isotópicos disponíveis mostram que o Arco Magmático de Goiás é resultado de um sistema de arcos de ilhas intraoceânicos, caracterizados por tonalitos a dioritos calcioalcalinos, e vulcânicas associadas, formados por dois eventos principais de acreção crustal, um entre ~ 900 a 800 Ma e outro entre ~ 670 a 600 Ma (Pimentel, Jost & Fuck 2004, Laux *et al.* 2005). Na região de Pontalina isócrona de rocha total Sm/Nd (Pimentel, Fuck & Gioia 2000) e idades U-Pb em zircão (Simões 2005) revelam idades de cristalização de  $762 \pm 77$  Ma (metavulcânica, Idade Sm-Nd em rocha total),  $759 \pm 18$  Ma (muscovita gnaiss, idade U-Pb) e de  $643 \pm 3,9$  (hornblenda-biotita gnaiss, idade U-Pb). Esses dados, associados à idade de  $681 \pm 7,7$  apresentada neste trabalho, sugerem que as rochas da região ocorreu um episódio magmático

entre 800 e 700 Ma e outro entre 700 e 600 Ma, como já descrito em outras regiões do Arco Magmático de Goiás.

## CONCLUSÃO

A maioria das idades U-Pb das rochas do Arco Magmático de Goiás se concentram no intervalo entre 900 – 800 Ma e 640 – 600 Ma (Fig. 8D), caracterizando dois períodos principais de acreção crustal. O intervalo entre 800 – 700 Ma é considerado como um período de quiescência ígnea, e pode representar inclinação rasa da zona de subducção e limitada fusão da cunha do manto (Pimentel, Jost & Fuck 2004). O ortognaisse Pontalina é constituído por rochas calcioalcalinas, metaluminosas a peraluminosas, de composição variando de tonalito a granodiorito. Quimicamente as anomalias negativas de Nb, Ta, P e Ti e baixos conteúdos em elementos como Nb, Ta, Y e Yb sugerem que as rochas foram formadas em ambientes envolvendo subducção. As características isotópicas  $\epsilon_{Nd(T)}$  e os dados geocronológicos U-Pb (idade de cristalização de 681 Ma) e Sm-Nd (exibindo idades modelo jovens de ~ 1,2 Ga), com valores fracamente negativos a positivos de  $\epsilon_{Nd(T)}$  (+3,2 e -0,1) mostram que o protólito desse gnaiss são magmas juvenis, formados no Neoproterozoico, em um sistema de arco de ilha, desenvolvido, durante um evento de acreção crustal na borda oeste do Cráton do

Tabela 5. Resultados isotópicos Sm-Nd para rochas da região de Pontalina

Amostra	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{Nd(0)}$	$T_{DM}$ (Ga)
G1 <sup>GP</sup>	5,574	27,651	0,1218	0,512284 ± 12	-6,91	1,25
G11 <sup>**GP</sup>	1,635	9,010	0,1097	0,512209 ± 07	-8,37	1,22
G11B <sup>**GP</sup>	1,563	8,475	0,1115	0,512197 ± 06	-8,60	1,26
G7 <sup>**</sup>	12,163	53,166	0,1383	0,512600 ± 10	-0,74	0,90
G9 <sup>**</sup>	12,079	67,700	0,1079	0,512383 ± 19	-4,97	0,96
G24 <sup>**</sup>	2,524	10,260	0,1487	0,512569 ± 07	-1,35	1,11
G25 <sup>**</sup>	3,322	22,786	0,0881	0,512173 ± 08	-9,07	1,06
G25B <sup>**</sup>	3,247	21,895	0,0896	0,512210 ± 05	-8,35	1,03
G30 <sup>**</sup>	5,668	24,054	0,1424	0,512570 ± 69	-1,33	1,02
G41 <sup>**</sup>	4,001	17,467	0,1385	0,512549 ± 06	-1,74	1,00
G42 <sup>**</sup>	3,122	13,013	0,1450	0,512579 ± 13	-1,15	1,03
A3 <sup>**</sup>	7,500	37,000	0,1225	0,512445 ± 06	-3,76	1,00
A10 <sup>**</sup>	5,328	26,961	0,1195	0,512372 ± 21	-5,19	1,09
PONT1*	7,343	45,090	0,0980	0,512317 ± 23	-6,26	0,96
PONT2*	8,403	41,540	0,1220	0,512438 ± 07	-3,90	1,01
PONT3*	3,807	21,960	0,1050	0,512296 ± 45	-6,67	1,05
PONT4B*	3,630	24,080	0,0910	0,512249 ± 21	-7,59	0,99
PONT5*	5,010	19,500	0,1550	0,512570 ± 0,5	-1,33	1,23
PONT6*	7,014	39,920	0,1060	0,512164 ± 12	-9,25	1,24
AL01*	5,891	27,700	0,1280	0,512219 ± 20	-8,17	1,46
AL02*	3,771	18,680	0,1220	0,512365 ± 12	-5,33	1,13

\*dados Pimentel *et al.* (2000b), \*\*dados de Navarro e Zanardo (2007a). GP: amostras do ortognaisse Pontalina

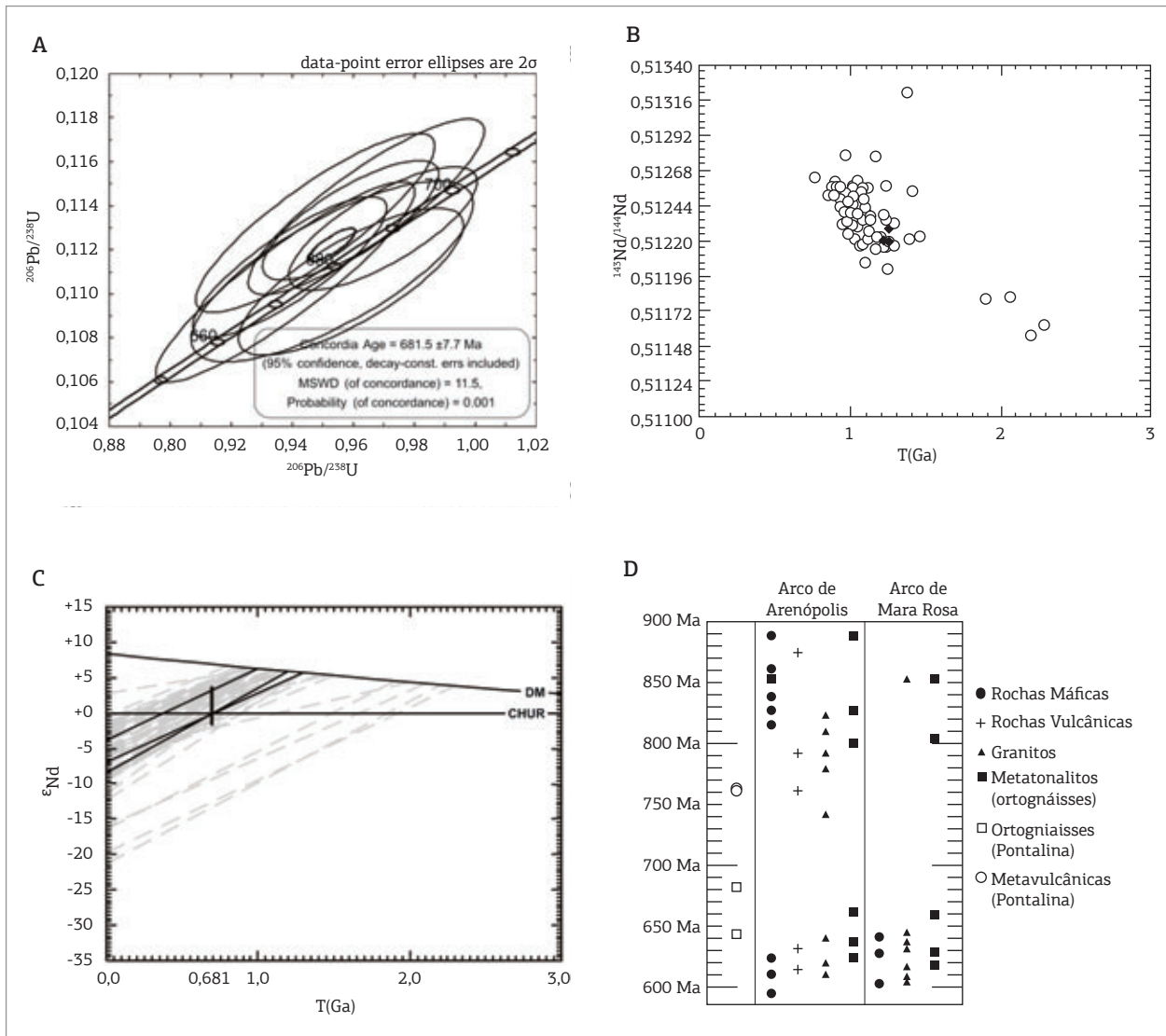


Figura 8. (A) Diagrama concórdia U-Pb, mostrando a idade de cristalização do ortogneisse Pontalina. (B) Composição isotópica  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  e idades modelo do ortogneisse Pontalina e de rochas de outras regiões do Arco Magmático de Goiás. Círculos brancos: rochas de outras regiões do Arco Magmático de Goiás. Lozangos pretos: amostras do ortogneisse Pontalina. (C) Variação dos valores de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  no tempo geológico do ortogneisse Pontalina e de outras rochas do Arco Magmático de Goiás. Linhas pretas: amostras do ortogneisse Pontalina. Linhas cinza: amostras de rochas de outras regiões do Arco Magmático de Goiás. (D) Diagrama mostrando as idades de cristalização de rochas de Pontalina e de outras regiões do Arco Magmático de Goiás (modificado de Laux *et al.* 2005). Dados de Dantas *et al.* (2001), Fischel *et al.* 2001, Junges *et al.* (2002, 2003), Laux *et al.* (2002a, b, 2003a, b, 2004, 2005), Motta-Araújo & Pimentel (2003), Pimentel & Fuck (1992), Pimentel *et al.* (1991, 1997, 2000b, 2003), Piuzana *et al.* (2003a, b), Viana *et al.* (1995), Rodrigues, Gioia & Pimentel (1999), Simões (2005).

São Francisco. As idades obitadas na região revelam idades de cristalização de  $762 \pm 77$  Ma (Pimentel, Fuck & Gioia 2000),  $759 \pm 18$  Ma e de  $643 \pm 3,9$  (Simões 2005) e, a idade de 681 Ma sugerem na região ocorreu um episódio magmático em  $\sim 760$  Ma e outro entre 690 e 640 Ma, semelhante aos ortognaisses de outras regiões do Arco Magmático de Goiás.

## AGRADECIMENTOS

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), Processos n° 08/50723-0 e 05/59203-1, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), Processo n° 301216/2008-8, pelo suporte financeiro concedido para a realização dessa pesquisa.

## REFERÊNCIAS

- Buhn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by *laser ablation* multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81**(1):99-114.
- Dantas E.L., Jost H., Fuck R.A., Brod J.A., Pimentel M.M., Menezes P.R. 2001. Proveniência e idade deposicional de seqüências metavulcano-sedimentares da região de Santa Terezinha de Goiás, baseada em dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb em monocristal de zircão. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(3):329-334.
- De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 – diagram and major-element analyses – ITS relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **48**:43-55.
- Drake Jr. A.A. 1980. The Serra de Caldas window. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1119-A, B. Washington, United States Government Printing Office. p.1B-19B.
- De Paolo D.J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, **86**:10470-10488.
- Fischel D.P., Pimentel M.M., Fuck R.A., Armstrong R. 2001. U-Pb SHIRIMP and Sm-Nd geochronology of the Silvânia Volcanics and Jurubatuba Granite: Juvenile Paleoproterozoic crust in the basement of Neoproterozoic Brasília Belt Goiás, central Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **73**(3):445-460.
- Fuck R.A. 1990. Dobramentos neoproterozóicos da margem Ocidental do Cráton do São Francisco: revisão. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, *Boletim Resumos*, p. 288-289.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., Del Rey Silva, L. J. H. 1994. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, *Boletim Resumos Expandidos*, 1:215-216.
- Gioia S.M.C.I., Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**:219-245.
- Irvine T.N. & Barajar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**:523-548.
- Junges S.L., Dantas E.L., Pimentel M.M., Laux J.H. 2002. Idades U-Pb de granitos sin- a tardi-tectônicos do Arco de Mara Rosa, Goiás. In: SBG-Núcleo Nordeste, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, *Resumos*, p. 312.
- Junges S.L., Pimentel M.M., Dantas E.L., Laux J.H. 2003. New ID-TIMS U-Pb ages in the western portion of the Mara Rosa Arc: Two hundred million years of arc building. In: South American Symposium on the Isotope Geology, *Short Papers 1*, **4**:198-201.
- Lacerda Filho J.V., Rezende A., Silva A. 1999. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal. Goiânia: CPRM, METAGO, UnB, 1999, 2a ed. 184 p.
- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Armele A. 2002a. O Arco Magmático de Goiás na região de Anicuns: Novos dados Sm-Nd e U-Pb. In: SBG-Núcleo Nordeste, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, *Resumos*, p. 496.
- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Armele A. 2002b. Idade do vulcanismo associado ao Grupo Araxá e Arco Magmático de Goiás na Região de Anicuns-GO. In: SBG-Núcleo Norte, Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2, *Resumos*, p. 42.
- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Armele A. 2003a. Mafic magmatism associated with the Goiás Magmatic Arc in Anicuns-GO, central Brazil: New ID-TIMS and SHIRIMP U-Pb data. In: South American Symposium on the Isotope Geology, *Short Papers 2*, **4**:575-578.
- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Armele A. 2003b. New U-Pb data for orthogneisses of the Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, central Brazil. In: South American Symposium on the Isotope Geology, *Short Papers 2*, **4**:579-582.
- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Armele A., Nilson A.A. 2004. Mafic magmatism associated with the Goiás Magmatic Arc in the Anicuns region, Goiás central Brazil: Sm-Nd isotopes and new ID-TIMS and SHIRIMP U-Pb data. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**(7):599-614.
- Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Junges S.L. 2005. Two neoproterozoic crustal accretion events in the Brasília belt, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**:183-198.
- Maniar P.D. & Picolli P.M. 1989. Tectonic discriminant of granitoids. *Geological Society of American Bulletin*, **101**:635-643.
- Marini O.J., Fuck R.A., Danni J.C.M., Dardene M.A., Lougguércio R.O., Ramalho R. 1984. As faixas de dobramentos Brasília, Uruaçu e Paraguai-Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás. In: Schobbenhaus C., Campos D. A., Derze G. R., Asmus H. E. (Coord.). *Geologia do Brasil*. Brasília: DNPM, p. 251-303.
- Motta-Araújo J.G., Pimentel M.M. 2003. U-Pb ages, Sm-Nd isotopes and structural analysis of the Moiporá-Novo Brazil Shear Zone System: The limits between Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc and the Archean Uvã Complex, Tocantins Province, central Brazil. In: South American Symposium on the Isotope Geology, *Short Papers 1*, **4**:221-224.
- Navarro G.R.B. & Zanardo A. 2006. Dados geoquímicos e isotópicos de rochas metamáficas da região de Pontalina Goiás. *Revista de Geologia (Fortaleza)*, **19**(2):207-214.
- Navarro G.R.B. & Zanardo A. 2007a. Geoquímica de Gnaisses do Arco Magmático de Goiás na região sul do estado de Goiás. *Geologia USP. Série Científica*, **7**(1):19-28.
- Navarro G.R.B. & Zanardo A. 2007b. Características geoquímicas de gnaisses da Unidade Metassedimentar, porção sul do Arco Magmático de Goiás, na região de Pontalina. SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 11º. *Resumos*. (CD-ROM - 539), 4 p.
- Navarro G.R.B., Zanardo A., Simões L.S.A. 2007. Rochas metamáficas associadas ao Arco Magmático de Goiás na região de Pontalina - GO. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(4 - suplemento especial):18-27.
- Navarro G.R.B., Zanardo A., Conceição F.T., Simões L.S.A. 2011. Evolução metamórfica e termobarometria das rochas metamáficas/metabásicas da região de Pontalina - GO. *Revista Brasileira de Geociências* (no prelo).
- Oliveira C.C. 1994. Programa Levantamentos Básicos do Brasil - PLGB. Folha SE.22-X-B-V - Leopoldo de Bulhões Escala: 1:100.000. Goiânia: CPRM, DNPM, 1994. 151 p. (Relatório não publicado).
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**:956-985.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1991. Origin of orthogneiss and metavolcanic rock units in western Goiás: Neoproterozoic crustal accretion. *Geochimica Brasiliensis*, **5**:133-152.

- Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**:375-379.
- Pimentel M.M., Heaman L., Fuck R.A. 1991. Zircon and sphene Pb-U geochronology of Upper Proterozoic volcanic-arc rock units from southwestern Goiás, central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **4**:329-339.
- Pimentel M.M., Whitehouse M.J., Viana M.G., Fuck R.A., Machado N. 1997. The Mara Rosa arc in the Tocantins Province: Further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Precambrian Research*, **81**:299-310.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost H., Ferreira Filho C.F., Araújo S.M. 2000. The basement of the Brasília Fold Belt and the Goiás magmatic arc. In: Cordani U.G., Thomas Filho A., Campos D.A. (coord.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: SBG. p.195-229.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Gioia S.M.C.L. 2000. The neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, central Brazil: A review and new Sm-Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(2):35-39.
- Pimentel M.M., Hollanda M.H.B.M., Armstrong R. 2003. SHRIMP U-Pb and Sr-Nd isotopes of the Morro do Baú mafic intrusion: Implications for the evolution of the Arenópolis volcano-sedimentary sequence, Goiás Magmatic Arc. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **75**(3):331-339.
- Pimentel M.M., Jost H., Fuck R.A. 2004. O embasamento da Faixa Brasília e o arco Magmático de Goiás. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C. Dal Ré, Brito-Neves B.B. (Org.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p. 355-368.
- Piuzana D., Pimentel M.M., Fuck R.A.; Armstrong R. 2003a. Neoproterozoic granulite facies metamorphism and coeval granitic magmatism in the Brasília Belt, central Brazil: regional implications of SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data. *Precambrian Research*, **125**:245-273.
- Piuzana D., Pimentel M.M., Fuck R.A.; Armstrong R. 2003b. SHRIMP U-Pb and Sm-Nd data for the Araxá Group and associated magmatic rocks: constraints for the age of sedimentation and geodynamic context of the southern Brasília Belt, central Brazil. *Precambrian Research*, **125**:139-160.
- Richard L.R. 1995. *Mineralogical and Petrological Data Processing System*. MINPET for Windows. Version 2.02. Copyright 1988-1995.
- Rodrigues J.B., Gioia S.M.L.C., Pimentel M.M. 1999. Geocronologia e geoquímica de ortogneisses da região de Iporá e Firminópolis: Implicações para a evolução do Arco Magmático de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(2):207-216.
- Seer H.J., Brod J.A., Fuck R.A., Pimentel M.M., Boaventura G.R., Dardenne M.A. 2001. Grupo Araxá em sua área tipo: um fragmento de crosta oceânica neoproterozóica na Faixa de Dobramentos Brasília. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(3):385-396.
- Simões L.S.A. 2005. Compartimentos Crustais do Domínio Interno da Faixa Brasília no sul do estado de Goiás. Tese (Livre Docência), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, SP, 104 p.
- Strieder A.J. & Nilson A.A. 1992. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(2):204-215.
- Taylor S.R. & MacLennan S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford: Blackwell, 312 p.
- Valeriano C.M., Dardenne M.A., Fonseca M.A., Simões L.S.A., Seer H.J. 2004. A evolução tectônica da Faixa Brasília. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (org.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca. p. 575-592.
- Viana M.G., Pimentel M.M., Whitehouse M.J., Fuck R.A., Machado N. 1995. O arco magmático de Mara Rosa, Goiás: Geoquímica e geocronologia e suas implicações regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(2):111-123.