

GEOLOGIA DO COMPLEXO CAMPOS GERAIS AO SUL DE ALPINÓPOLIS, SUDOESTE DE MINAS GERAIS

Caio Vinícius Gabrig Turbay¹; Cláudio de Morisson Valeriano²; Apoen Rossi³; Victor Gustavo Mund da Rocha e Silva⁴

RESUMO

O Complexo Campos Gerais é um fragmento da crosta siálica Arqueana, situado no extremo sudoeste do Cráton do São Francisco. Com base em critérios de campo e petrografia, foi possível subdividir seus componentes ortognaissicos em dois grupos. O Ortognaisse Campos Gerais possui como principal característica sua estrutura migmatítica e composição tonalítica a monzogranítica. O Ortognaisse Serra do Quilombo caracteriza-se pelo seu bandamento composicional irregular herdado da deformação de uma suite de rochas tonalíticas e graníticas. As paragêneses metamórficas observadas, com presença de ortopiroxênio metamórfico reliquiar, indicam que o primeiro evento metamórfico da região atingiu a fácies granulito, durante o Arqueano, sendo responsável pela sua migmatização. Os ortognaisses são intrudidos por corpos circunscritos de metatonalitos e pelos leucogranitos Córrego do Sapateiro e Itapixé. Todas as unidades litodêmicas sofreram metamorfismo em fácies xisto-verde durante o Neoproterozóico. Os elementos metamórficos e estruturais presentes no conjunto sugerem que a região funcionou como antepaís durante a orogenia paleoproterozóica, e foi afetada por zonas de cisalhamento sinistrogiras durante o Neoproterozóico, relacionadas ao evento Brasileiro.

ABSTRACT

The Campos Gerais Complex is a fragment of typical Archean continental crust, located in the southwest border of the São Francisco Craton. Based on field and petrographic criteria, the orthogneiss unit was separated in two: the Campos Gerais Orthogneiss has migmatitic structure and compositional range from tonalite to monzo-granite, with presence of relict orthopyroxene; and the Serra do Quilombo Orthogneiss, characterized by compositional banding, developed from the deformation of cross-cutting tonalitic to granitic rocks. The presence of orthopyroxene indicates that the first metamorphic event occurred in granulite facies during the Neoproterozoic, and was responsible for the migmatization of the Campos Gerais orthogneisses. The migmatitic orthogneisses were intruded by homogeneous metatonalitic bodies and by the Córrego do Sapateiro and Itapixé leucogranites. All rock units suffered Neoproterozoic upper greenschist facies metamorphism. The metamorphic and structural features suggest that the region worked as the foreland zone to the Paleoproterozoic orogeny, and was transected by sinistral Neoproterozoic mylonite zones related to the Brasileiro event.

Palavras-chave: Arqueano; TTG; Cráton do São Francisco.

INTRODUÇÃO

O Complexo Campos Gerais localiza-se na porção meridional do Cráton do São Francisco, representando o embasamento Arqueano-Paleoproterozóico do cráton, remobilizado durante a Orogenia Brasileira (Zanardo *et al* 2006).

Sua denominação inicial, dada por Cavalcante *et al.* (1979), englobava o conjunto de rochas posicionado entre as *nappes* de Passos e Varginha-Guaxupé, na Faixa Brasília meridional (Valeriano *et al.*, 2004). A unidade é composta por rochas ortognaissicas, rochas básicas, ultrabásicas e rochas metassedimentares subordinadamente associadas. Crosta *et al.* (1986) subdividiram-no em dois domínios: um a norte contendo ortognaisses e rochas básicas e ultrabásicas pertencentes a terrenos do tipo *greenstone belt*; outro a sul, com paragnaisses, metapelitos e rochas metamáficas da faixa Jacuí-Bom Jesus da Penha. Szabó *et al.* (1993) redefiniram a porção metassedimentar/metamáfica presente na parte sul do complexo, denominando-a Complexo Petúnia.

A variabilidade litológica, faciológica e textural dos ortognaisses e granitóides intrusivos presentes na área de estudos confere ao conjunto uma trama complexa. Neste sentido, propõe-se neste trabalho que somente estas unidades compoñham o Complexo Campos Gerais, excluindo assim os terrenos do tipo *greenstone belt* e as seqüências metassedimentares mais jovens.

Este trabalho tem por objetivo caracterizar as unidades litológicas pertencentes ao Complexo Campos Gerais aqui redefinido, a partir dos seus aspectos de campo e petrografia.

A região estudada é delimitada a norte pela cidade de Alpinópolis, a sul por Nova Resende, a leste pelas cercanias do município de Itaú de Minas e a oeste por Carmo do Rio Claro (figura1).

O COMPLEXO CAMPOS GERAIS NO CONTEXTO EVOLUTIVO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO

O Cráton do São Francisco (CSF) individualizou-se durante o Neoproterozóico-Eocambriano, ao final da

Orogenia Brasileira.

Entre 2.9 a 2.7 Ga, o evento tectônico denominado Rio das Velhas foi responsável pela aglutinação de núcleos arqueanos, culminando com a formação do Cráton do Paramirim (Teixeira *et al.* 2000).

Entre 2.16 e 2.0 Ga, o Cráton do Paramirim funcionou como antepaís para um orógeno hoje exposto no sudoeste de Minas Gerais e nordeste da Bahia (Alkmim, 2004). Em Minas Gerais esta faixa paleoproterozóica é conhecida como Cinturão Mineiro (Teixeira *et al.* 2000) e engloba o Quadrilátero Ferrífero e porções a sul-sudoeste (Alkmim & Marshak, 1998).

Em termos gerais, o Cinturão Mineiro é composto por granitóides e intrusões máficas colocadas em crosta do tipo granito-*greenstone* arqueana, remobilizada a 2.1 e 2.0 Ga (Noce *et al.*, 1998; Quemeneur & Noce, 2000). O antepaís relacionado à orogenia paleoproterozóica é composto por terrenos ortognaissicos do tipo TTG e seqüências vulcanossedimentares arqueanas (2.9 a 2.8 Ga), retrabalhados por eventos metamórficos entre 2.7 e 2.6 Ga (Noce *et al.* 1998; Campos *et al.* 2003).

No extremo sudoeste do Cráton do São Francisco, parte do embasamento Arqueano aflora como um segmento de direção WNW-ESSE, atingido por tectônica neoproterozóica. Este seguimento é conhecido como Complexo Campos Gerais (figura 1).

O mapeamento realizado por Szabó (1989) entre as cidades de Alpinópolis e Nova Resende distinguiu no complexo três domínios litoestratigráficos: rochas ultramáficas intercaladas a *bif's* compondo terrenos do tipo *greenstone belt*, ortognaisses tonalíticos e um aglomerado ortognaissico de aparência migmatítica.

O conjunto litoestratigráfico apresenta-se afetado

por zonas de cisalhamento dúctil de movimentação predominantemente sinistral, relacionadas ao Cinturão de Cisalhamento Campo de Meio (Morales & Hasui, 1992).

Em termos metamórficos, a aproximação na *Nappe* de Varginha-Guaxupé a sul, implica em condições de pico metamórfico compatíveis com a interface entre as fácies anfibolito e granulito (Del Lama *et al.* 1994). É notório, no entanto, que as zonas de cisalhamento sinistrais foram responsáveis pelo retrometamorfismo na fácies epidoto-anfibolito e xisto-verde (Roig & Schrank, 1992; Szabó *et al.*, 1992; Carvalho *et al.* 1993). O estudo das seqüências supracrustais do tipo *greenstone* determinou condições metamórficas na fácies anfibolito alto (Zanardo *et al.*, 1990), embora Szabó (1989) tenha encontrado paragêneses que indicam a transição na fácies xisto-verde a anfibolito. Para leste, nos domínios do Complexo Metamórfico Campo Belo, as paragêneses minerais indicam que o pico metamórfico foi atingido dentro dos limites da fácies granulito, com retrometamorfismo em fácies anfibolito e xisto-verde (Corrêa da Costa, 1999; Fernandes, 2001).

Segundo Wernick (1981), o pico metamórfico no embasamento gnaissico foi atingido a 2.9 Ga, idade compatível com isócronas Rb-Sr do núcleo de corpos metatolíticos intrusivos (Teixeira *et al.*, 1989). Determinações U-Pb obtidas por ablação a laser em zircões indicaram idades de cristalização em torno de 2.9 para os protólitos dos ortognaisses, com remobilizações em 2.6 Ga. Populações de zircões herdados sugeriram a presença de uma crosta primitiva com idade máxima de 3.2 a 3.6 Ga (Valeriano *et al.*, 2006).

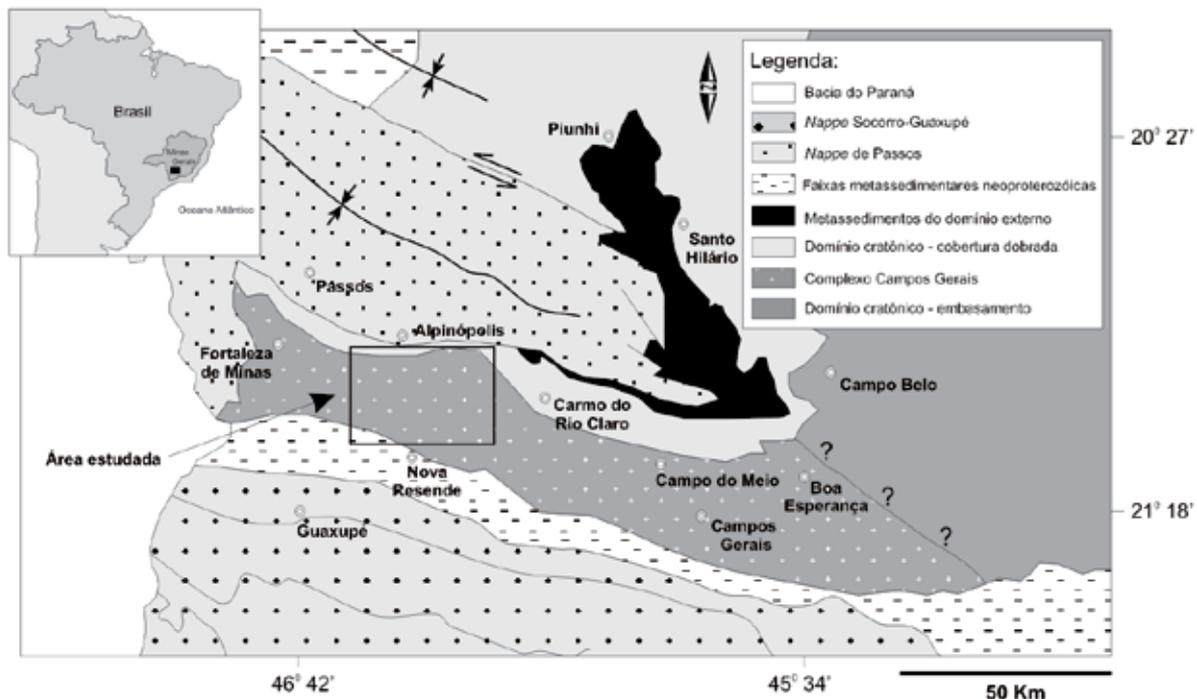


Figura 1- Localização da área de estudo no contexto geotectônico regional. Modificada de Valeriano *et al.* 2004.

CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

A conjunto litológico local é constituído principalmente por ortognaisses granitóides, onde estão inseridas quilhas tectônicas supracrustais do tipo *greenstone belt*, correlacionadas ao *greenstone* do Morro do Ferro, em Fortaleza de Minas (Teixeira *et al.*, 1987; Carvalho *et al.*, 1993). Este substrato é intrudido por metatonalitos e granitos, além de diques máficos e metamáficos diversos. *Klippen* e lascas tectônicas de seqüências metassedimentares neoproterozóicas correlacionadas ao Grupo Araxá e Andrelândia são observadas na porção sul. Ao norte o substrato ortognaissico faz contato abrupto com cobertura cratônica neoproterozóica do Grupo Bambuí e com a *Nappe* de Passos (figura 2). Estas unidades tectonostratigráficas não serão aqui descritas em detalhe por fugirem do escopo deste trabalho.

A faixa aflorante dos ortognaisses é atravessada por zonas de cisalhamento sinuosas e anastomosadas, de caráter dúctil a dúctil-rúptil e movimentação oblíqua sinistral (Morales & Hasui, 1993). Estas zonas são responsáveis por embutir as quilhas e lascas das seqüências supracrustais arqueanas e neoproterozóicas entre o embasamento ortognáissico, induzindo às rochas graus variados de milonitização e cataclase. Elas estendem-se por dezenas de quilômetros na direção NW-SE e possuem larguras de até dois quilômetros (figura 2).

ORTOGNAISSES GRANITÓIDES

Dividem-se em ortognaisse migmatítico, aqui referido como Ortognaisse Campos Gerais e ortognaisse com bandamento composicional, denominado Ortognaisse Serra do Quilombo.

Ortognaisse Campos Gerais

Engloba um conjunto de tipos faciológicos com mesossoma composto por rocha foliada, de coloração cinza esverdeada, granulometria fina e composição predominantemente tonalítica, com variações composicionais de termos granodioríticos a monzograníticos, que transicionam para o leucossoma. Normalmente o melanossoma caracteriza-se como um material refratário, composto por concentrações de biotita e eventualmente hornblenda, formando bandas composicionais ou *schlieren*. O leucossoma apresenta granulometria média a grossa, composição monzo a sienogranítica, apresentando biotita disseminada em pequenas quantidades.

A estrutura migmatítica caracteriza-se por termos nebulíticos, estromáticos e *schlieren* (figura 3A). Ocasionalmente encontram-se porções isotrópicas, granulares, sem vestígio algum de foliação ou bandamento.

Porções diatexiticas afloram principalmente a nordeste e a noroeste do vilarejo de Mandembo. Apresenta freqüentemente aspecto nebulítico e (ou)

schlieren, granulometria média a grossa, possuindo sempre restitos com biotita e hornblenda associados (figura 3B). Comumente exibem núcleos anfíbolíticos, semelhantes a enclaves, podendo se tratar de diques dilacerados.

Dois gerações de veios pegmatóides e aplíticos podem ser vistas. A primeira geração relaciona-se ao leucossoma da rocha, com disposição paralela ou subparalela à foliação. A segunda geração possui granulometria muito grossa com disposição discordante da foliação, cortando inclusive a geração anterior.

Ortognaisse Serra do Quilombo

Sua área tipo localiza-se na Serra do Quilombo, sudeste de Alpinópolis, sendo constituída por uma frente de pedreira abandonada nas imediações da Fazenda Cachoeirinha.

Possui bandamento composicional decimétrico a centimétrico, possivelmente resultante da intensa deformação de um complexo de rochas melanocráticas a leucocráticas, com protólitos de composição tonalítica a monzogranítica (figura 3C).

Seus contatos com o Ortognaisse Campos Gerais não foram observados em campo. Em escala de afloramento é possível identificar vênulas do Ortognaisse Serra do Quilombo no interior do Ortognaisse Campos Gerais, além de bandas do mesossoma do segundo no primeiro (figura 3D).

Da mesma forma que no Ortognaisse Campos Gerais, a unidade Serra do Quilombo é cortada por famílias distintas de veios e diques pegmatóides. Veios aplíticos de granulometria fina, com cristais de quartzo estirados, contribuem para o bandamento da rocha. Veios concordantes e diques de granulometria grossa sem deformação visível compõem um evento intrusivo posterior.

ASSOCIAÇÃO

METAVULCANOSSEDIMENTAR DO TIPO *GREENSTONE-BELT*

Esta associação litológica foi anteriormente mapeada e descrita por Szabó (1989) e Szabó & Candia (1998). Corresponde a sucessões supracrustais arqueanas, com idade aproximada de 2.86 Ga para komatiito de sua unidade basal (Pimentel & Ferreira Filho, 2002).

Afloram predominantemente na porção norte da área, apresentando-se fortemente intemperizados, gerando solo de coloração arroxeada, com núcleos de rochas máficas e ultramáficas preservadas.

O conjunto litológico inclui komatiitos, basaltos komatiíticos, talco-tremolita xistos, tremolita xistos, serpentinitos, metapelitos carbonosos, metachert e formações ferríferas bandadas.

Rochas intrusivas

metatonalitos

Formam corpos ovalados a arredondadas com dezenas a centenas de metros de diâmetro, representados por aglomerados de blocos e matacões *in situ* ou

parcialmente deslocados, dispersos na superfície do terreno.

São rochas relativamente homogêneas, isotrópicas, com evidências tênues de deformação, desenvolvendo foliação incipiente formada pelo estiramento de quartzo e orientação de biotita (figura 3E), além de porções com texturas magmáticas preservadas. Correspondem aos ortognaisses tonalíticos e tonalitos tipo “Serra do Dondó” e “Fazenda das Almas” de Szabó (1989).

Na porção noroeste exibem textura hipoabissal, porfirítica, denotada por fenocristais euédricos a subédricos de plagioclásio, dispersos de forma aleatória em uma matriz microfanerítica a afanítica (figura 3F). Na parte sudoeste mostram textura magmática holocristalina, subédrica, equigranular, com agregados máficos contendo hornblenda e biotita.

Apesar da natureza intrusiva destes corpos no substrato ortognaissico não ser evidente em campo, esta relação pode ser percebida em função das suas características estruturais e texturais. Geralmente os metatonalitos mostram texturas isotrópicas em comparação com a anisotropia observada nos gnaisses. Além disso, a delimitação em mapa da área alcançada pelos blocos e matacões, define corpos circunscritos no interior dos ortognaisses.

Granito Córrego do Sapateiro

O Granito Córrego do Sapateiro aflora na porção centro norte da área, formando colinas e morros com superfície rugosa, com blocos e matacões dispersos.

É um leucogranito inequigranular, de granulometria média a grossa, coloração levemente rosada dada pela microclina e uma tênue foliação denotada pela orientação de biotita.

Ao se decompor forma solo de coloração alaranjada clara, com vegetação rala e pobre, permitindo delimitar sua área de abrangência. Sua ocorrência na região não havia sido mapeada até então.

Granito Itapixé

Aflora na extremidade nordeste da área, conforme visto na Figura 2, próximo ao alto curso do Ribeirão do Itapixé, a noroeste do vilarejo do Mandembe.

Este granito ocorre sob a forma de diques com espessura aparente de até oito metros, direção geral NW-SE, evidenciados frequentemente pela disposição de lajes e blocos orientados sobre o terreno. Encaixa-se ao longo de fraturas sub-paralelas ao *trend* observado para os diques máficos, mantendo contato abrupto com a encaixante. Trata-se de um leucogranito homogêneo, predominantemente equigranular de coloração acinzentada.

Diques máficos

Afloram segundo *trend* de direção NW-SE, comumente como blocos alinhados ou isolados na superfície do terreno. Exibem esfoliação esferoidal com intenso intemperismo superficial.

As texturas observadas variam de tipos magmáticos

microfaneríticos preservados a granonematoblástica.

Rochas microfaneríticas geralmente estão representadas por metagabros, onde é possível a identificação das palhetas de plagioclásio e a presença de textura subofítica. São holocristalinas, equigranulares de granulometria fina, com grãos poiquilíticos de augita e pigeonita englobando total ou parcialmente palhetas de plagioclásio.

Texturas granonematoblásticas relacionam-se a anfíbolitos, geralmente encontradas como corpos individualizados no interior dos migmatitos ou como blocos orientados em superfície.

Estes diques possuem idades e composições variadas, constituindo enxames que marcam importantes eventos tectônicos extensionais, com idades que vão do Arqueano ao Mesozóico (Chaves & Neves, 2005; Carneiro & Oliveira, 2005).

SEQÜÊNCIAS METASSEDIMENTARES NEOPROTEROZÓICAS

Grupo Andrelândia

É representado por biotita-granada gnaisses de bandamento milimétrico, intercalados a porções lenticulares de quartzo-muscovita xistos e quartzitos micáceos. Estes paragnaisses afloram no extremo sudoeste da área e evidenciam um elevado grau de intemperismo, com feldspatos e muscovita completamente caulinizados.

Seu posicionamento tectônico está relacionado às escamas mais basais do Sistema de Cavalgamentos Varginha-Guaxupé e ao Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio (Morales & Hasui, 1993), apresentando com frequência foliação S-C bem marcada no xisto, indicando movimento de topo para leste.

Grupo Araxá

As rochas desta unidade grupo formam a *klippe* da Serra da Pararaca e outra menor a oeste, ambas encaixadas ao longo de uma mesma zona milonítica. O conjunto de rochas é composto por quartzito finamente foliado, biotita-xisto e muscovita-xisto, além de xisto metavulcânico porfirítico. Estas rochas foram correlacionadas ao Grupo Araxá com base na grande semelhança da litologia e do seu empilhamento, idêntico ao observado na base da *Nappe* de Passos a norte.

PETROGRAFIA DOS ORTOGNAISSES E GRANITÓIDES INTRUSIVOS ASSOCIADOS

Ortognaisse Campos Gerais

Nas porções mais homogêneas, o Ortognaisse Campos Gerais é uma rocha mesocrática, de granulometria fina a média. O gnaiss tipicamente apresenta textura granolepidoblástica a granoblástica, inequigranular. A textura granoblástica é dada pela disposição de cristais anédricos de quartzo e subédricos de feldspatos (figura 4A) e textura lepidoblástica oriunda da orientação da biotita. Localmente observa-

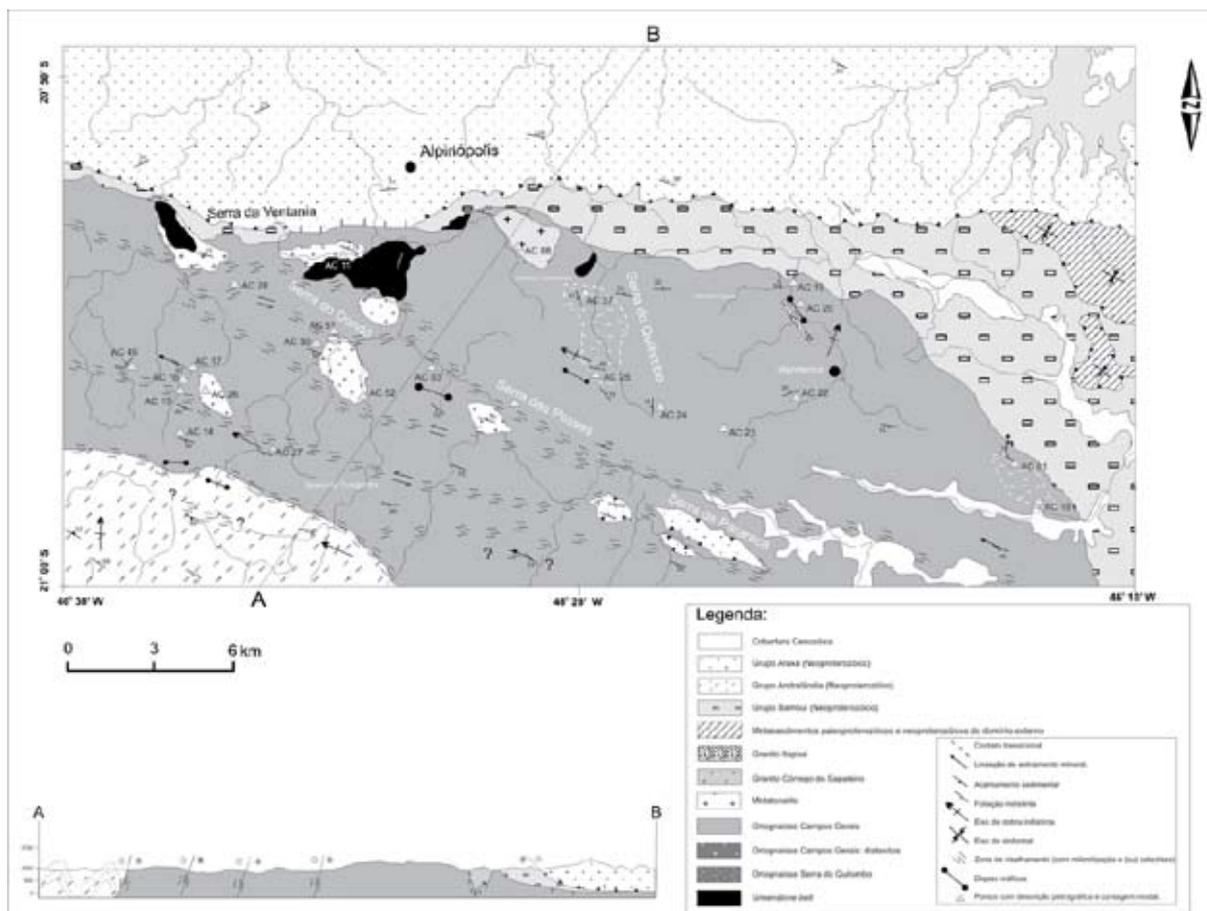


Figura 2- Mapa geológico da área de estudo. Os limites de alguns dos greenstone belts e metatonalitos foram compilados do mapa de Szabó, 1989. Os contatos com o Grupo Bambuí e Nappe de Passos foram extraídos de Valeriano et al, 2007.

se textura magmática holocristalina, hipidiomórfica, granular preservada. Possui composição modal predominantemente tonalítica a monzogranítica (figura 5).

Sua mineralogia principal é constituída por plagioclásio, álcali-feldspato, quartzo e biotita (tabela 1). Duas gerações de plagioclásio são observadas. A primeira geração geralmente é anédrica, e pode estar incluída na segunda, que apresenta hábitos subédricos exibindo ou não maclas visíveis, e maior grau de alteração para saussurita.

Os álcali-feldspatos ocorrem na forma de microclina e ortoclásio pertítico. Seus cristais são anédricos a subédricos em locais com textura magmática preservada. A microclina normalmente possui granulometria mais fina que a do ortoclásio pertítico, formatos ovalados, raramente com textura micropertítica. Os cristais de ortoclásio pertítico podem desenvolver em suas bordas a sericita ou no seu interior a saussurita, em função da alteração da exsolução de plagioclásio.

O quartzo é anédrico, intersticial, com extinção ondulante, podendo mostrar recristalização dinâmica nas bordas ou até formar fitas. Em locais menos deformados, apresentam contornos irregulares em *embayment*.

A biotita é anédrica a subédrica, intersticial, associada a clorita. Marca a foliação principal na

rocha e desenvolve estruturas do tipo *mica fish* ao longo de planos de cisalhamento. Podem ocorrer inclusas nos feldspatos e no quartzo e mostrar sinais de desenvolvimento a partir de hornblenda e (ou) ortopiroxênio.

A hornblenda geralmente ocorre em pequena quantidade, inferior a 0,5%, principalmente nos gnaisses com composição modal tonalítica. Associa-se à biotita e algumas vezes ao ortopiroxênio.

O ortopiroxênio é raramente observado, geralmente exibindo cristais reliquias corroídos ou seu pseudomorfo, alterado para biotita e hornblenda (figura 4B).

Entre os acessórios observam-se pequenas inclusões de zircão, apatita, titanita e opacos. Os minerais opacos são subédricos a anédricos e corroídos. O concentrado de minerais pesados obtidos por moagem e separação por densidade mostrou que a assembléia de opacos é composta principalmente por ilmenita e magnetita.

Entre os minerais secundários observam-se saussurita, sericita, epidoto, e clorita formada a partir da biotita.

Ortognaise Serra do Quilombo

Engloba um conjunto de gnaisses inequigranulares, de granulometria média e grossa e composição tonalítica a monzogranítica (figura 5). Sua textura

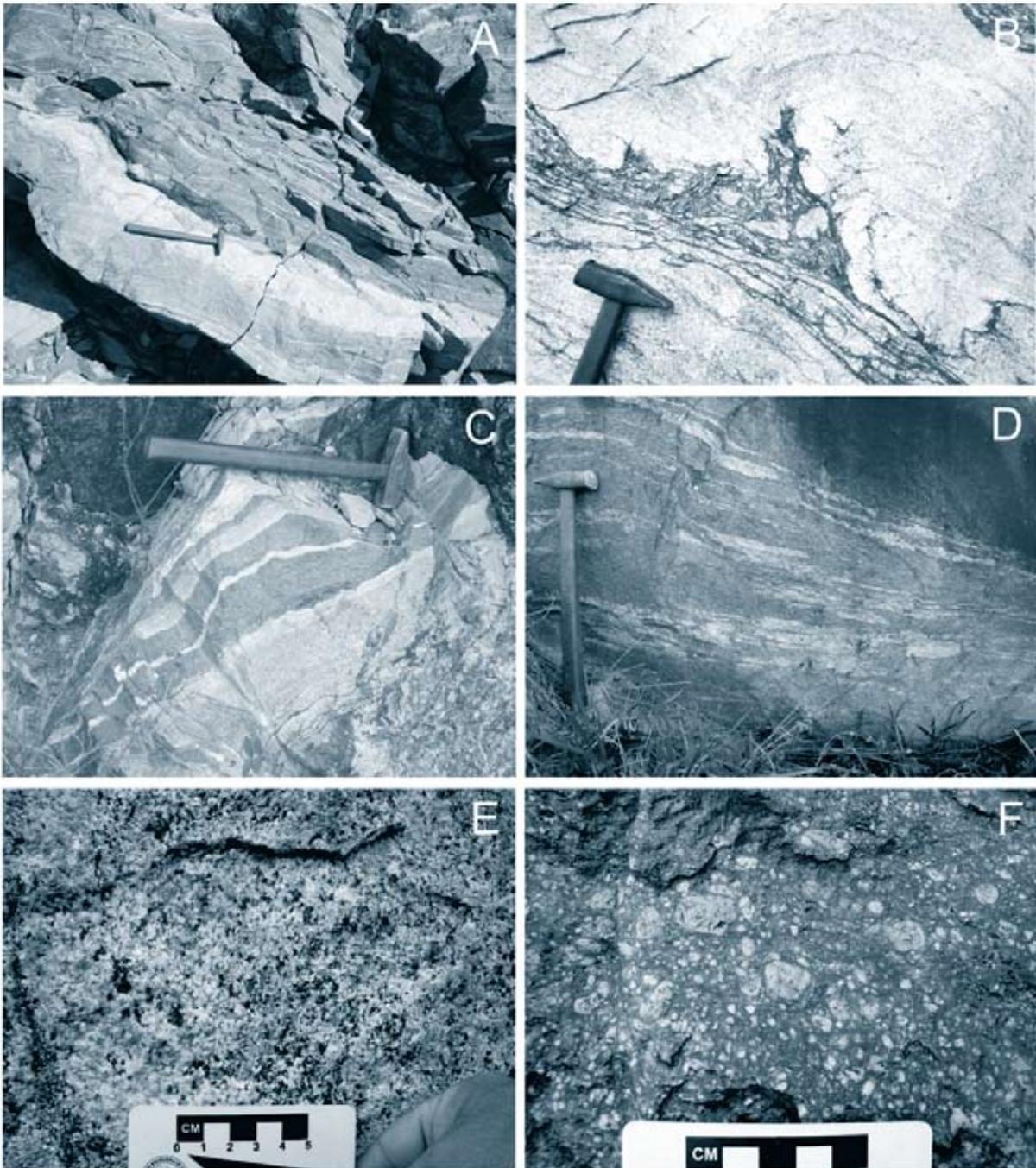


Figura 3- A) Estrutura migmatítica estromática no Ortognaisse Campos Gerais. Observar o aspecto cinza escuro e foliado do mesossoma em contraste com o leucossoma; B) Ortognaisse Campos Gerais em sua fácies diatexitica, exibindo mistura de termos nebulíticos e schlieren; C) Aspecto bandado do Ortognaisse Serra do Quilombo; D) Vênulas e bandas do Ortognaisse Serra do Quilombo, penetrando concordantemente à foliação do mesossoma do Ortognaisse Campos Gerais; E) Metatonalito exibindo foliação tênue; F) Aspecto porfirítico do metatonalito, denotado pela presença de fenocristais de plagioclásio em matriz microfanerítica.

é predominantemente granoblástica e raramente granolepidoblástica (figura 4C).

Sua mineralogia principal é composta por quartzo, plagioclásio e microclina (tabela 1). O quartzo é anédrico, intersticial, mostrando extinção ondulante ou formando subgrãos nas porções mais deformadas.

O plagioclásio é anédrico a subédrico, freqüentemente saussuritizado, com maclas deformadas nas porções protomiloníticas.

A microclina é subédrica a anédrica, bem preservada, sem sinais de alteração, eventualmente micropertítica.

Como minerais acessórios observa-se muscovita, biotita, clorita, opacos, apatita, zircão, epidoto e granada. Muscovita aparece em quantidades variáveis, como cristais subédricos, de granulometria fina a média, geralmente associada à biotita e clorita. Biotita normalmente é ausente ou ocorre em quantidades

ínfimas menores que 1%, apresentando cor marrom a verde oliva, freqüentemente associada a clorita. Os opacos são euédricos a anédricos, ocasionalmente preenchendo fraturas. No concentrado de minerais pesados obtidos por moagem e separação por densidade observou-se que a sua assembléia é composta por pirlita limonitizada, ilmenita, magnetita e xenotímio. O Epidoto ocorre disseminado pela rocha ou preenchendo fraturas, quando então se associa com sericita e carbonatos secundários. Raras granadas euédricas, corroídas e com hábito esquelético foram observadas.

Metatonalitos

Dentro deste domínio foram reconhecidas três fácies, subdivididas em função da quantidade de hornblenda e texturas presentes.

A primeira fácies possui textura granoblástica, inequigranular com granulometria fina a média ou granolepidoblástica, equigranular, de granulometria fina. Localmente ocorre textura magmática holocristalina, granular preservada, denotada por grãos euédricos a subédricos de plagioclásio.

Sua mineralogia principal é constituída por plagioclásio, quartzo e hornblenda. O plagioclásio é anédrico a subédrico, com geminação obliterada pela formação de saussurita. Locais com texturas porfiríticas são comuns, com cristais de 0,5 até 4 cm, imersos em matriz fina e muito alterada, contendo clorita, saussurita e epidoto. O quartzo possui extinção ondulante ocorrendo em quantidades inferiores a 20%. A hornblenda exibe uma coloração parda e comportamento poiquilítico, englobando apatitas, freqüentemente desenvolvendo biotita em suas bordas ou a partir de sua clivagem. Como acessórios podem ser observados zircão, titanita, apatita e opacos xenoblásticos. Como minerais secundários observa-se a saussurita, sericita e o epidoto.

A segunda fácies possui textura granoblástica a granonematoblástica, inequigranular, com granulometria fina a grossa. O teor hornblenda é igual ou superior a 2%, maior que nas outras fácies.

Sua mineralogia principal é dada por plagioclásio, quartzo e hornblenda. O plagioclásio mostra geminação eventualmente obscurecida pela saussurita. Seu hábito é anédrico, possuindo gotículas de k-feldspato e pequenos cristais euédricos de epidoto e mica branca associados. O quartzo é anédrico e intersticial. A hornblenda apresenta-se parcialmente alterada, com cristais de coloração verde oliva que retrogradam para actinolita e clorita, ocasionalmente formando pseudomorfos (figura 4D). Como acessórios são observados a apatita, o zircão e opacos anédricos associados aos anfibólios.

Esta fácies apresenta porções intensamente epidotizadas, principalmente em áreas afetadas por fraturas e microfalhas.

Tonalitos com textura magmática bem preservada formam a terceira fácies. Possuem textura equigranular, holocristalina, hipidiomórfica, de granulometria grossa e inúmeros agregados máficos formados por anfibólio,

biotita e opacos.

Dois tipos de plagioclásio aparecem nesta rocha: um apresenta-se subédrico e bastante saussuritizado e outro subédrico a anédrico bem preservado. O quartzo é anédrico e intersticial. A biotita pode ser subédrica a anédrica ou se desenvolver a partir do anfibólio. A hornblenda apresenta textura reliquiar, com superfícies corroídas, retrogradando a biotita e clorita.

Como minerais acessórios observam-se apatita, titanita, zircão e opacos anédricos.

Granito Córrego do Sapateiro

É uma rocha leucocrática, de granulometria fina a grossa, inequigranular holocristalina, localmente exibindo texturas poiquilítica e mirmequítica (figura 4E).

Sua mineralogia principal é dada por microclina, quartzo, plagioclásio e biotita (tabela 1).

O quartzo é anédrico, intersticial, com extinção ondulante ou formando subgrãos nas bordas. A microclina é subédrica a anédrica, micropertítica.

São observadas duas gerações de plagioclásios: a primeira subédrica, com grau de saussuritização acentuado, ocasionalmente geminado. A segunda geração é mais preservada, podendo sobrecrescer no entorno da primeira. Desenvolvem textura mirmequítica nos contatos com o álcali-feldspato.

A biotita é subédrica, em quantidades inferiores a 1%. Desenvolvem clorita a partir de suas bordas e clivagem.

Observam-se dois tipos de clorita, uma de coloração verde-oliva, mais férrica, e outra de coloração parda, menos abundante, denotando uma composição mais magnésiana.

Como minerais acessórios observam-se zircão, apatita e epidoto associado a biotita e clorita.

Sericita e saussurita são os minerais secundários mais comuns, desenvolvendo-se a partir de planos de clivagem ou fraturas na biotita e plagioclásio.

Granito Itapixé

É uma rocha holocristalina, leucocrática, equigranular, de granulometria fina, com tênue deformação e foliação de fluxo dada pela orientação da biotita e pela disposição subparalela de cristais subédricos de feldspatos (Figura 4F).

Sua mineralogia principal é constituída por microclina pertítica, plagioclásio, quartzo e biotita (tabela 1). A microclina é anédrica, algumas vezes com geminação pouco visível, micropertítica. Em geral apresenta-se bem preservada, raramente sofrendo alteração para sericita.

O Plagioclásio é subédrico, apresentando sempre algum grau de saussuritização e com geminação parcialmente apagada.

O quartzo é anédrico, intersticial, ocasionalmente estirado, podendo exibir extinção ondulante.

Como minerais acessórios observa-se titanita, apatita, minerais opacos e zircão. Epidoto ocorre

frequentemente associado a carbonato secundário.

Apesar de possuir uma leve deformação, evidenciada pelo estiramento e extinção ondulante de alguns grãos de quartzo e contatos triplíce entre grãos, a disposição dos cristais de feldspatos e biotita, paralela às bordas da intrusão, sugere que esta foliação tem origem no fluxo do magma no interior do conduto.

METAMORFISMO

A presença de ortopiroxênio reliquiar no Ortognaisse Campos Gerais indica que o pico metamórfico da região atingiu o campo da fácies granulito, condição também encontrada nos ortognaisse do Complexo Metamórfico Campo Belo, a leste (Corrêa da Costa, 1999; Fernandes,

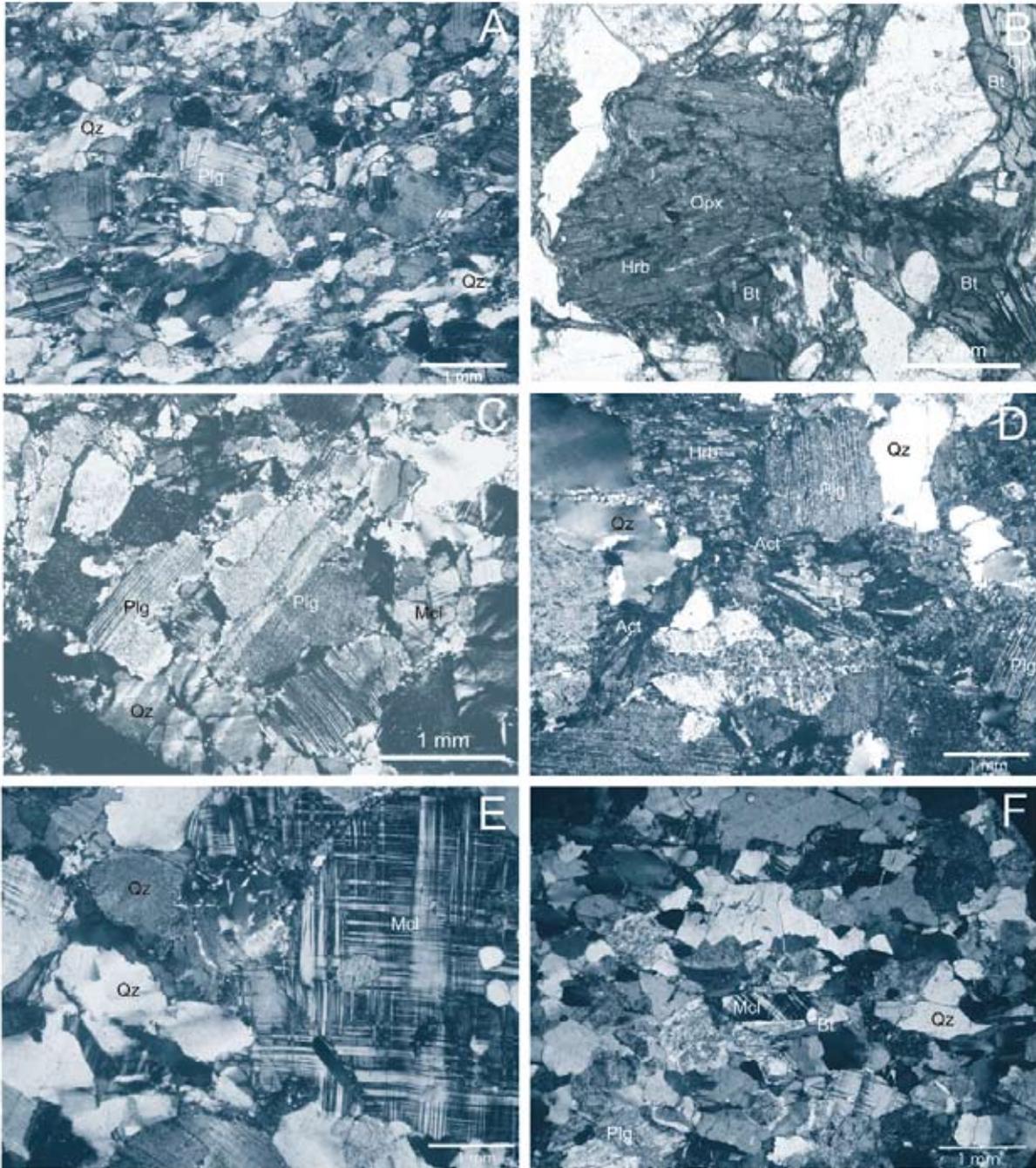


Figura 4- A) Aspecto geral do Ortognaisse Campos Gerais exibindo textura granoblástica protomilonítica (polarizadores cruzados); B) Ortopiroxênio reliquiar alterados para hornblenda e biotita (polarizadores paralelos); C) Ortognaisse Serra do Quilombo com textura granoblástica. Observar a ausência de biotita. (polarizadores cruzados); D) Aspecto geral do metatonalito com cristais de hornblenda passando para actinolita. (polarizadores cruzados); E) Granito Córrego do Sapateiro com textura mirmequítica próxima a borda da microclina (polarizadores cruzados); F) Leucogranito Itapixé com tênue deformação denotada por contatos triplíce entre grãos. A orientação dos cristais de biotita e feldspatos é oriunda de fluxo magmático (polarizadores cruzados). Legenda: Plagioclásio (Plg); Microclina (Mcl); Quartzo (Qz); Biotita (Bt); Ortopiroxênio (Opx); Hornblenda (Hbl); Actinolita (Act).

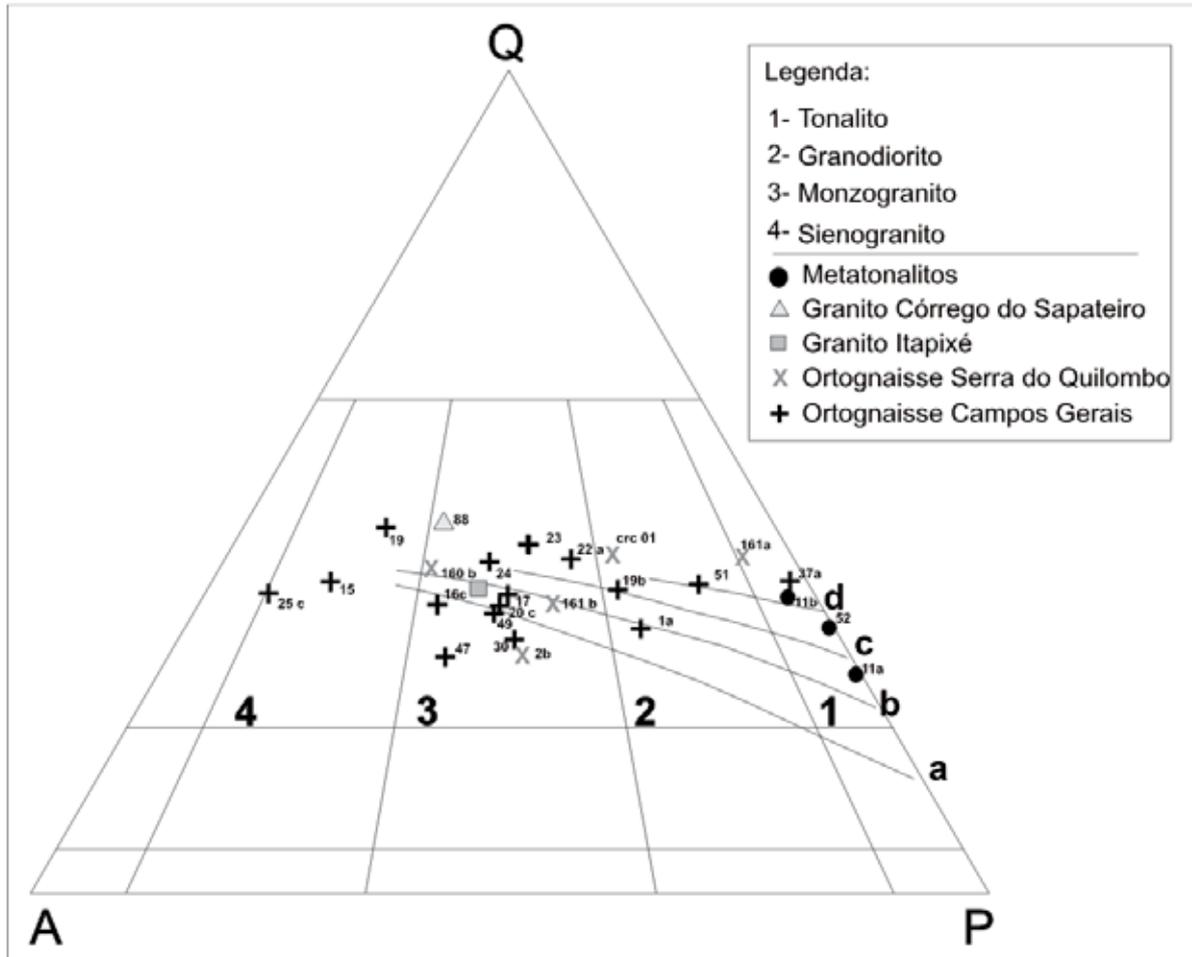


Figura 5- Diagrama QAP (Streckeisen, 1976), com a classificação dos principais litotipos da área de estudo. 1- Tonalito; 2- Granodiorito; 3- Monzogranito; 4- Sienogranito. As linhas contínuas mostram séries calcálcicas das seguintes localidades: a- Peru; b- Chile; c- Córsega-Sardenha; d- suíte TTG da Finlândia (Lameyre e Bowden, 1982)

2001). Paragêneses com presença de biotita ± hornblenda ± epidoto e (ou) biotita ± muscovita/sericita ± clorita ± epidoto, observadas principalmente nas proximidades das zonas de cisalhamento, indicam retrometamorfismo para fácies xisto-verde superior a epidoto-anfibólito.

Não foi observada a presença de ortopiroxênio no Ortognaisse Serra do Quilombo, o que pode indicar que sua cristalização magmática sucedeu o metamorfismo e migmatização do Ortognaisse Campos Gerais.

Todas as unidades apresentam paragêneses na fácies xisto-verde, possivelmente de natureza retrometamórfica. Nos ortognaisses Campos Gerais e Serra do Quilombo é observada a paragênese biotita ± muscovita/sericita ± clorita ± epidoto. Nos metatonalitos, o processo é indicado pela transformação de hornblenda para actinolita ± biotita ± clorita e pela presença de epidoto. Para os granitos Córrego do Sapateiro e Itapixé, a presença de clorita e epidoto corroboram com a atuação do metamorfismo em fácies xisto-verde.

GEOLOGIA ESTRUTURAL

Dois domínios estruturais podem ser descritos, em função da intensidade da deformação. O primeiro domínio abrange a porção nordeste, onde as rochas se apresentam não foliadas ou com foliação incipiente. Para sul e sudoeste, o embasamento ortognaissico e as rochas supracrustais neoproterozóicas são afetadas pelas zonas de cisalhamento sinistrais. Nesta porção a deformação é heterogênea, com zonas levemente deformadas, eventualmente protomiloníticas e zonas miloníticas a ultramiloníticas (figura 6A), com larguras de até 2 km.

No embasamento ortognaissico, pelo menos quatro fases deformacionais foram observadas. A primeira fase é responsável pela geração de foliação S_1 no mesossoma do Ortognaisse Campos Gerais. As zonas de cisalhamento são responsáveis pela formação de uma foliação milonítica S_2 que apresenta mergulhos predominantes de 55° a 75° para SW com eventuais superfícies do tipo S-C conjugadas (figura 6B). Associada a S_2 milonítica, corre lineação de estiramento

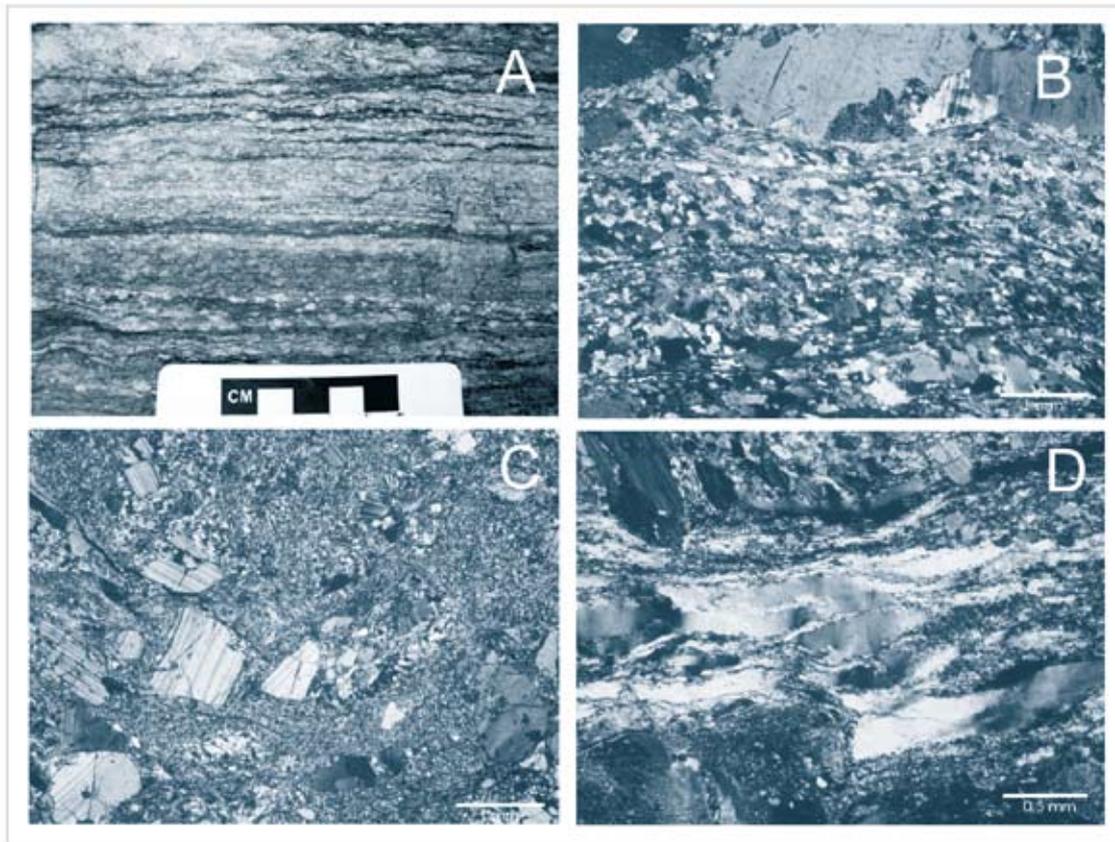


Figura 6- Texturas de deformação no Ortognaise Campos Gerais. A) Aspecto macroscópico da foliação milonítica; B) Foliação milonítica conjugada a superfícies do tipo SC; C) Textura ultramilonítica; D) Fitos de quartzo.

(L_2) de baixo acaimento para WNW. Feições sigmóides em porfiroclastos feldspáticos confirmam a cinemática sinistrógrá. Rochas com texturas protomiloníticas a ultramiloníticas (Figura 6C) comumente exibem fitas de quartzo com extinção ondulante (Figura 6D). Feições rúpteis, como *book shelf* em plagiocásio, indicam a continuidade do cisalhamento em níveis crustais médios a rasos.

No domínio das rochas supracrustais neoproterozóicas, as zonas de cisalhamento desenvolveram em muscovita-xisto do Grupo Andrelândia foliação bem marcada do tipo S-C. O acamamento sedimentar observado, formado pela alternância de quartzito fino e muscovita-xisto, apresenta-se subparalelo à foliação milonítica dos ortognaisses e à xistosidade principal dos metassedimentos.

Megadobras abertas da fase D_3 são observadas nos ortognaisses dobrando a foliação S_1 com eixos de baixo ângulo caimento para WNW e NW. Na parte norte da área, a foliação milonítica dos ortognaisses apresenta mergulhos de 45° a 75° para NNE, caracterizando nesta fase uma grande dobra regional aberta.

A quarta e última fase de deformação caracteriza-se por dobras suaves com eixos que mergulham para NNW e inflexionam a lineação L_2 e eixos D_3 .

Estereogramas exibindo pólos de foliações e lineação de estiramento mineral estão representados na figura 7.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Propõe-se aqui restringir a denominação Complexo Campos Gerais para o conjunto ortognaissico e os granitóides intrusivos associados, excluindo assim da unidade as quilhas de rochas supracrustais da associação greenstone-belt, os diques máficos e metamáficos e as rochas metassedimentares neoproterozóicas embutidas nas zonas de cisalhamento brasileiras.

Com base em critérios observados em campo e na petrografia, o conjunto ortognaissico pôde ser dividido em duas unidades distintas: o Ortognaise Campos Gerais e o Ortognaise Serra do Quilombo.

A abundância do mesossoma do Ortognaise Campos Gerais, a presença deste mesossoma constituindo bandas no Ortognaise Serra do Quilombo e algumas vênulas do segundo no primeiro, sugerem que os a relação intrusiva para os protólitos do gnaise Serra do Quilombo. A figura 8 exemplifica as relações estratigráficas e estruturais dos ortognaisses do Complexo Campos Gerais com as demais unidades litodêmicas e eventos deformacionais.

Pelo menos dois eventos metamórficos foram atuantes na região. O primeiro atingiu a fácies granulito, evidenciado pela presença de ortopiroxênio reliquiar no Ortognaise Serra do Quilombo. O segundo evento é relacionado às zonas de cisalhamento brasileiras, que causaram metamorfismo retrógrado para fácies xisto-verde alto a epidoto-anfibolito. A ausência

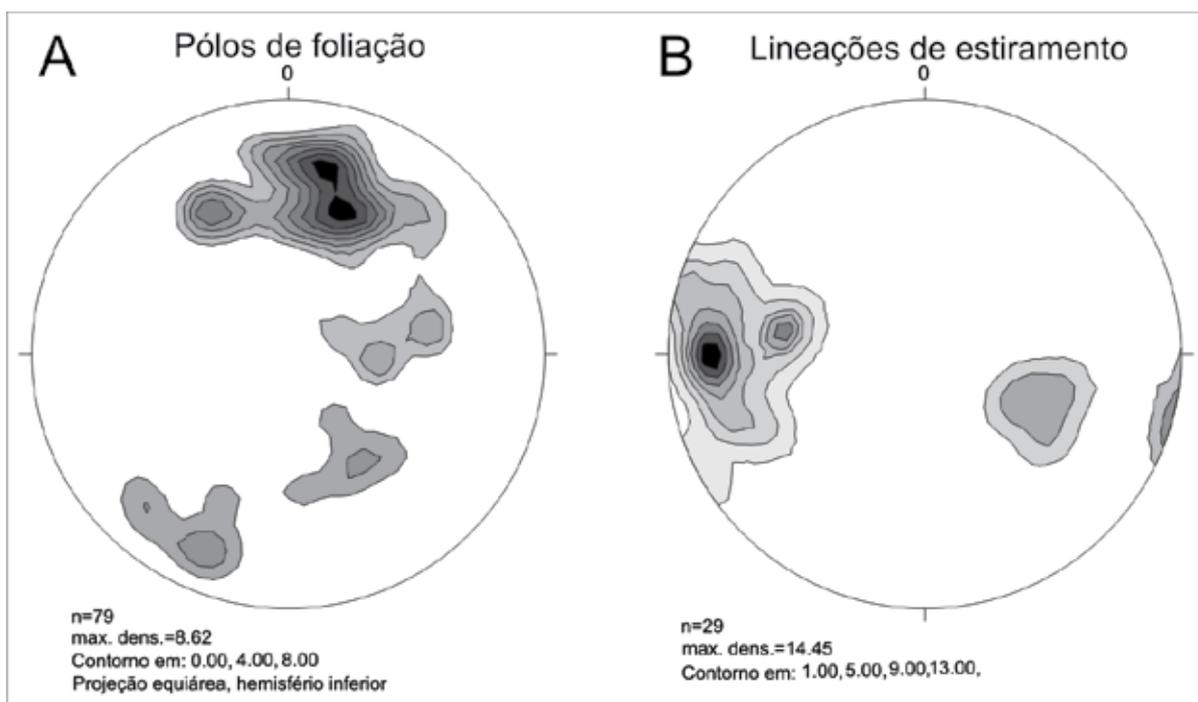


Figura 7- Estereogramas exibindo polos de foliações S1 e S2 (A) e lineações de estiramento mineral (B).

de ortopiroxênio reliquiar e migmatização nos metatonalitos intrusivos Neoarqueanos (Teixeira *et al.*, 1989) deixa claro que o pico metamórfico regional aconteceu em idade anterior a 2.9 Ga.

A ausência deste mineral no Ortognaisse Serra do Quilombo pode ser um forte indicio de que a formação de seus protólitos sucedeu o metamorfismo e migmatização da crosta sílica regional e precedeu a intrusão dos corpos tonalíticos. Esta condição não foi observada nas demais unidades, evidenciando que o pico metamórfico foi anterior à cristalização do Ortognaisse Serra do Quilombo e da colocação dos demais corpos intrusivos.

A relação do metamorfismo com a deformação indica que pelo menos uma fase deformacional foi anterior à migmatização do Ortognaisse Serra do Quilombo no Arqueano, sendo responsável pela formação da foliação do seu mesossoma. As fases posteriores possuem

Em relação à orogenia paleoproterozóica, ao menos em termos deformacionais e metamórficos a região funcionou como antepaís para o Cinturão Mineiro, resistindo ao evento termo-tectônico. Durante a orogenia Brasiliana, aparentemente sua porção sul-sudoeste cedeu à deformação e ao metamorfismo, enquanto que a porção nordeste registrou apenas o segundo.

AGRADECIMENTOS

Recursos financeiros para trabalhos de campo foram providos pelo contrato UERJ-CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Programa Geologia do Brasil, para o levantamento das Folhas Alpinópolis e Guapé, escala 1:100.000.

À professora Beatriz Paschoal Duarte pelas discussões sobre a petrografia, metamorfismo e geologia

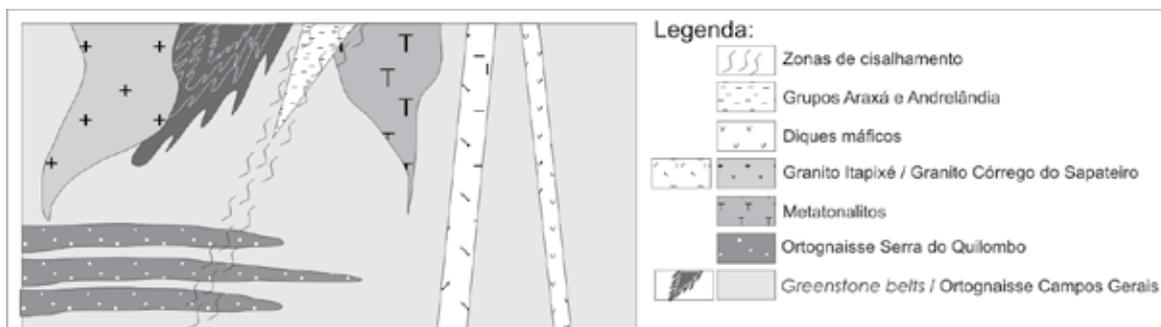


Figura 8- Desenho esquemático mostrando as relações estratigráficas e estruturais dos litotipos do Complexo Campos Gerais com as demais unidades litodêmicas e eventos deformacionais.

idade Neoproterozóica, uma vez que a segunda fase deformacional já apresentou registros de atuação nos metassedimentos neoproterozóicos.

local e ao professor José Renato Nogueira pelo apoio dado nas atividades de campo iniciais. Aos técnicos Rosalva Coelho e Jorge Barbosa pela preparação

das lâminas delgadas no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras (LGPA-UERJ).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALKMIM, F.F. & MARSHAK, S. 1998. Transamazonian Orogeny in the southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero. *Precambrian Research*, 90:29-58.
- ALKMIM, F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as Revelações Almeidianas ao delimitá-lo. in: *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução e obra de Fernando Flávio de Almeida*. Organizadores: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B., 17-34. São Paulo.
- CAMPOS, J.C.S.; CARNEIRO, M.A. & BASEI, M.A.S. 2003. *U-Pb evidence for late Neoproterozoic crustal reworking in the southern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil)*. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 75 (4): 497-511.
- CARVALHO, S.G., SOARES, P.C., ANTÔNIO, M.C., ZANARDO, A. & OLIVEIRA, M.A.F. 1993. Geologia da sequencia vulcano-sedimentar de Alpinópolis. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(1): 38-51.
- CAVALCANTE, J.; CUNHA, H.C.S.; CHEREGATTI, L.A.; KAEFER, L.Q.; ROCHA, J.M.; DAITX, E.C.; COUTINHO, M.G.N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J.; ROSA, D.B. & RAMALHO, R. 1979. Projeto Sapucaí, estado de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais, Relatório Final de Geologia. DNPM/ CPRM, 229p. Brasília.
- CHAVES, A.O. & NEVES, J.M.C. 2005. Radiometric ages, aeromagnetic expression, and general geology of mafic dykes from southeastern Brazil and implications for African-South American correlations. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 387-397
- CHOU DHURI, A.; CROSTA, A.P.; SCHRANK, A.; SZABÓ, G.A.J. & IVER, S.S. 1991. The Quilombo Granite in the Archean Morro do Ferro Greenstone Belt, SW Minas Gerais and the regional character of the Trans-Amazonian event. In: VI Simp. Geol. Minas Gerais. *Revista da Escola de Minas*, 45:152-154.
- CORRÊA DA COSTA, P.C. 1999. Episódios de formação de crosta continental arqueana no Cráton do São Francisco Meridional: Um exemplo a partir da região de Candeias, Campo Belo, MG. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 132 p.
- CROSTA, A.P.; CHOU DHURI, A.; SZABÓ, G.A.J. & SCHRANK, A. 1986. Relações entre tipos litológicos e suas estruturas regionais nos terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do sudoeste de Minas Gerais. 34º Congr. Bras. Geol., Goiânia, 2:710-721.
- DAL LAMA, E.A.; OLIVEIRA, M.A.F. & ZANARDO. 1994. Geotermobarometria em rochas do Complexo Campos Gerais ao norte da Zona de Cisalhamento Varginha. *Revista Brasileira de Geociências*, 24:233-239.
- FERNANDES, R.A. 2001. Etapas de formação de crosta continental (do Mesoarqueano ao Mesoproterozóico) no Cráton do São Francisco Meridional. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 128p.
- LAMEYRE J. & BOWDEN P. 1982. *Plutonic rock type series: discrimination of various Granitoids series and related rocks*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14:169-186.
- MORALES, N. & HASUI, Y. 1993. Evolução tectônica da porção ocidental do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio. In: 4º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – SNET, SBG, Belo Horizonte, 12: 292-296.
- NOCE, C.M., MACHADO, N. & TEIXEIRA, W. 1998. U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (southern São Francisco Craton): ages constrains for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism. *Revista Brasileira de Geociências*, 28:95-102.
- PIMENTEL, M.M. & FERREIRA FILHO, C.F. 2002. Idade Sm-Nd de komatiitos do greenstone belt do Morro do Ferro, Fortaleza de Minas (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, 32(1):147-148.
- QUÉMÉNEUR, J.J.G. & NOCE, C.M. 2000. Geochemistry and petrology of felsic and mafic suites related to the paleoproterozoic Transamazonian Orogeny in Minas Gerais, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 87-90.
- ROIG, H. L. & SCHRANK, A. 1992. Caracterização da zona de sutura Jacuí-Conceição da Aparecida – limite norte do complexo de nappes de Guaxupé- MG. In: 37º Congr. Bras. Geol, São Paulo: 283-285.
- STRECKEISEN H.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12:1-33.
- SZABÓ, G.A.J. 1989. Contexto geológico e petrologia das rochas metaultramáficas de Alpinópolis, MG. Dissertação de Mestrado, IG-Universidade de São Paulo, 203 p.
- SZABÓ G.A.J. 1992. Compartimentação do Complexo Campos Gerais entre Carmo do Rio Claro e Fortaleza de Minas, MG. *Boletim do Instituto de Geociências/USP*, 129-130.
- SZABÓ G.A.J.; ROIG H.L.; SCHRANK A. & CHOUDHURI A. 1993. Duas faixas lito-estruturais distintas e o limite das Províncias Tocantins e Mantiqueira, entre Alpinópolis e Nova Resende. In: II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, SBG, Salvador: 272-274.
- SZABÓ G.A.J. & CANDIA M.A.F. 1998. Compositional alteration patterns in meta-ultramafic rocks of komatiitic origin from Alpinópolis, SW Minas Gerais, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 70 (3): 693.
- TEIXEIRA N.A., GASPAS J.C., BRENNER T.L., CHENEY J.T., MARCHETTO C.M.L. 1987. Geologia e implicações geotectônicas do Greenstone do Morro do Ferro (Fortaleza de Minas, MG). *Revista Brasileira de Geociências*, 17(3):209-220.
- TEIXEIRA, W.; AKIMOTO, H.; SIGA JR., O.; SATO, K. 1989. A evolução geocronológica dos terrenos granítico-gnaissico-migmatíticos ao sul da Faixa Canastra, sudoeste de Minas Gerais. In: 5º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Belo Horizonte, SBG- MG, 10:243-246.
- TEIXEIRA, W.; SABATÉ, P.; BARBOSA, J.; NOCE, C.M. & CARNEIRO, M.A. 2000. Archean and paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: *Tectonic Evolution of South America*. Organizadores: Cordani, U.C.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A. & Campos, D.A. Rio de Janeiro, 101-131.
- VALERIANO, C.M.; MACHADO, N.; SIMONETTI, A.; VALLADARES, C.S.; SEER, H.J. & SIMÕES, L.S.A. 2004. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of west gondwana. *Precambrian Research*, 130: 27-55.
- VALERIANO, C.M.; SIMONETTI, A.; TURBAY, C.; ROSSI, A. & NOGUEIRA, J.R. 2006. U-Pb zircon ages by LA-MC-ICPMS from orthogneisses south of Alpinópolis (Minas Gerais, SE-Brazil): reconstructing Paleoproterozoic cratons on the southwestern margin of the São Francisco paleocontinent. *GAC-MAC Annual Meeting*, Montreal.
- VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J. C. H.; TROUW, R. A. J.; PACIULLO, F. V. P.; SIMÕES, L. S. A.; SZABO, G. A. J.; HEILBRON, M.; DUARTE, B. P.; TUPINAMBA, M. A. S. & TURBAY, C. V. G. 2007. Mapa Geológico da Folha Alpinópolis - Escala 1:100.000. In: Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Brasília.
- WERNICK, E.; ARTHUR, A.C. & FIORI, A.P. 1981. Reavaliação de dados geocronológicos da região NE do estado de São Paulo e unidades correlatas no estado de Minas Gerais e Rio de Janeiro. In: Anais do Simpósio Regional de Geologia, SBG, Curitiba, 328-332.
- ZANARDO, A.; MORALES, N.; CARVALHO, S.G.; SIMÕES, L.S.A.; OLIVEIRA, M.A.F. 1990. Evolução metamórfica da porção sul do Cráton do São Francisco. In: Anais do 36º Congresso Brasileiro de Geologia. Natal, SBG, 1945-1955.
- ZANARDO, A.; MORALES, N.; OLIVEIRA, M.A.F. & DEL LAMA, E.A. 2006. Associação tectono-litológica da paleozona de sutura Alterosa, sudeste do Brasil. *Revista UnG-Geociências*, 5(1): 103-117.