

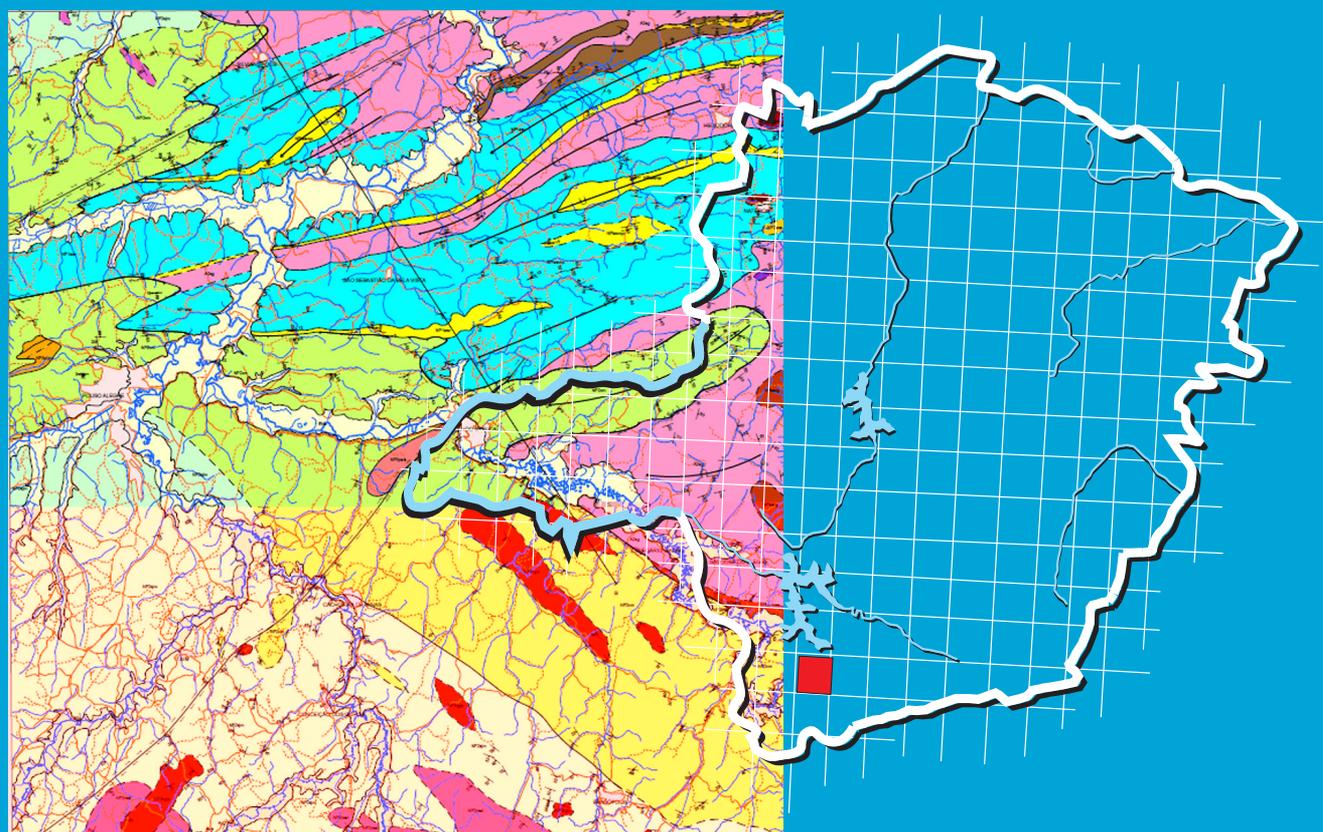
Programa Geologia do Brasil

Levantamentos Geológicos Básicos

NOTA EXPLICATIVA

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS

FOLHA POUSO ALEGRE – SF.23-Y-B-II



Rio de Janeiro/2020

* Parceria com a Universidade Federal
do Rio de Janeiro - UFRJ

 SERVIÇO GEOLÓGICO
DO BRASIL - CPRM

Escala: 1:100.000

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

Ministro de Estado

Bento Albuquerque

Secretário de Geologia, Mineração e Transformação Mineral

Alexandre Vidigal de Oliveira

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

DIRETORIA EXECUTIVA

Diretor Presidente

Esteves Pedro Colnago

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

Marcio José Remédio

Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

Antônio Carlos Bacelar Nunes

Diretor de Infraestrutura Geocientífica

Paulo Afonso Romano

Diretor de Administração e Finanças

Cassiano de Souza Alves

COORDENAÇÃO TÉCNICA

Chefe do Departamento de Geologia

Lúcia Travassos da Rosa Costa

Chefe da Divisão de Geologia Básica

Vladimir Cruz de Medeiros

Chefe da Divisão de Sensoriamento Remoto e Geofísica

Luiz Gustavo Rodrigues Pinto

Chefe do Departamento de Recursos Minerais

Marcelo Esteves Almeida

Chefe da Divisão de Geologia Econômica

Felipe Matos Tavares

Chefe da Divisão de Geoquímica

Cassiano Costa e Castro

Chefe do Departamento de Informações Institucionais

Edgar Shinzato

Chefe da Divisão de Geoprocessamento

Hiran Silva Dias

Chefe da Divisão de Cartografia

Fábio Silva da Costa

Chefe da Divisão de Documentação Técnica

Roberta Pereira da Silva de Paula

Chefe do Departamento de Relações Institucionais e Divulgação

Patrícia Duringer Jacques

Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação

Washington José Ferreira Santos

Chefe do Departamento de Apoio Técnico

Maria José Cabral Cezar

Chefe da Divisão de Editoração Geral

Ricardo Luiz Barreiros Motta

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

Reitora

Denise Pires de Carvalho

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM
DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
| PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL |

LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA POUSO ALEGRE – SF.23-Y-B-II

Escala 1:100.000
Estado de Minas Gerais

AUTORES

Rudolph Allard Jonhhanes Trouw
André Ribeiro
Débora Barros Nascimento
Everton Marques Bongioio
Felipe Nepomuceno de Oliveira
Clara Ferrer Costa
Vitor Caputo Neto
Hugo Polo
Felipe Tavares
Rodrigo Vinagre

NOTA EXPLICATIVA

Contrato nº 022/PR/09



Rio de Janeiro
2020

REALIZAÇÃO

Serviço Geológico do Brasil – CPRM
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ

RESPONSÁVEL TÉCNICO DO CONTRATO

Rudolph Allard Johannes Trouw

TEXTO EXPLICATIVO (UFRJ)

André Ribeiro
Débora Barros Nascimento
Everton Marques Bongioiolo
Felipe Nepomuceno de Oliveira
Clara Ferrer Costa
Vitor Caputo Neto
Hugo Polo
Felipe Tavares
Rodrigo Vinagre

MAPA GEOLÓGICO (CPRM)**APOIO TÉCNICO****PROJETO GRÁFICO/EDITORÇÃO****Capa (DIMARK)**

Washington José Ferreira Santos

Miolo (DIEDIG)

Andréia Amado Continentino
Agmar Alves Lopes

Diagramação (ERJ)

Divisão de Editoração Geral - DIEDIG

NORMALIZAÇÃO BIBLIOGRÁFICA

Teresa Cristina Sampaio Rosenhayme

REVISÃO FINAL

Irinéa Barbosa da Silva

Serviço Geológico do Brasil – CPRM

www.cprm.gov.br
seus@cprm.gov.br

G343 Geologia e recursos minerais da Folha Pouso Alegre
SF.23-Y-B-II ; escala 1:100.000, estado de Minas Gerais
/ Rudolph Allard Johannes Trouw ... [et al.]. – Rio de
Janeiro : CPRM : URFJ , 2020.
65 p. : il. ; 30 cm
ISBN: 978-85-7499-586-1
1.Geologia – Brasil – Minas Gerais. 2.Recursos
minerais – Brasil – Minas Gerais. I. Trouw, Rudolph Allard
Johannes. II. Título.

CDD 551.098151

Ficha catalográfica elaborada pela bibliotecária Teresa Rosenhayme CRB 5663

Direitos desta edição: Serviço Geológico do Brasil – CPRM
Permitida a reprodução desta publicação desde que mencionada a fonte.

APRESENTAÇÃO

O **PROJETO GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA POUSO ALEGRE** (SF.23-Y-B-II), resulta da parceria entre o Serviço Geológico do Brasil-CPRM e a Universidade Federal do Rio de Janeiro, através do PRONAGEO, contrato CPRM-UFRJ Nº 022/PR/2009.

O PRONAGEO, programa implementado pela Diretoria de Geologia e Recursos Minerais, visa promover avanços na cartografia geológica básica na escala 1:100.000 em todo território nacional, através da interação entre o SGB-CPRM e universidades brasileiras, representadas por professores/pesquisadores nacionalmente reconhecidos, em geral líderes de grupos de pesquisa, os quais respondem diretamente pela qualidade do trabalho apresentado.

Os resultados obtidos através do PRONAGEO têm demonstrado um importante avanço, tanto na cartografia geológica, quanto no estudo da potencialidade mineral em amplas áreas do território nacional.

Este produto resulta de levantamentos e análises de dados geológicos de campo, laboratoriais e da literatura, e de sua integração com dados aerogeofísicos de alta resolução (magnetometria e gamaespectrometria). Acompanha um mapa geológico elaborado em escala 1:100.000, utilizando-se tecnologia de Sistemas de Informações Geográficas (SIG), sendo, portanto, um produto dinâmico, que permite diversas possibilidades de cruzamento de dados, novas interpretações e atualizações contínuas.

Este projeto deverá auxiliar empresas do setor mineral, pesquisas acadêmicas, e órgãos de planejamento do Governo Federal, e especialmente das esferas estadual e municipal, na medida em que serve como base para estudos geológicos mais detalhados e para o estabelecimento de políticas públicas visando o desenvolvimento regional.

O desenvolvimento destes produtos envolveu compilação e integração, em meio digital, de todas as informações geológicas disponíveis na região, complementadas com a interpretação de sensores remotos, aquisição sistemática de dados de campo e análises laboratoriais. Todos estes dados e produtos estão hospedados no banco de dados corporativo da CPRM (GeoSGB), que pode ser acessado pelo portal www.cprm.gov.br.

Esteves Pedro Colnago

Diretor-Presidente

Marcio José Remédio

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

RESUMO

As rochas metamórficas da Folha Pouso Alegre integram a parte sul da Faixa Brasília Meridional, uma faixa móvel Neoproterozóica. A história desta parte da faixa móvel é vinculada a depósitos de bacias sedimentares neoproterozóicas nas margens dos paleocontinentes São Francisco e Paranapanema. Ocorreu subdução para oeste/sudoeste da margem do Paleocoincidente São Francisco com instalação de um arco magmático na placa superior, Paranapanema, em torno de 670 Ma; e posterior colisão entre os dois continentes por volta de 600 Ma atrás. Estes eventos produziram um sistema de *nappes* "Sanfranciscanas" ou *nappes* inferiores com vergência para leste e sudeste, cavalgado pela placa superior, Paranapanema. Com base neste arcabouço geotectônico dois domínios tectônicos podem ser reconhecidos na Folha Pouso Alegre: domínio das *nappes* inferiores e domínio da placa superior ou *Nappe* Socorro-Guaxupé. Nestes domínios foram identificadas quinze unidades de mapeamento pré-cambrianas parcialmente cobertas por depósitos de sedimentos fluviais e depósitos de talus.

O domínio das *nappes* inferiores inclui ortognaisses do embasamento Arqueano/Paleoproterozóico e sucessões neoproterozóicas da Megassequência Andrelândia. O domínio da placa superior é representado por ortognaisses e paragonisses da *Nappe* Socorro-Guaxupé.

O contato basal da *Nappe* Socorro-Guaxupé é uma falha de empurrão que representa a sutura entre as paleoplacas São Francisco e Paranapanema. Esta falha de empurrão mergulha suave para oeste, paralelo à lineação de estiramento regional, e trunca os contatos do domínio inferior, gerando uma descontinuidade ou discordância tectônica regional (cf. anexo - mapa e seção geológica). As dobras e a foliação principal, especialmente nas rochas da placa superior, podem ser relacionadas ao desenvolvimento da falha de empurrão, resultando uma estrutura de tipo dobra-falha. No entanto, esta falha de empurrão e os contatos litológicos e tectônicos no domínio inferior encontram-se deformados em antifomas e sinformas abertas até isoclinais, com planos axiais de alto mergulho, ora para sudeste ora para noroeste, e eixos de baixo caimento para oeste, sudoeste ou noroeste. A geometria aparentemente irregular e a variada atitude de mergulho de planos axiais destas dobras, em parte, se devem a modificações por compressão noroeste-sudeste, que tem sido normalmente atribuída à evolução tectônica da Faixa Ribeira. Assim, a área da Folha Pouso Alegre estaria na zona de interferência ou de transição entre os segmentos meridional da Faixa Brasília e central da Faixa Ribeira.

O metamorfismo principal nesta da área foi contemporâneo à geração da foliação regional e, portanto, contemporâneo à colocação das *nappes*. O registro é de fácies anfíbolito com muscovita, cianita e veios anatéticos nas rochas do domínio inferior. Sillimanita, em particular da variedade fibrolita, registra superposição de metamorfismo de fácies anfíbolito de mais baixa pressão, provavelmente, relacionado à Faixa Ribeira. Nos ortognaisses da placa superior, ortopiroxênio e clinopiroxênio, substituídos por hornblenda, registram fácies granulito retrógrada a fácies anfíbolito.

Em discordância, sobre a placa superior ocorre a Formação Pouso Alegre, considerada um registro da transição Neoproterozóico-Cambriano. A formação pode ser subdividida em três unidades: brechas basais, conglomerados, arenitos e pelitos do intervalo médio e arenitos superiores. A sucessão é grano- e estrato-decrescente para o topo e pode ser interpretada como depositada em um ambiente de leque deltaico. Os litoclastos gnáissicos, nas brechas e conglomerado, e o caráter feldspatolítico até arcoseano dos arenitos registram a erosão de gnáisses, provavelmente, da placa superior. A formação pode, então, ser considerada como depósito de bacia de antepaís da Orogênese Brasileira. Entretanto, as rochas têm foliação com alto mergulho para norte ou noroeste, além de mica branca e cloritóide indicando metamorfismo de fácies xisto verde.

ABSTRACT

The Precambrian rocks of the Pouso Alegre Sheet integrate the Southern Brasília Belt. The history of the successions is related to the ca. 1.0 Ga margin of the São Francisco and Paranapanema paleocontinents; subduction around 670 Ma with a magmatic arc in the upper plate, Paranapanema, followed by collision at ca. 600 Ma. These events produced a nappe system with tectonic transport with top to the east. Two tectonic domains can be recognized in the Pouso Alegre Sheet: the Socorro-Guaxupé Nappe representing the upper plate, composed essentially of orthogneisses interpreted as the root of a magmatic arc, and the underlying Andrelândia Nappe System and its autochthonous basement. The rocks that occur in these nappes belong to the Neoproterozoic Andrelândia Megasequence and Paleoproterozoic basement gneisses. These domains contain fifteen Precambrian mapping units. Fluvial sediments and scree deposits cover these units locally.

The basal contact of the Socorro-Guaxupé Nappe is a thrust fault that represents the suture between the paleocontinents Paranapanema and São Francisco. This thrust fault has shallow dip to the west, parallel to the plunge of the regional stretching lineation; it truncates contacts of the underlying domain. The main foliation and local folds seem to be genetically related to the thrust fault, although a temporal relationship is established where the thrust fault is folded. These open to tight folds have steep axial planes, dipping either to SE or to NW and subhorizontal axes. They are attributed to the NW-SE shortening related to the Ribeira Orogen. Since the Socorro-Guaxupé Nappe is a feature of the Southern Brasília Orogen the area of the sheet is located in the zone of superposition between the two orogens.

The main metamorphism was contemporaneous with the generation of the regional foliation and hence is syntectonic with the emplacement of the nappes. The presence of muscovite, kyanite and local anatexitic veins reveals amphibolite facies conditions in the lower domain. Late sillimanite, locally fibrolite, registers superposition of lower pressure amphibolite facies, possibly in part related to the Ribeira Orogen. In the Socorro-Guaxupé Nappe orthogneisses with remnants of orthopyroxene and clinopyroxene, partially substituted by amphibole, register granulite facies retrograded to amphibolite facies.

The Pouso Alegre Formation rests unconformably on the units of the Socorro-Guaxupé Nappe. It is considered of Ediacarian to Cambrian age. The formation can be subdivided into three units: basal breccias, conglomerates and sandstones, pelites in the intermediate unit, and sandstones in the upper one. The succession shows decrease of grain size and layer thickness towards the top and can be interpreted as deposited in an environment of a deltaic fan. The gneissic lithoclasts in the rudites and the arcose character of the sandstones point to the erosion of gneisses, probably from the Socorro-Guaxupé Nappe. The formation is considered as either a foreland or rift basin related to the Brasiliano orogenesis. The rocks have a foliation, dipping steeply to N or NW, apart from metamorphic white mica and chloritoid, indicating greenschist facies metamorphism. These features are attributed to the influence of the Ribeira Orogen.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	8
1.1. LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA FOLHA POUSO ALEGRE.....	8
1.2. ASPECTOS FÍSIOGRÁFICOS.....	8
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	10
3. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS.....	14
3.1. DOMÍNIO DAS NAPPES INFERIORES.....	15
3.1.1. Ortognaisses do Embasamento.....	15
3.1.2. Megassequência Andrelândia.....	17
3.1.2.1. Unidade São Vicente.....	18
3.1.2.2. Unidade Arantina.....	18
3.1.2.3. Unidade Santo Antônio.....	19
3.2. DOMÍNIO DA PLACA SUPERIOR.....	20
3.2.1. Complexo gnáissico Cachoeira de Minas.....	21
3.2.1.1. Intercalações nos Ortognaisses.....	24
3.2.2. Complexo Gnáissico São João da Mata.....	25
3.2.2.1. Ortognaisses.....	25
3.2.2.2. Paragnaisses e Rochas Calcisilicáticas.....	25
3.2.3. Granitoide Serra da Água Limpa.....	26
3.3. GRANITOS TARDIOS.....	27
3.3.1. Granito Santa Rita do Sapucaí.....	27
3.3.2. Granito Natércia.....	28
3.3.3. Granito Piranguçu.....	28
3.4. ROCHAS METAMÁFICAS E ROCHAS METAULTRAMÁFICAS.....	29
3.4.1. Metabasitos.....	29
3.4.2. Retroeclogito.....	29
3.4.3. Rochas Metaultramáficas.....	29
3.4.3.1. Corpo Metaultramáfico do Fundão.....	30
3.5. FORMAÇÃO POUSO ALEGRE.....	30
3.5.1. Introdução.....	30
3.5.2. Litofácies na Formação Pouso Alegre.....	33
3.5.2.1. Brecha maciça polimítica.....	33
3.5.2.2. Conglomerados.....	34
3.5.2.3. Arenitos.....	34
3.5.2.4. Fácies Heterolítica.....	34
3.5.2.5. Pelitos.....	34
3.5.3. Estratigrafia na Formação Pouso Alegre.....	34
3.5.3.1. Unidade Basal.....	34
3.5.3.2. Unidade Média.....	34
3.5.3.3. Unidade Superior.....	35
3.5.4. Paleoambientes.....	35
3.5.5. Petrografia e petrofácies.....	36
3.5.5.1. Ruditos.....	36
3.5.5.2. Pelitos.....	36

3.5.5.3. Arenitos	36
3.5.6. Geologia Estrutural e Metamorfismo	38
3.5.7. Correlações estratigráficas	38
3.5.8. Origem e evolução da Formação Pouso Alegre.....	39
3.6. DEPÓSITOS DE SEDIMENTOS FLUVIAIS, COLÚVIOS E TÁLUS	39
4. GEOLOGIA ESTRUTURAL	41
4.1. ESTRUTURA REGIONAL.....	41
4.2. ESTRUTURA LOCAL	42
4.2.1. Falha de Empurrão / Sutura Entre Paleocontinentes	42
4.2.2. Dobras, Foliação e Lineações da Fase de Deformação Principal.....	42
4.2.3. Estruturas que Deformam Dobras e Foliação Principal	44
4.2.3.1. Dobras e Crenulações.....	44
4.2.3.2. Zonas de Cisalhamento Subverticais.....	45
5. METAMORFISMO.....	47
5.1. FÁCIES ANFIBOLITO E GRANULITO NA PLACA INFERIOR	48
5.2. FÁCIES GRANULITO E ANFIBOLITO NA PLACA SUPERIOR	49
5.3. METAMORFISMO TARDIO, FÁCIES XISTO-VERDE.....	50
6. GEOQUÍMICA.....	51
6.1. ORTOGNAISSES – COMPLEXO GNÁISSICO CACHOEIRA DE MINAS.....	51
6.2. ROCHAS MÁFICAS.....	53
7. RECURSOS MINERAIS	56
8. CONCLUSÕES	58
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	59
ANEXO.....	63

1. INTRODUÇÃO

Este relatório refere-se ao mapeamento da Folha Pouso Alegre 1:100.000, contrato CPRM-UFRJ, no âmbito do Programa Nacional de Geologia - PRONAGEO. Os dados e interpretações resultaram de trabalho de campo, incluindo 700 pontos estudados e contatos litológicos definidos e cartografados *in situ*. Informações bibliográficas e imagens sensoriais ajudaram e complementaram as interpretações.

1.1. LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DA FOLHA POUSO ALEGRE

A Folha Pouso Alegre 1:100.000 (SF23-Y-B-II) situa-se no sul de Minas Gerais entre as coordenadas 46°00' - 45°30' W e 22°00' - 22°30' S (Figura 1.1). A área é coberta pelas cartas topográficas 1:50.000, do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) de 1970, Pouso Alegre (SF-23-Y-B-II-1), Heliódora (SF-23-Y-B-II-2), Conceição dos Ouros (SF-23-Y-B-II-3) e Santa Rita do Sapucaí (SF-23-Y-B-II-4). As cartas estão disponíveis na página do IBGE (ibge.gov.br) e foram utilizadas nos trabalhos de campo.

O município mais importante da região é Pouso Alegre no oeste da folha, com cerca de 142000 habitantes, segundo o censo do IBGE de 2013 (ibge.gov.br), e um parque industrial importante. Outras cidades na área são: Espírito Santo do Dourado e Silvianópolis no noroeste; Careagu, Heliódora e Natércia no nordeste; São Sebastião da Bela Vista no centro; Santa Rita do Sapucaí e São José do Alegre no vale do Rio Sapucaí, centro-sul da folha; Conceição dos Ouros e Cachoeira de Minas no sudoeste; Piranguinho e Brasópolis no sudeste.

A Rodovia Fernão Dias, BR-381, que liga Belo Horizonte a São Paulo, atravessa a folha de nordeste para sudoeste; à sua margem, Pouso Alegre dista 170 km de São Paulo e 370 km de Belo Horizonte. O Rio de Janeiro dista cerca de 390 km de Pouso Alegre, com acesso pela via Presidente Dutra BR-116, e, depois, desde Lorena, passando por Itajubá, pela BR-459 (Figura 1.2). A área da folha é atravessada, também pela rodovia MG-179, importante ligação para norte em direção a Machado e Alfenas (Figura 1.2). Além destas, outras rodovias estaduais pavimentadas (Figura 1.2) e inúmeras estradas de terra municipais e de acesso a propriedades rurais cruzam a área da folha e ficam em estado transitável praticamente o ano todo. No centro da folha, área de Itaim e arredores na bacia do Rio Sapucaí as estradas podem ficar intransitáveis durante as chuvas de verão.

1.2. ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

O Rio Sapucaí e seus principais afluentes, os rios Sapucaí-Mirim, Mandu, do Cervo, Itaim e Turvo, são as principais drenagens regionais na área (Figura 1.3). As serras do Cervo, das Águas e de Santa Catarina no norte, de Santa Rita no centro e a vertente norte da Serra da Mantiqueira, no sul da folha, constituem o padrão morfológico geral.

O Rio Sapucaí atravessa a área de sudeste para noroeste, tomando rumo nordeste nas imediações de Pouso Alegre, onde recebe os afluentes Sapucaí-Mirim e Mandu, vindos do sudoeste, e o Rio do Cervo, de oeste. Assim nas adjacências de Pouso Alegre existe

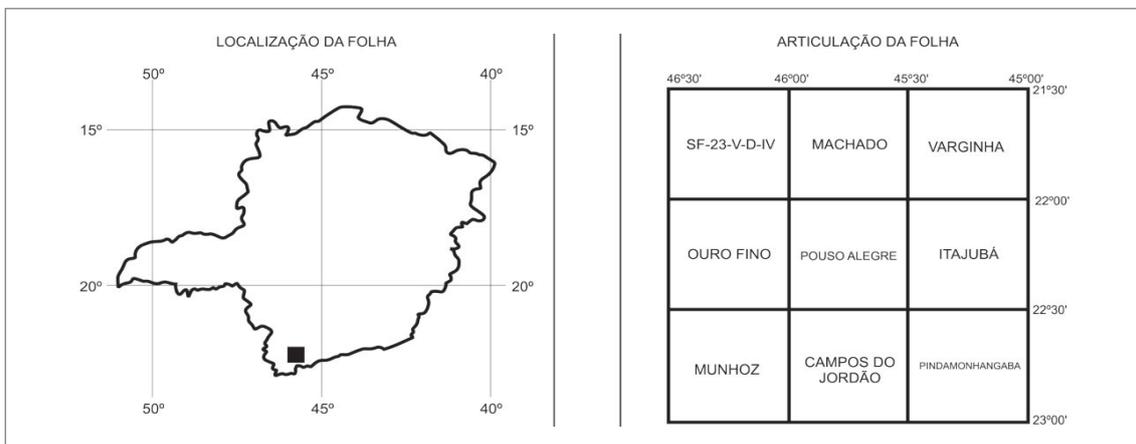


Figura 1.1 - Localização da Folha Pouso Alegre 1:100.000 (SF23-Y-B-II), no estado de Minas Gerais e articulação com as folhas vizinhas.

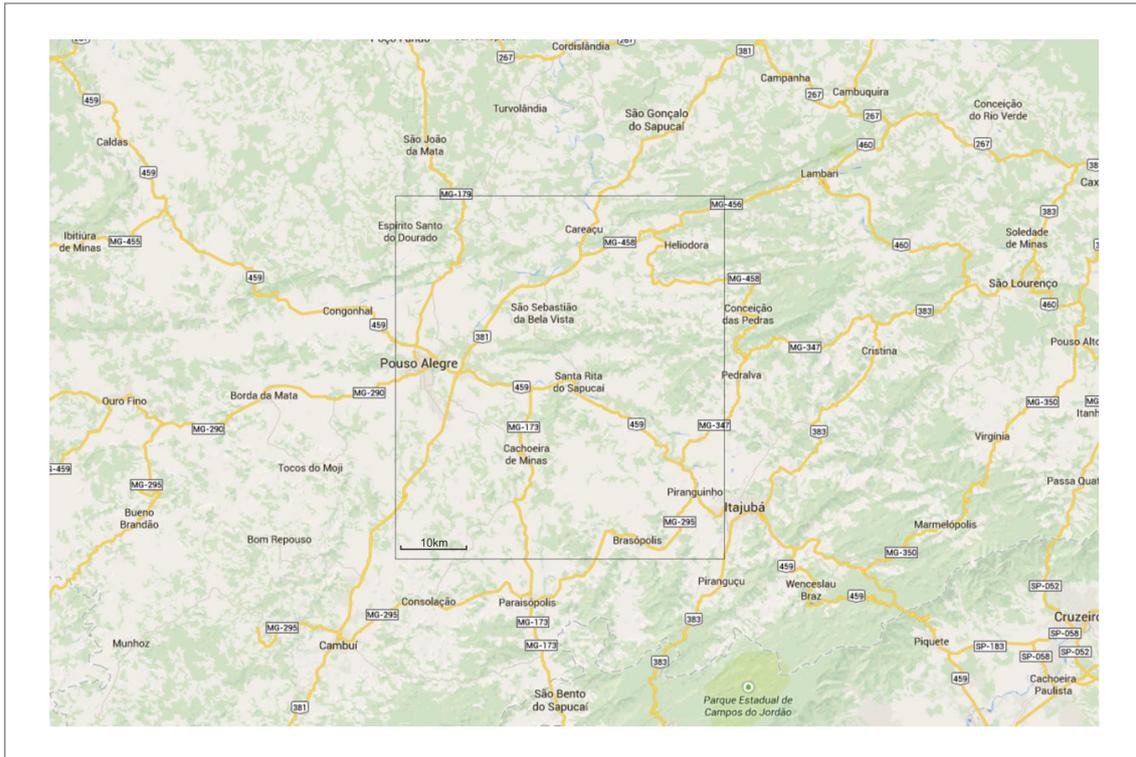


Figura 1.2 - A área da Folha Pouso Alegre é atravessada por duas importantes rodovias federais: BR-381 (Fernão Dias), que liga Belo Horizonte a São Paulo, e BR-459, que liga a BR-116 (Presidente Dutra) a Poços de Caldas. Outra rodovia importante é a MG-179, que segue de Pouso Alegre para norte em direção a Alfenas. Retângulo - Folha Pouso Alegre 1:100.000 no Google Maps 2014.

uma grande planície com espessos depósitos fluviais, especialmente areia e lama. A grande várzea segue até as cercanias de Careaçu, no norte da folha. Segundo Ribeiro (2011), as planícies destes rios foram modificadas por deposição de materiais orgânicos, mineração, escavação e uso e redeposição de solos, aumentando consideravelmente o risco, já natural, de inundações. Um acervo de dados sobre a bacia do Rio Sapucaí pode ser acessado em www.grande.cbh.gov.br/GD5.aspx.

Segundo Marujo et al. (2001), o conjunto de rios e serras acima mencionados fazem parte de quatro compartimentos morfoestruturais regionais: Planalto do Cervo, Serras Alongadas de Ouro Fino, Depressão de Pouso Alegre e Serrania do Alto Sapucaí. O Planalto do Cervo inclui a Serra do Cervo e serras adjacentes; o segundo compartimento inclui as serras das Águas, Santa Catarina e Santa Rita com quartzitos Andrelândia. A Serrania do Alto Sapucaí inclui o conjunto de serras no sul da folha. A Depressão de Pouso Alegre é área onde convergem os rios Sapucaí-Mirim, Mandu e do Cervo, que desembocam no Rio Sapucaí. Conforme Saadi (1991), estes domínios morfoestruturais integram uma feição maior denominada Degraus Intermediários da

Serra da Mantiqueira, parte de um planalto inclinado para noroeste, cuja gênese, segundo Melo et al. (1993), vincula-se, ao soerguimento da área costeira e Serra da Mantiqueira a sul e ao rebaixamento da bacia do Rio Paraná, provavelmente durante o Paleoceno.

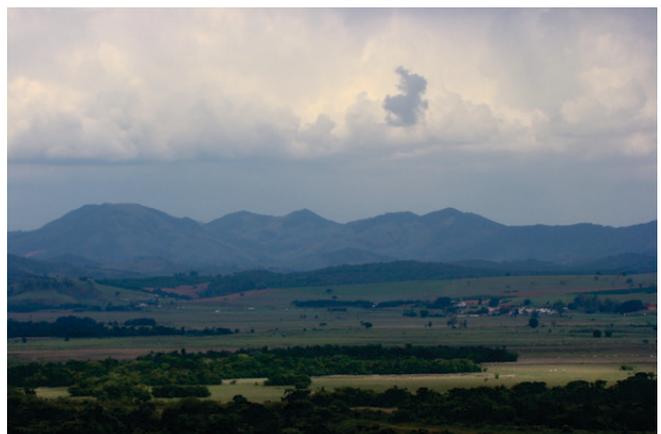


Figura 1.3 - A planície do Rio Sapucaí com pastagem e plantações, ao fundo a Serra de Santa Rita e edificações na margem da Rodovia Fernão Dias (BR-381). Vista para sul desde o ponto de coordenadas UTM 0414188, 7556590.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Na Folha Pouso Alegre ocorrem unidades litológicas que integram a parte sul da Faixa Brasília, um cinturão móvel gerado durante a Orogênese Brasileira. Existe consenso na literatura que a evolução da Faixa Brasília, conforme o registro no sul de Minas Gerais, aconteceu com subducção para oeste da margem do Paleocontinente São Francisco, hoje Cráton do São Francisco (Almeida, 1977, 1981) (Figura 2.1), seguida de colisão com a placa superior, Paranapanema. Os dados geocronológicos disponíveis mostram que o arco magmático, que se instalou na placa superior, esteve ativo pelo menos no intervalo entre 740 e 640 Ma atrás. Seguiu-se a colisão, entre 640 e 580 Ma, que produziu um sistema de *nappes* metamórficas com transporte tectônico de topo para leste e auge do metamorfismo em torno de 600 Ma. Assim, foram gerados distintos domínios tectônicos neoproterozoicos na região: autóctone e de antepaís constituídos pelo embasamento e cobertura do cráton ou antepaís do São Francisco; sistema de *nappes* inferiores (SNA e P, Figura

2.2), com unidades relacionadas às margens dos paleocontinentes São Francisco e Paranapanema; e no topo da pilha tectônica, a placa superior representada pela *Nappe* Socorro-Guaxupé (cf. Campos Neto e Caby, 1999; 2000; Campos Neto et al., 2004, 2011; Trouw, 2008; Trouw et al., 2000, 2008, 2011, 2013; Valeriano et al., 1995, 2000, 2004, 2007; Vinagre et al., 2014; entre outros). Entre os estudiosos da parte sul da Faixa Brasília existe também certo consenso sobre a existência e localização destes domínios tectônicos, como mostram as figuras 2.2, 2.3 e 2.4. Com base neste arcabouço tectônico, foi possível distinguir dois domínios na Folha Pouso Alegre: domínio das *nappes* inferiores, que faz parte do domínio interno de Valeriano, 1992 (Figura 2.4), e domínio da placa superior ou *Nappe* Socorro-Guaxupé, conforme Campos Neto & Caby, (1999, 2000) (Figura 2.3). Sobre os ortognaisses da placa superior ocorre a Formação Pouso Alegre, registro da transição Neoproterozoico-Cambriano, com sucessões de leques deltaicos em bacia *strike-slip* (Teixeira & Petri, 2001) ou em bacia de antepaís (Costa, 2011). Encaixados tanto em unidades da placa superior como das *nappes* inferiores ocorrem granitos com biotita, muscovita, turmalina e, às vezes, granada considerados granitos anatéticos sin-colisionais. Seriam parte dos granitos do Edicariano, com idades entre 630-542 Ma, segundo Campos Neto et al. (2011).

O domínio das *nappes* inferiores (6a e 7la na Figura 3.1) inclui ortognaisses do embasamento Arqueano e Paleoproterozoico, sucessões neoproterozóicas relacionadas à margem do oeste do Paleocontinente São Francisco e sucessões de bacia de antearco ou de antepaís do Orogênio Brasileiro (Campos Neto e Caby, 1999; 2000; Campos Neto et al., 2004; Paciullo et al., 2000; 2003; 2008; Trouw et al., 2000, 2011, 2013).

O embasamento no domínio das *nappes* inferiores é representado por ortognaisses, em geral migmatíticos de tipo estromático, expostos também a norte na Folha Machado, a nordeste na Folha Varginha e a leste na Folha Itajubá. Na Folha Varginha, uma lasca de ortognaisse forneceu idades U-Pb em zircões de 2050 ± 50 Ma e 2086 ± 5 Ma (Peternel, 2005; Trouw et al., 2008). A norte, na Folha Machado, Fetter et al. (2001) reportam idade de $2118 \pm$ Ma em metagranitóide na área de Turvolândia. Estes ortognaisses são, em parte, equivalentes aos ortognaisses Santa Luzia e São Gonçalo na Folha Machado, e Ortognaisse Gaspar Lopes na Folha Alfenas. São também correlatos ao Ortognaisse

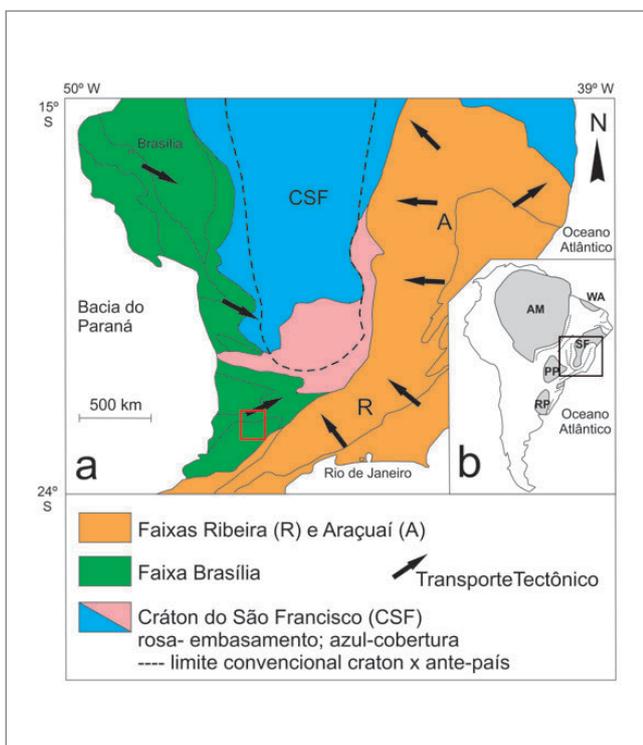


Figura 2.1 - a) A Folha Pouso Alegre 1:100.000 (quadrado vermelho) no contexto geotectônico do Cráton do São Francisco e faixas móveis adjacentes; b) Crátons: SF-São Francisco, AM- Amazonas, WA- São Luiz/Africa Oeste, PP- Paranapanema e RP- Rio de la Plata Craton. Fonte: Modificado de Trouw et al., 2013.

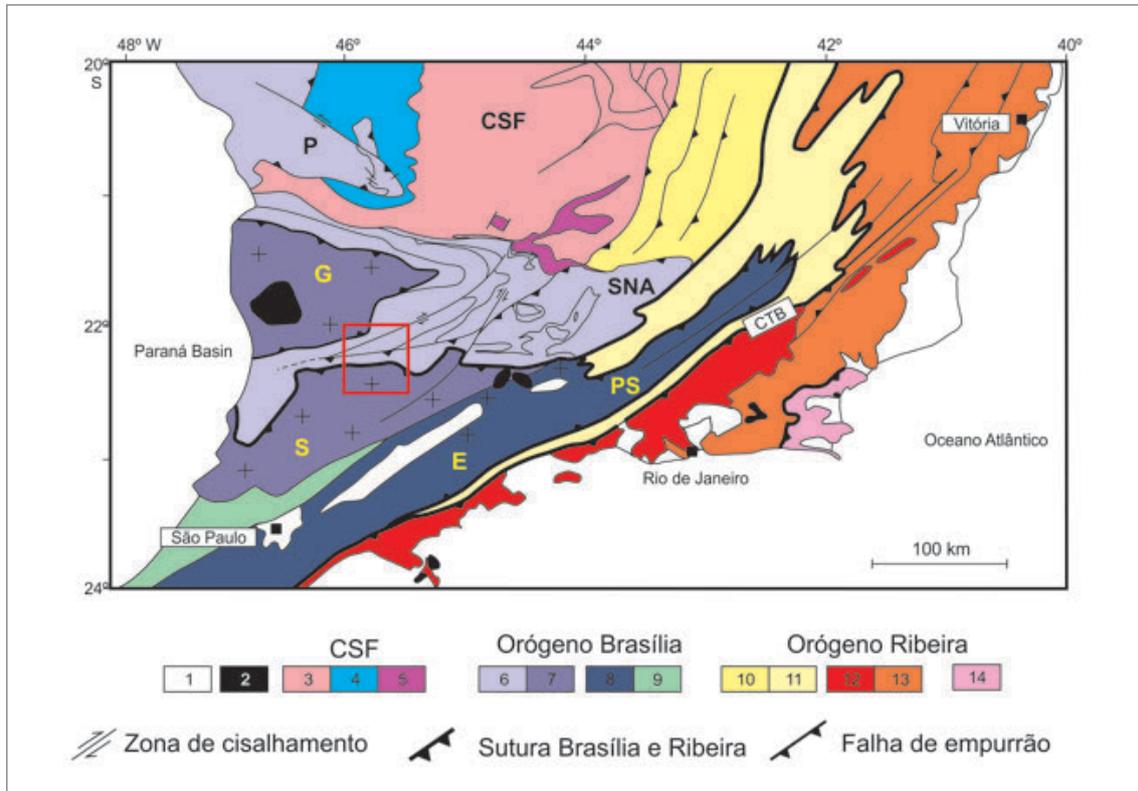


Figura 2.2 - A Folha Pousos Alegre 1:100.000 (quadrado vermelho) no mapa tectônico regional. Legenda: 1- bacias e 2- complexos alcalinos fanerozoicos. Cráton do São Francisco: 3- embasamento e 4- cobertura neoproterozóica; 5- Mesoproterozóico (Fms Tiradentes, Barroso) e cobertura neoproterozóica (Fm Prados, Grupo Andrelândia) autóctones e deformados. Faixa Brasília: 6- *nappes* inferiores com SNA- sistema de *nappes* Andrelândia e P- Nappe de Passos. Placa superior com 7- *Nappe* Socorro-Guaxupé (+; lobos S- Socorro e G- Guaxupé) e terrenos 8- Embu (E)/Paraíba do Sul (PS) e 9- Apiaí. Faixa Ribeira subdividida em Terreno Ocidental: domínios 10- externo e 11- Juiz de Fora; Terreno Oriental: 12- Arco Rio Negro e 13- sucessões neoproterozóicas e 14- Terreno Cabo Frio. Fonte: Modificado de Trouw et al., 2013.

Heliodora, de Polo (2009), exposto na área da Folha Pousos Alegre. Segundo Campos Neto et al. (2011), na área considerada como embasamento na Folha Pousos Alegre ocorrem ortognaisses e migmatitos do Riachão (2300 - 2050 Ma), mas também o Migmatito Alagoa do Sistema de *Nappes* Andrelândia.

As sucessões neoproterozóicas no domínio das *nappes* inferiores estão representadas por unidades da Megassequência Andrelândia (Paciullo et al., 2000). Em grande parte da folha, ocorrem paragnaisses bandados, quartzitos, quartzo xistos e xistos da Unidade São Vicente. Paragnaisses da Unidade Arantina ocorrem no sudeste e biotita xisto da Unidade Santo Antonio no nordeste da folha.

Truncando os contatos litológicos e tectônicos das *nappes* inferiores, ocorre um complexo gnáissico na base da placa superior ou na base da *Nappe* Socorro-Guaxupé (cf. Mapa Geológico anexo). Neste complexo predominam ortognaisses cujos protólitos seriam intrusivas do arco cordilheirano (Campos Neto e Caby, 1999; 2000; Campos Neto et al., 2004). Entretanto, no mapa de Campos Neto et al. (2011) (Figura 2.3) as rochas deste complexo foram incluídas no Migmatito Alagoa,

no embasamento Riachão e no complexo diatexítico da *Nappe* Socorro-Guaxupé.

A foliação principal nas rochas metassedimentares e ortognaisses, tanto no domínio das *nappes* inferiores como nas rochas da placa superior, em geral, é paralela aos contatos litológicos. Localmente, verifica-se que esta foliação é de crenulação, indicando que se desenvolveu sobre uma foliação pretérita. Assim, a foliação principal tem sido considerada produto de uma segunda fase de deformação (cf. Peternel, 2005; Tavares, 2008; Polo, 2009). Segundo Polo (2009) durante a fase de deformação teria ocorrido o empurrão da placa superior sobre o domínio inferior. Lineação de estiramento e indicadores cinemáticos, tais como, peixes assimétricos de micas e planos S-C, indicam movimento tectônico de topo para leste, conforme também já mencionado na literatura de cunho regional. O avanço das *nappes* para leste foi interpretado como contemporâneo ao metamorfismo principal (Ribeiro et al., 1990, 1995; Trouw et al., 2000; Del Lama et al., 2000; Campos Neto & Caby, 1999, 2000; Campos Neto et al., 2004, entre outros). O metamorfismo em torno de 620 Ma na *Nappe* Socorro-Guaxupé (Campos Neto & Caby, 1999).

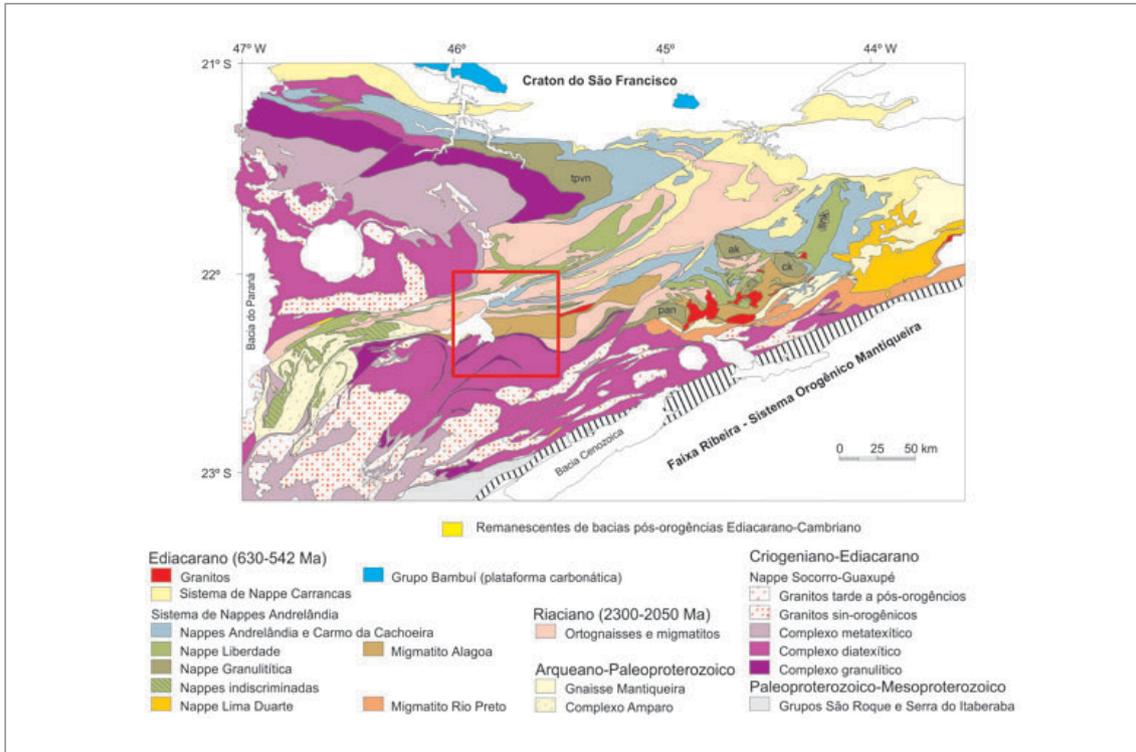


Figura 2.3 - Localização da Folha Pouso Alegre 1:100.000 (quadrado vermelho) no mapa tectônico regional de Campos Neto et al., 2011.

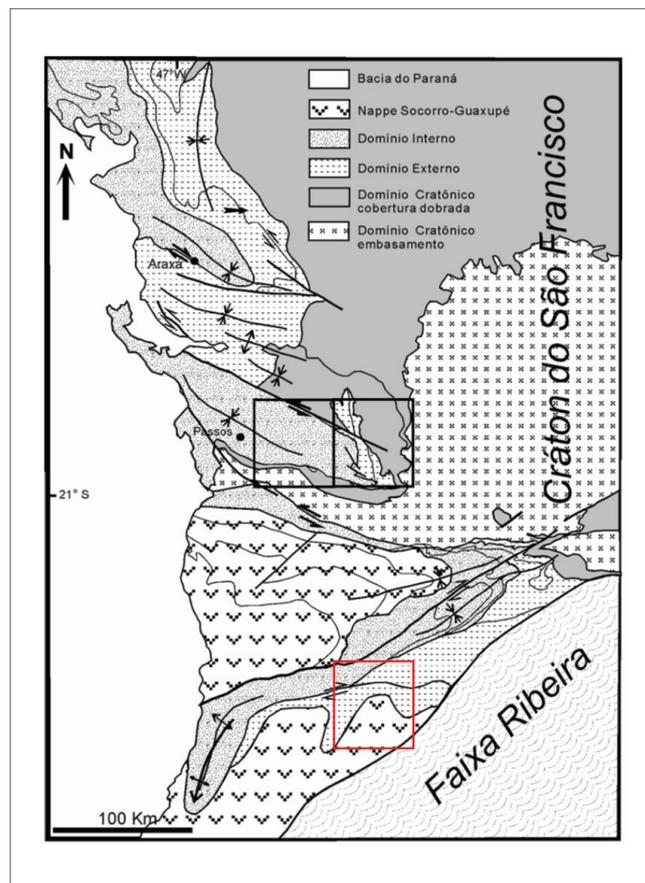


Figura 2.4 - Mapa de domínios tectônicos de Valeriano et al., 2000. Retângulos negros - folhas Guapé e Alpinópolis (Valeriano et al., 2006a, b, 2007), a norte da Folha Pouso Alegre (quadrado vermelho).

Segundo Segundo Campos Neto et al. (2010, 2011), a migração do metamorfismo, em direção ao antepaís e nappes inferiores, é registrada por idades U-Pb em monazita, no intervalo 618-575 Ma, em rochas do topo até a base das nappes Andrelândia. Reno et al. (2012) interpretam idades U-Pb de 648 ± 12 Ma de zircões como auge do metamorfismo em cianita-K-feldspato gnaisse granulítico da Unidade Arantina em Três Pontas, a nordeste de Pouso Alegre, na Folha Varginha. Nas *nappes* inferiores, o metamorfismo sin-tectônico ao desenvolvimento da foliação principal vai de fácies anfibólito com muscovita e xistos, a norte de Pouso Alegre na Folha Machado (cf. Oliveira, 2007, 2010), até facies granulito de alta pressão registrada nos cianita granulitos a oeste, nas folhas Varginha e Itajubá (cf. Trouw et al, 2000; 2008, 2011; 2013). Nos gnaisses da *Nappe* Socorro-Guaxupé ortopiroxênio substituído por

anfíbólios registra facies granulito retrógrada a anfibólito (Del Lama et al. 2000; Barros & Moraes, 2012). O contato basal da placa superior é, também, um limite de tipos de metamorfismo, de mais alta pressão no domínio das *nappes* inferiores e de mais baixa pressão na *Nappe* Socorro-Guaxupé. Segundo Polo (2009), este contraste sugere que o auge do metamorfismo em ambos domínios (superior e inferior) foi anterior aos eventos finais de colocação das *nappes*.

Zonas de cisalhamento subverticais tardias, de escala milimétrica a vários quilômetros de extensão deslocam contatos litológicos e foliação principal. Segundo Polo (2009), atravessam a parte nordeste da Folha Pouso Alegre as zonas de cisalhamento Jesuânia e Santa Rita do Sapucaí, ambas de caráter dúctil-rúptil dextral, e a Zona de Cisalhamento Conceição das Pedras de caráter rúptil-dúctil, todas relacionadas à evolução da Faixa Ribeira.

3. UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS

Na Folha Pouso Alegre foram identificadas doze unidades de mapeamento metamórficas pré-cambrianas e depósitos de sedimentos fluviais modernos e atuais. Estas unidades foram cartografadas em escala 1:50.000 sobre as bases topográficas do IBGE (folhas 1:50.000 Pouso Alegre, Heliadora, Conceição dos Ouros e Santa Rita do Sapucaí; vide item 1) e depois reunidas em mapa na escala 1:100.000.

As unidades pré-cambrianas foram definidas ou reconhecidas, essencialmente, por suas características litológicas e estruturas passíveis de observação no campo. Outras características geradas por deformação e metamorfismo foram descritas, interpretadas mostradas,

também, em mapas regionais como os das figuras 3.1 e 4.1. Estas unidades pré-cambrianas estão distribuídas em dois domínios tectônicos distintos: domínio das *nappes* inferiores e domínio da placa superior (Figura 3.1). O domínio das *nappes* inferiores inclui sucessões metassedimentares e metaígneas neoproterozoicas e ortognaisses paleoproterozoicos e arqueanos. O domínio da placa superior ou *Nappe Socorro-Guaxupé* inclui os complexos gnáissicos Carmo da Cachoeira e São João da Mata, com ortognaisses, a maioria migmatíticos e, provavelmente, neoproterozoicos. Metagranitos anatóticos neoproterozoicos, tardios em relação à foliação regional, ocorrem nos dois domínios, inferior e superior. A placa superior

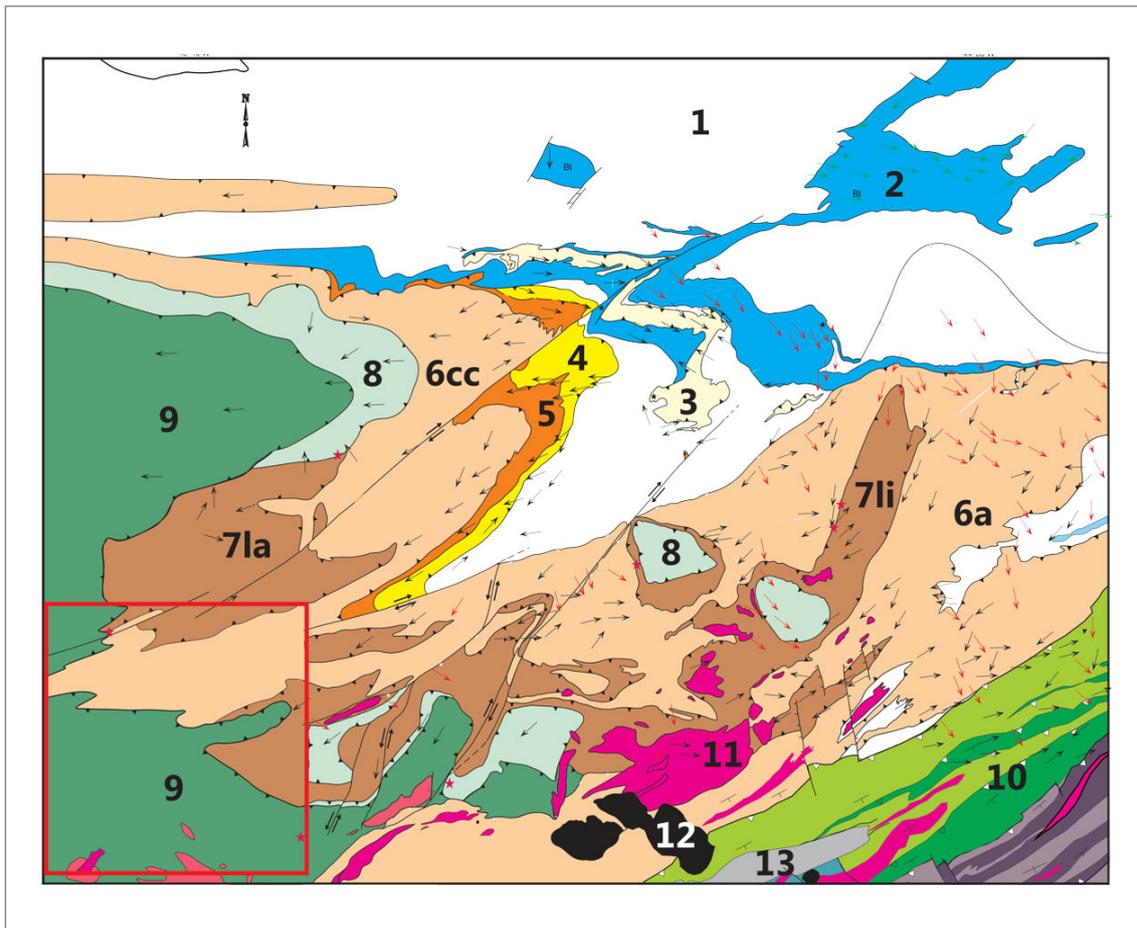


Figura 3.1 - Localização da Folha Pouso Alegre 1:100.000 (quadrado vermelho) e o sistema de nappes brasileiras no sul de Minas Gerais. Legenda: 1- embasamento e 2- sucessões autóctones. Domínio das nappes inferiores: 3- Klippe Carrancas. *Nappes*: 4- Luminárias, 5- São Tomé das Letras, 6- Andrelândia (a) / Carmo da Cachoeira (cc), 7- Liberdade (li) / Lambari (la), 8- Varginha e klippen correlatas. Domínio da placa superior: 9- Nappe Socorro-Guaxupé, 10- unidades da Faixa Ribeira e 11- granitoides neoproterozoicos. Estrela- retroeclogito. Setas- lineações relacionadas às faixas Brasília (preta) e Ribeira (vermelha). 12- Maciços Alcalinos Cretáceo/Cenozoico. 13- Bacias Cenozoicas. Fonte: Modificado de Trouw et al., 2013.

inclui também a Formação Pouso Alegre com sucessões sedimentares da transição Neoproterozoico-Cambriano, possivelmente depósitos em bacia de antepaís. Estas sucessões foram deformadas em condições de fácies xisto-verde, ainda durante a Orogenia Brasilana.

3.1. DOMÍNIO DAS NAPPES INFERIORES

Como mencionado, no domínio das *nappes* inferiores ocorrem ortognaisses do embasamento Paleoproterozoico ou Arqueano e sucessões supracrustais neoproterozoicas com paragnaisses, xistos, quartzitos e anfibolitos das unidades São Vicente, Arantina e Santo Antonio, da Megassequência Andrelândia (Paciullo et al. 2000). Ocorrem, também, corpos de rochas metaltramáficas de idade desconhecida, neoproterozoica ou mais antiga, encaixados tanto nos ortognaisses do embasamento como em unidades da Megassequência Andrelândia.

3.1.1. Ortognaisses do Embasamento

Os ortognaisses do embasamento constituem anticlinais no núcleo de uma estrutura regional, que inclui o anticlinal de Heliadora (cf. mapa anexo). Estes ortognaisses foram coletivamente denominados de Ortognaisse Heliadora por Polo (2009). Porém, para evitar novos termos, foi mantida a designação Ortognaisse São Gonçalo, usada para rochas semelhantes na Folha Machado. Os ortognaisses afloram em lajedos e paredões nos morros, cortes de estradas de rodagem e de ferro e em afloramentos menores isolados e, geralmente, alterados em áreas de baixadas. Nestas áreas mais baixas costumam, também, estar parcialmente cobertos por colúvios e, localmente, por lateritas ferruginosas. Ao sul de Santa Rita do Sapucaí e no extremo norte da folha, grandes áreas, supostamente de embasamento, estão encobertas por sedimentos da planície de inundação do Rio Sapucaí ou por colúvios.

O litotipo predominante é um biotita ortognaisse maciço ou homogêneo (exceto pela xistosidade), equigranular grosso ou inequigranular com megacristais de feldspatos. Hornblenda ocorre em proporções variáveis de zero até cerca de 10%. Subordinadamente, ocorre variedade com bandamento definido pela alternância de leitos delgados (1-10cm) cinzentos, claros e escuros, ricos em biotita. Na maioria dos afloramentos, os três tipos de gnaiss (equigranular, porfirítico e bandado), em geral, contêm lentes quartzo-feldspáticas bordejadas por lâminas máficas ricas em biotita, paralelas à foliação, caracterizando migmatito do tipo estromático (figuras. 3.2, 3.3). Em muitos afloramentos, estes ortognaisses encaixam aplitos e pegmatitos; ocorrem também corpos máficos (Figura 3.4). Podem, também, conter granada (Figura 3.5), sendo que a maior proporção relativa de hornblenda e granada foi verificada a nordeste de Santa



Figura 3.2 - Ortognaisse cinzento com leitos claros, quartzo feldspáticos bordejados por lâminas de biotita. Corte na BR-381 próximo a Careaçu (0429592; 7562920 UTM).



Figura 3.3 - Leitos quartzo feldspáticos bordejados por lâminas de biotita, definindo migmatito estromático dobrado. Ortognaisse do embasamento em corte na BR-381 próximo a Careaçu (0429797; 7663807 UTM).



Figura 3.4 - Corpo máfico e leitos félsicos deformados em ortognaisse do embasamento, em corte na BR-381 próximo a Careaçu (0429797; 7663807 UTM).

3.1.2. Megassequência Andrelândia

Na Folha Pouso Alegre afloram as unidades São Vicente, Arantina e Santo Antonio da Megassequência Andrelândia. Esta megassequência, conforme definida por Paciullo et al. (2000, 2003), inclui seis associações de litofácies compostas por rochas metassedimentares e metaígneas. Estas associações, A1 até A6, representariam depósitos de margem passiva na borda do Paleocontinente São Francisco (Figura 3.8). As associações A5 e A6 têm sido interpretadas como o registro de depósitos sedimentares em bacia de antepaís, relacionada à colisão dos paleocontinentes Paranapanema e São Francisco (Campos Neto e Caby, 1999, 2000; Campos Neto et al., 2004, 2011; Belém et al., 2011; C. Trouw, 2008; Santos, 2011).

No Projeto Sul de Minas, parceria UFRJ-COMIG (cf. Paciullo et al. 2003), as seis associações de litofácies foram reunidas em seis unidades de mapeamento (que somente em parte correspondem às associações). Estas unidades são as seguintes, da base ao topo: São Vicente (reunindo as associações A1+A2), São Tomé das Letras (A3), Campestre (A4) e Santo Antonio (A5). A Unidade Arantina (A6) representaria a continuidade lateral das cinco primeiras unidades em ambiente profundo na bacia original (Figura 3.8). A associação A6g corresponde à associação A6 em fácies granulito de metamorfismo. Dados geocronológicos inéditos (U-Pb em grãos de zircão detrítico) mostram idade máxima em torno de 1.0 Ga para quartzitos micáceos da

associação A6 em Andrelândia. Estes dados conflitam com as interpretações dos autores acima citados, de que a Unidade Arantina ou associação A6 é uma sucessão de antepaís ou antearco de cerca de 640 Ma atrás. Já as idades em torno de 640 Ma para o biotita xisto da Unidade Santo Antonio (A5) correlacionam bem com a interpretação de depósito de bacia de antepaís.

A Unidade São Vicente reúne as associações basais A1 com paragnaisse bandado, anfibolito, rochas metaultramáficas e metachert, e A2 com paragnaisse bandado, quartzitos, filitos e xistos pelíticos. A transição de A1 para A2 é gradual, desaparecem as rochas máficas e ultramáficas com o aumento de pelitos e quartzitos. Bancos de quartzitos bem desenvolvidos no topo da associação A2 marcam a passagem para associação A3. A associação A3 ou Unidade São Tomé das Letras é composta por quartzitos e quartzito xistos com mica esverdeada. A passagem para a Unidade Campestre pode ser brusca, como na área de Carrancas, ou gradual e lateral, como na área de Luminárias, a nordeste da Folha Pouso Alegre (cf. Figura 3.1). A Unidade Campestre inclui filito carbonoso, filitos e xistos micáceos e quartzitos da associação A4. A Unidade Santo Antonio é composta por biotita xistos da associação A5. Ao sul da linha Lavras - São João del Rei, os biotita xistos cobrem o embasamento e as sucessões de topo da Unidade Campestre. Este truncamento em *onlap* é interpretado como uma discordância regional (Paciullo et al., 2000).

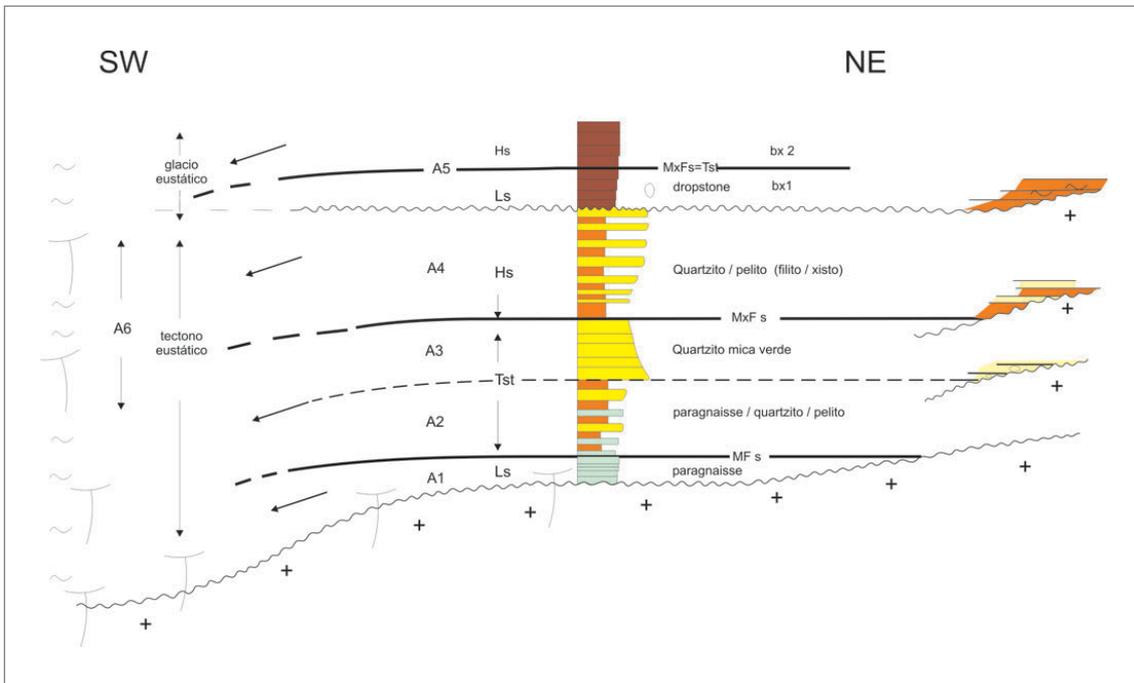


Figura 3.8 - Associações de litofácies da Megassequência Andrelândia em uma suposta margem passiva na borda sudoeste do Paleocontinente São Francisco. Legenda: A1 até A6 associações de litofácies; + embasamento. Tratos de sistema: Ls- mar baixo, Tst- transgressivo, Hs- mar alto. Superfícies de inundações: MFs- transgressiva e MxFs- máxima. Correspondência com unidades definidas em Paciullo et al., 2003: São Vicente- A1 e A2; São Tomé das Letras- A3; Campestre- A4, Santo Antonio- A5, Arantina- A6 e Arantina em fácies granulito- A6g. Fonte: Modificado de Trouw et al., 2011.

As sucessões destas cinco unidades passam lateralmente para associação A6 rebatizada ou que constitui a unidade de mapeamento Arantina. A Unidade Arantina engloba paragneisses, mica xistos e quartzitos micáceos com intercalações de anfibolitos, rochas metaultramáficas, rochas calcissilicáticas e granada quartzitos (metachert). Nestes quartzitos, a granada pode ser almandina ou espessartita e as rochas são, então, interpretadas como metachert ferruginoso ou manganífero (gondito), respectivamente. Na fácies granulito a associação recebe a sigla g, sendo então A6g. Nesta fácies metamórfica, as rochas de origem pelítica e semi-pelítica são cianita granulitos; as rochas básicas são plagioclásio granada diposídio metabasitos ou granulitos máficos. A seguir, são descritas as unidades São Vicente e Arantina conforme ocorrem na Folha Pouso Alegre.

3.1.2.1. Unidade São Vicente

Esta unidade ocupa grande área no norte da folha, quase sempre nas baixadas, com rochas alteradas ou parcialmente cobertas por sedimentos fluviais, colúvios e solos.

É composta por biotita gnaiss bandado, com bandamento definido pela alternância de camadas tabulares delgadas (1-10cm), com variável proporção de quartzo, feldspatos e biotita (Figura 3.9), que permitem identificar o acamamento, mesmo em rochas muito alteradas. Entretanto, localmente ocorre biotita gnaiss maciça ou homogênea. Além dos minerais essenciais quartzo, plagioclásio, K-feldspato e biotita, estes gnaisses podem conter muscovita, granada e, localmente, hornblenda. Os acessórios frequentes são epidoto, zoizita, allanita, apatita, titanita, zircão e minerais opacos. Muscovita fina também ocorre como mineral secundário substituindo biotita e bordejando feldspatos. Pontualmente, foi encontrada sillimanita fibrolítica.



Figura 3.9 - Bandamento definido por delgadas leitões cinzentos, claros e escuros, em biotita gnaiss bandado da Unidade São Vicente a sul de Heliódora (0445890; 7555250 UTM).

Nos gnaisses estratificados ou bandados se intercalam camadas de espessura variável, centimétricas até métricas, muitas delas mapeáveis na escala adotada, de quartzito, quartzo muscovita xisto, muscovita xisto, pegmatito, anfibolito e, mais raramente, rochas metaultramáficas e rochas calcissilicáticas. Anfibolitos parecem ser relativamente mais abundantes na parte nordeste da folha, entre Natércia e a localidade de Fagundes. Pegmatitos com muscovita e turmalina, em corpos lenticulares ou irregulares delgados (1-10cm) até espessos (ca. 1 metro) ocorrem encaixados nos biotita gnaisses bandados. Próximo a Careçu, existem pegmatitos com muscovita, biotita, turmalina e granada. Ao norte de Santa Rita do Sapucaí, ocorrem lentes e veios graníticos, centimétricos até cerca de 1 metro de espessura. Os contatos difusos e irregulares sugerem fusão parcial do próprio biotita gnaiss encaixante.

Em alguns pontos, como na base da Serra de Santa Catarina, a sul de Heliódora, ocorre a passagem gradual de biotita gnaiss bandado para quartzito feldspático e deste a quartzito micáceo. Transições semelhantes ocorrem em outras áreas, como em São Tomé das Letras e Conceição do Rio Verde. Estes dados sugerem ou reforçam a interpretação de que os biotita gnaisses bandados têm origem sedimentar em plagioclásio arcóseos ou grauvacas ou mesmo em rochas vulcanoclásticas andesíticas.

• Intercalações de quartzitos e quartzo xistos

Quartzitos micáceos transicionais a quartzo xistos, localmente com sillimanita e granada, ocorrem intercalados nos biotita gnaisses bandados em bancos de espessuras variáveis, centimétricas a decamétricas. Estes bancos quartzíticos se empilham também em sucessões com até dezenas de metros, sustentando serrotes e serras como a de Santa Catarina (figuras. 3.10, 3.11 e 3.12). Além de quartzo, muscovita e minerais opacos, as rochas têm quantidades acessórias de epidoto, allanita, apatita e zircão. Pontualmente, foram encontradas lentes decimétricas a métricas de actinolita-tremolita xisto intercaladas nos quartzitos e quartzo xistos.

3.1.2.2. Unidade Arantina

Esta unidade ocorre em fácies anfibolito na Serra das Águas, no norte da folha, e em fácies granulito, a sul e sudeste de Santa Rita do Sapucaí, no sul da folha. Nestas áreas, as rochas da Unidade Arantina assentam diretamente sobre o embasamento ou cobrem o contato entre embasamento e as sucessões da Unidade São Vicente.

Em fácies anfibolito, a unidade é constituída predominantemente por muscovita-biotita-granada xisto, feldspático transicional a paragneiss. Subordinadamente, ocorrem intercalações, delgadas até muito espessas (> 1 metro) de biotita-granada gnaiss, quartzitos e quartzo



Figura 3.10 - Serrote de rumo nordeste-sudoeste sustentado por quartzitos da Unidade São Vicente. Rodovia MG-458 próximo ao trevo de Heliadora.



Figura 3.11 - Quartzito da Unidade São Vicente mergulhando íngreme para noroeste na base da Serra de Santa Catarina, próximo à ponte do Rio Turvo na rodovia MG-458.



Figura 3.12 - Quartzito da Unidade São Vicente em corte na rodovia MG-179 (0407663; 7557530 UTM).

xistos com muscovita e, localmente, com cianita e/ou fibrolita. Os minerais essenciais predominantes nos xistos são: quartzo, muscovita e biotita. Granada, cianita, fibrolita, K-feldspato e plagioclásio podem ser essenciais ou acessórios (< 5%). Os feldspatos atingem mais de 20% nas variedades gnáissicas. Outros acessórios são epidoto, allanita, apatita, titanita, zircão e minerais opacos.

Em fácies granulito, no sul da folha, a unidade é representada por cianita-granada-biotita paragnaisses expostos em raros, espaçados e pequenos afloramentos e blocos nas encostas de morros. Além de cianita, granada e biotita, as rochas contêm também quartzo, K-feldspato e plagioclásio. Os acessórios comuns são: titanita, apatita, rutilo e minerais opacos. Mica branca é um mineral secundário substituindo feldspatos.

Intercalados nos paragnaisses ocorrem bancos de cerca de 1 metro de espessura de quartzitos feldspáticos, com K-feldspato parcialmente substituído por mica branca.

3.1.2.3. Unidade Santo Antônio

Trata-se de plagioclásio biotita xisto homogêneo ou maciço (exceto pela xistosidade), que ocorre em lajedos e blocos arredondados em uma estreita faixa no flanco sul da Serra das Águas, capeando xistos e paragnaisses da Unidade Arantina. Além de textura ou estrutura maciça ou homogênea, outra feição marcante deste biotita xisto é a constante presença de veios de quartzo lenticulares delgados (Figura 3.13).

Quartzo, biotita, plagioclásio e granada são componentes essenciais do biotita xisto Santo Antônio. Os acessórios comuns são muscovita, K-feldspato, epidoto, allanita, apatita, titanita, zircão e minerais opacos. Espinélios ocorrem como traço em uma amostra. Estaurolita, cianita e sillimanita foram encontradas em quantidades acessórias em biotita xisto logo ao norte da Folha Pouso Alegre, no sul da Folha Machado.



Figura 3.13 - Textura homogênea e veios lenticulares de quartzo, feições típicas do biotita xisto Santo Antônio. Serra das Águas (0445230; 7566087 UTM).

3.2. DOMÍNIO DA PLACA SUPERIOR

Neste domínio ocorrem ortognaisses, sillimanita-granada gnaisses (paragnaisses) e biotita gnaisses de origem duvidosa, orto ou para derivados, todos migmatíticos. Metabasitos, metaultramafitos, rochas calcisilicáticas e quartzitos ocorrem localmente. Predominam ortognaisses sobre paragnaisses. Com base na proporção relativa dos tipos de gnaisses, o conjunto foi, tentativamente, subdividido em dois complexos: basal ou Complexo Gnáissico Carmo da Cachoeira, com predomínio de ortognaisses, e Complexo Gnáissico São João da Mata, aparentemente com maior proporção de paragnaisses.

No sul da folha, ocorrem metagranitoides do Batólito Serra da Água Limpa, bem exposto a sul na Folha Campos do Jordão (cf. Vinagre, 2014, Vinagre et al., 2014a, b). Estas unidades gnáissicas constituem a *Nappe* Socorro-Guaxupé na Folha Pouso Alegre. Encaixados nestes gnaisses existem granitos tarde sin-colisionais ou relacionados às zonas de cisalhamento subverticais que truncam unidades das placas superior e inferior.

Os limites do domínio da placa superior ou da *Nappe* Socorro-Guaxupé são distintos daqueles apresentados nos mapas anteriores, conforme já mencionado no item 2 (vide mapa anexo e figuras 2.3 e 4.1). De acordo com Campos Neto et al. (2004), a *Nappe* Socorro-Guaxupé é constituída por três unidades distintas de crosta continental profunda: granulítica basal, diatexítica intermediária e migmatítica superior. Estas unidades foram rebatizadas, em Campos Neto et al. (2011), como complexos granulítico, diatexítico e metatexítico (Figura 2.3). Segundo os autores o complexo granulítico é constituído por granada-biotita-ortopiroxênio gnaisses, com ou sem clinopiroxênio e hornblenda, bandados, migmatíticos e de composição enderbítica a charno-enderbítica. Ocorrem também intercalações de gnaisses gabro-noríticos e leucossomas anidros hololeucocráticos e, no topo, gnaisses granodioríticos a tonalíticos. O que se verificou nas folhas a norte, Alfenas e Machado, e, também, na Pouso Alegre é, que a presença de ortopiroxênio é muito esparsa e quando presente o mineral, em geral, está parcialmente substituído por anfibólios gerados por retrometamorfismo (cf. Ebert, 1968; Oliveira, 2007, 2010; Alexandre, 2012; Alexandre et al., 2012; Barros, 2012; Barros & Moraes, 2012; Campos, 2015, Campos et al., 2012; Rocha, 2011). Assim, a área do complexo granulítico deveria ser considerada área de retro-granulitos. Além disso, na Folha Machado foram identificadas três unidades distintas (ortognaisses Paiozinho, Elói Mendes e Alfenas) na área que corresponde ao complexo granulítico ou unidade granulítica basal da *Nappe* Socorro-Guaxupé.

Conforme Campos Neto et al. (2004, 2011), o complexo diatexítico inclui biotita-granada diatexitos

graníticos rosados com intercalações de kinzigitos. Na Folha Machado, vizinha norte da Folha Pouso Alegre, onde deveriam aflorar estes diatexitos e kingzitos existe uma sucessão metassedimentar mesoproterozoica em fácies anfibolito, a Unidade Xisto Bela Vista (cf. Folha Machado 1:100.000; figuras 2.3 e 4.1). Já o complexo metatexítico inclui migmatitos estromáticos com protólitos sedimentares (metagrauvascas, metapelitos) que poderiam ser, em parte, equivalente ao Complexo Gnáissico São João da Mata, definido na Folha Machado como um conjunto de ortognaisses, e menor proporção de paragnaisses migmatíticos e anfibolitos.

Ainda segundo Campos Neto et al. (2004, 2011), as três unidades da *nappe* (granulítica, diatexítica e metatexítica) encaixam corpos ígneos da série mangerítica, provenientes da fusão de granulitos e corpos granitoides de fusão de crosta inferior, além de rochas máficas. No segmento superior estariam os granitos peraluminosos de tipo S. Os ortognaisses Serra do Navio e Poço Fundo, mapeados na Folha Machado, podem ser equivalentes aos granitoides e granitos acima mencionados.

Trouw et al. (2008) reconhecem a *Nappe* Socorro-Guaxupé a leste e nordeste da Folha Pouso Alegre, nas folhas Itajubá e Varginha 1:100.000. Identificaram também três unidades: a) Unidade Granulítica Basal com descrição semelhante à de Campos Neto et al. (2004); b) Unidade Ortognáissica Migmatítica Intermediária, com hornblenda biotita ortognaisses granodioríticos a tonalíticos e, c) Unidade Paragnaissica Migmatítica Superior, com sillimanita granada K-feldspato paragnaisses e granitos anatóticos. Também foram reconhecidos corpos graníticos gnáissificados, tidos como sin-colisionais, encaixados em todas as três unidades. Assim como nos trabalhos de Campos Neto e colaboradores, esta divisão apoia-se mais nos atributos metamórficos do que nos litoestratigráficos, o que reflete a complexa geologia da região.

Tavares (2007) identificou três unidades de mapeamento na base da placa superior, ou da *Nappe* Socorro-Guaxupé, no sudeste da Folha Pouso Alegre: Piranguinhos, Brasópolis e Candelária, unidades que integrariam o Complexo Socorro. Segundo ao autor, as rochas das três unidades estão migmatizadas.

A Unidade Piranguinho, de Tavares (2007), é constituída por biotita ortognaisses quartzo-sieníticos a tonalíticos, que podem conter ou não hornblenda, clinopiroxênio e ortopiroxênio, sendo este muito raro no topo da unidade. Nestes ortognaisses intercalam-se metabasitos com clinopiroxênio e hornblenda, localmente com ortopiroxênio e biotita. Tavares (2007) cita também a presença de raras lentes de granada-K-feldspato-sillimanita-biotita paragnaisses. Conforme discutido a seguir, estas lentes de paragnaisses podem ser interpretadas como xenólitos.

A Unidade Brazópolis, de Tavares (2007), é uma sucessão de paragneisses arcossianas e granada-K-feldspato-sillimanita-biotita paragneisses, com intercalações de gnaisses calssilicáticos e metabasitos com clinopiroxênio e hornblenda.

A Unidade Candelária, de Tavares (2007), inclui cinco corpos de hornblenda-biotita ortognaisses monzograníticos a quartzo-monzoníticos, encaixados nas duas unidades anteriores, Piranguinhos e Brazópolis.

Tavares (2007) mostra uma tentativa de correlação com as unidades de Campos Neto e Caby (2000) e de Trouw et al. (2008). A Unidade Piranguinho seria equivalente às unidades Granulítica Basal e Diatexítica Intermediária de Campos Neto e Caby (2000) e a Unidade Ortognaissica Migmatítica Intermediária de Trouw et al. (2008). A Unidade Brazópolis seria correspondente à Unidade Migmatítica Superior de Campos Neto e Caby (2000) e à Unidade Paragneissica Migmatítica Superior de Trouw et al. (2008). A Unidade Candelária equivaleria aos plútons sin-orogênicos que cortam as outras unidades. Segundo Tavares (2007), a Unidade Candelária é correlacionável geneticamente, composicionalmente e texturalmente ao Granitoide Serra da Água Limpa, definido em Trouw et al. (2008) e depois estudado em detalhe por Vinagre et al. (2014).

Polo (2009) mapeou a unidade basal da placa superior no quadrante nordeste da Folha Pouso Alegre 1:100.000. Por suas características de campo e continuidade física, reconheceu que esta unidade basal corresponderia à Unidade Piranguinhos de Tavares (2007). Ortopiroxênio foi reconhecido em apenas um afloramento.

Os dados de campo, as informações e interpretações dos trabalhos anteriores acima resumidos e a experiência nas folhas Machado e Alfenas permitiram, tentativamente e com certa dificuldade, agrupar os gnaisses basais da placa superior na Folha Pouso Alegre em dois complexos: Cachoeira de Minas, basal e São João da Mata, superior. As rochas, em ambos, são semelhantes, o que os diferencia é a maior proporção relativa de paragneisses no complexo superior.

3.2.1. Complexo gnáissico Cachoeira de Minas

Este complexo reúne ortognaisses graníticos, granodioríticos e tonalíticos, cinzentos ou esverdeados, localmente com ortopiroxênio e, em geral, com feições de migmatito estromático. Nos ortognaisses ocorrem intercalações de pegmatitos e de rochas máficas e ocasionais lentes de rochas metaultramáficas e de rochas metassedimentares. As rochas máficas podem ser interpretadas como intrusivas contemporâneas à geração dos protólitos dos ortognaisses. As rochas metaultramáficas e metassedimentares (quartzito, metachert, paragneisse) podem ser interpretadas como xenólitos. O conjunto

equivale, em parte, à Unidade Piranguinho, de Tavares (2007). Sua posição na base da placa superior permite, com incerteza, a correlação com os ortognaisses Paolino e Elói Mendes, basais da placa superior na Folha Machado; e também em parte com o Complexo Granulítico de Campos Neto et al. (2011).

Os ortognaisses afloram frescos em algumas pedreiras e em paredões de serras e matações *in situ* ou pouco transportados em encostas de serras (figuras. 3.14 e 3.15). São rochas de granulação média a grossa equigranulares ou com megacrístais de K-feldspato ou de plagioclásio, com tamanhos até cerca de cinco centímetros. Ocorrem gnaisses maciços (Figura 3.16), com estratificação difusa (Figura 3.17) ou com estratificação composicional bem definida por leitos claros e escuros (figura 3.18). Ocorrem também delgados corpos félsicos que podem ser aplitos ou diques graníticos (Figuras 3.19,



Figura 3.14 - Paredão e encosta com ortognaisse do Complexo Cachoeira de Minas. Serra do Balaio e povoado de Fagundes, vista para sul do ponto 0444520, 7544601 UTM.



Figura 3.15 - Matação de gnaisse fresco na encosta de morro com rochas alteradas. Ortognaisse do Complexo Gnáissico Cachoeira de Minas, próximo a Espírito Santo do Dourado (0401487; 7563255 UTM).



Figura 3.16 - Gnaiss grosso, maciço, com piroxênio substituído por anfibólio (mineral escuro) e feldspatos esverdeados e rosados. Ortognaiss do Complexo Cachoeira de Minas na rodovia BR-459, próximo a Pouso Alegre (0414802; 7538776 UTM).



Figura 3.17 - Estratificação difusa marcada por leitos escuros em ortognaiss do Complexo Cachoeira de Minas, na rodovia BR-459 (0414802; 7538776 UTM).



Figura 3.18 - Estratificação composicional bem definida em ortognaiss do Complexo Cachoeira de Minas, na rodovia BR-459, em Piranguinho

3.20 e 3.21). Pegmatitos aparecem em corpos geralmente com espessuras centimétricas, concordantes ou discordantes com a foliação principal dos gnaisses (figuras 3.22 e 3.23). Leitões félsicos bordados por lâminas máficas, ricas em biotita, caracterizam migmatitos estromáticos que se desenvolveram na maioria das rochas por todo o complexo (Figura 3.24).

A foliação nos gnaisses do complexo pode ser muito mal definida ausente, ou com xistosidade evidente, bem definida pela orientação planar dos minerais (Figura 3.24). Em alguns locais ocorrem augen gnaisses, em outros, a foliação bem desenvolvida passa gradativa ou bruscamente a uma foliação milonítica, que envolve megacristais transformados em porfiroclastos (Figura 3.25). Lineação de estiramento não é muito comum ou é de difícil percepção, exceto nos gnaisses mais deformados (Figura 3.26). A composição dos ortognaisses no Complexo Cachoeira de Minas é variada, ocorrem rochas graníticas, granodioríticas e tonalíticas. Os minerais essenciais são: quartzo, K-feldspato (microclina > ortoclásio) e plagioclásio (oligoclásio, andesina). Biotita, ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda podem ser essenciais, acessórios ou ausentes. Granada é acessório que ocorre localmente, espalhada na rocha e associada a lentes félsicas (Figura 3.27). Como acessórios frequentes aparecem titanita, zircão, apatita, allanita e minerais opacos. Os secundários comuns são: muscovita, clorita e os anfibólios, actinolita e cummingtonita (?). Outras feições relevantes são: a presença de pertitas, antipertita e mirmequita. O piroxênios podem estar intercrescidos com biotita, e allanita com minerais opacos. Hornblenda, outros anfibólios, biotita e clorita substituem piroxênios; podem formar simplectitos com relictos de piroxênios.



Figura 3.19 - Corpo félsico tabular de granulação média a fina e pegmatito paralelos à foliação em ortognaiss do Complexo gnáissico Cachoeira de Minas. Corte na BR-459, em Piranguinho (0445191; 7523667 UTM).



Figura 3.20 - Corpos tabulares de rochas félsicas encaixados em ortogneisse do Complexo Gnáissico Cachoeira de Minas. Pedreira em Pouso Alegre (0401992; 7542580 UTM).



Figura 3.23 - Corpo de pegmatito em contato difuso e discordante em ortogneisse do Complexo Cachoeira de Minas, corte na BR-459 cerca de 4km a norte de Piranguinho (0443707; 7525704 UTM).



Figura 3.21 - Corpo félsico tabular equigranular médio maciço, encaixado em ortogneisse profirítico, do Complexo Gnáissico Cachoeira de Minas, no noroeste da Folha Pouso Alegre (0400150; 7556763 UTM).



Figura 3.24 - Leitões quartzo feldspáticos bordejados por filmes de biotita, definem migmatito estromático em ortogneisse muito deformado. Complexo Gnáissico Cachoeira de Minas na Serra da Manuela, ao sul de Natércia, no leste da Folha Pouso Alegre (0445800; 7550068 UTM).



Figura 3.22 - Pegmatito paralelo à foliação do ortogneisse encaixante. Complexo Gnáissico Cachoeira de Minas, corte na BR-459, em Piranguinho (0445191; 7523667 UTM).



Figura 3.25 - Porfiroclastos de feldspato - antigo fenocristal, definindo movimento sinistral em ortogneisse do Complexo Cachoeira de Minas. Pedreira em Pouso Alegre (0401992; 7542580 UTM).



Figura 3.26 - Lineação de estiramento em matacão de ortogneisse na Serra da Manuela, a sul de Natércia, leste da Folha Pouso Alegre (0445800; 7550068 UTM).



Figura 3.28 - Bancos delgados (10-10cm) de quartzitos encaixados em gnaiss alterado, possivelmente ortogneisse do Complexo Gnáissico Cachoeira de Minas. Noroeste da Folha Pouso Alegre (0399566; 7556020 UTM).



Figura 3.27 - Granada associada à lente quartzo-feldspática e dispersa na rocha. Ortogneisse do Complexo Cachoeira de Minas, corte na BR-459, a sudeste de Pouso Alegre (0414802; 7538776 UTM).



Figura 3.29 - Banco de gondito e talus associado em área de ortogneisse do Complexo Cachoeira de Minas, noroeste da Folha Pouso Alegre (0405643; 7557241 UTM).

3.2.1.1. Intercalações nos Ortogneisses

Nos ortogneisses ocorrem intercalações locais de rochas metaígneas e metassedimentares, geralmente em lentes de espessuras centimétricas a métricas. Metabasitos e metaultramafitos são descritos no item 3.4. As rochas metassedimentares são quartzitos micáceos (Figura 3.28), quartzitos feldspáticos, granada (almandina) quartzito (granadito de Polo, 2009), gondito (Figura 3.29) e granada biotita paragneisse. O granada quartzito e o gondito podem ser interpretados como metachert ferruginoso e manganífero, respectivamente. O K-feldspato nos quartzitos podem ser interpretados como detríticos, mas, como estas rochas são consideradas xenólitos (ver a seguir), os feldspatos podem ter sido introduzidos durante a colocação do granitoide encaixante. Os paragneisses

contêm quartzo, plagioclásio, biotita e granada; K-feldspato e sillimanita ocorrem em quantidades acessórias. Outros acessórios observados são: titanita, zircão, espinélio incluso em plagioclásio, e minerais opacos.

Os quartzitos e o granada-biotita paragneisse ocorrem em lentes com espessuras e extensões centimétricas a métricas, encaixadas em ortogneisse (figuras 3.28 e 3.29). Podem ser interpretados como xenólitos, assim como na Folha Machado. Nesta folha existem megaxenólitos de quartzitos e granada paragneisses no ortogneisse basal da placa superior. Ocorrem também uma sucessão metassedimentar com quartzitos e granada-sillimanita xistos, na Unidade Xisto Bela Vista. Idades U-Pb (LA-ICP-MS) em torno de 1.7 Ga balizam a idade máxima de um quartzito desta unidade da Folha Machado 1:100.000. Portanto, assim como na Folha

Machado, as rochas metassedimentares encaixadas nos ortognaisses basais da placa superior na Folha Pouso Alegre, também, podem ser interpretadas como parte das encaixantes dos ortognaisses. Estas rochas metassedimentares seriam parte do Paleocontinente Paranapanema.



Figura 3.30 - Pegmatito definindo dobra com a foliação do gnaiss encaixante no plano axial. Gnaiss do Complexo São João da Mata, a norte de Pouso Alegre.

3.2.2. Complexo Gnáissico São João da Mata

Esta unidade reúne um conjunto de ortognaisses graníticos a granodioríticos, biotita paragnaisses com variável quantidade de granada e sillimanita e gnaisses maciços ou bandados de origens duvidosa, sedimentar ou ígnea. Em muitos afloramentos as rochas gnáissicas exibem caráter de migmatito estromático com leucossoma quartzo-feldspático (K-feldspato > plagioclásio) bordejado por biotita. Localmente, os gnaisses podem conter hornblenda, clinopiroxênio e ortopiroxênio. Em ambos tipos, ortognaisses e paragnaisses, podem ocorrer intercalações de metabasitos, pegmatitos e bolsões muscovita-biotita leucogranitos. Nos paragnaisses ocorrem, também, intercalações de gnaiss calcissilicático. Existem afloramentos somente de ortognaisses, outros de paragnaisses e outros onde ocorrem ortognaisses e paragnaisses intercalados. A falta de continuidade das exposições, e mesmo de afloramentos, resultou em unidade de tipo complexo, reunindo gnaisses de distintas origens.

O caráter migmatítico verificado em muitos afloramentos é definido por leucossomas quartzo-feldspáticos com contatos bruscos ou transicionais com a encaixante, geralmente paralelos à foliação e bordejados por lâminas máficas. Os gnaisses também estão cortados por pegmatitos e veios graníticos em contato brusco ou difuso e transicional, muitas vezes formando uma rede

de veios. Ocorrem também pegmatitos formando dobras com a foliação principal no plano axial, indicando corpos precoces em relação à deformação principal.

Os protólitos dos paragnaisses devem ter sido rochas pelíticas ou semipelíticas arcosianas. Os paragnaisses ou seus protólitos, como mencionado no item 3.2.1.1, podem ser interpretados como encaixantes dos corpos ígneos de raiz de arco magmático. Assim, é possível que o Complexo São João da Mata reúna intrusivas de raiz de arco e suas encaixantes de parte do Paleocontinente Paranapanema.

3.2.2.1. Ortognaisses

Os ortognaisses são rochas graníticas a granodioríticas cinzentas, em geral de granulação média ou grossa, equigranulares ou inequigranulares com megacristais de K-feldspato. Ocorrem afloramentos somente de ortognaiss, com ou sem megacristais, e de ortognaiss encaixando pegmatitos, leucogranitos, anfíbolito e (granada) biotita gnaiss de provável origem sedimentar. Os ortognaisses analisados contêm quartzo, microclina, plagioclásio e biotita e os acessórios epidoto, allanita, apatita, titanita, zircão e minerais opacos, incluindo magnetita. Hornblenda e ortopiroxênio acessórios ocorrem em duas das amostras analisadas.

3.2.2.2. Paragnaisses e Rochas Calcissilicáticas

Trata-se de biotita gnaisses, em geral com granada e sillimanita (figuras. 3.31 e 3.32) e migmatíticos. Mais raramente, ocorrem hornblenda e ortopiroxênio. Estes gnaisses podem apresentar estratificação composicional definida por leitos tabulares mais ou menos ricos em biotita e, localmente, gradam para xistos com K-feldspato.



Figura 3.31 - Gnaiss bandado com intercalações delgadas (1-10cm) de rochas calcissilicáticas; rochas alteradas na entrada de Brazópolis (0437881; 7514594 UTM).



Figura 3.32 - Gnaiss migmatítico e pegmatitos cortados por falhas em Brazópolis (0436305; 7515235 UTM).



Figura 3.33 - Ninho de sillimanita em granada biotita gnaiss do Complexo São João da Mata em Brazópolis; detalhe da foto.

Granada pode conter inclusões de sillimanita, plagioclásio, K-feldspato, biotita, quartzo e minerais opacos. Os gnaisses calssilicáticos são rochas maciças ou com discreto bandamento composicional delgado (1-10cm) que ocorrem em corpos tabulares delgados ou médios (10-30cm de espessura) intercalados nos paragneisses. As amostras analisadas contêm plagioclásio cálcico e clinopiroxênio, granada e minerais opacos.

3.2.3. Granitoide Serra da Água Limpa

Trata-se de um corpo com ortognaisses e metagranitoides médios a grossos, com megacrístais centimétricos de microclina e mais raros de plagioclásio, que afloram no sul da Folha Pouso Alegre, limite com a Folha Campos do Jordão. Nesta folha a sul estes metagranitoides e ortognaisses constituem um corpo de dimensões batolíticas denominado Batólito Serra da Água Limpa por Vinagre (2014). Segundo Vinagre (2014) o caráter intrusivo é definido por apófises, diques, xenólitos e tetos pendentes.

As rochas deste corpo geralmente são maciças, com foliação metamórfica incipiente. Entretanto, ocorrem variedades mais deformadas de tipo *augen* gnaiss, além de variedades protomiloníticas e miloníticas. São rochas compostas essencialmente por quartzo, K-feldspato, plagioclásio e biotita. Outros compontas são: epidoto, allanita, apatita, zircão, e minerais opacos. Mica branca e hornblenda ocorrem em algumas amostras. As proporções diferenciadas de quartzo e feldspatos geraram variedades quartzo sieníticas até monzodioríticas (cf. Vinagre, 2014; Vinagre et al., 2014a).

A presença ou ausência de hornblenda, proporções de matriz e megacrístais e a dos megacrístais levaram Vinagre (2014) reconhecer cinco fácies transicionais entre si: 1- matriz abundante e < 20% de megacrístais rosados; 2- matriz abundante, com hornblenda e < 20% de megacrístais cinzentos; 3- com 20 a 60% de megacrístais rosados; 4- com hornblenda e 20 a 60% de megacrístais cinzentos; e 5- com hornblenda e 20 a 60% de megacrístais esverdeados. As fácies 1 e 3 ocorrem no sul da Folha Pouso Alegre (Figura 3.34).

Segundo Vinagre (2014), análises litogeoquímicas mostraram composições monzonítica, quartzo-monzonítica, granodiorítica e granítica, com assinatura cálcio-alcálica, metaluminosas do tipo I com ligeira tendência peraluminosa. Diagramas de ambiência geotectônica indicaram ambiente de arco vulcânico, o que é confirmado por anomalias negativas de elementos HFS (elementos de alto potencial iônico) em diagramas multielementares. Ainda segundo Vinagre (2014) isótopos Sm-Nd, em rocha total, apontam valores de $\epsilon_{Nd(T)}$ -12 a -7) para os metagranitoides analisados, indicando forte contaminação ou fusão crustal.

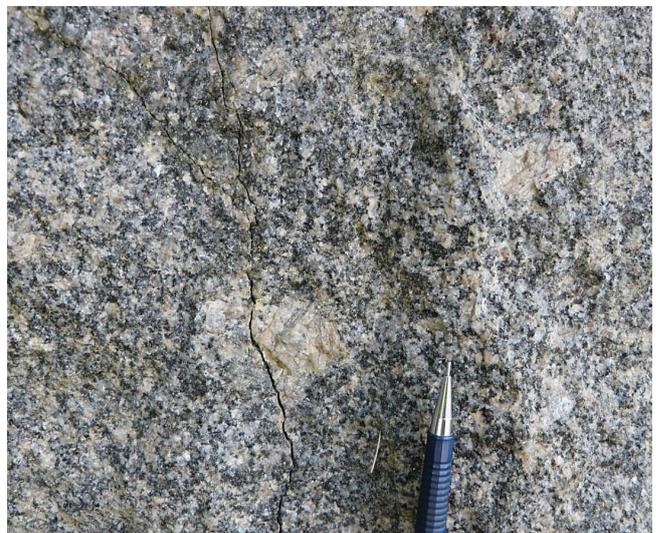


Figura 3.34 - Metagranitoide com máximo de 20% de megacrístais de K-feldspato rosado, fácies textural 1 do Batólito Serra da Água Limpa. Fotografia de Vinagre (2014).



Figura 3.35 - Textura inequigranular porfírica seriada definida por K-feldspato em metagranitoide da fácies textural 3 do Batólito Serra da Água Limpa. Fotografia de Vinagre (2014).

Ainda segundo Vinagre (2014), idades U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) no intervalo entre 670 e 630 Ma, com predomínio daquelas entre 645-630, sugerem que ocorreu cristalização magmática, pelo menos, durante cerca de 40 Ma. Já idades entre 625 e 600 Ma, obtidas em bordas de grãos de zircão, foram relacionadas pelo autor ao metamorfismo sin-colisional durante Orogenia Brasileira.

Vinagre et al. (2014b) analisaram cristais de plagioclásio, anfibólio, biotita e microclina de amostras dos metagranitoides na Folha Campos do Jordão. Obtiveram temperaturas de cristalização entre 863 e 1015°C, calculadas pelo método de saturação de zircônio em rocha total. Para pressão obtiveram valores entre 5 e 6 kbar. Núcleos de anfibólio e plagioclásio registraram temperaturas entre 830 e 860°C, as bordas entre 740 e 770°C. Os valores de temperatura mais altos estariam as relacionados à cristalização magmática, enquanto os obtidos nas bordas dos cristais registrariam o metamorfismo sin-colisional.

3.3. GRANITOS TARDIOS

Na região sul de Minas Gerais e adjacências, nos estados de São Paulo e Rio de Janeiro, ocorrem granitos ou metagranitos, a maioria leucocráticos, cálcio-alcálicos, de tipo S ou I. Estes granitos são interpretados como gerados por fusão crustal nos estágios finais da Orogênese Brasileira (cf. Heilbron et al., 2000; Janasi et al., 2009). Granitos deste tipo ocorrem na Folha Pouso Alegre que, por suas características de campo e localização, foram batizados de granitos Santa Rita do Sapucaí (Tavares, 2008); Natércia (Polo, 2009) e Piranguçu (cf. Vinagre, 2014).

3.3.1. Granito Santa Rita do Sapucaí

Nas imediações de Santa Rita do Sapucaí, ocorre um corpo granítico com cerca de 10 km de extensão no rumo NE-SW (Figura 3.36). Este corpo está encaixado em uma zona de cisalhamento subvertical dextral. As

rochas que o constituem são homogêneas com textura equigranular ou inequigranular porfírica, devido aos fenocristais de microclina de até 2cm (Figura 3.37). Além das rochas com textura primária bem preservada, ocorrem fácies pouco deformadas (Figura 3.38), muito deformadas e até miloníticas (Figura 3.39) com fenocristais de feldspatos transformados em porfiroclastos. As rochas analisadas ao microscópio são sienogranitos e monzogranitos com quartzo, microclina, plagioclásio e biotita. Muscovita pode ser essencial ou acessória. Os acessórios frequentes são titanita, allanita, zircão e minerais opacos. Na borda noroeste do corpo, ocorre foliação definida de fenocristais K-feldspato, truncada por delgadas zonas anastomosadas com foliação protomilonítica a ultramilonítica.



Figura 3.36 - Lajedos de Granito Santa Rita do Sapucaí e a paisagem da serra homônima, vista da BR-459 nas cercanias do ponto 0426653; 7538276 UTM.

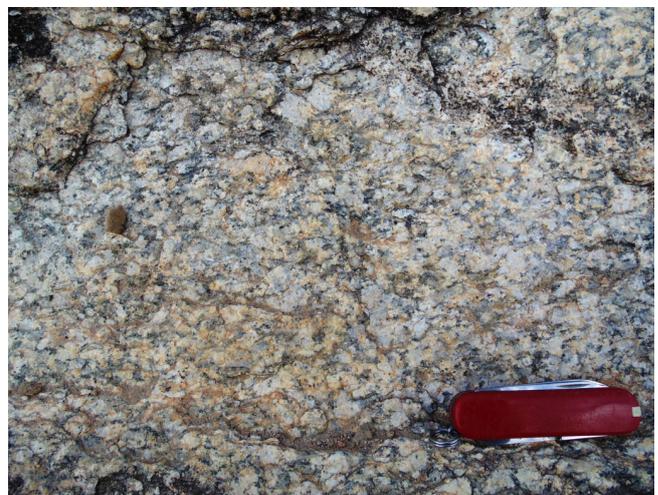


Figura 3.37 - Abundância de fenocristais no metagranito Santa Rita do Sapucaí na serra homônima. Ponto 0426653; 7538276 UTM.



Figura 3.38 - Foliação incipiente no metagranito Santa Rita do Sapucaí, afloramento na margem da BR-459 em Santa Rita do Sapucaí (0426653; 7539327 UTM).



Figura 3.40 - Matacões de metagranito e barranco com a rocha alterada em Natércia (0446599; 7554054 UTM).



Figura 3.39 - Metagranito Santa Rita do Sapucaí em zona de cisalhamento sinistral, afloramento em Santa Rita do Sapucaí (0426653; 7539327 UTM).



Figura 3.41 - Turmalina negra em veio de quartzo e feldspato, muscovita e malaquita no Granito Natércia; ponto da Figura 3.40 (0446599; 7554054 UTM).

3.3.2. Granito Natércia

Este granito forma dois corpos, um a leste de Heliadora, encaixado em ortogneiss do embasamento, e outro em Natércia. Os afloramentos são de rochas muito alteradas, mas matacões e blocos de rochas semi-frescas ocorrem em estruturas de esfoliação esferoidal (Figura 3.40). O granito é semelhante em textura e composição ao Granito Santa Rita do Sapucaí, diferencia-se deste pela notável presença de muscovita e turmalina que ocorre dispersa na rocha, formando trilhas e em veios (Figura 3.41).

3.3.3. Granito Piranguçu

Trata-se de corpos que ocorrem no sul da folha, encaixados em gnaisses dos complexos Cachoeira de Minas e São João da Mata. São granitos semelhantes ao denominado Granito Piranguçu nas folhas Campos do Jordão e Pindamonhagaba, a sul; são granitos maciços ou com foliação incipiente, equigranulares finos a médios, leucocráticos a hololeucocráticos, que se caracterizam pela presença de muscovita e biotita, turmalina e grana, esta geralmente em cristais de granulação fina.

3.4. ROCHAS METAMÁFICAS E ROCHAS METAULTRAMÁFICAS

Rochas metamáficas e metaultramáficas ocorrem intercaladas nos ortognaisses do embasamento e nas sucessões das unidades São Vicente e Arantina da Megassequência Andrelândia. Rochas máficas ocorrem encaixadas em gnaisses dos complexos gnáissicos Cachoeira de Minas e São João da Mata. As rochas metaultramáficas são xistos com variadas proporções de clorita, anfibólio e talco. As rochas metamáficas são anfibolitos e um retroeclogito. Dados geoquímicos de quatro amostras de anfibolito dos complexos gnáissicos e uma amostra de retroeclogito são mostrados no item 6.2.

3.4.1. Metabasitos

Anfibolitos formam corpos, geralmente lenticulares e com espessuras de alguns centímetros até vários metros, encaixados nos gnaisses (Figura 3.42). Em geral, aparecem alterados. Quando frescos, são rochas maciças, exceto pela xistosidade, compostas essencialmente por plagioclásio (oligoclásio-andesina) e hornblenda verde ou marrom. Biotita e quartzo também são essenciais em algumas amostras. Outros componentes que podem ocorrer são a titanita, minerais opacos, apatita, epidoto e calcita. Actinolita, clorita e sericita ocorrem em alguns anfibolitos no sudeste e no nordeste da folha. Segundo Polo (2009), dados geoquímicos de anfibolitos da Unidade São Vicente indicam protólitos basálticos toleíticos de afinidade oceânica. Estes anfibolitos seriam o registro de atividade ígnea oceânica na Bacia Andrelândia.

Encaixados nos gnaisses dos complexos Cachoeira de Minas e São João da Mata, também, ocorrem metabasitos em lentes de espessuras e extensões centimétricas até métricas (Figura 3.43). Também são rochas constituídas



Figura 3.42 - Anfibolito (cor de alteração ocre) intercalado em gnaisse também alterado. Corte na rodovia MG-179 (0409592; 7560433 UTM).

por plagioclásio, hornblenda e biotita. Duas amostras analisadas contêm clinopiroxênio, uma delas também com ortopiroxênio (cf. figura 6.10, item 6.2.). K-feldspato, quartzo, titanita, zircão, apatita, allanita e minerais opacos aparecem como minerais acessórios. Actinolita, biotita e clorita ocorrem substituindo piroxênios.



Figura 3.43 - Corpo delgado de rocha máfica encaixado em ortognaisse do Complexo Gnáissico Cachoeira de Minas. Corte na BR-459 entre Pouso Alegre e Santa Rita do Sapucaí (0414802; 7538776 UTM). Escala 6cm.

3.4.2. Retroeclogito

Uma rocha máfica, interpretada como eclogito retrógrado à fácies anfibolito, constitui uma lente métrica em biotita gnaisse do embasamento na rodovia MG-179 (Figura 3.44). A ocorrência, antes descrita por Choudhuri et al. (1978), é de rochas máficas maciças ou xistosas com duas associações minerais. A associação mais antiga ou primária é composta por granada com inclusões de clinopiroxênio e anfibólio. A associação secundária, de fácies anfibolito, é composta de plagioclásio nas bordas de granada, hornblenda que substitui clinopiroxênio, quartzo e minerais opacos. O clinopiroxênio contém inclusões aciculares de rutilo e apatita (Figura 3.45). Dados (LA-ICP-MS), em zircão, indicam cristalização do protólito deste eclogito em torno de 1.4Ga e metamorfismo por volta de 620 Ma (Rodrigo Vinagre; informação verbal).

3.4.3. Rochas Metaultramáficas

Corpos lenticulares, com espessuras e comprimentos variados, de centímetros a alguns metros, ocorrem encaixados em ortognaisses do embasamento e em biotita gnaisses da Megassequência Andrelândia. Somente foram encontrados afloramentos de rochas alteradas, porém com clorita, anfibólio (tremolita-actinolita) e talco, ainda reconhecíveis localmente.



Figura 3.44 - Retroeclogito encaixado em biotita gnaiss alterado em corte na MG-179 (0409260; 7561178 UTM).

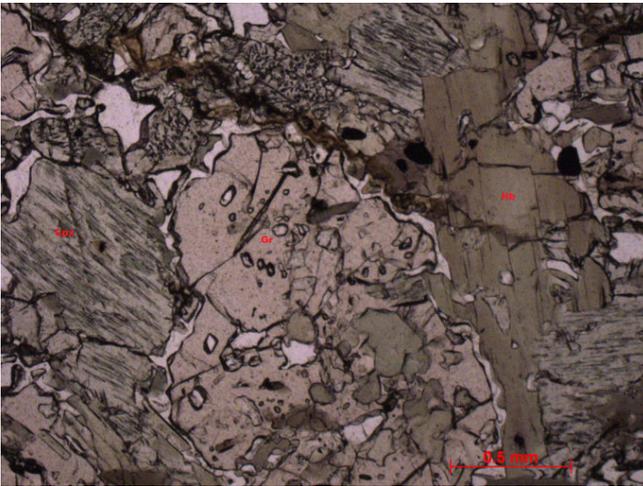


Figura 3.45 - Granada (Gr, com inclusões de clinopiroxênio e anfibólio) bordejada por plagioclásio (incolor); clinopiroxênio (Cpx) parcialmente substituído por hornblenda; hornblenda (Hb) e minerais opacos. Fotomicrografia com luz natural do retroeclogito mostrado na figura 3.12 (0409260; 7561178 UTM).

3.4.3.1. Corpo Metaultramáfico do Fundão

Destaca-se na folha, por sua composição e área de exposição, o Corpo Meultramáfico do Fundão, ao sul de Natércia. Este corpo tem cerca de 1 km² e está encaixado em ortognaisses do embasamento e cortado por anfibolito, pegmatito e zonas de cisalhamento centimétricas. É constituído por rochas aparentemente maciças, médias a grossas, negras; quando alteradas assumem cores ocre, esverdeada ou alaranjada. Estas rochas são compostas por clinopiroxênio, ortopiroxênio, olivina e plagioclásio. Ocorrem também clorita, talco, anfibólios e minerais opacos. Os cristais de olivina estão fraturados e substituídos parcialmente por clorita, talco e minerais opacos. Associados ao ortopiroxênio ocorrem anfibólio

marrom-claro, clorita e minerais opacos. Clorita preenche uma parcela significativa da rocha, indicando entrada de sílica e alumínio suficientes para gerar esse mineral.

Segundo Polo (2009), a moda essencial define um olivina websterito. Segundo Angeli et al.(2005), a composição pode variar de harzburgitos a olivina piroxenitos, ocorrendo preservadas apenas localmente a estrutura bandada e textura cumulática originais. Uma amostra analisada por Polo (2009) revelou afinidade com a série toleítica e a com basalto de pluma mantélica.

3.5. FORMAÇÃO POUSO ALEGRE

3.5.1. Introdução

Do sul do Brasil até pelo menos Minas Gerais, ocorrem depósitos sedimentares com idades no final do Neoproterozoico início do Cambriano. A Formação Pouso Alegre é um destes depósitos (Figura 3.46), que se diferenciam do embasamento adjacente pela litologia e, em geral, menor grau metamórfico e deformação. Existem semelhanças litológicas, estruturais, geocronológicas e de conteúdo fóssil entre as diversas unidades, o que sugere que sejam testemunhos de um sistema de bacias cujas rochas foram, em grande parte, erodidas no Fanerozoico. Segundo Teixeira & Petri (2001), os depósitos conhecidos no presente, possivelmente, sobreviveram a erosão fanerozoica por estarem em blocos abatidos relacionados a zonas de cisalhamento subverticais neoproterozoicas.

O termo Formação Pouso Alegre foi utilizado por Leonardos Júnior et al. (1971) para uma sucessão de “conglomerados mal classificados, siltitos, margas, arenitos feldspáticos e arcóseos” em discordância angular sobre gnaisses e mica-xistos na Serra de Santo Antônio, Pouso Alegre (Figura 3.47). Segundo os autores, a formação apresenta metamorfismo de fácies xisto-verde e registra sedimentação em ambiente raso, provavelmente deltáico.

Hama & Cunha (1977) apud Teixeira & Petri (2001) obtiveram idade K-Ar rocha total de 524 +/- 20 em siltitos calcíferos e de 485 +/- 15 em biotita e sericita, o que sugere idade mínima para a Formação Pouso Alegre em torno de 500 Ma.

Hasui (1983) apud Teixeira & Petri (2001) considerou a Formação Pouso Alegre equivalente ao Grupo Eleutério definido por Ebert (1971), propondo o abandono da denominação Eleutério em favor de Pouso Alegre, introduzida antes. Duas décadas depois, Leonardos et al (1971), Teixeira & Petri (2001) produziram um novo mapa geológico da Formação Pouso Alegre, onde também reconhecem três unidades, da base para o topo (Figura 3.48): metaconglomerados polimíticos, metarenitos siltosos a metassiltitos com intercalações de arenitos grossos e conglomerados finos e, no topo da sucessão, metarenitos feldspáticos e arcóseos.

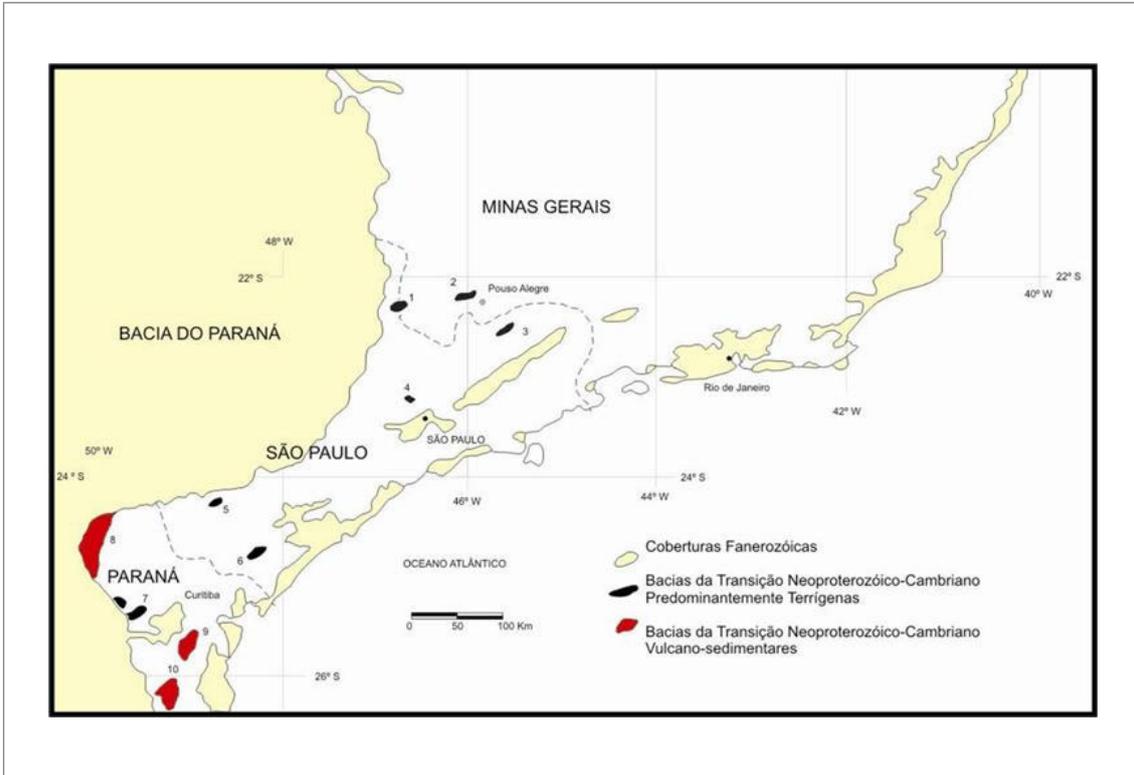


Figura 3.46 - Localização das bacias da transição Neoproterozoico-Cambriano no sul-sudeste do Brasil: 1- Eleutério, 2- Pouso Alegre, 3- Pico de Itapeva, 4- Cajamar, 5- Samambaia, 6- Quatis, 7- Camarinha, 8- Castro, 9- Guaratubinha e 10- Campo Alegre. Figura baseada em Teixeira & Petri (2001).

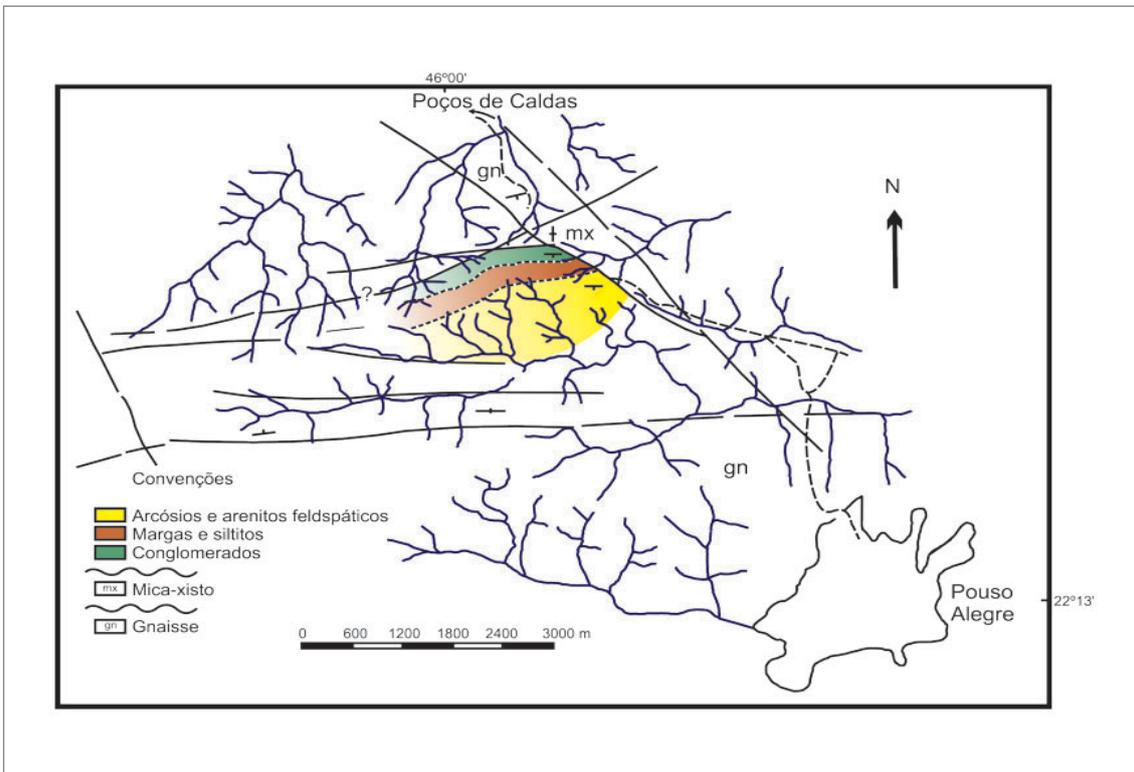


Figura 3.47 - Esboço geológico mostrando as unidades da Formação Pouso Alegre, segundo Leonardos Jr. et al, 1971.

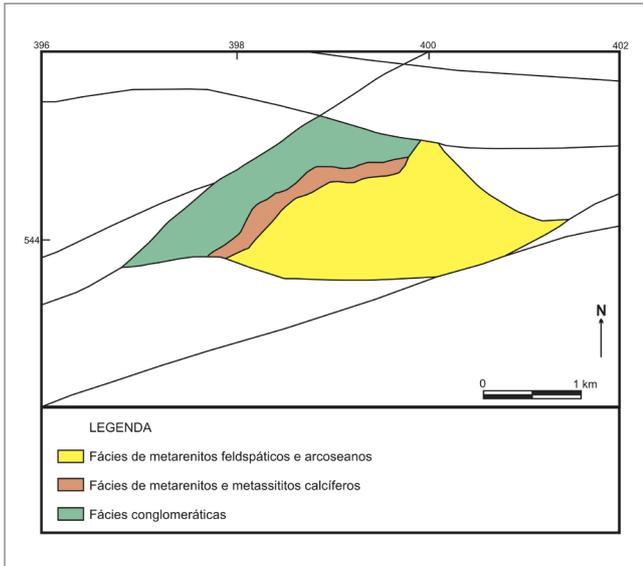


Figura 3.48 - Mapa geológico da Formação Pouso Alegre, simplificado a partir do mapa original de Teixeira & Petri (2001).

Estes depósitos foram interpretados como de “leques aluviais subaéreos, com porções distais que atingiram um corpo marinho, gerando construções deltáicas cujas frentes avançaram até regiões de plataforma proximal” (Figura 3.49).

Segundo Teixeira & Petri (2001), a ocorrência de pirita e dos acritarcos *Soldadophycus major*, *Symplassosphaeridium sp.* e *Soldadophycus bossii* nos siltitos, indicam sedimentação em águas pouco oxigenadas a oxigenadas. Sugerem ainda a correlação com diversas bacias eopaleozoicas do sul-sudeste do país, devido à semelhanças estratigráficas, cronológicas, fossilíferas e tectônicas (Figura 3.46). Teixeira & Petri (2001) supõem que a origem da bacia foi associada às zonas de cisalhamento com movimentações laterais oblíquas, caracterizando-a como uma *strike-slip basin*. É levantada, também, a hipótese de que as bacias do Neoproterozoico-Cambriano, do sul-sudeste do Brasil, tiveram suas águas marinhas supridas pelo Oceano Brazilides, que se expandia entre os crátons Amazonas/Pampeano e São Francisco/Paraná. A inversão e o encurtamento da Bacia Pouso Alegre e suas correlatas teria se dado com o fechamento dos oceanos Brazilides e Adamastor, por volta de 530 Ma. Esse intervalo teria sido definido pela presença de *Cloudina riemkeae* no Grupo Eleutério (Figura 3.46).

Wernick & Penalva (1974) caracterizaram a Formação Pouso Alegre como uma faixa de sedimentos metamorfizados “das partes baixas da epizona (primeira aparência de biotita) até andares profundos da fácies de anfíbilito”, com milonitização e falhamentos posteriores ao metamorfismo e deformação principais. Teixeira (1995) sugeriu para a Bacia Eleutério um embaciamento tipo *pull apart* com movimentação sinistral associada a um sistema de zonas de cisalhamento subverticais NE-SW. A sedimentação seria condicionada a uma calha alongada

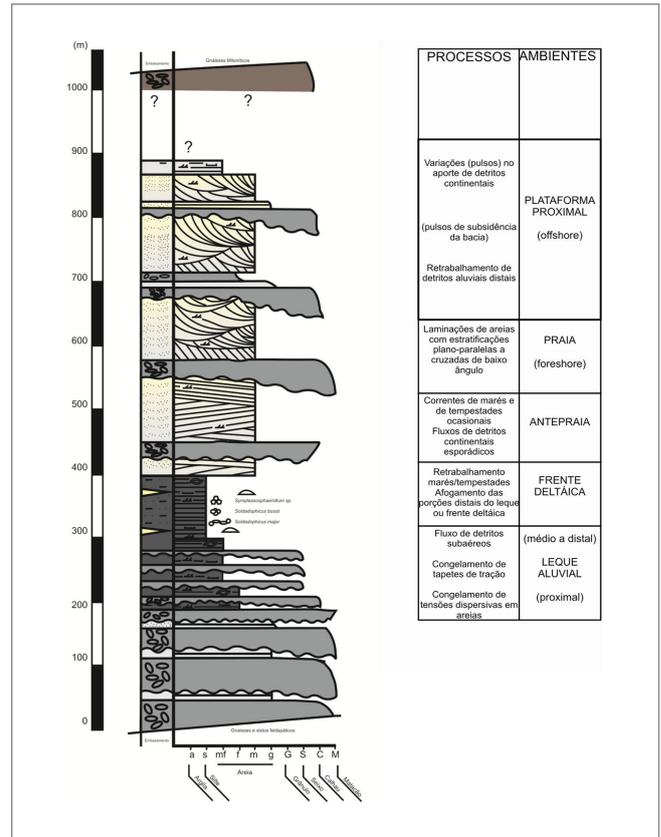


Figura 3.49 - Coluna estratigráfica da Formação Pouso Alegre, segundo Teixeira e Petri (2001).

na direção NE-SW, com ocorrência de tectonismo sin-sedimentar e predomínio do intemperismo físico sobre o químico, sugerindo ambiente árido e sem vegetação.

Ramos et al. (1998) interpretaram os depósitos de Eleutério como o registro de paleoambientes de leques deltáico, lacustre e fluvial entrelaçado, concordando com a idade cambro-ordoviciano definida em trabalhos anteriores.

Durante os trabalhos de campo na Folha Pouso Alegre 1:100.000, a Formação Pouso Alegre foi remapeada em detalhe (cf. Costa, 2011), seus limites foram redefinidos e ampliados para sudoeste. O mapa também difere daquele com formato “triangular isósceles a trapezoidal...gerado por falhas” mostrado por Teixeira & Petri (2001), (Figura 3.48). As três unidades de mapeamento definidas por Leonardos Jr. et al. (1971) foram reconhecidas, porém com pequenas diferenças nos seus limites e litologia. Assim, as distintas associações de litofácies da Formação Pouso Alegre foram reunidas em três unidades litoestratigráficas: brechas polimíticas basais; conglomerado polimítico, arenito feldspatolítico e pelitos (siltito, argilito) no intervalo médio; arenito feldspatolítico e arcóseo no topo (figuras 3.50 e 3.51). Observamos que a clivagem ardósiana nas rochas finas foi localmente crenulada e sobrecrecida por cloritoide, sugerindo duas fases de deformação em facies xisto verde.

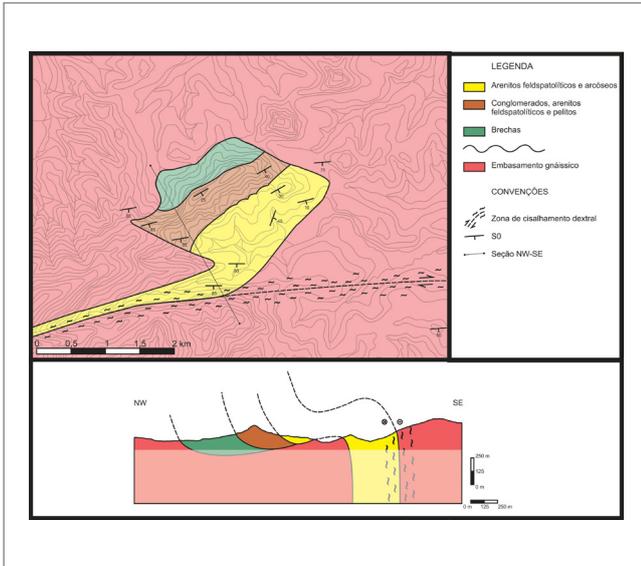


Figura 3.50 - Mapa geológico simplificado da Formação Pouso Alegre, segundo Costa (2011).

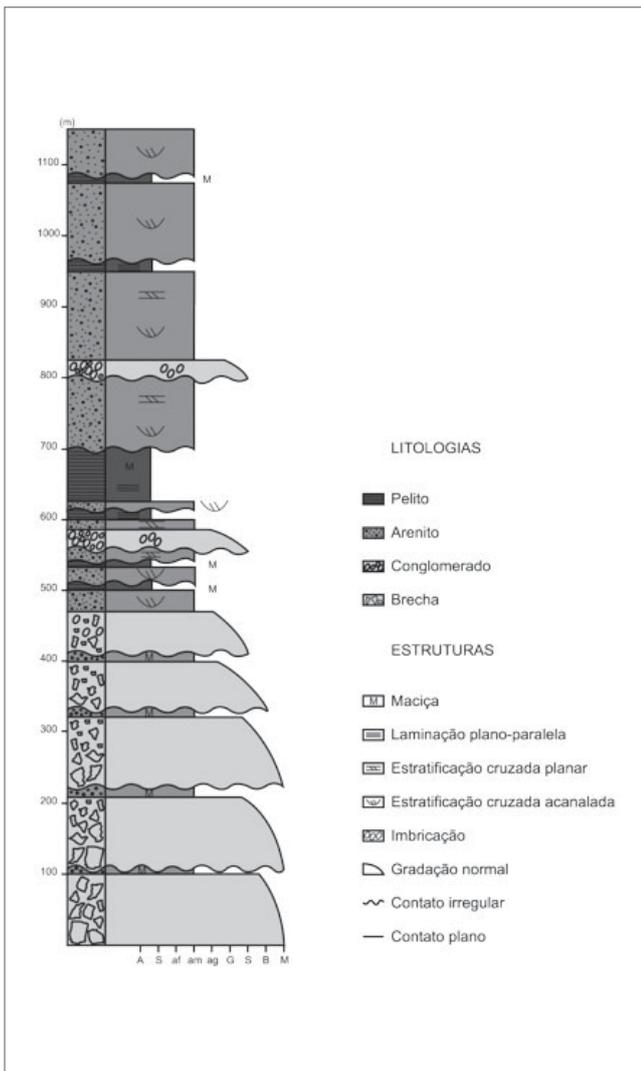


Figura 3.51 - Coluna estratigráfica simplificada da Formação Pouso Alegre, segundo Costa (2011).

3.5.2. Litofácies na Formação Pouso Alegre

Como já mencionado, a Formação Pouso Alegre é constituída por brechas, conglomerados, arenitos e pelitos fracamente deformados em baixo grau metamórfico. Porfiroblastos de cloritoide em pelitos indicam zona de fácies xisto verde inferior. Apesar do metamorfismo e deformação, a composição, textura e estruturas primárias das rochas estão razoavelmente preservadas. Assim, para simplificar a leitura seguinte, as rochas serão chamadas pelo nome do seu protólito, sem o prefixo meta.

3.5.2.1. Brecha maciça polimítica

As brechas ocorrem em corpos aparentemente lenticulares e amalgamados formando estratos com espessuras até métricas, sendo difícil definir corpos individuais. Brechas com fragmentos de até 60 cm predominam na unidade basal (figura 3.50; NPPa1 no mapa 1:100.000). Brechas finas transitórias a conglomerados ocorrem nas unidades basal e média (figura 3.50; NPPa2 no mapa 1:100.000). Estas brechas são rochas clasto-suportadas maciças ou localmente com discreta gradação normal, com seixos e blocos angulosos e escassa matriz arenítica grossa feldspatolítica. Os fragmentos são de variados tipos de gnaisses (ortognaisses, milonitos, migmatitos), pegmatitos, quartzitos e quartzo de veio (Figuras 3.52, 3.53, 3.54). As brechas, provavelmente, registram fluxo de detritos. A baixa proporção de matriz indica fluxo de baixa viscosidade, a gradação normal assinala progressiva diminuição de energia ou distanciamento da fonte.



Figura 3.52 - Brechas na base da Formação Pouso Alegre; vista da BR-491 (0399134; 7545165 UTM).



Figura 3.53 - Matacão de brecha polimítica da base da Formação Pouso Alegre na encosta da Serra de Santo Antonio, Pouso Alegre (0398964; 7544630 UTM).



Figura 3.54 - Blocos angulosos (gnaisses, pegmatito, quartzito) em brecha da Formação Pouso Alegre, Serra de Santo Antonio, Pouso Alegre (0399142; 7544815 UTM).

3.5.2.2. Conglomerados

Os conglomerados ocorrem em lentes centimétricas intercaladas em arenitos na unidade média (NPpa2 no Mapa Geológico 1:100.000). São clasto-suportados, com seixos arredondados a subarredondados de quartzo de veio, quartzitos, gnaisses, pegmatito e feldspatos. A escassa matriz é arcoseana ou feldspatolítica. Predomina a estrutura maciça, mas ocorrem também imbricação de seixos e estratificação cruzada, registrando transporte tracional de sedimentos em fluxos hidrodinâmicos subaquosos.

3.5.2.3. Arenitos

São arenitos maciços e com estratificação cruzada. A fácies maciça é formada por arenitos moderados a pobremente selecionados em pacotes delgados (1-10cm), intercalados nas brechas basais. Arenitos com estratificação cruzada planar, acanalada e baixo ângulo formam sucessões isoladas até métricas ou pacotes delgados

intercalados com pelitos e conglomerados nas unidades média e de topo. A litofácies maciça pode representar fluxos de detritos. A estratificação cruzada registra processo tracional de transporte de sedimentos em regime de fluxo inferior alto.

3.5.2.4. Fácies Heterolítica

Trata-se de arenitos com marcas de onda (simétricas, assimétricas) e filmes de argilitos gerando estruturas ondulada e *flaser*. Ocorre em pacotes delgados (1-10cm) a médios (10-30cm) nos conglomerados e arenitos da unidade média da formação. Registra decantação de finos e processos tracionais em regime de fluxo inferior baixo.

3.5.2.5. Pelitos

São argilitos e siltitos maciços ou com laminação plano-paralela, geralmente com clivagem ardósiana. Ocorrem em camadas delgadas (1-10cm) formando sucessões até métricas entre arenitos nas unidades média e de topo. Registram deposição em regime de fluxo inferior e decantação de finos.

3.5.3. Estratigrafia na Formação Pouso Alegre

Conforme mencionado, a formação pode ser dividida em três unidades litoestratigráficas: basal com brechas; médio com conglomerados, arenitos, pelitos e fácies heterolítica; e superior com predomínio de arenitos sobre pelitos (Figura 3.51).

3.5.3.1. Unidade Basal

Esta unidade (NP3pa1 no mapa geológico) cobre em discordância ortognaisses do Complexo Gnáissico Cachoeira de Minas. Com espessura estimada em torno de 400 metros, é composta por brechas polimíticas (figuras 3.52, 3.53, 3.54) e intercalações de arenitos maciços. Estas rochas podem ser interpretadas como registro de fluxos gravitacionais de detritos como mencionado na descrição da litofácies.

3.5.3.2. Unidade Média

Com espessura de cerca de 250 metros, é constituída por conglomerados transicionais a brechas, arenitos, fácies heterolíticas e pelitos. Na base, predominam conglomerados maciços ou imbricados; na parte média, arenitos que passam a fácies heterolíticas ou pelitos (Figura 3.55) e lentes de conglomerados. No topo, predominam pelitos maciços ou laminados sobre bancos de arenitos com marcas de onda e estratificação cruzada e raros conglomerados maciços ou com estratificação cruzada.



Figura 3.55 - Intercalação de camadas lenticulares delgadas de arenitos maciços ou gradados e siltitos laminados (cinza).



Figura 3.56 - Arenitos do topo da Formação Pouso Alegre na encosta sudoeste da Serra de Santo Antonio, Pouso Alegre (0398850; 7643757 UTM).

Segundo Teixeira & Petri (2001), nos pelitos ocorrem os acritarcos *Soldadophycus bossii*, *Soldadophycus major* e *Symplassosphaeridium sp.*, evidenciando águas marinhas oxigenadas. No entanto, pseudomorfos de pirita sugerem que em algum momento predominaram condições redutoras. A transição de conglomerados para fácies mais finas assinala mudança no transporte dos materiais de fluxo de detritos para fluxos trativos, tração-decantação (fácies heterolíticas) e decantação de finos.

3.5.3.3. Unidade Superior

Esta unidade alcança espessura de cerca de 250 metros. Consiste em uma sucessão de arenitos (Figura 3.56), em camadas delgadas a espessas (10-100cm), tabulares maciças ou com estratificação cruzada dos tipos planar e acanalada (Figura 3.57). Nestes corpos de arenitos ocorrem ocasionais intercalações de conglomerados e pelitos. O espesso pacote de arenitos, que sobrepõem-se aos pelitos de topo da unidade 2, representa o retorno dos processos trativos, após longo período de decantação de finos.

3.5.4. Paleoambientes

As associações de litofácies, que definem as unidades previamente descritas, permitem interpretar os depósitos fluxos gravitacionais e hidrodinâmicos em ambiente que transita de leque aluvial a litorâneo. Segundo Nemeč & Steel (1988), um leque deltáico consiste em um prisma de sedimentos costeiros provenientes de um sistema de leque aluvial, depositado inteiramente ou quase em um corpo de água parada. Dessa forma, um leque deltáico pode ser considerado como o delta de um leque aluvial depositado em um corpo aquoso. As brechas polimíticas e arenitos maciços da unidade basal são similares as de



Figura 3.57 - Matacão de arenito com estratificação cruzada na unidade de topo da Formação Pouso Alegre no sul da Serra de Santo Antonio (0399507; 7643607 UTM).

leques aluviais, deltáicos (marinhos ou lacustres) e submarinos. Este último pode ser descartado pela ausência de fácies típicas como turbiditos clássicos. Restam as hipóteses de leques aluviais ou deltáicos.

Na unidade média podem ser observadas litofácies típicas de ambiente transicional, além de pelitos marinhos ou lacustres. A ocorrência de microfósseis marinhos (Teixeira & Petri, 2001) permite concluir que estes pelitos registram ambiente marinho raso. Dessa forma, descarta-se, também para a unidade basal, a hipótese de deposição em ambiente deltáico lacustre. Assim, podemos interpretar a unidade basal como um depósito de leque aluvial, que aos poucos foi sendo afogado, gerando transição para um sistema de leque deltáico marinho. Possivelmente, a construção do leque aluvial e a invasão do mar que o afogou devem-se à tectônica de abertura da bacia. Assim, surgiu a acomodação para a deposição da unidade média, francamente litorânea.

Na base da unidade média ocorrem ciclos estrato-granodécrescentes para o topo, com conglomerado-arenito-pelito, conglomerado-arenito, arenito-fácies heterolítica e arenito-pelito. No topo predomina um pacote pelítico. As litofácies presentes (conglomerado fino maciço/imbricado; arenitos com estratificação cruzada acanalada, planar e com marcas de onda, pelitos laminados e maciços e facies heterolítica) indicam depósitos de face de praia (*shoreface*) com cascalho fino, sobrepostos por pelitos de costa-afora (*offshore*). A fácies pelítica mostra a retrogradação do sistema litorâneo. A unidade de topo, composta essencialmente por arenitos com estratificação cruzada, deve representar progradação do ambiente litorâneo sobre a fácies de costa-afora.

Os episódios de afogamento do sistema aluvial, retrogradação e progradação relacionam-se, possivelmente, relacionam-se ao tectonismo que deu origem à bacia, sugerindo que a Formação Pouso Alegre é uma sequência tectono-eustática.

3.5.5. Petrografia e petrofácies

3.5.5.1. Ruditos

Como mencionado na descrição das litofácies os ruditos são brechas e conglomerados com matriz arcossiana escassa ou ausente. O caráter polimítico é definido por fragmentos de gnaisses, pegmatitos e quartzitos.

3.5.5.2. Pelitos

São siltitos e argilitos cinzentos. Nos argilitos foi possível reconhecer mica branca fina, clorita e quartzo; nos siltitos quartzo monocristalino, clorita, mica branca fina, plagioclásio, titanita, turmalina, epidoto e minerais opacos. Calcita ocorre como mineral secundário, diagenético ou metamórfico. Cloritoide metamórfico ocorre localmente em alguns argilitos filíticos.

3.5.5.3. Arenitos

São arenitos finos até muito grossos e com grânulos, angulosos a subarredondados, a maioria moderadamente selecionados. As composições feldspatolítica (predominante) ou arcossiana são definidas pela presença de plagioclásio e fragmentos de rochas metamórficas (Figura 3.58). No arcabouço ocorrem, essencialmente, quartzo monocristalino e policristalino, plagioclásio e raro K-feldspato, e fragmentos líticos metamórficos. Os litoclastos metamórficos são metassiltitos, filitos, xistos finos, metarenitos quartzosos e quartzitos micáceos (Figura 3.59). Em menor proporção, aparecem biotita, muscovita (Figura 3.60), turmalina e minerais opacos. A matriz, (em média 10%; Figura 3.58), é uma pasta fina com mica branca, clorita, minerais opacos, zircão e turmalina. Em algumas amostras, mica branca constitui até cerca de 40% de epimatriz diagenética ou metamórfica (Figura 3.61). Calcita substitui grãos do arcabouço e forma micro-veios.

	PA4-L2	PA 17	PA 18-1	PA 18-2	PA 18-11	PA 18-12	PA 18-14	PA 21-M	PA 21-M2	EL 1	EL 4	EL 7	EL 8	EL 9
Qm	70	72	45	50	30	37	26	40	40	40	50	30	40	50
Qp	4	0	5	5	4	5	5	3	10	10	15	5	5	10
P	8	0	10	13	15	25	10	25	15	25	24	35	30	30
K-f	tr	1	1	-	tr	1	2	1	tr	tr	1	tr	tr	tr
Lm	3	0	15	5	25	0	15	3	7	20	10	30	25	10
Zircão	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0
Turmalina	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0
Titanita	1	0	0	1	2	0	0	1	2	0	0	0	0	0
MO	1	2	0	0	2	0	1	0	1	0	0	0	0	0
Epidoto	3	0	0	1	2	5	9	3	2	0	0	0	0	0
Clorita	5	0	0	0	0	0	0	5	1	0	0	0	0	0
Muscovita	1	25	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0
Biotita	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0
Epimatriz	0	0	24	25	15	0	0	7	7	4	0	0	0	0
Matriz	3	0	0	0	0	10	5	2	15	0	0	0	0	0
Calcita	1	0	0	0	5	7	27	7	0	0	0	0	0	0

Figura 3.58 - Tabela com análise modal mostrando as composições feldspatolítica e arcossiana de arenitos da Formação Pouso Alegre. Quartzo Qm- monocristalino e Qp- policristalino. P- plagioclásio, K-f – K-feldspato, Lm- líticos metamórficos, Mo- minerais opacos.

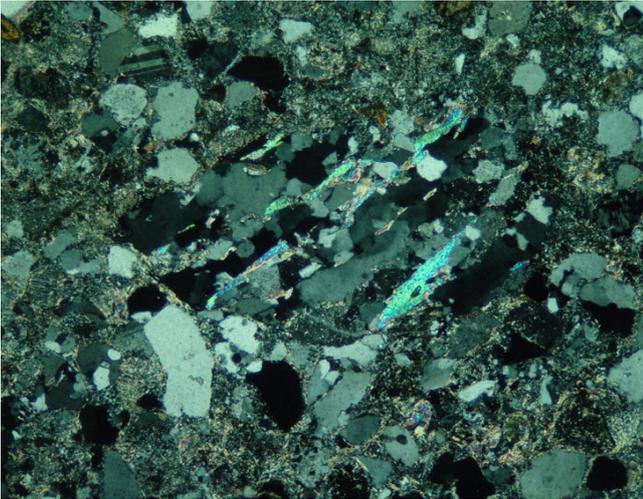


Figura 3.59 - Fragmento de quartzito micáceo e abundante epimatriz sericítica em arenito feldspatolítico da unidade média da Formação Pouso Alegre.

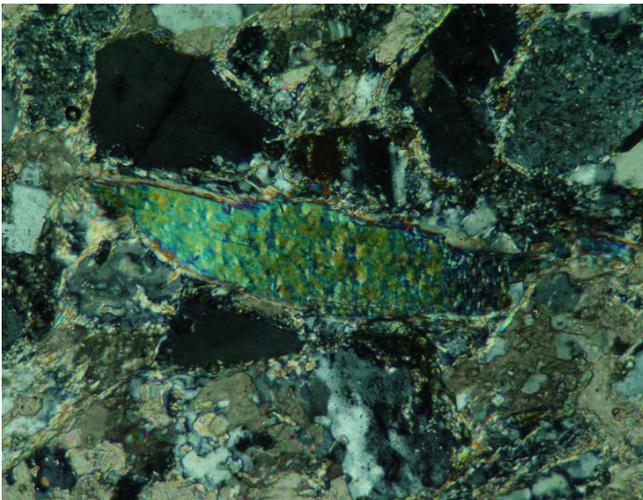


Figura 3.60 - Mica clástica em arenito feldspatolítico da unidade média da Formação Pouso Alegre.

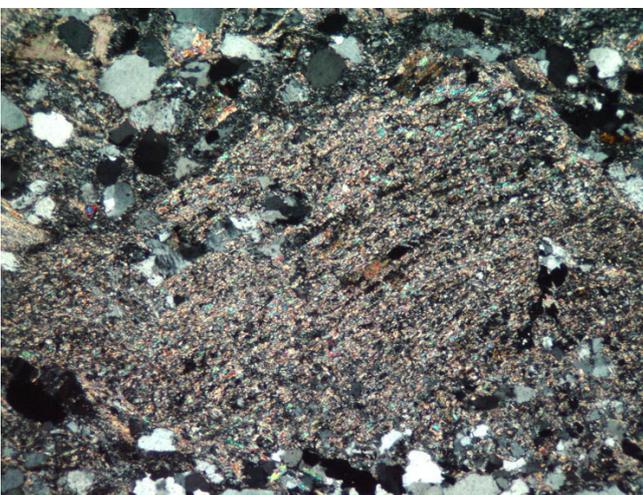


Figura 3.61 - Sericita sobre plagioclásio em arenito da Formação Pouso Alegre.

Tomando-se em conta os fragmentos dos ruditos, é possível supor que grãos de quartzo monocristalino com média a alta circularidade e de plagioclásio derivam de gnaisses do embasamento. Já os grãos de quartzo com baixa circularidade podem ser provenientes de xistos, onde seu crescimento pode ser controlado por paredes de mica. As micas clásticas, muscovita e biotita, derivam de gnaisses, xistos e quartzitos.

A moda dos arenitos recalculada para quartzo, feldspatos e líticos indica como fontes dos sedimentos granitoides de arco magmático e sistema orogênico (Figura 3.62). Considerando o quartzo policristalino como litoclasto, aparecem também os campos interior cratônico e rifte (Figura 3.63).

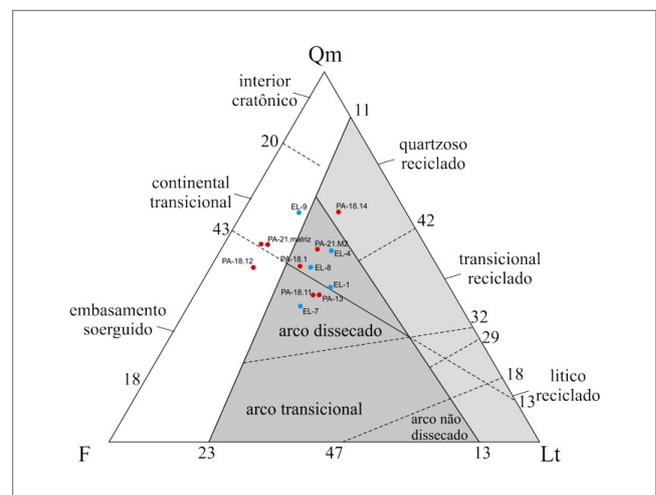


Figura 3.62 - A moda detrítica QtFL indicando campos de arco dissecado e orógeno reciclado para arenitos das unidades média e superior da Formação Pouso Alegre. Diagrama segundo Dickinson 1985. Qt- quartzo total, F- feldspatos e L- líticos.

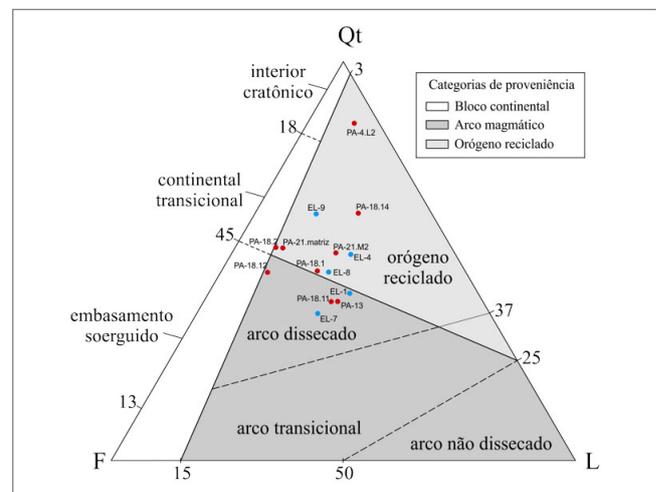


Figura 3.63 - A moda detrítica QmFLt indicando campos de arco dissecado e orógeno reciclado para arenitos das unidades média e superior da Formação Pouso Alegre. Diagrama segundo Dickinson 1985. Qm- quartzo monocristalino, F- feldspatos e L- líticos incluindo quartzo policristalino. Grafico de Dickinson, 1985.

As petrofácies areníticas, junto com as rudíticas e a geologia regional, indicam como área-fonte as sucessões da placa superior ou *Nappe* Socorro-Guaxupé. As rochas-fontes seriam ortognaisses, paragnaisses, filitos, xistos e quartzitos (cf. Unidade Xisto Bela Vista, Folha Machado), além de metassiltitos da própria *Nappe* Socorro-Guaxupé.

3.5.6. Geologia Estrutural e Metamorfismo

Nas rochas da Formação Pouso Alegre é possível reconhecer, além do acamamento sedimentar, uma foliação penetrativa, que localmente está crenulada. Nos siltitos e argilitos, esta foliação é uma clivagem ardósiana definida, principalmente, pela orientação planar de mica branca e clorita metamórficas (Figura 3.64). Em muitos arenitos é uma clivagem em domínios também definida principalmente por micas. Nas brechas ocorre orientação dos fragmentos detríticos (Figura 3.65). Nas rochas finas, a clivagem está localmente crenulada, indicando uma segunda fase de deformação (Figura 3.66).

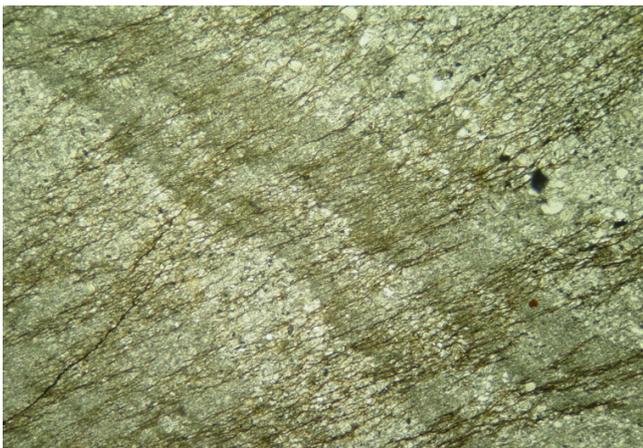


Figura 3.64 - Clivagem ardósiana em domínios a grande ângulo com laminação em metapelito da unidade média da Formação Pouso Alegre.



Figura 3.65 - Foliação definida pela orientação de fragmentos em brecha polimítica da Formação Pouso Alegre.

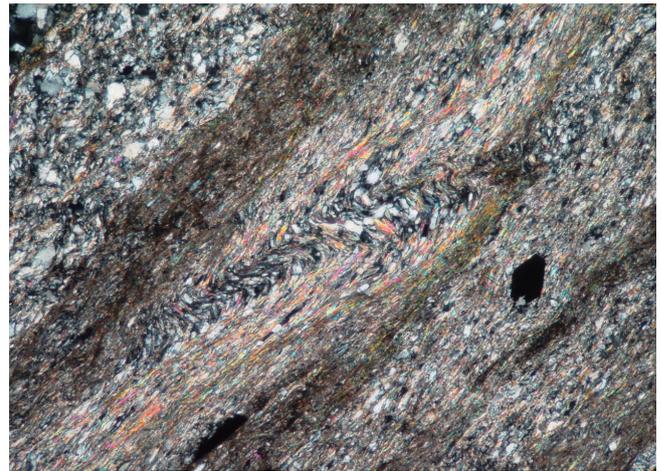


Figura 3.66 - Crenulação da clivagem ardósiana indicando segunda fase de deformação em metapelito da unidade média da Formação Pouso Alegre.

Também, localmente, ocorre cloritoide sin-tectônico às crenulações. Micas e clorita sin-clivagem ardósiana indicam deformação em condições de fácies xisto verde-baixo. O cloritoide sin-crenulação registra condições de fácies xisto verde também durante a segunda fase de deformação.

Na maioria dos afloramentos, a foliação principal mergulha íngreme, 70-85 graus para norte ou norte-noroeste, quase ortogonal ao acamamento sedimentar que mergulha cerca de 30 graus para sudeste. Estas atitudes do acamamento e da foliação sugerem compressão NW-SE. Além disso, ambos fazem acamamento e foliação fazem um grande ângulo de mergulho com a foliação no embasamento gnáissico subjacente, que mergulha em torno de 70 graus para sudeste. Entretanto, no sul da área as camadas de arenitos definem uma sinclinal apertada, acamamento e foliação ficam paralelos e os arenitos se transformam em paragnaisses. Para sudoeste os paragnaisses se intercalam nos gnaisses do Complexo Gnáissico Cachoeira de Minas. Assim, em afloramentos isolados, sem ligação física com a área da Folha Pouso Alegre, se torna muito difícil distinguir paragnaisses da Formação Pouso Alegre de gnaisses mais antigos do seu embasamento.

3.5.7. Correlações estratigráficas

As rochas da Formação Pouso Alegre fazem parte de um sistema de depósitos eopaleozoicos caracterizados pelo baixo grau metamórfico, imaturidade textural e mineralógica e rápida variação lateral e vertical de fácies. Este sistema inclui os depósitos de Eleutério, Pico de Itapeva, Cajamar, Samambaia e Quatis, em São Paulo, além de Camarinha, no Paraná (Teixeira & Petri, 2001). É ainda matéria de dúvida se cada depósito corresponde a uma única bacia distinta ou teriam sido contínuos, constituindo única bacia. São abundantes, no entanto, as evidências em relação à segunda hipótese.

Segundo Teixeira & Petri (2001), a correlação mais direta dos depósitos de Pouso Alegre seria com o Grupo Eleutério. Existem afloramentos isolados de rochas semelhantes às de Eleutério e Pouso Alegre entre os dois depósitos, o que sugere continuidade pretérita. No entanto, não foi encontrado um horizonte-guia comum aos dois depósitos, que apresentam também diferenças, como a presença de fragmentos de rochas vulcânicas em Eleutério, não encontrados em Pouso Alegre.

Os demais depósitos, com exceção de Cajamar, também apresentam estilo deposicional e tectônico semelhante ao de Pouso Alegre: início da sedimentação por volta de 600 Ma, com leques aluviais e deltaicos ou deltas entrelaçados, inversão e encurtamento em torno de 530 Ma. Já a Bacia de Cajamar é interpretada como resquício de uma plataforma carbonática com grande dimensão original (Teixeira & Petri, 2001).

O sistema de depósitos eopaleozóicos do sul-sudeste do Brasil apresenta semelhanças em relação ao conteúdo fóssilífero. Nos siltitos de Pouso Alegre ocorrem acritarcos *Soldadophycus major*, *Symplassosphaeridium sp.* e *Soldadophycus bossii*. No depósito de Eleutério há ocorrência de *Cloudina cf. C. riemkeae*, *Titanotheca coimbrae* e *Bavlinella faveolata*. Nas rochas da Formação Pico de Itapeva foram descritos os microfósseis *Titanotheca coimbrae* e *Bavlinella faveolata* e, em Cajamar, o *Titanotheca coimbrae*. Esta associação fóssilífera permite correlacionar os depósitos de Pouso Alegre e seus similares com os grupos Corumbá no Mato Grosso do Sul, Arroyo Del Soldado no Uruguai e Nama na Namíbia, que tiveram suas porções inferiores a médias situadas no Vendiano Superior a partir de datações por métodos isotópicos, bioestratigráficos e quimioestratigráficos (Teixeira & Petri, 2001).

3.5.8. Origem e evolução da Formação Pouso Alegre

Os trabalhos anteriores sugerem que a Formação Pouso Alegre teria sua origem devida a um embaciamento tipo *pull apart*, associado às zonas de cisalhamento regionais de rumo NE-SW. Os mapas de Leonardos Jr. et al (1971) e Teixeira & Petri (2001) mostram a formação limitada por falhas por todos os lados. Durante o mapeamento da Folha Pouso Alegre foi possível observar apenas uma discreta zona de cisalhamento nos arenitos do topo da formação, que parece ser posterior, não tendo relação aparente com a origem dos depósitos. O que foi observado, de fato, é uma discordância litológica e angular entre o embasamento gnáissico e os depósitos da Formação Pouso Alegre. A disposição das unidades no mapa permite pressupor que áreas a noroeste forneceram, possivelmente, os detritos que constituem as brechas da unidade basal. A diferença de relevo necessária à

instalação do sistema de leques aluvial e deltáico em que essas brechas se depositaram, deve-se, provavelmente, a falhamentos ao noroeste da área de exposição atual. Assim, sugere-se que a Bacia de Pouso Alegre tenha sido uma bacia de antepaís, formada em resposta ao desequilíbrio isostático produzido pela *Nappe* Socorro-Guaxupé. As escassas paleocorrentes para NE e NW, registradas nas litofácies litorâneas das unidades média e de topo, indicam entrada de um mar que estaria a sul das áreas elevadas. Este episódio de invasão marinha pode ser relacionado à reativação das falhas ao norte da área. Isto sugere um intervalo entre a deposição dos sedimentos das unidades basal e média, de modo que o contato entre as duas unidades consiste, provavelmente, numa discordância intraformacional de origem tectônica. A ocorrência de arenitos de face de praia na unidade de topo sobre os pelitos de costa-fora da unidade média, por sua vez, configura uma progradação, também com possível origem tectônica. Assim, o conjunto de unidades constituiria uma tectono-seqüência.

Considerando a Formação Pouso Alegre parte de uma bacia de antepaís, a deformação que gerou clivagem ardósiana e crenulação em condições metamórficas de fácies xisto verde, deve ser relacionada ao avanço da *Nappe* Socorro-Guaxupé sobre os depósitos sedimentares da formação.

3.6. DEPÓSITOS DE SEDIMENTOS FLUVIAIS, COLÚVIOS E TÁLUS

Os depósitos de canal e planície de inundação do Rio Sapucaí (Figura 1.3) e seus principais afluentes, os rios Sapucaí-Mirim, Mandu, Cervo e Itaim e os ribeirões do Pântano e Pântanozinho aparecem no mapa geológico anexo. Outros depósitos de planícies fluviais têm menor expressão areal, porém também são importantes para o agronegócio, sendo utilizados para pastagem e



Figura 3.67 - Plantação na planície do Rio Turvo e a Serra das Águas ao fundo, no noroeste.

plantações (Figura 3.67). Os depósitos fluviais são de cascalho e areia de canal, barras marginais arenosas, e lama nas planícies de inundação. Depósitos de tálus, com matacões e blocos, ocorrem nas encostas e vales das serras da região. Colúvios ocorrem por toda área

e chegam a alcançar espessuras métricas. Os colúvios cobrem uma extensa área no canto sudoeste da folha, desde Pouso Alegre até a localidade de Córrego de São Sebastião; nesta área de cerca de 200 km² não foram encontrados afloramentos de rochas.

4. GEOLOGIA ESTRUTURAL

4.1. ESTRUTURA REGIONAL

A estrutura na Folha Pouso Alegre é parte de uma feição geotectônica que resultou da colisão entre os paleocontinentes São Francisco e Paranapanema durante o Neoproterozoico, em torno de 600 Ma atrás. Como mencionado no item 2, a placa superior Paranapanema, com espesso pacote basal de ortognaisses de arco magmático cordilheirano, cavalgou a placa inferior composta por embasamento Paleoproterozoico/Arqueano e cobertura de margem continental Neoproterozóica, ambos relacionados ao Paleocontinente São Francisco. O resultado é um sistema de *nappes* inferiores sobrepostas pela placa superior, representada na região pela *Nappe* Socorro-Guaxupé.

Uma seção norte-sul, desde a Folha Alfenas até Campos do Jordão a sul de Pouso Alegre, mostra a estrutura regional (Figura 4.1): uma megasinforma que passa, a norte e sul, a dobras abertas até isoclinais. Estas dobras deformam o contato basal da placa superior e a foliação principal, que é paralela aos contatos litológicos, tanto na placa superior como inferior. As dobras têm planos axiais íngremes para norte e sul na área da Folha Pouso Alegre. Os eixos têm caimento suave para leste ou oeste, paralelos à lineação de estiramento. Estruturas, como

peixes assimétricos de micas, registram movimento tectônico principal de topo para leste. Assim, é possível supor que a geração da foliação principal ou regional, tanto na placa superior como na placa inferior, foi relativamente precoce em relação ao dobramento. Possivelmente, durante a colocação das *nappes* se desenvolveu uma foliação que, em seguida, junto com os contatos litológicos, foi dobrada. Esta foliação define dobras apertadas a isoclinais nos gnaisses e metabasitos, muitas delas dobras intrafoliais. Porém, nos quartzitos micáceos e raros xistos, a foliação principal, via de regra, é uma xistosidade de crenulação, resultada da transposição de uma clivagem de crenulação. Assim, poderia ser atribuída a uma segunda fase de deformação ou foliação S2. No entanto, esta foliação pode ter sido produzida em uma fase de deformação progressiva que gerou as falhas de empurrão, a própria foliação principal, lineações e dobras associadas. É provável que estas estruturas tenham sido depois deformadas pela compressão noroeste-sudeste relacionada à evolução da Faixa Ribeira. No entanto, a maioria das dobras na Folha Pouso Alegre e áreas adjacentes (cf. mapa anexo e Figura 4.1) têm sido consideradas na literatura como resultado apenas da compressão relacionada à Faixa Ribeira (cf. Peternel, 2005; Tavares, 2007; Trouw et al., 2008; Polo, 2009).

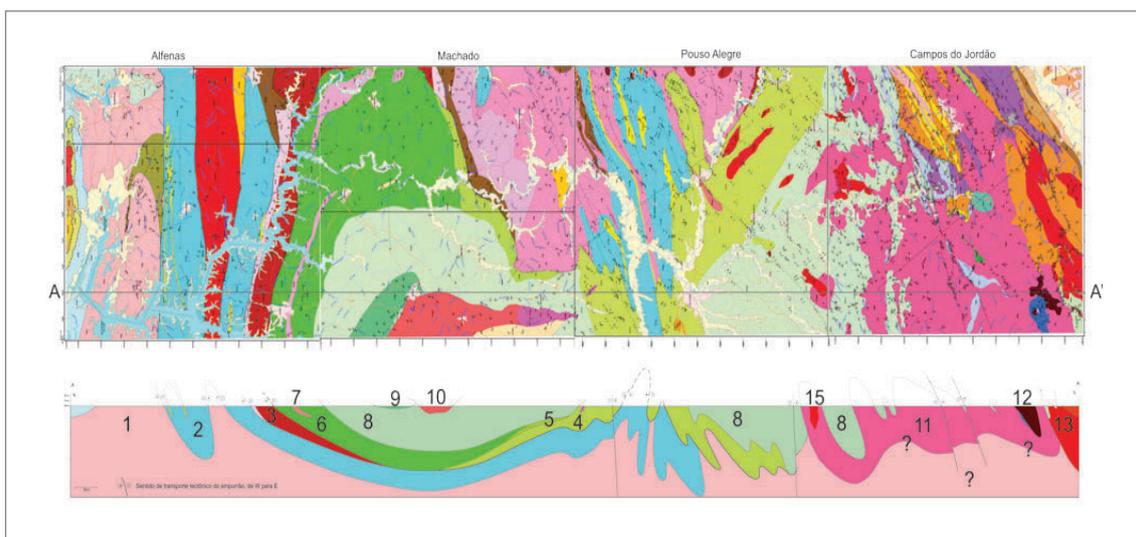


Figura 4.1 - Seção geológica através das folhas Alfenas, Machado, Pouso Alegre e Campos do Jordão. Legenda: 1- embasamento. Nappes inferiores: 2- Andrelândia (paragnaisses, anfibolitos, quartzitos, metapelitos) e 3- Varginha (cianita granulitos e lasca de embasamento - lente rosa). Placa superior: 4- Complexo Gnáissico Cacheira de Minas. Ortognaisses 5- Paiolinho, 6- Elói Mendes, 7-Alfenas e 9- Machado. 8- Complexo Gnáissico São João da Mata. 10- Metagranito Poço Fundo e 11- Batólito Serra da Água Limpa. Granitos tardios 12- São Francisco Xavier, 13 e 15 - Piranguçu.

4.2. ESTRUTURA LOCAL

Na Folha Pouso Alegre foram reconhecidos o empurrão basal da placa superior, dobras abertas até isoclinais, foliações, lineações de estiramento, mineral e de interseção; zonas de cisalhamento dúcteis e falhas. Estas estruturas podem ser atribuídas a pelo menos três fase de deformação.

4.2.1. Falha de Empurrão / Sutura Entre Paleocontinentes

A sutura entre os paleocontinentes São Francisco e Paranapanema é bem definida na Folha Pouso Alegre; o contato basal da placa superior ou *Nappe* Socorro-Guaxupé trunca, ortogonalmente, os contatos na placa inferior (entre embasamento e unidades da Megasse-quência Andrelândia). Na placa inferior, a foliação principal mergulha íngreme, ora para noroeste ora para sudeste, acompanhando o mergulho dos planos axiais das dobras regionais (cf. mapa geológico e Figura 4.1). Na placa superior, o mergulho regional para oeste/sudoeste ressalta a discordância tectônica entre os dois domínios. Ocorrem também mudanças no tipo de metamorfismo e de associações litológicas. Na placa inferior, ocorrem sucessões metassedimentares em fácies anfibolito e granulito (sudeste da folha) com cianita, caracterizando pressão alta. Na placa superior, ortognaisses de arco cordilheirano com ortopiroxênio e granada sillimanita paragneisses (embasamento do arco ?), que registram metamorfismo de mais baixa pressão.

4.2.2. Dobras, Foliação e Lineações da Fase de Deformação Principal

As seções geológicas (mapa geológico anexo e Figura 4.1) mostram dobras que deformam todo o conjunto litológico, inclusive os ortognaisses do embasamento. Como já mencionado, a maioria das dobras têm planos axiais com mergulhos íngremes para noroeste ou sudeste e eixos de baixo caimento para nordeste ou sudoeste; deformam contatos litológicos e a foliação principal nos gnaisses. Em algumas rochas metassedimentares, a foliação principal é uma clivagem reta ou clivagem de crenulação, transposta para xistosidade, que é plano axial de dobras fechadas a isoclinais (figuras 4.2, 4.3, 4.4 e 4.5). Já nos gnaisses e metabasitos, o que se observa é uma xistosidade reta ou anastomosada em função da textura original do protólito, mas ocorrem dobras em leitos de diversas origens, primários, intrusivos e migmatíticos. Em alguns casos, a foliação principal é paralela ao plano axial destas dobras (figuras 4.6, 3.30), em outros define dobras intrafoliais ou aparece dobrada junto com veios migmatíticos e veios ígneos primários.



Figura 4.2 - Clivagem plano axial de dobra isoclinal em quartzito da Unidade São Vicente. A clivagem mergulha para noroeste (esquerda na fotografia). Sinformal a sul de Silvianópolis (0414104; 7556794 UTM). Largura da visada 12cm.



Figura 4.3 - Clivagem plano axial de dobra isoclinal definida por veio de quartzo em quartzito. A clivagem mergulha para noroeste. Sinformal em quartzito da Unidade São Vicente a sul de Silvianópolis (0414104; 7556794 UTM).



Figura 4.4 - Micas grossas definem clivagem de crenulação, plano axial em charneira de dobra da fase de deformação principal. Quartzito da Unidade São Vicente na Serra de Santa Catarina, próximo à ponte sobre o Rio Turvo (0438283; 7555601 UTM).



Figura 4.5 - Dobra isoclinal em quartzito micáceo da Unidade São Vicente. Estrutura da fase de deformação principal no flanco de anticlinal, 4km a noroeste de Heliadora (0439179; 7561739 UTM).



Figura 4.7 - Lineação sub-horizontal em planos da foliação principal, que mergulha cerca de 70 graus para noroeste. A seta indica a charneira mostrada na foto 82. Quartzito da Unidade São Vicente na rodovia MG-4.8, a noroeste de Heliadora (0439179; 7561739 UTM).



Figura 4.6 - Dobra em veio quartzo feldspático em ortogneisse do Complexo Cachoeira de Minas no sinformal da Serra da Manuela, no leste da Folha Pouso Alegre (0445800; 7550068 UTM). A foliação mergulha íngreme para sudeste (direita na fotografia).

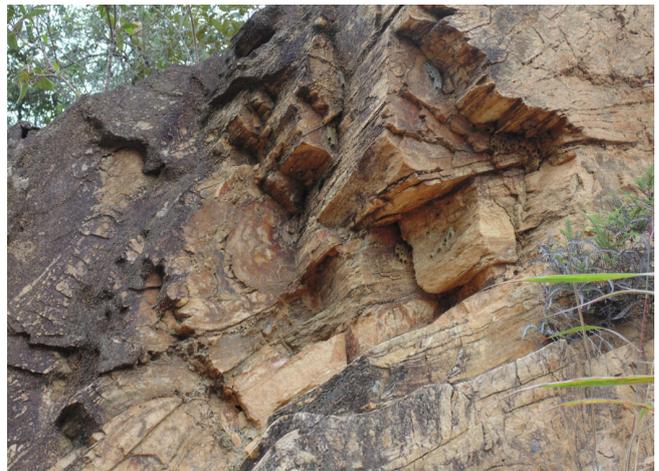


Figura 4.8 - Charneira de dobra isoclinal com lineação de baixo caimento paralela ao eixo. Detalhe da fotografia mostrada na Figura 4.7.

Lineação de estiramento e, menos frequente, lineações mineral e de interseção, geralmente, têm atitude semelhante as dos eixos de dobras da fase de deformação principal, ou seja, baixo caimento para sudoeste ou nordeste (figuras 4.7, 4.8, 4.9, 4.10). Foram admitidos, também, indicadores cinemáticos de tipo S/C e C' e peixes assimétricos de micas (cf. Polo, 2009). Além destes, Tavares (2008) reconheceu porfiroclastos de feldspatos manteados e cristais com sombras de pressão assimétricas, indicando movimento tectônico de topo para nordeste em rochas muito deformadas e milonitos, na zona de contato basal da *Nappe* Socorro-Guaxupé.

No sudeste da área, ocorrem dobras com planos axiais de alto mergulho para sudeste e lineação de estiramento com caimento íngreme também para sudeste, que podem refletir modificações nas estruturas originais durante a compressão nordeste-sudoeste relacionada à evolução da Faixa Ribeira.

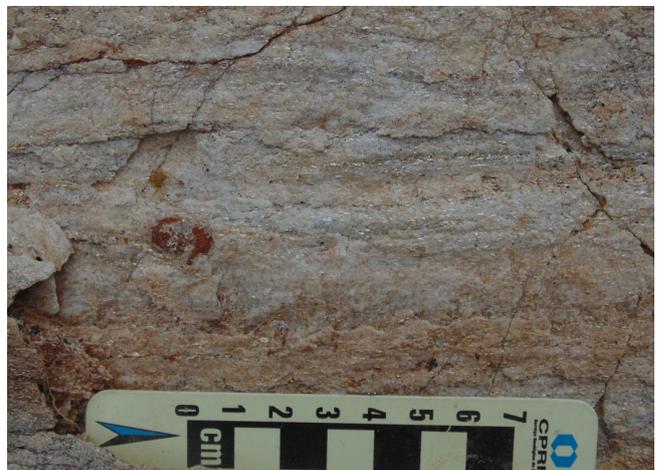


Figura 4.9 - Lineação definida por mica branca em quartzito na base da Serra de Santa Catarina (0438283; 7555601 UTM).



Figura 4.10 - Lineação de estiramento sub-horizontal em gnaiss próximo a Natércia (0441851; 7554451 UTM).



Figura 4.11 - Lineação de estiramento com baixo caimento para sudoeste em ortognaiss do Complexo Cachoeira de Minas no noroeste da Folha Pouso Alegre (0400150; 7556763 UTM).

4.2.3. Estruturas que Deformam Dobras e Foliação Principal

4.2.3.1. Dobras e Crenulações

Em vários pontos da folha, especialmente no quadrante nordeste, a foliação principal e dobras isoclinais ou apertadas da fase de deformação principal, estão deformadas por dobras e crenulações abertas, muito raramente fechadas. Estas dobras mais novas têm planos axiais íngremes de traço em torno de norte-sul e eixos com caimento suave para norte ou sul até eixos verticais, dependendo da posição nas estruturas antigas (Figuras 4.12 e 4.13). Ao microscópio, micas dobradas mostram que esta deformação tardia gerou extinção

ondulante nos minerais. Assim, estas estruturas foram interpretadas como geradas em ambiente com menor grau metamórfico em relação ao que deu origem à foliação principal e dobras fechadas ou isoclinais, regionais da área. Na região sul de Minas Gerais, estruturas semelhantes, com atitudes análogas, têm sido consideradas produtos de uma fase de deformação tardia, possivelmente relacionada à compressão leste-oeste. Esta fase de deformação tem sido denominada de fase de deformação D3 na região sul de Minas Gerais (Trouw et al., 1983; 2008; Ribeiro et al., 1990, 1995; Paciullo et al., 2000, 2003, 2008).



Figura 4.12 - Dobra aberta, com plano axial de traço aproximado norte-sul, deformam a foliação principal e lineação associada em quartzito da Unidade São Vicente. Afloramento mostrado também nas figuras 3.10, 4.7 e 4.8. Rodovia MG-458, próximo a Heliodora (0439179; 7561739 UTM).



Figura 4.13 - Dobra aberta com subvertical de plano axial de traço norte sul em quartzito, níveis micáceos e veio de quartzo. Quartzito da Unidade São Vicente na Serra de Santa Catarina, próximo à ponte sobre o Rio Turvo (0438283; 7555601 UTM).

4.2.3.2. Zonas de Cisalhamento Subverticais

Na área da Folha Pouso Alegre ocorrem brechas, cataclasitos e milonitos que caracterizam zonas de cisalhamento subverticais dextrais e sinistrais, de rumo nordeste-sudoeste e de rumo norte-sul. Estas zonas de cisalhamento têm dimensões variáveis, desde espessuras milimétricas, e extensões de alguns centímetros ou metros, até zonas regionais que atravessam grandes áreas da folha como as zonas de cisalhamento Três Corações e Santa Rita do Sapucaí.

Zonas de cisalhamento subverticais sinistrais de rumo norte-sul, definidas por milonitos de baixo grau, foram observadas em escala de afloramento no sudeste da folha. Possivelmente, estas estruturas estão associadas às zonas de cisalhamento de maior expressão como a de Maria da Fé, na Folha Itajubá, vizinha leste da Folha Pouso Alegre. Zuquim et al. (2011) mostram idade U-Pb (concordia SHRIMP) de 586.9 ± 8.7 Ma em grão de zircão de dique granítico sin-tectônico com a Zona de Cisalhamento Maria da Fé. Os dados estruturais e geocronológicos têm sido usados para relacionar esta zona a dos estágios de colisão na Faixa Ribeira (cf. Peternel, 2005; Tavares, 2008; Polo, 2009; Trouw et al., 2008, Zuquim, 2008; Zuquim et al. 2011).

Zonas de cisalhamento subverticais dextrais de rumo nordeste-sudoeste ocorrem em escala de afloramento, como as zonas sinistrais acima mencionadas, e também em escala regional atravessando grande parte da folha, como acontece com a Zona de Cisalhamento Três Corações, no norte da folha. Uma estrutura regional nordeste-sudoeste, com movimento principal dextral, a Zona de Cisalhamento Jesuânia ocorre a leste na Folha Itajubá e, aparentemente, termina antes de entrar na Folha Pouso Alegre.

A Zona de Cisalhamento Três Corações é uma estrutura subvertical nordeste-sudoeste que atravessa o contato entre as placas superior e inferior, mostrando ser uma estrutura tardia na evolução geotectônica registrada no sul de Minas Gerais. A espessura da zona pode ser estimada em apenas algumas dezenas de metros, os afloramentos são escassos e geralmente de rochas alteradas; é muito bifurcada e zonas menores centimétricas ocorrem até vários quilômetros a norte e sul da zona principal; se caracteriza por milonitos de baixo e médio grau com mergulhos íngremes para sudeste, raramente noroeste. Nos planos de foliação milonítica ocorre lineação de estiramento com caimento suave até sub-horizontal para nordeste, raramente para sudoeste. Localmente, foram observadas dobras isoclinais com planos axiais paralelos à foliação milonítica e eixos variados desde subverticais até sub-horizontais. Indicadores cinemáticos e deslocamento de contatos em escala de afloramento atestam o movimento principal dextral

ao longo da zona. Deslocamento de contato por mais de dez quilômetros foi verificado a nordeste, na Folha Varginha (cf. Perternel, 2005; Trouw et al., 2008). Para sudoeste da Folha Pouso Alegre, esta zona praticamente encosta no contato entre as placas inferior e superior e a expressão morfológica, deste contato e da própria zona de cisalhamento, confundem-se.

A Zona de Cisalhamento Santa Rita do Sapucaí é uma zona subvertical de rumo nordeste-sudeste (cf. mapa geológico anexo). Ela corta as rochas em praticamente metade da folha, terminando aparentemente a nordeste da cidade homônima. Ocorrem milonitos de baixo grau, com foliação que mergulha íngreme entre sessenta e noventa graus, ora para sul ora para norte. A lineação de estiramento nos planos miloníticos tem caimento sub-horizontal para nordeste ou sudoeste. Foram observados indicadores cinemáticos dextrais e sinistrais. Segundo Tavares (2007), esta zona de cisalhamento é uma estrutura originalmente sinistral, com reativação dextral relacionada à Faixa Ribeira. Os milonitos caracterizam deformação em baixo até médio grau, compatíveis com as fácies xisto-verde e anfibolito. Ocorre também reativação sinistral com milonitos de baixo grau cortando o Granito Santa Rita do Sapucaí (Figura 4.14) e ortognaisse milonítico do Complexo Cachoeira de Minas (Figura 4.15). Na área de Conceição dos Ouros e mais a sul, ocorrem brechas, cataclasitos e pseudotaquilitos, que caracterizam deformação em mais baixo grau na Zona de Cisalhamento Santa Rita do Sapucaí. Estas brechas registram reativação da zona de cisalhamento em ambiente rúptil.



Figura 4.14 - Zona de cisalhamento sinistral subvertical nordeste-sudoeste com ultramilonito (rocha esverdeada) cortando Granito Santa Rita do Sapucaí. Margem da BR-459 em Santa Rita do Sapucaí (0426653; 7539327 UTM).

Segundo Peternel (2005), Peternel et al., (2005) e Tavares (2009), as zonas de cisalhamento dextrais estão relacionadas à evolução da Faixa Ribeira, especificamente a fase de deformação D4 desta faixa, conforme definida em

Heilbron et al. (2000). Segundo Tavares (2007), o Granito Santa Rita Sapucaí, encaixado na Zona de Cisalhamento Santa Rita do Sapucaí, indica que a sua evolução inicial está associada ao pico metamórfico relacionado à Faixa Ribeira.



Figura 4.15 - Zona de cisalhamento sinistral deslocando milonito de ortogneiss na Zona de Cisalhamento Santa Rita do Sapucaí, corte na BR-459 (042658; 7537964 UTM).

5. METAMORFISMO

As rochas na Folha Pouso Alegre contêm associações minerais que registram metamorfismo regional de fácies xisto verde, anfibolito e granulito. Associações de facies anfibolito e granulito com cianita caracterizam metamorfismo de alta pressão na Megassequência Andrelândia. Na placa superior ortopiroxênio e clinopiroxênio substituídos por anfibólios em ortognaisses (figuras 5.3 e 5.4) e granada-sillimanita-biotita paragnaisses (Figura 3.33) registram fácies granulito retrógrado a anfibolito, e anfibolito. Migmatitos estromáticos são frequentes

em todas as unidades, inclusive do embasamento. Mica branca e biotita sobrecrecidas em piroxênio e anfibólios nos ortognaisses (Figura 5.5), e mica branca e cloritóide na Formação Pouso Alegre, registram fácies xisto-verde, retrograda e prograda, respectivamente.

O metamorfismo regional, de mais alto grau, de fácies granulito e anfibolito, foi contemporâneo ao desenvolvimento de dobras e da foliação principal, tanto nas rochas da placa superior e como da placa inferior. O auge do metamorfismo teria ocorrido em torno de

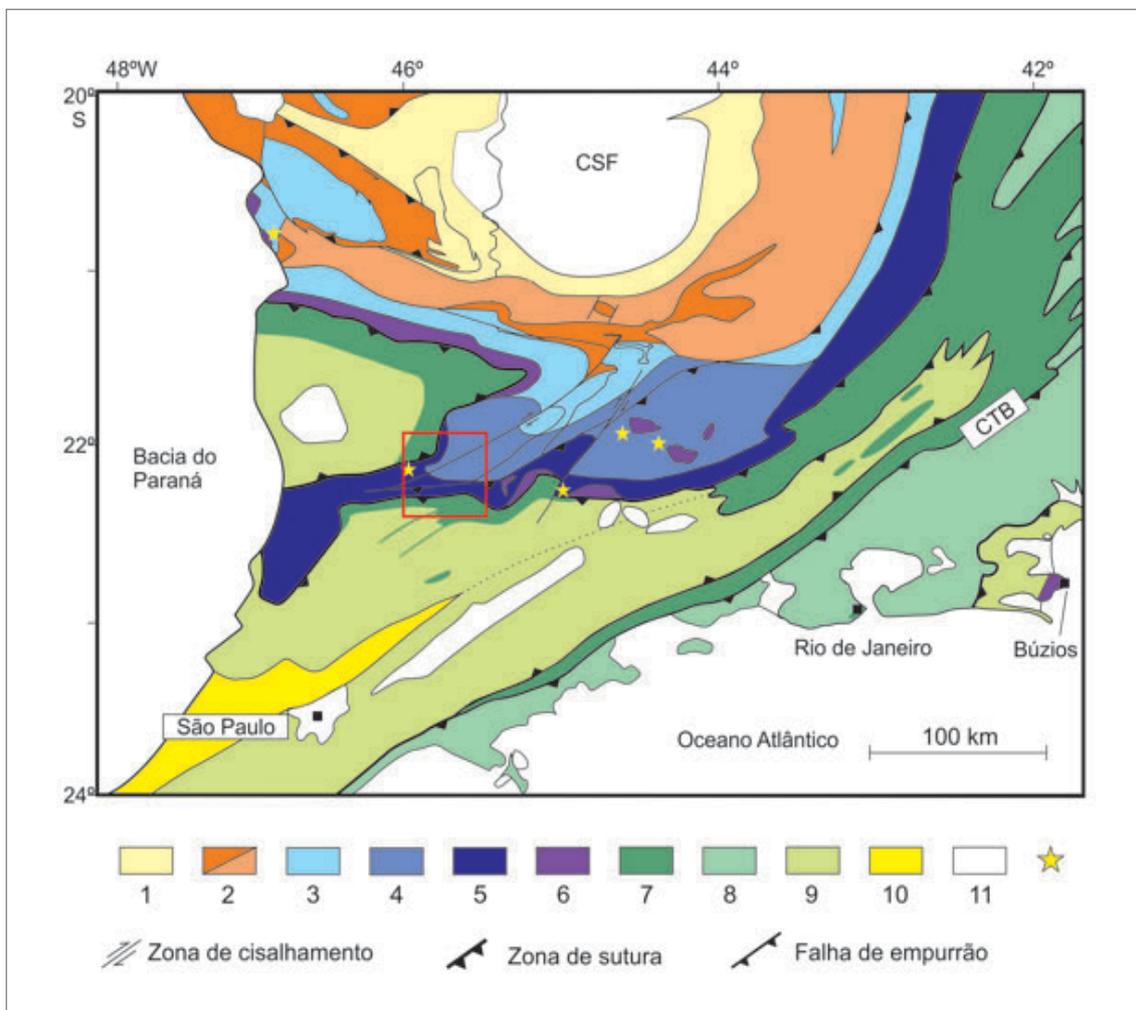


Figura 5.1 - Zonas metamórficas regionais vinculadas à Orogênese Brasileira com a localização da Folha Pouso Alegre 1:100.000 (retângulo vermelho). Legenda: zonas metamórficas de fácies 1- xisto-verde sem biotita, 2- xisto-verde com biotita ± granada, 3- anfibolito com cianita e estauroлита, 4- anfibolito com cianita e sillimanita, 5- anfibolito/granulito com sillimanita + K-feldspato ± ortopiroxênio. 6- granulito com cianita + K-feldspato, pressão alta; 7- granulito com ortopiroxênio, pressão média; 8- granulito com sillimanita, K-feldspato ± cordierita, pressão média/baixa; 9- anfibolito, sem cianita, pressão média e 10- xisto-verde. 11- bacias fanerozoicas. Estrela- retroeclogito. CSF- Cráton do São Francisco, CTB- limite tectônico central. A zona de fácies xisto verde na Formação Pouso Alegre não é mostrada na figura. Mapa publicado por Trouw et al. 2013.

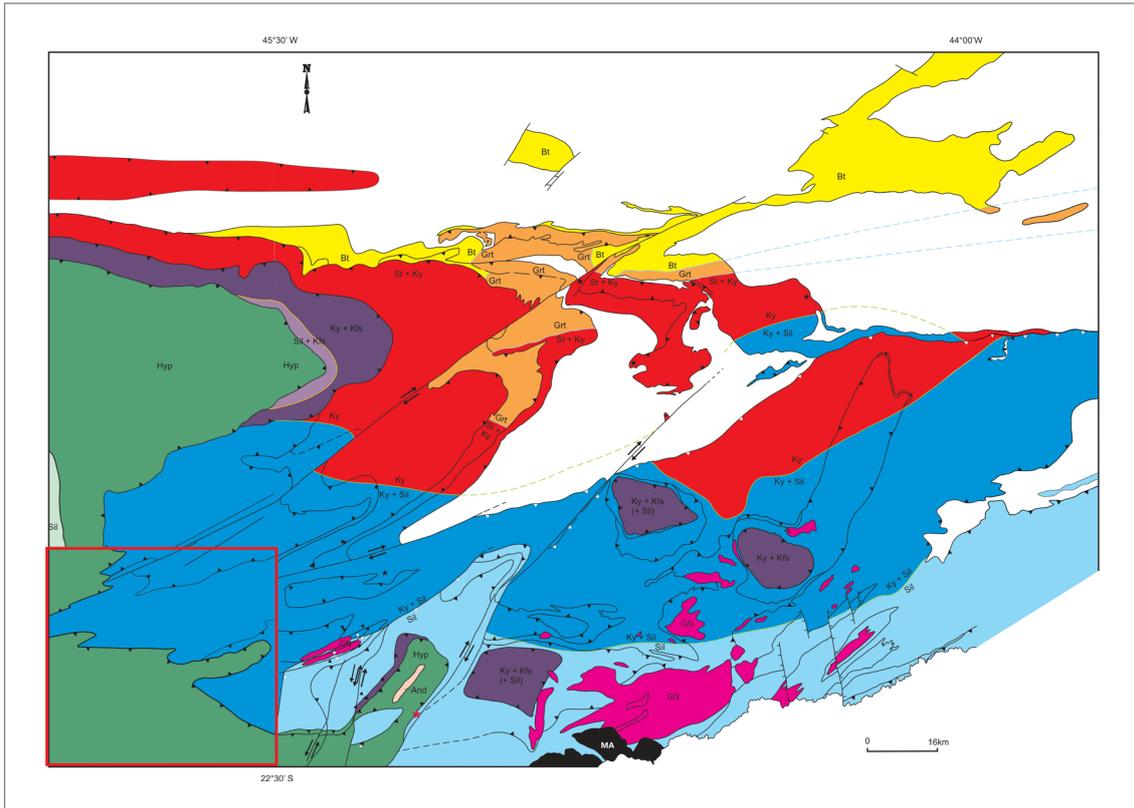


Figura 5.2 - Mapa metamórfico regional com limites aproximados da Folha Pouso Alegre 1:100.000 (retângulo vermelho). Legenda- Domínio autóctone e nappes inferiores: fácies-xisto verde zonas da biotita em amarelo (Bt) e da granada em laranja (Grt). Fácies anfibolito com cianita e estauroлита em vermelho (St + Ky), com cianita e sillimanita em azul (Ky + Sil) e com sillimanita em azul claro (Sil). Fácies granulito de alta pressão com cianita e K-feldspato em roxo (Ky + Kfs) e com sillimanita e K-feldspato (sil + Kfs) em roxo-claro. Nappe Socorro-Guaxupé: fácies granulito (relictos de ortopiroxênio) retrógrada a anfibolito em verde (Hyp) e fácies anfibolito com sillimanita em verde-claro (Sil). GN- granitoides neoproterozoicos. MA- Maciços Alcalinos Cretáceo/Cenozoico. Modificado de Trouw et al. (2011): extensão do mapa metamórfico para oeste, com base nas folhas Machado e Alfenas 1:100.000. A zona de fácies xisto-verde na Formação Pouso Alegre não é mostrada na figura.

620 Ma nas rochas da placa superior (Campos Neto & Caby, 1999; Campos Neto et al., 2004, 2010). Segundo estes autores, idades U-Pb em monazita, no intervalo 618-575 Ma, registram migração do metamorfismo em direção ao antepaís e à placa inferior. No entanto, na Formação Pouso Alegre a mica branca que define a clivagem ardósiana (figuras 3.64 e 3.66) forneceu idade de 485 ± 15 Ma (cf. item 3.5.1). Esta mica e cloritóide tardio em relação a clivagem caracterizam condições de fácies xisto-verde na Formação Pouso Alegre, na zona de antepaís. A localização da Folha Pouso Alegre, no mapa de zonas metamórficas regionais brasileiras, é mostrada nas figuras 5.1 e 5.2.

5.1. FÁCIES ANFIBOLITO E GRANULITO NA PLACA INFERIOR

Nas rochas da Megassequência Andrelândia ocorrem minerais metamórficos que definem fácies anfibolito e granulito, com cianita. Em ambas, ocorre granada com inclusões de rutilo, e este em quantidades acessórias disperso nas rochas. Sillimanita e fibrolita

existem, localmente, em algumas rochas. Lentes félsicas centimétricas, pegmatitos e migmatitos estromáticos evidenciam processo de anatexia. Segundo Peternel et al. (2005) e Trouw et al. (2008), a cianita foi gerada durante metamorfismo de pressão relativamente alta relacionado à Faixa Brasília. A fibrolita estaria relacionada às condições de pressão e temperatura relativamente inferiores, de fácies anfibolito médio, durante metamorfismo relacionado à evolução da Faixa Ribeira.

A fácies anfibolito é definida pelas associações:

- a) muscovita + biotita + granada \pm cianita \pm sillimanita (fibrolita) em xistos e paragneisses;
- b) oligoclásio-andesina em anfibolitos;
- c) veios anatéticos e pegmatitos com muscovita, biotita, turmalina e (\pm) granada em xistos e paragneisses.

A fácies granulito é definida em rochas da Unidade Arantina com as associações:

- a) cianita + K-feldspato em paragneisses (cianita granulitos);
- b) plagioclásio + clinopiroxênio + granada em metabasitos (granulitos máficos).

Metamorfismo no embasamento da placa inferior.

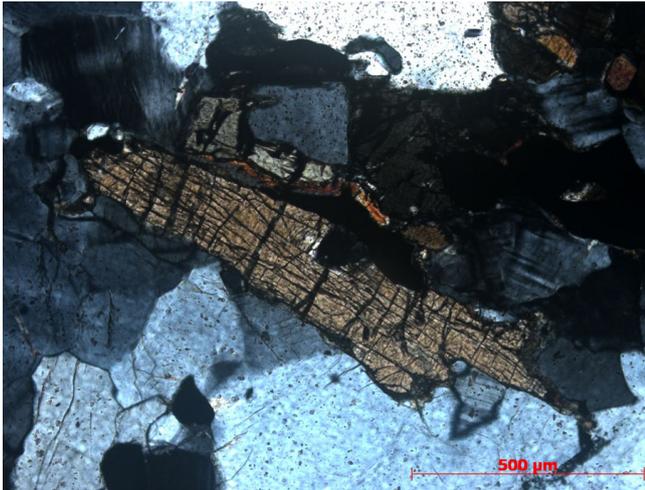


Figura 5.3 - Ortopiroxênio em ortogneisse do Complexo Cachoeira de Minas (0408947/7532915 UTM; amostra 47 no anexo 1).

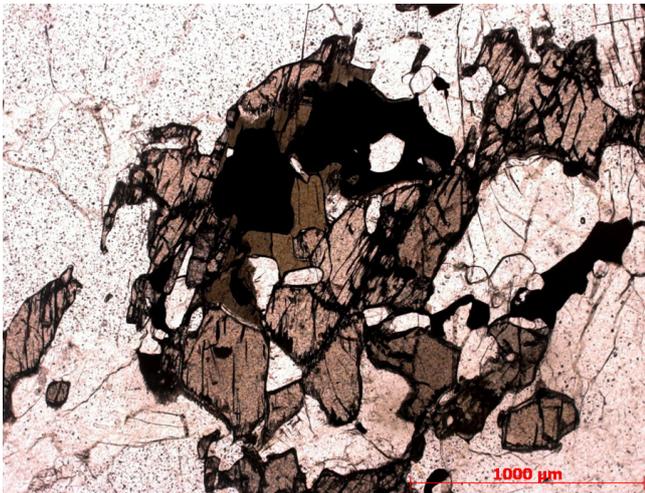


Figura 5.4 - Piroxênio parcialmente substituído por anfibólio (verde) e mineral opaco associado (amostra 47, anexo 1).

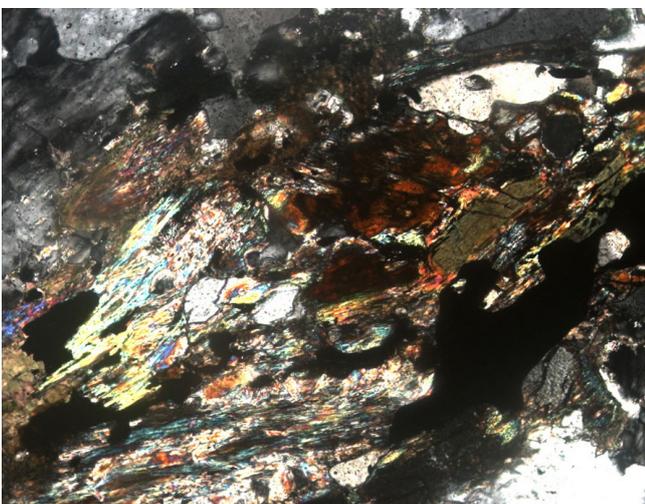


Figura 5.5 - Mica branca e biotita, registro de metamorfismo tardio de facies xisto verde (amostra 47, anexo 1).

Nos ortogneisses do embasamento, a fácies anfíbolito é definida pela associação biotita + hornblenda + oligoclásio ± granada; migmatito estromático registra zona da anatexia. Esta associação metamórfica provavelmente é pré-brasiliana e ficou relativamente estável durante o metamorfismo brasileiro.

5.2. FÁCIES GRANULITO E ANFIBOLITO NA PLACA SUPERIOR

Na placa superior ocorrem as associações minerais metamórficas que registram condições de fácies granulito e anfíbolito alto de pressão intermediária.

- a) K-feldspato + plagioclásio + quartzo ± biotita ± hornblenda ± clinopiroxênio ± ortopiroxênio em ortogneisses,
- b) granada + biotita + plagioclásio + granada + sillimanita + K-feldspato + quartzo ± espinélio, em paragneisses.

Um resumo sobre dados de geotermobarometria, publicado por Campos Neto et al. (2004), indica que as rochas da base da placa superior alcançaram temperaturas em torno de 850°C, enquanto as unidades superiores chegaram a cerca de 950°C em pressões de $6,5 \pm 2$ kbar. Tavares (2007) mostra dados de geotermobarometria que indicam auge metamórfico em temperaturas em torno de 950°C e pressão de cerca de 8.8 kbar para rochas da base da *nappe*. Porém, como já mencionado, a presença de ortopiroxênio e, também, de clinopiroxênio é restrita e, quando presentes, estes minerais geralmente estão parcialmente substituídos por anfibólios. Os dados permitem inferir que ocorreu retrometamorfismo, provavelmente relacionado a exumação das *nappes*, com substituição de piroxênios por anfibólios (cf. Alexandre et al., 2012; Barros e Moraes, 2012; Campos Neto et al., 2010; Reno et al., 2009; Del Lama et al. 2000). Segundo Tavares (2007), em fraturas nos ortogneisses e metabasitos ocorrem cummingtonita, hornblenda e biotita a partir de clinopiroxênio e ortopiroxênio; hornblenda. O autor cita ainda que hornblenda e biotita recrystalizadas em direções oblíquas seriam também fruto de retrometamorfismo; considera que os migmatitos e bolsões anatéticos, frequentes nos dois tipos de gnaisses (ortogneisses e paragneisses), seriam parte desta etapa de retrometamorfismo. Ainda, segundo o autor, o Granito Santa Rita do Sapucaí teria se formado na zona de cisalhamento homônima, devido à migração de fluidos durante o processo de anatexia que atingiu as rochas da região. Entretanto, as condições metamórficas durante esta fase de substituição de piroxênios por anfibólios pouco diferem das condições que deram origem aos piroxênios. Estes poderiam ser primários, ou seja, minerais ígneos, que foram depois total ou parcialmente substituídos durante a colocação e exumação das *nappes*.

Um fato marcante é a diferença entre as associações metamórficas nas rochas da placas superior e inferior,

com cianita indicando pressão mais alta placa na inferior. Este contraste sugere que o auge do metamorfismo contemporâneo à geração da foliação principal, foi cedo sin-tectônico em relação a colocação das *nappes*. Ou seja, foi anterior a colocação final das *nappes*.

5.3. METAMORFISMO TARDIO, FÁCIES XISTO-VERDE

Muscovita ao longo da clivagem ardosiana e cloritóide tardio em relação a clivagem caracterizam metamorfismo de fácies xisto-verde na Formação Pouso Alegre. Condições de fácies xisto-verde também estão registradas nas rochas da placa superior com as seguintes evidências:

- a) mica branca e biotita fina sobre piroxênio;
- b) clorita e mica branca fina sobrecrescidas em biotita grossa;
- c) biotita e actinolita sobre hornblenda;
- d) muscovita fina e epidoto substituindo em plagioclásio.

Estes minerais de mais baixo grau podem ser contemporâneos com os de fácies xisto-verde que definem

a foliação na Formação Pouso Alegre. Nesta formação a clivagem se desenvolveu em rochas de origem sedimentar. Os efeitos do metamorfismo sin-foliação no seu embasamento (ortognaisses da placa superior) seriam retrometamórficos, sem geração de nova foliação em rochas relativamente desidratadas. Em algumas amostras, existem, também, calcita e microveios de calcita indicando que, localmente, o metamorfismo aconteceu em presença não só de água, mas também de dióxido de carbono. Nas rochas da placa inferior, o retrometamorfismo de fácies xisto-verde é evidenciado pela presença de muscovita, clorita e epidoto, tardios em relação às associações do metamorfismo principal. Em algumas rochas do embasamento, ocorre também biotita esverdeada sobre hornblenda.

Nos granitos tardios, Santa Rita do Sapucaí, Natércia e do tipo Piranguçu, não foram encontradas associações minerais típicas de metamorfismo, tanto pela composição das rochas como pela sua origem tardia em relação ao metamorfismo principal e ao retrometamorfismo.

6. GEOQUÍMICA

No *AcmeLabs*, Canadá, foram feitas análises químicas, rocha total, de sete amostras representativas de ortognaisses do Complexo Gnáissico Cachoeira de Minas, unidade basal da placa superior, e de quatro rochas máficas encaixadas nestes gnaisses, como também, de retroclogito encaixado em ortognaisse do embasamento. As análises completas, com a localização das amostras, estão no Anexo 1. Os dados de elementos maiores, menores e traços foram trabalhados em planilhas no *Microsoft Excel* e os gráficos para interpretações com o *software Geochemical Data Toolkit*.

6.1. ORTOGNAISSES - COMPLEXO GNÁISSICO CACHOEIRA DE MINAS

Os ortognaisses analisados geoquimicamente são granitos e granodioritos, um quartzo monzonito e um diorito (figuras 6.1 e 6.2), classificação semelhante à obtida com análise modal das rochas. A maioria das amostras são de rochas calcio-alcálicas férricas (figuras 6.3 e 6.4), da série calcio-alcálica de alto K, exceto a amostra 36 com 1,12% de K_2O (Figura 6.5). As amostras que plotam no campo férrico devem representar a fusão

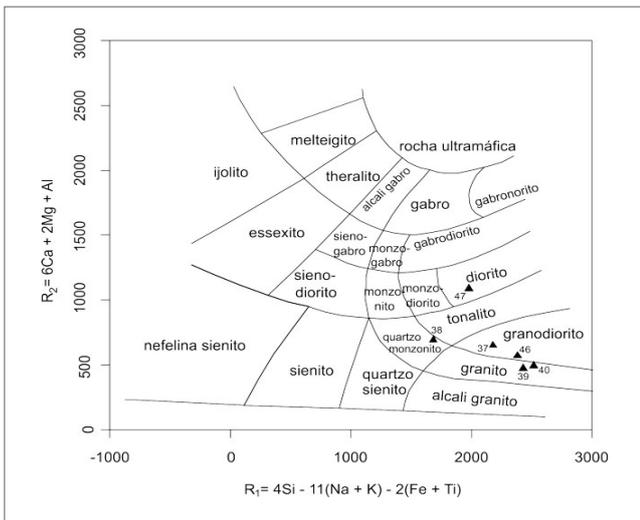


Figura 6.1 - Classificação geoquímica de ortognaisses do Complexo Cachoeira de Minas segundo De La Roche et al. (1980).

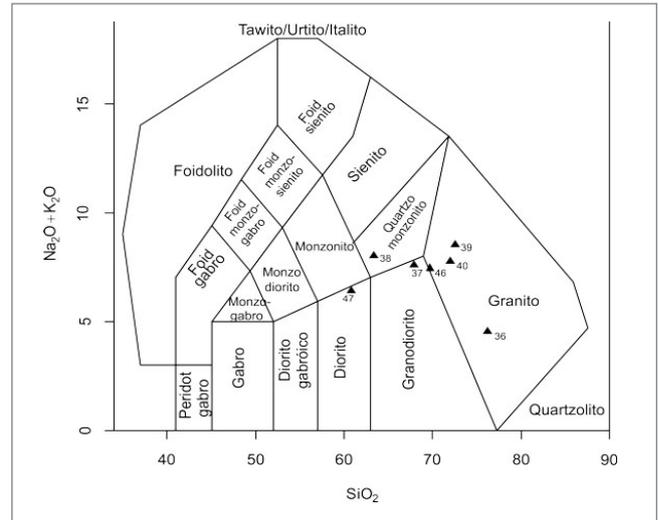


Figura 6.2 - Classificação geoquímica de ortognaisses do Complexo Cachoeira de Minas, no diagrama de Middlemost (1985).

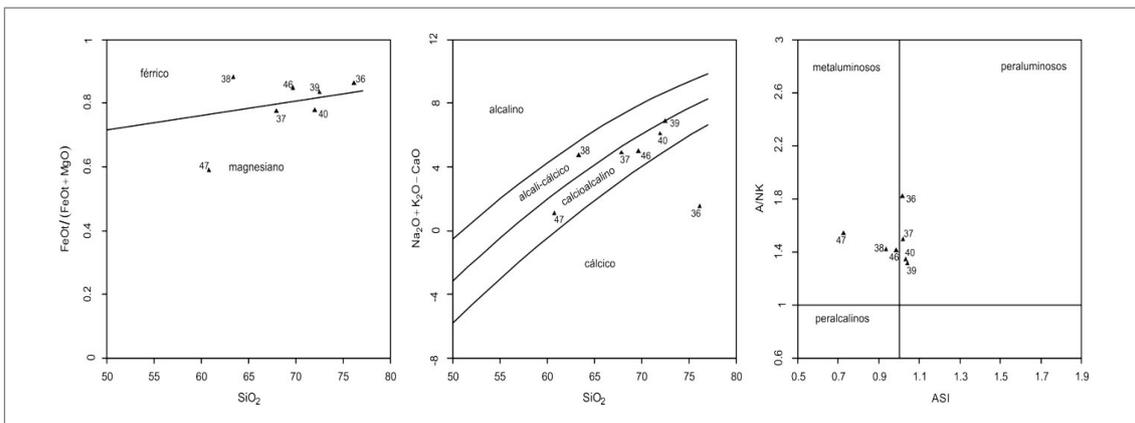


Figura 6.3 - Os ortognaisses analisados nos diagramas de Frost et al. (2001): rochas calcio-alcálicas com alto teor de ferro total em relação a SiO_2 .

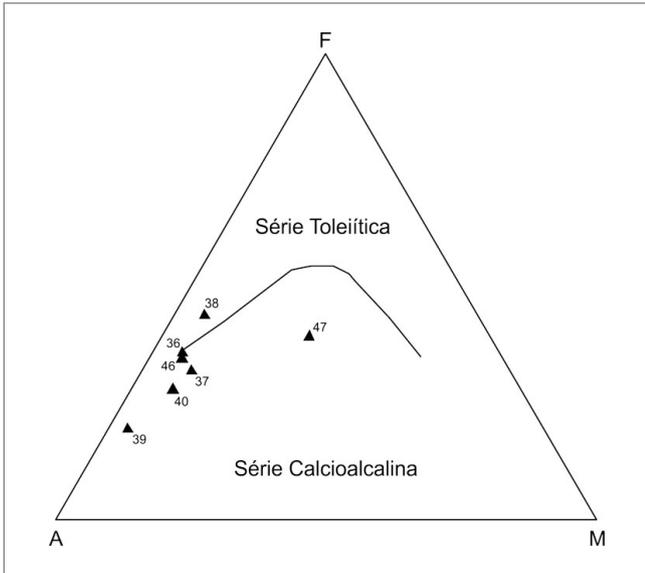


Figura 6.4 - Caráter calcio-alcalino dos ortognaisses no diagrama de Irvine e Baragar (1971). A- $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, F- FeO e M- MgO .

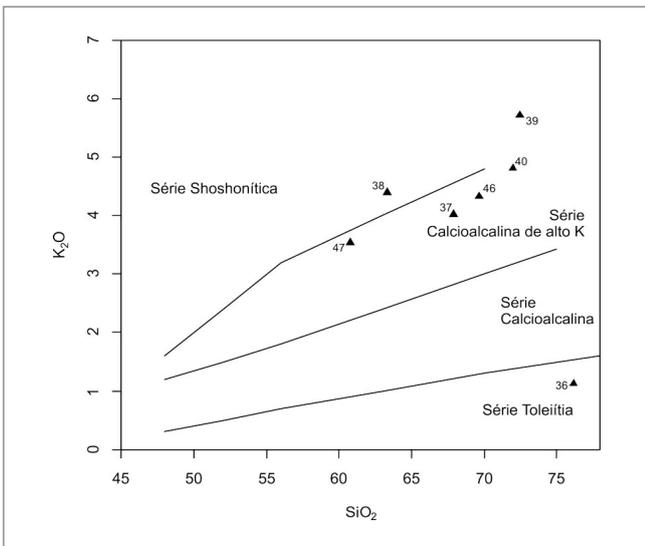


Figura 6.5 - Caráter calcio-alcalino de alto potássio dos ortognaisses no diagrama de Peccerillo e Taylor (1976).

de rochas encaixantes do arco que teriam derivado magmas mais evoluídos semelhantes aos de ambiente intraplaca. Os discriminantes de ambiente geotectônico, de Pearce et al. (1984), mostram os ortognaisses nos campos de granito de arco vulcânico, mas as amostras 37, 38 e 46 plotam, também, no campo de granitos intraplaca (Figura 6.6 e 6.7).

No *spidergram* de elementos incompatíveis normalizado para o condrito de Thompson (1982), é notável a depleção em tório, tântalo, fósforo e titânio (Figura 6.8). O diagrama multielementar para terras-raras (ETR), normalizado para o meteorito condrito de Boynton (1984), mostra o fracionamento de terras-raras leves em relação aos pesados (Figura 6.9).

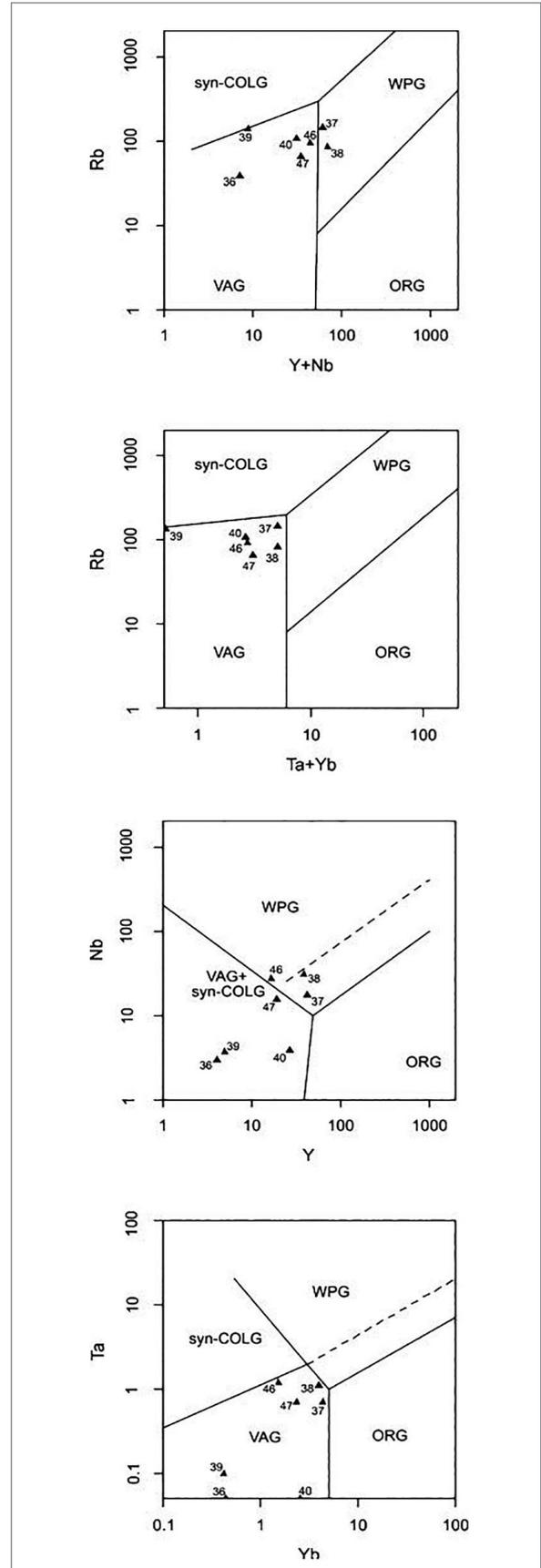


Figura 6.6 - Ortognaisses do Complexo Cachoeira de Minas nos diagramas discriminantes de ambientes geotectônicos de Pearce et al. (1984). Legenda: granitos sin-colisionais = Syn-COLG, intraplaca = WPG, orogênicos = ORG e de arco vulcânico = VAG.

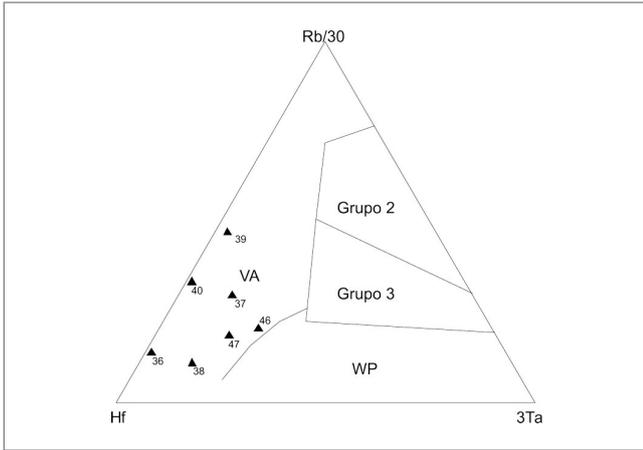


Figura 6.7 - No discriminante de ambiente geotectônico de Harris et al. (1986), os ortognaisses plotam no campo de arco vulcânico (VA).

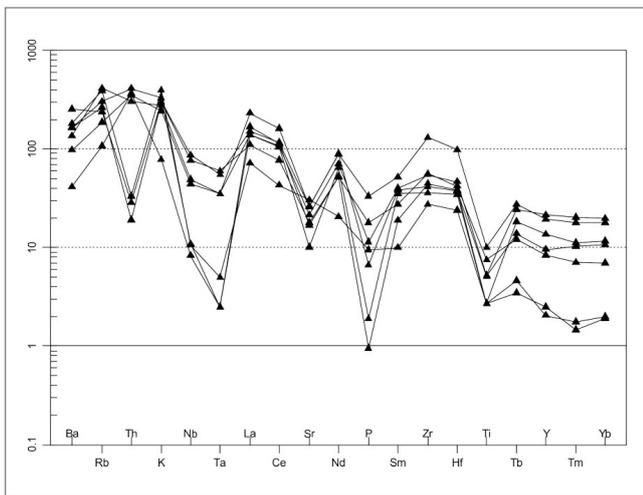


Figura 6.8 - Comportamento dos elementos LILE e HFSE de amostras dos ortognaisses do Complexo Cachoeira de Minas, normalizados para o condrito de Thompson (1982).

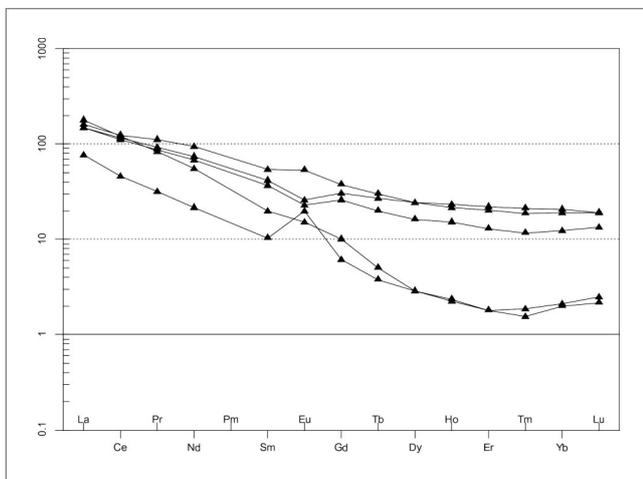


Figura 6.9 - Comportamento dos elementos de terras-raras (ETR) dos ortognaisses do Complexo Cachoeira de Minas, no diagrama multielementar normalizado para o meteorito condrito de Boynton (1984).

6.2. ROCHAS MÁFICAS

As rochas máficas são anfibolitos (amostras 41, 42, 43 e 45; Anexo 1) e um retroeclogito (amostra 44). Estas rochas contêm, essencialmente, hornblenda e plagioclásio, e delas, piroxênio, sendo um granulito máfico. O retroeclogito contém clinopiroxênio e granada (Figura 6.10).

As análises químicas indicam que os protólitos seriam gabros e dioritos. No gráfico R1 x R2, as amostras plotam nos campos de álcali-gabro (amostras 41 e 43), gabro-diorito (45), sieno-diorito (42) e gabro-norito (44; Figura 6.11). No diagrama total de álcalis versus sílica, os protólitos são dioritos e gabros ou gabros alcalinos e subalcalinos (Figura 6.12).

Nos diagramas discriminantes de ambientes tectônicos para rochas básicas de Pearce et al. (1977), os anfibolitos teriam composição semelhante à de rochas geradas por magmatismo continental e de espalhamento oceânico (Figura 6.13). Já o retroeclogito (amostra 44) plota no campo de ilhas oceânicas (Figura 6.13) ou, considerando apenas os teores de Ti e Zr, em um campo comum a três ambientes distintos (Figura 6.14).

No diagrama de elementos incompatíveis normalizado para MORB, de Pearce (1983; Figura 6.15), os anfibolitos têm comportamento similar, se diferenciando do retroeclogito, que mostra menores razões

AMOSTRA \ MINERAL	41	42	43	44	45
Quartzo	-	-	-	5	5
Hornblenda	15	15	55	25	50
Plagioclásio	30	50	25	5	35
Biotita	15	26	15	-	5
Clinopiroxênio	10	-	-	30	-
Ortopiroxênio	15	-	-	-	-
Titanita	-	1	3	-	4
Epidoto	-	1	-	-	1
Apatita	-	2	-	-	-
Escapolita	10	-	-	-	-
Granada	-	-	-	35	-
Minerais Opacos	5	5	2	Traço	Traço
Zircão	Traço	-	Traço	Traço	Traço

Figura 6.10 - Análise modal dos anfibolitos (amostras 41, 42, 43 e 45) e do retroeclogito (amostra 44) que foram analisados quimicamente.

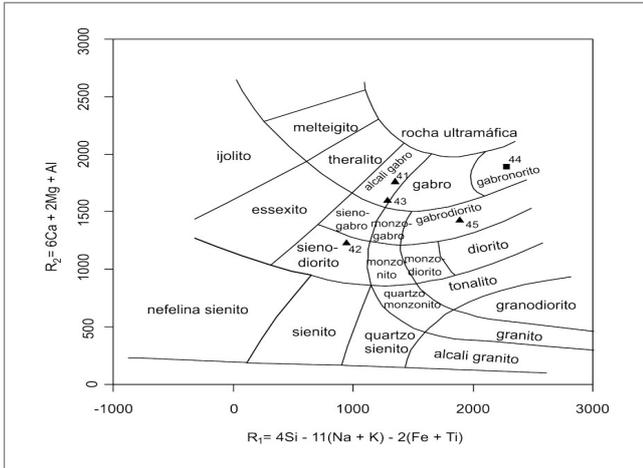


Figura 6.11 - Diagrama de classificação geoquímica de De la Roche et al. (1980), para amostras de rochas básicas da Folha Pouso Alegre. Amostra 44 - retroeclogito, demais amostras - anfibolitos.

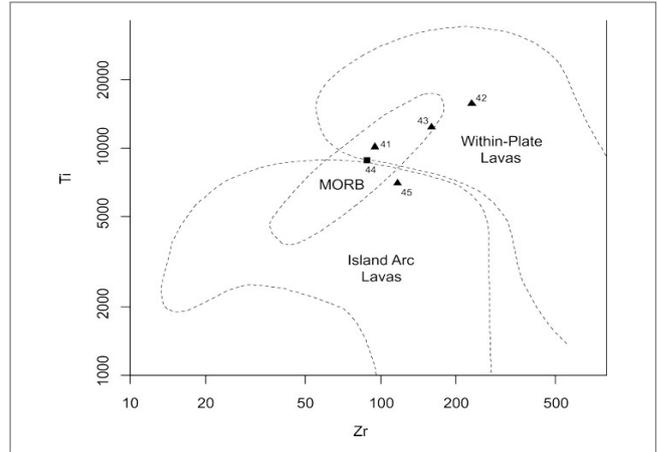


Figura 6.14 - Amostras de anfibolitos nos campos de lavas intra-placa e de arco de ilha; retroeclogito na zona de sobreposição de três ambientes tectônicos. Diagrama discriminante de ambientes geotectônicos de Pearce (1982).

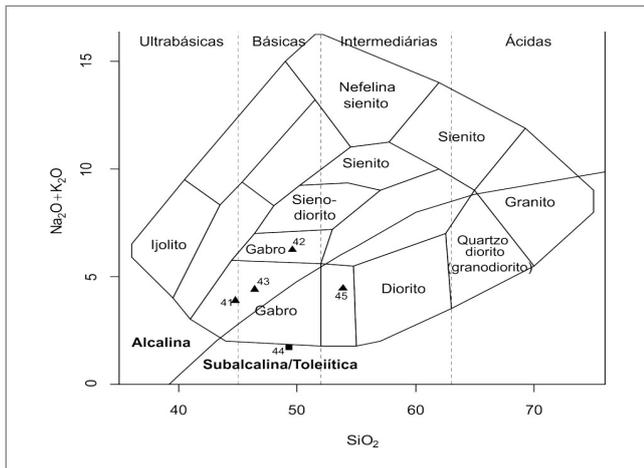


Figura 6.12 - Diagrama de total de álcalis versus sílica de Cox et al. (1979) para anfibolitos (amostras 41, 42, 43 e 45) e retroeclogito (amostra 44).

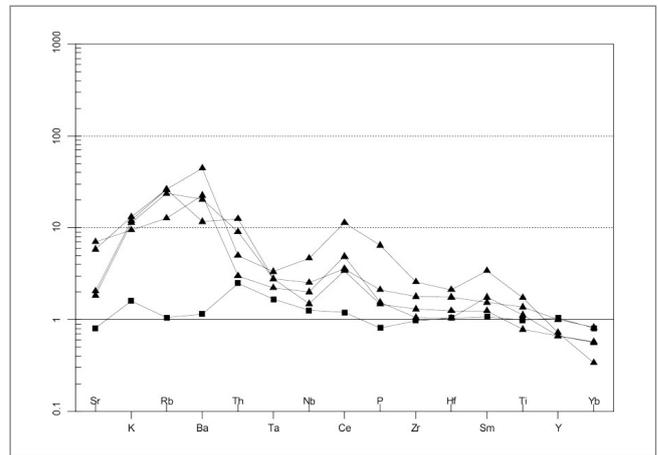


Figura 6.15 - O comportamento de elementos incompatíveis (LILE e HFSE) das rochas máficas analisadas em diagrama multielementar normalizado para MORB de Pearce (1983). Retroeclogito (amostra 44, anexo 1)- quadrado. Anfibolitos - triângulo.

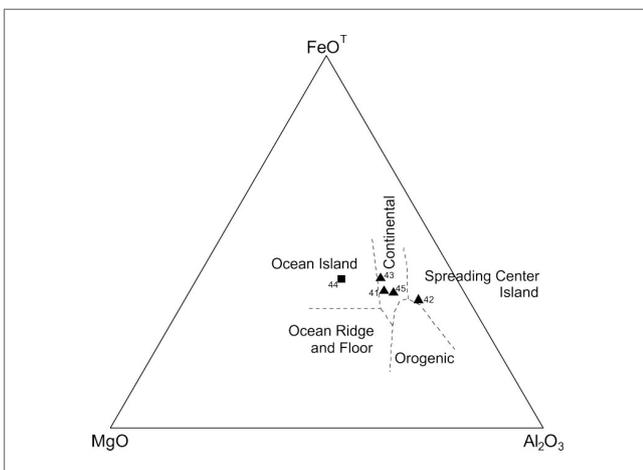


Figura 6.13 - Gráfico K₂O X SiO₂ de Peccerillo & Taylor (1976) indicando a série alcalina de alto K para os anfibolitos e série toleiítica para o retroeclogito (amostra 44).

de elementos leves (LILE). Os anfibolitos apresentam maiores proporções de elementos leves em relação aos pesados, mostrando que as rochas seriam mais diferenciadas. No diagrama ETR/condrito de Boynton (1984), observa-se baixo fracionamento de terras-raras leves em relação aos pesados, sugerindo rochas pouco diferenciadas (Figura 6.16).

O comportamento geoquímico dos anfibolitos nos diagramas que discriminam ambientes tectônicos não são condizentes com observações de campo. Seriam rochas similares à lavas de ambiente intraplaca, mas estão encaixados em ortognaisses considerados como de raiz de arco magmático de tipo oceano-continentale. Já a assinatura do retroeclogito, similar à de rochas de ilhas oceânicas, condiz com a interpretação de sua possível história. Rochas alcalinas ou transicionais a

alcalinas ocorrem em ilhas oceânicas e riftes continentais. Rochas básicas alcalinas e transicionais a alcalinas constituem um exame de diques em São João Del Rei, na borda sul do Cráton do São Francisco (Figura 2.1). Estes diques cortam a Formação Tiradentes, que contém grãos de zircão com idades em torno de 1.5 Ga, e são mais novos que o diamictito Carandaí, que contém grãos de zircão com idades em torno de 1.37 Ga (dados U-Pb LA-ICP-MS; Ribeiro et al., 2013). Portanto, teriam idade entre 1.37 e 1.5 Ga. Como mencionado no item 3.4.2., dados U-Pb (LA-ICP-MS) em grãos de zircão indicam cristalização do protólito do retroeclogito de Pouso Alegre em torno de 1.4Ga. Assim, é possível supor que o retroeclogito é parte do enxame de diques do Mesoproterozoico que existe na área de São João Del Rei e em todo o sul do Cráton do São Francisco.

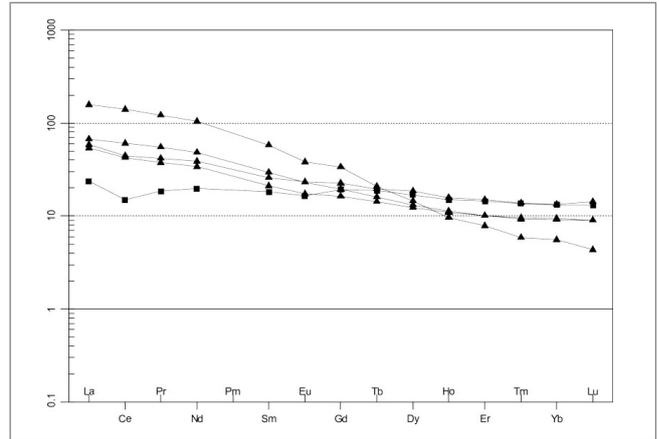


Figura 6.16 - O comportamento de elementos terras-raras das rochas máficas analisadas no diagrama ETR/condrito de Boynton (1984). Quadrado- retroeclogito. Demais amostras - anfíbolitos.

7. RECURSOS MINERAIS

Os dados sobre bens minerais na Folha Pouso Alegre 1:100.000 foram levantados no Sistema de Informações Geográficas da Mineração (SIGMINE) da Agência Nacional de Mineração - ANM, onde foram obtidas as poligonais e as principais áreas requeridas. Os processos foram separados por fase de registro e bem mineral (Figura 7.1). Foram visitadas pedreiras e áreas cujos processos se encontravam em fase de Requerimento de Licenciamento,

SUBSTÂNCIAS E BENS MINERAIS	FASES DE REGISTRO									TOTAL
	A	B	C	D	E	F	G	H	C à G	
Água Mineral	3	2	-	-	-	6	-	-	6	11
Areia	38	54	-	41	15	2	29	7	87	186
Areia de fundição	-	1	-	-	-	-	-	-	-	1
Areia industrial	-	1	-	-	-	-	-	-	-	1
Areia quartzoza	-	-	-	1	-	-	-	-	1	1
Arenito	-	1	-	1	-	-	-	-	1	2
Argila	11	10	-	2	-	-	3	-	5	26
Argila refretária	-	2	-	3	-	-	-	-	3	5
Cascalho	1	-	1	-	1	-	3	1	5	7
Caolim	1	-	-	-	-	-	-	-	-	1
Cianita	-	-	-	-	-	2	-	-	2	2
Diorito	-	-	-	1	-	-	-	-	1	1
Gnaisse	4	11	-	2	-	-	-	-	2	17
Granada	-	-	-	-	-	2	-	-	2	2
Granito	-	7	-	1	1	1	1	2	4	13
Migmatito	-	1	-	1	-	-	-	-	1	1
Minério de alumínio	-	1	-	1	-	-	-	-	1	2
Minério de estanho	-	1	-	-	-	-	-	-	-	1
Minério manganês	1	5	-	-	-	-	-	-	-	2
Minério de ouro	17	1	-	2	-	-	-	-	2	24
Minério de titânio	-	-	-	-	-	3	-	-	3	4
Não cadastrado	-	-	-	-	-	-	-	51	-	51
Ouro	-	2	-	2	-	2	-	-	4	6
Quartzo	1	-	-	-	-	-	-	-	-	1
Saibro	-	-	1	-	-	-	-	-	1	1
Turfa	-	7	-	-	-	-	-	-	-	7
Total	77	107	2	58	17	18	36	61	131	376

Figura 7.1 - Tabela com compilação de recursos minerais da Folha Pouso Alegre, discriminando por substância. A – Requerimento de Pesquisa; B – Autorização de Pesquisa; C – Requerimento de Registro de Extração; D – Requerimento de Lavra; E – Requerimento de Licenciamento; F - Concessão de Lavra; G – Licenciamento; H – Disponibilidade. Fonte: SIGMINE / DNPM - outubro de 2014.

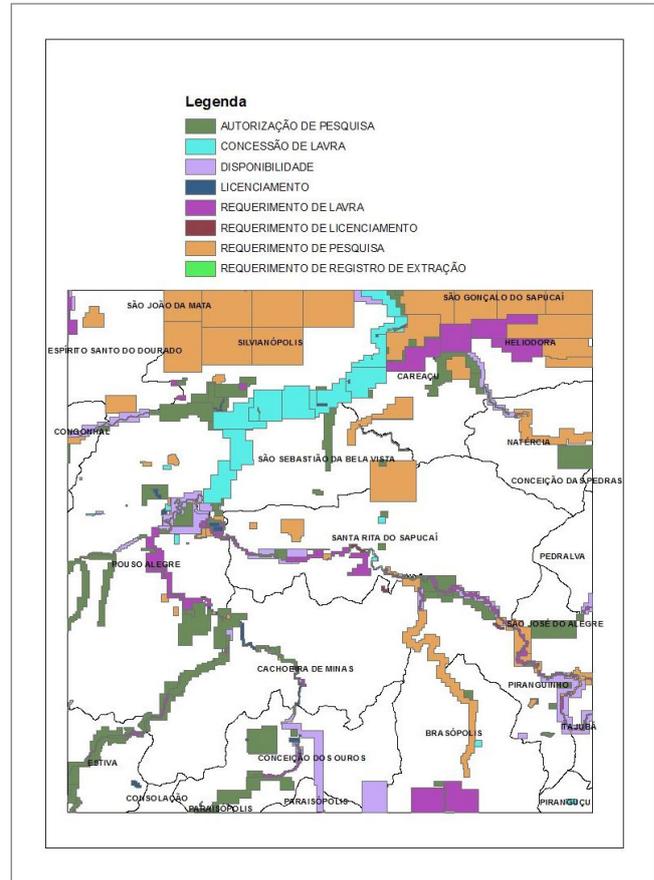


Figura 7.2 - Fases de andamento dos processos registrados na ANM, em outubro de 2014, para a área da Folha Pouso Alegre 1:100.000.

Licenciamento e Requerimento de Registro de Extração, Requerimento de Lavra ou Concessão de Lavra (Figura 7.2).

Áreas de interesse para minério de ouro em rocha concentram-se no norte da folha e na área de São Sebastião da Bela Vista, em rochas metultramáficas e nos paragnaisses da Unidade São Vicente, da Megasequência Andrelândia. As solicitações para ouro aluvionar concentram-se no sudeste da folha, ao longo do Rio Sapucaí, entre Itajubá e São José do Alegre, e ao longo do Ribeirão da Vargem Grande entre Brasópolis e o Rio Sapucaí (Figura 7.3).

Ao longo do Rio Sapucaí, existem muitos requerimentos e autorizações de pesquisa para exploração de areia. O que foi verificado é que existe extração local e rudimentar de areia e argila ao longo do Rio Sapucaí e dos rios Sapucaí-Mirim, Cervo, Itaím e Turvo. As figuras 7.2 e 7.3 mostram que existe uma faixa de concessão de lavra no norte da folha que envolve minério de titânio,

8. CONCLUSÕES

Na Folha Pouso Alegre, foram identificadas e mapeadas quatorze unidades pré-cambrianas, localmente cobertas por sedimentos fluviais, colúvios e depósitos de tálus. Estas unidades integram a parte sul da Faixa Brasília, um cinturão Neoproterozoico gerado por subducção, seguida de colisão entre os paleocontinentes ou paleoplasas São Francisco e Paranapanema. O registro desta história é evidente na Folha Pouso Alegre, onde uma falha de empurrão, que mergulha para oeste, trunca contatos litológicos da placa inferior e representa a sutura entre os dois paleocontinentes. Com base nesta configuração, as unidades litoestratigráficas foram reunidas em dois domínios tectônicos distintos: domínio da *nappe* inferior ou *Nappe* Andrelândia, e domínio da *nappe* superior ou *Nappe* Socorro-Guaxupé.

No domínio da *nappe* inferior, ocorrem sucessões neoproterozóicas da Megassequência Andrelândia e seu embasamento Arqueano/Paleoproterozoico, ambas associações vinculadas ao Paleoc continente São Francisco. O embasamento é composto por ortognaisses graníticos, granodioríticos e tonalíticos, migmatíticos e, localmente, com hornblenda. A Megassequência Andrelândia está representada por paragnaisses, quartzitos, xistos e metabasitos das unidades São Vicente, Arantina e Santo Antônio. No domínio da *nappe* superior, ocorrem ortognaisses granitóides e granada-sillimanita paragnaisses interpretados, respectivamente, como do arco cordilheirano neoproterozoico e do seu embasamento ou encaixante. Estas rochas foram, tentativamente, separadas em dois complexos gnáissicos: basal (Complexo Cachoeira de Minas) com predomínio de ortognaisses e

superior (Complexo São João da Mata) contendo ortognaisses e granada sillimanita biotita paragnaisses. Sobre os ortognaisses basais do domínio superior ocorre a Formação Pouso Alegre. Esta formação inclui associações de fácies de leque deltaico e litorâneas, da transição Neoproterozoico-Cambriano, provavelmente depositadas em uma bacia de antepaís.

A falha de empurrão entre os dois domínios tectônicos, os contatos litológicos e a foliação principal nestes domínios estão deformados em dobras apertadas a isoclinais. Estas dobras têm planos axiais que mergulham ora para noroeste ora para sudeste e eixos de baixo caimento para oeste-sudoeste. Ocorre também lineação de estiramento subparalela aos eixos das dobras e indicadores cinemáticos mostrando transporte tectônico para leste-nordeste. A foliação principal pode ser interpretada como sin-tectônica e as dobras como tarde-tectônicas em relação à falha de empurrão. Assim, é possível considerar a superfície de empurrão, a foliação principal e dobras associadas produtos de deformação progressiva durante à colocação das *nappes*. O metamorfismo principal foi contemporâneo à geração da foliação, portanto, sin-tectônico em relação a colocação das *nappes*. O registro é de fácies anfíbolito, com muscovita, cianita e veios anatéticos, e de fácies granulito, com cianita granulito no domínio inferior. No domínio superior, ortopiroxênio substituído por anfibólios nos ortognaisses e sillimanita nos paragnaisses, registram fácies granulito retrógrada a fácies anfíbolito. Na Formação Pouso Alegre, cloritóide e mica branca, que define clivagem ardosiana, caracterizam metamorfismo de fácies xisto-verde.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alexandre, E. L. 2012. Relação entre granulitos e migmatitos na nappe Socorro-Guaxupé. 2010. Dissertação (Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia) - Instituto de Geociências da USP. Orientador: Renato de Moraes.
- Alexandre, E. L.; Moraes, R.; Souza, A.M. 2012. Contrastes das condições metamórficas das diferentes rochas na região de Alfenas-MG. In: 46 Congresso Brasileiro de Geologia, 2012, Santos. Cd-rom. Almeida, F.F.M., 1977. O Craton do São Francisco. Rev. Bras. Geoc. 7 (4): 349 - 364.
- Almeida, F.F.M., 1981. O Craton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: SBG, Simpósio sobre o Craton do São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador. Anais, Salvador, p.1-10.
- Angeli, G. Angeli, N., Zanardo, A. 2005. Geologia, mineralogia e gênese do depósito de níquel do Maciço metamáfico-ultramáfico do Fundão, Natércia (MG). Simpósio de Geologia do Sudeste 2005. Niterói.
- Barros, R.F.; Moraes, R. 2012. Petrografia de diatexitos da Nappe Socorro-Guaxupé, Região de Paraguaçu, MG. Anais, 46º Congresso Brasileiro de Geologia. Santos, SP. Cd-rom.
- Barros, R. F. 2012. Caracterização da unidade basal da Nappe Socorro-Guaxupé na região de Paraguaçu, MG: Relações petrogenéticas entre granulitos e migmatitos. 2012. Trabalho de Conclusão de Curso. (Graduação em Geologia) - Instituto de Geociências da USP. Orientador: Renato de Moraes.
- Belém, J.; Pedrosa-Soares, A.C.; Noce, C.M.; Silva, L.C.; Armstrong, R.; Fleck, A.; Gradim C.; Queiroga, G. 2011. Bacia precursora versus bacias orogênicas: exemplos do Grupo Andrelândia com base em datações U-Pb (LA-ICP-MS) em zircão e análises litoquímicas. Geonomos, 19(2) 224-243, 2011.
- Boynton, W.T. 1984. Geochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed), Rare earth element geochemistry. Elsevier, p. 63-114.
- Campos, M.T.R. 2015. Nappe Guaxupé e sistema de nappes Andrelândia na região de Alfenas, sul de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro; 119p.
- Campos Neto, M. C. & Caby, R. 1999. Tectonic constrain on Neoproterozoic high-pressure metamorphism and nappe system south of São Francisco craton, southeast Brazil. Precambrian Research, v. 97, p. 3-26.
- Campos Neto, M.C. and Caby, R. 2000. Terrain accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: petrologic and structural constraints. Tectonics 19 (4), 669-687.
- Campos Neto, M.C.; Basei, M.A.S.; Vlach, S.R.F.; Caby, R.; Szabó, G.A.J.; Vasconcelos, P. 2004. Migração de Orogêneses e Superposição de Orogêneses: Um Esboço da Colagem Brasileira e Superposição de Orogêneses: Um Esboço da Colagem Brasileira no Sul do Cráton do São Francisco, SE - Brasil. Geol. USP Ser. Cient.; v.4, p. 13-40.
- Campos Neto, M.C., Basei, M.A.S., Janasi, V.A., Moraes, R., 2011. Orogen Migration and Tectonic Setting of the Andrelândia Nappe System: an Ediacaran Western Gondwana Collage, South of São Francisco Craton. Journal of South American Earth Sciences, 32, 393-406.
- Costa, C. F. 2011. Geologia da Formação Pouso Alegre, Transição Neoproterozóico-Cambriano, sul de Minas Gerais. Monografia de Graduação. Departamento de Geologia UFRJ / IGEO, Rio de Janeiro 2011. 39pp.
- Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J. 1979. The Interpretation of Igneous Rocks. George Allen & Unwin.
- 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 29, 183–210.
- Del Lama, E. A.; Zanardo, A.; Oliveira, M. A. F.; Morales, N., 2000. Exhumation of high-pressure granulites of the Guaxupé Complex, Southeastern Brazil. Geological Journal (Chichester), Inglaterra, v. 35, p. 231-249.
- Ebert, H. 1968. Ocorrências das fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica; hipóteses sobre a sua origem. An. Acad. Bras. Ciências, 40, suplemento, p.215-219.
- Ebert, H. 1971. Os Paraíbiades entre São João Del Rei, MG e Itapira, SP, e a bifurcação entre Paraíbiades e Araxafades. Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras de Rio Claro, SP. (Boletim Especial 1). Publicado "in memoriam" pela SBG, Núcleo São Paulo, Publicação 12/1984: 72-103.
- Fetter, A.H.; Hackspacker, P.C.; Ebert, H.D.; Dantas, E.L.; Costa, A.C.D. 2001. New Sm/Nd and U/Pb geochronological constraints on the Archean to Neoproterozoic evolution of the Amparo basement complex of the central Ribeira belt, southeastern Brazil. 3th South American Symposium on Isotope Geology, 2001, (Extend Abstracts).
- Heilbron, M.; Mohriak, W.; Valeriano, C.M.; Milani, E.; Almeida, J.C.H. & Tupinambá, M. 2000. From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. In: Mohriak, W.U. & Talwani, M. (Eds), Atlantic rifts and continental margins. Washington, Am. Geoph. Union, Geoph. Monogr. Ser. 115; 1-32.

- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033–2048.
- Harris, N. B. W, Pearce, J. A., Tindle, A. G. 1986. Geochemical characteristics of collision- zone magmatism. In: Coward M P, Ries A C (eds) *Collision Tectonics*. Geological Society London Special Publication 19, pp 67-81.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523–548.
- Janasi, V. A. ; Vlach, S. R. F. ; Campos Neto, M. C. ; Ulbrich, H. H. G. J., 2009. Associated A-Type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itu Granite Province, Southeastern Brazil: Petrological and tectonic significance. *Canadian Mineralogist*, v. 47, p. 1505-1526.
- Leonardos Jr., O.H.; Dunham, A.C.; Pires, F.R.M.; Formam, J.M.A. 1971. Nota sobre a Formação Pouso Alegre. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 43: 131-143.
- Marujo, F.M; Hasui, Y.; Borges, M.; Pires Neto, A.G. 2001. Geomorfologia e feições morfotectônicas do alto vale do Sapucaí - sudeste do Brasil. *Anais do Encontro de Geografos de America Latina*, 2001, Santiago. Resúmenes. Universidad de Chile, 2001, p.138-139.
- Melo, M.S.; Stein, D.P; Ponçano, W.L.; Bistrichi, C.A. 1993. Neotectônica da área do Alto rio Pardo (SP e MG). *Revista do IG-USP* 14(1): 27-38.
- Middlemost, E. A. K. 1985. *Magmas and Magmatic Rocks*. An Introduction to Igneous Petrology, 266p. London, New York: Longman.
- Nemec, W. & Steell, R. J. 1988. What is a fan delta and how do we recognize it ? In: Nemec, W. & Steel, R.J. Eds. *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*; Blackie and Son Ltda, Glasgow: 3-14.
- Oliveira, A. A. 2007. *Geologia da Folha São Gonçalo do Sapucaí, sul de Minas Gerais*. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia), Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro; 87pp.
- Oliveira, A. A. 2010. *Evolução Geotectônica Proterozóica da Região de São Gonçalo do Sapucaí, Sul de Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro; 107pp.
- Paciullo, F.V.P., Ribeiro, A., Andreis, R.R. and Trouw, R.A.J., 2000. The Andrelândia Basin, a Neoproterozoic intraplate continental margin, southern Brasília belt, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 200-202.
- Paciullo, F.V.P.; Trouw R.A.J.; Ribeiro, A. 2003. *Geologia da Folha Andrelândia* In: Predrosa-Soares, A.C.; Noce, C.M.; Trouw, R.A.J. & Heilbron, M. (eds).
- Geologia e Recursos Minerais do Sudeste Brasileiro*. Companhia Mineradora de Minas Gerais - COMIG; Secretaria de Desenvolvimento Econômico, Governo de Minas Gerais. Volume I, Capítulo 4: 84-110.
- Paciullo, F.V.P. ; Ribeiro, A.; Chermam, A.; Chrispin, S.; Maciel, R.R. 2008. *Geologia da Folha Nepomuceno SF.23-V-D-III, escala 1:100.000*. in: Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Brasília.
- Pearce, J. A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.) *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley & Sons, Chichester, 525-548.
- Pearce, J A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In C.J Hawkesworth and M.J. Norry, Eds., *Continental basalts and mantle xenoliths*, p. 230-249.
- Pearce, T. H., Gorman, B. E. & Birkett, T. C. (1977). The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 121–132.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. & Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.
- Peternel. R. 2005. *A zona de superposição entre as Faixas Brasília e Ribeira na região entre Caxambu e Pedralva, sul de Minas Gerais*. Doutorado em Geologia Programa de Pós-Graduação em Geologia, Dpt. Geologia, UFRJ. 257p.
- Peternel, R.M.N; Trouw, R.A.J.; Schmitt, R.S. 2005. Interferência entre duas faixas móveis neoproterozóicas: O caso das faixas Brasília e Ribeira no Sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.* 35:297-310.
- Polo, H. 2009. *Evolução Geotectônica na região de Heliodora, Sul de Minas Gerais*. Mestrado em Geologia. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, UFRJ. 130p.
- Ramos, R.R.C.; Ribeiro, A.; Andreis, R.R. 1998. Alluvial succession at the Eleutério Basin, São Paulo and Minas Gerais States, Southeastern Brasil. 15th Intern. Sedimentological Congress, Alicante, Spain, April 1988. Abstracts p. 221-222.
- Reno, B.L., Piccoli, P.M., Brown, M., Trouw, R.A.J., 2012. In situ monazite (U–Th)–Pb ages from the Southern Brasília Belt, Brazil: constraints on the high-temperature retrograde evolution of HP granulites. *Journal of Metamorphic Geology*, 30, 81–112.
- Ribeiro, A.S. 2011. *Implicações ambientais dos depósitos tecnogênicos no município de Pouso Alegre - MG*. Trabalho de conclusão de curso; Universidade Federal de Alfenas. Área de concentração: Geologia Ambienta. Orientador Ronaldo Luiz Mincato. Alfenas, 2011, 38pp.
- Ribeiro, A.; Paciullo, F.V.P.; Andreis, R.R.; Trouw, R. A. J.; Heilbron, M., 1990. *Evolução policíclica ao sul do Craton do São Francisco: análise da região São João del Rei - Andrelândia*. In: 36 Congresso Brasileiro de Geologia, 1990,

- Natal. Anais do 36º Congresso Brasileiro de Geologia. Natal: Sociedade Brasileira de Geologia. v. 6. p. 2605-2613.
- Ribeiro, A., Andreis, R.R., Trouw, R. A.J., Paciullo, F.V.P., Valença, J. G., 1995. Evolução das Bacias Proterozóicas e o Termo-Tectonismo Brasileiro na Margem Sul do Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geol.*, 25 (4): 235-248.
- Ribeiro, A.; Teixeira, W.; Dussin, I.A.; Ávila, C.A.; Nascimento, D.B. 2013. LA-ICP-MS detrital zircon ages of the São João Del Rei and Carandaí basins: New evidence of intermittent Proterozoic rifting in the São Francisco paleocontinent. *Gondwana Research* v.24-2: 713-726.
- Rocha, F.M. 2011. Mapeamento Geológico da Folha Poço Fundo, 1:50.000, Poço Fundo, Minas Gerais. Trabalho de Conclusão de Curso, Bacharelado Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro; 76 pp.
- Saadi, A. 1991. Ensaio sobre a Morfotectônica de Minas Gerais. Belo Horizonte, IGC/UFMG. Tese de Professor Titular, 285p.
- Santos, P. S. 2011. Geocronologia, Área Fonte e Ambiente Tectônico da Unidade Santo Antônio - Megasequência Andrelândia. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia; Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Tavares, F. M. 2008. Evolução geotectônica da região de Santa Rita do Sapucaí, MG. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia; Universidade Federal do Rio de Janeiro.107p.
- Teixeira A. L. 1995. Ambientes geradores dos sedimentos da bacia Eleutério. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 132p.
- Teixeira, A. L. & Petri, S. 2001. Estratigrafia e Correlações da Bacia de Pouso Alegre, transição Neoproterozóico-Cambriano, Minas Gerais, Brazil. *Revista do Instituto Geológico*, v. 22, n. 1-2, p. 5-26, 2001.
- Thompson R.N. 1982. Magmatism of British Tertiary Volcanic Province. *Scott. J. Geol.*,18: 49-107.
- Trouw, C. C. 2008. Mapeamento da Folha Virgínia-MG. Geocronologia U-Pb (SHRIMP) em zircão e interpretação geotectônica. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 140pp.
- Trouw, R.A.J., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F.V.P., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M. and Andreis, R.R. 2000. The central segment of the Ribeira Belt. In: *Tectonic Evolution of South America*, ed. by U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho and D.A. Campos, p. 287-311, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil.
- Trouw, R. A. J.; Peternel, R.; Oliveira Castro, E. M.; Trouw, C. C.; Matos, G. C. 2008. Nota explicativa das Folhas Varginha (SF-23-V-D-VI) e Itajubá (SF.23-Y-B-III) escala 1:100.000. Rio de Janeiro: CPRM - Divisão de Marketing-DIMARK, 2008. V.1. 99 p.
- Trouw, R. A. J.; Heilbron, M.; Tupinambá M.; Ribeiro, A., 2011. The Ribeira and Brasília belts in the context of West Gondwana. *Field Trip Guide, Gondwana 14-reuniting Gondwana: East meets West*. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ, Brazil.
- Trouw, R. A. J.; Peternel, R.; Ribeiro, A.; Heilbron, M.; Vinagre, R.; Duffles, P.; Trouw, C. C.; Fontainha, M.; Kussama, H. H. 2013. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 48 (2013): 43-57.
- Valeriano, C. M., 1992. Evolução tectônica da extremidade meridional da Faixa Brasília, região da Represa de Furnas, Sudoeste de Minas Gerais. Tese de Doutorado (inéd.), IG-Universidade de São Paulo, 192 p.
- Valeriano, C.M. Almeida, J.C.H., Simões, L.S.A., Roig, H.L.; Duarte, B.P., Heilbron, M., 1995. Evolução estrutural do domínio externo da Faixa Brasília no sudoeste de Minas Gerais: registros de uma tectônica pré-brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):221-234.
- Valeriano, C. M. ; Simões, L. S. A.; Teixeira, W. ; Heilbron, M. 2000. Southern Brasília belt (SE Brazil): tectonic discontinuities, K-Ar data and evolution during the Neoproterozoic Brazilian orogeny.. *Revista Brasileira de Geociências*, Rio de Janeiro, v. 30, n.1, p. 295-299, 2000.
- 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*, Amsterdam, v. 130, n.1/4, p. 27-55, 2004.
- Valeriano, C.M; Almeida, J. C. H.; Trouw, R. A. J.; Paciullo, F. V. P.; Simoes, L. S. A.; Szabo, G. A. J.; Heilbron, M.; Duarte, B. P.; Tupinamba, M. A. S. & Turbay, C. V. G. 2006a. Mapa Geológico da Folha Alpinópolis - escala 1:100.000. in: Serviço Geológico do Brasil (CPRM), Brasília.
- Valeriano, C.M; Almeida, J. C. H.; Trouw, R. A. J.; Paciullo, F. V. P.; Simoes, L. S. F.wV.P., Heilbron, M., Duarte, B.P., Rossi, A., Rangel C.V.G.T., Roig, H.L., Palermo, N., 2006b. Mapa Geológico da Folha Guapé. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Programa Geologia do Brasil, 2006, 1 mapa, col. Escala 1:100.000.
- Valeriano, C. M. ; Pereira, R. M. ; Almeida, J. C. H.; Duarte, B.P.; Turbay, C.V.R.; Rossi, A. ; Gontijo, A.; Ribeiro, A.; Nogueira, J.R.; Heilbron, M.; Castro C.; Falcão, T.C.; Silva, V.G.M.R. 2007. Nota Explicativa das Folhas Alpinópolis (SF.23-V-B-V) e Guapé (SF.23-V-B-IV) 1:100.000, Minas Gerais. 1. ed. Brasília: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM/Serviço Geológico do Brasil, 2007. v. 1. 116p .
- Vinagre R. 2014. O Batólito Serra da Agua Limpa, parte do Arco Magmático da Nappe Socorro-Guaxupé, Faixa Brasília Meridional. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 270 p.
- Vinagre, R.; Trouw, R.A.J.; Mendes, J.C; Duffles, P.; Peternel, R.; Matos, G. 2014a. New evidence of a magmatic arc in

the southern Brasília Belt, Brazil: The Serra da Água Limpa batholith (Socorro-Guaxupé Nappe). *Journal of South American Earth Sciences*, v 54, 120-139, 2014.

Vinagre, R.; Trouw, R.J.A.; Mendes, J. C.; Ludka, I. 2014b. Química mineral e geotermobarometria do Batólito Serra da Água Limpa, Nappe Socorro-Guaxupé, Faixa Brasília Meridional, Sudeste do Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3): 387-414.

Wernick, E.; Penalva, F. 1974. Depósitos molassóides da Formação Eleutério, São Paulo, Minas Gerais. In: Congr. Bras. Geol., 28, Porto Alegre, 1974. Resumo das Comunicações, Porto Alegre, SBG. Boletim Especial 1: 723-726.

Zanardo, A.; Oliveira, M. A. F. DE. 1990. Aspectos microestruturais e texturais dos metassedimentos da Formação Eleutério. São Paulo. *Geociências*, São Paulo número especial: 317-330.

Zuquim, M.P.S. 2008. Caracterização da Zona de Cisalhamento Maria da Fé, sul de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2008, 282 p.

Zuquim, M. P. S. ; Trouw, R.A.J. ; Trouw, C.C. ; Tohver, E. 2011. Structural evolution and U-Pb SHRIMP zircon ages of the Neoproterozoic Maria da Fé Shear Zone, central Ribeira Belt SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 199-213.

ANEXO

AMOSTRA	UNIDADE	CÓDIGO	GPS_X/Y	SiO2 %	Al2O3 %	Fe2O3 %	MgO %	CaO %	Na2O %	K2O %	TiO2 %	P2O5 %	MnO %	Cr2O3 %	Ni PPM
36	CgCM	CO-01	0418759/7529989	75,67	12,39	3,07	0,44	2,98	3,40	1,12	0,28	0,01	0,03	0,003	<20
37	CgCM	CO-40	0419837/7522984	67,34	15,17	4,54	1,19	2,69	3,55	3,99	0,54	0,12	0,10	<0.002	<20
38	CgCM	CO-60	0406837/7531953	62,98	15,10	7,68	0,92	3,26	3,60	4,38	1,03	0,35	0,16	0,003	<20
39	CgCM	COR-121	0407761/7515163	71,93	14,08	2,35	0,42	1,62	2,78	5,68	0,28	0,10	0,03	<0.002	<20
40	CgCM	COR-125A	0408988/7515108	71,43	13,41	3,71	0,95	1,67	2,94	4,77	0,28	0,02	0,08	0,003	<20
41	CgCM	COR-104	0403987/7519978	44,49	16,72	15,19	6,92	10,06	2,44	1,41	1,68	0,19	0,19	0,002	35
42	CgCM	COR-125B	0408988/7515108	48,96	17,50	12,37	3,81	6,34	4,21	1,95	2,58	0,78	0,19	<0.002	<20
43	CgCM	PAR-01	0401879/7542656	45,88	14,97	15,76	6,17	9,11	2,66	1,69	2,03	0,26	0,21	0,017	137
44	embasamento	PA-51	0409260/7561178	49,24	11,40	15,20	9,09	11,34	1,49	0,24	1,48	0,10	0,24	0,049	188
45	CgCM	PAR-42	0406764/7548014	53,49	14,38	12,22	5,01	8,24	2,62	1,80	1,16	0,18	0,17	0,008	75
46	CgCM	PAR-34A	0408947/7532915	68,93	13,68	4,75	0,76	2,42	3,08	4,29	0,77	0,19	0,09	0,002	<20
47	CgCM	PAR-34B	0408947/7532915	60,25	13,03	8,26	5,20	5,29	2,84	3,51	0,53	0,07	0,15	0,050	63

AMOSTRA	UNIDADE	CÓDIGO	GPS_X/Y	SC PPM	LOI %	SUM %	BA PPM	BE PPM	CO PPM	CS PPM	GA PPM	HF PPM	NB PPM	RB PPM	SN PPM
36	CgCM	CO-01	0418759/7529989	2	0,5	99,87	285	<1	2,3	0,3	15,3	7,7	2,9	37,5	<1
37	CgCM	CO-40	0419837/7522984	11	0,5	99,76	941	3	3,8	0,6	18,3	9,3	17,2	144,1	4
38	CgCM	CO-60	0406837/7531953	15	0,1	99,58	1751	<1	7,7	0,2	21,3	19,6	30,4	83,6	<1
39	CgCM	COR-121	0407761/7515163	2	0,5	99,78	1248	<1	3,3	0,2	14,6	4,8	3,7	136,6	<1
40	CgCM	COR-125A	0408988/7515108	7	0,5	99,78	1148	<1	3,7	<0.1	12,9	6,9	3,8	106,0	1
41	CgCM	COR-104	0403987/7519978	33	0,3	99,62	450	<1	58,9	0,1	20,3	2,5	7,0	25,5	2
42	CgCM	COR-125B	0408988/7515108	10	1,0	99,64	891	2	26,4	0,3	24,2	5,1	16,4	52,1	4
43	CgCM	PAR-01	0401879/7542656	32	0,9	99,70	408	<1	56,1	5,4	22,6	4,2	8,9	47,1	3
44	embasamento	PA-51	0409260/7561178	46	-0,2	99,72	23	<1	57,8	<0.1	16,1	2,5	4,4	2,1	<1
45	CgCM	PAR-42	0406764/7548014	28	0,5	99,78	232	<1	43,2	1,6	19,2	3,0	5,2	52,7	<1
46	CgCM	PAR-34A	0408947/7532915	9	0,8	99,76	1135	2	5,5	1,0	17,7	8,4	26,9	92,4	<1
47	CgCM	PAR-34B	0408947/7532915	24	0,5	99,71	671	3	22,0	0,2	14,1	7,5	15,5	65,3	<1

AMOSTRA	UNIDADE	CÓDIGO	GPS_X/Y	SR PPM	TA PPM	TH PPM	U PPM	V PPM	W PPM	ZR PPM	Y PPM	LA PPM	CE PPM	PR PPM	ND PPM
36	CgCM	CO-01	0418759/7529989	199,0	<0.1	15,5	0,3	40	<0.5	305,3	4,1	55,6	98,4	10,16	33,1
37	CgCM	CO-40	0419837/7522984	253,2	0,7	12,7	0,4	32	<0.5	375,3	42,7	46,0	93,3	11,25	44,4
38	CgCM	CO-60	0406837/7531953	304,9	1,1	1,2	0,3	38	<0.5	896,5	38,7	49,7	100,8	13,61	56,3
39	CgCM	COR-121	0407761/7515163	358,9	0,1	1,4	0,2	25	<0.5	187,2	5,0	23,7	37,1	3,86	13,0
40	CgCM	COR-125A	0408988/7515108	119,4	<0.1	17,2	0,6	32	<0.5	245,1	27,2	46,2	90,5	10,71	40,6
41	CgCM	COR-104	0403987/7519978	843,1	0,4	0,6	0,1	430	<0.5	94,7	19,9	20,8	48,8	6,74	29,0
42	CgCM	COR-125B	0408988/7515108	698,4	0,6	1,0	0,3	230	<0.5	231,5	21,7	48,7	113,2	14,90	62,4
43	CgCM	PAR-01	0401879/7542656	220,7	0,5	1,8	0,8	292	1,7	160,0	30,0	18,1	35,9	5,09	23,2
44	embasamento	PA-51	0409260/7561178	97,3	0,3	0,5	<0.1	387	<0.5	88,0	31,2	7,3	12,0	2,26	11,8
45	CgCM	PAR-42	0406764/7548014	245,3	0,5	2,5	0,9	263	0,7	116,8	20,1	16,7	34,2	4,57	20,4
46	CgCM	PAR-34A	0408947/7532915	211,9	1,2	0,8	0,2	45	<0.5	385,6	16,8	36,3	66,8	8,04	32,7
47	CgCM	PAR-34B	0408947/7532915	308,6	0,7	14,7	0,5	128	<0.5	282,5	19,1	75,8	140,3	15,47	56,0

AMOSTRA	UNIDADE	CÓDIGO	GPS_X/Y	SM PPM	EU PPM	GD PPM	TB PPM	DY PPM	HO PPM	ER PPM	TM PPM	YB PPM	LU PPM	TOT/C %	TOT/S %
36	CgCM	CO-01	0418759/7529989	3,84	1,11	2,61	0,24	0,93	0,16	0,38	0,06	0,44	0,08	0,07	<0.02
37	CgCM	CO-40	0419837/7522984	8,11	1,90	7,85	1,27	7,78	1,67	4,62	0,69	4,33	0,62	0,03	<0.02
38	CgCM	CO-60	0406837/7531953	10,55	3,95	9,81	1,43	7,81	1,54	4,22	0,61	3,95	0,61	0,05	0,05
39	CgCM	COR-121	0407761/7515163	2,02	1,45	1,58	0,18	0,92	0,17	0,38	0,05	0,42	0,07	0,02	<0.02
40	CgCM	COR-125A	0408988/7515108	7,19	1,68	6,71	0,95	5,25	1,09	2,73	0,38	2,57	0,43	0,02	<0.02
41	CgCM	COR-104	0403987/7519978	5,78	1,69	5,02	0,76	4,25	0,81	2,13	0,31	1,96	0,29	0,04	0,52
42	CgCM	COR-125B	0408988/7515108	11,29	2,81	8,74	0,99	4,70	0,69	1,65	0,19	1,16	0,14	0,11	0,14
43	CgCM	PAR-01	0401879/7542656	5,05	1,71	5,83	0,93	6,01	1,13	3,15	0,45	2,79	0,46	0,03	0,07
44	embasamento	PA-51	0409260/7561178	3,55	1,21	4,99	0,89	5,42	1,07	3,04	0,44	2,75	0,42	0,04	0,07
45	CgCM	PAR-42	0406764/7548014	4,12	1,27	4,24	0,68	3,98	0,78	2,12	0,30	1,91	0,29	<0.02	0,08
46	CgCM	PAR-34A	0408947/7532915	5,57	2,46	4,84	0,63	3,50	0,63	1,67	0,24	1,54	0,23	0,13	<0.02
47	CgCM	PAR-34B	0408947/7532915	7,77	1,95	5,76	0,72	4,14	0,77	2,24	0,35	2,34	0,40	0,05	0,03

AMOSTRA	UNIDADE	CÓDIGO	GPS_X/Y	MO PPM	CU PPM	PB PPM	ZN PPM	NI PPM	AS PPM	CD PPM	SB PPM	BI PPM	AG PPM	AU PPB	HG PPM
36	CgCM	CO-01	0418759/7529989	0,6	1,6	2,7	27	6,0	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01
37	CgCM	CO-40	0419837/7522984	0,4	4,9	1,5	42	3,8	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01
38	CgCM	CO-60	0406837/7531953	2,1	8,2	1,0	48	10,4	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01
39	CgCM	COR-121	0407761/7515163	0,2	4,2	1,8	27	5,7	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01
40	CgCM	COR-125A	0408988/7515108	0,3	9,5	2,5	69	8,6	<0.5	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01
41	CgCM	COR-104	0403987/7519978	0,3	114,4	1,4	38	29,4	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01
42	CgCM	COR-125B	0408988/7515108	0,4	27,1	1,4	104	14,1	1,3	0,1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01
43	CgCM	PAR-01	0401879/7542656	0,5	146,6	2,7	63	71,3	0,8	0,1	<0.1	0,2	0,1	<0.5	<0.01
44	embasamento	PA-51	0409260/7561178	0,3	237,8	0,7	17	74,0	1,2	<0.1	<0.1	<0.1	0,1	14,8	<0.01
45	CgCM	PAR-42	0406764/7548014	0,6	109,4	1,4	50	44,4	0,8	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.01
46	CgCM	PAR-34A	0408947/7532915	1,0	5,5	2,1	58	7,8	0,6	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1,5	<0.01
47	CgCM	PAR-34B	0408947/7532915	0,5	7,0	2,0	52	31,3	0,5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1,8	<0.01

AMOSTRA	UNIDADE	CÓDIGO	GPS_X/Y	TL PPM	SE PPM
36	CgCM	CO-01	0418759/7529989	0,1	<0.5
37	CgCM	CO-40	0419837/7522984	0,3	<0.5
38	CgCM	CO-60	0406837/7531953	<0.1	<0.5
39	CgCM	COR-121	0407761/7515163	0,1	<0.5
40	CgCM	COR-125A	0408988/7515108	0,2	<0.5
41	CgCM	COR-104	0403987/7519978	0,2	<0.5
42	CgCM	COR-125B	0408988/7515108	0,3	<0.5
43	CgCM	PAR-01	0401879/7542656	0,2	<0.5
44	embasamento	PA-51	0409260/7561178	<0.1	1,1
45	CgCM	PAR-42	0406764/7548014	0,3	<0.5
46	CgCM	PAR-34A	0408947/7532915	0,3	<0.5
47	CgCM	PAR-34B	0408947/7532915	0,1	<0.5

O SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM E OS OBJETIVOS PARA O DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL - ODS

Em setembro de 2015 líderes mundiais reuniram-se na sede da ONU, em Nova York, e formularam um conjunto de objetivos e metas universais com intuito de garantir o desenvolvimento sustentável nas dimensões econômica, social e ambiental. Esta ação resultou na *Agenda 2030*, a qual contém um conjunto de 17 *Objetivos de Desenvolvimento Sustentável - ODS*.

A Agenda 2030 é um plano de ação para as pessoas, para o planeta e para a prosperidade. Busca fortalecer a paz universal, e considera que a erradicação da pobreza em todas as suas formas e dimensões é o maior desafio global, e um requisito indispensável para o desenvolvimento sustentável.

Os 17 ODS incluem uma ambiciosa lista 169 metas para todos os países e todas as partes interessadas, atuando em parceria colaborativa, a serem cumpridas até 2030.



O Serviço Geológico do Brasil – CPRM atua em diversas áreas intrínsecas às Geociências, que podem ser agrupadas em três grandes linhas de atuação:

- Geologia e Recursos Minerais;
- Geologia Aplicada e Ordenamento Territorial;
- Hidrologia e Hidrogeologia.

Todas as áreas de atuação do SGB-CPRM, sejam nas áreas das Geociências ou nos serviços compartilhados, ou ainda em seus programas internos, devem ter conexão com os ODS, evidenciando o comprometimento de nossa instituição com a sustentabilidade, com a humanidade e com o futuro do planeta.

A tabela a seguir relaciona as áreas de atuação do SGB-CPRM com os ODS.

ÁREA DE ATUAÇÃO GEOCIÊNCIAS

LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS



LEVANTAMENTOS AEROGEOFÍSICOS



AValiação DOS RECURSOS MINERAIS DO BRASIL



LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS MARINHOS



LEVANTAMENTOS GEOQUÍMICOS



LEVANTAMENTOS BÁSICO DE RECURSOS HÍDRICOS SUPERFICIAIS



PREVISÃO DE ALERTA DE CHEIAS E INUNDAÇÕES



AGROGEOLOGIA



LEVANTAMENTOS BÁSICO DE RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÂNEOS



RISCO GEOLÓGICO



GEODIVERSIDADE



PATRIMÔNIO GEOLÓGICO E GEOPARQUES



ZONEAMENTO ECOLÓGICO-ECONÔMICO



GEOLOGIA MÉDICA



RECUPERAÇÃO DE ÁREAS DEGRADADAS PELA MINERAÇÃO



ÁREA DE ATUAÇÃO SERVIÇOS COMPARTILHADOS

GEOPROCESSAMENTO E SENSORIAMENTO REMOTO



TECNOLOGIA DA INFORMAÇÃO



LABORATÓRIO DE ANÁLISE MINERAIS



MUSEU DE CIÊNCIAS DA TERRA



PALEONTOLOGIA



PARCERIAS NACIONAIS E INTERNACIONAIS



REDE DE BIBLIOTECAS



REDE DE LITOTECAS



ÁREA DE ATUAÇÃO PROGRAMAS INTERNOS

SUSTENTABILIDADE



PRÓ-EQUIDADE



COMITÊ DE ÉTICA



Maiores informações: <http://www.cprm.gov.br/publique/Sobre-a-CPRM/Responsabilidade-Social/Objetivos-de-Desenvolvimento-Sustentavel---ODS-319>

Programa Geologia do Brasil

Levantamentos Geológicos Básicos

GEOLOGIA

ISBN
978-85-7499-588-5

E RECURSOS MINERAIS

FOLHA POUSO ALEGRE – SF.23-Y-B-II

O PRONAGEO, programa implementado pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM, empresa pública vinculada à Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral, do Ministério de Minas e Energia, vinculado ao Programa Geologia do Brasil, visa promover avanços na cartografia geológica básica na escala 1:100.000 em todo território nacional, através da interação entre o SGB-CPRM e universidades brasileiras, representadas por professores/pesquisadores nacionalmente reconhecidos, em geral líderes de grupos de pesquisa, os quais respondem diretamente pela qualidade do trabalho apresentado.

Os resultados obtidos através do PRONAGEO têm demonstrado um importante avanço, tanto na cartografia geológica, quanto no estudo da potencialidade mineral em amplas áreas do território nacional. A Folha Pouso Alegre – SF.23-Y-B-II é fruto da parceria do SGB-CPRM com a Universidade Federal do Rio de Janeiro, formalizada no contrato N° 022/PR/2009.

Este relatório resulta de levantamentos e análises de dados geológicos de campo, laboratoriais (geocronológicos, petrográficos, químicos), e da literatura, e de sua integração com dados aerogeofísicos de alta resolução (magnetometria e gamaespectrometria). Acompanha um mapa geológico elaborado em escala 1:100.000, utilizando-se tecnologia de Sistemas de Informações Geográficas (SIG), sendo, portanto, um produto dinâmico, que permite diversas possibilidades de cruzamento de dados, novas interpretações e atualizações contínuas.

Estes produtos deverão auxiliar empresas do setor mineral, pesquisas acadêmicas, e órgãos de planejamento do Governo Federal, e das esferas estadual e municipal, na medida em que serve como base para estudos geológicos mais detalhados e para o estabelecimento de políticas públicas visando o desenvolvimento regional.

Todos os dados e produtos gerados na Folha Pouso Alegre – SF.23-Y-B-II estão hospedados no banco de dados corporativo do SGB-CPRM (GeoSBG), que pode ser acessado pelo portal www.cprm.gov.br.



Contrato n° 022/PR/09

ESTADO DE MINAS GERAIS



Escala: 1:100.000



www.cprm.gov.br

O SERVIÇO DE ATENDIMENTO AO USUÁRIO - SEUS
SERVIÇO DE ATENDIMENTO AO USUÁRIO - SEUS
Tel: 21 2295-5997 – Fax: 21 2295-5897
E-mail: seus@cprm.gov.br

OUVIDORIA
Tel: 21 2295-4697 – Fax: 21 2295-0495
E-mail: ouvidoria@cprm.gov.br



SECRETARIA DE
GEOLOGIA, MINERAÇÃO
E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

MINISTÉRIO DE
MINAS E ENERGIA

