



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

ANÁLISE PETROGRÁFICA DOS GNAISSES MIGMATÍTICOS DA PEDREIRA DO
CARDOSO, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG

Camila Morato Fadul

MONOGRAFIA nº 296

Ouro Preto, setembro de 2018.

**ANÁLISE PETROGRÁFICA DOS GNAISSES
MIGMATÍTICOS DA PEDREIRA DO CARDOSO,
QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof.^a Dr.^a Cláudia Aparecida Marlière de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof.^a Dr.^a Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. Issamu Endo

Vice-Diretor

Prof. Dr. José Geraldo Arantes de Azevedo Brito

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. Dr. Luís Antônio Rosa Seixas

MONOGRAFIA

Nº296

**ANÁLISE PETROGRÁFICA DOS GNAISSES MIGMATÍTICOS DA
PEDREIRA DO CARDOSO, QUADRILÁTERO FERRÍFERO, MG**

Camila Morato Fadul

Orientador

Prof. Dr. Cristiano de Carvalho Lana

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2018/1.

OURO PRETO

2018

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606

Direitos de tradução e reprodução reservados.

Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

Revisão geral: Camila Morato Fadul

Catálogo elaborado pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do
Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

F146a Fadul, Camila Morato.
Análise petrográfica dos gnaisses migmatíticos da Pedreira Cardoso,
Quadrilátero Ferrífero, MG [manuscrito] / Camila Morato Fadul. - 2018.

80f.: il.: color.

Orientador: Prof. Dr. Cristiano de Carvalho Lana.

Monografia (Graduação). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de
Minas. Departamento de Geologia.

1. Migmatito. 2. Gnaisse. 3. Quadrilátero Ferrífero (MG). I. Lana, Cristiano
de Carvalho. II. Universidade Federal de Ouro Preto. III. Título.

CDU: 552.11

Catálogo: ficha.sisbin@ufop.edu.br

Ficha de Aprovação

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

TÍTULO: Análise Petrográfica dos Gnaisses Migmatíticos da Pedreira do Cardoso, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais

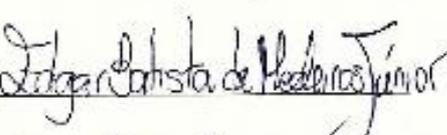
AUTORA: CAMILA MORATO FADUL

ORIENTADOR: Prof. Dr. Cristiano de Carvalho Lana

Aprovada em: 18 de setembro de 2018

BANCA EXAMINADORA:

Profa. Dr. Cristiano de Carvalho Lana  _____ DEGEO/UFOP

Prof. Dr. Edgar Batista de Medeiros Júnior  _____ DEGEO/UFOP

MsC. João Paulo Alves  _____ DEGEO/UFOP

Ouro Preto, 18/09/2018

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus orientadores de Iniciação Científica, Prof. Dr. Cristiano Lana e Prof. Dr. Leonardo Lagoeiro pela oportunidade de envolver com diferentes projetos científicos durante a graduação, além do aprendizado para a elaboração do estudo acadêmico.

Aos professores e colegas do DEGEO, Carmen Aguilar, Capucine Albert, Francesco Narduzzi, Hermano, Edgar de Medeiros Jr., Liz, Taco e Eliza pela disposição para discutir, tirar dúvidas, e oferecer materiais de apoio para possibilitar a qualidade do conteúdo deste trabalho.

Enfim, agradeço a minha família, mãe Andréa, tia Maura, Loló, tia Eliza, Vanessa e Massillon por me oferecerem todo amor e apoio emocional para finalizar essa etapa de vida. Amo vocês.

RESUMO

A compreensão de migmatitos e sua gênese vêm sendo alvo de trabalhos e discussões há décadas, devido sua complexidade e peculiaridades. Atualmente, as definições de migmatito estão associadas à anatexia. Neste trabalho, optou-se pela utilização das definições em que o processo de fusão parcial pode estar associado com a presença de água livre que entra no sistema – (“*water-present-melting*”), assim como pode ser consequência da quebra de minerais hidratados, liberando água no sistema – (“*fluid-absent*”). A diferença entre esses dois processos está relacionada com a temperatura, a presença de minerais peritéticos e a quantidade de água inicial. O presente estudo investiga a formação de gnaisses migmatíticos da pedreira do Cardoso, situada no Complexo Bação, na porção sul do Cráton São Francisco, MG. A origem do Domo Bação teve início nos eventos Rio das Velhas I e II (2920-2850 Ma e 2800-2760 Ma), e marcando o término da evolução deste Complexo Metamórfico ocorreu a geração dos granitos com alto potássio, oriundos do retrabalhamento das rochas de composição TTG em (2760-2680 Ma) no Evento Mamona. O complexo Bação é formado por rochas da série TTG (гнаisses e migmatitos), além de pequenas ocorrências de rochas de fácies metamórficas variando de xistos verdes a anfíbolitos, prováveis remanescentes de *greenstone belts*.

Palavras-chave: Migmatito. Gnaisse. Pedreira do Cardoso. Quadrilátero Ferrífero.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Localização da área de estudo.....	2
Figura 1.2 – Mapa de localização da Pedreira do Cardoso	4
Figura 1.3 – Pedreira do Cardoso	5
Figura 1.4 – Amostras coletadas na Pedreira do Cardoso.....	6
Figura 1.5 – Amostras coletadas na Pedreira do Cardoso.....	7
Figura 2.1 – Limites e maiores unidades estruturais do Cráton São Francisco	10
Figura 2.2 – Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero	12
Figura 2.3 – Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero	14
Figura 2.4 – Esquemática dos possíveis eventos magmáticos e metamórficos encontrados no Quadrilátero Ferrífero	18
Figura 2.5 – Evolução geodinâmica do embasamento e rochas supracrustais Arqueanas do Quadrilátero Ferrífero.....	20
Figura 2.6 – Mapa geológico do Complexo Bação.....	21
Figura 3.1 – Representação esquemática do retrabalhamento da crosta continental como resultado da fusão parcial.....	25
Figura 3.2 – Representação sintetizada dos litotipos do Migmatito	26
Figura 3.3 – Classificação morfológica dos migmatitos segundo Mehnert (1968).....	28
Figura 3.4 – Esquema representando a classificação dos migmatitos	29
Figura 3.5 – Representação esquemática de uma camada de migmatito	30
Figura 3.6 – Estruturas migmáticas.....	31
Figura 3.7 – Microestruturas formadas durante a cristalização.....	35

Figura 4.1 – Estruturas do tipo <i>Patch</i>.....	37
Figura 4.2 – Estruturas de dilatação e estruturas em <i>Patch</i> com a presença de <i>mafic selvedge</i>	38
Figura 4.3 – Matatexito estromático com presença de estrutura <i>Patch</i>	39
Figura 4.4 –Gnaiss migmatítico com presença de estrutura estromática e estrutura em <i>Patch</i>.....	40
Figura 4.5 – Bloco de afloramento	41
Figura 4.6 – <i>Mafic Selvedges</i>.....	42
Figura 4.7 – Migmatito diatexítico com estrutura <i>Schöllén</i>	43
Figura 4.8 – Migmatito diatexítico com estrutura <i>Schillieren</i>.....	44
Figura 4.9 – Migmatito estruturado em veio e dobra	44
Figura 4.10 – Descrições microestruturais da amostra BA-09	46
Figura 4.11 – Descrições microestruturais da amostra BA-10-b2.....	47
Figura 4.12 – Descrições microestruturais da amostra BA-11.....	47
Figura 4.13 – Descrições microestruturais da amostra BA-12.....	48

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 LOCALIZAÇÃO.....	2
1.2 OBJETIVO GERAL.....	3
1.3 JUSTIFICATIVA	3
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS.....	3
1.4.1 Revisão bibliográfica.....	3
1.4.2 Trabalho de campo	4
1.4.2.1 <i>Pedreira do Cardoso (UTM) 6356616/7755141</i>	5
1.4.3 Estudos petrográficos	5
1.4.4 Trabalho de escritório / Elaboração do TCC	8
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	9
2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....	9
2.1.1 O cráton São Francisco.....	9
2.1.2 O Quadrilátero Ferrífero.....	10
2.2 LITOESTRATIGRAFIA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO	11
2.2.1 Embasamento Cristalino.....	11
2.2.2 Supergrupo Rio das Velhas	12
2.2.2.1 <i>Grupo Nova Lima</i>	13
2.2.2.2 <i>Grupo Maquiné</i>	13
2.2.3 Supergrupo Minas	14
2.2.3.1 <i>Grupo Tamanduá</i>	15
2.2.3.2 <i>Grupo Caraça</i>	15
2.2.3.3 <i>Grupo Itabira</i>	16
2.2.3.4 <i>Grupo Piracicapa</i>	16
2.2.3.5 <i>Grupo Sabará</i>	16
2.2.4 Grupo Itacolomi.....	17
2.3 EVOLUÇÃO MAGMÁTICA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO	17

2.3.1	Evolução geodinâmica do Quadrilátero Ferrífero	18
2.3.2	Evolução geodinâmica do embasamento e rochas supracrustais Arqueanas	19
2.4	ESTATIGRAFIA E GEOCRONOLOGIA DO COMPLEXO BAÇÃO.....	21
3.	MIGMATITOS.....	23
3.1	FUSÃO PARCIAL DA CROSTA CONTINENTAL	23
3.1.1	<i>Tipos de materiais fundidos na crosta continental.....</i>	<i>23</i>
3.1.2	<i>Tipos de fusão parcial</i>	<i>24</i>
3.2	MIGMATITOS.....	26
3.3	ANÁLISE MICROSCÓPICA EM ROCHAS FUNDIDAS.....	32
4.	RESULTADOS	36
4.1	DESCRIÇÕES MACROESTRUTURAIS DOS GNAISSES MIGMATÍTICOS DE COMPOSIÇÃO TTG DA PEDREIRA DO CARDOSO	36
4.1.1	Metatexitos	36
4.1.1.1	<i>Estrutura em Patch.....</i>	<i>36</i>
4.1.1.2	<i>Estrutura de Dilatação</i>	<i>37</i>
4.1.1.3	<i>Estruturas Estromáticas</i>	<i>38</i>
4.1.2	Diatexitos.....	41
4.1.2.1	<i>Estrutura Nebulítica</i>	<i>41</i>
4.1.2.2	<i>Estrutura Schöllén.....</i>	<i>42</i>
4.1.2.3	<i>Estrutura Schilieren.....</i>	<i>43</i>
4.1.2.4	<i>Migmatito estruturado em veio e dobra</i>	<i>44</i>
4.2	DESCRIÇÕES MICROESTRUTURAIS	45
5.	DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	49
5.1	DISCUSSÕES SOBRE A TEMPERATURA DE FUSÃO PARCIAL	49
5.2	CONCLUSÕES	49
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	51
	APÊNDICE 1 – DESCRIÇÕES DE AMOSTRAS DE MÃO.....	57

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A região do Quadrilátero Ferrífero, área sul do Cráton São Francisco, tem sido objeto de diversos estudos que focam, principalmente, as unidades metassedimentares e suas relações entre si. Enquanto isso, as rochas gnáissicas e associadas, que ocorrem nos complexos metamórficos arqueanos e sequências supracrustais Arqueanas-Paleoproterozoicas, estão sendo estudadas mais profundamente apenas na última década. Datações radiométricas obtidas através de métodos cada vez mais sofisticados permitiram o desenvolvimento de modelos para explicar a evolução regional do Quadrilátero Ferrífero, região geológica polideformada (LANA *et al.*, 2013).

A pedreira do Cardoso, objeto deste estudo, é constituída de rochas metamórficas Arqueanas e sequências supracrustais Arqueanas-Paleoproterozóicas, mais especificamente os gnaisses e migmatitos de composição TTG (tonalito-trondhjemito-granodiorito). Essas rochas são derivadas de protólitos ígneos de tonalitos, trondhjemitos e granodioritos que foram gerados durante o período Arqueano. O processo para sua geração ocorreu através da subducção de uma crosta máfica paleo a mesoarqueana até regiões no manto de alta pressão e temperatura, gerando magmas graníticose, por fim, sua intrusão na crosta não subductada. Durante o estágio tectônico colisional, conseqüente da subducção da crosta, granitóides são metamorfizados transformando-se em ortognaisses. Como produto do tectonismo colisional, os ortognaisses são submetidos a processos de deformação e fusão parcial (“*water-present-melting*” ou “*fluid-absent*”), e uma nova rocha com características e estruturas próprias e diferentes do protólito, denominada Migmatito (SAWYER, 2008), é formada.

Embora diversos trabalhos tenham sido realizados nos Complexos Arqueanos do Quadrilátero Ferrífero (NOCE *et al.*, 2007), nenhum trabalho foi exclusivamente desenvolvido na pedreira do Cardoso. Assim a pedreira é chamada hoje de gnaisse migmatítico, afirmando-se, dessa forma, que a rocha passou pelo processo de fusão parcial.

Este Trabalho de Conclusão de Curso propôs uma investigação através de revisão bibliográfica, mapeamento geológico e petrografia de detalhe, visando a caracterização petrográfica da pedreira do Cardoso.

1.1 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo encontra-se no Quadrilátero Ferrífero, na região central do estado de Minas Gerais (Figura 1.1), em Engenheiro Correia, distrito de Ouro Preto. Cidades próximas incluem Santo Antônio do Leite, a sudeste, e Itabirito, a noroeste. O acesso a partir de Belo Horizonte é feito pelas rodovias BR-356 (Rodovia dos Inconfidentes) e MG-030, a cerca de 80Km.



Figura 1.1 - Localização de área de estudo A pedreira do Cardoso está indicada com o marcador em vermelho. Fonte: Geologia simplificada segundo Dorr (1969).

1.2 OBJETIVO GERAL

O principal objetivo do trabalho consiste na investigação dos processos relacionados à formação dos migmatitos da pedreira do Cardoso, através de descrições petrográficas macroscópicas e microscópicas.

1.3 JUSTIFICATIVA

A área foco do presente trabalho encontra-se inserida na porção sul do Cráton São Francisco e é considerada uma região atrativa para a investigação de processos migmatíticos. Nessa área, a Pedreira do Cardoso é constituída de gnaisses migmatíticos e compõe um laboratório natural para o estudo destas rochas. Alguns trabalhos da geologia da porção sul do Cráton São Francisco, foram produzidos a princípio, tendo em vista seus recursos econômicos significativos e, em seguida, para o estudo da evolução da crosta arqueana na América do Sul, (CARNEIRO *et al.*, 1997; FARINA *et al.*, 2015, 2016; HARTMANN *et al.*, 2006; KOGLIN *et al.*, 2014; LANA *et al.*, 2013; MACHADO & CARNEIRO, 1992; MACHADO *et al.*, 1992, 1996; MOREIRA *et al.*, 2016; NOCE *et al.*, 1998, 2005; ROMANO *et al.*, 2013; TEIXEIRA & FIGUEIREDO, 1991).

A despeito desses trabalhos, a Pedreira Cardoso carece de estudos de maior detalhe. Os processos de fusão parcial (anatexia) dificultam a preservação das características primárias da rocha. Dessa forma, áreas migmatíticas oferecem oportunidade única para o estudo dos processos envolvidos na geração de migmatitos, uma vez que possibilita a investigação das reações que ocorreram na fusão parcial (*fluid-absent, water-present-melting*), incluindo a descrição e identificação das porções do migmatito (paleossoma, neossoma) e das estruturas relacionadas. A partir daí, pode-se quantificar as variáveis envolvidas P-T, valendo-se das referências de estudos experimentais atualmente disponíveis na literatura (Hasalová *et al.*, 2011, 2014, 2015).

1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

A fim de alcançar os objetivos propostos neste Trabalho de Conclusão de Curso (TCC) foram aplicadas metodologias divididas em três etapas:

1.4.1 Revisão bibliográfica

A bibliografia utilizada para a realização do presente TCC restringe-se quanto à geologia regional, àquela que trata do Cráton do São Francisco, com destaque para o segmento crustal do Quadrilátero Ferrífero, e seu ramo sudeste denominado Complexo Bação. Dentre os autores principais para a elaboração do capítulo sobre a geologia regional encontram-se: Alkmim (1998, 2006, 2012), Baltazar (2007), Babinsky (1995), Farina (2015) e Lana (2010, 2011, 2013).

Para o estudo de rochas migmatíticas, o principal material de consulta bibliográfica foi o artigo do *Journal of Metamorphic Geology – Crustal reworking in a shear zone: transformation of metagranite to migmatite* (Carvalho, B.B, Sawyer, E.W.), além de Aguilar (2016, 2017), Albert (2016), Hasalová (2008, 2011, 2015) e Sawyer (2008, 2010, 2011).

1.4.2 Trabalho de campo

Foi realizado o trabalho de campo de um dia na Pedreira do Cardoso, visando o reconhecimento geológico geral da área de estudo.

O trabalho de campo foi realizado no dia 28 de setembro de 2016. A Pedreira do Cardoso situa-se em Engenheiro Correia (Figura 1.2), distrito de Ouro Preto e o acesso, a partir de Belo Horizonte, é feito pelas rodovias BR-356 (Rodovia dos Inconfidentes) e MG-030, a cerca de 80km. Cidades próximas incluem Santo Antônio do Leite, a sudeste, e Itabirito, a noroeste.

A etapa de campo consistiu em reconhecer o afloramento de estudo, sendo a coleta de dados e amostras para o desenvolvimento do trabalho de laboratório, efetuado anteriormente pelos alunos Ana Carolina Gauer, Thiago Verneque e Carmen Aguilar.



Figura 1.2 – Mapa de localização da Pedreira do Cardoso. A Pedreira do Cardoso está em destaque pelo retângulo vermelho. Imagem adaptada do Google Earth.

1.4.2.1 Pedreira do Cardoso (UTM 6356616/7755141)

A chegada foi por volta das 09h. Seu acesso partindo do Departamento de Geologia da Escola de Minas – UFOP:

- Seguiu-se sentido Belo Horizonte pela BR 356, até chegar em Itabirito;
- Em Itabirito, a percurso continuou pela Rua Engenho Simão Lacerda por 17 km, nosentido oeste, até a entrada da Pedreira.

O afloramento tem por volta de 30 m de altura por 130 m de largura (Figura 1.3.).

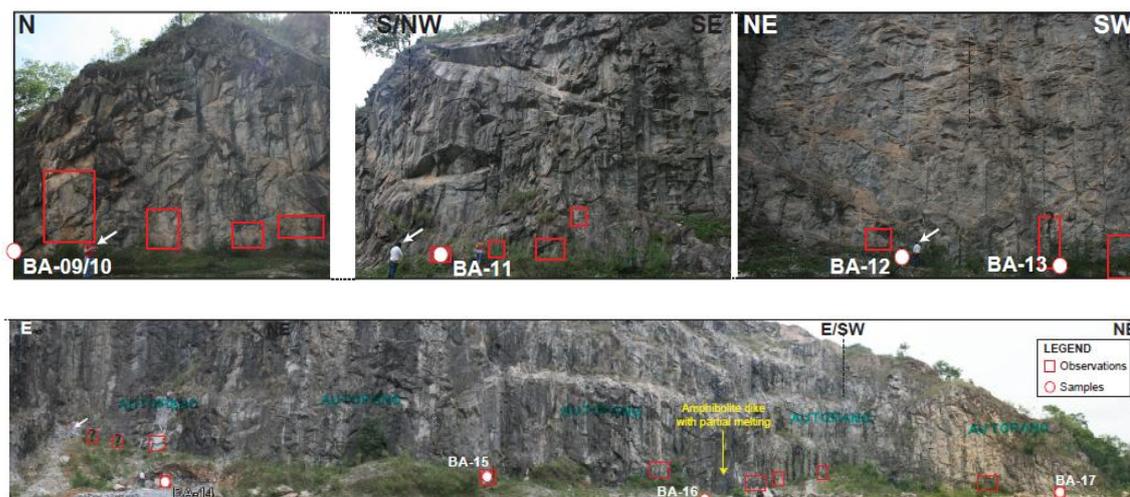


Figura 1.3 - Os círculos mostram de onde as amostras foram coletadas, enquanto os retângulos vermelhos mostram onde foram realizadas descrições. Imagem de autoria de Carmen Aguilar e Ana Carolina Marques.

1.4.3 Estudos petrográficos

O trabalho petrográfico consiste na descrição e no estudo de macro e microestruturas das amostras coletadas nos gnaisses migmatíticos de composição TTG da Pedreira do Cardoso. As descrições macroestruturais foram realizadas no afloramento durante o trabalho de campo, visando distinguir as porções de um migmatito, sendo elas porções leucocráticas ou melanocráticas, além de suas estruturas.

O estudo macroscópico foi realizado com utilização de uma lupa da marca *Bausch & Lomb*, martelo petrológico da marca *Eastwing* para coletar as amostras e bússola *Brunton DQY-1* para coletar medidas no afloramento.

Após a descrição no afloramento, amostras foram coletadas com dificuldade, devido à consistência da rocha. As amostras mais representativas foram encaminhadas (Figura 1.4) para o laboratório de laminação/seção polida de Departamento de Geologia (DEGEO) na Universidade

Federal de Ouro Preto (UFOP), para a preparação de lascas e lâminas polidas. As seções polidas foram serradas perpendiculares à foliação, como exceção quando apresentavam minerais peritéticos.

O estudo microscópico foi realizado usando o microscópio óptico monocular da marca *Carl Zeiss* para descrição petrológica.

Nove amostras representativas foram utilizadas para os estudos em lâminas delgadas (Tabela 1.1):

Pedreira do Cardoso (UTM: 6356616/7755141)
BA-09
BA-10
BA-11
BA-12
BA-13
BA-14
BA-15
BA-16
BA-17

Figura 1.4 – Esquema da relação das amostras coletadas nas pedreiras

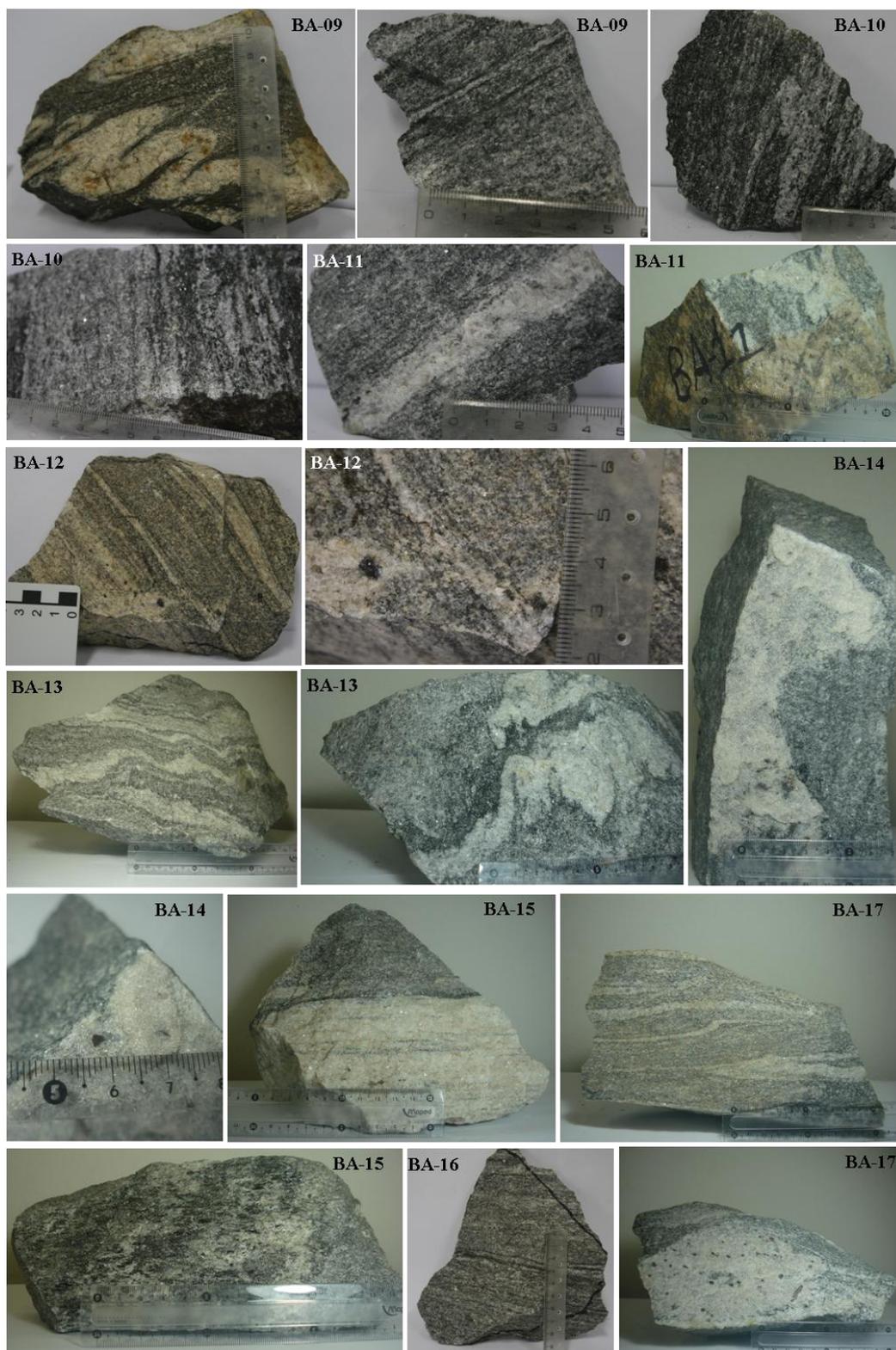


Figura 1.5 - Amostras utilizadas para a descrição petrográfica em escala de mão.

1.4.4 Trabalho de escritório / Elaboração do tcc

A defesa de projeto deste trabalho está estruturada da seguinte maneira:

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA REGIONAL

CAPÍTULO 3 – MIGMATITOS

CAPÍTULO 4 – RESULTADOS

CAPÍTULO 5 – DISCUSSÃO E CONCLUSÃO

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

APÊNDICE 1 - DESCRIÇÃO DE AMOSTRAS DE MÃO

APÊNDICE 2 - DESCRIÇÃO DE LÂMINAS

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

A área investigada situa-se na região sul do Cráton São Francisco, na zona centro-sul determinada pelo Quadrilátero Ferrífero (ALKMIM *et al.* 2006).

2.1.1 O cráton São Francisco

O cráton do São Francisco (CSF) representa uma das maiores unidades cratônicas do Brasil e abrange principalmente os estados da Bahia e Minas Gerais (ALMEIDA, 1981). Esse cráton é o produto do processo de amalgamentos de blocos de rochas arqueanas e Paleoproterozóicas durante a orogênese Brasiliana (630-490 Ma) (ALMEIDA *et al.*, 1981; TEIXEIRA *et al.*, 2000), sendo cercado por cinturões orogênicos Neoproterozóicos desenvolvidos durante a sutura. Os cinturões, segundo dados geológicos e geofísicos (USSAMI, 1993), o definem a norte pelas faixas móveis Sergipano e Riacho do Pontal, a faixa Rio Preto limitando a noroeste, a faixa Brasília a oeste, a faixa Ribeira limita o CSF a sul, e a Faixa Araçuaí a leste (Figura 2.1).

O CSF está subdividido em três conjuntos distintos, segundo Alkmin *et al.* (1998):

- (i) Um embasamento Arqueano-Paleoproterozóico: esses terrenos afloram em duas partes distintas. A maior porção ocorre no norte e nordeste da Bahia e, a menor, no sul, em Minas Gerais, na região do Quadrilátero Ferrífero, local onde se encontra a pedreira do Cardoso (Figura 2.2);
- (ii) Coberturas cratônicas Proterozóicas: as coberturas Proterozóicas estão localizadas no extremo nordeste do CSF (Figura 2.1), e o domínio orogênico Paleoproterozóico compreende quatro núcleos distintos: os blocos Gavião (1), Jequié (2), Itabuna-Salvador-Curaçá (3) e Serrinha (4), delimitados por grandes zonas de suturas antigas de idade (2100 Ma) (TEIXEIRA & FIGUEIREDO, 1991);
- (iii) Coberturas sedimentares Fanerozóicas.

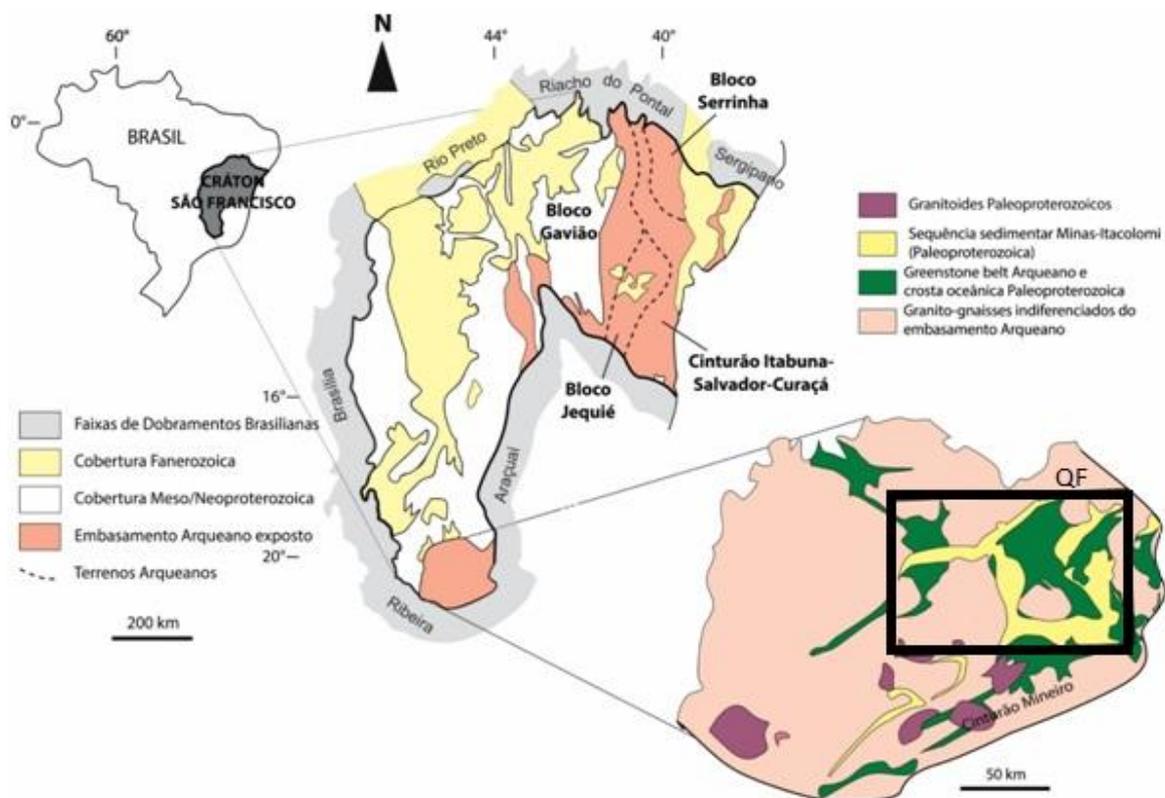


Figura 2.1 – Limites e maiores unidades estruturais do Cráton São Francisco. A porção limitada pelo retângulo preto representa o Quadrilátero Ferrífero. Figura adaptada de Alkmim & Martins Neto (2012); Romano *et al.* (2013).

2.1.2 O Quadrilátero Ferrífero

O Quadrilátero Ferrífero possui cerca de 7.000 km² e localiza-se na parte central do Estado de Minas Gerais, na região Sudeste do Brasil (Figura 2.1). Essa região recebeu essa denominação, conforme descrito por Barbosa & Rodrigues (1967), devido à presença de um bloco de estruturas pré-cambrianas, elevadas em seus quatro lados por erosão diferencial, e dobras e falhas nas direções NNW-SSE e NNE-SSW.

As unidades litoestratigráficas que afloram nessa região podem ser divididas em quatro grandes grupos (DOOR, 1969; ALKMIN & NOCE, 2006; LANA *et al.*, 2013; ROMANO *et al.*, 2013):

- (i) Complexos Metamórficos Arqueanos;
- (ii) Supergrupo Rio das Velhas (*greenstone belts* arqueanos), constituído por metavulcânicas e metassedimentares de baixo-médio grau metamórfico;

(iii) Supergrupo Minas, composto por rochas metassedimentares Neoarqueanas a Paleoproterozoicas de baixo a médio grau metamórfico;

(iv) Grupo Itacolomi formado por metarenitos e conglomerados Paleoproterozoicos.

2.2 LITOESTRATIGRAFIA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

2.2.1 Embasamento Cristalino

As rochas de idade Arqueana são principalmente constituídas por gnaisses bandados de composição Trondhjemito, Tonalito e Granodiorito (TTG), classificadas com alto grau de metamorfismo de fácies anfibolito, exibindo localmente feições de migmatização (CARNEIRO, 1992; NOCE, 1995). Além dos gnaisses bandados e migmatitos, ocorrem também corpos intrusivos de granitóides cálcio-alcálicos, granitóides anorogênicos e corpos máficos.

No tocante à geocronologia do Embasamento Cristalino, os complexos são compostos de inúmeras fases de gnaisses de composição TTG de idade (>2900 Ma). Posteriormente, eles são intrudidos por plutons de idade 2780 Ma (CARNEIRO, 1992; NOCE, 1995).

Os terrenos arqueanos na porção meridional ocorrem na forma de domos e são referidos informalmente como complexos ígneo-metamórficos, recebendo denominações locais, conforme proposta de autores diversos (Figura 2.2):

- *Complexo Belo Horizonte*, ao norte do QF;
- *Complexo Bonfim*, a oeste do QF;
- *Complexo Santa Bárbara*, limite leste do QF;
- *Complexo Caeté*, no mapa geológico Caeté, limite nordeste do QF;
- *Complexo Guanhães*, na região de Itabira;
- *Complexo Mantiqueira*, na porção sul-sudeste do mapa geológico João Monlevade;
- *Complexo Metamórfico Santo Antônio do Pirapetinga*, ao sul-sudeste do QF;
- *Complexo Córrego dos Boiadeiros*, que ocorre apenas na porção central do mapa geológico Itabirito;
- *Complexo Bação*, que ocorre na porção centro-sul do QF, nos mapas geológicos Itabirito, Ouro Preto, Casa de Pedra e Gandarela.

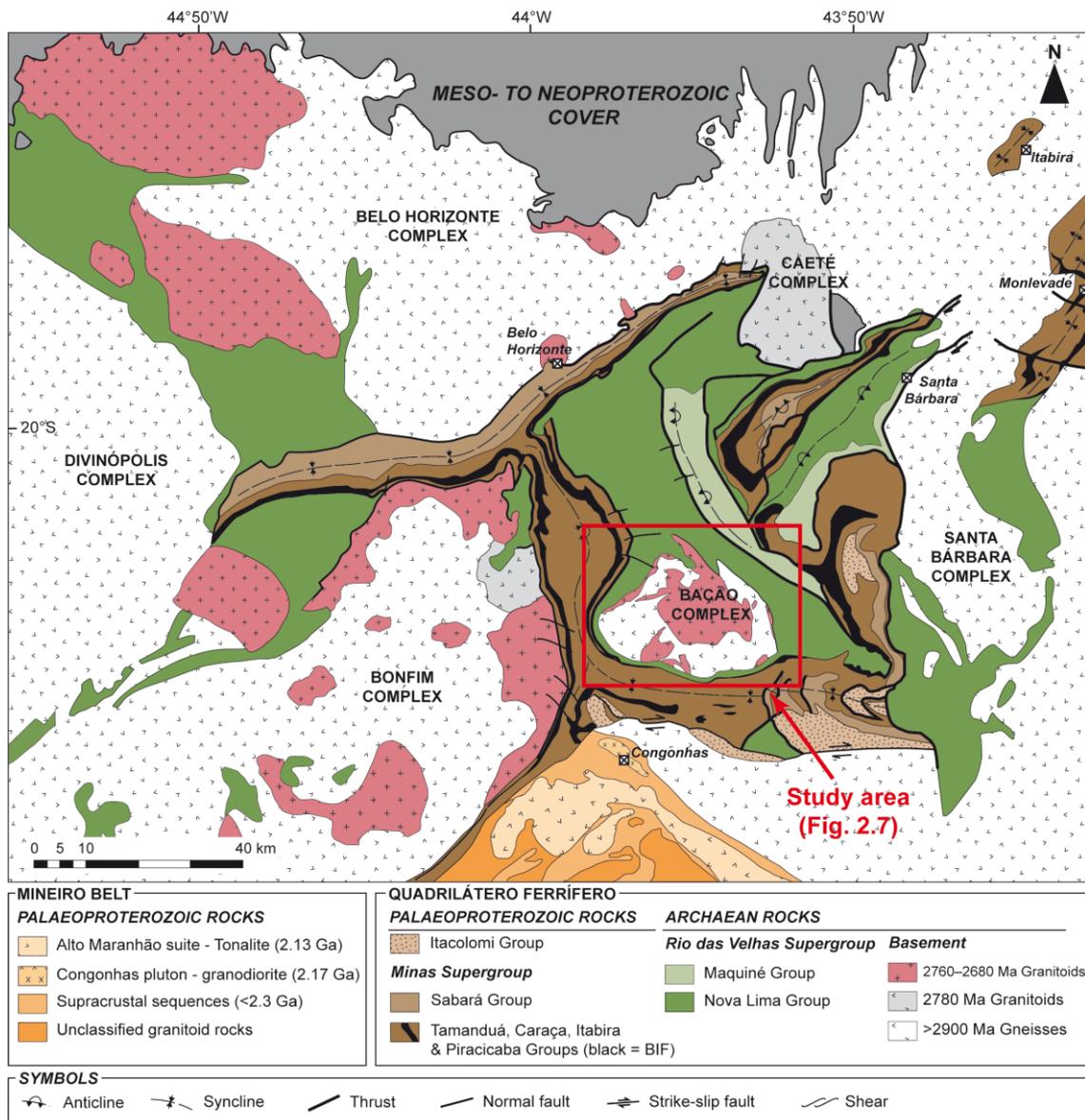


Figura 2.2 – Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero. Localização da área de estudo em destaque pelo retângulo vermelho. Extraído e modificado de Aguiar *et al.* (2017).

2.2.2 Supergrupo Rio das Velhas

O Supergrupo Rio das Velhas é constituído por uma sequência de rochas metassedimentares e metavulcânicas, conhecidas como *Greenstone Belt*. Essas rochas são caracterizadas pela associação entre rochas máficas e ultramáficas (komatiito - basalto), rochas vulcânicas (dacitos) e vulcanoclásticas e sedimentos clásticos imaturos (Figura 2.3) (DORR, 1969). De acordo com Ladeira *et al.* (1983) e Zucchetti *et al.* (2000), elas são de alto grau metamórfico, de fácies xisto verde a anfibolitos, além de serem metassomatizadas. Este supergrupo é subdividido em dois grupos: o Grupo Nova Lima na base da sequência e o Grupo Maquiné no topo dessa unidade (DORR, 1969).

2.2.2.1 Grupo Nova Lima

O Grupo Nova Lima, segundo Baltazar e Zucchetti (2007), é subdividido em sete litofácies sedimentares e quatro ciclos sedimentares, sendo, da base para o topo: (i) vulcânicas máficas e ultramáficas (incluindo basaltos com estruturas do tipo *pillow* e komatiitos); (ii) formação ferrífera bandada do tipo algoma associados a rochas vulcânicas e pelitos; (iii) rochas vulcanoclásticas e grauvacas turbidíticas; e (iv) sedimentos clásticos imaturos que indicam um ambiente submarino – vulcânico; (v) rochas re-sedimentadas e (vi) costeiras.

No que diz respeito à geocronologia do Grupo Nova Lima, as idades U-Pb obtidas dos zircões, de rochas metavulcânicas félsicas foram idades U-Pb em torno de 2792 Ma e 2751 Ma. Essa idade foi interpretada como o final da deposição desse grupo. Idades extraídas dos zircões de arenitos, no topo do Grupo Nova Lima, mostraram uma idade máxima de deposição de 2749 Ma (HARTMANN *et al.*, 2006).

2.2.2.2 Grupo Maquiné

O Grupo Maquiné é formado por sequências do tipo *flysh* e molassa, apresentando composição que varia de arenitos aluviais a marinho raso, conglomerados e pelitos. Eles são interpretados como cobertura plataformar, e sobrepõe a sequência vulcano-sedimentar máfica e ultramáfica (DORR, 1969; BALTAZAR & PEDREIRA, 1998). O grau metamórfico desse grupo é baixo e apresenta fácies xisto verde com presença de cloritóides e cianita.

Segundo Gair (1962), o Grupo Maquiné está separado do Grupo Nova Lima por uma discordância angular e é subdividido em duas formações: a Formação Palmital na base (O’ROURKE, 1957) e a Formação Casa Forte no topo (GAIR, 1962) (Figura 2.3). A Formação Palmital é constituída de lentes de quartzito e filito quartzoso (DORR, 1969). Ela é concordante e sobreposta à Formação Casa Forte, com contato do tipo gradacional (O’ROURKE, 1957). A formação Casa Forte possui em sua composição xistos, quartzitos e conglomerados (DORR, 1969). Ela é descrita como uma associação de rochas metavulcânicas e metassedimentares com fácies fluviais (ZUCCHETTI *et al.*, 1996, 1998; BALTAZAR & SILVA, 1996).

No que diz respeito à geocronologia do Grupo Maquiné, segundo Machado (*et al.* 1996), essa sequência foi depositada como produto da erosão dos complexos granitóides-gnássicos. As idades obtidas dos zircões variam de 3260 a 2877 Ma. É importante ressaltar que Moreira *et al.* (2016) propõem uma idade máxima de deposição para as rochas clásticas do Grupo Maquiné de 2730 Ma.

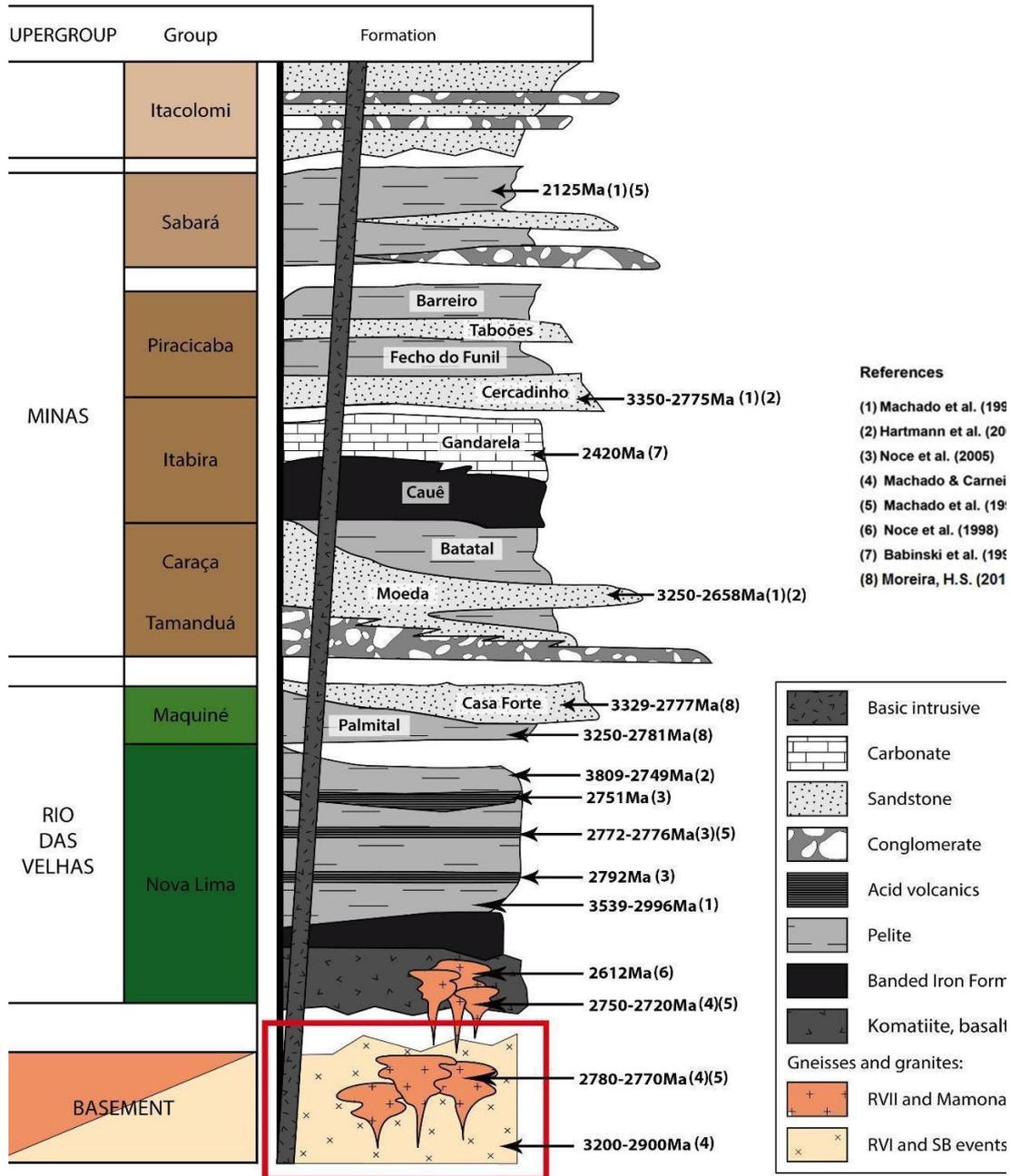


Figura 2.3 – Coluna estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero. Apresenta as rochas Arqueanas do embasamento e a sequência de rochas supracrustais Arqueana – Paleoproterozóicas. As referências das idades estão representadas por setas e as rochas de estudo são as rochas do embasamento, marcadas pelo retângulo vermelho na figura. Adaptado de Dorr, 1969; Farina *et al.*, 2015.

2.2.3 Supergrupo Minas

O Supergrupo Minas é uma sequência de rochas Paleoproterozóicas, clásticas e químicas (ALKMIM & MARSHAK, 1998) de, aproximadamente, 6km de espessura (DORR, 1969; BABINSKI *et al.*, 1991; RENGGER *et al.*, 1995). Este supergrupo é subdividido em duas sequências por Alkmim e

Marshak (1998): a sequência basal envolvendo sedimentos continentais a marinhos dos grupos Tamanduá, Caraça, Itabira e Piracicaba; e a sequência de topo que consiste em turbiditos, o Grupo Sabará.

No que diz respeito à geocronologia do Supergrupo Minas, a sedimentação deste iniciou-se no Paleoproterozóico com a sedimentação de material clástico em ambiente continental seguida da deposição de material ferroso em ambiente marinho plataformar, relacionado à bacia de margem passiva. Posteriormente, em ambiente marinho profundo, decorre a deposição de pelitos e psamitos, e por último sucede a deposição dos sedimentos clásticos. Os depósitos gerados nesse supergrupo fizeram parte do ciclo Wilson entre 2600 e 2100 Ma (ALKMIM & MARSHAK, 1998).

2.2.3.1 Grupo Tamanduá

O Grupo Tamanduá é representado por um conjunto de quartzitos, filitos, xistos quartzosos e argilosos, itabiritos filíticos e dolomíticos, conglomerados e quartzitos grosseiros (SIMMONS & MAXWELL, 1961).

No que diz respeito à geocronologia do Grupo Tamanduá, os resultados obtidos de análises de zircões detríticos dos quartzitos do Grupo Tamanduá e Grupo Caraça mostraram duas populações principais: 2850-2900 Ma e 2680-2750 Ma, com idades máximas de deposição em torno de 2580-2651 Ma.

2.2.3.2 Grupo Caraça

O Grupo Caraça é constituído pelo quartzito Caraça e xisto Batatal (DORR *et al.*, 1957). Maxwell (1958) passou a chamar o xisto Batatal de Formação Batatal. Essa formação possui em sua composição filitos, sericíticos, grafitosos e, localmente, clorita e sedimentos carbonáticos. Em sua porção superior pode apresentar finas camadas de chert e hematita (DORR, 1969) (Maxwell, 1958). Já o quartzito Caraça foi nominado por Wallace (1958) de Formação Moeda, representada por conglomerados e quartzitos grosseiros de origem fluvial, quartzitos finos, e filitos de origem transicional-marinha (VILLAÇA, 1981), sendo esses últimos interpretados como início da fase de sedimentação química, e representam, conseqüentemente, uma mudança nas condições de sedimentação da bacia, de modo a permitir a deposição do Grupo Itabira (RENGER *et al.*, 1995).

Além disso, foi observada a presença de material vulcânico em toda amplitude da Formação Batatal (PIRES, 1983).

No que diz respeito à geocronologia do Grupo Caraça, novas análises obtidas por Dopico-Martinez *et al.* (2017) obtiveram idades: para a base, de 2680 Ma representando a idade máxima de deposição pelo Grupo Caraça; e 2610 Ma para o topo.

2.2.3.3 Grupo Itabira

O Grupo Itabira é uma sequência predominantemente marinha de ambiente raso a profundo, com dimensão aproximada de 400 m. A fase marinha tem início com os filitos carbonosos, sericita, seguidos por filitos e filitos dolomíticos, que passam de forma gradativa lateralmente e para o topo para hematita – filitos, itabiritos e dolomitos. Ele é dividido em uma unidade basal, a Formação Cauê, onde predominam itabiritos, e uma unidade superior, a Formação Gandarela com rochas carbonáticas (dolomitos e mármores dolomíticos e calcíticos), filitos e formações ferríferas bandadas. De acordo com Pires (1995), não existe uma nítida separação entre elas, ocorrendo dolomitos e itabiritos intercalados verticalmente e lateralmente, além do contato entre as litologias ser frequentemente brusco.

No que diz respeito à geocronologia do Grupo Itabira, Babinski *et al.* (1995) obtiveram de uma amostra de rocha calcária da Formação Gandarela, a idade de 2419 ± 19 Ma. Essa idade representa a idade de sedimentação dos carbonatos. Koglin *et al.* (2014) conseguiram datar a deposição da Formação Cauê entre 2620-2420 Ma. Recentemente, Cabral *et al.* (2012), após análise em grãos de zircão em amostras de uma camada metavulcânica, juntamente com a formação ferrífera, dataram essa formação com valores mais jovens que 2650 Ma, contradizendo a maior parte dos estudos de datação realizados para esse grupo. Recentemente, Cassino *et al.* (2014) e Martínez Dopico *et al.* (2015) dataram grãos de zircão detríticos hospedados na Formação Cauê com um pico de 2795 Ma.

2.2.3.4 Grupo Piracicaba

O Grupo Piracicaba é uma fina sequência de rochas silicilásticas e carbonatos de ambientes deltaicos, marinho raso a profundo (RENGER *et al.*, 1995). Possui espessura aproximada de 450 m.

No que diz respeito à geocronologia do Grupo Piracicaba, Babinski *et al.* (1995) obtiveram idades 2420 Ma e 2100 Ma, respectivamente. A idade de deposição mais baixa para este grupo é 2100 Ma, obtida pela isócrona Pb/Pb em carbonatos dolomíticos, sendo interpretada como a idade metamórfica da rocha, definindo assim a idade mínima para a deposição dos carbonatos.

2.2.3.5 Grupo Sabará

O Grupo Sabará é a unidade mais jovem do Supergrupo Minas, e mais espessa, com 3,5 km de espessura (Figura 2.3). Esse grupo apresenta sequências ascendentes de metapelitos, grauvacas, conglomerados líticos e diamictitos (DORR, 1969; BARBOSA, 1979; RENGER *et al.*, 1995; REIS *et al.*, 2002), e encontra-se sobreposto discordantemente aos grupos anteriores. Segundo Alkmim e Martins-Neto (2012), ele é interpretado como um depósito de ventilador turbidítico e submarinho formado durante a inversão da margem passiva do Supergrupo de Minas.

No que diz respeito à geocronologia do Grupo Sabará, Machado *et al.* (1966) obtiveram idades de amostras de grauvacas retiradas na Serra do Curral, sugerindo uma distribuição distinta entre 2100-2500 Ma e 2850-2900 Ma. Machado *et al.* (1992) e Machado *et al.* (1996) analisaram e confirmaram duas idades U–Pb em zircões: 2125 ± 4 Ma e 2131 ± 5 Ma, respectivamente.

2.2.4 Grupo Itacolomi

O Grupo Itacolomi é a unidade mais nova na sequência supracrustal do Quadrilátero Ferrífero, apresentando até 2 km de espessura (Figura 2.3). É constituído de meta-arenitos impuros de grão médio a grosso, metaconglomerados e filitos menores separados do subjacente Supergrupo de Minas por uma baixa concordância regional (DORR, 1969; ALKMIM, 1987; ALKMIM & MARTINS-NETO, 2012). O Grupo Itacolomi possui duas interpretações: classificado como um depósito molássico por Barbosa (1968) e Dorr (1969), e por outro, descrito como uma unidade proveniente da deposição de pequenas bacias intermontanas durante a fase do colapso do orógeno Paleoproterozóico Transamazônico por Alkmim & Marshak (1998).

No que diz respeito à geocronologia do Grupo Itacolomi, segundo Alkmim e Marshak (1998), proveniente da deposição de pequenas bacias intermontanas durante a fase do colapso do orógeno Paleoproterozóico Transamazônico, há restrições de idade na deposição dos sedimentos desse grupo. As idades são soltas. Desse modo, foi datado com uma idade mínima de deposição 2059 ± 58 Ma (MACHADO *et al.*, 1996).

2.3 EVOLUÇÃO MAGMÁTICA DO QUADRILÁTERO FERRÍFERO

Para entender a geologia e conformação das rochas no Quadrilátero Ferrífero desde a gênese da crosta continental durante o Paleoarqueano até Paleoproterozóico, é preciso revisar os eventos que ocorreram durante esses períodos. Análises de U-Pb em zircão pelas técnicas LA-ICP-MS e SHRIMP obtiveram idades combinadas de toda a região do Quadrilátero Ferrífero, sugerindo quatro eventos principais de magmatismo e metamorfismo: Santa Bárbara (SB), Rio das Velhas I (RdVI), Rio das Velhas II (RdVII) e Mamona. Esses eventos relacionados contam a história tectono-magmática do Cráton São Francisco durante 3200 Ma a 2770 Ma (Figura 2.4) (LANA *et al.*, 2013; ROMANO *et al.*, 2013; FARINA *et al.*, 2015, 2016).

Segundo Lana *et al.* (2013), o primeiro evento, chamado Santa Bárbara, formou um núcleo de crosta TTG Paleoarqueana através de adições magmáticas de rochas félsicas, máficas e ultramáficas de idade 3200 Ma (Figura 2.4).

O evento seguinte, Rio das Velhas I, está caracterizado pelo crescimento do núcleo gerado no evento SB, por meio de adições magmáticas de rochas juvenis e acréscimo tectônico de rochas máficas e ultramáficas (*greenstone belt*), resultando na geração dos domos: Complexos Bação, Belo Horizonte e Bonfim. O evento RdV I sugere que a maior parte da crosta TTG exposta no Quadrilátero Ferrífero foi produzida nesse período, entre 2930 e 2900 Ma (Figura 2.4) (LANA *et al.*, 2013).

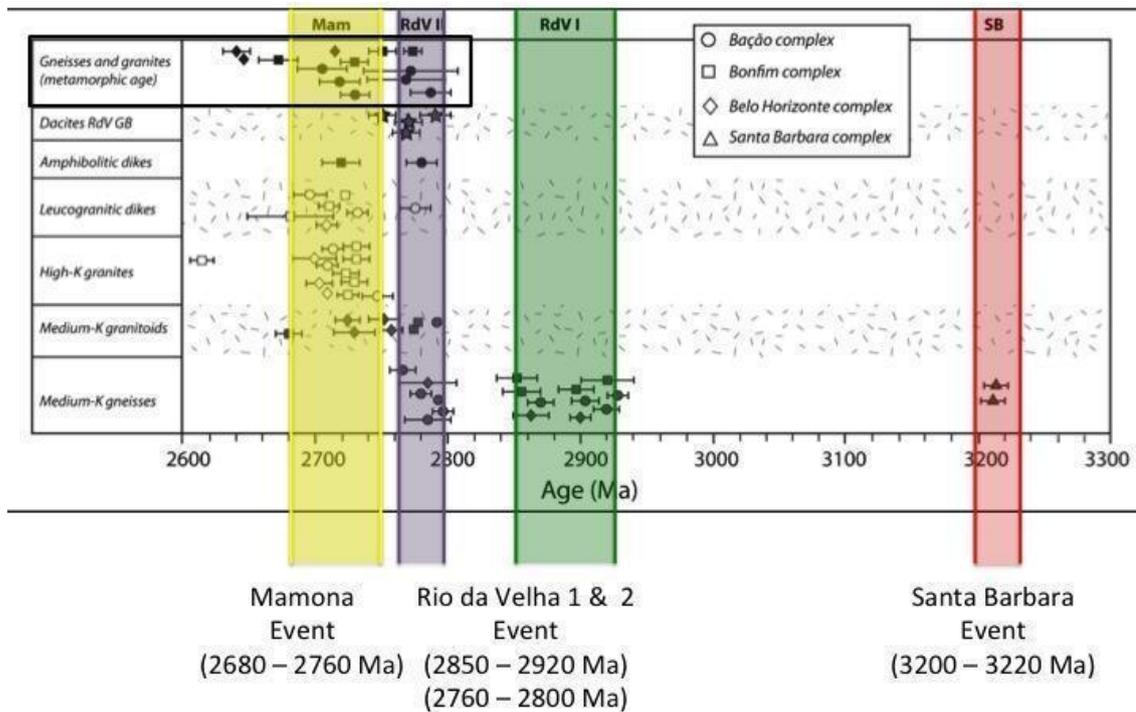


Figura 2.4 – Esquematização dos possíveis eventos magmáticos e metamórficos encontrados no Quadrilátero Ferrífero. Apresenta desde as primeiras rochas TTG formadas durante o evento Santa Bárbara até o último evento metamórfico denominado Mamona, ocorridos no período Arqueano. Imagem extraída e modificada de Farina *et al.*, 2015.

2.3.1 Evolução geodinâmica do Quadrilátero Ferrífero

A crosta continental que hoje cobre a superfície terrestre é fundamentalmente diferente do material que representava essa cobertura durante o Arqueano. Isso acontece devido à influência de um manto substancialmente mais quente sobre a produção e as propriedades reológicas da crosta no início da Terra. Particularmente, a natureza e a composição do registro de rochas ígneas sofreram modificações significativas no final do Éon Arqueano, atestando mudanças importantes nos processos geodinâmicos.

2.3.2 Evolução geodinâmica do embasamento e rochas supracrustais Arqueanas

O Quadrilátero Ferrífero dá início a sua evolução, segundo um modelo proposto por De Ronde e De Wit (1994), De Wit (1998), Percival *et al.* (2001) e Windley e Garde (2009), em que a formação de crosta continental foi obtida pela produção de fragmentos de crosta juvenil (possivelmente TTGs), formando o protólito da porção sul do cráton São Francisco durante o período 3500 e 2900 Ma, evento Santa Bárbara.

Em sequência, próximo a 2900 Ma, a crosta sofreu significativas modificações, devido ao início de um movimento tectônico de colisão. Diversos fragmentos crustais com histórias distintas foram acrescidos progressivamente, durante 2780-2770 Ma, construindo por fim, um núcleo continental rígido e soerguido (Figura 2.5) - Rio das Velhas I (RdVI) com a crosta TTG Paleoarqueana Santa Bárbara (SB) (LANA *et al.*, 2013, ROMANO *et al.*, 2013).

Por último, durante o evento Mamona, o soerguimento e rápido soterramento de grandes bacias sedimentares geraram regionalmente deformação e metamorfismo de fácies anfíbolito em 2750 Ma. Também nessa fase, houve a produção de grandes volumes de granitóides de potássicos (LANA *et al.*, 2013).

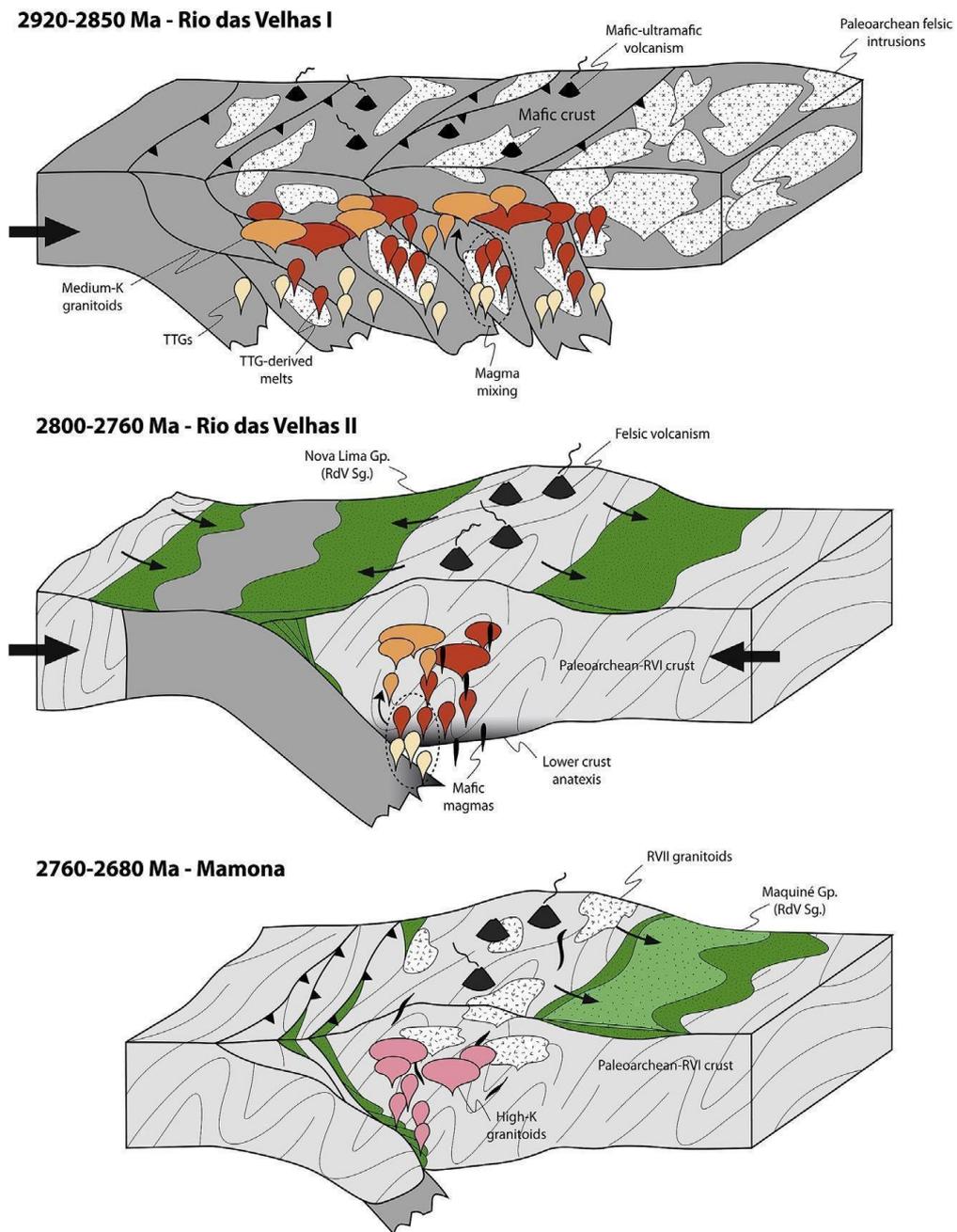


Figura 2.5 – Evolução geodinâmica do embasamento e rochas supracrustais Arqueanas do Quadrilátero Ferrífero. Evolução durante os eventos de Rio da Velhas I, Rio das Velhas II e Mamona (Farina *et al.*, 2016).

2.4 ESTRATIGRAFIA E GEOCRONOLOGIA DO COMPLEXO BAÇÃO

A área de estudo encontra-se inserida na borda oeste do Complexo Bação (Figura 2.6). Ela constitui uma estrutura dômica, de 20 km de diâmetro, composta por granitóides relativamente homogêneos no núcleo do domo, por gnaissese migmatitos de composição TTG (tonalito-trondhjemito-granodiorito) próximos à margem. Todos os gnaisses, migmatitos e granitóides são cortados transversalmente por numerosos veios e diques de leucogranitos, anfibolitos e pegmatitos (HIPPERTT, 1994; LANA *et al.*, 2013; ROMANO *et al.*, 2013; FARINA, 2015).

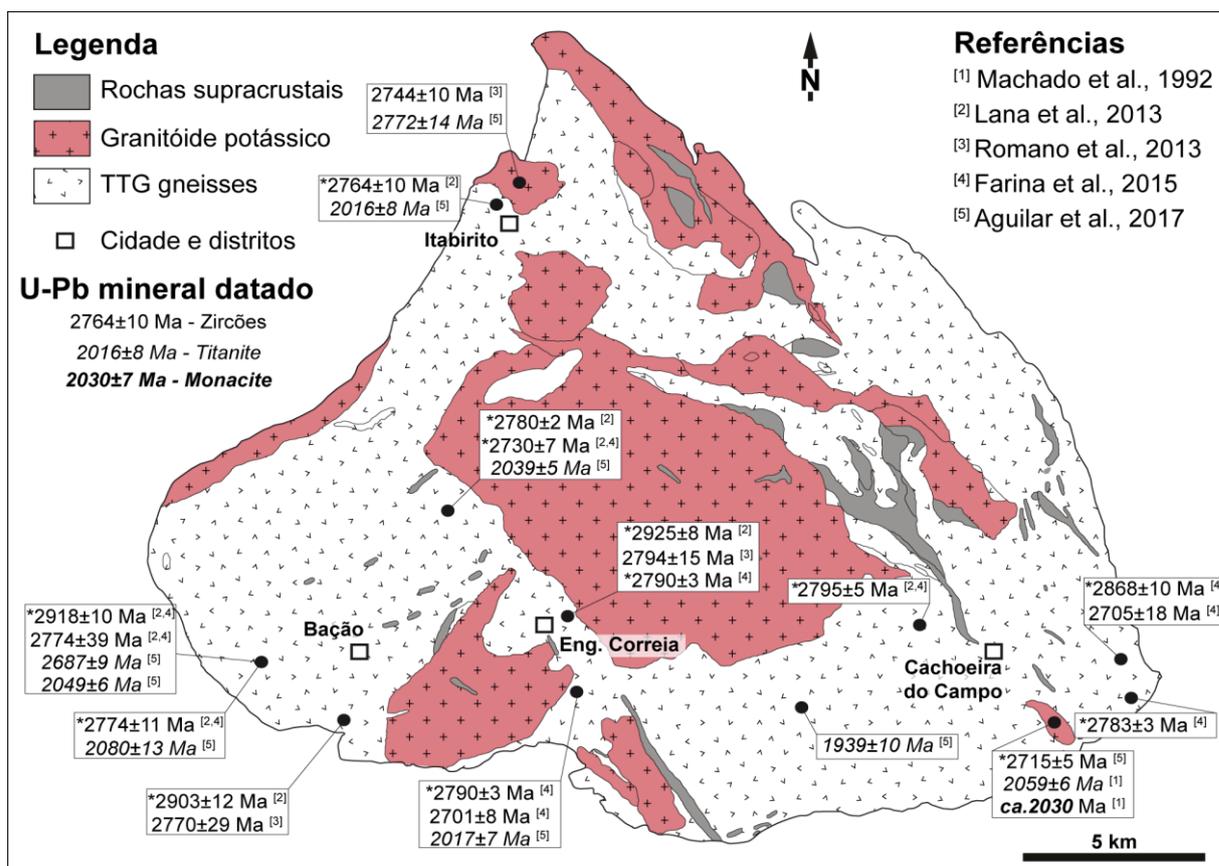


Figura 2.6 – Mapa geológico do Complexo Bação mostrando os gnaisses TTG, granitóides potássicos, rochas supracrustais, idades U-Pb e cidades. Mapa extraído e modificado de Lana *et al.*, 2013. * = idade de cristalização.

Os gnaisses que compõem esse complexo metamórfico são constituídos por diversos pulsos de composição TTG, com paragênese mineral que varia de hornblenda + biotita + plagioclásio + quartzo para os metatonalitos, e plagioclásio + k-feldspato + biotita + quartzo para os metagranodioritos. O metamorfismo é característico de fácies anfibolito com o desenvolvimento de uma foliação penetrativa, e localmente estruturas migmatíticas do tipo estromática são observadas

(CARNEIRO, 1992; NOCE, 1995; ENDO, 1997, LANA *et al.*, 2013; ALKMIM & MARSHAK, 1998).

Os gnaisses migmatíticos afloram, principalmente, na periferia do núcleo e são descritos pela alternância de porções leucocráticas e melanocráticas rico em biotita, de granulação média a grossa. Os bandamentos gnáissicos apresentam espessura que varia milimetricamente a algumas dezenas de centímetros. Os gnaisses migmatíticos apresentam metamorfismo de fácies anfibolito, com foliação penetrativa, e, também, transição gradual para granitos anatóticos pequenos, ausentes de foliação. Neste estudo, os gnaisses migmatíticos são descritos macroscopicamente e microscopicamente (Capítulo 4).

Os granitos possuem coloração acinzentada e granulação média, estão levemente foliados e apresentam orientação das micas em sua composição. Apresentam-se em escalas métricas cortando os gnaisses migmatíticos. Estudos anteriores dataram amostras de granitóides potássicos em 2744-2717 Ma (Figura 2.6), consistente com os principais episódios magmáticos de Mamona entre 2700 Ma e 2750 Ma (ROMANO *et al.*, 2013; FARINA *et al.*, 2015). De acordo com Machado *et al.* (1992), esses granitóides foram também afetados por um metamorfismo Paleoproterozoico em 2000 Ma registrados em titanita e monazita.

Os leucogranitos apresentam-se em forma de lentes de escalas centimétricas à métricas e intrudem os gnaisses subparalelamente aos bandamentos. O mesmo ocorre com os diques pegmatíticos. Alguns desses diques registram conjuntos metamórficos de fácies anfibolito, como granada + hornblenda + plagioclásio + quartzo + ilmenita + titanita. Muitos destes diques foram datados em 2775 Ma ou são cortados por leucossomas graníticos 2700 Ma (LANA *et al.*, 2013; ROMANO *et al.*, 2013; FARINA *et al.*, 2015). Idade da titanita e monazita dos diques máficos e félsicos no Complexo de Bação gravam também o evento metamórfico Paleoproterozoico de 2050 Ma (Figura 2.6) (MACHADO *et al.*, 1992; AGUILAR *et al.*, 2017).

3.1 FUSÃO PARCIAL DA CROSTA CONTINENTAL

A crosta continental possui em torno de 41,4 km de espessura e cobre 30% da superfície terrestre. A fusão parcial da crosta continental vem sendo há muito tempo material de estudo dos petrologistas, pois assembleias minerais nos núcleos cristalinos e montanhas erodidas mostram que onde há colisão de continentes, há subducção de crosta continental, e conseqüentemente, fusão do material crustal.

Segundo Sawyer, Cesare, Brown, (2011), no início do século XX, estudos de mapeamentos geológicos realizados no escudo cristalino da Escandinávia, Canadá, revelaram que grande parte da crosta continental foi metamorfizada em alto grau e mais fortemente deformada do que em áreas adjacentes a ela. A partir daí, sabe-se que as estruturas nessas regiões mais fortemente deformadas são semelhantes às estruturas formadas pelos orógenos atuais. Quando os continentes colidem, as condições de temperatura e pressão aumentam, tornando-se alta o suficiente ($>700^{\circ}\text{C}$) para fundir parcialmente grande quantidade de material rochoso, mudando sua conformação inicial. Termos diferentes são usados para descrever essa modificação. É chamado de *reworking*, retrabalhamento, por petrólogos e geólogos estruturais, mas de perspectiva de um geoquímico, é uma *intracrustal differentiation*, diferenciação intracrustal. Extensões estão apenas associados ao processo de colisão, mas, também, com o momento de posicionamento do manto em fendas da crosta continental ou em grandes províncias ígneas associadas à *hotspots*, e como consequência, pode resultar em metamorfismo de alta temperatura. A fusão parcial em tais ambientes pode levar ao intenso retrabalhamento local da crosta continental, mas não necessariamente é acompanhado por intensa deformação como no processo de orogênese.

3.1.1 Tipos de materiais fundidos na crosta continental

Quando a crosta continental é deformada e metamorfizada, ela se torna não uniforme. A parte superior, geralmente, é de composição granodiorítica, mais rica em SiO_2 e K_2O , elementos terras raras (ETR) e anomalia negativa de Eu, em relação a parte inferior, que é mais rica em Al_2O_3 , FeO , MgO e CaO (RUDNICK & GAO, 2003). Essa diferenciação composicional é mais bem explicada pelo processo de fusão parcial, um processo que, também, é chamado de anatexia. Assim, a diferenciação intracrustal ocorre pela fusão parcial da parte inferior da crosta continental e a migração do fundido para a parte superior, deixando a crosta inferior mais máfica e com maior quantidade de elementos

residuais (SAWYER et al., 2011; CESARE et al., 2011; BROWN et al., 2011). Os estudos geoquímicos revelam, em grande escala, que o processo de diferenciação intracrustal ocorre por meio da fusão parcial, mas não aborda outras preocupações como: de onde vem a fonte de calor para fundir o material crustal; o que acontece na escala de grão durante a anatexia; como o fundido félsico se move da porção inferior da crosta para a superior; quais as consequências da fusão parcial sobre a reologia da crosta continental; e por último, como isso afeta o processo orogênico convergente e a formação das cadeias de montanha.

3.1.2 Tipos de fusão parcial

Os diferentes tipos de rochas, como metapelito, metagrauvaca e granito podem passar pelo processo de anatexia quando a temperatura metamórfica excede 650°C (Figura 3.1), cujo material gerado é de composição granítica. Nesse processo de fusão parcial, a quantidade de material fundido formada, depende da quantidade de H₂O disponível (SAWYER et al., 2011; CESARE et al., 2011; BROWN et al., 2011). Pode ocorrer fusão em duas condições:

-*Water-present-melting*: a fusão processa-se em temperaturas mais baixas, se a H₂O estiver presente como fluido livre, nos poros, nos limites dos grãos da rocha, e na presença de minerais hidratados, tais como muscovita, biotita e anfibólio. Também podem participar dessa reação, mais comumente, minerais como quartzo e feldspato.

-*Fluid-absent*: a fusão acontece na presença de H₂O, ou na ausência de água e temperaturas mais altas. Rochas cristalinas possuem baixa porosidade, consequentemente, ausência de fluido. Dessa forma, a quantidade de fundido produzido a partir de H₂O nos poros é muito pequena, e a produção de grandes volumes de material granítico na crosta continental é então explicada como um processo de fusão parcial ausente de fluido. Exceto em casos em que foram introduzidos grandes volumes de fluido aquoso em rochas já em alta temperatura (SAWYER et al., 2008).

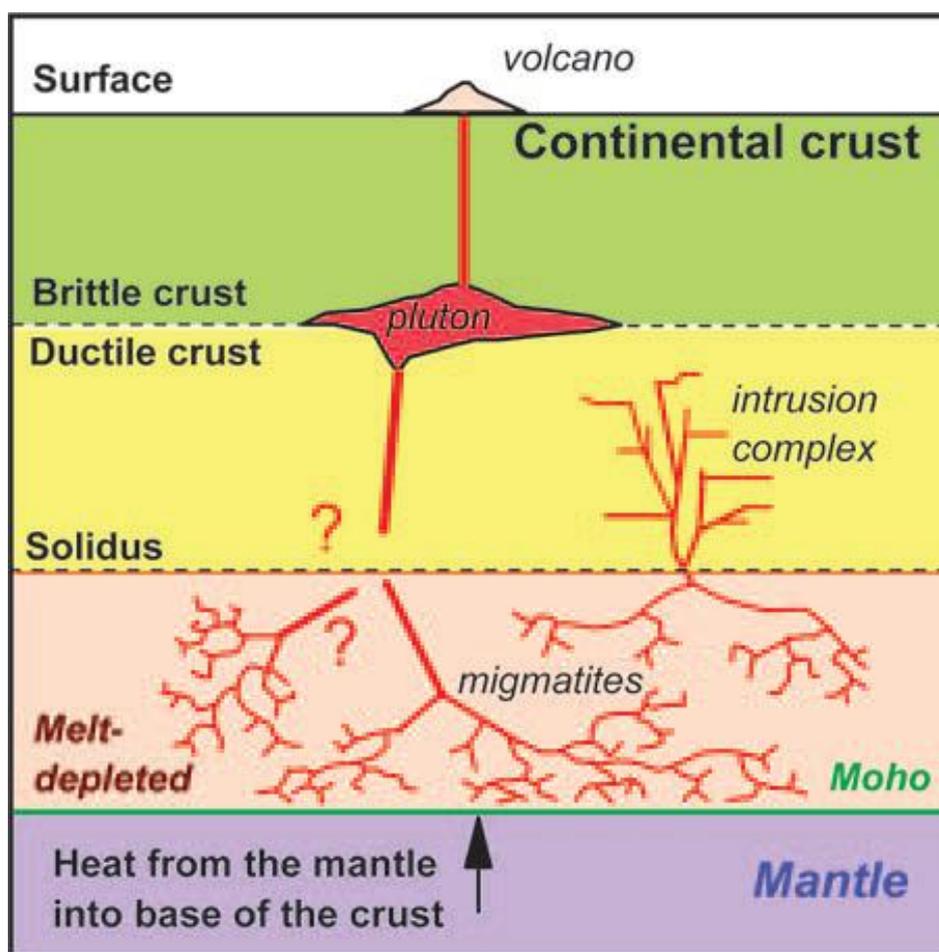


Figura 3.1 - Representação esquemática do retrabalhamento da crosta continental como resultado da fusão parcial (Sawyer; Cesare; Brown, 2011).

Após a apresentação desses conceitos, é possível compreender que a fusão parcial de minerais hidratados como micas e anfibólitos descreve bem o volume de material fundido encontrado em metapelitos, metagrauvas e rochas máficas, nas condições de *fluid-absent*. Além de fácies granulito formada e assembléias minerais residuais encontradas no fundo da crosta, que são deixados para trás após o processo de anatexia. No entanto, não é uma boa descrição de fusão em rochas quartzo-feldspáticas pobre em minerais hidratados, como granitos leucocráticos, trondhjemitas e tonalitos, rochas estudadas neste trabalho.

Segundo Sawyer, Cesare e Brown (2011), estudos recentes em terrenos metamórficos, com idades variando de Arqueano a Fanerozóico, mostram temperaturas de fusão parcial muito alta em rochas graníticas, que podem ser interpretadas pela presença de H₂O nos poros ou pela quebra de seus minerais hidratados – mica e anfibólio.

A fusão dessas rochas ocorreu porque um fluido aquoso infiltrou-se e levou ao processo de *water-present-melting*, em baixa temperatura, em torno de 700°C. Essa concentração de H₂O se torna

a responsável para a fusão de metapelíticos, metapsaméticos e plutons cristalizados em terrenos anatóticos (WARD *et al.*, 2008; BERGER *et al.*, 2008). Estudos de isótopos de oxigênio revelam diversas fontes para explicar a presença de H₂O. Em alguns terrenos, veio de reações de desidratação em metapelitos nas proximidades ou de plutons de cristalização, enquanto em outros, originou-se como água do mar ou meteórica que penetrou profundamente a rocha, e ainda outras que vieram do manto. Não é surpreendente, portanto, que muitos dos lugares onde ocorreu *water-present-melting* na crosta continental, são adjacentes às principais zonas de cisalhamento em escala crustal, que favoreceu o ambiente para a H₂O infiltrar na crosta continental (SAWYER, 2010).

3.2 MIGMATITOS

As rochas da crosta continental que são parcialmente fundidas são chamadas migmatitos. A fusão parcial transforma um material sólido em um material contendo uma fase líquida, de baixa viscosidade, baixa densidade, e, uma fase sólida de alta viscosidade, e alta densidade. A diferença na densidade e na viscosidade entre o material sólido e o fundido é a capacidade de separarem-se caso haja uma força motriz envolvida.

A nomenclatura específica para a fusão parcial e os meios pelos quais elas são identificadas no campo é descrito por Sawyer (2008a, b), como mostra a figura 3.2:

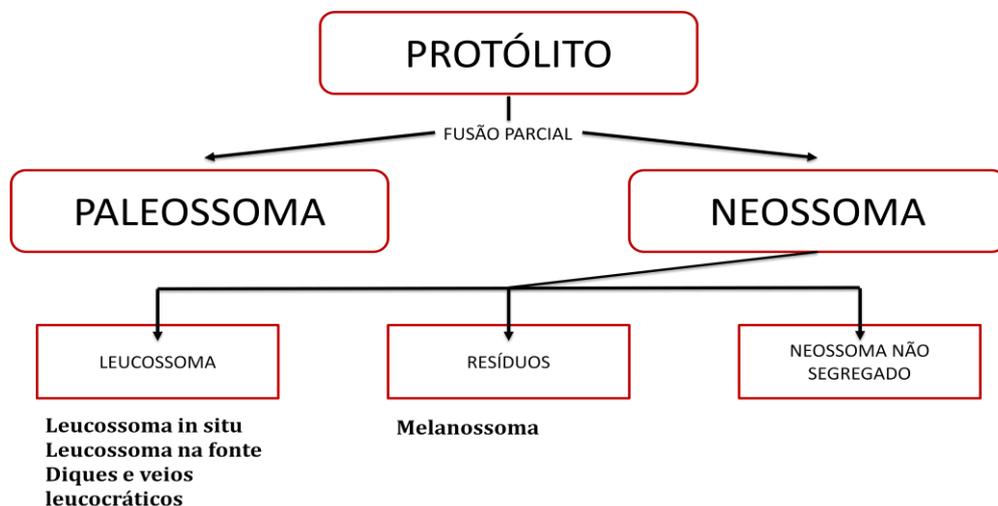


Figura 3.2 – Representação sintetizada dos litotipos do Migmatito. Imagem adaptada de Sawyer (2008) e Sawyer & Brown (2008).

- Anatexia: fusão parcial de componentes crustais, independente do grau de fusão;
- Protólito ou rocha parental (rocha fértil): rocha a partir da qual o neossoma foi derivado e que tem composição que lhe permita iniciar a fusão parcial;
- Neossoma: é o material parcialmente fundido. Consiste em produtos cristalizados da massa fundida (*melt-derived*) e do material residual. O neossoma pode ou não sofrer segregação magmática. O neossoma é subdividido em leucossoma e melanossoma (resíduo). O leucossoma, em geral, apresenta granulação mais grossa que o melanossoma, pois a presença de magma facilita o crescimento dos grãos;
- Paleossoma: porção da rocha que não foi afetada pela fusão parcial devido à sua composição, ou seja, resistiu às condições metamórficas de migmatização;
- Leucossoma: parte do migmatito derivada do magma segregado parcialmente e que apresenta cor clara. Essa rocha não necessariamente apresentará a composição original do magma anatético, uma vez que os processos de cristalização fracionada e contaminação podem modificá-la;
- Melanossoma: fração sólida deixada no migmatito após a fusão parcial e extração de parte ou de todo o magma; é tipo de resíduo composto predominantemente por minerais ferromagnesianos, como biotita, granada, cordierita, anfibólio ou piroxênio, dentre outros.

A maior parte da complexidade observada em migmatitos é refletida nas disposições dessas fases citada acima. Em particular, a deformação sin-anatética durante a fusão controla fortemente a distribuição dessas do material fundido e sólido, o que faz alguns migmatitos aparentemente complexos. Dessa forma, Menhert (1968) foi o primeiro a criar uma classificação morfológica para caracterizar os migmatitos (Figura 3.2), que ainda é utilizada por diversos autores para a classificação de migmatitos. Posteriormente, com o intuito de simplificar e caracterizar melhor as possíveis morfologias da rocha em estudo, Sawyer (2008) propôs uma simplificação dos doze tipos morfológicos de Mehnert (1968) para apenas oito (Figura 3.3). Nessa nova proposta de Sawyer (2008), os termos estromático, *schöllen*, nebulito, *schlieren* foram mantidos, e os demais foram abandonados. No entanto, antes da aplicação dos termos morfológicos, é preciso considerar os fatores que contribuem com a aparência final do migmatito, tais como, a natureza das rochas antes da fusão parcial (grau de fertilidade), a extensão dessa fusão (volume de magma gerado), a taxa de resfriamento (texturas e estruturas) e se ou não as rochas foram deformadas quando continham magma. A partir disso, Sawyer (2008) propôs a retomada dos termos metatexitos e diatexitos para esses litotipos baseados na fração de magma e na intensidade de deformação (Figura 3.3).

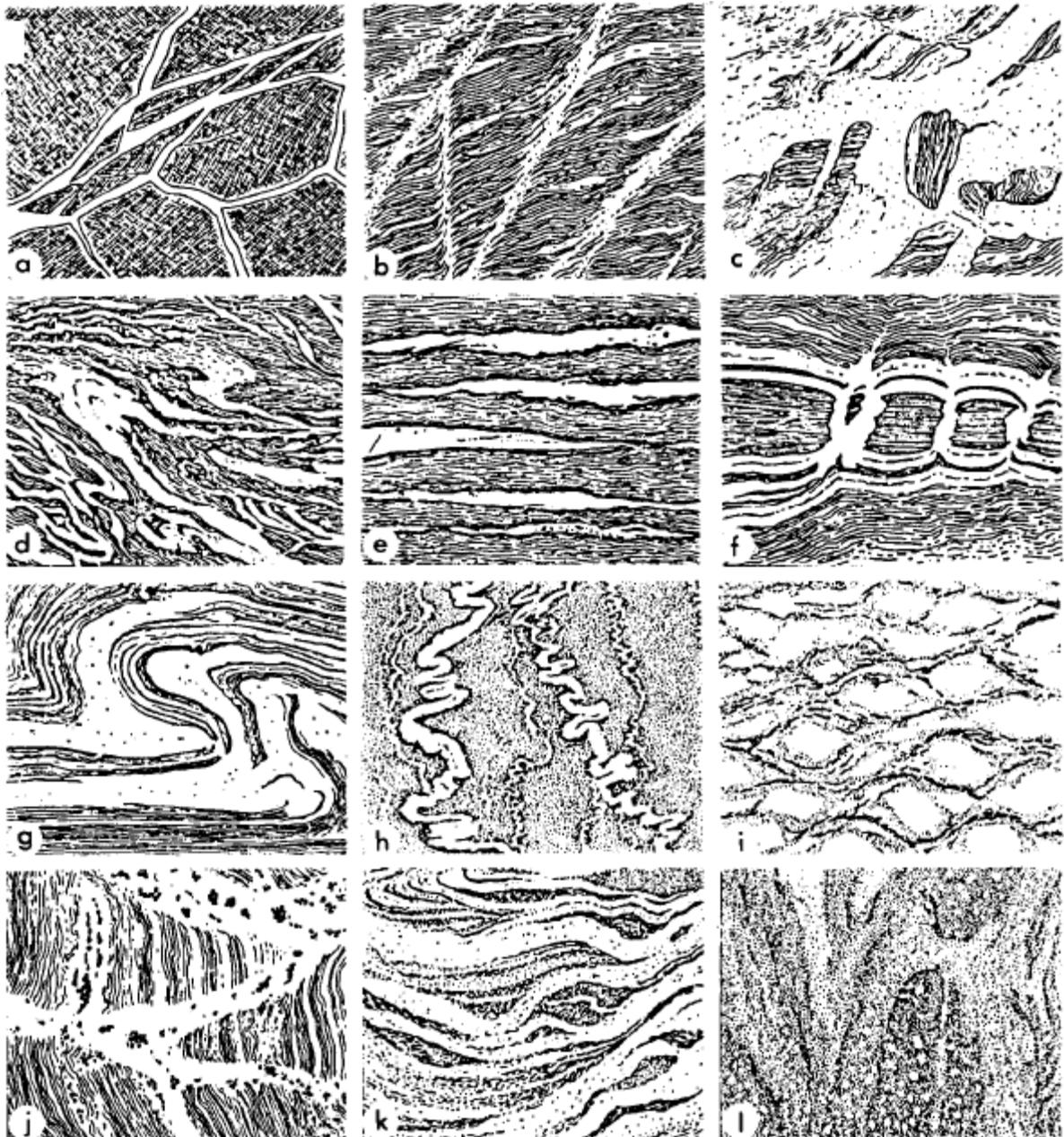


Figura 3.3 – Classificação morfológica dos migmatitos segundo Mehnert (1968): (a) Agmatito, (b) Dictionito ou Dictionítico, (c) Migmatito-Schöllén, (d) Flebítico, (e) Estromático, (f) Migmatito surreítico, (g) Migmatito com dobras, (h) Veios ptigmáticos, (i) Estrutura oftálmica ou augen, (j) Estrutura estictolítica, (k) Estrutura schlieren, (l) Estrutura nebulítica.

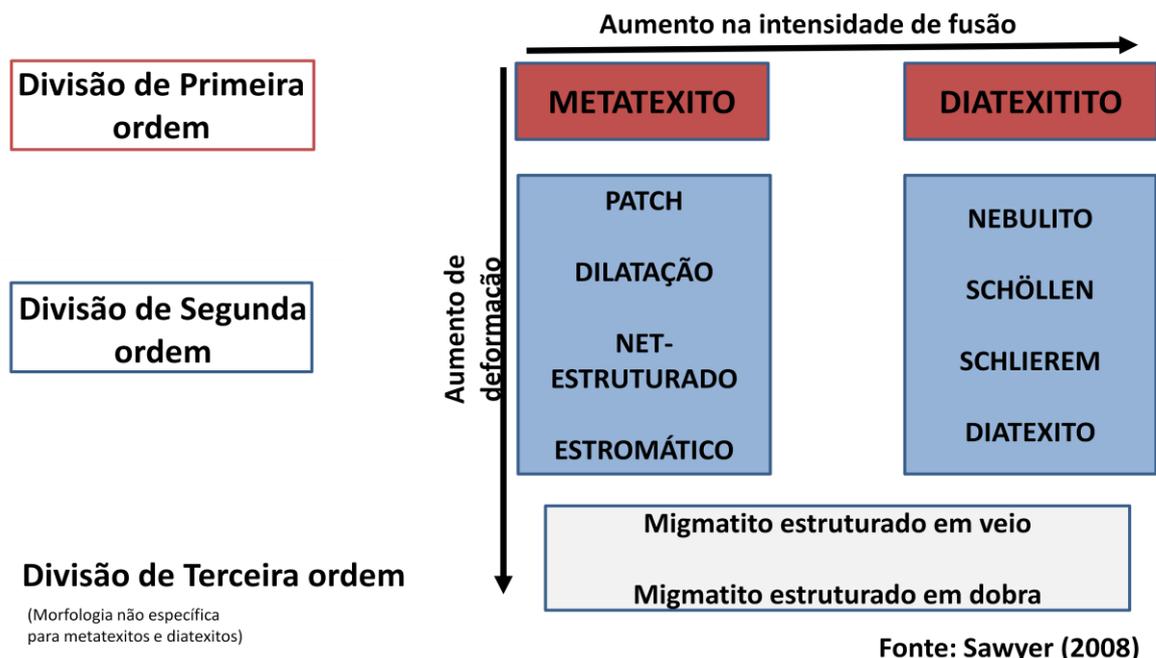


Figura 3.4 – Esquema representando a classificação dos migmatito (Sawyer, 2008).

O metatexito é um tipo de migmatito no qual as estruturas pré-fusão parcial (bandamento, foliações e dobras) podem ser preservadas. Pode ser dividido em:

a) Estrutura “*patch*”: representa o estágio inicial da fusão parcial; são descritos geralmente em locais de baixa deformação; caracterizados por finas lentes formadas por grãos sem geometria definida de composição quartzo-feldspática (Figura 3.6 - a);

b) Estrutura de “dilatação”: a distribuição e geometria dos leucossomas são controladas principalmente pelas estruturas dilatantes, locais de mais baixa pressão (porções *interboudins*, sombras de pressão, locais de ruptura por cisalhamento, zonas de charneira, fraturas de extensão ou *tension gashes*) (Figura 3.6 - b). Com o aumento do volume de fusão parcial, as finas lentes inicialmente formadas começam a entrar em contato entre si, desenvolvendo-se então pequenos domínios, gerados in-situ num sistema fechado. Essa estrutura descreve o início da movimentação do neossoma como resultado de uma deformação, podendo então interpretar a região onde este neossoma é formado como sendo uma zona estável de baixa pressão mais próxima do local onde este neossoma foi gerado. Assemelha-se ao migmatito surreítico de Mehnert (1968);

c) Estrutura em “rede” (“net estruturado”): é o resultado da interseção de veios do neossoma, em diferentes orientações, formando uma estrutura em rede que trunca o paleossoma (Figura 3.6 - c). Pode ser comparado ao dicionito ou, quando não há sinal cisalhamento, ao agmatito de Mehnert (1968);

d) Estromático: o leucossoma ocorre disposto em camadas paralelas, contínuas, ao bandamento composicional ou à foliação (Figura 3.6 - d). O melanossoma e/ou o neossoma não segregado podem estar associados. Foram propostos quatro mecanismos para explicar o migmatito estromático (Figura 3.4).:

- Leucossoma segregado gerado por múltiplas injeções de fusão anatética ao longo de acamamentos plano-paralelos;

- Leucossomas *in-situ* ou *in-source* gerado por segregação, a curta distância, entre o fundido e seu resíduo. Neste caso as camadas são compostas tanto pelo leucossoma quanto pelo material residual (BROWN *et al.*, 1995);

- Fusão parcial *in-situ* de camadas férteis, pertencentes a uma sequência de composições diferentes (JOHANNES *et al.*, 1983, 1986, 1995); e

- Transposição de um migmatito que gerou uma morfologia extremamente acamadada, observável em afloramentos de escalas métricas a crustais (BROWN & SOLAR, 1998, 2001; MARCHELDON & BROWN, 2003; PARK, 1983).

Além disso, pode ser relacionado ao migmatito estromático de Mehnert (1968).

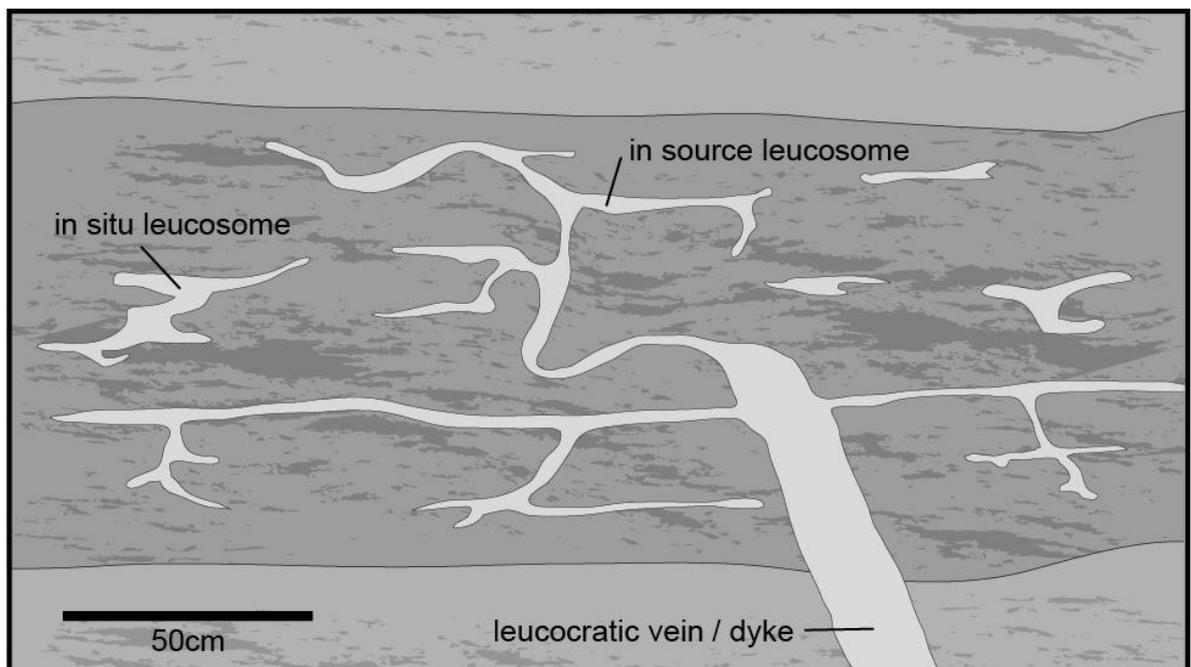


Figura 3.5 – Representação esquemática de uma camada de migmatito. Apresenta a diferença entre leucossoma *in-source*, veios e diques. Imagem modificada de Sawyer, 2008b.

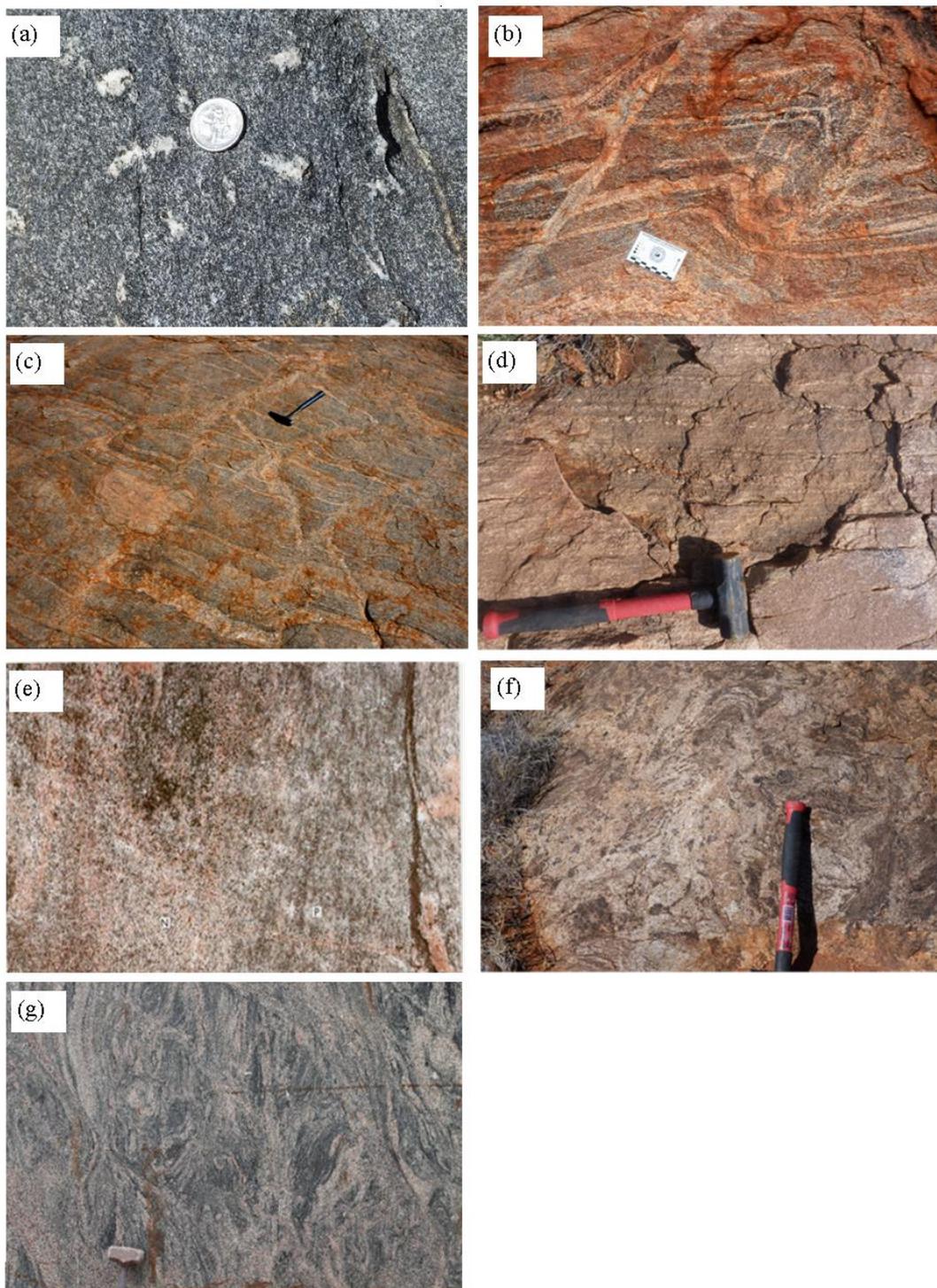


Figura 3.6 – Estruturas migmáticas: Metatexitos - (a) estrutura em *pacth* de Wanna, Port Lincoln, mostrando pequenas apófises rastreadas na rocha hospedeira; (b) estrutura de dilatação do *Shaw Granitoid Complex, Pilbara Craton*; (c) estrutura net estruturado do *Shaw Granitoid Complex, Pilbara Craton*; (d) estrutura estromática do *Birksgate Complex*, leste da província Musgrave; Diatexitos – (e) estrutura nebulítica; (f) estrutura *schollendo* *Birksgate Complex*; (g) estrutura *schlieren* presente nos Migmatitos Kinawa, complexo metamórfico Campo Belo, porção sul do Cráton do São Francisco. Fonte: *A user's guide to migmatites*, Sawyer (2008), Carvalho *et al.* (2016).

O diatexito é um migmatito no qual o neossoma (parte fundida) domina a rocha, e as estruturas pré-fusão parcial são apagadas e substituídas por estruturas de fluxo sin-anatéticas. Essas estruturas são representadas por minerais placóides ou tabulares, mais comumente plagioclásio e biotita, orientados por foliação de fluxo magmático ou sub-magmático. Podem ser subdivididas em:

e) Nebulítico: quando não há deformação durante a fusão parcial, conseqüentemente não há separação da fração do magma e do resíduo. O resultado consiste num paleossoma com aspecto de fantasma (*ghost-like*), de granulação grossa, disperso no neossoma mesocrático, difuso (Figura 3.6 - e). Por outro lado, pode ser encontrado em áreas restritas de deformação de fluxo sin-anatético. Equivale ao nebulito de Mehnert (1968);

f) Estrutura *schöllen*: caracterizado pela presença de enclaves ou fragmentos isolados do paleossoma ou do resíduo no neossoma (Figura 3.6 - f). Podem apresentar sinas de rotação ou cisalhamento. Equivalem ao migmatito-*schöllen* de Mehnert (1968);

g) Estrutura *schlieren*: possui finas camadas de minerais orientados, alongados, em geral menores que 10 cm (Figura 3.6 - g). Pode ocorrer plagioclásio, sillimanita, ortopiroxênio ou anfibólio. Evidenciam grande mobilidade dos constituintes. É análogo ao migmatito com estrutura *schlieren* de Mehnert (1968);

h) Estrutura “*Quintessential*”: É gerada quando o aumento na concentração de fusão diatexítica aumenta a ponto de praticamente não existirem mais as estruturas *schlieren* e *schöllen*, pode-se considerá-la puramente leucossoma (Mehnert, 1968).

3.3 ANÁLISE MICROSCÓPICA EM ROCHAS FUNDIDAS

As mudanças nas condições de pressão e temperatura nas rochas alteram continuamente suas feições microestruturais. Nessas mudanças há o desaparecimento de alguns minerais, crescimento de novos minerais, modificação das bordas dos grãos, em função da necessidade de reduzir energia do sistema (HOLNESS, 2008). Tais feições estão relacionadas às propriedades físicas da rocha em questão, como o resfriamento e os processos de deformação da Pedreira do Cardoso, localizada no Quadrilátero Ferrífero.

As análises microestruturais devem estar relacionadas com a rocha amostrada, sendo assim, para entender as reações de fusão parcial e as microestruturas geradas pelos minerais fundidos, é preciso investigar e descrever o neossoma. A identificação correta de cada parte petrológica de um migmatito é necessária, pois cada parte contém informações importantes sobre os processos específicos relacionados a sua origem (SAWYER *et al.*, 2011).

Pode ser relativamente simples deduzir se as rochas foram submetidas à fusão parcial ou não. No campo, em escala de afloramento, geólogos apenas associam a assembleia mineral e estruturas descritas na rocha, às condições de pressão e temperatura, e já conseguem deduzir se a rocha em análise sofreu fusão parcial. Além da presença de lentes e manchas irregulares de material quartzo-feldspático (leucossomas) evidenciando o processo anatético. De acordo com Marian B. Holness, Bernardo Cesare e Edward W. Sawyer (2011), a fusão parcial é comumente associada à deformação regional que resulta na formação das estruturas migmatíticas.

Identificar a presença de fusão parcial em escala microscópica, nem sempre é tão óbvia, pois a anatexia modifica a assinatura microscópica durante o evento de fusão, alterando a história subsequente da rocha. A identificação e interpretação de microestruturas associadas à fusão parcial envolvem comparação de exemplos naturais com exemplos criados em experimentos. As simulações em laboratório fornecem a oportunidade de restringir composição rochosa, além de controlar as condições de pressão e as temperaturas, contudo, uma grande desvantagem é que elas nunca poderão ser executadas por períodos suficientemente longos para realmente simular eventos geológicos.

Os terrenos metamórficos mostram que a deformação é essencial para ocorrer a fusão parcial. Observações realizadas nessas rochas mostram em escala de grão, o material fundido de três maneiras: na primeira, são formados bolsões alinhados paralelos à foliação (e.g. SAWYER, 2001; MARCHILDON & BROWN, 2002; GUERNINA & SAWYER, 2003), indicando baixa tensão no ambiente e pequeno volume de material fundido; a segunda maneira, o material fundido é descrito como bolsões alongados em torno das bordas de grãos e com direção de alto grau em relação à foliação (ROSENBERG AND RILLER, 2000; ZÁVADA *et al.*, 2007), representando o aumento de tensão aplicada no fundido ou o aumento na quantidade de material fundido, e o início do processo de dilatação entre as bordas dos grãos (SCHULMANN *et al.*, 2008); em último caso, o fundido ocupa fraturas intragranulares. A diferença na orientação do material fundido é resultado da magnitude da tensão aplicada sobre ele.

Segundo Holness (*et al.* 2011), na maioria dos casos, o material fundido cristaliza com o decaimento lento da temperatura. As microestruturas formadas durante a cristalização irão depender da taxa de velocidade de resfriamento, da quantidade de H₂O, do tamanho do bolsão de fundido. Em alguns casos, o fundido não cristalizará durante o resfriamento. Em vez disso, irá reagir com a assembleia mineral sólida ao seu redor. Essas reações são particularmente comuns em materiais fundidos hidratados, e tem como exemplo típico o crescimento de biotita à custa da granada (Figura 3.7 -a).

Outro fator a ser considerado nas análises microscópicas são as reações de difusão que interferem fortemente nas microestruturas resultantes das reações de formação de minerais. Se houver a presença de H₂O, as reações tendem a ser concluídas e os minerais se formam. Em contrapartida, as reações com ausência de H₂O são geralmente incompletas e controladas pela difusão. Por isso,

apresentam microestruturas características dessa reação: zonamento químico dos cristais, reações de intercrescimentos (texturas secundárias e de substituição) e simplectitos (Figura 3.7 -a) (HOLNESS *et al.*, 2011). O tipo mais comum de intercrescimento durante a solidificação de rochas crustais ocorre entre quartzo e feldspato alcalino, conhecido como *granophyre* (Figura. 3.7 -b). Essa reação é comum na crosta superficial que foi resfriada rapidamente. Se a taxa de resfriamento for lenta, o equilíbrio entre a cristalização e as restrições impostas pela difusão mostram que são possíveis a nucleação e o crescimento de grãos individuais. Se o material fundido estiver concentrado no limite dos grãos, será formada a textura chamada de "*string of beads*" (Figura 3.7 -c). A formação dessa textura pode ser confundida com as texturas que são formadas nos estágios iniciais de *static recrystallization of highly deformed*, mas a presença de outros indicadores de fusão (como segregações de minerais peritéticos) pode ser diagnóstica de texturas formadas durante a anatexia (HOLNESS *et al.*, 2011).

Enquanto auréolas metamórficas fornecem pistas sobre o início de fusão e enclaves mostram uma janela para o pico metamórfico, é preciso saber o que ocorre durante o resfriamento e solidificação da rocha. O processo de fusão parcial não termina após a cristalização. Isso acontece porque a maioria das rochas anatéticas são “desenterradas” lentamente, em alguns casos após aquecimento adicional e / ou eventos de deformação, e esta história posterior também deixará sua marca nas microestruturas.

Compreender as novas microestruturas formadas após o resfriamento do material fundido só é possível uma vez que sabemos reconhecer os resquícios deixados pela fusão depois que a maior parte do material fundido foi extraída para formar intrusões mais altas na crosta. Tudo isso depende novamente da quantidade de H₂O presente devido ao seu papel na difusão. Então, se houver H₂O suficiente, e as rochas ficarem quentes o suficiente para uma difusão extensiva, as mudanças microestruturais serão dirigidas pela redução da energia interfacial. Para a rocha minimizar a energia associada aos limites dos grãos terá que haver um aumento geral do tamanho dos grãos e um endireitamento dos limites dos grãos curvos e irregulares.

A presença de H₂O e alta temperatura nas rochas implicam na difusão extensiva e, conseqüentemente, na modificação das microestruturas devido à redução de energia interfacial. A rocha procura minimizar a energia associada às bordas dos grãos – isso leva a um aumento geral no tamanho do grão e o encurvamento das bordas dos grãos irregulares. A Figura 3.7 -d, e mostra formas de grãos que se tornaram arredondadas. Devido ao equilíbrio textural e o processo de recristalização, a “memória” microestrutural é apagada após um evento de fusão parcial, dessa forma, as microestruturas resultantes da solidificação são parecidas com as rochas nas condições de *fluid-absent*, que não possuem significativa deformação no caminho retrógrado.

Se as microestruturas forem obliteradas, reconhecer a presença de fusão parcial se torna extremamente difícil, e as inclusões de minerais peritéticos tornam-se a única evidência preservada em rochas com essa condição.

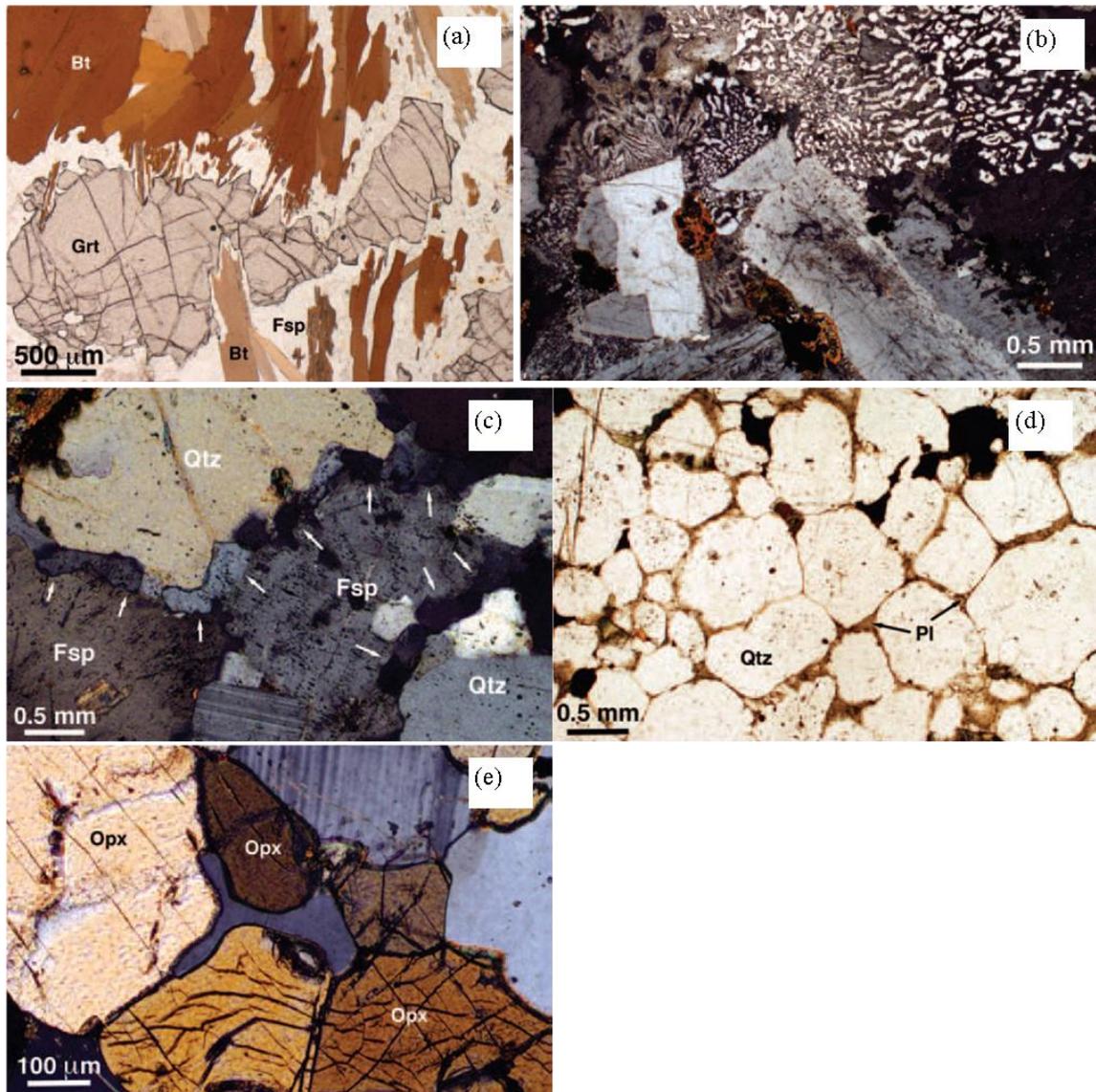


Figura 3.7– Microestruturas formadas durante a cristalização. (a) Evidência de reação retrógrada em um granulito da Antártica. A granada no centro da imagem cresceu durante a reação de fusão parcial e substituiu parcialmente grãos de biotita e feldspatos durante a fase de cristalização; (b) Fusão parcial no gnaiss quartzo-feldspático do Complexo Magmático de Rum, oeste da Escócia. O recém-formado grão de feldspato cresceu euédrico, enquanto o feldspato de protólito gerou estruturas de intercrescimento com quartzo (*granophyre*); (c) Textura “*string of beads*” formada como produto da lenta cristalização, permitindo nucleação de grãos de quartzo no feldspato; (d) Fusão parcial na rocha quartzo-feldpática com a presença de minerais opacos, Complexo Ígneo de Duluth, Minnesota, USA. O plagioclásio indicado na figura encontra-se arredondado e apresenta porosidade preenchida por material fundido; (e) Um grão de plagioclásio altamente cúspide em um granulito da subprovíncia de Nemiscau, Canadá. Este grau possui baixos ângulos diédricos e o grão de ortopiroxênio circundante (Opx), provavelmente herdado de um poro original preenchido por fusão. No entanto, o plagioclásio desenvolveu pontas bulbosas à medida que o ângulo diedro aumentava durante a aproximação do equilíbrio textural em estado sólido. Imagem adaptada de HOLNESS *et al.*, 2011.

4.1 DESCRIÇÕES MACROESTRUTURAIS DOS GNAISSES MIGMATÍDICOS DE COMPOSIÇÃO TTG DA PEDREIRA DO CARDOSO

No mapeamento regional, a Pedreira do Cardoso foi descrita como ortognaisse migmatítico de composição TTG, cortado por diques leucogranitos e pegmatitos. A porção leucocrática possui mineralogia composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita de granulação média, enquanto que a porção melanocrática é composta por camadas alternadas de granulação média a fina de plagioclásio, quartzo, biotitas e hornblendas orientadas.

De acordo com estudos macroestruturais é possível inferir a transição de metatexitos para diatexitos ao longo da Pedreira.

4.1.1 Metatexitos

4.1.1.1 *Estrutura em Patch*

Descrita na Figura 4.1, principalmente na região superior direita da imagem e central esquerda, pequenas lentes de composição quartzo feldspática, com tamanhos variando entre 0,2cm de largura a 10,0cm de comprimento. A porção leucocrática possui composição mineralógica de quartzo, plagioclásio e biotita de granulação média a fina. Por sua vez, a porção melanocrática é constituída por plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita, sendo essas duas últimas orientadas, e granulação média a fina.



Figura 4.1 – Estruturas do tipo *Patch* (indicadas pelas setas amarelas).

4.1.1.2 Estrutura de Dilatação

A estrutura de dilatação está apresentada na Figura 4.2, caracterizando uma região de baixa pressão e maior concentração de material fundido, o leucossoma (espessura aproximada - 20 cm). Essa estrutural acompanha e corta a foliação marcada pela intercalação de melanossoma e leucossoma, dispostas horizontalmente na imagem. Há presença de estruturas do tipo patch com tamanho variando entre 0,5 cm a 2,0 cm. As frações onde há maior concentração de leucossoma apresentam minerais escuros representando os *mafic selvages*. O leucossoma é composicionalmente constituído por quartzo, plagioclásio e biotita de granulação média e o melanossoma é composto por camadas alternadas de granulação média a fina de plagioclásio, quartzo e minerais orientados de hornblenda e biotitas.



Figura 4.2 – Estruturas de dilatação e estruturas em *Patch* com a presença de *mafic selvage* (indicados pelas setas amarelas).

4.1.1.3 Estruturas Estromáticas

As Figuras 4.3 e 4.4 apresentam camadas dispostas paralelamente de material fundido. A porção leucocrática possui mineralogia composta por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita de granulação média, enquanto a porção melanocrática é composta por camadas alternadas de granulação média a fina de plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotitas, essas duas últimas orientadas.

A Figura 4.4 apresenta bandamento gnáissico bem definido, além de estruturas em *patch* com direção preferencial perpendicular à foliação.



Figura 4.3 - Matatexito estromático.



Figura 4.4 - Gnaise migmatítico com presença de estrutura estromática e estrutura em *Patch* (indicada pela seta amarela).

4.1.2. Diatexitos

4.1.2.1 Estrutura Nebulítica

A Figura 4.5 apresenta a imagem de um bloco do afloramento. Na porção direita do bloco, a estrutura nebulítica mostra-se evidente formando um concentrado de leucossoma. As estruturas nebulíticas formam lentes de leucossoma que não ultrapassam 1,0 cm de espessura. A porção leucocrática possui mineralogia composta por quartzo, plagioclásio e biotita de granulação média. Enquanto a região melanocrática, é composta por plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotitas, essas duas últimas orientadas.



Figura 4.5 - Bloco de afloramento. Evidência de fusão incipiente como o bolsão de leucossoma na porção direita do bloco (indicada pela seta amarela), apresentando forte presença de minerais escuros representando os *mafic selvedges*.

Os *mafic selvedges* estão evidentes na estrutura nebulítica. Eles estão mais bem representados pela Figura 4.6. Esses minerais foram descritos com espessura de até 1,0cm e podem ser formados por biotita, hornblenda ou granada.

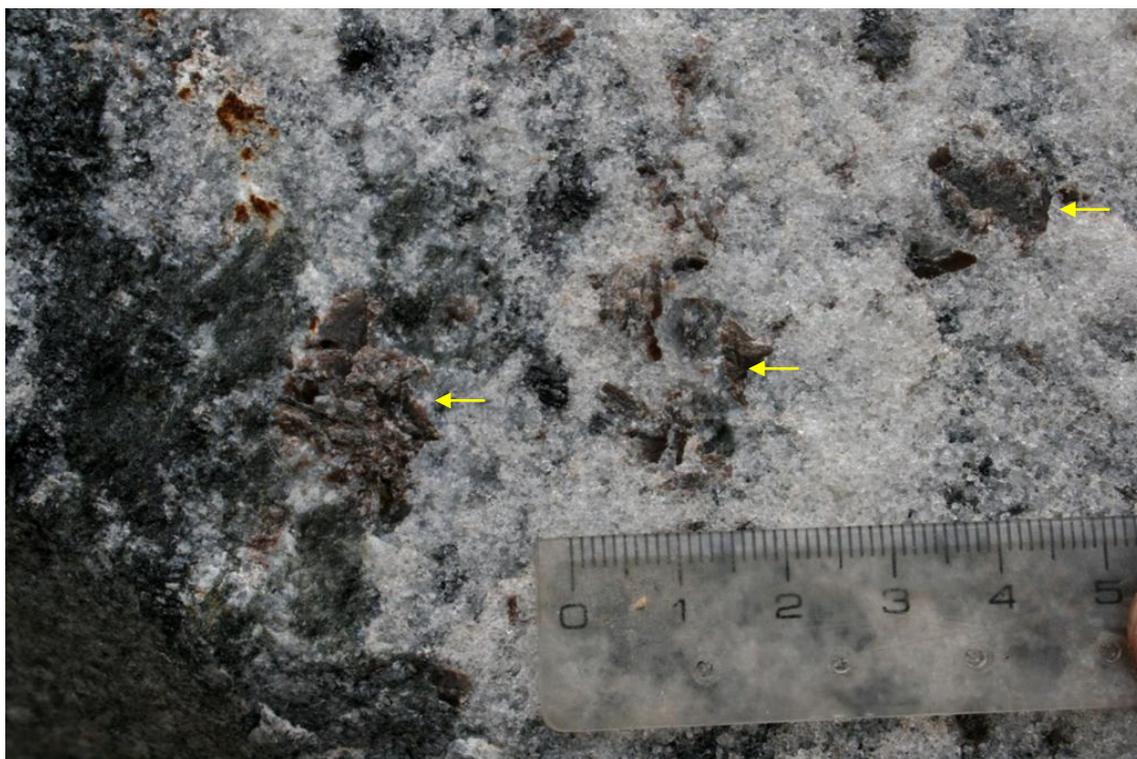


Figura 4.6 - Diatexito nebulítico com forte presença de *mafic selvages* (indicados pela seta amarela).

4.1.2.2 Estrutura Schöllén

A Figura 4.7 corresponde às rochas de anatexia cujo neossoma, com estrutura semelhante ao nebulítico anteriormente descrito, encontra-se englobando fragmentos descontínuos em forma de enclaves. A porção leucocrática constitui-se de quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e biotita de granulação média, enquanto a porção melanocrática é composta por camadas minerais de plagioclásio, quartzo, hornblenda e biotita.



Figura 4.7 - Migmatito diatexítico com estrutura *Schollen* (indicada pela seta amarela).

4.1.2.3 Estrutura *Schlieren*

As estruturas de migmatização *schlieren* estão relacionadas com a presença de estreitas faixas de melanossoma observadas na Figura 4.8. No afloramento, é possível observar a orientação preferencial de biotita e hornblenda marcando uma foliação de fluxo magmático ou um bandamento composicional por assentamento gravitacional dos minerais máficos, tais como hornblenda e biotita.



Figura 4.8 - Migmatito diatexitico com estrutura *Schlieren*

4.1.2.4 Migmatito estruturado em veio e dobra:



Figura 4.9 – Migmatito estruturado em veio na porção esquerda, e em dobra na porção direita da imagem.

4.2 DESCRIÇÕES MICROESTRUTURAIS

Foram confeccionadas e descritas 07 (sete) lâminas da Pedreira do Cardoso, BA-09-L, BA-09-P, BA-10-b2, BA-11, BA-12-a, BA-12-b e BA-16-L. Foi possível observar microestruturas indicadoras de fusão parcial em BA-09-L, BA-10-b2, BA-11 e BA-12-b.

Os minerais presentes na rocha em estudo foram quantificados:

- K-feldspatos - 55%
- Quartzo - 18%
- Plagioclásio - 12%
- Biotita - 8%, apenas em alguns locais
- Hornblenda - 4%
- Granada - 1%
- Opacos - 1%
- Zircão - <1%

As principais microestruturas migmatíticas observadas foram:

- *Mafic Selvedges*
- Estruturas em cúspide
- *Pools of Melt*
- Extremidades Bulbosas

A Figura 4.10 –a apresenta a foto da seção delgada selecionada para descrição microestrutural, e duas fotomicrografias de lâminas feitas a partir da amostra BA 09-L. Na Figura 4.10 –b, os nicóis estão cruzados para melhor identificar a mineralogia presente na rocha, representando o gnaiss migmatítico, com camadas melanocráticas e leucocráticas alternadas. Sua composição varia de plagioclásio, microclina, quartzo e biotita.

A rocha é inequigranular (Figura 4.10 –b,c), apresentando granulometria fanerítica fina a média, variando de 0,01 a 1,5mm. Os cristais de plagioclásio compõem em torno de 60% do volume da rocha.

Os cristais de quartzo constituem, em média, 12% do volume da rocha. Apresentam granulometria fina com tamanho dos grãos variando de 0,05 a 0,9mm. Ocorre, em geral, anédrico e estão em contato curvo e retilíneo com os grãos de plagioclásio.

A biotita representa em torno de 8% do volume da rocha. Apresenta pleocroísmo variando de amarelo a castanho escuro. Sua granulometria é fina e varia de 0,01 a 0,64mm. Em geral, seus grãos são subédricos e estão em contato retilíneo com o quartzo.

As evidências de fusão parcial são observadas ao longo do bandamento gnáissico. Nas

porções máficas, a fusão parcial é indicada por pequenos filmes leucocráticos nas bordas dos cristais que evoluem para *melt pool* (Figura 4.10 –c) e registram estágios de fusão parcial.

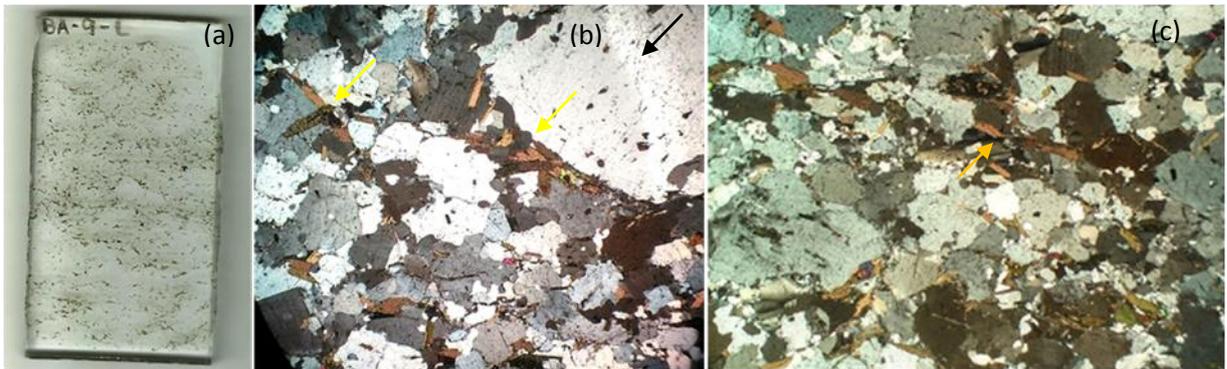


Figura 4.10 – Descrições microestruturais da amostra BA-09-L: (a) Seção delgada da amostra BA-09-L; (b) Fotomicrografia da lâmina BA-09-L observada com nicóis cruzados para identificação mineralógica da rocha. Observa-se microestrutura *mafic selvages* , e textura de sobre crescimento no cristal de plagioclásio (indicada pela seta preta); (c) Fotomicrografia da lâmina BA-09-L com *melt pool* com cristais de biotita sendo consumidos (indicado pela seta amarela).

A Figura 4.11 –a mostra a seção delgada utilizada para a confecção das fotomicrografias a partir da amostra BA-10 –b2, na qual é possível observar a concentração de minerais leucocráticos na posição superior no corte da amostra (Figura 4.11 –a), e minerais melanocráticos na porção inferior da amostra. São visíveis a olho nu, na porção inferior da seção delgada, camadas félsicas e máficas alternadas. O melanossoma está separado por grãos de biotita e hornblenda, que compõem o *mafic selvedge*. A Figura 4.11 –b apresenta a composição mineralógica da rocha exibida com nicóis cruzados, sendo possível a identificação de quartzo, plagioclásio, hornblenda e biotita. Ela apresenta textura mimerquítica em cristal de plagioclásio.

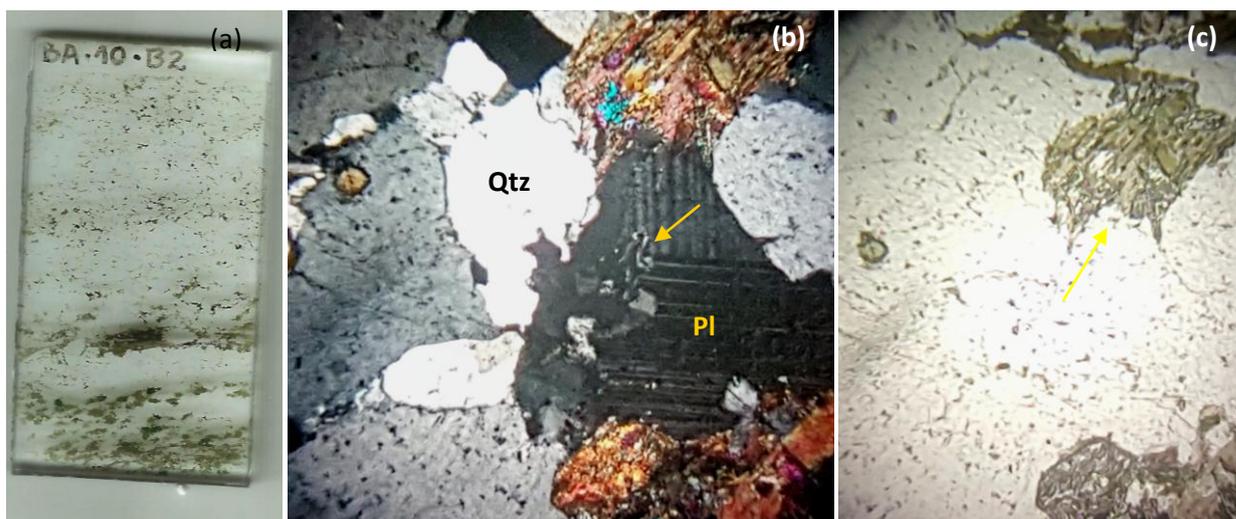


Figura 4.11 - Descrições microestruturais da amostra BA-10-B2: (a) Seção delgada da amostra BA-10-b2; (b) Fotomicrografia da lâmina BA-10-b2 observada com nicóis cruzados para identificação mineralógica da rocha. Formação de mimerquita bulbosa com plagioclásio e quartzo indicada pela seta amarela. (c) Fotomicrografia com nicóis descruzados para identificação dos minerais máficos da rocha (indicada pela seta amarela).

A Figura 4.12 –a mostra a seção selecionada na amostra de mão para a confecção da lâmina (Figura 4.12 –b) da amostra BA-11. Observa-se a porção leucocrática concentrada como uma faixa no centro da amostra e a presença de minerais melanocráticos abaixo e acima da faixa leucocrática.

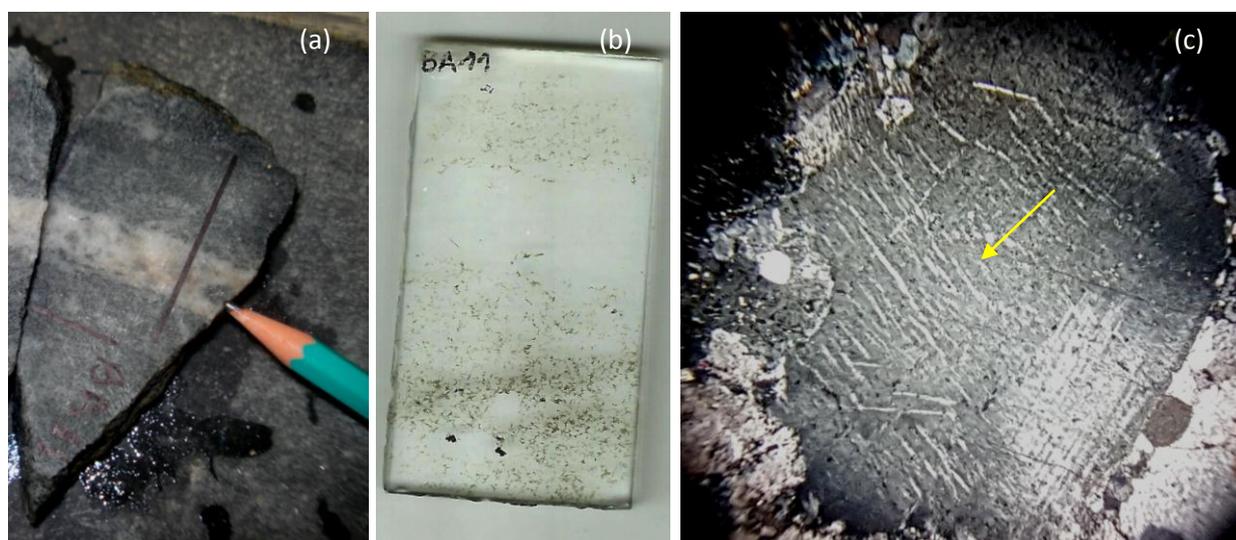


Figura 4.12 – Descrições microestruturais da amostra BA-11: (a) Área selecionada na amostra de mão para a confecção da seção delgada BA-11; (b) Seção delgada da amostra BA-11; (c) Fotomicrografia da lâmina BA-11 observada com nicóis cruzados para identificação lamelas de exsoluções pertíticas (indicada pela seta amarela).

A Figura 4.13 –a mostra a seção delgada da amostra BA-12b. A Figura 4.13 –b apresenta a composição mineralógica da rocha exibida com nicóis cruzados, sendo possível a identificação de k-feldspato, quartzo e biotita. Ela apresenta o contato cúspide entre o k-feldspato e o grão de quartzo.

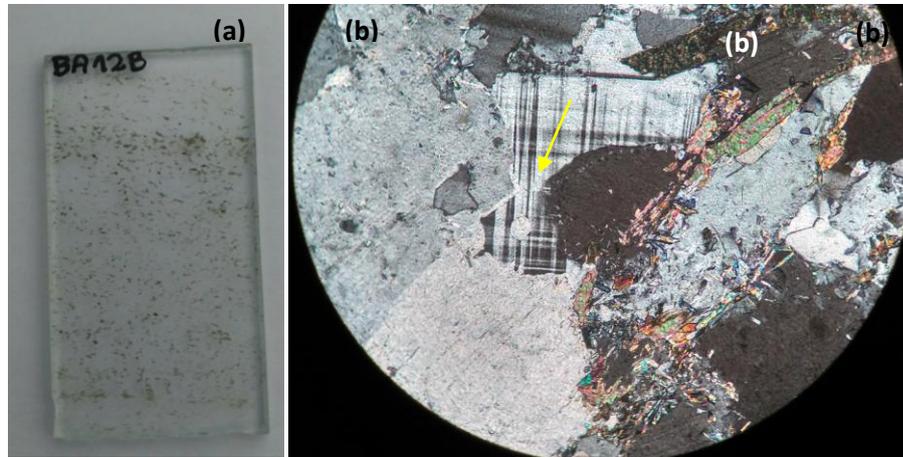


Figura 4.13 - Descrições microestruturais da amostra BA-12: (a) Área selecionada na amostra de mão para a confecção da seção delgada BA-12; b) Contato cúspide entre cristais de microclina e quartzo (indicada pela seta amarela).

CAPÍTULO 5

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Migmatitos usualmente são rochas complexas que têm sido objeto de estudos e controvérsias desde as fases iniciais do desenvolvimento das ciências geológicas, face à grande diversidade de estruturas e texturas desses litotipos.

A migmatização dessas rochas ocorreu em intensidade variável resultando em tipos estruturais de 1^a, 2^a e 3^a ordem observada nas descrições macroscópicas da pedreira do Cardoso, inferindo que as condições metamórficas de temperatura e pressão aumentam no afloramento de norte para sul.

5.1 DISCUSSÕES SOBRE A TEMPERATURA DE FUSÃO PARCIAL

A temperatura necessária para ocorrer a fusão nas condições de *water-present-melting* (700°C) pode ser alcançada através da entrada de calor do manto na base da crosta, e pela geração de calor radiogênico como produto do espessamento crustal, criado pela orogênese. Mas, nem sempre essas análises conseguem explicar a temperatura de fusão e a quantidade de material fundido gerado, que dependem da quantidade de moléculas de H₂O presentes nas estruturas dos minerais hidratados como biotita e anfibólio ou presente como fluido livre nas rochas durante o metamorfismo (BROWN *et al.*, 2011). Além disso, a maior parte da crosta continental não contém concentração suficiente de K, Th e U, também responsáveis por produzir calor radiogênico para elevar a temperatura da crosta. Outras fontes de calor são necessárias para ocorrer *water-present-melting* (700°C). O manto é uma fonte óbvia de calor, e o aquecimento por tensão pode ser significativo em algumas circunstâncias. Novas medições (WHITTINGTON *et al.*, 2009) indicam que a difusividade térmica das rochas a alta temperatura é baixa; conseqüentemente, a crosta intermediária e a crosta inferior pode reter calor melhor do que se pensava anteriormente.

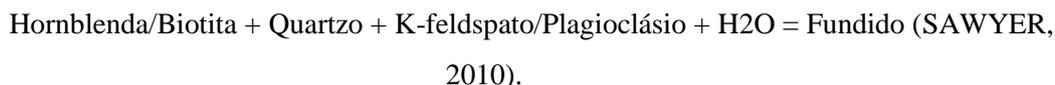
Identificar a fonte de calor e a combinação de parâmetros ou circunstâncias necessárias para focar o calor em espessamento da crosta e produzir um alto grau de anatexia continuam sendo um grande problema.

6.2 CONCLUSÕES

Considerando as evidências de fusão parcial encontradas em campo, observadas macroestruturas e descritas nas microestruturas da Pedreira do Cardoso, é possível constatar que as

rochas do tipo TTG passaram por uma transição de metatexito para diatexito durante a fusão parcial. Esta transição é comumente causada, ou por aumento na temperatura, (GREENFIELD *et al.*, 1996) ou diminuição na temperatura de fusão da rocha por adição de água.

Com base nas microestruturas e mineralogia apresentada no Capítulo 4, conclui-se que a fusão parcial dos gnaisses de composição TTG da Pedreira Cardoso, no Complexo Bação, ocorreu através do mecanismo de fusão por influxo de água, respeitando a reação:



De acordo com Watkins *et al.* (2007), as temperaturas de fusão parcial para gnaisses do tipo TTG (Tonalitos Trondhjemitos e Granodioritos) estão entre 680°C e 690°C e pressão em torno de 6 kbar. Essas condições de pressão e temperatura indicam a profundidade em que o material fundido se encontrava na crosta continental (estudo apresentado no Capítulo 3 – revisão de rochas migmatíticas).

Sendo assim, torna-se evidente que a existência de uma paleofonte hídrica, juntamente com a presença de minerais hidratados durante o período de metamorfismo regional datado em 2770 Ma. Essas condições seriam responsáveis pela redução da temperatura sólidos dos gnaisses migmatíticos de composição TTG e explicariam a presença de fusão parcial e o aumento considerável na quantidade de neossoma gerada durante transição de metatexito para diatexito.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUILAR, C. et al. *Fluid-fluxed melting and melt loss in a syntectonic contact metamorphic aureole from the Variscan eastern Pyrenees*. Journal of Metamorphic Geology, v. 34, n. 4, p. 379-400, 2016.
- AGUILAR, Carmen et al. *Palaeoproterozoic assembly of the São Francisco craton, SE Brazil: New insights from U–Pb titanite and monazite dating*. Precambrian Research, v. 289, p. 95-115, 2017.
- ALBERT, Capucine et al. *Archean crustal evolution in the Southern São Francisco craton, Brazil: Constraints from U-Pb, Lu-Hf and O isotope analyses*. Lithos, v. 266, p. 64-86, 2016.
- ALKMIM, F.F.; MARSHAK, S., 1998. *The Transamazonian orogeny in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: Paleoproterozoic Collision and Collapse in the Southern São Francisco Craton region*. Precambrian Research 90, 29–58.
- ALKMIM, F.F.; MARSHAK, S.; PEDROSA-SOARES, A.C., PERES, G.G.; CRUZ, S., WHITTINGTON, A., 2006. *Kinematic evolution of the Aracuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana*. Precambrian Research 149, 43–64.
- ALKMIM, F.F.; MARTINS-NETO, M.A., 2012. *Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco Craton, eastern Brazil*. Marine and Petroleum Geology 33, 127–139.
- ALKMIN, F. F. & NOCE, C. M., 2006. *The Paleoproterozoic record of the São Francisco Craton. IGCP 509 Field Workshop, Bahia and Minas Gerais, Brazil*. Field guide & Abstracts, 114 p.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUIA, Y.; BRITO NEVES; B.B., Fuck, R.A., 1981. *Brazilian structural provinces: an introduction*. Earth Sciences Reviews 17, 1–29.
- BALTAZAR, O.F.; ZUCCHETTI, M., 2007. *Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: a review of the setting of gold deposits*. Ore Geology Reviews 32, 1–2.
- BABINSKI, M.; CHEMALE Jr., F.; VAN SCHMUS, W.R., 1995. *The Pb/Pb age of the Minas Supergroup carbonate rocks, Quadrilátero Ferrífero, Brazil*. Precambrian Research 72, 235–245.
- BARBOSA, G.V. & RODRIGUES, D.M.S. 1967. **Quadrilátero Ferrífero**. Belo Horizonte, IG/UFMG. 130 p.
- BENN, Keith. *Tectonic delamination of the lower crust during Late Archean collision of the Abitibi–Opatica and Pontiac Terranes, Superior Province, Canada*. Archean Geodynamics and Environments, p. 267-282, 2006.
- BROWN, Michael. *Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: mechanisms and consequences*. Journal of the Geological Society, v. 164, n. 4, p. 709-730, 2007.
- CAMPOS, J.C.S.; CARNEIRO, M.A.; BASEI, M.A.S., 2003. *U-Pb evidence for Neoproterozoic crustal*

reworking in southern São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). Anais da Academia Brasileira de Ciências 75, 497–511.

CARNEIRO, M.A., 1992. **O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional (Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais): Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano**. Unpublished PhD Thesis, University of São Paulo, Brazil, 233p.

CARNEIRO, M.A.; JORDT-EVANGELISTA, H.; TEIXEIRA, W., 1997. **Eventos magmáticos arqueanos de natureza cálcio-alcalina e tholeiítica no Quadrilátero Ferrífero e suas implicações tectônicas**. Revista Brasileira de Geociências 27, 121–128.

CARVALHO, B. B.; SAWYER, E. W.; JANASI, V. A. **Crustal reworking in a shear zone: transformation of metagranite to migmatite**. Journal of Metamorphic Geology, v. 34, n. 3, p. 237-264, 2016.

DORR II, J.V.N.; GAIR, J.E., POMERENE, J.G.; RYNEARSON, G.A., 1957. **Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero**. DNPM-DFPM, Rio de Janeiro, 31p.

DORR II, J.V.N., 1969. **Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil**. USGS/DNPM, Washington, Prof. Paper 641-A, 110p.

ENDO, I., 1997. **Regimes tectônicos do Arqueano e Proterozóico no interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais**. Unpublished PhD Thesis, University of São Paulo, Brazil, 330p.

FARINA, Federico; ALBERT, Capucine; LANA, Cristiano. **The Neoarchean transition between medium- and high-K granitoids: Clues from the Southern São Francisco Craton (Brazil)**. Precambrian Research, v. 266, p. 375-394, 2015.

FONSECA, Gabriela Magalhães da; EVANGELISTA, Hanna Jordt. **Plutonic ultramafic rocks of the greenstone belt Rio das Velhas in the central portion of the Quadrilátero Ferrífero, State of Minas Gerais, Brazil**. Rem: Revista Escola de Minas, v. 66, n. 1, p. 67-75, 2013.

GAIR, J. E. **Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima Quadrangles, Minas Gerais, Brazil**. Ouro Preto: DNPM/USGS, 1962. Professional Paper, 111p. (Boletim 341-A).

HASALOVÁ, P. *et al.* **Transforming mylonitic metagranite by open-system interactions during melt flow**. Journal of Metamorphic Geology, v. 26, n. 1, p. 55-80, 2008.

HASALOVÁ, P. *et al.* **Origin of migmatites by deformation-enhanced melt infiltration of orthogneiss: A new model based on quantitative microstructural analysis**. Journal of Metamorphic Geology, v. 26, n. 1, p. 29-53, 2008.

HASALOVÁ, P. *et al.* **From orthogneiss to migmatite: geochemical assessment of the melt infiltration model in the Gföhl Unit (Moldanubian Zone, Bohemian Massif)**. Lithos, v. 102, n. 3-4, p. 508-537, 2008.

HASALOVÁ, P.; WEINBERG, R. F.; MACRAE, C. **Microstructural evidence for magma confluence and reusage of magma pathways: implications for magma hybridization, Karakoram Shear Zone in NW India**. Journal of Metamorphic Geology, v. 29, n. 8, p. 875-900, 2011.

HASALOVÁ, Pavlína *et al.* **Microstructural evidences for mineralogical inheritance in partially**

molten rocks: example from the Vosges Mts. Bulletin de la Société Géologique de France, v. 186, n. 2-3, p. 131-143, 2015.

HARTMANN, L.A.; ENDO, I.; SUITA, M.T.F.; SANTOS, J.O.S.; FRANTZ, J.C.; CARNEIRO, M.A.; NAUGHTON, N.J.; BARLEY, M.E., 2006. *Provenance and age delimitation of Quadrilátero Ferrífero sandstones based on zircon U–Pb isotopes.* Journal of South American Earth Sciences 20, 273–285.

HOLNESS, Marian B.; CLEMENS, John D. *Partial melting of the Appin Quartzite driven by fracture-controlled H₂O infiltration in the aureole of the Ballachulish Igneous Complex, Scottish Highlands.* Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 136, n. 1-2, p. 154-168, 1999.

HOLNESS, Marian B.; CESARE, Bernardo; SAWYER, Edward W. *Melted rocks under the microscope: microstructures and their interpretation.* Elements, v. 7, n. 4, p. 247-252, 2011.

JOHNSON, T. E.; FISCHER, S.; WHITE, R. W. *Field and petrographic evidence for partial melting of TTG gneisses from the central region of the mainland Lewisian complex, NW Scotland.* Journal of the Geological Society, v. 170, n. 2, p. 319-326, 2013.

KOGLIN, N., ZEH, A., CABRAL, A.R., GOMES JR., A.A.S., CORRÊA NETO, A.V., BRUNETTO, W.J., GALBIATTI, H., 2014. **Depositional age and sediment source of the auriferous Moeda Formation, Quadrilátero Ferrífero of Minas Gerais, Brazil: new constraints from U-Pb-Hf isotopes in zircon and xenotime.** Precambrian Research 255, 96–108.

LADEIRA E. A., ROESER H. M. P., TOBSCHALL, H.J. **Evolução petrogenética do cinturão de rochas verdes, Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais.**
In: SIMP. GEOL. MINAS GERAIS, 2, *Anais...* Belo Horizonte: SBG, 1983.v.2, p.149-165.

LANA, C.; KISTERS, A.; STEVENS, G., 2010a. *Exhumation of Meso-Archaean TTG gneisses from the middle crust: insights from the Steynsdorp core complex, Barberton granitoid-greenstone terrain, South Africa.* Geological Society of America Bulletin 122, 183–197.

LANA, C.; TOHVER, E.; CAWOOD, P., 2010b. *Quantifying rates of dome-and-keel formation in the Barberton granitoid–greenstone belt, South Africa.* Precambrian Research 177, 199–211.

LANA, C.; BUICK, I.; STEVENS, G.; ROSSOUW, R.; DE WET, W., 2011. *3230–3200 Ma post-orogenic extension and mid-crustal magmatism along the southeastern margin of the Barberton Greenstone Belt, South Africa.* Journal of Structural Geology 33, 844–858.

LANA, Cristiano *et al.* **The ancestry and magmatic evolution of Archaean TTG rocks of the Quadrilátero Ferrífero province, southeast Brazil.** Precambrian Research, v. 231, p. 157-173, 2013.

MACHADO, N.; CARNEIRO, M.A., 1992. *U-Pb evidence of Late Archean tectonothermal activity in southern São Francisco shield, Brazil.* Canadian Journal of Earth Sciences 29, 2341–2346.

MACHADO, N.; NOCE, C.M.; LADEIRA, E.A., DE OLIVEIRA, O.A.B., 1992. *U-Pb geochronology of the Archean magmatism and Proterozoic metamorphism in the Quadrilátero Ferrífero, southern São Francisco Craton, Brazil.* Geological Society of America Bulletin 104, 1221–1227.

MACHADO, N.; SCHRANK, A.; NOCE, C.M.; GAUTHIER, G., 1996. *Ages of detrital zircon from Archean-Paleoproterozoic sequences: Implications for Green-stone Belt setting evolution of a*

Transamazonian foreland basin in Quadrilátero Ferrífero, southeast Brazil. Earth and Planetary Science Letters 141,259–276.

MAXWELL, C. H. 1958. *The Batatal Formation*. Sociedade Brasileira de Geologia, Bol. vol. 7 n°2, p. 60-61. s.n.t.

MOREIRA, H., LANA, C., NALINI JR., H.A., 2016. *The detrital zircon record of an Archaean convergent basin in the Southern São Francisco Craton, Brazil*. Precamb. Res. 272, 84–99. Mougeot, R., 1996.

NOCE, C.M.; MACHADO, N.; TEIXEIRA, W., 1998. *U-Pb geochronology of gneisses and granitoids in the Quadrilátero Ferrífero (Southern São Francisco Craton): age constraints for Archean and Paleoproterozoic magmatism and metamorphism*. Revista Brasileira de Geociências 28, 95–102.

NOCE, C.M., 1995. *Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Unpublished PhD Theses, University of São Paulo, Brazil, 129p.

NOCE, C.M.; ZUCCHETTI, M.; BALTAZAR, O.F.; ARMSTRONG, R.; DANTAS, E.L.; RENGER, F.E.; LOBATO, L.M., 2005. *Age of felsic volcanism and the role of ancient continental crust in the evolution of the Neoproterozoic Rio das Velhas greenstone belt (Quadrilátero Ferrífero, Brazil): U-Pb zircon dating of volcanoclastic graywackes*. Precambrian Research 141, 67–82.

O'ROURKE JE. 1957. *The Stratigraphy of the metamorphic rocks of the Rio de Pedras and Gandarela Quadrangles, Minas Gerais, Brazil*. University of Wisconsin, Wisconsin, Ph.D. Thesis, 106 p.

RENGER, F.E.; NOCE, C.M.; ROMANO, A.W.; MACHADO, N., 1995. *Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma. de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil*. Geonomos 2 (1), 1–11.

ROMANO, A.W., 1989. *Evolution tectonique de la région NW du Quadrilatère Ferrifère– Minas Gerais, Brésil*. Unpublished PhD Thesis, University of Nancy, France, 259p.

ROMANO, Rafael *et al.* *Stabilization of the southern portion of the São Francisco craton, SE Brazil, through a long-lived period of potassic magmatism*. Precambrian Research, v. 224, p. 143-159, 2013.

SAWYER, E. W. *The inception and growth of leucosomes: microstructure at the start of melt segregation in migmatites*. Journal of Metamorphic Geology, v. 32, n. 7, p. 695-712, 2014.

SAWYER, Edward W.; BROWN, Michael (Ed.). *Working with migmatites*. Mineralogical Assn of Canada, 2008

SAWYER, E. W. *Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: Microstructures in the residual rocks and source of the fluid*. Lithos, v. 116, n. 3-4, p. 273-286, 2010.

SAWYER, Edward W.; CESARE, Bernardo; BROWN, Michael. *When the continental crust melts*. Elements, v. 7, n. 4, p. 229-234, 2011.

SCHRANK, A.; SOUZA FILHO, C.R.; ROIG, H.L., 1990. **Novas Observações sobre as Rochas Ultramáficas do Grupo Quebra Osso e Formação Córrego dos Boiadeiros, Greenstone Belt Rio Velhas – MG.** Cadernos Instituto de Geociências/UNICAMP 1,6–29.

SEIXAS, L.A.R.; DAVID, J.; STEVENSON, R., 2012. *Geochemistry, Nd isotopes and U–Pb geochronology of a 2350 Ma TTG suite, Minas Gerais, Brazil: implications for the crustal evolution of the southern São Francisco craton.* Precambrian Research 196, 61–80.

SIMMONS, G. C.; MAXWEL, C. M. 1961. **Grupo Tamanduá da série Rio das Velhas, Brasil.** Boletim, n. 211, Rio de Janeiro, DNPM, 31 p.

TEIXEIRA, W.; FIGUEIREDO, M.C.H., 1991. *An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco Craton.* Brazil: a review. Precambrian Research 53,1–22.

TEIXEIRA, W.; CARNEIRO, M.A.; NOCE, C.A.; MACHADO, N., SATO, K.; TAYLOR, P.N., 1996. *Pb, Sr and Nd isotope constraints on the archaic evolution of gneissic granitoid complexes in the southern São Francisco Craton, Brazil.* Precambrian Research 78, 151-164.

TEIXEIRA, W.; SABATÉ, P.; BARBOSA, J., NOCE, C.M.; CARNEIRO, M.A., 2000. *Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil.* In: Cor-dani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Fo, A., Campos, D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of South América. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro, pp. 101–137.

TEIXEIRA, W.; ÁVILA, C.A.; NUNES, L.C., 2008. *Nd–Sr isotopic geochemistry and U–Pb geochronology of the Fé Granite Gneiss and Lajedo Granodiorite: implications for the Paleoproterozoic Evolution of the Mineiro belt, southern São Francisco Craton, Brazil.* Revista do Instituto de Geociências-USP, Série Científica 8, 53–74.

USSAMI N. 1993. **Estudos geofísicos no Cráton do São Francisco: estágio atual e perspectivas.** In: J.M.L Dominguez & A. Misi (eds.). In: SBG, Simp. Cráton do São Francisco, 2, Salvador, Bahia, Brasil. SBG/SGM/CNPq, Spec. Psubl., 35-62.

VAN DER VELDEN, Arie J. *et al.* **Reflections of the Neoproterozoic: A global perspective.** Archean geodynamics and environments, p. 255-265, 2006.

WALLACE, R.M. 1958. **The Moeda Formation.** Soc. Bras. Geol., Bol., vol. 7, nº2, p.59-60.

WATKINS, J. M.; CLEMENS, J. D.; TRELOAR, P. J. *Archean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatolalites at 0.6–1.2 GPa.* Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 154, n. 1, p. 91-110, 2007.

WEINBERG, Roberto F.; HASALOVÁ, Pavlína. *Water-fluxed melting of the continental crust: A review.* Lithos, v. 212, p. 158-188, 2015.

WYMAN, D. A.; HOLLINGS, P. *Late - Archean Convergent Margin Volcanism in the Superior Province: A Comparison of the Blake River Group and Confederation Assemblage.* Archean Geodynamics and Environments, p. 215-237, 2006.

YAKYMCHUK, Chris; BROWN, Michael. *Consequences of open-system melting in tectonics.* Journal of the Geological Society, v. 171, n. 1, p. 21-40, 2014.

ZUCCHETTI, M.; LOBATO, L.M., BALTAZAR, O.F., 2000a. *Volcanic and volcanoclastic features in Archean rocks and their tectonic environment, Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil*. Revista Brasileira de Geociências 30, 388–392.

ZUCCHETTI, M.; LOBATO, L.M.; BAARS, F.J., 2000b. *Genetically diverse basalt geochemical signatures developed in the Rio das Velhas Greenstone Belt, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Revista Brasileira de Geociências 30, 397–402.

Livros e Capítulos de Livros:

SAWYER, Edward W. *Atlas of migmatites*. NRC Research Press, 2008. p.

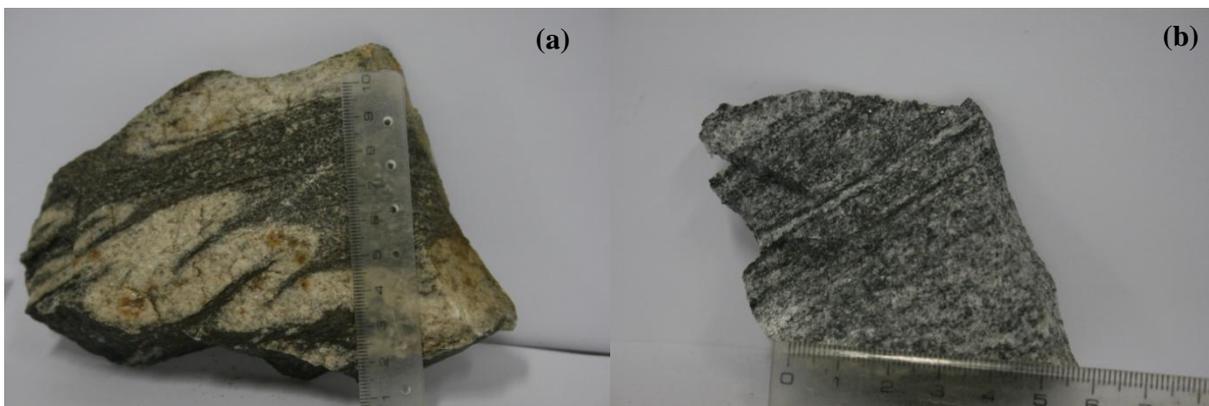
BUTCHER, K.; FREY, M. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, 1994.

Programas e conjuntos de softwares:

Google Documents

Adobe Photoshop CS 6 - 64bits

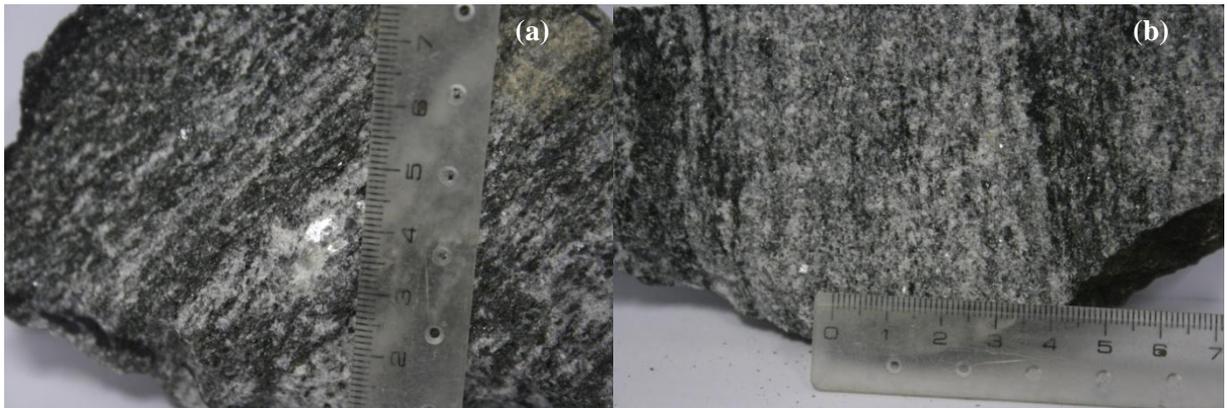
BA - 09



(a) Ortognaisse migmatítico: nessa amostra, o contato entre o leucossoma e o melanossoma é bem marcado. Ela é descrita como migmatito estruturado em dobra. A porção leucocrática é formada por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e localmente com biotita e sulfetos segregados, paralelos a foliação. As estruturas estromáticas indicam concentração do leucossoma formando bandas centimétricas. A porção melanocrática é composta, em sua maior parte, por biotita, hornblenda, e localmente por quartzo e plagioclásio de grãos finos a médios. Os grãos de biotitas e hornblendas estão orientados definindo uma foliação penetrativa. A porção melanocrática pode ser definida como paleossoma ou melanossoma.

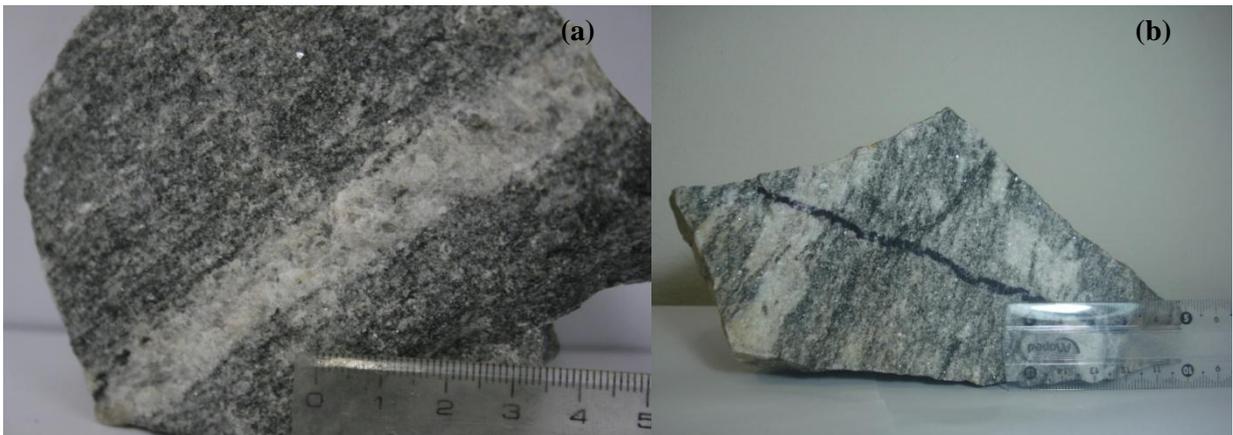
(b) Ortognaisse migmatítico: apresenta bandamento composicional alternando uma porção leucocrática constituída por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita e outra melanocrática composta de biotita, hornblenda, quartzo e plagioclásio. Os grãos são finos a médios. Os minerais máficos encontram-se orientados demarcando a foliação e com maior concentração em algumas porções da rocha.

BA-10



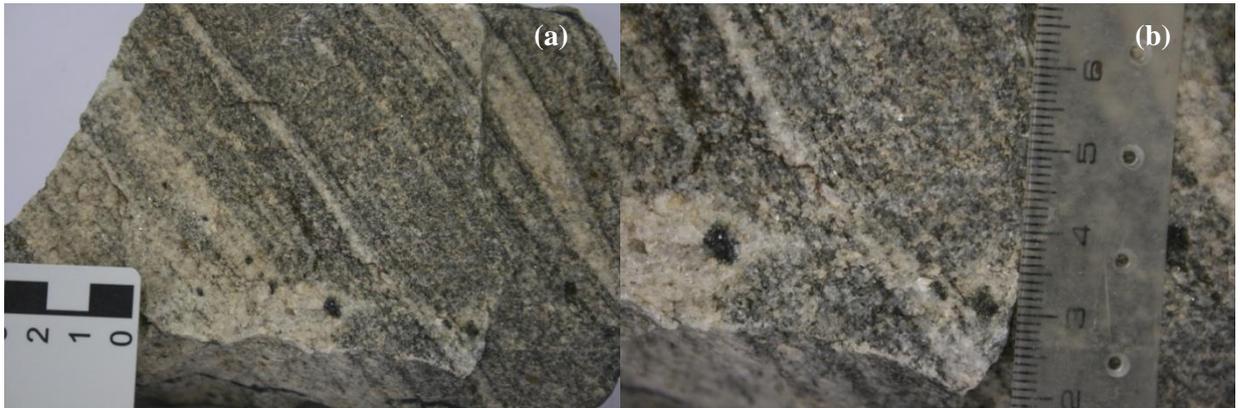
(a) Ortognaisse migmatítico com grãos médios a grossos, apresenta foliação penetrativa devido a presença dos minerais orientados da porção melanocráticas. Tem composição de biotita, hornblenda, quartzo e plagioclásio. O contato entre leucossoma e melanossoma é difuso, e minerais máficos como biotita e hornblenda formam localmente *selvedges* com espessuras de, aproximadamente, 0,32 cm. A porção leucocrática é formada por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita, sulfetos e muscovita (indicada em (b)).

BA-11



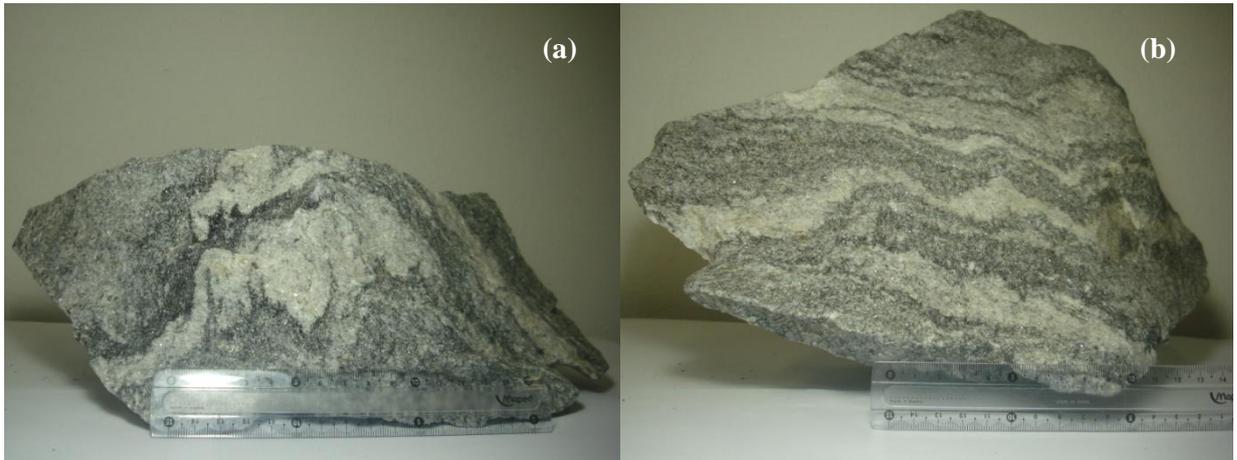
(a) Ortognaisse migmatítico apresentando textura estromática. A porção leucocrática possui composição de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e localmente com biotita. As estruturas estromáticas (espessura entre 0,2 cm e 2,0 cm) indicam concentração do magma paralelamente a foliação. A parte melanocrática é composta por biotita, hornblenda, quartzo e plagioclásio, com grãos variando de fino a médio. As biotitas e hornblendas estão orientadas e definem a foliação. Esta região pode ser definida com melanossoma.

BA-12



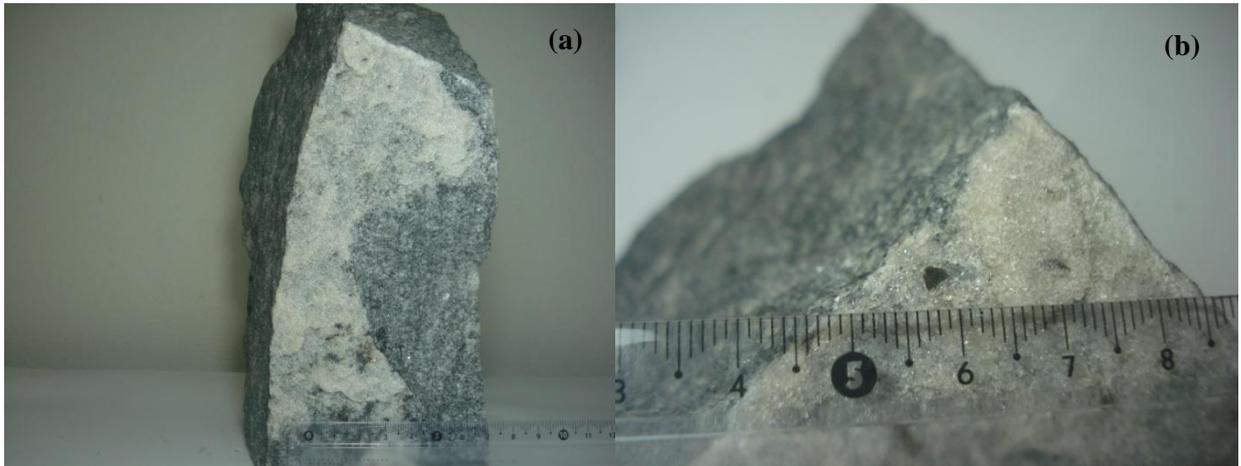
(a) Ortognaisse migmatítico apresentando bandamento gnáissico. Possui camadas alternas de material félsico e máfico. Além de apresentar, pontualmente, concentração de material leucocrática e presença de minerais arredondados como biotita (indicada em (b)). A parte leucocrática é formada por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio. A parte melanocrática é composta por biotita, hornblenda, quartzo e plagioclásio de grãos médios a grossos. As biotitas e hornblendas encontram-se orientadas definindo a foliação da rocha.

BA-13



(a) Ortognaisse migmatítico apresentando bandas composicionais alternadas de material leucocrático e melanocrático. A porção leucocrática possui composição mineralógica de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e, localmente, com biotita, além de sulfetos. As estruturas migmatíticas descritas nessas amostras são estromáticas, em veio e veio dobrado. A espessura do leucossoma varia em torno de 0,5cm a 4,0 cm. Há presença de regiões onde o fundido se concentrou durante a fusão parcial. A porção melanocrática é composta por biotita, hornblenda, quartzo e plagioclásio, biotitas e hornblendas.

BA-14



(a) A amostra BA-14 foi retirada de um bloco solto do afloramento. Ela é importante para a caracterização de texturas migmatíticas como o diatexito nebulítico. A textura nebulítica é leucocrática, de coloração cinza clara, com granulação média a fina, e pode gradar para uma granulação mais grossa.

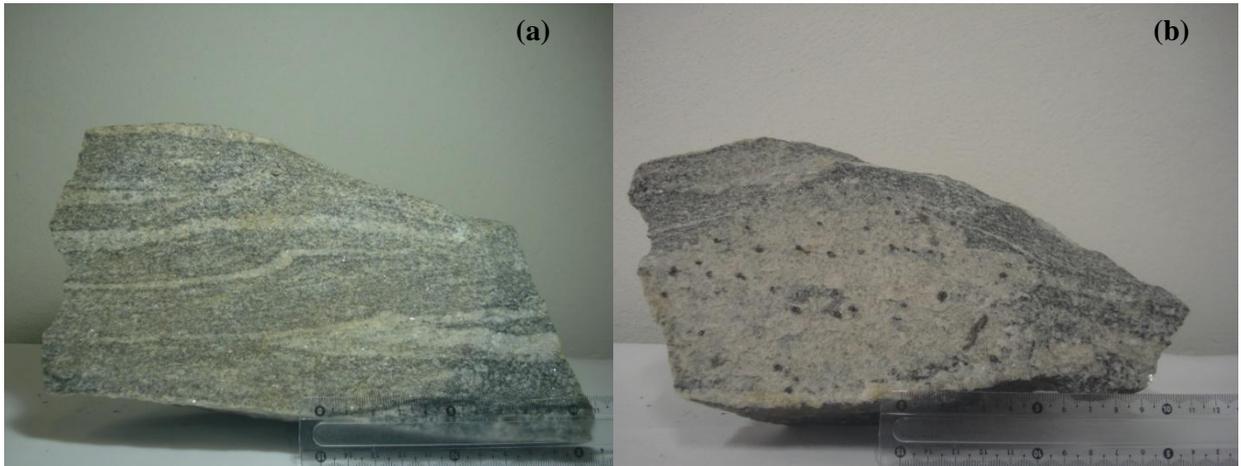
(b) No leucossoma é possível identificar um cristal de titanita.

BA-15



(a) Ortognaisse migmatítico com grãos médios a grossos. Apresenta foliação bem demarcada pelos minerais melanocráticas e por bandamentos leucocráticos com espessura de, aproximadamente, milimétricos. A porção leucocrática é formada por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita. A região melanocrática é composta por biotita, hornblenda, quartzo e plagioclásio. Os grãos são finos a médios. A biotita e hornblenda encontram-se orientadas definindo a foliação. O contato entre as duas porções não é bem definido, a não ser no centro da amostra, em que há uma forte marcação do melanossoma.

BA-16



(a) Ortognaisse migmatítico com grãos finos a médios. Apresenta foliação fraca demarcada pelos minerais melanocráticas encontrados no melanossoma/paleossoma e por um bandamento leucocrático que varia em tamanho de 0,2mm a 2,0cm. A parte leucocrática é composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita e sulfetos. A parte melanocrática é composta por biotita, hornblenda quartzo e plagioclásio, onde as biotitas e hornblendas estão orientadas definindo a foliação. Esta região pode ser considerada também como paleossoma.

(b) Leucossoma acumulado em bolsões apresentando textura nebulítica. Possui coloração cinza clara, com granulação média a fina, e pode gradar para uma granulação mais grossa. Minerais arredondados foram descritos como biotita.

Certifico que o aluno **Camila Morato Fadul**, autor do trabalho de conclusão de curso intitulado “**Análise petrográfica dos gnaisses migmatíticos da Pedreira do Cardoso, Quadrilátero Ferrífero, MG**”, efetuou as correções sugeridas pela banca examinadora e que estou de acordo com a versão final do trabalho.

|



(Cristiano de Carvalho Lana) Orientador

Ouro Preto, 25 de Novembro de 2018.