



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
ÁREA DE PETROLOGIA, METALOGÊNESE E EXPLORAÇÃO
MINERAL**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**PETROGRAFIA E MINERALOGIA DO PROTOMINÉRIO DE
MANGANÊS DA REGIÃO DE MARAÚ, SUL DA BAHIA, BRASIL.**

LUCAS TEIXEIRA DE SOUZA

Salvador

2015

LUCAS TEIXEIRA DE SOUZA

**PETROGRAFIA E MINERALOGIA DO PROTOMINÉRIO DE
MANGANÊS DA REGIÃO DE MARAÚ, SUL DA BAHIA, BRASIL.**

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia para obtenção do título de Mestre em Geologia, na área de concentração em Petrologia, Metalogênese e Exploração Mineral.

Orientador: Prof. Dr. Johildo Salomão Figueirêdo
Barbosa

Co-Orientadora: Prof^a. Dr^a. Jailma Santos de Souza
de Oliveira

Salvador

2015

Ficha catalográfica elaborada pela
Biblioteca do Instituto de Geociências - UFBA

S719 Souza, Lucas Teixeira de.
Petrografia e mineralogia do protominério de manganês da
região de Maraú, sul da Bahia, Brasil / Lucas Teixeira de Souza.-
Salvador, 2015.
78 f. : il. Color.

Orientador: Prof. Dr. Johildo Salomão Figueiredo Barbosa
Co-orientador: Profa. Dra. Jailma Santos de Souza de Oliveira
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal da Bahia.
Instituto de Geociências, 2015.

1. Petrologia - Sul Baiano (Bahia : Mesorregião). 2.
Mineralogia. 3. Manganês. I. Barbosa, Johildo Salomão Figueiredo.
II. Universidade Federal da Bahia. Instituto de Geociências
. III. Título.

CDU: 552.3(813.8)

TERMO DE APROVAÇÃO

LUCAS TEIXEIRA DE SOUZA

**MINERALOGIA DO PROTOMINÉRIO DE MANGANÊS DA REGIÃO DE MARAÚ,
SUL DA BAHIA, BRASIL.**

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia para obtenção do título de Mestre em Geologia, na área de concentração em Petrologia, Metalogênese e Exploração Mineral.

1ª Examinador – Prof. Dr. Johildo Salomão Figueirêdo Barbosa
Instituto de Geociências – Universidade Federal da Bahia (UFBA)

2ª Examinador – Msc. Adalberto de Figueiredo Ribeiro
Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM)

3ª Examinador – Profª. Drª. Ângela Beatriz Menezes Leal
Instituto de Geociências – Universidade Federal da Bahia (UFBA)

4ª Examinador – Prof. Dr. Eron Pires Macêdo
CPRM – Serviço Geológico do Brasil

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço a meus pais, Vicente Fernandes de Souza e Georgina Conceição Teixeira de Souza, e à minha irmã, Liliane Teixeira de Souza, pelo apoio e confiança constantes, principalmente no momento em que me propus retornar à vida acadêmica.

Agradeço também àqueles que sempre estiveram dispostos a me auxiliar e aconselhar na minha evolução como geólogo, principalmente ao Prof. Johildo Barbosa, que aceitou ser meu orientador na graduação e também na pós-graduação.

Também aos amigos e colegas geológicos que sempre me ajudam tanto que são quase meus coorientadores, Jailma Santos de Souza de Oliveira, Eron Pires Macedo, Ângela Beatriz Menezes Leal. Assim como outros professores que sempre estiveram dispostos a tirar dúvidas e compartilhar um pouco dos seus vastos conhecimentos. Obrigado Marcelo, César e Simone.

Um agradecimento especial à minha companheira, Amanda, sempre me ajudando e incentivando a crescer cada vez mais. Espero ter você sempre ao meu lado como fonte de inspiração para investir no futuro.

Agradeço aos amigos mais próximos que se permitiram me ouvir falar do meu trabalho, mesmo sem estarem totalmente a par do que eu estava fazendo, mas sempre interessados em discussões científicas, Diego, Marcus, Tico, Josafá, Fabinho, Marcus (Alves), Léo, Berna, Pedroca, Natália e Vanderlúcia.

Aos mais diversos colegas do igeo e da vida que com certeza posso acabar esquecendo algum, Victor, Thiagostinho, Tio Sérgio, Cipri, Subs, Mário, Nilsinho, Clarinha, Vitinho, Renato, Rafael, entre tantos.

Aos funcionários do IGEO, sempre solícitos a ajudar quando requisitados.

À Pós-Graduação em Geologia pelo apoio.

A CAPES pelo fornecimento da bolsa de estudos.

RESUMO

No estado da Bahia existem diversas ocorrências de manganês, especialmente inseridas no contexto geológico do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (BISC). Essas ocorrências costumam se apresentar paralelas à deformação regional com *trends* NNE-SSW. Apesar de terem sido realizados aprofundados estudos de cálculo de reserva e a maioria desse minério ter sido extraído para a siderurgia nas diferentes jazidas manganésíferas, ainda não havia sido realizado um estudo sobre as rochas do protominério de manganês. Estudos desse tipo foram realizados no território brasileiro apenas em algumas ocorrências manganésíferas dos estados de São Paulo, Minas Gerais, Ceará, Bahia e Amapá, onde a mineralogia principal do protominério dessas localidades varia entre espessartitas e rodocrositas (gonditos e queluzitos), embora poucos apresentem piroxênios manganésíferos do tipo rodonita e/ou piroxmangita. A área de estudo está localizada nas proximidades da cidade de Maraú, região sul do estado da Bahia. Onde em uma das minas, atualmente exauridas, formadas de óxidos do tipo pirolusita e psilomelana, um furo de sondagem permitiu o estudo do protominério em profundidade, o qual está granulitizado e encaixado nos granulitos supracrustais do denominado Complexo Almandina. A mineralogia da sua encaixante é composta de orto e clinopiroxênio, granada, plagioclásio e biotita, além de pouco anfibólio, quartzo e espinélio. As rochas do protominério são compostas principalmente de piroxênios do tipo rodonita ou piroxmangita com até 49% de MnO nas suas estruturas cristalinas, granadas do tipo espessartita com média de 30% de MnO e rodocrositas com até 88% de MnO, além de sulfeto de manganês do tipo alabandita, esse último com até 75% de MnO.

Palavras-chave: Protominério, Manganês, Mineralogia

ABSTRACT

There are many manganese occurrences in Bahia, state of Brazil, especially inserted in the Itabuna-Salvador-Curaçá Block. These occurrences usually present themselves parallel to the regional deformation, with NNE-SSW trends. Even though extensive studies regarding reserves calculations have been done and that most of these manganese ore have been extracted to the siderurgy, a specific study of the manganese protore had yet to be done in Bahia. This type of study have only been done in a few manganese occurrences in Brazilian territory, especially in São Paulo, Minas Gerais, Ceará, Amapá and Bahia, where the main mineralogy of the protore of these locals vary between sperssatines and rhodocrosites (gondites and queluzites), although some may present pyroxenes with manganese (pyroxmangite and rhodonite). The studied area is located close to the city of Maraú, south region of Bahia. Where in one of the mines, nowadays deactivated, composed of manganese oxides such as pirolusite and psilomelane, a drilling hole allowed the study of the protore rocks that were deep above the surface. These rocks are metamorphosed in granulite facies and within supracrustal granulites, called Almandina Complex. The granulites of the Almandina Complex are composed of ortho and clinopyroxenes, garnet, plagioclase and biotite, with few amphiboles, quartz and spinel. The protores mineralogy is composed of mainly Mn-rich pyroxenes, like pyroxmangite and rhodonite, with up to 49% of MnO in its cristaline structures, Mn-rich garnets, spessartine, with up to 30% of MnO and Mn-rich carbonates, rhodocrosites, with up to 88% of MnO. Also occur a manganese sulfide, alabandite, with 75% of MnO in its cristaline composition.

Keywords: Protore, Manganese, Mineralogy

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 - Localização e acesso à área de estudo. Fonte: Modificado do <i>Google Maps</i>	18
Figura 2.1 - (a) Principais crátons e sistemas orogenéticos neoproterozoicos do território brasileiro; (b) Mapa geológico simplificado do CSF. Fonte: Modificado de Alkmin et al., 1993.	21
Figura 2.2 - Mapa esquemático das unidades geotectônicas arqueanas-paleoproterozoicas mais importantes da parte leste do CSF na Bahia. Área de estudo destacada em vermelho. Fonte: Modificado de Barbosa et al. (2012).	23
Figura 2.3 - Mapa geológico da região de Maraú (porção NE da Folha Ubaitaba – SD.24-Y-B-III). Destacado em pequenos círculos, os depósitos de manganês da região de Maraú, onde na mina Valha-me Deus Norte foi realizado o furo de sondagem no protominério. Fonte: Barbosa et al., 2013.	29
Figura 3.1 - Distribuição das faixas mineralizadas em manganês da região de Maraú, com destaque para a mina Valha-me Deus Norte, onde foi realizado o furo de sondagem. Fonte: Toniatti e Barbosa, 1973.	32
Figura 3.2 – Detalhe da mina Valha-me Deus Norte, exibindo as extensas atividades de pesquisa realizadas no minério oxidado. Fonte: Toniatti e Barbosa, 1973.	33
Figura 3.3 – Seção esquemática mostrando as diferentes ocorrências de Mn da Mina Valha-me Deus Norte, destacando o protominério de Mn encaixado nas rochas granulíticas e o furo de sondagem onde foram obtidas as amostras motivo deste trabalho. Fonte: Toniatti e Barbosa, 1973.	34
Figura 3.4 – Tabela com a mineralogia das lâminas estudadas, conseguidas a partir de amostras recuperadas no furo de sondagem realizado na mina de Valha-me Deus Norte. Identificaram-se os níveis enriquecidos do protominério de Mn, bem como a mineralogia principal das rochas encaixantes. A cor amarela indica os níveis superior e inferior do protominério, com minerais metamórficos ricos em manganês e teores expressos em porcentagem de MnO no mineral.	38
Figura 4.1 – Diagrama de Morimoto (1988) da classificação dos piroxênios.	47
Figura 5.1 - Fotografia da lâmina delgada M-23, exibindo duas faixas de ocorrência dos minerais, separando-a ao meio (faixa esquerda e direita).	50
Figura 5.2 – Lâmina e amostra de mão M-28, exibindo faixas de diferentes disposições texturais e mineralógicas, representadas nas fotos por faixas com cores mais claras e escuras.	60

ÍNDICE DE PRANCHAS

Prancha 4.1 - Lâmina M-17, mostrando a associação mineral da amostra. (A e B), podendo-se observar os dois tipos de ocorrência da Bt. (C e D), interação dos cristais de Opx, Bt e Qz com a Grt.	42
Prancha 4.2 - Lâmina M-26, mostrando a associação mineral da amostra. (C e D) Os contatos entre os minerais são principalmente curvos e localmente retos, principalmente com a Bt1. (A e B) As manchas pretas são marcações para a realização de análises químicas dos minerais com a microsonda.....	45
Prancha 4.3 - Lâmina M-32, mostrando a associação mineral da amostra. (A e B) relação do Amp com o Spl e o Cpx. (C e D) contatos da Bt com os outros minerais. (E e F) ocorrência de Px e sua variedade de cores de interferência.	48
Prancha 5.1 – Lâmina M-23 (faixa esquerda) sob o microscópio petrográfico, mostrando textura e forma dos cristais. (A e C) sob luz plana e (B e D) em nicóis cruzados. Além das granadas e piroxênios, observa-se os dois tipos de ocorrência das biotitas: uma com forma subidioblástica (Bt1) e outra com cristais xenoblásticos (Bt2).	51
Prancha 5.2 – Lâmina M-23 (faixa direita) sob o microscópio petrográfico. (A e C) estão em luz plana e (B e D) em nicóis cruzados. Essas fotos permitem observar simplectitos de Grt e piroxênio (A e B) e o contato brusco entre as faixas esquerda e direita (C e D). Pode-se observar também a inexistência da biotita nessa lâmina, diferentemente das anteriores, onde elas são abundantes.	53
Prancha 5.3 – Lâmina M-24, mostrando a associação mineral da amostra. (A e C) em luz plana e (B e D) em nicóis cruzados. (A e B) contatos retos entre Grt e Px. (C e D) predominância de Px com pequenas inclusões arredondadas de opacos e contatos retos entre Grt e Px.	56
Prancha 5.4 – Lâmina M-27, mostrando a mineralogia do protominério. (A e B) predominância de granada e clinopiroxênio. (C e D) zona de contato entre a porção com carbonato e a porção onde predominam as granadas e os clinopiroxênios, além de detalhe da zona rica em carbonato. (E e F) alteração amarelada do clinopiroxênio e da granada, indicando também que durante o retrometamorfismo, fluidos hidrotermais predominaram, alterando a mineralogia da rocha (zona amarelada).	59
Prancha 5.5 – Lâmina M-28 mostrando a mineralogia do protominério. (A e B) mineralogia da faixa central da Figura 5.2. (C e D) zona de contato entre o campo dos simplectitos de Opx e Grt (parte inferior esquerda da foto) e a zona com Pl. (E e F) demonstram com mais detalhe a ocorrência dos simplectitos, sendo possível observar a ausência de Pl neste campo.	62
Prancha 5.6 – Lâmina M-29 mostrando a mineralogia do protominério. (A e B) exibem a granulometria e forma dos cristais de Opx e Grt com processo incipiente de alteração supergênica. (C e D) mostram um estágio mais avançado de formação da rodocrosita e sua relação com os cristais de Opx e Grt, por vezes invadindo-os com contatos serrilhados.....	65

Prancha 5.7 – Lâmina M-31, mostrando a mineralogia do protominério. (A e B) exibem cristais de ortopiroxênios em avançado estágio de alteração e cristais de granada. (C e D) mostram cristais de granada e suas relações de contato com o ortopiroxênio. Nessa lâmina pode-se ainda observar um mineral de cor avermelhada com contatos retos a levemente curvos com a granada e o ortopiroxênio. Esse mineral não foi analisado na microsonda.....67

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 4.1 – Análises química dos minerais da lâmina M-17, expressa em porcentagens dos elementos. Fontes: (1) Deer, Howie, Zussman (1963); (2) Kuno e Nagashima (1950); (3) Deer, Howie, Zussman (2013).....	41
Tabela 4.2 - Análises químicas dos minerais da lâmina M-26, expressa em porcentagens dos elementos. Fontes: (1) Dana (1892); (2) Kuno e Nagashima (1950); (3) Deer, Howie, Zussman (1963).	44
Tabela 4.3 – Análises químicas dos minerais da lâmina M-32, expressa em porcentagens dos elementos. Os valores de óxidos totais do Cpx e do Spl indicam que as análises não são totalmente confiáveis. Fonte: (1) Deer, Howie, Zussman (1962)...	47
Tabela 5.1 – Análises químicas dos minerais da lâmina M-23, expressa em porcentagens dos elementos. Fontes: (1) Deer, Howie, Zussman (1978); (2) Dana (1892).....	53
Tabela 5.2 – Análises químicas dos minerais da lâmina M-24, expressa em porcentagens dos elementos. Fontes: (1) Deer, Howie, Zussman (1978); (2) Dana (1892); (3) Palache, Berman, Frondel (1944).....	55
Tabela 5.3 – Análises químicas dos minerais da lâmina M-27, expressa em porcentagens dos elementos. Fontes: (1) Dana (1892); (2) Deer, Howie, Zussman (1978); (3) Deer, Howie, Zussman (1962).....	58
Tabela 5.4 – Análises químicas dos minerais da lâmina M-28, expressa em porcentagens dos elementos. Fontes: (1) Dana (1892); (2) Deer, Howie, Zussman (1978).....	63
Tabela 5.5 – Análises químicas dos minerais da lâmina M-29, expressa em porcentagens dos elementos. Fontes: (1) Deer, Howie, Zussman (1978); (2) Deer, Howie, Zussman (1962).	64
Tabela 5.6 – Análises químicas dos minerais da lâmina M-31, expressa em porcentagens dos elementos. Fontes: (1) Dana (1892).	66

LISTA DE ABREVIATURAS DOS MINERAIS

Abreviaturas segundo Whitney e Evans (2010):

Anfibólio - Amp

Biotita –Bt

Clinopiroxênio – Cpx

Espessartita - Sps

Espinélio – Spl

Granada – Grt

Hornblenda – Hbl

Magnetita - Mt

Opaco – Opq

Ortoclásio - Or

Ortopiroxênio – Opx

Piroxmangita - Pxm

Plagioclásio – Pl

Quartzo – Qz

Rodocrosita – Rds

Rodonita – Rdn

Tschermaquita – Ts

SUMÁRIO

1	CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....	14
1.1	OBJETIVOS	16
1.1.1	Objetivo Geral	16
1.1.2	Objetivos Específicos	16
1.2	JUSTIFICATIVAS.....	16
1.3	LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	17
2	CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA REGIONAL.....	19
2.1	COMPLEXO ALMANDINA	22
2.2	COMPLEXO IBICARAÍ.....	24
2.2.1	Granulitos Máficos	24
2.2.2	Granulitos Tonalíticos/Trondhjemíticos	25
2.3	GRUPO BROTAS	26
2.4	GRUPO CAMAMU	27
2.5	DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS.....	27
3	CAPÍTULO 3 – DEPÓSITO DE MANGANÊS: MORFOLOGIA E SUPERGÊNESE	30
4	CAPÍTULO 4 – MINERALOGIA DA ENCAIXANTE DO PROTOMINÉRIO	39
4.1	Estudo Petrográfico e de Química Mineral da Amostra M-17.....	39
4.2	Estudo Petrográfico e de Química Mineral da Amostra M-26.....	42
4.3	Estudo Petrográfico e de Química Mineral da Amostra M-32.....	45
5	CAPÍTULO 5 - MINERALOGIA DO PROTOMINÉRIO.....	49
5.1	Estudo Petrográfico e de Química Mineral da Amostra M-23.....	50
5.2	Estudo Petrográfico e de Química Mineral da Amostra M-24.....	54

5.3	Estudo Petrográfico e de Química Mineral da Amostra M-27.....	56
5.4	Estudo Petrográfico e de Química Mineral da Amostra M-28.....	60
5.5	Estudo Petrográfico e de Química Mineral da Amostra M-29.....	63
5.6	Estudo Petrográfico e de Química Mineral da Amostra M-31.....	65
6	CAPÍTULO 6 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	68
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	74

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

Depósitos de manganês podem funcionar como indicadores da evolução do planeta, podendo ser marcadores de variações do nível de oxigênio da atmosfera e hidrosfera, do nível do mar, a presença de organismos biológicos, registro de glaciações e vulcanismo submarino, dentre outros.

A formação dos depósitos de manganês envolve fonte, transporte, deposição e intemperismo. Devido a esta amplitude de fatores atuantes, existem diversas possibilidades de deposição de manganês durante a evolução do planeta, desde depósitos do Arqueano até os dias atuais (ROY, 1988). Além disso, existem diversos tipos de ambientes de formação de depósitos de manganês distintos. Estes ambientes são determinados pela intensidade e estilo do tectonismo, do vulcanismo, da atividade hidrotermal, da composição da atmosfera e hidrosfera e do desenvolvimento da biosfera, todos variando com o tempo (ROY, 1997).

Na parte sul do Estado da Bahia, na região de Maraú (Figura 1.1), inserido na porção sul do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (BISC) (BARBOSA e SABATÉ, 2002, 2004), existem diversas ocorrências de manganês orientadas grosseiramente na

direção NNE-SSW, sendo paralelas aos lineamentos estruturais regionais dos granulitos do referido bloco. Algumas constituíram depósitos de pequeno porte, como por exemplo, aquelas de Santo Antônio de Jesus e Maraú, cujos óxidos secundários, do tipo pirolusita-psilomelana, foram exaustivamente lavrados, visto que constituíam reservas econômicas de minério de manganês. A maioria dele foi consumido pela SIBRA – Eletrosiderurgica Brasileira S.A., fábrica de ferro ligas situada em Simões Filho, próxima a Salvador.

Essas jazidas supergênicas encontravam-se alojadas no solo das rochas granulíticas, contudo, devido às grandes espessuras deste solo e, por consequência, a inexistência de afloramentos do protominério, era impossível conhecer a mineralogia deste. Entretanto sob o minério oxidado do depósito de manganês de Maraú, mais especificamente na mina Valha-me Deus Norte, foi executado um furo de sondagem, que atravessou a camada granulitizada de manganês em profundidade, tornando possível amostrar o protominério e estudar sua mineralogia.

Este é um trabalho de importância visto que os testemunhos da referida sondagem estão demonstrando que as rochas deste protominério, gerador dessas jazidas de manganês supergênicas, são ainda pouco estudadas na bibliografia nacional e internacional. Apesar da escassa produção bibliográfica acerca do protominério das ocorrências manganésíferas, trabalhos a esse respeito não são totalmente inexistentes. Algumas informações podem ser obtidas nos estudos na Mina do Córrego do Cocho, Itapira – São Paulo (ANGELI et al., 2011), nas pesquisas sobre o Distrito Manganésífero de Saúde, Grupo Dom Silvério – Minas Gerais (CAVALCANTE e JORDT-EVANGELISTA, 2004), nas pesquisas dos Depósitos de Manganês da Província de Aracoiaba – Ceará (SOUZA e RIBEIRO FILHO, 1983), nos estudos dos Depósitos Manganésíferos da Serra do Navio – Amapá (CHISONGA et al., 2012) e nas pesquisas sobre o minério de manganês da Mina Lagoa D’Anta, Subdistrito Ferro-Manganésífero de Caetité-Licínio de Almeida – Bahia (BORGES, 2012). Informações importantes sobre a ocorrência desse minério do sul da Bahia podem ser obtidas também nas extensas pesquisas realizadas pela CBPM - Companhia Baiana de

Pesquisa Mineral em convênio com a Secretaria de Minas e Energia (SME), através do Projeto Manganês de Valença-Gandu (RIBEIRO, 1982).

Sendo assim, a presente dissertação de Mestrado poderá trazer importantes informações adicionais sobre a geologia desses depósitos de Maraú, permitindo fazer correlações com a gênese de outras ocorrências de manganês no Estado da Bahia e em outros locais do planeta.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo Geral

Essa dissertação tem como objetivo geral caracterizar a mineralogia da rocha que constitui o protominério de manganês granulizado do sul da Bahia, através de estudos petrográficos e de química mineral, e com isso tentar sugerir modelos genéticos acerca dessas rochas, visto que esse protominério, por estar abaixo da zona de intemperismo, não sofreu processos supergênicos de concentração e formação do minério oxidado da região de Maraú.

1.1.2 Objetivos Específicos

Tem-se como objetivos específicos: (i) identificar a mineralogia das rochas que compõem o protominério, através de estudos de química mineral e caracterização petrográfica; (ii) caracterizar este protominério, visando identificar as paragêneses metamórficas dessas rochas; e, (iii) sugerir o ambiente de formação desses metamorfitos de alto grau ricos em manganês.

1.2 JUSTIFICATIVAS

Considera-se esse trabalho inédito visto que nunca foram realizados estudos para a caracterização desse protominério de manganês do sul da Bahia. As análises petrográficas e os dados microquímicos trarão grande contribuição para o entendimento dos depósitos e ocorrências de manganês da região, podendo vir a sugerir o ambiente de formação destes depósitos e compará-lo a outros depósitos manganesíferos, existentes no Brasil e no planeta.

1.3 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo encontra-se localizada na porção centro-sul do Estado da Bahia, dentro dos limites da folha topográfica Ubaitaba (SD.24-Y-B-III), nas proximidades dos municípios de Ubaitaba, Camamu, Ibirapitanga e Maraú, entre outros (Figura 1.1).

O acesso, a partir da cidade do Salvador, inicia-se com a travessia do *Ferry-Boat* com destino à Ilha de Itaparica. Daí segue-se pela BA-001 até a cidade de Camamu. Dessa cidade pode-se seguir pela mesma BA-001 até a BA-656 onde o acesso à área seria realizado através de uma estrada não pavimentada ou desviar pela BA-652, até uma estrada não pavimentada que também dá acesso à área. Pode-se também seguir a BR-324 e BR-101 até o acesso à cidade de Ibirapitanga, posteriormente seguindo pela BA-652 em direção a Camamu, onde o acesso à área se faz através de uma estrada não pavimentada (Figura 1.1).

CAPÍTULO 2 – GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo encontra-se inserida no contexto geotectônico do Cráton do São Francisco (CSF) definido por Almeida (1977). O CSF teve seus limites estabelecidos primeiramente por Almeida (1977) e confirmados, sobretudo na parte norte, por Ussami (1993), nesse último caso a partir de estudos geofísicos. Ele é bordejado por faixas de dobramento Neoproterozoicas do denominado Ciclo Brasileiro, a saber: (i) Faixa Sergipana, a nordeste (BRITO NEVES, 1975); (ii) Faixa Riacho do Pontal, a norte (BRITO NEVES, 1975), (iii) Faixa Rio Preto, a noroeste (INDA e BARBOSA, 1978); (iv) Faixa Brasília, na porção oeste (ALMEIDA, 1969); e, (v) Faixa Araçuaí, na parte sul (ALMEIDA, 1977) (Figura 2.1).

O CSF no estado da Bahia, encontra-se subdividido em 4 compartimentos principais: i) Bloco Gavião (BG); ii) Bloco Jequié (BJ); iii) Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá (BISC); e, iv) Bloco Serrinha (BS). A geotectônica responsável pela aglutinação destes blocos ocorreu no Paleoproterozoico, em torno de 2,0 Ga (PEUCAT et al., 2011), que formou o denominado Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (OISC) (Figura 2.1).

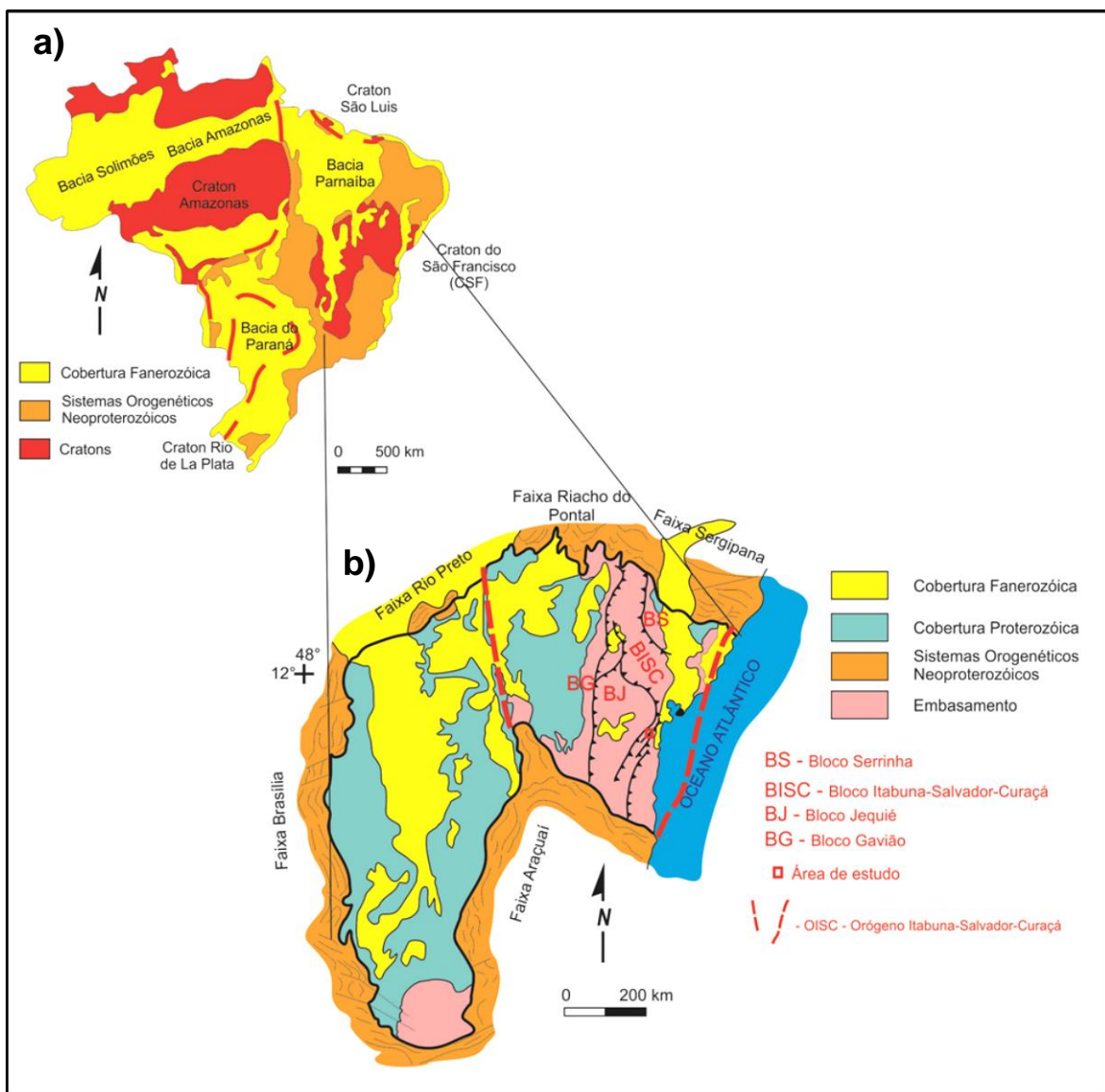
O BG é constituído de rochas TTG's que ocorrem de forma dispersa, podendo ser divididas em dois grupos: um mais antigo, de idade variando entre 3,4 e 3,2 Ga e outro com idades situadas 3,2 a 3,1 Ga. Ambos estão metamorfisados na fácies anfibolito tendo sido originados por fusão de basaltos toleíticos, deixando anfibolitos com granada ou eclogitos como resíduo. Considera-se que o grupo mais antigo de TTG diferencia-se do mais novo porque este último sofreu contaminação crustal (MARTIN et al., 1991). O BG apresenta ainda, sequências vulcanossedimentares metamorfisadas na fácies xisto-verde e anfibolito baixo, que constituem os *greenstone belts* deste bloco. Ocorrem também gnaisses paraderivados, principalmente próximo aos *greenstones*, os quais são de difícil separação dos gnaisses ortoderivados (TTG's), devido às similaridades nas suas deformações e metamorfismo. Essas rochas podem também se apresentar com feições de migmatização (BARBOSA e SABATE, 2003; BARBOSA, SABATE, MARINHO, 2003).

O BJ é constituído de rochas arqueanas e paleoproterozoicas, sendo a maioria denominada de granulitos heterogêneos com enclaves de rochas supracrustais (metabasaltos e metabasaltos andesíticos, cherts/quartzitos, kinzigitos, rochas máficas-ultramáficas e formações ferríferas bandadas) todas metamorfisadas na fácies granulito. Suas idades situam-se em torno de 3,0-2,9 Ga estabelecidas pelo método Sm-Nd (MARINHO, 1991; MARINHO et al., 1994; WILSON, 1987). Estes granulitos possuem intrusões de rochas graníticas-granodioríticas (que após o metamorfismo granulítico passaram a ser chamadas de granulitos charnockíticos, charnoenderbíticos e enderbíticos), sendo datadas em torno de 2,8-2,7 Ga pelos métodos Rb-Sr, Pb-Pb, rocha total, e U-Pb SHRIMP em zircões (ALIBERT e BARBOSA, 1992; MACEDO, 2006; SILVA et al., 2002; WILSON, 1987). Esses plutonitos que foram granulitizados durante a colisão paleoproterozoica podem conter às vezes mega-enclaves dos granulitos heterogêneos referidos anteriormente, confirmando as suas características intrusivas (BARBOSA e SABATÉ 2002, 2004; MACEDO, 2006).

O BS é composto por migmatitos e ortognaisses arqueanos, sequências vulcanossedimentares equilibradas na fácies xisto-verde (*Greenstone Belts* Serrinha-Rio Itapicuru e Rio Capim) (BARBOSA et al., 2012) e diversas intrusões graníticas

Paleoproterozoicas (BARBOSA e SABATE, 2003; BARBOSA, SABATÉ, MARINHO, 2003). Os ortognaisses foram provenientes da deformação e metamorfismo na fácies anfibolito de rochas graníticas-granodioríticas e tonalíticas, datadas em torno de 3,1-2,8 Ga (BARBOSA e SABATE, 2003). Os plutonitos paleoproterozoicos possuem química que indica tratar-se de rochas cálcio-alcálicas normais, peraluminosas a metaluminosas, variando até alcalinas ou shoshoníticas (RIOS, 2002).

Figura 2.1 - (a) Principais crátons e sistemas orogenéticos neoproterozoicos do território brasileiro; (b) Mapa geológico simplificado do CSF. Fonte: Modificado de Alkmin et al., 1993.



O BISC é dividido em dois segmentos principais, norte e sul (Figura 2.2). No norte predominam rochas charnockíticas, embora ocorram subsidiariamente granulitos básicos e granulitos paraderivados denominados de Complexos São José do Jacuípe e Ipirá, respectivamente (TEXEIRA, 1997). No sul ocorrem rochas tonalíticas/trondhjemíticas (BARBOSA e PEUCAT, 2006) e corpos charnockíticos, todos com idades em torno de 2,6 Ga. Também são encontradas rochas supracrustais (quartzitos, gnaisses alumino-magnesianos, grafititos e formações manganesíferas), além de gabros/basaltos de fundo oceânico e/ou bacia back-arc de fonte mantélica (BARBOSA et al., 2012), além de intrusões monzoníticas/shoshoníticas de 2,4 Ga (LEDRU et al., 1993). Todas essas unidades encontram-se reequilibradas na fácies granulito, devido ao evento Paleoproterozoico antes referido (BARBOSA, 1990). A área de estudo encontra-se inserida no segmento sul do BISC, dentro de rochas supracrustais que foram granulitizadas durante o evento Paleoproterozoico (BARBOSA, 1990).

São descritas a seguir, resumidamente, as rochas granulíticas encaixantes do protominério e do minério de manganês objeto deste trabalho, com base em Barbosa et al. (2013), cujo mapa encontra-se na Figura 2.3.

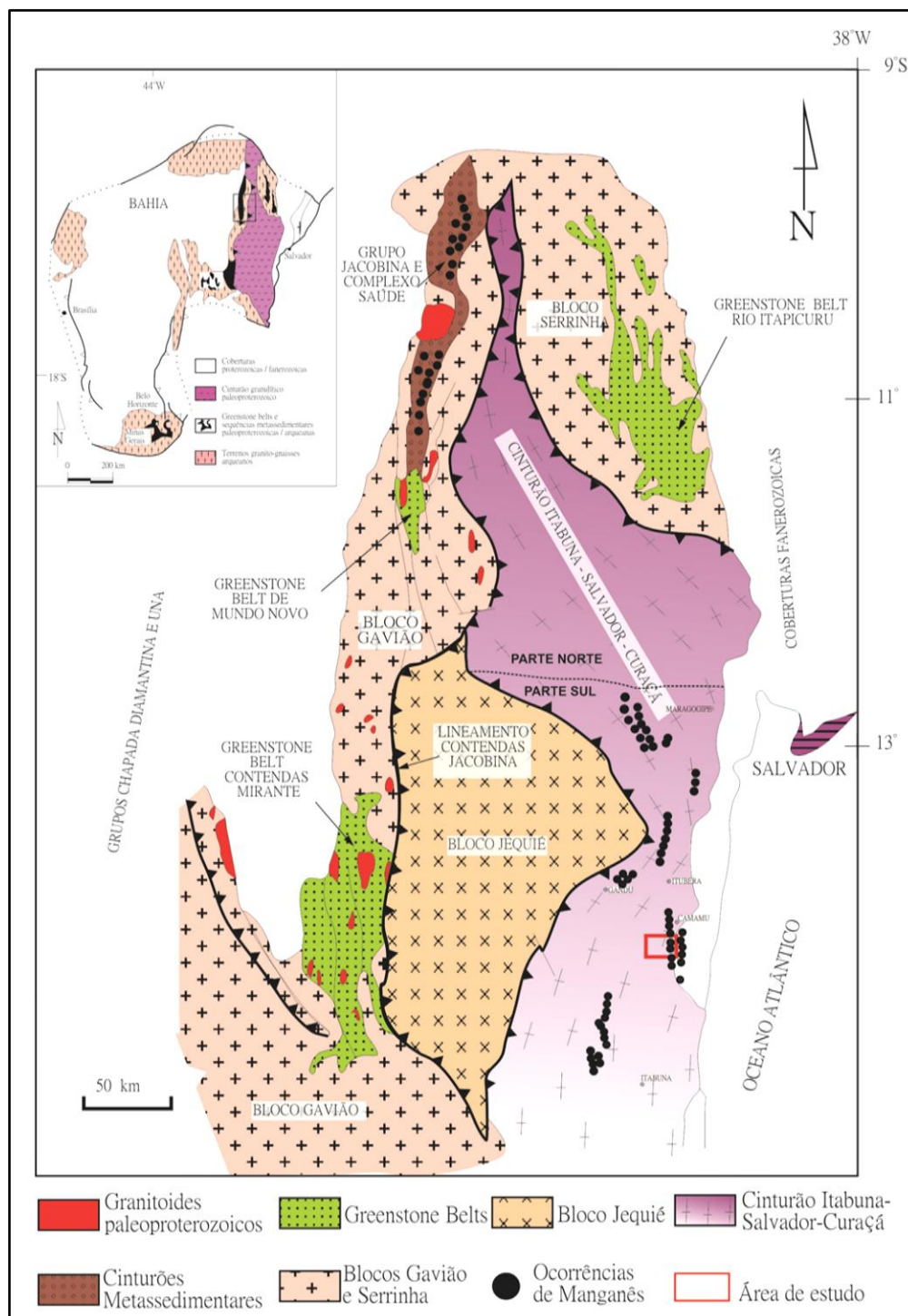
2.1 COMPLEXO ALMANDINA

Consideradas como as rochas mais antigas da região, de idade meso a neoarqueanas, elas são denominadas de Complexo Almandina (A34iam). São encontradas sob a forma de ocorrências restritas e compostas de granulitos paraderivados, formando faixas alongadas na direção NNE-SSW, paralelizadas com o *trend* regional (Figura 2.3). São compostas principalmente de quartzitos, rochas calcissilicáticas, níveis de rochas grafitosas, bandas quartzo-feldspáticas, granulitos alumino magnesianos ou kinzigitos, granulitos básicos, além de formações ferríferas e manganesíferas (BARBOSA et al., 2013), essas últimas motivo desse estudo.

Nessas rochas supracrustais granulitizadas, a mais fácil de ser encontrada são os quartzitos, que aparecem como blocos rolados dentro do manto de intemperismo das rochas supracrustais. Entretanto, mais comumente, esses quartzitos ocorrem sob a

forma de cristas alongadas que se destacam na topografia. Sua mineralogia envolve, além do quartzo, granada, opacos e feldspato.

Figura 2.2 - Mapa esquemático das unidades geotectônicas arqueanas-paleoproterozoicas mais importantes da parte leste do CSF na Bahia. Área de estudo destacada em vermelho. Fonte: Modificado de Barbosa et al. (2012).



As outras unidades do Complexo Almandina foram descritas a partir de análises petrográficas de amostras colhidas nos poucos afloramentos encontrados. Os granulitos alumino-magnesianos, ou kinzigitos, foram descritos com uma mineralogia formada de quartzo, ortopiroxênio, granada, silimanita e plagioclásio como minerais principais, tendo a microclina pertítica, opacos, rutilo, grafita, monazita e zircão como acessórios.

Nas bandas metabásicas dessas rochas supracrustais do Complexo Almandina, foram identificados quartzo, plagioclásio, orto e clinopiroxênio como minerais principais, além da biotita, anfibólio e, às vezes, granada, esses últimos como minerais acessórios.

2.2 COMPLEXO IBICARAÍ

O mapeamento realizado por Barbosa et al. (2013) na região identificou cinco principais unidades neste complexo, com idades variando do Neoarqueano ao Paleoproterozoico. Elas são denominadas de (i) Granulitos Máficos e (ii) Granulitos Tonalíticos/Trondhjemíticos que são detalhadas a seguir.

2.2.1 Granulitos Máficos

Além dos granulitos paraderivados do Complexo Almandina, também de forma mais restrita, encontram-se os granulitos básicos do Complexo Ibicaraí, considerados metagabros e/ou metabasitos (A34igb1), de idade meso a neoarqueana (Figura 2.3). Essas rochas aparecem como enclaves deformados e paralelizados com o bandamento regional e encaixadas nos granulitos tonalíticos/trondhjemíticos, descritos adiante. Sua mineralogia envolve plagioclásio, orto e clinopiroxênios, por vezes com granada. A geoquímica desses granulitos básicos indica que eles possuem uma tendência toleítica (BARBOSA et al., 2013).

As rochas desta unidade costumam se encontrar também associadas aos granulitos supracrustais, de forma que também se apresentam como faixas alongadas na direção NNE-SSW. Os granulitos básicos inclusos nos granulitos tonalíticos/trondhjemíticos, podem atingir até 8 Km de extensão (Figura 2.3). São subdivididos em quatro litotipos, de acordo com sua descrição petrográfica, a saber: (i)

granulitos básicos com biotita; (ii) granulitos básicos com hornblenda; (iii) granulitos básicos com biotita e hornblenda; e, (iv) granulitos básicos com granada.

Macroscopicamente eles costumam apresentar coloração verde escura a preta e granulometria fina a média. No microscópio, apresentam textura granoblástica inequigranular com contatos curvos a interlobados, constituídos por plagioclásio, orto e clinopiroxênio como minerais principais e quartzo, opacos, apatita e zircão como minerais acessórios, além de hornblenda, biotita e granada (PINHO, 2005).

2.2.2 Granulitos Tonalíticos/Trondhjemiticos

Também denominados de Complexo Ibicaraí, esses granulitos tem idade neoarqueana e, às vezes, contém granada (A4itt5) ou não (A4itt1). Esses últimos são predominantes na região. Ainda compondo o Complexo Ibicaraí, estão inclusos os tonalitos/trondhjemiticos denominados de APitt2 e PP23ish1, sendo os primeiros do arqueano e/ou paleoproterozoico e os últimos certamente do paleoproterozoico. Mais simplificadamente, Barbosa et al (2013) descreve as rochas tonalíticas/trondhjemiticas considerando três principais tipos: TT1 (APitt2), TT2 (A4itt1) e TT5 (A4itt5).

Elas são rochas similares, tanto nas suas características macroscópicas, quanto nas suas composições mineralógicas e geoquímicas de elementos maiores. Sua mineralogia principal envolve quartzo e plagioclásio antiperitítico, além de pouco piroxênio tanto orto como clino, sendo encontrado raramente, feldspato potássico peritítico. Ocorrem ainda biotita e hornblenda em geral como produto do retrometamorfismo dos minerais ferromagnesianos e opacos. O principal critério para separá-los foi utilizando os elementos Terras Raras. Todos eles exibem padrões decrescentes de Terras Raras tanto leves como pesados. No entanto, as rochas paleoproterozoicas não apresentam anomalias de európio (TT1), enquanto que os tonalitos-trondhjemiticos arqueanos são divididos em dois grupos: um com anomalias positivas deste elemento (TT2) e outro com anomalias negativas (TT5) (BARBOSA et al., 2012).

Os tonalitos/trondhjemiticos TT1 apresentaram idades U-Pb SHRIMP variando de 2,1 a 2,2 Ga e idade modelo de 2,66 Ga TDM (SILVA et al., 2002; PEUCAT et al.,

2011), enquanto que as rochas das unidades TT2 e TT5 possuem idades 2,7-2,9Ga (SHRIMP) segundo aqueles mesmos autores.

As rochas da unidade TT1 apresentam coloração verde acinzentada e geralmente granulação média, com textura granoblástica e composta por quartzo, plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio, biotita e minerais opacos. Além de zircão e apatita que ocorrem como acessórios, por vezes, aparece também a granada.

As rochas TT2 e TT5 apresentam bandamento gnáissico bem marcado pela variação de bandas verdes claras (plagioclásio predominante) e bandas verdes escuras (minerais ferromagnesianos abundantes). Este bandamento costuma ser cortado por falhas e fraturas posteriores e transversais à sua direção. Como uma das características de rochas da fácies granulito da região, fica mais fácil observar a foliação da rocha quando esta se encontra alterada por processos superficiais, do que quando a rocha encontra-se fresca. Sua coloração verde acinzentada lhe confere a classificação de leuco a mesocráticas, com granulação fina a média. Apresentam texturas granoblástica decussada a levemente poligonal e inequigranular, composta de plagioclásio, quartzo, orto e clinopiroxênio e minerais opacos, além de hornblenda, biotita, k-feldspato, apatita e zircão como minerais secundários e/ou acessórios.

2.3 GRUPO BROTAS

O Grupo Brotas é composto, da base para o topo, pelas Formações Afligidos, Aliaça e Sergi (DOMINGUEZ et al., 2006). No mapa da área de trabalho, este grupo ocorre na porção nordeste (Figura 2.3), aflorando somente litologias da Formação Afligidos.

Esta Formação tem idade permo-triássica (AGUIAR e MATO, 1990) e é composta por litologias cujos ambientes de sedimentação variam de marinho raso a lacustres, isso em uma seção vertical, da base para o topo. Suas rochas incluem arenitos finos a médios com estruturas sedimentares indicativas da ação de ondas e marés, além de raras camadas de lamitos algais parcialmente dolomitizados e com sílex. Nos sedimentos lacustres dominam lamitos vermelhos com gretas de contração e feições de colapso.

2.4 GRUPO CAMAMU

O Grupo Camamu é composto pelas Formações Taipús-Mirim e Algodões, ocorrendo na porção nordeste da área estudada e em contato com as rochas do Grupo Brotas (Figura 2.3).

A Formação Taipús-Mirim é formada por sedimentos depositados no Cretáceo Inferior (Aptiano-Albiano), com ambiente de deposição interpretado como marinho sob influência de ondas e marés. Ela pode ser dividida em dois membros: (i) Serinhaém (inferior); e, (ii) Igrapiúna (superior). O Membro Serinhaém é composto por arenitos, arenitos conglomeráticos e folhelhos de coloração cinza-claro a escuro, com marcas de estratificações cruzadas, marcas onduladas, camadas gradadas e acamamento lenticular a ondulado. O Membro Igrapiúna é composto por calcários dolomíticos castanhos e amarelados e folhelhos castanhos. Raramente ocorrem evaporitos como anidrita e halita.

A Formação Algodões é do Cretáceo Inferior a Superior (Albiano a Santomiano) e é interpretada como de ambiente marinho, predominantemente raso. É constituída por calcários dolomíticos, oolíticos e pisolíticos de coloração creme a cinza claro, podendo ocorrer também calcilutitos com foraminíferos planctônicos (Membro Quiepe) (DOMINGUEZ et al., 2006).

2.5 DEPÓSITOS QUATERNÁRIOS

Nas áreas topograficamente mais baixas, próximas ao Oceano Atlântico (leste da Figura 2.3), encontram-se às planícies quaternárias, que ocupam canais de maré e baías. Tais planícies são constituídas por depósitos continentais, transicionais e recifes de corais que se dispõem sobre as unidades mais antigas. Esses sedimentos inconsolidados foram formados em função das variações do nível relativo do mar que ocorreram durante o quaternário.

Os depósitos de areia pleistocênicas indiferenciadas (QPar), ocorrem como resultado de uma provável deposição associada a processos estuarinos, num período em que o nível do mar era mais elevado que o atual. Esses depósitos são formados por

areias quartzosas bem selecionadas, compondo morros de topo plano com altitudes em torno de 5 metros. Esses morros estão presentes nas porções internas da planície quaternária.

Os depósitos de areias litorâneas regressivas (QPI), têm sua formação associada a transgressões e regressões subsequentes do nível do mar. São depósitos formados por areias bem selecionadas e predominantemente quartzosas, com coloração branca na superfície, escurecendo com a profundidade em consequência a impregnação por ácidos húmicos. Esses depósitos ocorrem nas porções internas das planícies quaternárias sob a forma de terraços com altitudes em torno de 7 metros.

Os depósitos argilo-orgânicos de “terras úmidas” (QHtu), ocorrem nas áreas mais baixas das planícies quaternárias. Esses depósitos foram formados pela deposição de sedimentos em áreas intermediárias, entre terrestre e aquáticas, e que foram inundadas ou saturadas por água, numa frequência e duração que permite a ocorrência de uma vegetação adaptada a essas condições. Esses depósitos são formados por sedimentos argilosos ricos em matéria orgânica, por vezes, apresentando camadas de turfa. Nas planícies de inundação ocorrem depósitos argilo-orgânicos de terras úmidas, que foram denominados de Depósitos Areno-Argilosos Fluviais (QHfl e QHtum) (DOMINGUEZ et al., 2006).

CAPÍTULO 3 – DEPÓSITO DE MANGANÊS: MORFOLOGIA E SUPERGÊNESE

Seis ocorrências e/ou depósitos de manganês estão localizadas nas proximidades da cidade de Maraú, sendo a principal delas denominada Valha-me Deus Norte. A Figura 3.1 mostra que os depósitos de manganês se alinham na direção NNE/SSW e se destacam nos topos das elevações. Nessa figura é mostrada a drenagem e a estrada construída para o escoamento do minério. Ali foram realizadas pesquisas e exploração do minério de manganês, cujas atividades são exibidas em detalhe na Figura 3.2, incluindo trincheiras, poços e furos de sondagem (TONIATTI e BARBOSA, 1973).

A área apresenta grande extensão de zona mineralizada, principalmente com depósitos de minério rolado e/ou minério tombado, os quais foram explorados pela SIBRA – Eletrosiderurgica Brasileira S.A. Os trabalhos de pesquisa na mina permitiram a localização do minério *in situ*, nos furos de sondagem (Figura 3.2). Esses furos mostraram o comportamento das camadas do minério *in situ*, o qual pode se estender

no solo e em profundidade e, quando encaixado nos granulitos fora da zona supergênica, ser classificado como protominério, objetivo deste trabalho (Figura 3.3). As rochas que compõem o protominério ocorrem em dois níveis intercalados com os granulitos encaixantes e foram denominadas neste trabalho de nível superior e inferior.

O minério supergênico foi descrito por Toniatti e Barbosa (1973), sendo individualizados como minério rolado, minério tombado e minério *in situ*. O minério rolado se distribui nos flancos das elevações e quando atravessados por poços de pesquisa, verifica-se que são camadas irregulares com espessura média de um metro. Em meio ao solo, ele constitui-se de fragmentos arredondados, sub-arredondados e plaquetas. Exibe cor cinza, cinza-azulado e preta, geralmente friável, de dureza baixa, granulação média a grossa, com a foliação e bandamento do protominério ainda preservados. Em ordem de abundância, os minerais de minério supergênico são criptomelana, litioforita e, subordinadamente, manganita e psilomelana.

O minério tombado é formado de blocos rolados maiores que os anteriores, com tamanhos podendo variar de 1 a 2 metros de diâmetro. Esses blocos tem forma tabular, com as mesmas texturas e estruturas do minério *in situ*. As espessuras das camadas pesquisadas atingiam até 4m de espessura, embora a espessura média situa-se em torno de 2m.

O minério *in situ* aprofunda-se no solo até as rochas granulíticas do protominério (Figura 3.3). Os furos de sondagem no solo permitiram identificar camadas lenticulares, concordantes com as encaixantes e comprimentos centenas de metros e espessuras variando de 1 a 8 metros, mas com média em torno de 4 metros (Figura 3.3). Identificam-se com as sondagens (Figuras 3.2 e 3.3) dois níveis de minério *in situ*, subparalelos, com afastamento variando de 10 a 100m. Como supracitado, estes dois níveis serão trabalhados na presente dissertação como níveis superior e inferior.

Valarelli (1982), estudando o minério de Maraú, levanta a questão sobre a presença da grafita, que é visualizada nas partes mais preservadas do minério *in situ*. Segundo esse autor, essa grafita indica baixa fugacidade de oxigênio, reinante no metamorfismo dessas rochas e “tem alta influência na formação do minério supergênico, tendo como produto final óxidos do tipo criptomelana”.

Figura 3.1 - Distribuição das faixas mineralizadas em manganês da região de Maraú, com destaque para a mina Valha-me Deus Norte, onde foi realizado o furo de sondagem. Fonte: Toniatti e Barbosa, 1973.

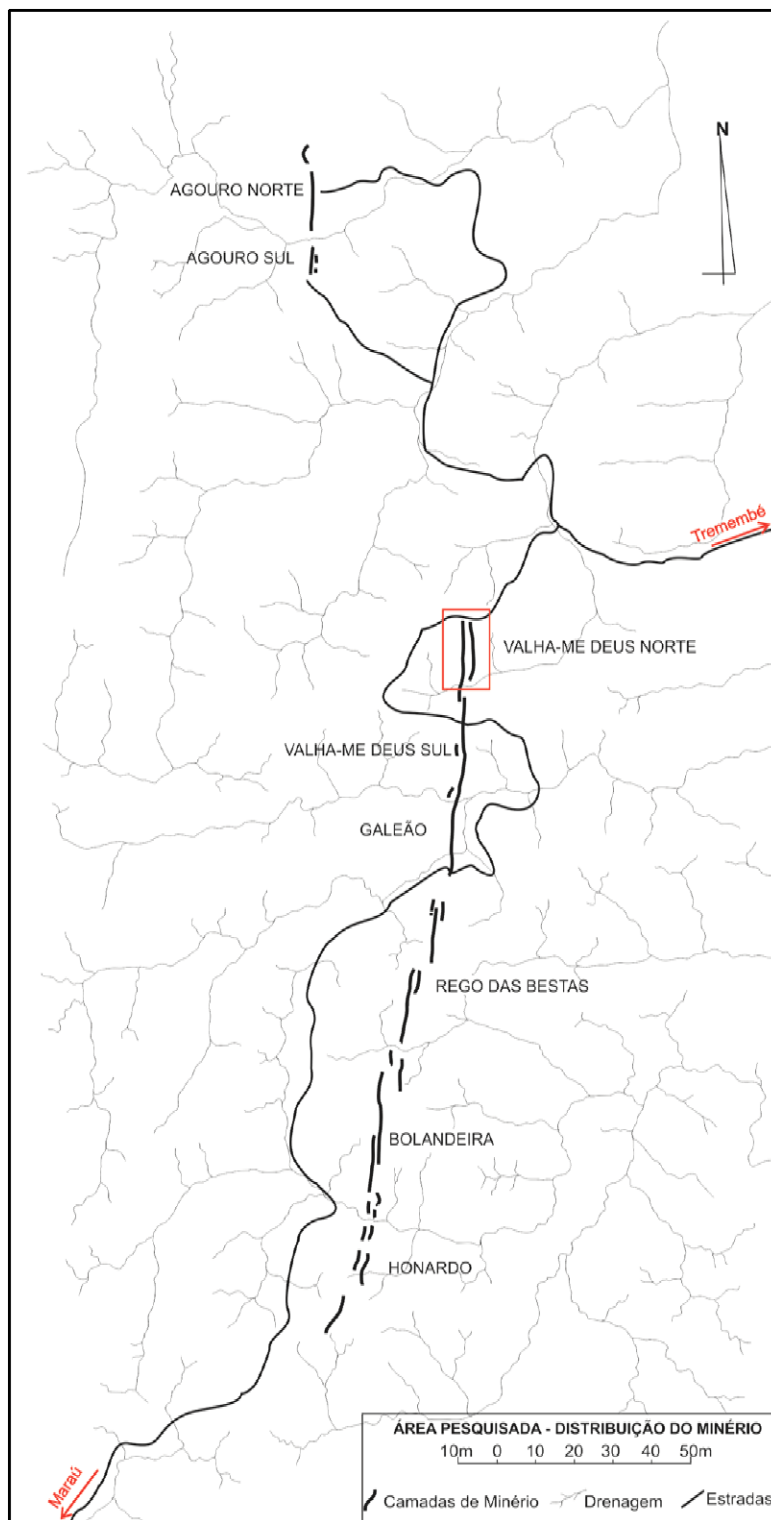


Figura 3.2 – Detalhe da mina Valha-me Deus Norte, exibindo as extensas atividades de pesquisa realizadas no minério oxidado. Fonte: Toniatti e Barbosa, 1973.

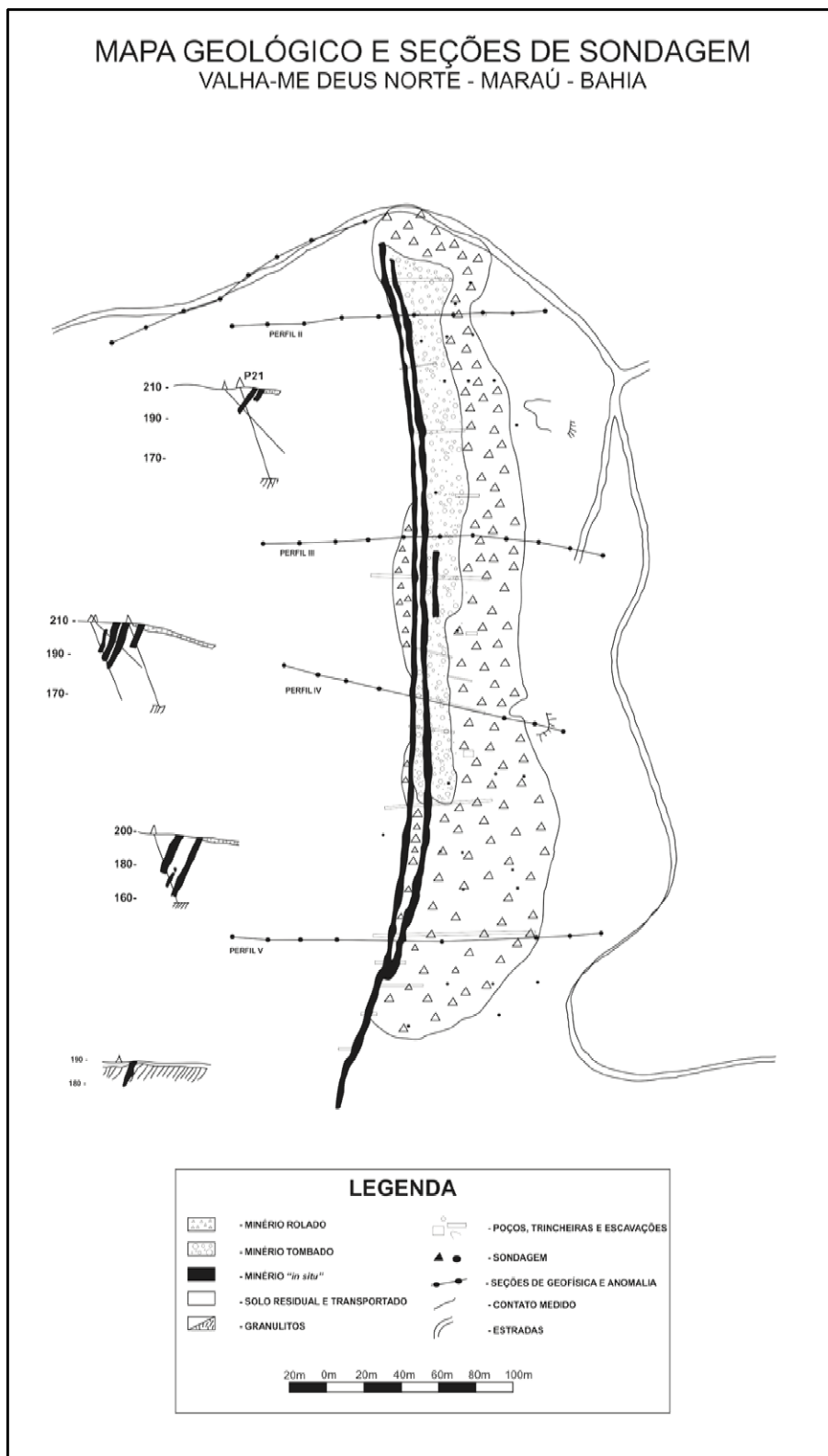
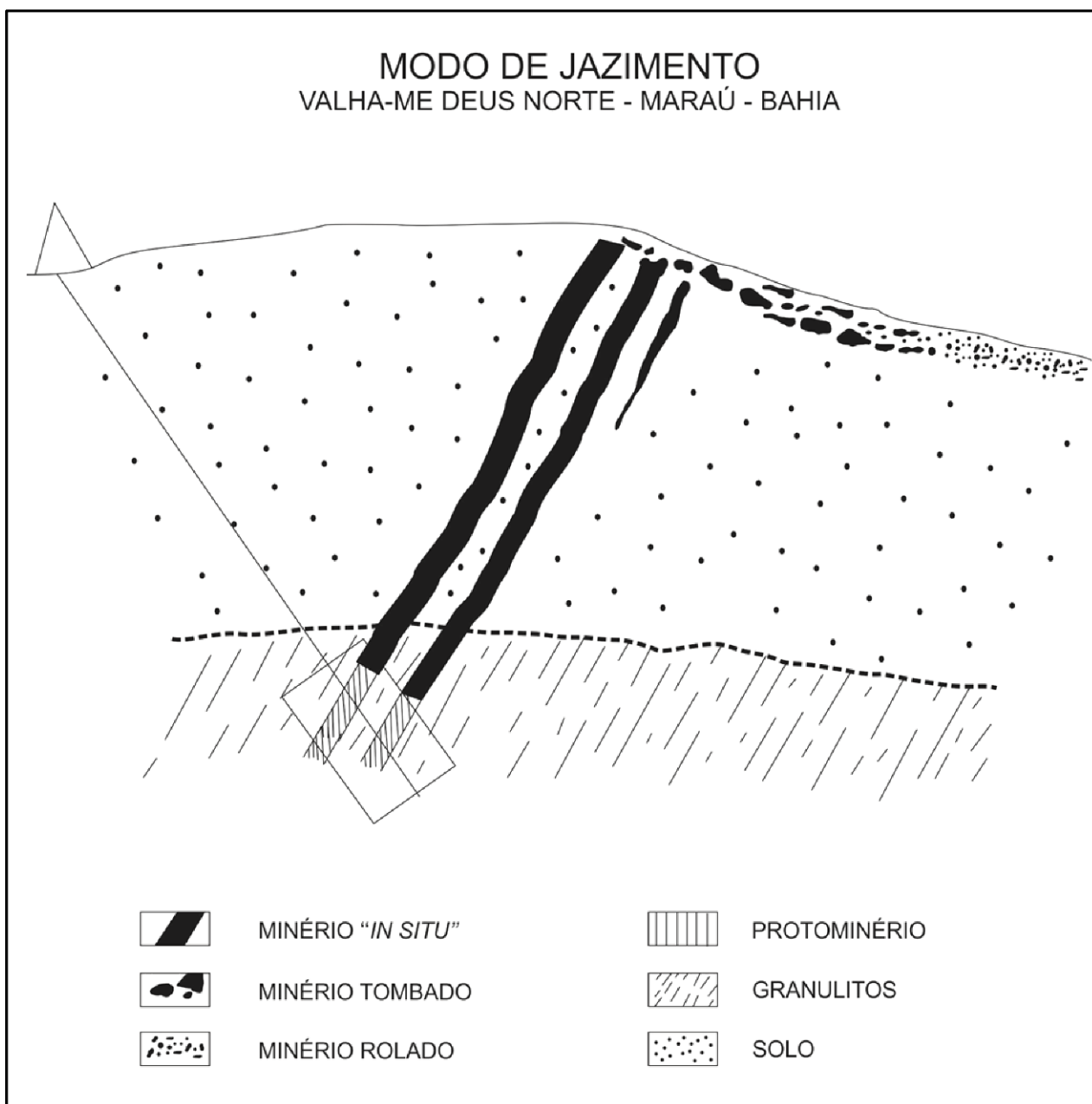


Figura 3.3 – Seção esquemática mostrando as diferentes ocorrências de Mn da Mina Valha-me Deus Norte, destacando o protominério de Mn encaixado nas rochas granulíticas e o furo de sondagem onde foram obtidas as amostras motivo deste trabalho. Fonte: Toniatti e Barbosa, 1973.



Em termos de reserva, os trabalhos de pesquisa realizados na área total (Figura 3.1) estimaram um potencial de cerca de 3 milhões de toneladas, com teores médios de 36% de manganês, com FeO, SiO₂ e Al₂O₃ abaixo de 10%. O limite inferior da zona de minério foi tratado como o limite entre o manto de intemperismo e as rochas encaixantes, com espessura média de 30 metros. Todo esse minério foi explorado e,

depois de selecionado, enviado para a fábrica de ferro-ligas da SIBRA situada no Km 24 da estrada Salvador-Feira de Santana.

Com a Figura 3.3 pode-se fazer uma correlação entre os níveis supergênicos de óxido de manganês e aqueles do protominério. Esse último foi estudado nessa dissertação em lâminas petrográficas cujos minerais foram descritos em microscópio e analisados quimicamente utilizando a microsonda eletrônica.

O furo de sondagem que cortou os granulitos e o protominério (Figura 3.4) permitiu estudar as amostras recuperadas desse último. Verificou-se que a mineralogia do protominério, apresentam percentuais expressivos de manganês. Esses altos teores foram encontrados nas granadas do tipo espessartita, nos carbonatos do tipo rodocrosita e em piroxênios ricos em manganês do tipo piroxmangita ou rodonita, havendo ainda ocorrências de minerais opacos com até 75% de Mn, possivelmente um sulfeto de manganês do tipo alabandita, como será visto no estudo da lâmina M-24.

Ocorrências manganésíferas similares às encontradas na mina de Maráu foram estudadas por Ribeiro (1982), no denominado Projeto Manganês de Valença-Gandu, resultado do convênio CBPM-SME (Secretaria de Minas e Energia do Estado da Bahia). Essas ocorrências encontram-se encaixadas em granulitos charnockíticos, charnoenderbíticos e enderbíticos, compondo faixas alongadas na direção das foliações/bandamentos regionais NNE-SSW. As mineralizações apresentam as mesmas formas de ocorrência das Figuras 3.2 e 3.3, ou seja, minério rolado, minério tombado e minério *in situ*. Isso indica forte indício de que sejam geneticamente correlatas com as ocorrências manganésíferas da mina de Valha-me Deus Norte, de forma que o protominério estudado no presente trabalho deve ser similar àqueles dos depósitos da região de Valença. Essa similaridade é importante visto que os diversos depósitos de manganês presentes nos granulitos do sul da Bahia devem ser produto deste mesmo processo evolutivo e, possivelmente, de protominérios similares.

Outro exemplo importante desta similaridade são as ocorrências manganésíferas na região de São Félix, estudadas por Canabrava (2013), seu protominério é classificado como gonditos com mineralogia principal composta por espessartitas, também com piroxmangitas, quartzo e minerais opacos. Apresentando mesma

disposição estrutural das ocorrências do sul da Bahia, com os tipos de minério *in situ*, tombado e rolado.

Os protominérios daquelas ocorrências manganíferas brasileiras citadas anteriormente são descritos a seguir, visando uma breve comparação da mineralogia descrita no presente trabalho com aquelas dessas outras ocorrências.

Os protominérios da Mina do Córrego do Cocho, no Estado de São Paulo, são caracterizados e descritos como do tipo silicático, composto principalmente por quartzo e espessartita e do tipo cálcio-silicático, composto além do quartzo e espessartita por piroxênio, anfibólio, plagioclásio, carbonato e epídoto (ANGELI et al., 2011).

O protominério presente no Grupo Dom Silvério, localizado no Estado de Minas Gerais, foi detalhadamente estudado e tendo sido identificadas espessartita, rodonita, piroxangita, rodocrosita, manganocummingtonita, tefroíta e pirofanita como principais minerais manganíferos, com porcentagens de manganês podendo atingir até 43% na piroxangita e com médias de 30% na espessartita (CAVALCANTE e JORDT-EVANGELISTA, 2004).

Os depósitos da Província de Aracãoaba, no Estado do Ceará, apresentam protominério formado quase exclusivamente de espessartita, embora ocorram porcentagens menores que 2% de rodonita e manganocummingtonita (SOUZA e RIBEIRO FILHO, 1983).

O protominério da mina Lagoa D'Anta, no Estado da Bahia, é composto por mármore manganodolomítico com espessartita e manganocummingtonita associadas. Subordinadamente ocorrem também rochas calcissilicáticas manganíferas (BORGES, 2012).

As rochas do depósito de manganês da Serra do Navio, situado no estado do Amapá, envolvem xistos e mármore manganíferos. O protominério de manganês dessa região apresenta em sua composição espessartita e rodonita como minerais manganíferos. Entretanto, o protominério mais rico e que foi explorado durante muitos anos foram os óxidos do tipo pirolusita e psilomelana, produto da supergênese

de mármore manganésífero, composto de rodocrosita e calcita manganésífera (CHISONGA et al., 2012).

Desta forma, uma comparação das mineralogias desses promineiros permite mostrar que o protominério do depósito de Valha-me Deus Norte em Maraú, apresenta uma maior diversidade de minerais ricos nesse elemento, como será mostrado nos capítulos seguintes. Diferenciando-se das minas supracitadas que exibem protomiérios, quase sempre, ricos em rodocrosita ou espessartita, além de não haver registro da ocorrência de sulfetos de Mn, do tipo alabandita.


Figura 3.4 – Tabela com a mineralogia das lâminas estudadas, conseguidas a partir de amostras recuperadas no furo de sondagem realizado na mina de Valha-me Deus Norte. Identificaram-se os níveis enriquecidos do protominério de Mn, bem como a mineralogia principal das rochas encaixantes. A cor amarela indica os níveis superior e inferior do protominério, com minerais metamórficos ricos em manganês e teores expressos em porcentagem de MnO no mineral.

Profundidade (m)	Piroxênios					Feldspatos							
	Opx	Cpx	Proxmagalita/Rodonita	Grt	Rodocrosita	Minerais Ópatos	Albita	Anortita	Ortoclásio	Bicitita	Hornblenda	Espinélio	Quartzto
4 m													
		M - 05					X				X		X
6 m		M - 06					X						X
9 m		M - 09					X						X
17 m		M - 17					X				X		X
21 m		M - 21					X						X
Nível Superior		M - 23	X (13%)	X (31%)		X (634%)			X				
		M - 24	X (40%)	X (34%)		X (75%)							
24 m													
25 m													
26 m		M - 26					X				X		X
Nível Inferior		M - 27	X (14%)	X (25%)	X (80%)	FeO (62%)			X				
		M - 28	X (5/18%)	X (23%)					X				
31 m		M - 29		X	X (64%)	X (28%)							
		M - 31	X (4%)	X (17%)									
32 m		M - 32										X	
34 m		M - 34										X	
37 m		M - 37					X					X	

LEGENDA

X - Minerais identificados

Minerais com altos teores de Mn. Porcentagens representando teor deste elemento no mineral.



Representação do furo de sondagem com o posicionamento dos níveis com maior teor de Mn.

CAPÍTULO 4 – MINERALOGIA DA ENCAIXANTE DO PROTOMINÉRIO

Neste capítulo serão tratadas as lâminas petrográficas das rochas encaixantes do protominério de Mn. Foram selecionadas três lâminas: uma anterior ao nível superior (M-17), uma entre os dois níveis do protominério (M-26) e uma após o nível inferior (M-32) (Figura 3.4).

4.1 Estudo Petrográfico e de Química Mineral da Amostra M-17

Esta lâmina petrográfica apresenta texturas granoblástica granular e decussada, lepidoblástica e poiquiloblástica em peneira. Sua paragênese mineral envolve plagioclásio (30%), granada (22%), piroxênios (21%), biotita (19%), quartzo (4%), hornblenda (3%) e opacos como acessórios (1%).

O plagioclásio (Pl) apresenta-se xenoblástico a subidioblástico, levemente orientado e exibindo com os outros minerais contatos curvos e interlobados, raramente retos. Possui geminação albita e extinção ondulante. Sofreu alteração por processos de

saussuritização (Prancha 4.1). A química mineral classifica esse mineral como labradorita, indicando uma maior influência do cálcio na sua formação (Tabela 4.1). Nessa tabela pode ser comparados os valores químicos da labradorita estudada com aquela contida em Deer, Howie e Zussman (1963).

A granada (Grt) não foi analisada quimicamente mas, em geral, nos granulitos básicos ela é do tipo almandina (BARBOSA, 1986). Possui cor bege, alto relevo e isotrópica. São grãos xenoblásticos a subidioblásticos, bastante fraturados, não orientados e com contatos curvos, serrilhados, interlobados e, por vezes, retos. Possui inclusões de Opx, Cpx, Qz, Bt e Opq, em menor quantidade, constituindo a textura poquiloblástica em peneira. Os contatos com a Bt são curvos a retos. Sua principal associação é com os Opx e Cpx, apresentando diversas vezes pequenos grãos destes no seu centro, fato que pode ser resultado de reações metamórficas progressivas, devido ao aumento da pressão no metamorfismo (Prancha 4.1).

Os piroxênios (Opx e Cpx) costumam ser de cor bege e cores de interferência variadas (azul, roxo, verde, azul claro, cinza). São grãos xenoblásticos a subidioblásticos, não orientados, com contatos curvos a interlobados, raramente serrilhados ou retos. Sua extinção é oblíqua ou paralela à clivagem. Seus contatos são curvos com grãos de opacos (Opq), plagioclásio (Pl) e quartzo (Qz) e interlobados a serrilhados com outros grãos de Opx e Cpx. Com a granada (Grt) os contatos são predominantemente interlobados a curvos, possuindo contatos retos apenas com as biotitas. Os Opx tem maior tendência a estarem com cor de interferência azul/violeta e/ou amarelo, enquanto que os Cpx podem ter tons de cinza, amarelo, azul e verde, mais claros (Prancha 4.1). O ortopiroxênio analisado apresenta baixo percentual de MnO e valores de FeO mais elevados em relação ao MgO. Com isso foi possível classificá-lo como um hiperstênio, um ortopiroxênio com teores intermediários de FeO e MgO, mas com teores um pouco mais elevados de FeO (Tabela 4.1). Esses valores são compatíveis com os ideais tratados por Kuno e Nagashima (1950), embora o Opx estudado possua mais alto Al_2O_3 e FeO e mais baixo CaO e MgO.

A biotita (Bt) tem pleocroísmo variando de avermelhado a castanho claro, extinguindo-se longitudinalmente em Nx. Foram subdivididos dois tipos de biotita, de

acordo com a forma dos seus cristais e ao momento de sua formação: (i) os cristais subidioblásticos foram denominados Bt1, principalmente formando prismas orientados, formados durante o ambiente progressivo do metamorfismo; (ii) os cristais xenoblásticos foram denominados Bt2, os quais foram formados no retrometarmofismo. Os contatos com Opx e Grt são interlobados a retos, enquanto que os contatos com Qz, Pl e Opq são também curvos a interlobados e retos. Ocorre localmente em estágio mais avançado de alteração e pode também ser encontrada dentro de Grt. Quando ocorre com formas xenoblásticas (Bt2) sugere que estas foram formadas por processos retrometamórficos (Prancha 4.1). Os resultados obtidos nas análises químicas das biotitas indicam que são biotitas típicas de metamorfismo granulítico, em função dos elevados teores de titânio (DEER, HOWIE, ZUSSMAN, 1963) (Tabela 4.1).

O quartzo (Qz) apresenta-se xenoblástico, não orientado com contatos curvos e interlobados, além de apresentarem sempre extinção ondulante.

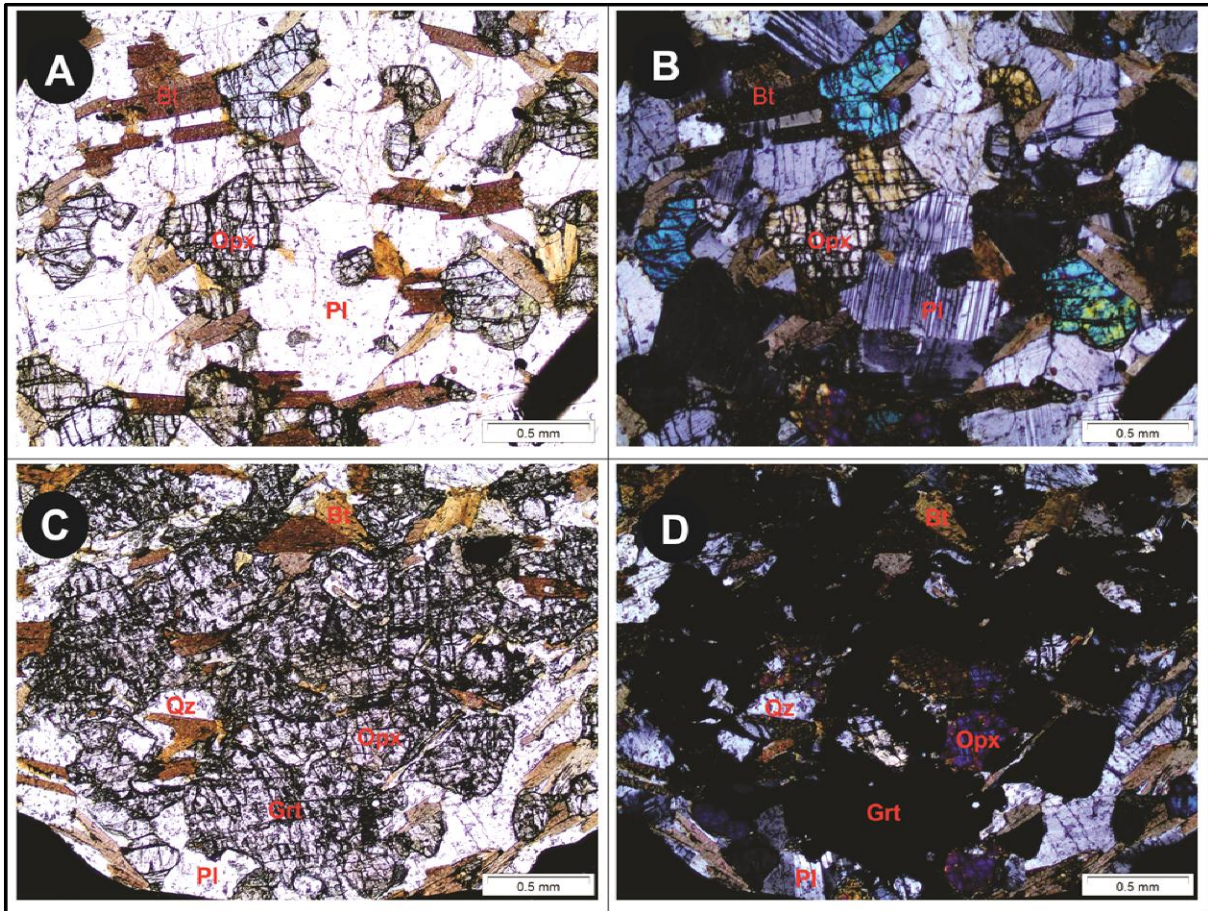
A hornblenda mostra-se subidioblástica, não orientada e com contatos curvos e interlobados, além de extinção oblíqua à sua clivagem. A sua química mineral apresenta valores que permite identificá-la como uma tschermaquita (Ts), um tipo de hornblenda cálcica, segundo Deer, Howie, Zussman (2013).

Tabela 4.1 – Análises química dos minerais da lâmina M-17, expressa em porcentagens dos elementos. Fontes: (1) Deer, Howie, Zussman (1963); (2) Kuno e Nagashima (1950); (3) Deer, Howie, Zussman (2013).

Mineral	Labradorita (1)	Pl Labradorita	Hyp (2)	Opx Hiperstênio	Bt (1)	Bt Biotita	Bt Biotita	Ts (3)	Amp Tschermaquita
SiO ₂	52.42	54.880	53.17	52.26	38.32	38.67	39.06	42.70	42.77
Al ₂ O ₃	29.70	28.710	0.45	1.35	15.21	13.08	13.88	18.26	12.73
CaO	12.65	11.150	2.67	0.37	0.74	0.03	0.03	10.65	11.97
MgO	0.08	0.020	23.81	19.79	13.17	16.36	16.07	8.42	11.91
MnO	0	0.000	0.48	0.52	0.22	0.06	0.01	0.07	0.11
FeO	0.49	0.110	18.50	25.92	17.07	11.97	12.24	15.21	12.07
TiO ₂	0.09	0.000	0.22	0.07	2.89	4.94	5.06	0.45	2.34
Na ₂ O	4.01	5.370	0.47	0.02	0.20	0.03	0.01	1.42	1.60
K ₂ O	0.21	0.170	0.00	0.01	8.01	10.10	10.18	0.49	2.02
Cr ₂ O ₃	0	0.000	0	0.02	0	0.10	0.20	0	0.26
Cl	0	0	0	0	0	0.07	0.07	0	0
Oh	0	0	0	0	4.04	4.06	4.12	2.13	2.02
Total	99.65	100.41	99.98	100.33	100.00	99.47	100.93	99.80	99.80

Os minerais opacos são xenoblásticos, não orientados, com contatos curvos e interlobados, principalmente com a Grt que comumente ocorre englobando-o. Tem também contatos curvos com o Px e o Pl, não estando inclusos no mesmo.

Prancha 4.1 - Lâmina M-17, mostrando a associação mineral da amostra. (A e B), podendo-se observar os dois tipos de ocorrência da Bt. (C e D), interação dos cristais de Opx, Bt e Qz com a Grt.



4.2 Estudo Petrográfico e de Química Mineral da Amostra M-26

A lâmina petrográfica dessa amostra de rocha apresenta textura granoblástica granular e decussada. Sua paragênese mineral envolve plagioclásio (40%), piroxênios (32%), biotita (23%), quartzo (2%), hornblenda (2%) e opacos como acessórios (1%).

O plagioclásio (Pl) ocorre com geminações albita e *Carls-bad*, sendo os cristais xenoblásticos a subidioblásticos, orientados e com contatos predominantemente curvos, embora sejam também interlobados e retos (Prancha 4.2). Esses minerais

apresentam teor de CaO mais reduzido em relação aos plagioclásios da lâmina anterior, mas sem representar uma variação muito discrepante, de forma que são classificados como andesinas. Embora, usando como padrão a andesina de Dana (1892), a andesina estudada e analisada na microsonda, possua mais baixos teores de Na₂O e K₂O e mais alto Al₂O₃ (Tabela 4.2).

Os Opx e Cpx possuem cores que variam do cinza a bege claro e com cores de interferência variadas como azul, amarelo e violeta. Seus cristais são xenoblásticos a subidioblásticos. Os contatos com outros piroxênios são curvos a interlobados. Por sua vez, os contatos com os plagioclásios são curvos e retos e com a Bt1 são serrilhados e retos, sobretudo quando em contato com sua seção longitudinal. Em alguns locais da lâmina os piroxênios exibem alteração secundária formando a Bt2, ao seu redor, resultado do retrometamorfismo (Prancha 4.2 A e B). A química mineral mostra que os Opx são hiperstênios, com baixo valor de CaO e teores de FeO e MgO similares aos encontrados na lâmina anterior. Já os clinopiroxênios possuem valores mais elevados de CaO e diminuição nos valores de MgO e FeO, formando uma solução sólida mais rica em cálcio e permitindo classifica-los como augita. Comparando com os valores do hiperstênio e da augita de Dana (1982) e Kuno e Nagashima (1950), esses mesmos minerais estudados na lâmina M-26, diferem somente em relação aos teores de FeO e MgO, que são mais elevados (Tabela 4.2).

A biotita (Bt) apresenta pleocroísmo variando de castanho claro a castanho avermelhado escuro, com as cores de interferência variando de forma parecida com as observadas em luz plana, porém com tonalidades mais escuras. São cristais subidioblásticos, com contatos retos nas suas laterais longitudinais embora ocorram também contatos curvos, interlobados e serrilhados nas suas extremidades, essas foram formadas em condições progressivas do metarmorfismo e por isso apresentam essa característica subidioblástica, assim como àquelas da lâmina M-17, elas compõem a Bt1. Os contatos com os piroxênios são interlobados a serrilhados, além de retos. Com os plagioclásios os contatos são curvos e retos. Às vezes a biotita ocorre ao redor dos piroxênios e opacos indicando ser produto do retrometamorfismo, estes cristais são xenoblásticos (Bt2) e é possível observar em determinado local que a Bt ocorre

envolvendo completamente cristais de Cpx, exibindo entre eles contatos predominantemente serrilhados, corroborando mais uma vez que a biotita é o resultado da transformação dos clinopiroxênios devido à entrada de H₂O e abaixamento da temperatura (Prancha 4.2). Os resultados obtidos nas análises químicas das biotitas indicam que são biotitas típicas de metamorfismo granulítico, com altos teores de TiO₂ (DEER, HOWIE, ZUSSMAN, 1963) (Tabela 4.2). Logo, tratam-se das Bt1.

O quartzo (Qz) é xenoblástico, não orientado, com contatos curvos e interlobados. Sua extinção é predominantemente ondulante.

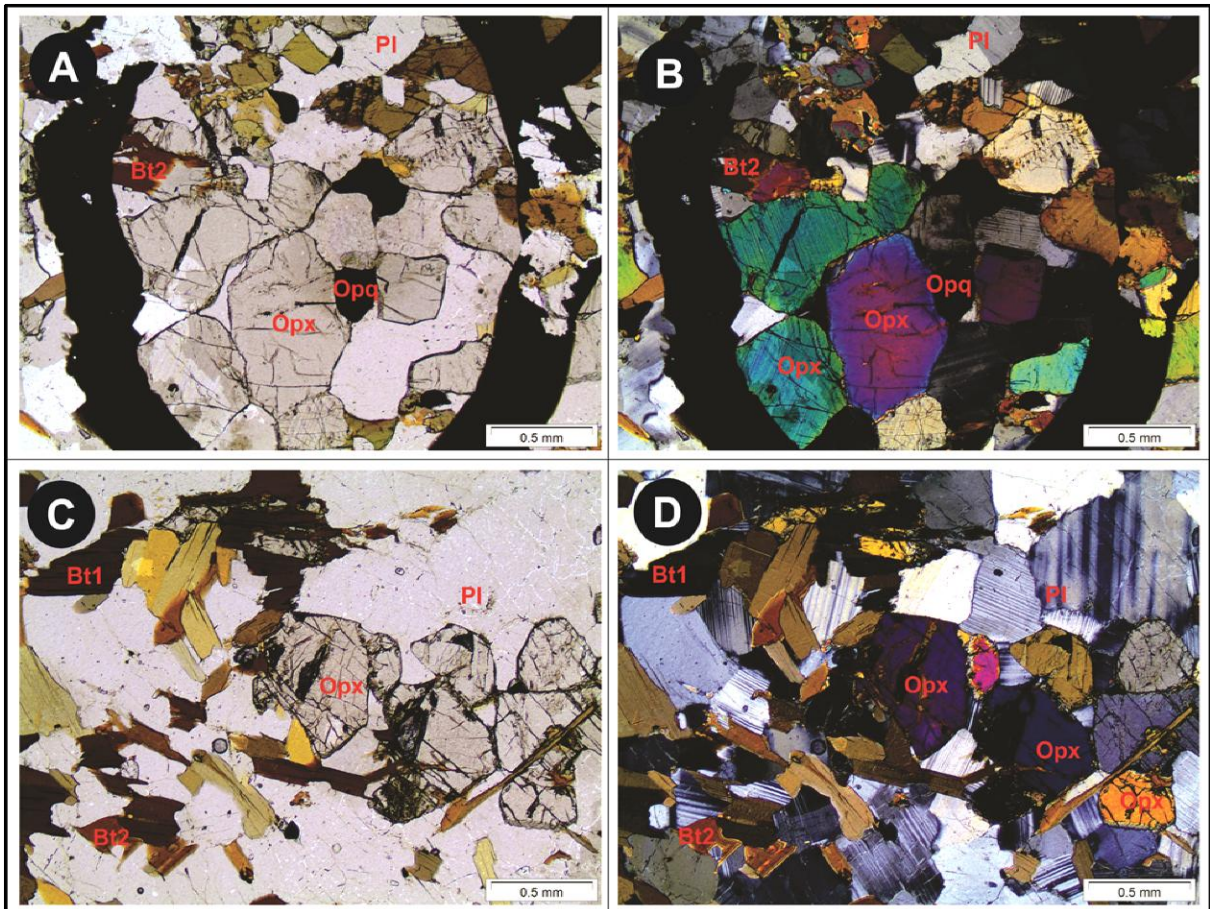
A hornblenda é subidioblástica, não orientada, com contatos curvos e interlobados e extinção oblíqua à sua clivagem. Sua análise química a situa na família dos anfibólios cálcicos, mas pelo seu maior percentual de FeO e menor quantidade de MgO, pode ser classificada como ferrohornblenda. O dobro do teor de TiO₂ que a ferrohornblenda estudada apresenta, em relação àquela de Dana (1892), sugere também que ela tenha sido equilibrada no fácies granulito (Tabela 4.2).

Os minerais opacos são xenoblásticos a subidioblásticos, com contatos curvos com o Pl, Opx e Cpx. Localmente são retos com a Bt.

Tabela 4.2 - Análises químicas dos minerais da lâmina M-26, expressa em porcentagens dos elementos. Fontes: (1) Dana (1892); (2) Kuno e Nagashima (1950); (3) Deer, Howie, Zussman (1963).

Mineral	Andesina (1)	Pl Andesina	Hyp (2)	Opx Hiperstênio	Augita (1)	Cpx Augita	Cpx Augita	Bt (3)	Bt Biotita	Fe-Hbl (1)	Am Ferrohornblenda
SiO ₂	57.59	58.20	53.17	52.33	51.83	51.58	52.07	38.32	38.06	45.24	41.44
Al ₂ O ₃	25.84	28.13	0.45	1.27	3.07	4.06	3.00	15.21	14.92	10.77	14.00
CaO	8.45	9.41	2.67	0.55	19.21	16.12	19.97	0.74	0.03	10.21	11.71
MgO	0	0.00	23.81	18.46	16.00	13.44	12.84	13.17	13.52	8.90	9.90
MnO	0	0.02	0.48	1.54	0.17	0.95	0.77	0.22	0.13	0.75	0.35
FeO	0.92	0.01	18.50	27.18	8.99	15.93	11.61	17.07	15.99	19.74	15.24
TiO ₂	0	0.01	0.22	0.06	0.49	0.42	0.31	2.89	5.41	1.26	2.68
Na ₂ O	6.39	5.77	0.47	0	0.27	0.48	0.54	0.20	0.02	1.34	1.80
K ₂ O	0.55	0.25	0.00	0.02	0.02	0	0	8.01	9.86	0.42	2.17
Cr ₂ O ₃	0	0.00	0	0.06	0	0.04	0.05	0	0.11	0	0.12
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Oh	0.37	0	0	0	0.58	0	0	4.04	4.11	1.50	2.02
Total	100.11	101.80	99.98	101.47	100.23	103.02	101.16	100.00	102.16	100.13	101.43

Prancha 4.2 - Lâmina M-26, mostrando a associação mineral da amostra. (C e D) Os contatos entre os minerais são principalmente curvos e localmente retos, principalmente com a Bt1. (A e B) As manchas pretas são marcações para a realização de análises químicas dos minerais com a microsonda.



4.3 Estudo Petrográfico e de Química Mineral da Amostra M-32

A lâmina desta amostra apresenta texturas granoblástica granular e decussada, poiquiloblástica em peneira, inequigranular e lepidoblástica. Identifica-se esporadicamente, coroas de reação entre minerais. Sua paragénese mineral envolve piroxênios (80%), espinélio (10%), biotita (7%), hornblenda (2%) e opacos (1%).

Os piroxênios apresentam cores em variados tons de cinza. As cores de interferência variam bastante, entre elas, cinza claro, azul, violeta, verde, amarelo e rosa. São cristais xenoblásticos a subidioblásticos com contatos curvos com o espinélio (Spl), semelhantemente com os Px e Opq, além de retos com a Bt e também com

alguns grãos de minerais opacos (Opq). Sua extinção pode ser paralela ou oblíqua à clivagem, uma vez que esses piroxênios podem ser tanto Opx quanto Cpx. Podem ocorrer inclusões de Spl, constituindo a textura poiquiloblástica, e localmente zonas de reação com a Hbl (Prancha 4.3 A e B). Analisou-se quimicamente um orto e um clinopiroxênio e os resultados foram usados para classificá-los utilizando o diagrama dos piroxênios de Morimoto (1988). O ortopiroxênio, apresenta teor de CaO quase nulo e predominância de MgO e FeO, com maiores porcentagens de MgO, permitindo classificá-lo como uma bronzita. O clinopiroxênio por sua vez, apresenta uma redução nos valores de FeO e MgO e aumento em CaO, quando comparado ao ortopiroxênio. Sendo assim, este Cpx pode ser classificado como um diopsídio (Tabela 4.3).

O espinélio (Spl) possui cor verde e é isotrópico. Seus cristais são subidioblásticos a xenoblásticos, com contatos predominantemente curvos, mas localmente retos, com as biotitas (Prancha 4.3 A, B, E e F). O espinélio, além de ter sido identificado petrograficamente pelas suas características ópticas, é confirmado pela química mineral. Trata-se de um óxido de MgO e Al_2O_3 , como mostra a Tabela 4.3. Vale destacar que o valor do FeO apresenta-se mais elevado em comparação ao espinélios de Deer, Howie, Zussman (1978) (Tabela 4.3).

A biotita (Bt) não foi analisada na microsonda. Seus cristais apresentam pleocroísmo variando de bege esbranquiçado a vermelho amarelado ou castanho avermelhado. As cores de interferência variam do rosa, ao verde e ao amarelo. Ela é prismática com extinção na direção de clivagem. Possui grãos subidioblásticos com faces retas, principalmente na direção de clivagem. Em geral, os contatos são retos com os outros minerais, e serrilhados e curvos com os piroxênios, sobretudo nas suas extremidades (Prancha 4.3 C e D). Nesta lâmina não ocorrem cristais da Bt₂, de forma que os diferentes contatos estão restritos às suas extremidades.

A hornblenda também não foi analisado na microsonda. Ela aparece com cor bege a levemente esverdeada e cor de interferência azul clara. Seus contatos são curvos com o espinélio, piroxênios e minerais opacos, e retos com as faces laterais da Bt. Apresenta clivagem oblíqua de $124^\circ/56^\circ$ e com cristais subidioblásticos, às vezes contendo inclusões de espinélio (Spl). Como essas inclusões têm forma redonda, ela

sugere que o anfibólio pode ter se formado pelo consumo do magnésio do espinélio (Prancha 4.3 A e B).

Os minerais opacos são subidioblásticos a xenoblásticos, com contatos predominantemente curvos, mas localmente retos com os piroxênios. Esses opacos não foram analisados na microsonda.

Figura 4.1 – Diagrama de Morimoto (1988) da classificação dos piroxênios.

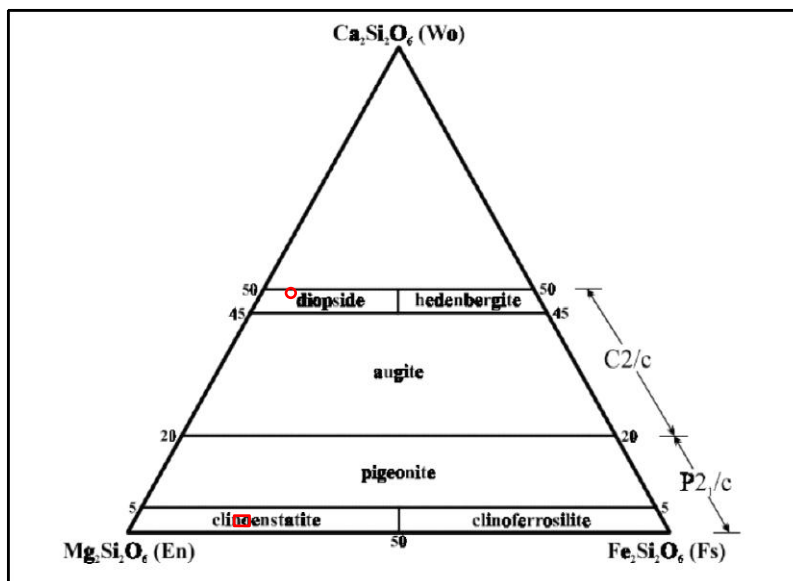
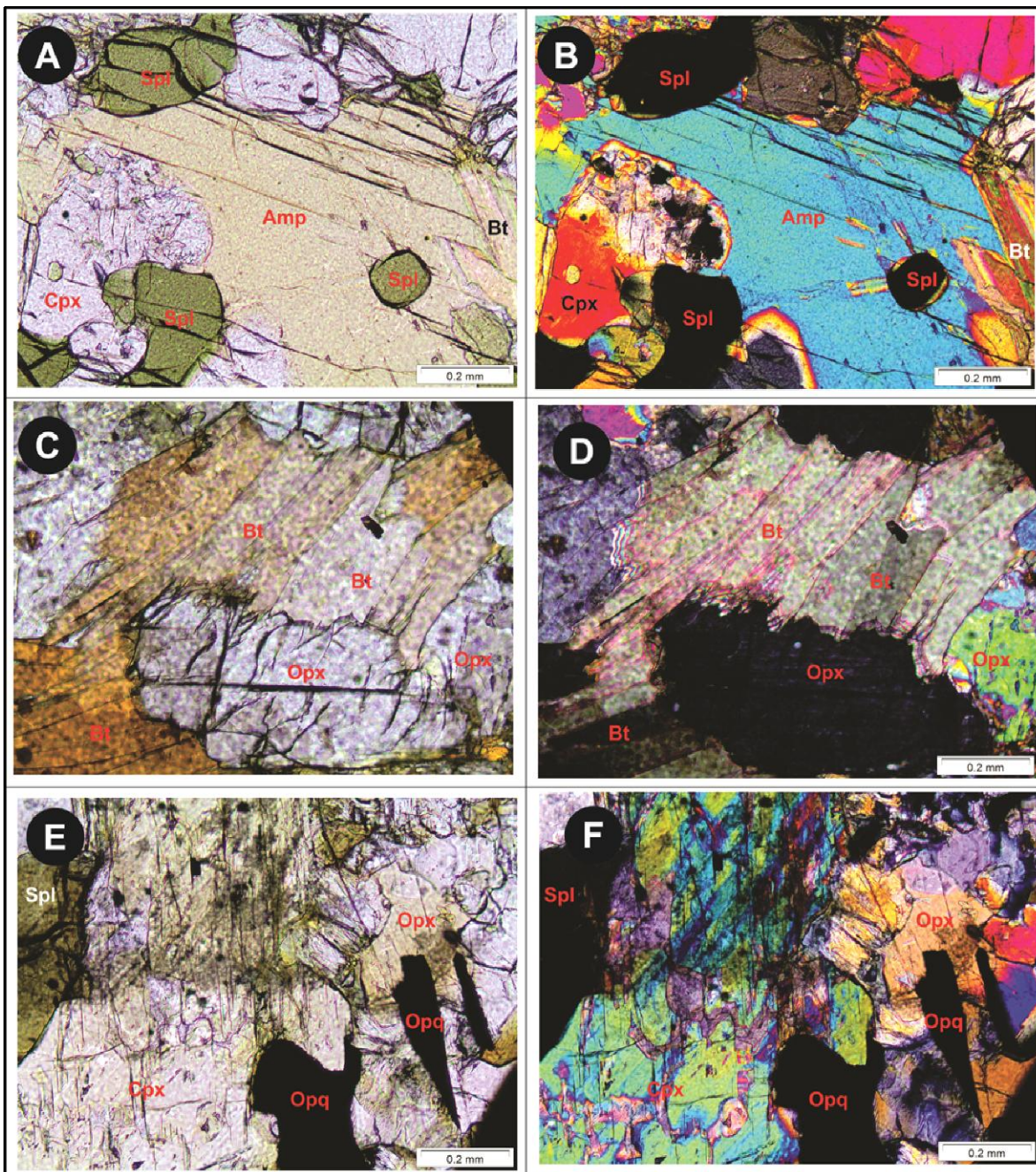


Tabela 4.3 – Análises químicas dos minerais da lâmina M-32, expressa em porcentagens dos elementos. Os valores de óxidos totais do Cpx e do Spl indicam que as análises não são totalmente confiáveis. Fonte: (1) Deer, Howie, Zussman (1962).

Mineral	Opx	Cpx	Spl	Spl
	Bronzita	Diopsídio	(1)	Espinélio
SiO ₂	53.95	52.82	0.56	0.09
Al ₂ O ₃	3.86	2.39	57.99	61.68
CaO	0.60	23.83	0.33	0.00
MgO	29.53	15.96	14.08	16.57
MnO	0.21	0.12	0.68	0.14
FeO	10.69	2.93	8.07	16.33
TiO ₂	0.10	0.20	0	0.01
Na ₂ O	0	0.23	0	0.01
K ₂ O	0.01	0	0	0.00
Cr ₂ O ₃	0.09	0.08	0	3.88
Cl	0	0	0	0
Oh	0	0	0	0
Total	99.04	98.56	100.28	98.71

Prancha 4.3 - Lâmina M-32, mostrando a associação mineral da amostra. (A e B) relação do Amp com o Spl e o Cpx. (C e D) contatos da Bt com os outros minerais. (E e F) ocorrência de Px e sua variedade de cores de interferência.



CAPÍTULO 5 - MINERALOGIA DO PROTOMINÉRIO

Como ilustrado na Figura 3.4, as amostras que compõem o protominério são denominadas de M-23 e M-24, no primeiro nível manganésífero (Nível Superior), e M-27, M-28, M-29 e M-31, no segundo nível (Nível Inferior).

As análises de química mineral serão tratadas de forma individualizada nas lâminas, visto que em cada uma delas minerais diferentes foram analisados. Os dados microquímicos dos minerais foram comparados com classificações encontradas na bibliografia, sobretudo nas publicações de Deer, Howie e Zussman (1962, 1978), Dana (1892) e Palache, Berman e Frondel (1944) permitindo dar nomes aos minerais analisados, uma vez que os diagramas de classificação não podem ser aplicados devido aos altos teores de manganês dos minerais.

O estudo dos piroxênios mereceu uma atenção maior, por se tratarem de minerais com altos teores de manganês, que são raros e difíceis de serem comparados com àqueles encontrados na bibliografia classificatória dos minerais. Deer, Howie e

Zussman (1978) listam, por exemplo, somente os principais piroxênios de manganês, ou seja: a rodonita, a piroxmangita e a bustamita. Uma análise da geologia da área sugere uma maior tendência de ocorrer a rodonita e a piroxmangita, por estarem associadas a ambientes metamórficos, enquanto que a bustamita tem uma maior tendência de ocorrer em ambientes metassomáticos do tipo “Skarn”.

5.1 Estudo Petrográfico e de Química Mineral da Amostra M-23

Fazendo parte do nível superior, antes referido, a amostra M-23 apresenta duas tramas metamórficas distintas, facilmente visualizadas na própria lâmina, sem utilizar o microscópio petrográfico (Figura 5.1).

As duas faixas mostradas na Figura 5.1 é uma evidência de que se trata do contato entre duas rochas diferentes, visto que as características petrográficas como granulometria, mineralogia e textura são distintas. Esse contato é facilmente observado, sendo brusco e com alguns finos minerais opacos nas suas proximidades.

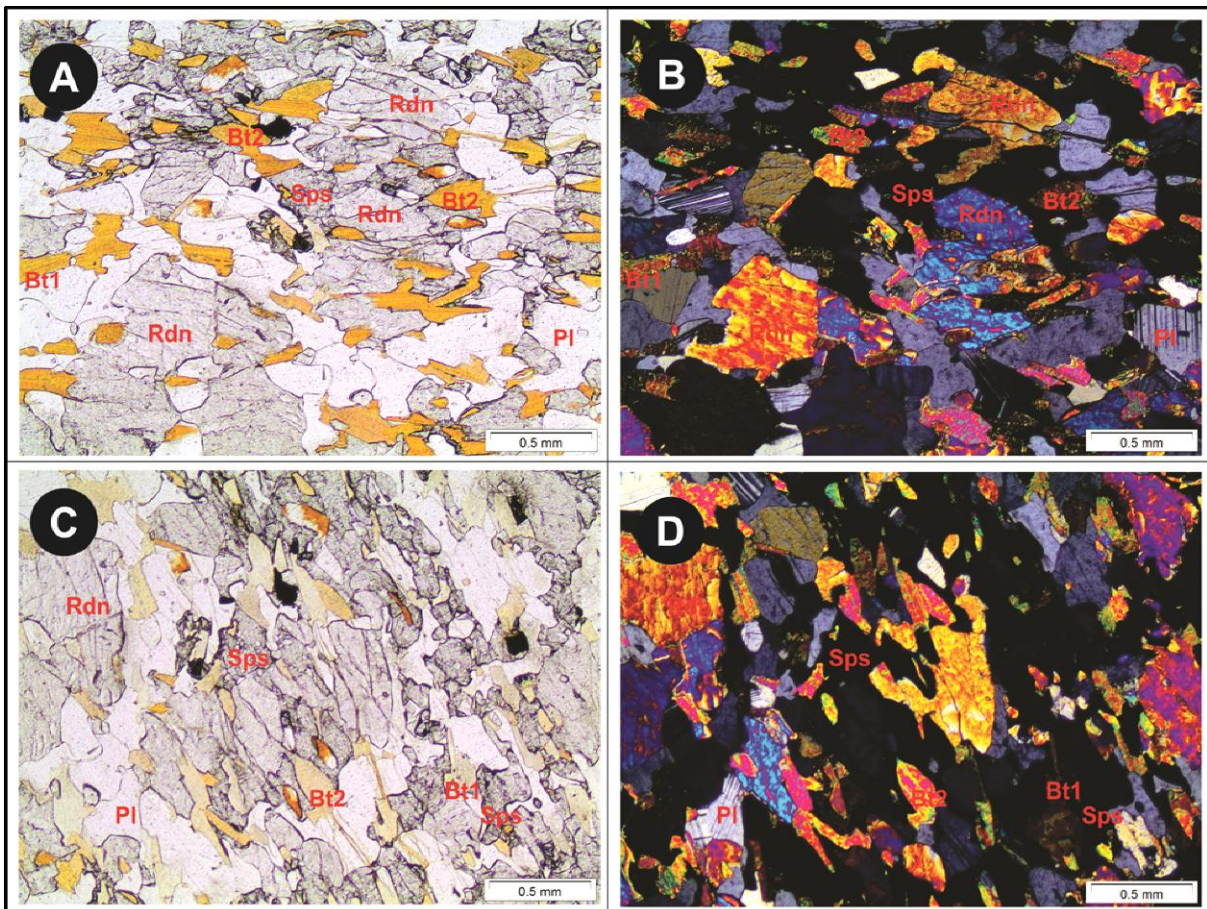
Figura 5.1 - Fotografia da lâmina delgada M-23, exibindo duas faixas de ocorrência dos minerais, separando-a ao meio (faixa esquerda e direita).



Na faixa à esquerda, sob a luz do microscópio petrográfico, notou-se que os cristais são bem desenvolvidos, granulares e com tamanhos variando de 0,1 a 1,0 mm. Observam-se as texturas granoblástica granular e decussada, lepidoblástica e inequigranular. Os minerais são xenoblásticos a subidioblásticos, com contatos predominantemente curvos, com exceção dos minerais que fazem contato com as

bordas longitudinais das biotitas, que exibem contatos retos. A paragênese mineral inclui Bt, Grt, Pl e Cpx. O plagioclásio (Pl) está com geminação albita. A biotita (Bt) possui pleocroísmo variando de bege claro a vermelho acastanhado e cores de interferência rosa, verde e amarelo claros. Existem dois tipos de biotita: a primeira com as laterais bem formadas, contatos retos com os outros minerais (Bt1) e a segunda, mais abundante, com forma xenoblástica (Bt2). Isso sugere duas etapas de formação dessas biotitas: a primeira durante o metamorfismo progressivo e a segunda durante os processos de retrometamorfismo. O clinopiroxênio (Cpx) também tem variadas cores de interferência, podendo estar com tons azuis, amarelo-violetas e amarelas. Apesar da presença de granada nesta parte da lâmina, ela ocorre em menor quantidade do que na faixa direita da lâmina, como será visto a seguir (Prancha 5.1).

Prancha 5.1 – Lâmina M-23 (faixa esquerda) sob o microscópio petrográfico, mostrando textura e forma dos cristais. (A e C) sob luz plana e (B e D) em nicóis cruzados. Além das granadas e piroxênios, observa-se os dois tipos de ocorrência das biotitas: uma com forma subidioblástica (Bt1) e outra com cristais xenoblásticos (Bt2).



Na faixa direita, as biotitas são inexistentes e a paragênese mineral inclui piroxênios, ortoclásio e granada. As granadas e piroxênios ocorrem como simplectitos indicando que eles são contemporâneos e devem ter sido formados durante o metamorfismo progressivo. Há uma predominância desses simplectitos nessa porção da lâmina e por vezes o ortoclásio também é envolvido. O piroxênio é de difícil identificação devido a possuir pequenos tamanhos e estar interdigitado com os cristais de Grt. Assim, não se consegue visualizar no microscópio sua clivagem e separá-los como clinopiroxênio ou ortopiroxênio, uma vez que suas cores de interferência são bastante variadas e não são confiáveis para utilizá-las como parâmetro de classificação (Prancha 5.2).

Na lâmina M-23 foram realizadas quatro análises de química mineral: uma visando classificar o piroxênio, outras duas para classificar a granada e uma última para classificação do plagioclásio (Tabela 5.1).

No caso do piroxênio, excluindo o teor de MnO da análise e utilizando apenas os valores de SiO₂, MgO e CaO, isso permitiria classificá-lo erroneamente como uma onfacita, um clinopiroxênio com tendência alcalina. Entretanto, incluindo o teor de MnO, que é relativamente elevado, este mineral pode ser classificado como uma rodonita [(Mn²⁺; Fe²⁺; Mg; Ca)SiO₃]. Classificá-la como uma rodonita se faz devido a esta fase mineral apresentar teores de CaO relativamente altos, diferentemente da piroxmangita [Mn²⁺SiO₃], outro tipo de piroxênio rico em Mn, que apresenta valores de CaO mais baixos (Tabela 5.2).

As granadas possuem valores elevados de MnO, bem como de SiO₂ e Al₂O₃, sendo facilmente identificadas e classificadas como espessartitas (Mn₃Al₂Si₃O₁₂). As estudadas são mais ricas em CaO e mais pobres em MnO quando comparadas àquelas estudadas por Dana (1892).

O feldspato apresentou valores que permitiu classificá-lo como um ortoclásio (KAlSi₃O₈), que é um feldspato situado mais para o extremo potássico no diagrama de classificação deste grupo.

Prancha 5.2 – Lâmina M-23 (faixa direita) sob o microscópio petrográfico. (A e C) estão em luz plana e (B e D) em nicóis cruzados. Essas fotos permitem observar simplectitos de Grt e piroxênio (A e B) e o contato brusco entre as faixas esquerda e direita (C e D). Pode-se observar também a inexistência da biotita nessa lâmina, diferentemente das anteriores, onde elas são abundantes.

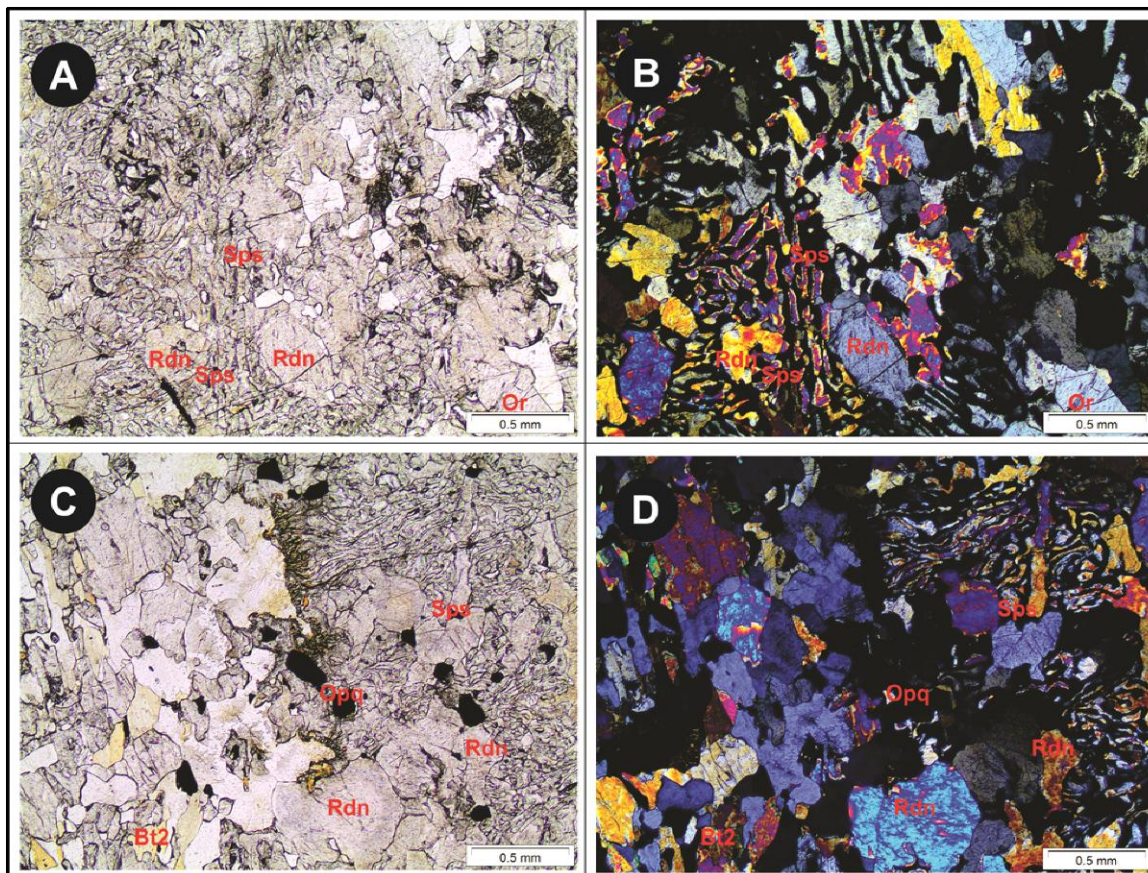


Tabela 5.1 – Análises químicas dos minerais da lâmina M-23, expressa em porcentagens dos elementos. Fontes: (1) Deer, Howie, Zussman (1978); (2) Dana (1892).

Mineral	Pxm (1)	Rdn (2)	Rdn Rodonita	Sps (2)	Sps Espessartita	Sps Espessartita	Or (2)	Or Ortoclásio
SiO ₂	45.74	45.46	48.81	35.33	37.68	37.94	65.39	65,56
Al ₂ O ₃	0	0.27	2.53	21.50	21.73	21.30	18.45	18,93
CaO	0.46	2.25	16.98	1.02	5.62	4.72	0	0,05
MgO	0.68	0.55	12.56	0	1.27	0.99	0	0
MnO	52.42	50.54	13.05	41.06	31.29	34.01	0	0,03
FeO	0.39	0.96	4.23	0	4.53	2.36	0	0,03
TiO ₂	0	0	0.58	0	0.27	0.17	0	0
Na ₂ O	0.2	0	0.13	0	0.01	0.05	1.08	0,78
K ₂ O	0.2	0	0.00	0	0.00	0.00	14.76	14,94
Cr ₂ O ₃	0	0	0.01	0	0.03	0.00	0	0
Cl	0	0	0.00	0	0.00	0.00	0	0
Total	100.06	100.03	98.85	99.77	102.42	101.55	100.19	100,3

5.2 Estudo Petrográfico e de Química Mineral da Amostra M-24

Proveniente de amostra do furo de sondagem, também retirada no nível superior do protominério, essa lâmina petrográfica exhibe textura inequigranular, granoblástica decussada e granular e poiquiloblástica (Prancha 5.3). Os minerais que a compõem são piroxênios (60%), granadas (30%) e opacos (10%).

Os piroxênios apresentam-se sob forma de cristais xenoblásticos a subidioblásticos, com cotatos curvos com os minerais opacos e curvos, interlobados, retos e até serrilhados com a granada e com os próprios piroxênios. Suas propriedades óticas são similares às descritas para os piroxênios da amostra anterior, destacando-se a grande variedade de cores de interferência desses minerais. A ocorrência de contatos retos com a granada sugere uma origem metamórfica contemporânea entre os dois, no entanto, como também ocorrem contatos interlobados, eles também podem ter servido como fonte para a formação de alguns cristais de granada e opacos (Prancha 5.3 C e D). Microquimicamente eles apresentam valores muito elevados de MnO e valores mais baixos de CaO e MgO, o que sugere uma maior tendência de se tratarem de piroxênios do tipo piroxmangita. Desta forma, percebe-se que essas piroxmangitas tem composição química semelhante àquelas citadas por Deer, Howie e Zussman (1978) (Tabela 5.2).

As granadas podem apresentar inclusões de piroxênios e de minerais opacos. Aparecem sob forma de cristais xenoblásticos a subidioblásticos com contatos curvos com os opacos (Prancha 5.3). Elas apresentam valores próximos daquelas analisadas na amostra M-23, com teores de MnO em torno de 33%. Também com teores elevados de SiO₂ e Al₂O₃, isso permite classificá-las como espessartitas (Mn₃Al₂Si₃O₁₂), embora ela possua CaO mais alto e MnO mais baixo que aquela utilizada para comparação (DANA, 1892) (Tabela 5.2).

Os minerais opacos aparecem com formas variadas, sendo a arredondada a mais comum. Podem ocorrer em contato com granadas e piroxênios, bem como formar inclusões nos mesmo (Prancha 5.3). Um desses minerais opacos apresenta o mais elevado teor de MnO visto até aqui (75,5%), bem como teores muito baixos dos outros

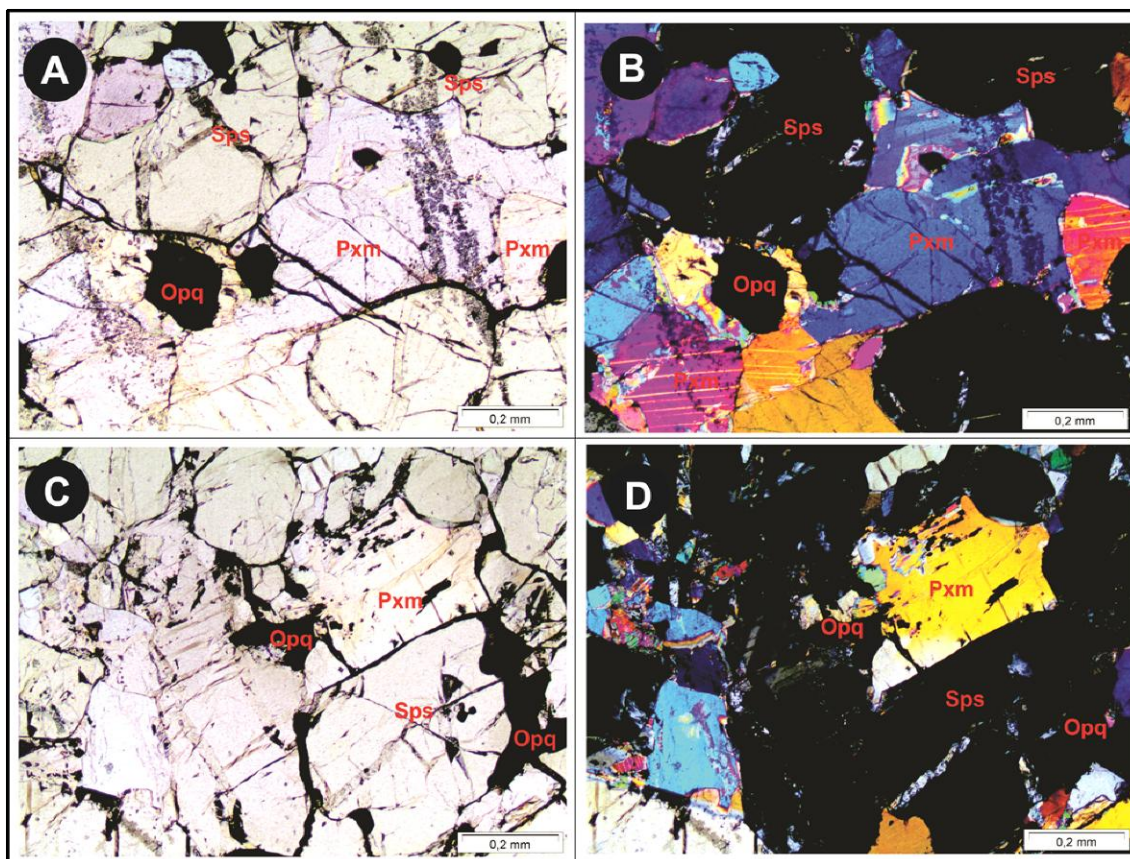
elementos formadores de rochas como SiO_2 e Al_2O_3 . Como a análise química deste mineral não incluiu valores de S (enxofre), não se pode dizer com certeza que ele é um sulfeto de Mn, mas tudo indica que ele seja do tipo alabandita (Mn^{2+}S) visto que apresenta valores próximos a esse tipo raro de sulfeto, segundo Palache, Berman, Frondel (1944) (Tabela 5.2).

Ainda com relação ao provável sulfeto de manganês, a ausência da análise química de enxofre se justifica a microsonda utilizada não estava calibrada para tal fim. Entretanto, o raio x acoplado à microsonda indica fortemente a presença do enxofre, levando a crer que esses opacos são efetivamente sulfetos de manganês. Essa interpretação é plausível quando se leva em conta a ocorrência de grafita em algumas amostras do protominério e da encaixante, indicando um ambiente redutor durante a deposição dessa camada manganesífera. Sendo, portanto, compatível a presença de enxofre.

Tabela 5.2 – Análises químicas dos minerais da lâmina M-24, expressa em porcentagens dos elementos. Fontes: (1) Deer, Howie, Zussman (1978); (2) Dana (1892); (3) Palache, Berman, Frondel (1944).

Mineral	Pxm	Pxm	Pxm	Sps	Sps	MnS	MnS
	(1)	Piroxmangita	Piroxmangita	(2)	Espessartita	(3)	Alabandita
SiO_2	45.74	49.03	32.42	35.33	37.61	0	0.07
Al_2O_3	0	0.00	0.00	21.50	20.78	0	0.00
CaO	0.46	4.94	0.17	1.02	4.29	0	0.00
MgO	0.68	4.96	10.21	0	1.94	0	0.01
MnO	52.42	40.28	49.61	41.06	33.82	63.03	75.49
FeO	0.39	1.91	7.31	0	1.51	0	6.82
TiO_2	0	0.01	0.03	0	0.38	0	0.00
Na_2O	0.2	0.05	0.00	0	0.01	0	0.07
K_2O	0.2	0.04	0.00	0	0.00	0	0.01
Cr_2O_3	0	0.00	0.00	0	0.07	0	0.02
Cl	0	0.00	0.00	0	0.00	0	0.00
S	0	0	0	0		36.91	0
Total	100.06	101.22	99.75	99.77	100.41	99.94	82.49

Prancha 5.3 – Lâmina M-24, mostrando a associação mineral da amostra. (A e C) em luz plana e (B e D) em nicóis cruzados. (A e B) contatos retos entre Grt e Px. (C e D) predominância de Px com pequenas inclusões arredondadas de opacos e contatos retos entre Grt e Px.



5.3 Estudo Petrográfico e de Química Mineral da Amostra M-27

Como referido anteriormente, fazendo parte do denominado nível inferior do protominério, esta lâmina apresenta textura inequigranular, granoblástica decussada e granular. Sua mineralogia principal inclui granadas (50%), clinopiroxênios (25%), carbonatos (18%), minerais opacos (5%) e ortoclásio (2%). As granadas e piroxênios predominam, embora ocorra como acessórios o carbonato, possivelmente de manganês.

A granada, que representa metade dos minerais constituintes dessa rocha, exibe cristais predominantemente subidioblásticos com contatos curvos e retos, principalmente com os clinopiroxênios. Com os carbonatos forma somente contatos curvos. Possui cores rosadas (Prancha 5.4 A, B, C e D). A composição química da

granada apresenta valores próximos daquela da amostra M-23 e M-24, porém com teores um pouco mais baixos de MnO (26%). Além disso, os valores de SiO₂, Al₂O₃ e FeO, também são menos elevados. Com isso, é possível classificá-la como espessartita (Mn₃Al₂Si₃O₁₂). Em comparação com a bibliografia, a espessartita estudada nessa amostra exibe uma quantidade de CaO maior e menor MnO (Tabela 5.3).

Os clinopiroxênios, identificados pela extinção oblíqua à clivagem, são incolores a levemente rosados, com cores de interferência variando do azul, ao rosa e ao cinza. Por vezes apresentam elevado grau de alteração, destacado por cores amarelas em luz polarizada. Isso deve-se provavelmente a processos de alteração retrometamórfica (Prancha 5.4 C, E e F). O piroxênio desta amostra analisado na microsonda, apresenta valores baixos de CaO e, apesar do MgO ser mais elevado, foi classificado como do tipo piroxmangita (Mn²⁺SiO₃), semelhantemente ao da amostra M-24. Isso também é corroborado pelo elevado teor de MnO no mineral. Em comparação com a piroxmangita de Deer, Howie e Zussman (1978), a piroxmangita da área estudada possui maiores teores de SiO₂ e CaO. Entretanto, exibe teores muito menores MnO e muito maiores FeO (Tabela 5.3).

Em uma parte restrita dessa lâmina, ocorre uma zona com carbonatos. O contato desta zona de carbonatação é bem marcado em relação à porção onde ocorrem as granadas e os clinopiroxênios. Os minerais de carbonato são de cor rosa com os cristais de pequeno tamanho em relação aos outros. Enquanto que os tamanhos dos minerais mais importantes da rocha variam de 0,3 a 0,8 mm, os minerais de carbonato atingem no máximo 0,3 mm. Além da diferença de tamanho dos cristais, outra característica importante é a ausência de cristais de clinopiroxênio nesta zona de carbonatação. Também a granada, quando ocorre, é de tamanho reduzido (Prancha 5.4 C, D, E e F). O resultado da análise química desses carbonatos, em função do elevadíssimo teor de MnO, leva a crer que se trate de rodocrosita (Mn²⁺CO₃). Embora não tenha sido analisado o CO₂, como foi feito na amostra mineral de Deer, Howie e Zussman (1962) na Tabela 5.3, o valor relativamente alto de CaO confirma a existência de rodocrosita na mineralogia desse protominério.

As características dessa zona de carbonatação, com cristais de tamanho reduzido e formando uma faixa, sugerem que se trate de uma zona de alteração hidrotermal retrometamórfica. Pode ter sido fluidos ricos em CO₂ que, no retrometamorfismo, percolaram essa parte da rocha alterando os minerais e formando os carbonatos de Mn, do tipo rodocrosita.

A presença de grafita em algumas amostras do protominério e da encaixante indica que essas rochas se formaram num ambiente redutor (RIBEIRO, 1982; TONIATTI e BARBOSA, 1973; VALARELLI, 1982). Essa grafita pode ter servido como fonte de carbono para a carbonatação dos fluidos hidrotermais e que durante o retrometamorfismo ajudou a formar as rodocrositas. Outra possibilidade é a presença primária de carbonato no sedimento manganífero, gerando a rodocrosita durante o metamorfismo progressivo.

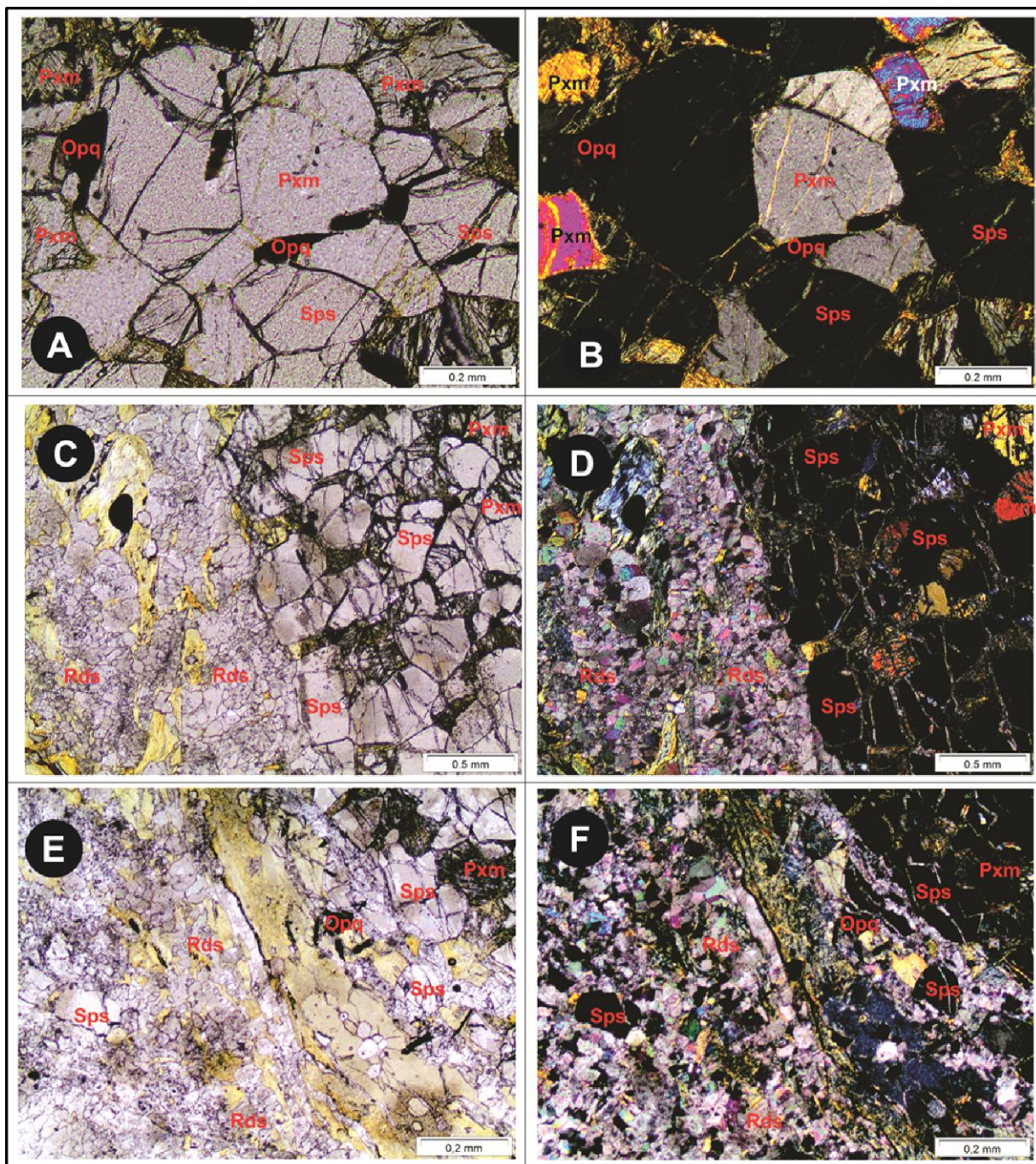
O feldspato é de difícil identificação, visto que se encontra associado às zonas de alteração que formaram a rodocrosita. Com isso seus cristais são menores e se confundem com essa última. No entanto, foi realizada a química mineral em um desses feldspatos, o que permitiu identificá-lo como um feldspato potássico (ortoclásio).

A análise do mineral opaco apresenta teor de MnO nulo e alto teor de FeO. Embora a análise não seja considerada boa (total de 62,77%), o alto teor de FeO (62,55%) indica que esse opaco deve ser uma magnetita (Fe₃O₄) (Tabela 5.3).

Tabela 5.3 – Análises químicas dos minerais da lâmina M-27, expressa em porcentagens dos elementos. Fontes: (1) Dana (1892); (2) Deer, Howie, Zussman (1978); (3) Deer, Howie, Zussman (1962).

Mineral	Sps (1)	Sps Espessartita	Pxm (2)	Pxm Piroxmangita	Rds (3)	Rds Rodocrosita	Mt (3)	Mt Magnetita	Or (1)	Or Ortoclásio
SiO ₂	35.33	37.59	45.74	51.43	0	1.60	0.11	0.09	65.39	61.29
Al ₂ O ₃	21.50	20.25	0	0.33	0	0.00	0.44	0.00	18.45	19.2
CaO	1.02	4.31	0.46	3.31	0	6.29	0	0.00	0	0
MgO	0	2.08	0.68	14.25	0	1.04	0	0.00	0	0,00
MnO	41.06	25.61	52.42	14.86	61.71	88.67	0	0.00	0	0.03
FeO	0	9.54	0.39	13.90	0	0.77	98.37	62.65	0	0.03
TiO ₂	0	0.36	0	0.05	0	0.00	0.29	0.02	0	0.06
Na ₂ O	0	0.02	0.2	0.06	0	0.02	0	0.00	1.08	0.78
K ₂ O	0	0.00	0.2	0.01	0	0.00	0	0.00	14.76	13.37
Cr ₂ O ₃	0	0.11	0	0.02	0	0.04	0.08	0.01	0	0.01
CO ₂	0	0	0	0	38.29	0	0	0	0	0
Total	99.77	99.87	100.06	98.22	100.00	98.43	99.40	62.77	100.19	94.8

Prancha 5.4 – Lâmina M-27, mostrando a mineralogia do protominério. (A e B) predominância de granada e clinopiroxênio. (C e D) zona de contato entre a porção com carbonato e a porção onde predominam as granadas e os clinopiroxênios, além de detalhe da zona rica em carbonato. (E e F) alteração amarelada do clinopiroxênio e da granada, indicando também que durante o retrometamorfismo, fluidos hidrotermais predominaram, alterando a mineralogia da rocha (zona amarelada).

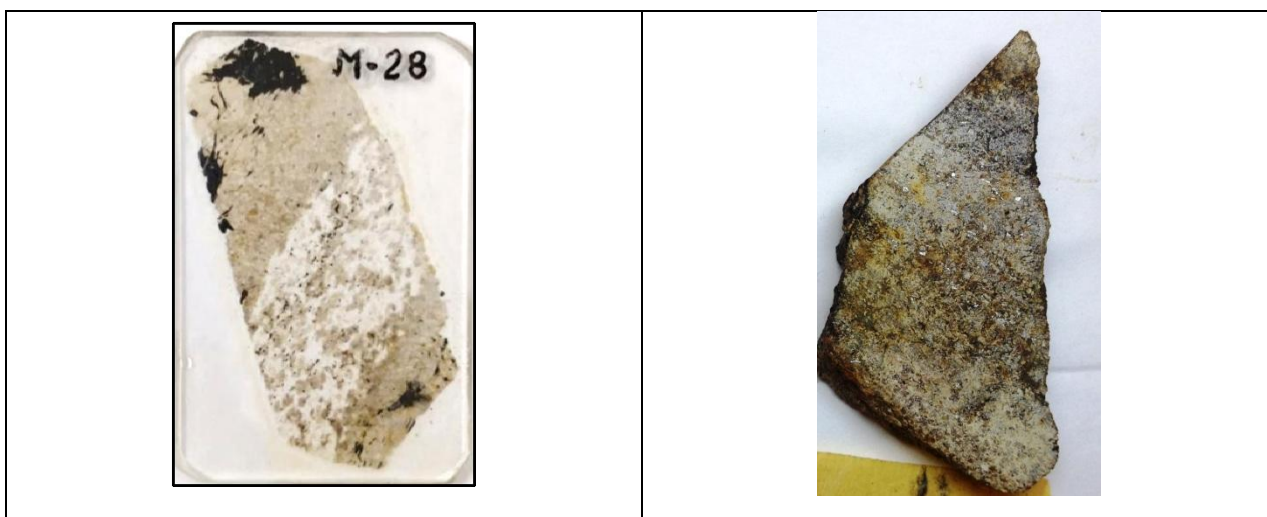


5.4 Estudo Petrográfico e de Química Mineral da Amostra M-28

Também fazendo parte do nível inferior do protominério pesquisado, nesta lâmina se verifica textura granoblástica granular e decussada, poiquiloblástica e inequigranular. Sua paragênese mineral principal inclui piroxênio (33%), granada (30%), ortoclásio (25%) e minerais opacos (12%).

A lâmina, macroscopicamente apresenta faixas com disposição textural e mineralógica distintas (Figura 5.2).

Figura 5.2 – Lâmina e amostra de mão M-28, exibindo faixas de diferentes disposições texturais e mineralógicas, representadas nas fotos por faixas com cores mais claras e escuras.



Em uma dessas faixas, onde ocorre minerais metamórficos ricos em MnO, predomina uma textura granoblástica, tanto granular, quanto decussada. Nesta área os piroxênios ocorrem como cristais xenoblásticos a subidioblásticos, que estão em contatos curvos, por vezes retos, com as Grt e Or. Quando junto aos Opq, os contatos são curvos. O pleocroísmo dos piroxênios varia desde cores claras, até coloridas com tons rosa ou tendendo ao violeta (Prancha 5.5 A e C). Suas cores de interferência, assim como nas outras lâminas, apresentam-se variadas (verde, violeta, amarelo, rosa, laranja, azul). A extinção é principalmente oblíqua à clivagem e contínua (Prancha 5.5). Seguindo os mesmos critérios de classificação utilizados anteriormente, as análises deste mineral nessa lâmina apresenta valores dispares de CaO, com similaridade nos valores de MgO. Nota-se que nos dois piroxênios analisados, quando o teor de CaO é

baixo, aumenta o de MnO. Com isso, interpreta-se que o cristal de menor teor de CaO é uma piroxmagita, enquanto que a de maior teor desse elemento considera-se uma rodonita (Tabela 5.4).

Nessa amostra a granada apresenta-se sob a forma de cristais xenoblásticos a subidioblásticos com contatos curvos e retos com o piroxênio e o ortoclásio. Possui alto relevo e cor bege clara e sem pleocroísmo. As granadas desta lâmina também apresentam valores elevados de MnO. No entanto, são valores mais baixos do que os vistos anteriormente, passando de uma média de 30% para 22%. Em função disso, nessa granada houve um aumento nos teores de FeO, que passou de 2% nas anteriores, para 10%. Por sua vez, com relação aos outros elementos, eles são semelhantes tanto nas outras granadas como nessa. Isso demonstra que na granada, durante a substituição iônica para sua formação, houve entrada substancial de FeO na sua estrutura cristalina, embora, em função do elevado teor de MnO (21 e 26%), ela possa ainda ser classificada como espessartita. Torna-se interessante também comparar as análises químicas dessas espessartitas com aquela contida (Tabela 5.4).

O ortoclásio (Or) ocorre como cristais subidioblásticos a levemente xenoblásticos, com contatos pouco curvos e retos com outros feldspatos. Não estão geminados e possuem extinção ondulante. A diferença das faixas supracitadas (Figura 5.2) com as outras é bem visível em função do aparecimento deste feldspato, aumento da granulometria e ausência dos simplectitos de granada e piroxênio (Prancha 5.5). As análises químicas realizadas nesses plagioclásios permitiram identificá-lo como feldspato potássico (ortoclásio).

Como referido antes, nesta amostra ocorrem simplectitos de granada e piroxênio que podem, localmente, estar orientados. Onde ocorrem estes simplectitos há pouco ou nenhum Or. As propriedades óticas dos minúsculos minerais desses simplectitos são semelhantes às descritas anteriormente, excetuando sua forma, visto que os outros ocorrem sob forma de cristais xenoblásticos (Prancha 5.5).

Prancha 5.5 – Lâmina M-28 mostrando a mineralogia do protominério. (A e B) mineralogia da faixa central da Figura 5.2. (C e D) zona de contato entre o campo dos simplectitos de Opx e Grt (parte inferior esquerda da foto) e a zona com PI. (E e F) demonstram com mais detalhe a ocorrência dos simplectitos, sendo possível observar a ausência de PI neste campo.

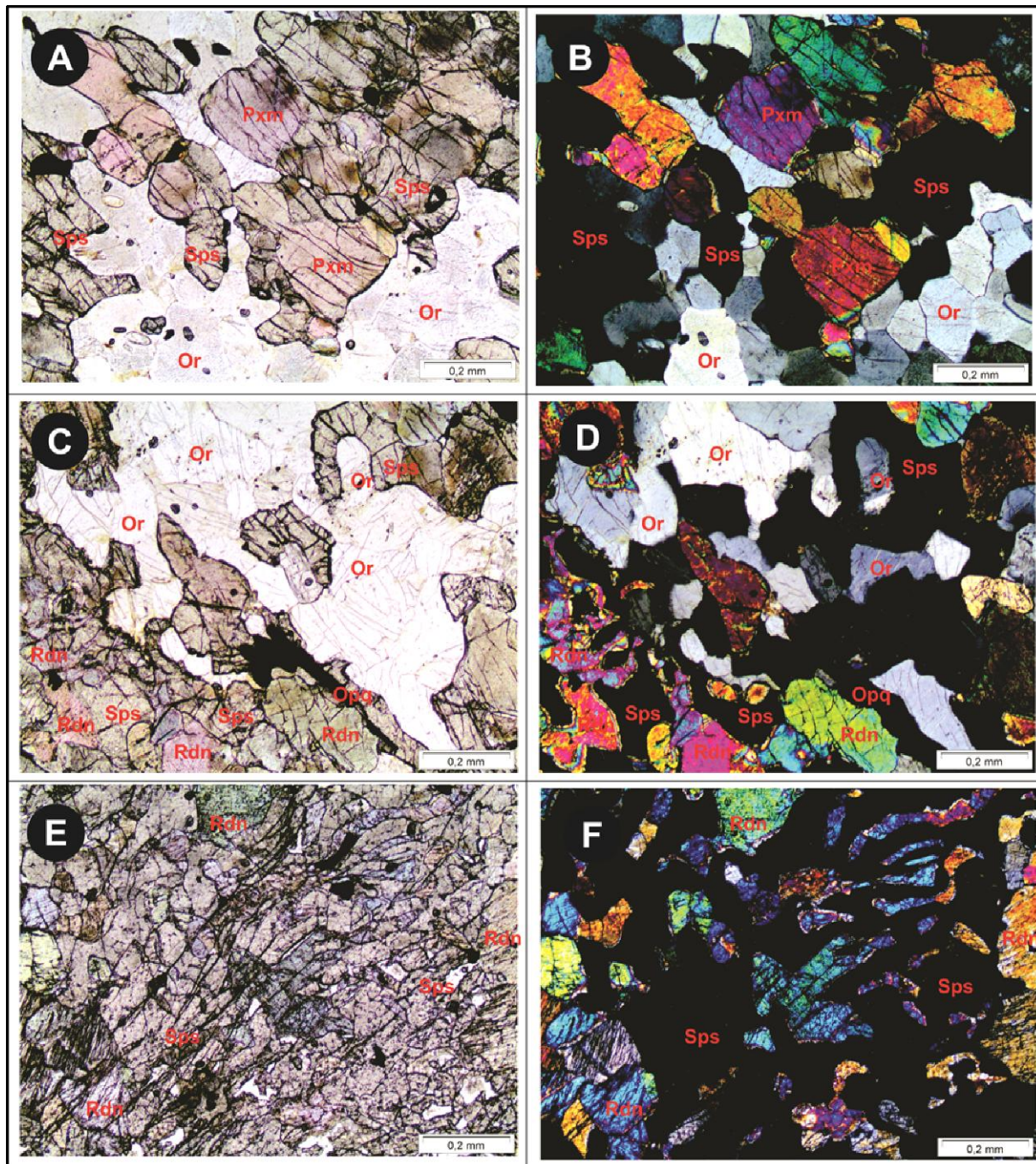


Tabela 5.4 – Análises químicas dos minerais da lâmina M-28, expressa em porcentagens dos elementos. Fontes: (1) Dana (1892); (2) Deer, Howie, Zussman (1978).

Mineral	Rdn (1)	Rdn Rodonita	Pxm (2)	Pxm Piroxmangita	Sps (1)	Sps Espessartita	Sps Espessartita	Sps Espessartita	Or (1)	Or Ortoclásio
SiO ₂	45.46	52.39	45.74	51.79	35.33	38.07	38.40	37.80	65.39	64.34
Al ₂ O ₃	0.27	1.48	0	0.07	21.50	20.56	21.12	20.57	18.45	19.18
CaO	2.25	18.55	0.46	3.79	1.02	6.02	6.57	3.73	0	0.11
MgO	0.55	13.43	0.68	14.63	0	2.93	4.49	2.55	0	0
MnO	50.54	5.55	52.42	18.23	41.06	21.23	17.63	26.94	0	0.01
FeO	0.96	6.77	0.39	10.86	0	10.64	11.48	7.86	0	0.01
TiO ₂	0	0.27	0	0.03	0	0.39	0.28	0.35	0	0.05
Na ₂ O	0	0.50	0.2	0.07	0	0.03	0.00	0.07	1.08	1.17
K ₂ O	0	0.00	0.2	0.00	0	0.00	0.00	0.04	14.76	13.07
Cr ₂ O ₃	0	0.00	0	0.00	0	0.01	0.01	0.04	0	0.02
Cl	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0.00	0.00	0	0
Total	100.03	98.94	100.06	99.47	99.77	99.88	99.98	99.95	100.19	98

5.5 Estudo Petrográfico e de Química Mineral da Amostra M-29

Os minerais que compõem essa lâmina exibem textura granoblástica granular e decussada e inequigranular. Sua paragênese mineral inclui piroxênios (40%), granadas (30%), rodocrositas (20%) e opacos (10%).

O piroxênio ocorre sob forma de grãos xenoblásticos a subidioblásticos com contatos curvos com a granada e com os minerais opacos. Com as rodocrositas os contatos são serrilhados a interlobados. Possuem pleocroísmo variando do incolor ao rosa e com cores de interferência variadas (azul, rosa, verde, amarelo), além da extinção oblíqua à clivagem, classificando-o prematuramente como um clinopiroxênio (Prancha 5.6 A e B). Os valores de análise química desses piroxênios são muito semelhantes às piroxmangitas de Deer, Howie, Zussman (1978). Assim, é possível denominar os piroxênios desta lâmina como piroxmangitas, sobretudo devido aos altos teores de MnO (28,33%) e relativamente baixos teores de CaO, o que também se torna um parâmetro para classificá-lo como uma piroxmangita (Tabela 5.5).

As granadas ocorrem sem pleocroísmo, com alto relevo e com cor tendendo ao bege claro. Aparecem sob a forma de cristais subidioblásticos a xenoblásticos sempre com contatos curvos e retos com os piroxênios. Com os minerais opacos exibem contatos curvos. Às vezes elas também ocorrem associadas com as rodocrositas, de

forma que se supõe, adicionalmente, que podem ter tido influência na formação das rodocrositas durante os processos metamórficos. Evidência disto é a trama representada nas fotos C e D da Prancha 5.6, onde ocorrem faixas de rodocrosita invadindo de forma dendrítica alguns cristais de granada. Essa granada não foi analisada microquimicamente, mas tudo indica que ela seja classificada como espessartita, semelhantemente às outras amostras do protominério de manganês.

Com relação às rodocrositas, em geral elas estão associadas com a piroxmangita e a espessartita. Esta associação, juntamente com a variedade de cores de interferência do piroxênio, dificulta a identificação destes carbonatos de manganês, uma vez que seus cristais são pequenos, confundindo com o piroxênio (Prancha 5.6 C e D).

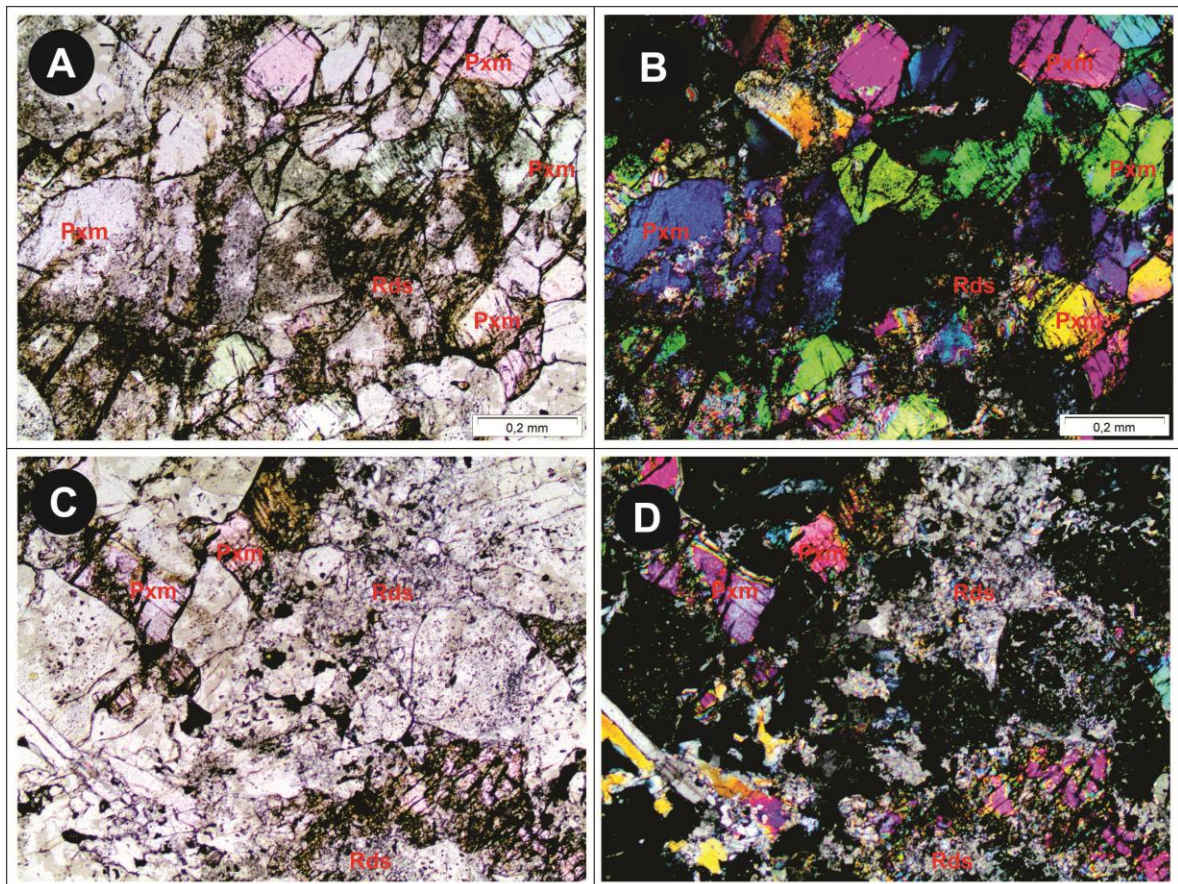
A rodocrosita (Rds) possui cor acinzentada, porém alguns cristais exibem cor de interferência acentuada. As análises de química mineral confirmam a larga ocorrência desse mineral na presente lâmina. Possui extinção ondulante e seus contatos são curvos a interlobados ou serrilhados. Podem também serem vistas englobando cristais de minerais opacos (Prancha 5.6). As análises das rodocrositas apresentam teores de MnO mais baixos do que àquelas encontradas na amostra M-27, embora elas sejam compatíveis com as rodocrositas encontradas em Deer, Howie, Zussman (1962). Vale destacar os teores elevados de MgO nessas rodocrositas (Tabela 5.5).

Tabela 5.5 – Análises químicas dos minerais da lâmina M-29, expressa em porcentagens dos elementos. Fontes: (1) Deer, Howie, Zussman (1978); (2) Deer, Howie, Zussman (1962).

Mineral	Pxm	Pxm	Rds	Rds	Rds	Rds
	(2)	Piroxmangita	(3)	Rodocrositas	Rodocrosita	Rodocrosita
SiO ₂	45.74	52.98	0	0.17	0.06	0.09
Al ₂ O ₃	0	0.01	0	0.02	0.00	0.00
CaO	0.46	0.92	0	14.27	11.69	18.82
MgO	0.68	16.53	0	17.61	18.35	16.42
MnO	52.42	28.33	61.71	64.26	65.65	63.13
FeO	0.39	3.62	0	3.37	3.63	3.06
TiO ₂	0	0.02	0	0.00	0.02	0.00
Na ₂ O	0.2	0.03	0	0.00	0.02	0.00
K ₂ O	0.2	0.01	0	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0	0.00	0	0.04	0.04	0.03
CO ₂	0	0	38.29	0	0	0
Total	100.06	102.45	100.00	99.74	99.46	101.55

Os minerais opacos completam a mineralogia da lâmina e são compostos por grãos xenoblásticos, com contatos curvos com o piroxênio, a granada e a rodocrosita.

Prancha 5.6 – Lâmina M-29 mostrando a mineralogia do protominério. (A e B) exibem a granulometria e forma dos cristais de Opx e Grt com processo incipiente de alteração supergênica. (C e D) mostram um estágio mais avançado de formação da rodocrosita e sua relação com os cristais de Opx e Grt, por vezes invadindo-os com contatos serrilhados.



5.6 Estudo Petrográfico e de Química Mineral da Amostra M-31

Os minerais presentes na lâmina da amostra M-31, do furo de sondagem na mina Valha-me Deus Norte, exibem textura inequigranular e granoblástica granular e decussada. Sua composição mineralógica inclui granada (73%), piroxênios (25%) e opacos (2%).

A granada compõe grande parte da rocha, se apresentando como cristais xenoblásticos bastante fraturados e não orientados. Seus contatos são retos a interlobados com os piroxênios e minerais opacos (Prancha 5.7 C e D). Essa granada

quando analisada verifica-se que é um pouco diferente das encontradas nas lâminas anteriores. Com efeito, ela possui valores mais baixos de MnO, e valores mais elevados de FeO, sugerindo tratar-se de uma fase intermediária entre a espessartita e a almandina $[Fe_3Al_2(SiO_4)_3]$. Possuem mais altos teores de CaO quando comparadas com as espessartitas de Dana (1892) (Tabela 5.6).

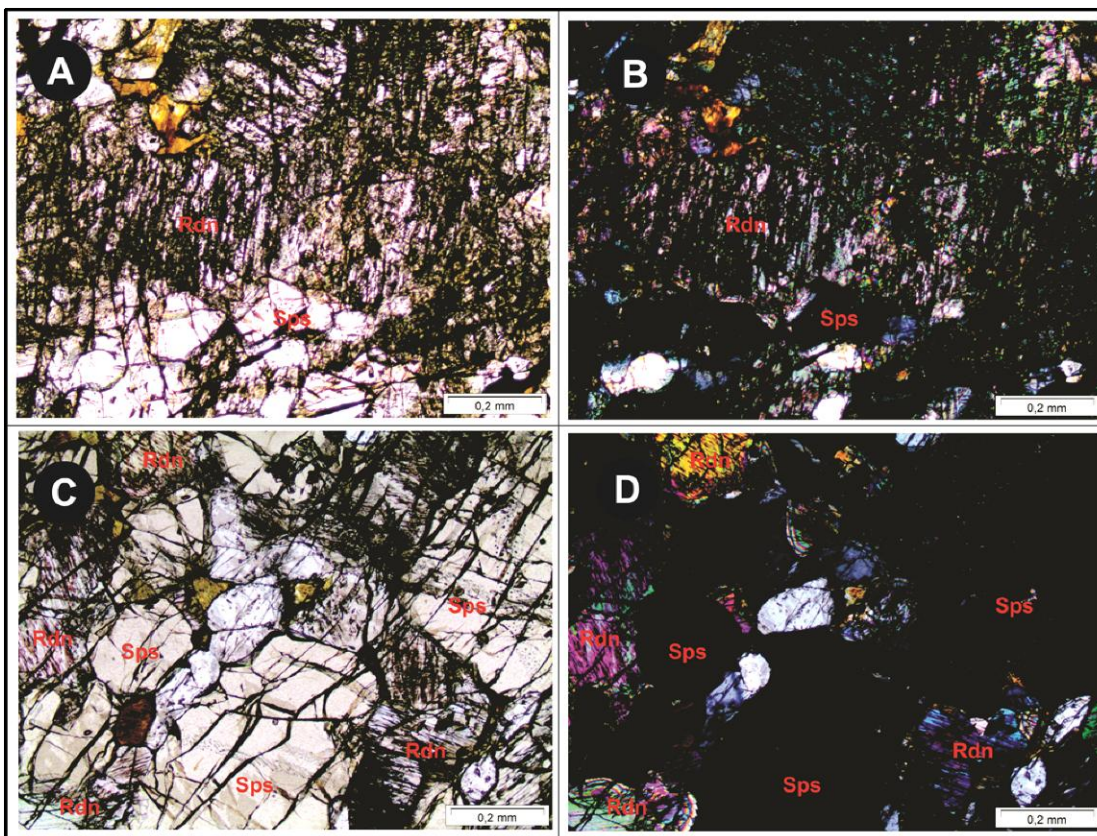
O piroxênio ocorre sob a forma de cristais xenoblásticos, com pleocroísmo variando de bege claro a róseo. Exibe contatos curvos com a granada e com os minerais opacos. Suas cores de interferência são variadas, incluindo a amarela, verde, rosa, azul e até mesmo cinza. Em alguns locais estes minerais encontram-se num estágio avançado de alteração (Prancha 5.7 A e B). As análises microquímicas desses piroxênios permitem classificá-lo, com ressalvas, como rodonita. Essa ressalva se explica porque é um piroxênio onde o teor de MnO se apresenta muito baixo (<5%), entretanto é coerente classificá-lo como rodonita, já que ela faz parte do protominério em foco, tanto nessa lâmina, como nas outras estudadas (Tabela 5.6).

Os opacos ocorrem como pequenos cristais, por vezes com cores avermelhadas, em contatos curvos com o piroxênio e a granada.

Tabela 5.6 – Análises químicas dos minerais da lâmina M-31, expressa em porcentagens dos elementos. Fontes: (1) Dana (1892).

Mineral	Rdn	Rdn	Sps	Sps
	(1)	Rodonita	(1)	Espessartita
SiO ₂	45.46	52.75	35.33	38.77
Al ₂ O ₃	0.27	1.86	21.50	21.77
CaO	2.25	19.44	1.02	5.88
MgO	0.55	13.59	0	4.05
MnO	50.54	4.54	41.06	17.82
FeO	0.96	8.01	0	13.90
TiO ₂	0	0.32	0	0.26
Na ₂ O	0	0.54	0	0.01
K ₂ O	0	0.01	0	0.00
Cr ₂ O ₃	0	0.02	0	0.00
Cl	0	0.00	0	0.00
Total	100.03	101.08	99.77	102.46

Prancha 5.7 – Lâmina M-31, mostrando a mineralogia do protominério. (A e B) exibem cristais de ortopiroxênios em avançado estágio de alteração e cristais de granada. (C e D) mostram cristais de granada e suas relações de contato com o ortopiroxênio. Nessa lâmina pode-se ainda observar um mineral de cor avermelhada com contatos retos a levemente curvos com a granada e o ortopiroxênio. Esse mineral não foi analisado na microssonda.



CAPÍTULO 6 – DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Durante anos, sempre houve curiosidade dos geólogos e pesquisadores que estudaram os granulitos do sul da Bahia, em saber qual o tipo de rocha que ao sofrer processos supergênicos produziu, na zona do intemperismo, minério oxidado e explotável de manganês. Esse minério que se distribui no sul da Bahia, atualmente constituindo, na maioria, antigas minas exauridas, são formados de pirolusita, psilomelana, litioforita e outros óxidos de manganês. Esses óxidos permitiam, às vezes, nas suas porções *in situ*, que se identificasse grafita e granada (RIBEIRO, 1982; TONIATTI e BARBOSA, 1973; VALARELLI, 1982), essa última bem alterada, não deixando identificar com confiabilidade o seu tipo. Foi assim até ser realizado na mina de Valha-me Deus Norte, no município de Maraú, um furo de sondagem, abaixo do solo intemperizado e que atingiu os granulitos e o protominério de manganês da região. Essa Dissertação descreve esse protominério e seus granulitos encaixantes.

Quanto às rochas encaixantes, as amostras recuperadas na sondagem demonstraram ser granulitos básicos, tendo como minerais principais, labradorita e/ou andesina, hiperstênio, augita, biotita e anfibólios do tipo tschermakita e ferrohornblenda, esses últimos podendo ser metamórficos primários ou retrógrados. Opacos do tipo magnetita ou ilmenita são onipresentes, além de pequena quantidade de quartzo. Granada e espinélio também podem aparecer esporadicamente.

Quanto ao protominério, ocorrem dois níveis relativamente espessos, com espessura métrica, separados por granulitos encaixantes (Figura 3.4). A partir dos dados petrográficos e microquímicos, fica evidente que há uma diferença nos teores de MnO nos minerais manganésíferos dos dois níveis do protominério: no nível superior, os minerais exibem teores de manganês menos elevados (piroxênios e espessartitas), enquanto que no nível inferior eles apresentam-se mais ricos em MnO, sobretudo devido à presença de rodocrositas.

As análises microquímicas dos feldspatos permitiram identificar labradorita e andesina como os plagioclásios componentes das rochas encaixantes, enquanto que nas rochas do protominério eles são feldspatos potássicos (ortoclásio). Em ambas as situações, seus cristais se mostram formando uma textura granoblástica poligonal, estando em equilíbrio com as piroxangitas, rodonitas e espessartitas. Indicando o equilíbrio nas condições termodinâmicas de cristalização durante o metamorfismo.

A textura poiquiloblástica pode indicar a formação de um mineral a partir de outro. Sua classificação como poiquiloblástica em peneira determina que esta modificação metamórfica não se deu sob ação de pressão dirigida. Desta forma, a presença de inclusões de piroxênio, opaco e anfibólio nas granadas indicam que estes minerais serviram como fontes de elementos químicos na formação deste mineral, durante o metamorfismo progressivo. Outro indicativo de que as granadas são formadas a partir de piroxênios, opacos e anfibólios é a forte associação delas com estes minerais, comumente ocupando suas bordas, formando coroas de reação. A principal reação para a formação dessas coroas de reação seria: $Grt + Qtz = Opx + Pl$ (MACEDO, 2006).

Além dos minerais antes citados, os anfibólios também confirmam que essas rochas passaram por processos metamórficos de alto grau, principalmente se tratando da tschermarquita. Esporadicamente encontra-se esse anfibólio com forma arredondada, nas proximidades das piroxangitas e rodonitas, indicando a presença da reação: $Hbl + Qtz = Grt + Opx + Cpx + Pl + H_2O$ (SPEAR, 1993), ou seja, cristais de anfibólios se transformando em piroxênios (Prancha 4.3 A e B). Uma reação deste tipo permite a interpretação de que os piroxênios foram produzidos durante o metamorfismo progressivo, com o aumento da pressão e temperatura, utilizando a hornblenda e o quartzo como fonte de elementos para a sua formação, juntamente com granadas manganesíferas.

As espessartitas são minerais formados em temperaturas variando entre 410 e 900°C e pressões intermediárias a altas, se estabilizando desde 0,5 até mais de 3 Kbar. Vale destacar que granadas manganesíferas do tipo espessartita não são a forma mais comum de ocorrência e, quando ocorrem, costumam estar associadas a rochas ricas em manganês, em ambientes metassomáticos, decorrente de intrusões ígneas ou a um metamorfismo regional de grande extensão (DEER, HOWIE, ZUSSMAN, 1996), como é o presente caso.

As rodocrositas são minerais que se formam a cerca de 610 a 635°C, podendo estar associadas a ambientes metassomáticos ou metamórficos de médio a alto grau. Elas são produto de processos de formação semelhantes àqueles da siderita, possivelmente compondo uma solução sólida onde o MnO substituiu o FeO (DEER, HOWIE, ZUSSMAN, 1996). Como sugerido pela petrografia, as rodocrositas podem ter sido formadas a partir da alteração hidrotermal retrógrada, principalmente das espessartitas ricas em Mn, através da reação $Sps + Qz + CO_2 + H_2O = Rds + \text{pirofilita}$ (SCHREVER, BERNHARDT, MEDENBACH, 1992). Essa interpretação não é totalmente aplicável na área devido a não identificação da pirofilita nas amostras analisadas. Por sua vez, essa reação indica a presença de hidrotermalismo durante o retrometamorfismo, quando as rochas granulíticas se elevaram tectonicamente para níveis crustais da facies anfibolito. A continuação da tectônica, em conjunto com a

erosão, trouxe esse protominério retrogradado para zonas mais superficiais, onde foi possível sofrer os processos supergênicos e transformá-lo em óxidos de manganês.

As espessartitas e rodocrositas serviram como fonte de MnO nos processos supergênicos que formaram o minério. Tanto aquele denominado *in situ*, como aqueles tombados e rolados (Figuras 3.2 e 3.3). Essas duas últimas formas de ocorrência apresentam os minérios com maiores teores de óxidos de manganês nas suas composições químicas, visto que outros elementos foram dispersos durante a lixiviação.

Além das espessartitas e rodocrositas, as rodonitas e piroxmangitas também foram responsáveis pela geração dos depósitos supergênicos, uma vez que para a formação destes depósitos, que apresentam Mn^{2+} em sua composição, é necessário situar-se na faixa de potencial iônico que o torna insolúvel nas condições de intemperismo, não sofrendo a lixiviação. Considera-se este o principal mecanismo de formação dos depósitos supergênicos.

Os simplectitos de granada e piroxênio, vistos nas amostras M-23 e M-28 indicam que estes minerais foram contemporâneos e devem ter sido formados durante o metamorfismo progressivo sob condições de pressões médias. Visto que esse tipo de ocorrência é comum em rochas que sofreram rápida descompressão, durante o soerguimento.

As formas dos cristais de biotita evidenciam a existência de duas fases de formação deste mineral: os cristais bem formados (Bt1), com contatos retos na direção da clivagem, estão em equilíbrio com os piroxênios manganésíferos. Por sua vez, os cristais que são totalmente xenoblásticos (Bt2), com contatos curvos, se formaram ocupando o pouco espaço disponível, sem possuir a forma prismática característica. Considera-se que as biotitas Bt1 se cristalizaram durante o metamorfismo progressivo, juntamente com a granada e o piroxênio, enquanto que as Bt2 se cristalizaram posteriormente, no retrometamorfismo, onde a temperatura e a pressão metamórfica estavam sendo reduzidas: os minerais de alta temperatura estavam formados, indo a mesma ocupar os interstícios vazios entre os minerais de mais alta temperatura. Isso pode ser corroborado pelas texturas metamórficas, visto que a Bt2, gerada no retrometamorfismo, ocupa as bordas de minerais ferromagnesianos e opacos.

A ocorrência de allabandita em rochas do protominério de manganês da mina de Valha-me Deus Norte é justificada pela característica redutora do ambiente, evidenciada pela presença de grafita nas rochas encaixantes e do protominério e nos afloramentos do minério supergênico (RIBEIRO, 1982; TONIATTI e BARBOSA, 1973; VALARELLI, 1982).

Com isso, as observações realizadas neste trabalho permitiram a classificação da mineralogia que compõe as rochas do protominério de manganês da mina de Valha-me Deus Norte, município de Maraú, permitindo através das condições de formação dos minerais que compõem essas rochas interpretar seu ambiente de formação, indicando que se tratem de rochas formadas num ambiente de metamorfismo regional com parte da sua paragênese sendo formada no metamorfismo progressivo, como piroxênios, granada, biotita, plagioclásio e anfibólio, e parte sendo produto do retrometamorfismo biotita, clinopiroxênios, espinélio e minerais opacos, além da rodocrosita associada possivelmente a eventos retrógrados e hidrotermais.

Em função do pequeno número de amostras obtidas desses granulitos manganésíferos no furo de sondagem, não foi possível realizar estudos mais específicos desse protominério, os quais possibilitariam interpretar com mais segurança a origem do manganês. Entretanto, deve ser colocado que o furo de sondagem realizado na mina Valha-me Deus Norte, no Distrito Manganésífero do Sul da Bahia, permitiu verificar que, associado com os granulitos básicos descritos, considerados arqueanos e do tipo MORB, ocorrem granulitos paraderivados constituídos de quartzitos (cherts metamorfisados), rochas calcio-silicáticas, kinzigitos e grafititos (BARBOSA et al., 2013). O protominério de manganês em foco faz parte desse pacote de granulitos paraderivados mapeados como “granulitos supracrustais do Complexo Almandina”. Do furo de sondagem foi possível obter somente amostras de partes desse protominério, que se destacam pela sua cor rosada, devido à presença de rodonita e de rodocrosita.

De qualquer forma, os estudos realizados permitiram especular sobre o ambiente de deposição desse protominério, que é formado por minerais manganésíferos de alto grau metamórfico (piroxmangitas, rodonitas, espessartitas), ao lado de plagioclásios, feldspatos potássicos e quartzo. Provavelmente trata-se de pelitos ricos em manganês

depositados em ambiente redutor, em função, sobretudo da presença de grafititos e de alabanditas. Não se trata de ambiente oxidante em função da ausência de óxidos primários, certificada pela inexistência de jacobsita (magnetita manganesífera).

Sendo assim pode-se interpretar que a geração desse protominério se adapta melhor com o modelo de Roy (2006) que induz que a fonte desse manganês foi vulcanogênica, depositado no fundo do oceano sobre rochas basálticas do tipo MORB.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aguiar, G.A., Mato, L.F. **Definição e relações estratigráficas da Formação Afligidos nas Bacias do Recôncavo, Tucano Sul e Camamu, Bahia, Brasil.** In: Anais do XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, v. 1. p. 157-170, 1990.

ALIBERT, C.; BARBOSA, J.S.F. **Âges U-Pb déterminés à la “SHRIMP” sur des zircons du Complex de Jequié, Craton du São Francisco, Bahia, Brésil.** In: 14 RÉUN. SCI. TERRE (RST), Toulouse, France, 1992, p.4, 1992.

ALKMIM F.F., BRITO NEVES B.B., CASTRO ALVES J.A. **Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco: uma revisão.** In: J.M.L. Dominguez, A. Misi (eds). O Cráton do São Francisco. SBG/SGM/CNPq, Salvador, p. 45-62, 1993.

ALMEIDA F.F.M.de., **Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira.** In: SBG, Congr. Bras. Geol., 23, Salvador, 1969. Anais, p. 29-46, 1969.

ALMEIDA, F.F.M.. **O Cráton do São Francisco.** Revista Brasileira Geociências. 7(4): 349-364, 1977.

ANGELI, N. et al. **Geologia e Caracterização Tecnológica do Minério de Manganês da Mina do Córrego do Cocho, Itapira (SP).** Revista do Instituto de Geociências - Usp, São Paulo, v. 11, n. 3, p.107-130, dez. 2011.

BARBOSA, J. S. F. **Constitution lithologique et metamorphique de la region granulitique du sud de Bahia-Brésil.** Tese Doutorado - Académie de Paris. Paris, Université Pierre et Marie Curie, 1986. 401 p., 1986.

BARBOSA, J.S.F.. **The granulites of the Jequié Complex and Atlantic Mobile Belt, Southern Bahia, Brazil - An expression of Archean Proterozoic Plate Convergence. Granulites and Crustal Evolution.** In:D. VIELZEUF and PH. VIDAL.ed. Springer-Verlag Proc. of ARW, Clermont Ferrand (France). p. 195-221, 1990.

BARBOSA, J. S. F.; SABATE, P. **Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the Sao Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis.** Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 74, n. 2, p. 343-359, 2002.

BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P. **Colagem Paleoproterozoica de Placas Arqueanas do Cráton do São Francisco na Bahia.** Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 33(1-Suplemento), p. 7-14, 2003.

BARBOSA J. S. F.; SABATÉ P.; MARINHO M. M. **O Cratón do São Francisco na Bahia: Uma síntese.** Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 33, p. 3-6, 2003.

BARBOSA, J. S. F.; SABATE, P. **Archean and Paleoproterozoic crust of the Sao Francisco Craton, Bahia, Brazil: geodynamic features.** Precambrian Research, Amsterdam, v. 133, n. 1-2, p. 1-27, 2004.

BARBOSA, J.S.F.; PEUCAT. **Idades Pb/Pb dos Grupos de Tonalitos/Trondhjemitos do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá,** 2006.

BARBOSA, J.S.F.; CRUZ, S.P.; SOUZA, J.S. **Terrenos Metamórficos do Embasamento,** In. Barbosa, J. S. F. (ed.) **Geologia da Bahia: pesquisa e atualização.** Série Publicações Especiais, 13 Convênio CBPM/UFBA-IGEO/SBG. 2 v. 2012.

BARBOSA, J.S.F.; CRUZ, S.P.; MENEZES LEAL, A. B.; SOUZA, J.S.; LIMA, G.M.P.; SANTOS, F.M.; BARBOSA, R.G. **Mapeamento Geológico e Levantamentos de Recursos Minerais das Folhas Ituberá e Ubaitaba, Escala 1:100.000.** Programa Geologia do Brasil, Levantamentos Geológicos Básicos. Convênio CPRM/UFBA-IGEO/FAPEX. 2013, em preparação.

BORGES, J. O. **Geologia e Evolução Metalogenética do Minério de Manganês da Mina Lagoa D'anta, Subdistrito Ferro-Manganesífero de Caetité-Licínio de Almeida, Bahia.** 2012, 216p. Dissertação (Mestrado em Geologia). Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Bahia, 2012.

BRITO NEVES, B.B. **Regionalização geotectônica do pré-cambriano nordestino.** São Paulo, USP. Tese de Doutorado, 198p, 1975.

CANABRAVA, T.A.S. **Caracterização Geológica, Petrográfica e Considerações Genéticas do Depósito de Manganês de São Félix – Bahia**. Monografia. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Bahia, 2013.

CAVALCANTE, V. B. P.; JORDT-EVANGELISTA, H. **Distrito Manganífero de Saúde, Grupo Dom Silvério - Mg: Caracterização Mineralógica e Petrográfica do Protominério**. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 34, n. 1, p.11-20, mar. 2004

CHISONGA, B C et al. **Nature and Origin of The Protolith Succession to the Paleoproterozoic Serra do Navio Manganese Deposit, Amapa Province, Brazil**. Ore Geology Reviews, South Africa, p.59-76, 2012.

DANA, E.S. **Dana's system of mineralogy**, (6th edition), 378-381, 1892.

DEER, W.A.; R.A. HOWIE; J. ZUSSMAN. **Rock-forming minerals**, v. 5, non-silicates, 263–271, 1962.

DEER, W.A.; R.A. HOWIE; J. ZUSSMAN. **Rock-forming minerals**, v. 3, sheet silicates, 55-84, 1963.

DEER, W.A.; R.A. HOWIE; J. ZUSSMAN. **Rock-forming minerals, (2nd edition)**, v. 2A, single-chain silicates, 601-613, 1978.

DEER, W.A.; R.A. HOWIE; J. ZUSSMAN. **Tradução do original em inglês intitulado: An Introduction to The Rock Forming Minerals**, 2nd Ed, 1996.

DEER, W.A.; R.A. HOWIE; J. ZUSSMAN. **An Introduction to The Rock Forming Minerals**, 3rd Ed, 2013.

DOMINGUEZ, J. M. L., BARBOSA, J.F.S., CORRÊA-GOMES, L.C., PEIXOTO, W. S. **Avaliação da Potencialidade Mineral e Subsídios Ambientais para o Desenvolvimento Sustentado dos Municípios da Costa do Dendê. Projeto Costa do Dendê**. Programa de Avaliação Potencialidades Minerais – PAPM. CBPM/UFBA/Secretaria da Indústria, Comércio e Mineração do Estado da Bahia.131p, 2006.

INDA, H.A.V.; BARBOSA, J.S.F. **Texto Explicativo para o Mapa Geológico do Estado da Bahia**. Escala 1:000.000. Salvador: SME/CPM, 237.p. il. 1978.

KUNO, H.; NAGASHIMA, K. **Chemical Compositions of Hypersthene and Pigeonite in Equilibrium in Magma**, 1950.

LEDRU, P.; COCHERIE, A.; BARBOSA, J.S.F.; JOHAN, V.; ONSTOTT, T. **Agê du Metamorphisme Granulitique Dans le Craton du São Francisco (Brésil): Implications sur la Nature de L'orogène Transamazonien**. C. R. Acad. Sci. Paris,211: 120-125, 1993.

MACEDO, E. P. **Petrografia, Litogeoquímica, Metamorfismo e Evolução Geotectônica dos Granulitos das Regiões de Amargosa, Brejões, Santa Inês, Jaguaquara e Itamari, Bahia, Brasil**. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2006.

MARINHO, M. M. **La sequence volcano - sedimentaire de Contendas - Mirante et la bordure occidentale du bloc Jequié (Craton du São Francisco, Brésil): un exemple de transition Archeen - Proterozoique**. 388 f. These (Doctorat)-Universite Blaise Pascal, Clermont Ferrand II, Franca, 1991.

MARINHO M. M.; SABATÉ P.; BARBOSA, J. S. F. **The Contendas–Mirante volcano-sedimentary belt**. Boletim de Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Publicação especial 17: p. 38–72, 1994.

MORIMOTO, N.; FABRIES, J.; FENGUSON, A.K.; GINZBURG, I.V.; ROSS, M.; SEIFERT, F.A.; ZUSSYMAN, J.; AOKI, K.; GOTTARDI, G. **Nomenclatura of pyroxenes**. Mineralogical Magazine. Mineralogical Society. 52: 535-550, 1988.

MARTIN, H., SABATÉ, P., PEUCAT, J.J., CUNHA, J.C. **Un segment de croûte continentale d'âge archéen ancien (3,4 milliards d'années): le massif de Sete Voltas (Bahia, Brésil)**. Cahiers de Recherche de l' Academie des Sciences de Paris, t.313: 531-538, 1991.

PALACHE, C.; H. BERMAN; C. FRONDEL. **Dana's system of mineralogy**, (7th edition), v. I, 207–208, 1944.

PEUCAT, J.J., BARBOSA, J.S.F., PINHO, I.C.A., PAQUETTE, J.L., MARTIN, H., FANNING, C.M., LEAL, A.B.M., CRUZ, S. **Geochronology of granulites from the south Itabuna-Salvador-Curaçá Block, São Francisco Craton (Brazil): Nd isotopes and UePb zircon ages**. Journal of South American Earth Sciences 31, 397-413, 2011.

PINHO, I.C.A. **Geologia dos Metatonalitos / Metatrondhjemitos e Granulitos Básicos das Regiões de Camamu-Ubaitaba-Itabuna, Bahia**. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador. Tese de Doutorado. 163 p, 2005.

RIOS, D.C. **Granitogênese no Núcleo Serrinha, Bahia, Brasil: Geocronologia e Litogeoquímica**. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador. Tese de Doutorado, 233p, 2002.

RIBEIRO, A. F. **Relações Geológicas das Mineralizações de Manganês de Valença-Gandu (BA)**. Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Bahia, V.3, 1982.

ROY, S. **Manganese metallogenesis: a review**. Ore Geology Reviews 4, 155–170, 1988.

ROY, S. **Genetic diversity of manganese deposition in the terrestrial geological record**. In: Nicholson, K., Hein, J., Bühn, B., Dasgupta, S. (Eds.), Manganese

Mineralisation: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits. Special Publication—Geological Society of London. vol. 119, pp. 5–27, 1997.

ROY, S. **Sedimentary manganese metallogenesis in response to the evolution of the Earth system.** Earth-Science Reviews 77. pp 273-305. 2006.

SCHREYER, W; BERNHARDT, H J; MEDENBACH, O. **Petrologic Evidence for a Rhodochrosite Precursor of Spessartine in Coticules of the Venn-Stavelot Massif, Belgium.** Mineralogical Magazine, Germany, v. 56, p.527-532, Dez, 1992

SILVA, L. C. da et al. **Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré - cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte 2: orógeno Aracuaí, cinturão mineiro e Cráton do São Francisco meridional.** Revista Brasileira de Geociências, Sao Paulo, v. 32, n. 4, p. 513-528, 2002a.

SOUZA, J.V. de; RIBEIRO FILHO, E. **Geologia e Gênese dos Depósitos de Manganês da Província de Aracoiaba - Pacajús, Ceará.** Revista do Instituto de Geociências - Usp, São Paulo, v. 14, n. 1, p.1-11, 1983.

SPEAR, F. S. **Metamorphic Phase Equilibria and Pressure–Temperature–Time Paths.** Mineralogical Society of America, Washington D. C., Monograph. 799p, 1993.

TEIXEIRA, L. R. **O Complexo Caraíba e a Suíte São José do Jacuípe no Cinturão Salvador–Curaçá (Bahia, Brasil): petrologia, geoquímica e potencial metalogenético.** Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia. Salvador. Tese de Doutorado. 243 p, 1997.

TONIATTI, G.; BARBOSA, J. **O Manganês de Marau – Bahia, Avaliação de Reservas.** Anais do XXVII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Bahia, 1973.

USSAMI, N. **Estudos geofísicos no Cráton do São Francisco: estágio atual e perspectivas.** In: DOMINGUEZ, J.M.L.; MISI, A. (Eds). Simpósio sobre o Cráton do São Francisco. Salvador, Bahia, Brasil. SBG/SGM/CNPq. Especial Publicação. p. 35-62, 1993.

VALARELLI, J.V. **Paragênese do Protominério Metamórfico de Manganês de Marau – BA.** Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Bahia, V.3, 1982.

WILSON, N. **Combined Sm-Nd, Pb/Pb and RbSr geochronology and isotope geochemistry in polymetamorphic precambrian terrains: examples from Brazil and Channel Island, U.K.** Master of Science. Tese de “Master” não publicada. Oxford University. U.K, 1987.