



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO:
PETROLOGIA, METALOGÊNESE E EXPLORAÇÃO MINERAL

TESE DE DOUTORADO

**O DEPÓSITO DE MANGANÊS PORTADOR DE METAIS
RAROS (COBALTO, TÁLIO E ESCÂNDIO) DE ALTO TEOR
DO VAU DA BOA ESPERANÇA, REGIÃO DE BARREIRAS,
OESTE DA BAHIA, BRASIL**

CLAYTON RICARDO JANONI

SALVADOR

2017

**O DEPÓSITO DE MANGANÊS PORTADOR DE METAIS
RAROS (COBALTO, TÁLIO E ESCÂNDIO) DE ALTO TEOR
DO VAU DA BOA ESPERANÇA, REGIÃO DE BARREIRAS,
OESTE DA BAHIA, BRASIL**

Clayton Ricardo Janoni

Orientador: Prof. Dr. Johildo Salomão Figueiredo Barbosa

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia como requisito parcial à obtenção do Título de Doutor em Geologia, Área de Concentração: Petrologia, Metalogênese e Exploração Mineral.

SALVADOR

2017

J34 Janoni, Clayton Ricardo
O Depósito de Manganês Portador de Metais Raros (Cobalto,
Tálio e Escândio) de Alto Teor do Vau da Boa Esperança, Região
de Barreiras, Oeste da Bahia, Brasil. / Clayton Ricardo
Janoni. -- Salvador/BA, 2017.
266 f. : il

Orientador: Johildo Salomão Figueiredo Barbosa .
Tese (Doutorado - Pós-Graduação em Geologia) -- Universidade
Federal da Bahia, Instituto de Geociências, 2017.

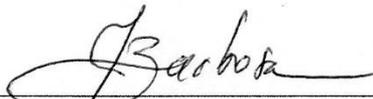
1. Metalogênese. 2. Manganês. 3. Metais Raros. 4. Vau da
Boa Esperança. 5. Oeste da Bahia. I. , Johildo Salomão
Figueiredo Barbosa. II. Título.

CLAYTON RICARDO JANONI

“O DEPÓSITO DE MANGANÊS PORTADOR DE METAIS RAROS (COBALTO, TÁLIO E ESCÂNDIO) DE ALTO TEOR DO VAU DA BOA ESPERANÇA, REGIÃO DE BARREIRAS, OESTE DA BAHIA, BRASIL”

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia, como requisito para a obtenção do Grau de Doutor em Geologia na área de concentração em Petrologia, Metalogênese e Exploração Mineral, defendida em 20/02/2017.

TESE APROVADA PELA BANCA EXAMINADORA:



Dr. Johildo Salomão Figueiredo Barbosa
Orientador - UFBA



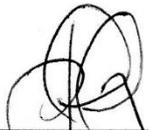
Dr. Sérgio Luis Costa Ferreira
Examinador Externo – UFBA



Dra. Rejane Lima Luciano
Examinadora Externa – CBPM



Dra. Adriana Almeida de Peixoto
Examinadora Externa – CBPM



Dr. Luiz César Corrêa Gomes
Examinador Interno – UFBA

Salvador – BA
2017

*Aos meus maiores tesouros nessa vida: à
minha esposa Angélica, à minha mãe Elza
Benevenuto e ao meu pai Paulo Janoni (in
memoriam) – com carinho, amor e gratidão.*

Nesta vida, nunca esqueça de suas raízes, quem você é, e de onde você veio...

POEIRA

Um carro de boi lá vai gemendo lá no estradão
Suas grandes rodas fazendo, profundas marcas no chão
Vai levantando poeira, poeira vermelha, poeira
Poeira do meu sertão

Olha seu moço a boiada, em busca do ribeirão
Vai mugindo e vai ruminando, cabeças em confusão
Vai levantando poeira, poeira vermelha, poeira
Poeira do meu sertão

Olha só o boiadeiro montado em seu alazão
Conduzindo toda a boiada, com seu berrante na mão
Seu rosto é só poeira, poeira vermelha, poeira
Poeira do meu sertão

Barulho de trovoada, coriscos em profusão
A chuva caindo em cascata, na terra fofa do chão
Virando em lama poeira, poeira vermelha, poeira
Poeira do meu sertão

Poeira entra em meus olhos, não fico zangado não
Pois sei que quando eu morrer, meu corpo irá para o chão
Se transformar em poeira, poeira vermelha, poeira

Poeira do meu sertão, poeira do meu sertão, poeira...

Pena Branca e Xavantinho

Em homenagem aos meus pais, meus avós e meus sogros, que dedicaram toda vida na fazenda; e a poeira vermelha da minha terra, Batatais, no interior de São Paulo, que há anos deixei para trás, muitas saudades do meu sertão...

“Estrada que era vermelha de terra,
Estrada onde um dia meu sonho seguiu,
Poeira da estrada só resta saudade,
Estrada de poeira, de sol, chuva e frio...”

AGRADECIMENTOS

∞ Acima de todas as coisas, agradeço a Deus Pai Todo Poderoso, criador do Céu e da Terra, por me guiar, iluminar e conduzir, frente as dificuldades e as barreiras que a vida coloca em nosso caminho. Obrigado por me conceder mais esta vitória, que dedico a ti! Com louvor!

∞ A minha esposa Angélica Rubia Janoni, pelo amor, carinho, amizade, companheirismo, paciência e compreensão ao longo desta caminhada, em que as vezes, a solidão e a distância, assumiram o controle, mas as contrariedades foram superadas e chegamos juntos neste momento de conquista. Com paixão!

∞ Ao meu bem mais precioso nesta vida, minha mãe Elza Benevenuto, que abriu os meus olhos para ver o mundo com generosidade e humildade, e com o seu amor, me ensinou a buscar a sabedoria. Com você aprendi tantas coisas importantes, onde a mais importante delas foi agradecer à vida por tudo aquilo que ela coloca em nosso caminho, e seguir em frente, com fé em Deus e paz no coração. Obrigado mãe, por tudo. Com muito amor!

“Obrigado pelo pão, pela vida, pelo ar, pela paz.
Muito obrigado pela beleza que os meus olhos veem no altar da natureza.
Olhos que fitam o céu, a terra e o mar
Que acompanham a ave ligeira que corre fagueira pelo céu de anil
E se detém na terra verde, salpicada de flores em tonalidades mil”

AMÉLIA RODRIGUES

∞ Meu sincero e eterno agradecimento àquele que acreditou em mim, e concedeu a honra de me orientar nesta etapa tão importante de minha vida – Prof. Johildo Barbosa, por ter me inspirado e confiado ao longo destes quatro anos. Hoje sabemos que nossos melhores mestres não foram os que nos ensinaram as respostas, mas sim, aqueles que nos ensinaram a questionar, a duvidar, a pensar e a sonhar. Com gratidão!

∞ Meus agradecimentos àqueles que foram meus braços direito nesta jornada, meus ex-alunos e hoje meus amigos, que trabalharam comigo no manganês do Oeste da Bahia, os geólogos Diego Patric Castro de Souza (Sorriso), Fernando dos Anjos Cotias (Cabelo), Tiago da Silva Rodrigues, Juliana Fernandes Matias, Murilo Sérgio de Souza Castro, Demilton Brito Bonfim, Fábio Cândido de Oliveira e Leonardo de Matos Araújo. Eu aprendi que para crescer como pessoa preciso me cercar de gente boa. Dedico a vocês este título. Com afeto!

∞ À minha família, agradeço às minhas irmãs, sobrinhos, cunhados, tios e amigos... A jornada foi longa, a distância foi imensurável, o cansaço foi extenuante, porém...o amor de vocês foi magnânimo, o carinho de vocês foi estribilho, e a força que me deram foi hercúlea. Com dedicação e emoção!

“Se você deseja ver o arco-íris,
é preciso suportar a chuva.”

HAZEL GRACE

∞ A meus amigos do curso de Geologia da Universidade Federal do Oeste da Bahia, os professores Éder Luís Mathias Medeiros, Lucas Teixeira de Souza e Luís Gomes Carvalho, pela força, pela ajuda, pelas conversas, debates, trabalhos de campo, risadas, enfim...pela amizade de vocês. Com respeito!

∞ Ao meu amigo e professor da Universidade Federal Tecnológica do Paraná, Doutor Oldair Donizete Leite, pelos conselhos, experiências, apoio, críticas e ensinamentos. Como diz Sócrates - Para conseguir a amizade de uma pessoa digna é preciso desenvolvermos em nós mesmos as qualidades que naquela admiramos. Com estima!

∞ Ao Professor Doutor Leonardo Morato Duarte, da Universidade Federal do Oeste da Bahia, pelas preciosas sugestões e correções deste trabalho na reta final, agradeço pela sua expertise profissional e geológica. Com apreço!

∞ A todos meus alunos e ex-alunos do curso de Geologia da Universidade Federal do Oeste da Bahia, sem distinção. Pelos momentos acadêmicos, pelas trocas de experiências, pelas conversas, por terem ajudado a me disciplinar cada vez mais em sala de aula. Agradeço de coração. Com saudades!

“Procure a sabedoria e aprenda,
a escrever os capítulos mais importantes,
de sua história, nos momentos mais difíceis de sua vida”

AUGUSTO CURY

∞ A Pousada O Casarão na Barra, na pessoa da Terezinha Bastos, por ter me abrigado nas inúmeras idas a Salvador, para a realização deste doutorado, ao longo destes quatro anos. O tempo passou...mas a saudade ficará. Com lembranças!

∞ Aos professores do Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, Dra. Simone Cerqueira Pereira Cruz, Dra. Ângela Beatriz de Menezes Leal e Dr. Luís César Correa Gomes, por terem me ajudado a amadurecer como docente, pelas experiências, ensinamentos e acima de tudo, pela convivência, mesmo breve, mas de uma riqueza acadêmica respeitável. Com saudações!

∞ Por fim, agradeço a Bahia, a Terra de Todos os Santos, de todas as cores, de todas as raças, por me acolher todos estes anos, mesmo com o sentimento de um forasteiro, eu resisti a missão que me foi confiada. A missão de valer-se a realizar os sonhos, daqueles que jamais imaginavam que poderiam sonhar, numa Bahia distante.

∞ Na vida é assim... tudo vem com um propósito e vai por uma razão... Lágrimas escorridas, Despedidas, Saudades...

∞ Sigo minha estrada mais forte, maior do que era antes, melhor do que era ontem, em paz com meu coração.

“Todo mundo ama um dia, todo mundo chora,
Um dia a gente chega, no outro vai embora.
Cada um de nós compõe a sua história,
Cada ser em si carrega o dom de ser capaz,
De ser feliz...”

ALMIR SATER

RESUMO

O Estado da Bahia apresenta importantes distritos manganíferos, e especificamente, a região oeste apresenta a maior concentração de minério de manganês gerado em condições sedimentares, hidrotermais e supergênicas no nordeste brasileiro, frente às recentes descobertas de metais raros (tálio, cobalto e escândio) associados. A área de estudo localiza-se no Vau da Boa Esperança, a oeste da cidade de Barreiras e, geologicamente, situa-se junto a sedimentação marinha que recobriu o Cráton do São Francisco de idade neoproterozoica, com litotipos compostos por rochas metacarbonáticas, metapelíticas e metareníticas das Formações Serra da Mamona e Riachão das Neves, formando o Grupo Bambuí, margeado pelo Orógeno Rio Preto de idade meso a neoproterozoica. Na porção superior, a área é marcada pela sedimentação essencialmente continental, de caráter flúvio-eólico, representada pelas Formações Posse e Serra das Araras do Grupo Urucua de idade neocretácea. As mineralizações estão correlacionadas tectonicamente às estruturas transpressivas neoproterozoicas de *trend* NE-SW e encaixadas majoritariamente na descontinuidade entre as rochas do Grupo Bambuí com o Grupo Urucua. As concentrações manganíferas presentes na região Oeste da Bahia apresentam como tipos: (i) rocha hospedeira (protominério), (ii) veios de Mn preenchendo fraturas, (iii) minério denso sem quartzo visível, (iv) arenitos impregnados por óxido de manganês, (v) minério de manganês em plaquetas, e (vi) crostas lateríticas ferro-manganíferas. Apresentam composição mineral sob a forma de óxidos, representados por pirolusita, criptomelana, vernadita e holandita, com formas variadas, porém de caráter descontínuo, com hábitos botrioidais, planares, arborescentes e coliformes. Em termos geoquímicos, a mineralização apresenta teores de MnO em torno de 60%, e concentrações baixas de Fe₂O₃, Al₂O₃ e SiO₂, em torno de 4,2%, 2,3% e 5%, respectivamente. Em relação aos metais raros, as concentrações de Co, Tl e Sc, estão em torno de 4.168ppm, 126ppm e 3,44ppm, respectivamente. As concentrações dos elementos menores e traço no minério de manganês, estão enriquecidas em Co, Ni, Cu, Zn, V, Tl, Sr e Ba, além dos ETR leves, principalmente Ce, porém os valores de Y, Nb, Th são relativamente baixos. Estes dados atestam a assinatura geoquímica desta mineralização em Co, Tl, Ni, Cu, Zn, V e Ba. Os elementos Terras Raras se apresentam ao longo do perfil mineralizado, com comportamentos similares ao padrão de fracionamento em todos os horizontes mineralizados, ou seja, com enriquecimento dos ETR leves em relação aos ETR pesados. As curvas de distribuição apontam uma anomalia positiva de Cério em todos os horizontes mineralizados ao longo do perfil. Em relação aos processos mineralizadores, a concentração primária deste depósito se deu em ambiência plataformar marinha, em condições oxidantes e redutoras. Durante os eventos deformacionais houve atuação iminente de processos hidrotermais, e posteriormente predominou a ação de processos supergênicos, devido à solubilidade do manganês e oscilações do nível freático, concentrando o minério no perfil laterítico, completando o quadro metalogenético deste depósito. Em termos evolutivos, a formação do minério denso e os arenitos impregnados por óxido de manganês, se deu no limite Eoceno-Oligoceno (posterior ao desenvolvimento da superfície Sul-Americana), o processo de saprolitização da Formação Posse, conseqüente formação do minério de manganês em plaquetas, ocorreu no Mioceno-Plioceno (associado a superfície Velhas), e a formação das crostas lateríticas ferro-manganíferas na forma de pavimentos, associadas as coberturas eluvionares, se deu no limite Plioceno-Pleistoceno (associada a superfície Paraguaçu), sendo regidas pela forte e atuante atividade neotectônica, na compartimentação morfotectônica do Vale do Rio de Ondas. Estas mineralizações se assemelham, em relação a sequência sedimentar, ao depósito do tipo Postmasburg (Formação Hotazel) no *Kalahari Manganese Field*, na África do Sul. Em relação a sequência laterítica e os processos

supergênicos, são correlacionáveis com o depósito de Kisenge no Congo, e ao depósito do Azul na Província Carajás no Brasil. Em termos geoquímicos, a assinatura geoquímica impressa no minério de manganês do Vau da Boa Esperança, também permite correlacioná-lo com os depósitos modernos do Pacífico, e com o depósito neoproterozoico de Xiangquan na China, em relação as anomalias de Cobalto, Tálcio e ETR presentes. Em suma, é evidente que as mineralizações manganésíferas de alto teor associadas aos metais raros do Oeste da Bahia, são consideradas exclusivas e inéditas no território brasileiro pelos elevados teores de Cobalto, Tálcio e Escândio associados.

Palavras-chave: MANGANÊS. TÁLIO. NEOTECTÔNICA. METAIS RAROS. CONCENTRAÇÃO SUPERGÊNICA.

ABSTRACT

The State of Bahia has important manganese districts, and specifically the western region, presents the highest concentration of manganese ore generated in sedimentary, hydrothermal and supergenic conditions in the Brazilian northeast, compared with the recent discoveries of rare metals (thallium, cobalt and scandium) associated. The studied area is located in Vau da Boa Esperança, west of the Barreiras, city and is geologically situated, along with marine sedimentation that covered the São Francisco Craton of Neoproterozoic age, with lithotypes composed of metacarbonic, metapelitic and metarenitic rocks, of the Serra da Mamona and Riachão das Neves Formations, forming the Bambuí Group, bordered by the Rio Preto Orogen, from meso to Neoproterozoic. In the upper portion, the area is marked by essentially continental sedimentation, of fluvial-eolic character, represented by the Posse and Serra das Araras Formations, the Urucuia Group, of Neocretaceous age. Possibly the mineralizations are correlated tectonically to the Neoproterozoic transpressive shear structures of trend NE-SW and embedded mostly in the discontinuity between the rocks of the Bambuí Group and the Urucuia Group. The manganese concentrations present in the western region of Bahia present as typologies: (i) host rock (protore), (ii) Mn veins filling fractures, (iii) dense ore without visible quartz, (iv) sandstones impregnated with manganese oxide, (v) manganese ore in platelets, and (vi) iron-manganese laterite crusts. They present mineralogies in the form of oxides, represented by pyrolusite, cryptomelane, vernadite and hollandite, with varied morphologies, but of a discontinuous character, with botrioidal, planar, arborescent and coliform habits. In geochemical terms, the mineralization presents MnO contents around 60%, and low concentrations of Fe₂O₃, Al₂O₃ and SiO₂, around 4.2%, 2.3% and 5%, respectively. In relation to rare metals, the concentrations of Co, Tl and Sc, are around 4,168ppm, 126ppm and 3.44ppm, respectively. The concentrations of minor elements and trace elements in manganese ore, are enriched in Co, Ni, Cu, Zn, V, Tl, Sr and Ba, in addition to the light REE, mainly Ce, but the values of Y, Nb, Th and U are relatively low. These data attest to the geochemical signature of this mineralization in Co, Tl, Ni, Cu, Zn, V and Ba. The rare earth elements are presented along the mineralizing profile, with behavior similar to the pattern of fractionation in all mineralized horizons, that is, with enrichment of light REE in relation to heavy REE. The distribution curves point to a positive anomaly of Cerium in all the mineralized horizons along the profile. In relation to mineralizing processes, the primary concentrations of this deposit occurred in marine platform ambience, under oxidizing and reducing conditions. During the deformation events there was imminent action of hydrothermal processes, and later the action of supergenic processes predominated, due to the insolubility of manganese and oscillations of the water table, concentrating the ore in the lateritic profile, completing the metallogenic picture of this deposit. In evolutionary terms, the formation of the highest volume dense ore and sandstones impregnated with manganese oxide, Eocene-Oligocene boundary (after the development of the South American surface), the saprolitization process of the Posse Formation, consequent formation of the manganese ore in platelets, occurred in the Miocene-Pliocene (associated with the Velhas surface), and the formation of iron-manganese lateritic crusts in the form of pavements, associated with the eluvial roofs occurred at the Pliocene-Pleistocene boundary (associated with the Paraguaçu surface), being governed by the strong and active Neotectonic activity, in the morphotectonic compartmentalization of the Rio de Ondas valley. These mineralizations resemble each other, in relation to the sedimentary sequence, to the Postmasburg (Hotazel Formation) type deposit at Kalahari Manganese Field, in South Africa. In relation to the lateritic sequence and the supergenic processes, are correlated with the Kisenge deposit in Congo, and to the Azul deposit, in the Carajás Province, in Brazil. In

geochemical terms, the geochemical signature printed on the manganese ore of Vau da Boa Esperança, also allows to correlate it partially with the modern deposits of the Pacific, and with the neoproterozoic Xiangquan Deposit in China, in relation to the present REE anomalies. In summary, it is evident that the manganese minerals associated with the rare metals of high content of the West of Bahia, are considered exclusive and unpublished in the Brazilian territory, due to the high levels of associated Cobalt, Thallium and Scandium.

Key-words: MANGANESE. THALLIUM. NEOTECTONICS. RARE METALS. SUPERGENIC CONCENTRATION.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Distritos Manganésíferos do Estado da Bahia, inserido no contexto Sulamericano.....	31
Figura 1.2 – (A) Localização e acessos a Barreiras, no Oeste da Bahia; (B) Imagem aérea ilustrando a compartimentação geomorfológica da região de Barreiras, com destaque para o Vau da Boa Esperança.....	33
Figura 2.1 – Fluxograma de atividades que integram as fases do desenvolvimento da pesquisa, justificado pelos materiais, métodos e técnicas adotadas.....	41
Figura 3.1 - Distribuição temporal dos depósitos pré-cambrianos e fanerozoico de manganês, com destaque para os maiores volumes gerados no Paleoproterozoico, Jurássico e Oligoceno.....	52
Figura 3.2 – Distribuição mundial dos principais depósitos de manganês Arqueanos, Paleoproterozoicos, Mesoproterozoicos, Neoproterozoicos e Fanerozoicos. (A e B) Quadro dos depósitos de manganês pré-cambrianos e fanerozoicos, ordenados por localização, condições geológicas e idades.....	57
Figura 3.3 - Modelo dos principais tipos de formações dos depósitos manganésíferos.....	61
Figura 3.4 – Modelo esquemático do assoalho oceânico com a localização das regiões de ocorrência de crostas e nódulos polimetálicos	64
Figura 3.5 - Modelo eletroquímico simplificado de adsorção do processo hidrogenético associado ao Fe e Mn.....	66
Figura 3.6 – Representação esquemática da deposição de manganês relacionado com a variação do nível do mar, em: (A) relação deposicional do Mn em oceano estratificado; (B) Relação deposicional do Mn em transgressão marinha; (C) Relação deposicional do Mn em oceano anóxico.....	68
Figura 3.7 – Modelo esquemático do perfil laterítico contendo as mineralizações geradas, com destaque para o manganês m meio ao horizonte mosqueado e ao saprólito	69
Figura 3.8 – Seção geológica da porção sul do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá sugerindo a presença de arcos de ilhas, com a presença de rochas vulcânicas e plutônicas cálcio-alcálicas, ao lado de basaltos de fundo oceânico superpostos por sedimentos, incluindo formações manganésíferas, ferríferas e concentrações de bário	70

Figura 3.9 – Seção esquemática da parte norte do Bloco Gavião, ilustrando a Bacia Jacobina no Paleoproterozoico, com os sedimentos manganésíferos, além de suas rochas encaixantes orto e paraderivadas arqueanas.....	71
Figura 3.10 – Seção esquemática entre Guanambi-Piripá-Tremedal, mostrando os traços de deformação, bem como os compartimentos, entre eles as sequências de Urandi e Caetité-Licínio de Almeida, geradoras de importantes concentrações manganésíferas de idade paleoproterozoica.....	72
Figura 3.11 – Seção esquemática sugerindo a formação da Bacia Rio Preto, destacando o protominério de manganês e os sedimentos pelíticos-carbonáticos do Grupo Bambuí	73
Figura 3.12 – Seção esquemática sugerindo a inversão da Bacia Rio Preto, com a formação do Orógeno Rio Preto. Na região do CSF, o protominério de manganês foi enriquecido pela supergênese, constituindo depósitos econômicos ricos no elemento Tálío	74
Figura 3.13 - Mapa geológico do Distrito Manganésífero do Oeste da Bahia com a presença dos respectivos depósitos.....	75
Figura 4.1 – Mapa dos domínios morfoclimáticos da Bahia com destaque para a região de Barreiras/BA e o Vau da Boa Esperança.....	76
Figura 4.2 – Massas climáticas da região Oeste da Bahia, com destaque para a bacia do Rio Grande, conforme critério de classificação de Thornthwaite (1948).....	79
Figura 4.3 – Mapa esquemático das Unidades Geomorfológicas do Oeste da Bahia.....	80
Figura 4.4 – Domínios Geomorfológicos do Oeste da Bahia, com a transição entre os Chapadões do Urucuia, Planaltos em Patamar e a Depressão do São Francisco na região de Barreiras/BA. Visada de SW para NE.....	81
Figura 4.5 - Panorâmica revelando as morfoestruturas que configuram o relevo na região do Vau da Boa Esperança. Visada de SE para NW	82
Figura 4.6 - Mapa dos principais rios do Oeste da Bahia, com destaque para a bacia hidrográfica do Rio de Ondas.....	83
Figura 4.7 - Mapa dos principais domínios vegetacionais do Oeste da Bahia, com destaque para a região do Vau da Boa Esperança.....	85
Figura 5.1 - O Cráton do São Francisco e seus orógenos marginais, destacando a área de estudo no setor setentrional.....	91
Figura 5.2 – Mapa Geológico do Oeste da Bahia na porção mais representativa do contexto dos principais compartimentos geológicos que arquitetam o quadro geológico desta porção do CSF.....	93
Figura 5.3 – Seção geológica NNW-SSE entre Cristalândia do Piauí (PI) e Cocos (BA).....	94

Figura 5.4 – Correlação litoestratigráfica do domínio cratônico e pericratônico, com as respectivas unidades do Grupo Bambuí no Oeste da Bahia.....	101
Figura 5.5 - Coluna Estratigráfica do Grupo Urucuaia, no Oeste da Bahia.....	104
Figura 6.1 – Mapa Geológico e Seção WNW/ESE do Vau da Boa Esperança na região de Barreiras/BA.....	107
Figura 6.2 – Modelo esquemático do quadro geológico da região do Vau da Boa Esperança, com as unidades litoestratigráficas presentes.....	117
Figura 6.3 - Representação esquemática dos ambientes deposicionais, aliado ao quadro evolutivo tectônico e climático para a deposição do Grupo Bambuí.....	118
Figura 6.4 - Representação esquemática dos ambientes deposicionais, aliado ao quadro evolutivo tectônico e climático para a deposição do GU.....	120
Figura 6.5 – Quadro estratigráfico esquemático das unidades mapeadas, com os litotipos, estruturas e os ambientes de sedimentação	122
Figura 6.6 - Estereograma isoareal das 80 medidas de foliação, exibindo a máxima concentração dos polos em porcentagem e o plano máximo de direção <i>strike/dip</i> N240/32NNW.....	125
Figura 6.7 - Mapa de lineamentos (juntas e fraturas) gerais da região do Vau da Boa Esperança.....	126
Figura 6.8 - Estereograma dos dados de juntas e fraturas na porção noroeste da região do Vau da Boa Esperança.....	128
Figura 6.9 - Estereograma dos dados de juntas e fraturas na porção sudeste da região do Vau da Boa Esperança.....	129
Figura 6.10 - Estereograma de contorno isoareal de 13 medidas de planos de foliação da ZFRO, com o máximo modal de S_1	130
Figura 6.11 - Modelo de Riedel (1929) para zonas transcorrentes.....	133
Figura 6.12 – Mapa Estrutural do Vau da Boa Esperança – região de Barreiras/BA.....	134
Figura 7.1 – Mapa das ocorrências mineralizadas no vale do Rio de Ondas, com os domínios mineralizados que compõem o depósito de manganês portador de metais raros do Vau da Boa Esperança.....	136
Figura 7.2 - Difratoograma do metassiltito manganesífero presente nas fissilidades dos metassiltitos.....	140
Figura 7.3 - Difratoograma do material oxidado presente nos veios preenchendo fraturas associadas ao Grupo Bambuí	142
Figura 7.4 - Difratoograma do minério de manganês denso azulado sem quartzo visível.....	145

Figura 7.5 - (A) Difratoograma de arenito basal da Formação Posse impregnado com óxido de manganês; (B) Difratoograma de arenito intermediário da Formação Posse com minério de manganês cimentando os grãos de quartzo.....	148
Figura 7.6 – (A) Difratoograma do minério de manganês em plaqueta associado ao minério denso; (B) Difratoograma do minério de manganês em plaqueta associado aos arenitos impregnados por óxido de manganês.....	151
Figura 7.7 – Difratoograma de crosta laterítica ferro-manganesífera associada a pavimentos sobre as coberturas eluvionares presentes no interior do vale do Rio de Ondas.....	153
Figura 7.8 – Perfil integrado com as unidades litoestratigráficas e os tipos do minério manganesífero portador de metais raros no Vau da Boa Esperança.....	155
Figura 8.1 – Diagramas $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MnO}$, $\text{SiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-MnO}$ e $\text{K}_2\text{O-MgO-CaO}$ mostrando as variações composicionais das rochas metapelíticas mineralizadas em manganês (metassiltitos e metarcóseos).....	161
Figura 8.2 – Diagramas de dispersão geoquímica: MnOxSiO_2 , MnOxTiO_2 , $\text{MnOxAl}_2\text{O}_3$, MnOxMgO , MnOxCaO , MnOxNa_2O , MnOxK_2O , MnOxP_2O_5 , $\text{MnOxFe}_2\text{O}_3$	162
Figura 8.3 – Distribuição média dos elementos menores, traço e ETR, ressaltando a assinatura geoquímica destas mineralizações primárias.....	163
Figura 8.4 – Diagramas de dispersão geoquímica MnOxBa , MnOxRb , MnOxSr , MnOxNi , MnOxZn , MnOxCo , MnOxTl , MnOxSc e MnOxCe	164
Figura 8.5 – Distribuição dos ETR normalizados aos condritos nos metassiltitos e metarcóseos manganesíferos das Formação Serra da Mamona e Riachão das Neves	165
Figura 8.6 - Diagramas de dispersão geoquímica: MnOxSiO_2 , MnOxTiO_2 , $\text{MnOxAl}_2\text{O}_3$, MnOxMgO , MnOxCaO , MnOxNa_2O , MnOxK_2O , MnOxP_2O_5 , $\text{MnOxFe}_2\text{O}_3$	167
Figura 8.7 - Distribuição dos elementos menores, traço e ETR, caracterizando a assinatura geoquímica do minério de manganês.....	168
Figura 8.8 - Diagramas de dispersão geoquímica MnOxBa , MnOxRb , MnOxSr , MnOxNi , MnOxZn , MnOxCo , MnOxTl , MnOxSc e MnOxV	169
Figura 8.9 – Diagrama MgxNa de Nicholson (1988) com as amostras do minério de manganês do Vau da Boa Esperança.....	170
Figura 8.10 – (A) Diagrama de discriminação de AlxSi para as amostras de minério de manganês do Vau da Boa Esperança (CHOI E HARIYA, 1992); (B) Diagrama de Fe-Mn-Co/Ni/CU de Bonatti (DUBININ et al. 2008) para a classificação genética do minério de manganês.....	171

Figura 8.11 – (A) Diagrama binário de ETR normalizado NASC (North American Shale Composite); (B) Diagrama binário de ETR normalizado para padrão condrítico.....	172
Figura 8.12 – Diagramas de dispersão geoquímica: MnO-SiO ₂ , MnO-TiO ₂ , MnO-Al ₂ O ₃ , MnO-MgO, MnO-CaO, MnO-Na ₂ O, MnO-K ₂ O, MnO-P ₂ O ₅ , MnO-Fe ₂ O ₃	173
Figura 8.13 - Distribuição dos elementos menores, traço e ETR, do minério de manganês presente no perfil laterítico.....	174
Figura 8.14 - Distribuição dos ETR normalizados aos condritos no horizonte saprolítico e nas crostas lateríticas ferro-manganesíferas.....	175
Figura 8.15 - Distribuição dos elementos maiores ao longo do perfil mineralizado.....	176
Figura 8.16 – Distribuição dos elementos menores e traço ao longo do perfil mineralizado...	177
Figura 8.17 – Distribuição dos elementos Terras Raras ao longo do perfil mineralizado.....	178
Figura 9.1 – Diagrama Eh-pH de estabilidade dos depósitos de óxido de Mn e carbonatos de Mn em água natural de Krauskopf (1979).....	180
Figura 9.2 – Fase inicial de aporte metálico de Fe e Mn em bacias <i>rifts</i> e regiões pericratônicas.....	181
Figura 9.3 – Modelo de precipitação de MnO ₂ em ambientes marinhos restritos sob influência de atividade vulcânica.....	182
Figura 9.4 - Modelo hipotético proposto para as possíveis fontes dos cátions de Mn e processos sedimentares marinhos que geraram o minério primário identificado nas intermediações da área de estudo.....	186
Figura 9.5 – Diagrama de discriminação CaO-Na ₂ O-MgO de Dasgupta et al. (1992) com as amostras plotadas de metassiltitos do Vau da Boa Esperança	190
Figura 9.6 – Modelo hipotético proposto para a deformação associada ao Grupo Bambuí, e a remobilização dos cátions de Mn, Co e Tl, através de soluções canalizadas por planos de fraturas e pela Zona de Falha Rio de Ondas (ZFRO) de idade brasileira	192
Figura 9.7 - Ocorrências da mineralização manganésifera alocadas em zonas de fraturas próximo ao eixo da Zona de Falha Rio de Ondas.....	194
Figura 9.8 – Integração de feições macroscópicas, petrográficas e mineralógicas do minério de caráter supergênico.....	199
Figura 9.9 – Diagrama Si-Al para o minério de manganês denso indicando somente contribuição de água meteórica na formação do depósito do Vau da Boa Esperança, com base na proposta de Choi & Hariya (1992).....	200

Figura 9.10 - Diagrama Co+Ni <i>versus</i> Cu+Zn+V para o minério de manganês denso e arenitos impregnados por óxido de manganês no depósito do Vau da Boa Esperança, com base na proposta de Nicholson (1992).....	201
Figura 9.11 - Comparativo nos diagramas para elementos menores e traço ao longo do perfil mineralizado.....	202
Figura 9.12 – Diagrama de distribuição dos ETR normalizados aos condritos ao longo do perfil mineralizado.....	203
Figura 9.13 - Feições geomorfológicas que configuram o relevo da região do Vau da Boa Esperança, correlacionáveis às superfícies de aplainamentos	205
Figura 9.14 – Modelo esquemático de enriquecimento supergênico do minério manganesífero portador de metais raros do Vau da Boa Esperança.....	206
Figura 9.15 - (A) Bloco-diagrama ilustrando o processo de incisão fluvial que dissecou grande parte dos arenitos do Grupo Urucua e configurou o vale do Rio de Ondas; (B) Processo de erosão diferencial associado ao recuo do front escarpado.....	207
Figura 9.16 – Rede hidrográfica da região do Vau da Boa Esperança correspondente a uma porção da bacia do rio de Ondas, com os padrões de drenagem correspondentes.....	209
Figura 9.17 - Mapa Morfotectônico do Vau da Boa Esperança com destaque para a associação das mineralizações manganesíferas com as estruturas neoformadas NW/SE e E/W.....	214
Figura 10.1 – (A) Mapa de localização do Kalahari Manganese Fiel na África do Sul; (B) Seção transversal W-E do corpo de minério de manganês associado a discordância do Kalahari; (C) Litoestratigrafia da Formação Hotazel e Formação Kalahari, indicando aumento do grau de alteração da supergênese.....	216
Figura 10.2 – Modelo esquemático dos eventos geodinâmicos associados ao depósito de Kisenge, durante o Cenozoico, com indicações de depósitos minerais supergênicos formados durante esse intervalo e as três principais fases de formação do minério de manganês em 10.5 Ma, 3.6 Ma e 2.6 Ma.....	219
Figura 10.3 – Evolução geológica-metalogenética esquemática do depósito de manganês do Azul na Província Mineral de Carajás.....	221
Figura 11.1 – Modelo esquemático de abertura da Bacia Rio Preto e do mar Bambuí, associados a tafrogênese toniana de 0.9 Ga, no início do Neoproterozoico.....	227
Figura 11.2 – Modelo esquemático de deposição detrítico-clástica da Bacia Rio Preto, passando para uma sedimentação química transgressiva na zona pericratônica no Neoproterozoico.....	227

Figura 11.3 – Modelo esquemático dos fenômenos de ressurgência das águas mais profundas da Bacia Rio Preto, com influência de vulcanismo submarino em 0.8 Ga no Neoproterozoico.....	228
Figura 11.4 – Modelo esquemático de regime flexural ligado a sobrecarga das frentes orogênicas que começaram a se formar, originando o Orógeno Rio Preto em 0.7 Ga.....	229
Figura 11.5 – Modelo esquemático da compartimentação tectônica da região de Barreiras, na porção noroeste do CSF, herdada da estruturação do Orógeno Rio Preto.....	230
Figura 11.6 – Modelo esquemático posterior a deposição do Grupo Urucua, com reativações frequentes de cavalgamentos brasileiros na região de Barreiras.....	232
Figura 11.7 – Modelo esquemático para a formação inicial do vale do Rio de Ondas e atuação da primeira fase da supergênese.....	233
Figura 11.8 – Modelo esquemático da geodinâmica cenozoica aliada a neotectônica na geração da mineralização manganésifera, bem como no arranjo morfotectônico do Vau da Boa Esperança.....	235
Figura 11.9 - Arcabouço neotectônico da região Oeste da Bahia, evidenciando as falhas maiores e as direções principais do padrão de fraturas regional.....	237
Figura 11.10 – Modelo genético para o minério manganésífero portador de metais raros do Vau da Boa Esperança – Oeste da Bahia.....	238

LISTA DE FOTOGRAFIAS

- Fotografia 4.1** – A bacia do Rio Grande e os Chapadões do Urucuia no Oeste da Bahia.....77
- Fotografia 4.2** – Vale do Rio de Ondas próximo a cidade de Barreiras, tendo ao fundo, o Vau da Boa Esperança, com visada NE para SW78
- Fotografia 4.3** – (A) Rio de Ondas próximo a estrada para Boca dos Gerais; (B) Rio de Ondas próximo a entrada para os povoados de Mucambinho e Vau da Boa Esperança.....84
- Fotografia 4.4** – (A) Cerrado predominante no Vau da Boa Esperança; (B) Campo Cerrado no Chapadão do Urucuia, junto a Serra da Ondina, a oeste do Vau da Boa Esperança; (C) Área de Tensão Ecológica (mata de galeria) associada às drenagens na encosta da Serra da bandeira; (D) Mata de galeria ou de buritizais às margens do Rio de Ondas.....86
- Fotografia 4.5** – (A) Latossolo vermelho-amarelo bastante poroso e com estrutura granular no alto do Chapadão a leste da área de estudo; (B) Estrutura em perfil de latossolo vermelho-amarelo no alto do Chapadão a oeste da área de estudo.....87
- Fotografia 4.6** – (A) Argissolo vermelho-amarelo desenvolvido pela alteração das rochas metapelíticas da Formação Serra da Mamona na entrada para o Vau da Boa Esperança; (B) Argissolo de baixa porosidade e textura média com percolação ascensional de óxido de manganês.....87
- Fotografia 4.7** – (A) Cambissolo autóctone na interface entre os grupos Bambuí e Urucuia próximo a Fazenda Sucuriú; (B) Perfil de alteração dos cambissolos, fruto da pedogênese de sequência pelito-carbonática do Grupo Bambuí.....88
- Fotografia 4.8** – (A) Solo hidromórfico cinzento desenvolvido pela alteração dos litotipos siltosos do Grupo Bambuí; (B) Gleissolo desenvolvido pela alteração dos arcóseos e arenitos siltosos do Grupo Urucuia.....88
- Fotografia 4.9** – (A) Aspecto do solo hidromórfico associado a coberturas coluvionares; (B) Aspecto do solo hidromórfico associado a coberturas eluvio-aluvionares.....89
- Fotografia 6.1** – Formação Serra da Mamona: (A) Intercalação de metacalcários calcítico impuros e metapelitos; (B) Afloramento de metacalcário calcítico alterado, próximo ao Povoado da Baraúna; (C) Nível de ardósia intercalado com metacalcário calcítico bastante alterado; (D) Fotomicrografia de metacalcário calcítico com feições microestruturais de veios de calcita escalonados, observados com nicóis paralelos.....109
- Fotografia 6.2** – Formação Serra da Mamona: (A) Intercalação de metassiltitos cinza-amarelados com lentes centimétricas de metarenitos róseos no acesso à área do Vau da Boa

Esperança; (B) Metassiltitos intercalados com óxido de manganês presentes nos planos de fissilidade; (C) Metamargas e níveis de ardósias calcíferas próximas a Fazenda Sucuriú; (D) Fotomicrografia do metassiltito exibindo a presença de minerais filossilicáticos e óxidos de manganês, com nicóis cruzados.....	110
Fotografia 6.3 – Formação Riachão das Neves: (A) Metarcóseo de coloração avermelhada com granulação, ora média a grossa, com clastos feldspáticos, ora variando de areia fina a silte, com matriz argilosa; (B) Metassiltitos bastante fraturado, intercalados com óxido de manganês presentes nos planos de fissilidade; (C) Fotomicrografia de metarcóseo exibindo predominantemente quartzo, plagioclásio em estágio avançado de alteração e sericita, observados com nicóis cruzados; (D) Metarcóseos alterado próximo ao rio Vereda das Lajes.....	111
Fotografia 6.4 – Formação Posse: (A) Arenito róseo a avermelhado exibindo laminação plano paralela; (B) Arenito com matriz siltosa, exibindo grãos de feldspato; (C) Afloramento de arenito exibindo feições de duna e inter-duna, com estratificação tabular de médio porte; (D) Fotomicrografia de arenito com granulometria fina a média, exibindo bimodalidade, e geometria dos grãos variando de arredondado a sub-anguloso. Observação em nicóis paralelos.....	113
Fotografia 6.5 – Formação Serra das Araras: (A) Arenito com grãos variando de areia média a grossa, e estratificação plano-paralela, na forma de morros testemunhos acima dos relevos mesiforme; (B) Ortoconglomerado com grãos de feldspato alterado e matriz areno-siltosa; (C) Parte de um rolado de ortoconglomerado silicificado com aspecto polimítico; (D) Arenito avermelhado silicificado, no topo dos chapadões; (E) Escarpas estruturadas nos arenitos da Formação Serra das Araras; (F) Feições ruiformes nos arenitos da Formação Serra das Araras.....	114
Fotografia 6.6 – (A) Cobertura eluvionar composta por material areno-argiloso, resultante da decomposição dos litotipos da Formação Posse, próximo à entrada para a Boca dos Gerais no Vau da Boa Esperança; (B) Pavimento de crostas lateríticas ferro-manganesíferas, assentadas sobre as coberturas eluvionares, próximo ao Povoado do Mucambinho (Vau da Boa Esperança).....	115
Fotografia 6.7 – (A) Depósitos coluvionares dominados por blocos de rochas areníticas do Grupo Urucua e de concreções manganésíferas; (B) Rampas de colúvios próximo as escarpas formadas pelos arenitos da Formação Serra das Araras, no vale do Rio Vereda das Lajes.....	116
Fotografia 6.8 – (A) Aluvião nas margens do Rio de Ondas na Boca dos Gerais formado por areias mal selecionadas; (B) Planície de inundação junto a margem direita do Rio de Ondas..	116

Fotografia 6.9 - (A) Clivagem penetrativa em metapelito da Formação Serra da Mamona; (B) Clivagem penetrativa em ardósias da Formação Serra da Mamona; (C) Metapelito ferruginoso exibindo dobras <i>chevron</i> e em <i>kink</i> ; (D) Níveis de calcita paralelos a foliação em metacalcário negro, na porção basal da Formação Serra da Mamona.....	124
Fotografia 6.10 - (A) Fraturas cisalhantes nos metapelitos da Formação Serra da Mamona; (B) Par conjugado de fraturas em metarcóseos da Formação Riachão das Neves; (C) Fratura cisalhante com deslocamento, vênulas <i>en échelon</i> , e dobras milimétricas em metacalcários da Formação Serra da Mamona; (D) Falhas com dobras de arrasto (<i>drag fold</i>) em perfil.....	129
Fotografia 6.11 - (A) Fraturas de falha e do tipo tesoura nos metassiltitos da Formação Serra da Mamona; (B) Padrão adensado de fraturas em níveis de metamargas da Formação Serra da Mamona; (C) Estrias de falhas incipientes nos metassiltitos próximo ao povoado do Mucambinho; (D) Presença de veios de quartzo próximo a zona de falha.....	131
Fotografia 6.12 - Afloramento de metassiltitos da Formação Serra da Mamona, ao lado esquerdo da estrada de acesso ao aeroporto de Barreiras, indicando a presença da ZFRO.....	131
Fotografia 7.1 – Tipos que caracterizam o minério manganésífero portador de metais raros no Vau da Boa Esperança.....	138
Fotografia 7.2 – (A) Óxido de manganês na forma lamelar e nodular em meio aos metassiltitos da Formação Serra da Mamona; (B) Mn disseminado em metassiltitos da Formação Serra da Mamona.....	139
Fotografia 7.3 – (A) Plano de fratura preenchido de óxido de manganês e quartzo associados na forma de veios; (B) Veios de manganês cortando veios de quartzo paralelos a foliação; (C e D) Fraturas centimétricas preenchidas por óxido.....	141
Fotografia 7.4 – (A e B) Minério de manganês denso sem quartzo visível; (C e D) Minério maciço com hábitos botrioidais predominantemente; (E e F) Minério de manganês nodulares e botrioidais; (G e H) Massas mineralizadas com dimensões métricas.....	143
Fotografia 7.5 – Afloramento apresentando feições tabulares com estratificações cruzadas dos arenitos preenchidas por óxido de manganês; (B) Arenitos da Formação Posse “manchados” por óxido de manganês apresentando hábitos interplanares e botrioidais; (C) Espesso pacote de minério de manganês interestratificado com os arenitos da Formação Posse; (D) Afloramento de arenito “manchado” por óxido de manganês exibindo feições de duna e interduna; (E) Arenitos bimodais com fração areia fina a média, exibindo feições de percolação de óxido de manganês; (F) Arenito penetrado por óxido de manganês e apresentando estratos microcristalinos.....	146

Fotografia 7.6 – (A) Perfil de um poço evidenciando a passagem do saprólito arenoso para camadas de solo, onde nas porções intermediárias se desenvolveram o minério de manganês em plaquetas; (B) Amostra de mão do minério de manganês placóide.....	149
Fotografia 7.7 – (A) Pavimento de crosta laterítica ferro-manganesífera com a presença marcante de goethita sobre as coberturas eluvionares na porção próximo ao Rio de Ondas; (B) Fotomicrografia exibindo quartzo, pirolusita e goethita, com feições de sílica saindo do sistema – observação a luz refletida.....	152
Fotografia 9.1 – (A) Minerais de manganês acompanhando os planos de foliação dos metassiltitos da Formação Serra da Mamona; (B) Nódulos e placas de manganês muito delgados associados a sedimentação marinha.....	188
Fotografia 9.2 – (A) Planos de fraturas nos metassiltitos da Formação Serra da Mamona, preenchidos por óxido de manganês; (B) Aumento da intensidade de planos de fraturas e da foliação preenchidos por óxido de manganês, próximo a Zona de Falha Rio de Ondas.....	191
Fotografia 9.3 – (A) Pequenas crostas polimetálicas próximo a Zona de Falha Rio de Ondas (ZFRO), exibindo aspectos rugosos e botrioidais na superfície; (B) Nódulos polimetálicos de coloração preto-azulada, associados ao minério denso.....	193
Fotografia 9.4 – (A) Minério de caráter metálico, compacto e maciço; (B) Minério de manganês contendo sulfetos de Cu, Fe e Ni.....	195
Fotografia 9.5 - (A) Veios de calcita epigenéticos nos metacalcários da Formação Serra da Mamona; (B) Veios preenchidos por óxido de manganês interceptando veios de quartzo.....	196
Fotografia 9.6 – (A) Rampas de colúvios constituídas por grandes blocos e matações de arenitos diversos, em meio a solo arenoso; (B) Vales abandonados e suspensos e forte incisão de canais fluviais sobre as planícies aluviais; (C) A formação das escarpas associadas a falhas transcorrentes; (D) As escarpas apresentam pequenas feições típicas de movimentação por falhas, tais como facetas triangulares.....	212
Fotografia 9.7 – (A) Fratura N/S centimétrica preenchida por oxi-hidróxidos de Mn, formando o minério na forma de plaquetas, cortando os depósitos coluvionares na base da Serra da Ondina; (B) Fraturas NW/SE e NE/SW associadas as coberturas eluvionares, canalizando as soluções mineralizadas e promovendo formação de pavimentos de crostas lateríticas ferro manganesíferas.....	213

LISTA DE FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicrografia 7.1 – Fotomicrografias com nicóis paralelos e luz polarizada: (A) Fotomicrografia de metassilito evidenciando bandas claras de quartzo + muscovita, e bandas escuras constituídas por óxido de manganês – Nicóis paralelos e luz polarizada; (B) Fotomicrografia de metassilito com óxido de manganês disseminado.....	140
Fotomicrografia 7.2 Fotomicrografias a luz refletida: (A) Cristais microcristalinos de criptomelana (<i>cp</i>), cristais fibrosos de pirolusita (<i>pi</i>) e quartzo recristalizado; (B) Minério de Mn, presente sob a forma de: criptomelana (<i>cp</i>), pirolusita (<i>pi</i>) e vernadita (<i>vn</i>); (C) Cristais de pirolusita (<i>pi</i>), criptomelana (<i>cp</i>) e quartzo (<i>qz</i>); (D) Massas microcristalinas de criptomelana (<i>cp</i>) com cristais fibrosos de pirolusita (<i>pi</i>) e quartzo intercristalino (<i>qz</i>).....	144
Fotomicrografia 7.3 – Fotomicrografia a luz refletida: (A) Fotomicrografia exibindo preenchimento de criptomelana (<i>cp</i>) nos poros do arenito e faixas de sílica amorfa recristalizada e precipitada, a imagem ilustra substituição da sílica amorfa por minério de Mn na forma de lóbulos; (B) Fotomicrografia exibindo reação na borda do quartzo, com feições de sílica remobilizada.....	147
Fotomicrografia 7.4 – (A) Fotomicrografia exibindo reação de borda do mineral de quartzo, com sílica saindo do sistema – observação a luz refletida; (B) Amostra de manganês placóide vista em lupa, com espessura de 9mm.....	150
Fotomicrografia 9.1 – Metassilito indicando bandas escuras constituídas por óxido de manganês paralelas a foliação – Nicóis paralelos e luz polarizada.....	189

LISTA DE QUADROS

Quadro 3.1 - Principais minerais de manganês, suas fórmulas e composições químicas	50
Quadro 8.1 – Composição química total da sequência sedimentar, do minério de manganês em todas suas tipologias, bem como o perfil laterítico	158

LISTA DE SIGLAS

- DMOB** – Distrito Manganésífero do Oeste da Bahia
DMSB – Distrito Manganésífero do Sul da Bahia
DMSJ - Distrito Manganésífero da Serra de Jacobina
DMU-LA - Distrito Manganésífero de Urandi-Licínio de Almeida
CSF – Cráton do São Francisco
SSF – Supergrupo São Francisco
BSF – Bacia São Francisco
BCS – Bacia Cretácea Sanfranciscana
GB – Grupo Bambuí
GU – Grupo Urucua
SMVSE – Sequência Metavulcanossedimentar Extrema
CGMC – Complexo Gnáissico-Migmatítico de Correntina
CGMCP – Complexo Gnáissico-Migmatítico de Cristalândia do Piauí
SIC – Suíte Intrusiva Correntina
GRP – Grupo Rio Preto
GSO – Grupo Santo Onofre
IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
DRX – Difratosmetria de Raios X
ICM-OES – Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry
ICP-MS – Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry
PSSB – Plano Setorial de Abastecimento de Água e Esgotamento Sanitário de Barreiras
TQd – Coberturas Cenozoicas detrítico-lateríticas
ZFRO – Zona de Falha Rio de Ondas
UFOB – Universidade Federal do Oeste da Bahia
Ma – Milhões de anos
Ga – Giga anos
BIF – Banded Iron Formation (Formações Ferríferas Bandadas)
- ~ - Aproximadamente
- cal** – calcita
ms – muscovita
op – opacos
pl – plagioclásio
ser – sericita
qtz – quartzo
cp – criptomelana
pi – pirolusita
vn – vernadita
ho – holandita

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – CONSIDERAÇÕES GERAIS	30
1.1 INTRODUÇÃO.....	30
1.2 LOCALIZAÇÃO.....	32
1.3 OBJETIVOS.....	34
1.4 CONTEXTUALIZAÇÃO E IMPORTÂNCIA DO PROBLEMA.....	35
1.5 JUSTIFICATIVAS.....	36
1.6 TRABALHOS ANTERIORES	37
CAPÍTULO 2 – MATERIAIS, MÉTODOS E TÉCNICAS.....	40
2.1 PLANEJAMENTO.....	40
2.1.1 Trabalhos Preliminares.....	40
2.1.2 Aquisição de Material Cartográfico de Suporte.....	42
2.1.3 Fotointerpretação.....	42
2.2 TRABALHOS DE CAMPO.....	43
2.2.1 Amostragem.....	43
2.2.2 Sistematização e Arquivamento.....	44
2.3 MÉTODOS E TÉCNICAS LABORATORIAIS.....	44
2.3.1 Preparação de Amostras.....	44
2.3.2 Análise Estrutural e Neotectônica.....	45
2.3.3 Petrografia.....	45
2.3.4 Difractometria de Raios X.....	46
2.3.5 Espectrometria de Emissão Atômica em Plasma (ICP-OES e ICP-MS)	46
2.4 TRATAMENTO DOS DADOS E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	48
2.5 INTEGRAÇÃO E ELABORAÇÃO DOS PRODUTOS FINAIS.....	48
CAPÍTULO 3 – METALOGÊNESE DO MANGANÊS: O ESTADO DA ARTE	49
3.1 PRINCÍPIOS E GENERALIDADES	49
3.2 EVOLUÇÃO TEMPORAL DOS DEPÓSITOS DE MANGANÊS	51
3.2.1 Arqueano	52
3.2.2 Paleoproterozoico	53

3.2.3 Mesoproterozoico	54
3.2.4 Neoproterozoico	54
3.2.5 Fanerozoico	55
3.3 PROCESSOS MINERALIZADORES	60
3.3.1 Processos Mineralizadores Hidrotermais	61
3.3.1.1 <i>Nódulos Polimetálicos</i>	63
3.3.1.2 <i>Crostras Ferro-Manganesíferas</i>	63
3.3.1.3 <i>Origem e Concentração dos Metais</i>	65
3.3.2 Processos Mineralizadores Sedimentares	66
3.3.3 Processos Mineralizadores Supergenicos	68
3.4 – OS DISTRITOS MANGANESÍFEROS DA BAHIA	70
3.4.1 Distrito Manganésífero do Oeste da Bahia (DMOB)	72
CAPÍTULO 4 – FISIOGRAFIA DA PAISAGEM DO OESTE DA BAHIA.....	76
4.1 CLIMA.....	78
4.2 RELEVO.....	80
4.3 HIDROGRAFIA.....	83
4.4 VEGETAÇÃO.....	84
4.5 SOLOS.....	86
CAPÍTULO 5 – CONTEXTO GEOLÓGICO DO OESTE DA BAHIA.....	90
5.1 LITOESTRATIGRAFIA.....	92
5.1.1 Arqueano	92
5.1.1.1 <i>Complexo Gnáissico-Migmatítico de Correntina</i>	92
5.1.1.2 <i>Complexo Gnáissico-Migmatítico de Cristalândia do Piauí</i>	95
5.1.2 Paleoproterozoico	96
5.1.2.1 <i>Formação Extrema</i>	96
5.1.2.2 <i>Suíte Intrusiva Correntina</i>	97
5.1.3 Mesoproterozoico/Neoproterozoico	97
5.1.3.1 <i>Grupo Santo Onofre</i>	97
5.1.3.2 <i>Grupo Rio Preto</i>	99
5.1.4 Neoproterozoico	100
5.1.4.1 <i>Grupo Bambuí</i>	100

5.1.5 Mesozoico	102
5.1.5.1 <i>Grupo Urucuia</i>	102
5.1.6 Cenozoico	105
5.1.6.1 <i>Coberturas Paleogenas e Neogenas</i>	105
CAPÍTULO 6 – GEOLOGIA DO VAU DA BOA ESPERANÇA	106
6.1 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	108
6.1.1 Grupo Bambuí	108
6.1.1.1 <i>Formação Serra da Mamona</i>	108
6.1.1.2 <i>Formação Riachão das Neves</i>	111
6.1.2 Grupo Urucuia	112
6.1.2.1 <i>Formação Posse</i>	112
6.1.2.2 <i>Formação Serra das Araras</i>	114
6.1.3 Coberturas Cenozoicas	115
6.2 AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO	117
6.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL	123
6.3.1 Estruturas	123
6.3.2 Análise Deformacional	123
6.3.2.1 <i>Deformação Dúctil</i>	125
6.3.2.2 <i>Análise dos Lineamentos Estruturais</i>	125
6.3.2.3 <i>Deformação Rúptil</i>	127
6.3.2.4 <i>Zona de Falha Rio de Ondas</i>	130
6.3.4 Evolução Estrutural	132
CAPÍTULO 7 – GEOLOGIA DO DEPÓSITO	135
7.1 TIPOS, FORMAS E MINERAIS DE MINÉRIO.....	138
7.1.1 Rocha Hospedeira (Protominério)	139
7.1.2 Veios de Mn Preenchendo Fraturas	141
7.1.3 Minério Denso sem Quartzo Visível	142
7.1.4 Arenitos Impregnados por Óxido de Manganês	145
7.1.5 Minério de Manganês em Plaquetas	149
7.1.6 Crostas Lateríticas Ferro-Manganesíferas	152
7.2 PERFIL LITOESTRATIGRÁFICO MINERALIZADO.....	153

CAPÍTULO 8 – GEOQUÍMICA	156
8.1 GEOQUÍMICA DE ROCHAS	161
8.1.1 Elementos Maiores	161
8.1.2 Elementos Menores e Traço	163
8.1.3 Elementos Terras Raras	165
8.2 GEOQUÍMICA DO MINÉRIO	165
8.2.1 Elementos Maiores	166
8.2.2 Elementos Menores e Traço	167
8.2.3 Elementos Terras Raras	171
8.3 GEOQUÍMICA DO PERFIL LATERÍTICO	172
8.3.1 Elementos Maiores	173
8.3.2 Elementos Menores e Traço	174
8.3.3 Elementos Terras Raras	175
8.4 PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO GEOQUÍMICA DO PERFIL MINERALIZADO.....	176
CAPÍTULO 9 – PROCESSOS MINERALIZADORES	179
9.1 SEDIMENTAÇÃO MARINHA	184
9.1.1 – Relações Depositionais do Grupo Bambuí e da Bacia Rio Preto	184
9.1.2 – Outras formas de ocorrências de manganês formadas por sedimentação marinha no Oeste da Bahia	186
9.1.3 – Estruturas, Texturas e Minerais da Rocha Hospedeira	188
9.1.4 – Concentrações Anômalas de Manganês expressas na Geoquímica de Rochas.....	189
9.2 HIDROTERMALISMO	191
9.2.1 - Estruturas Geológicas Canalizadoras de Soluções Manganesíferas	191
9.2.2 - Formação de Crostas e Nódulos Polimetálicos	192
9.2.3 - Texturas e Minerais de Minério.....	194
9.3 SUPERGÊNESE	197
9.3.1 – Texturas e Minerais de Minério de Caráter Supergênico.....	197
9.3.2 Enriquecimento Geoquímico e Anomalias de Metais Raros	200
9.3.3 Dinâmica Cenozoica	204
9.3.4 Influência Neotectônica e Relações Metalogenéticas	208
CAPÍTULO 10 – MODELOS MUNDIAIS	215

CAPÍTULO 11 – EVOLUÇÃO METALOGENÉTICA	226
CAPÍTULO 12 – CONCLUSÕES	239
REFERÊNCIAS	246

CAPÍTULO 1

CONSIDERAÇÕES GERAIS

1.1 INTRODUÇÃO

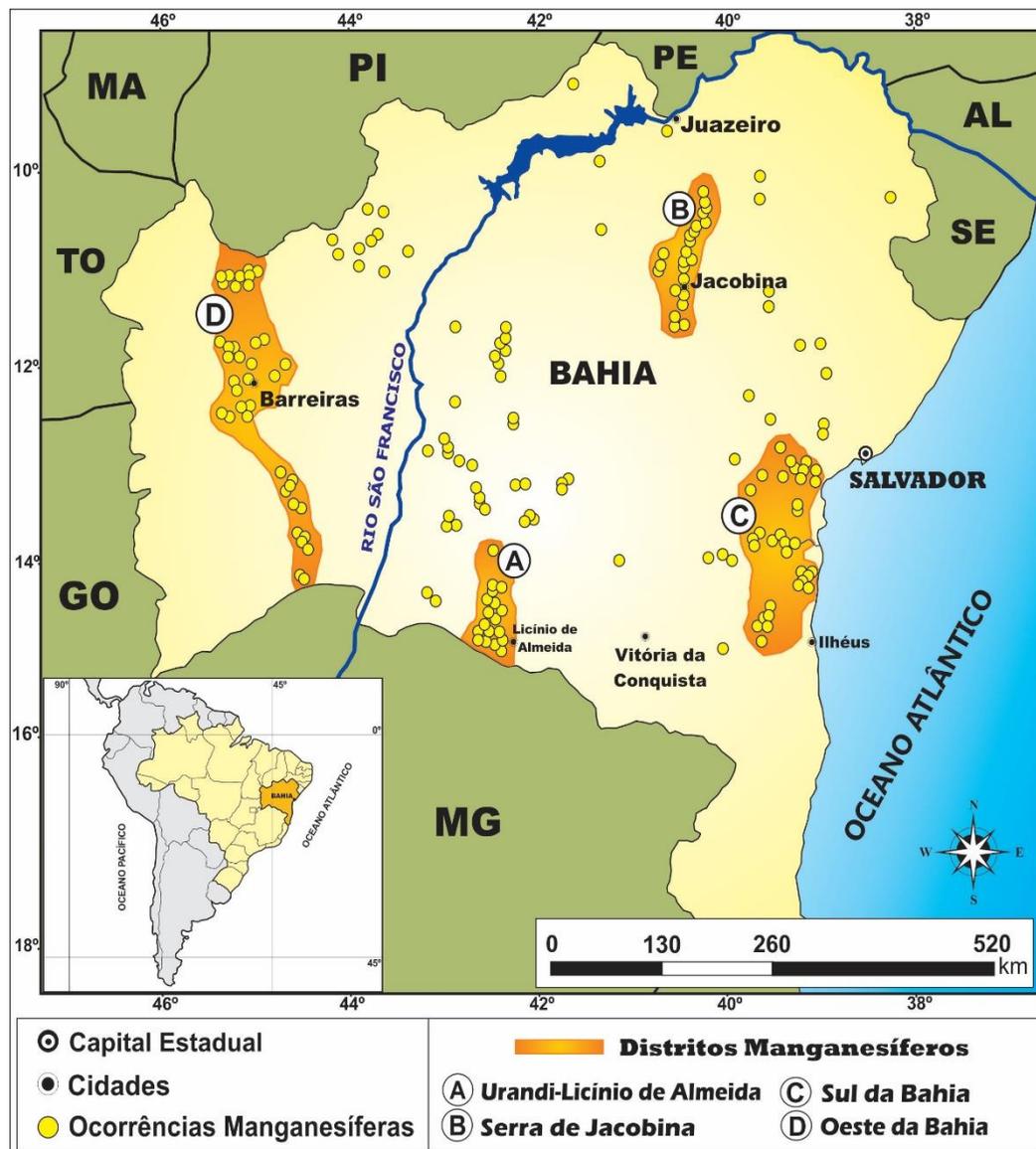
A Bahia é um dos estados do Brasil mais bem estudado e diversificado do ponto de vista geológico e metalogenético frente a pluralidade de terrenos geológicos que abrigam uma abundância singular de mineralizações distintas no território brasileiro (BARBOSA, 2012). Em relação ao manganês, a Bahia apresenta uma multiplicidade de depósitos um tanto quanto atrativos sob a ótica metalogenética, devido à presença de ocorrências manganésíferas associadas a compartimentos geológicos multímodos. A Figura 1.1 ilustra os principais distritos manganésíferos do Estado da Bahia, ou sejam, (A) Urandi-Licínio de Almeida, (B) Serra de Jacobina, (C) Sul da Bahia e, (D) Oeste da Bahia, onde é possível notar a extensão e continuidade da faixa mineralizada desse último, motivo desse trabalho. As primeiras observações de cunho metalogenético acerca do manganês do Oeste da Bahia são atribuídas à década de 70 e início dos anos 80, diante da necessidade do Brasil em obter fontes de aplicação imediata deste metal no setor da siderurgia.

Barbosa (1982) atesta em seus estudos metalogenéticos, a existência de mais de cinquenta depósitos de manganês conhecidos numa área de aproximadamente 127.000 km² na região Oeste da Bahia, constituída por rochas de idades arqueana e/ou paleoproterozoica à quaternária. Nessa região ocorrem rochas do Supergrupo São Francisco (SSF) de idade neoproterozoica, depositadas sobre rochas arqueanas e/ou paleoproterozoicas que afloram na Janela Erosiva Correntina-Coribe (DÁVILA & KUYUMJIAN, 2005), além de serem margeadas pelo Orógeno Rio Preto no setor setentrional do Cráton do São Francisco (CSF) (ALMEIDA, 1977). Grande parte desses litotipos encontram-se sobrepostos pelos sedimentos fanerozoicos da Bacia Cretácea Sanfranciscana (BCS) (CAMPOS E DARDENNE, 1997a).

A retomada de estudos acerca do manganês do Oeste da Bahia, 30 anos após as contribuições meritorias de Galvão & Silva (1982) e Barbosa (1982), é atribuída a Janoni et al. (2012) em decorrência das recentes descobertas de metais raros associados a estas mineralizações manganésíferas, sobretudo nas proximidades da cidade de Barreiras. Isso veio a despertar interesses científicos e econômicos mundiais (DNPM, 2013), pois as ocorrências são consideradas exclusivas no território brasileiro, devido ao fato do manganês ocorrer associado ao cobalto, tálio e escândio, com teores relevantes.

Assim, torna-se importante destacar que as ocorrências manganésíferas da região de Barreiras trazem uma identidade bastante peculiar do ponto de vista dos elementos químicos que compõem o referido depósito, tornando-o destaque no cenário metalogenético do Brasil.

Figura 1.1 - Distritos Manganésíferos do Estado da Bahia, inserido no contexto Sulamericano



Fonte: Modificado de Barbosa (1982)

Geologicamente as ocorrências manganésíferas estão situadas na descontinuidade entre a Bacia do São Francisco (BSF) com a Bacia Cretácea Sanfranciscana (BCS), margeadas pelo Orógeno Rio Preto (CAXITO, 2010) ao norte, e pelo Orógeno Brasília, a oeste. Vale destacar que são as unidades pericratônicas do Grupo Bambuí (GB) e as porções basais do

Grupo Urucuia (GU) que abrigam os depósitos de manganês enriquecidos em metais raros, além de lateritas ferro-manganesíferas.

Com base na visão geral dos dados disponíveis publicados e originais obtidos nessa pesquisa, o presente trabalho dedica-se à coleta de dados geológicos e metalogenéticos do minério de manganês associado aos metais raros no Oeste da Bahia, estabelecendo correlações entre depósitos mundiais que trazem similaridades com os depósitos em foco, visando o entendimento e proposição de um modelo metalogenético inédito para estas ocorrências.

Referente à economia mineral, a crescente demanda por metais raríssimos no mercado internacional vem fomentando nos últimos anos pesquisas de cunho geológico e metalogenético para obtenção destes bens minerais. O aumento do interesse econômico aplicado destes metais como *commodities* reflete proporcionalmente a necessidade de se buscar novas áreas ou retomar de forma bastante incisiva a pesquisa mineral em localidades com potencial metalogenético atrativo, promovendo a possibilidade de descoberta de novos depósitos minerais, e atrair investimentos na indústria da mineração e conseqüente independência mineral externa.

Aps (2012), em conferência no 5º Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, assevera que a jazida de metais raros no Oeste da Bahia constitui a única ocorrência mundial conhecida da associação manganês-cobalto-tálio em ambiente geológico continental. Testifica também ser a única jazida conhecida mundialmente, onde pode-se assegurar o Tálio como elemento de maior interesse econômico com reservas totais na ordem de 310.000 toneladas.

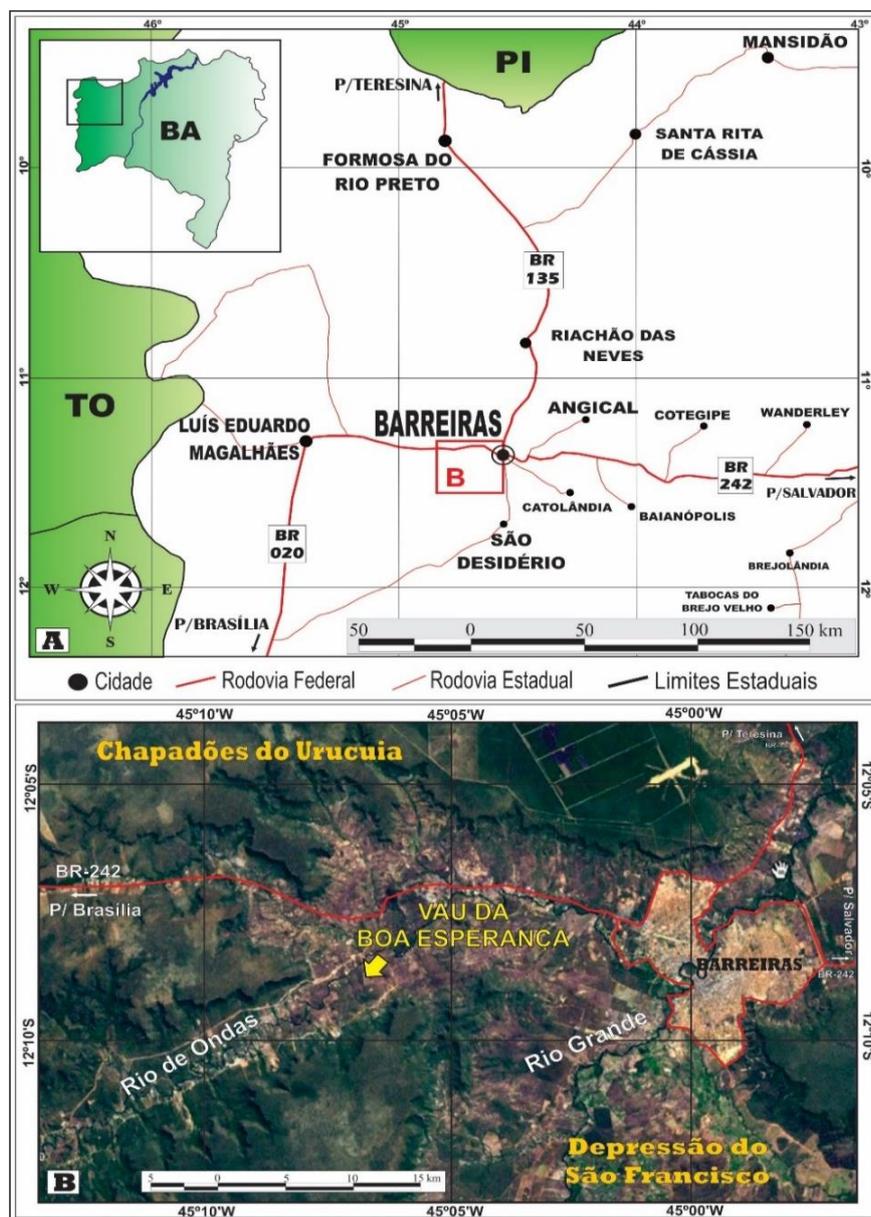
Destarte, acredita-se que o desenvolvimento deste estudo seja de grande contribuição não só no âmbito científico, como também para o mercado empreendedor minerário, pois o cenário mineral do Oeste da Bahia condiz com a retomada de uma série de áreas requeridas para a pesquisa mineral do manganês, sobretudo pelo fato da descoberta inédita de metais raros, tais como, cobalto, tálio, escândio, entre outros. Tudo isso associado ao quadro mineralizador do Vau da Boa Esperança, na região de Barreiras/BA.

1.2 LOCALIZAÇÃO

O depósito de manganês, foco deste trabalho, localiza-se na região de Barreiras no Oeste da Bahia. O acesso pode ser realizado partindo de Salvador (capital do estado) até Feira de Santana pela BR-324, seguindo posteriormente pela BR-116 até o entroncamento com a BR-242, passando pelas cidades de Itaberaba, Seabra, Ibotirama e, finalmente atingindo à cidade de Barreiras, após percorrer um total de 898 km.

A área de estudo localiza-se aproximadamente a 15 km a oeste da sede do município, exatamente na localidade do Vau da Boa Esperança. Este compreende um vale de direção NE-SW, esculpido em meios as extensas coberturas sedimentares presentes no setor setentrional do CSF, e que delimitam dois importantes compartimentos geomorfológicos da porção ocidental da Bahia, os Chapadões do Urucuia e a Depressão do São Francisco (Figura 1.2).

Figura 1.2 - (A) Localização e acessos a Barreiras, no Oeste da Bahia; (B) Imagem aérea ilustrando a compartimentação geomorfológica da região de Barreiras, com destaque para o Vau da Boa Esperança



Fonte: (A) Modificado de DNIT (2002) e (B) extraído de Miranda e Coutinho (2004)

A cidade de Barreiras/BA constitui o maior polo econômico e administrativo do oeste baiano, apresentando uma completa rede de transporte rodoviário interligando as principais cidades do país e, aeroporto com voos diários para Salvador/BA e Brasília/DF. Vale destacar que Barreiras/BA será um importante elo de conexão na Ferrovia Oeste-Leste quanto ao escoamento da produção agrícola e minerária até o Porto Sul na cidade de Ilhéus/BA.

1.3 OBJETIVOS

Em âmbito geral, a presente investigação busca como objetivo principal, estabelecer a relação entre as rochas encaixantes e as mineralizações manganésíferas portadoras de metais raros no Vau da Boa Esperança, na tentativa de criação de um modelo metalogenético evolutivo, apoiado em dados geológicos ali obtidos, comparando-os com depósitos de manganês em escala mundial.

São objetivos específicos deste estudo: (i) caracterizar as unidades litoestratigráficas que encaixam as mineralizações manganésíferas no Vau da Boa Esperança, no intuito de estabelecer possíveis relações de contato dos litotipos com a arquitetura do depósito em tela; (ii) cartografar as ocorrências manganésíferas portadoras de metais raros no Vau da Boa Esperança, através de mapeamento geológico em escala 1:50.000, tendo como produtos mapa geológico e metalogenético local; (iii) caracterizar o arcabouço estrutural estudando nas rochas encaixantes e no depósito, através de feições dúcteis e rúpteis (foliação, falhas, fraturas, etc.), para a conformação da evolução geológica e tectônica da área; (iv) identificar os tipos, formas e composição do minério oxidado e suas relações com os materiais encaixantes, além da sua distribuição espacial; (v) estudar a geoquímica de rochas, do minério e do perfil laterítico, com a função de estabelecer de forma quantitativa, os teores dos elementos maiores, menores, traço e ETR's presentes neste depósito; (vi) descrever os processos mineralizadores que balizam o depósito de manganês em pauta, aliando dados litoestratigráficos, metalogenéticos e geoquímicos; (vii) avaliar a influência da neotectônica coligada à análise da drenagem e do relevo, como condicionadora e controladora estrutural por hospedar as mineralizações manganésíferas de caráter supergênico; (viii) contribuir de forma significativa para a criação de um modelo evolutivo atualizado do depósito de manganês portador de metais raros do Vau da Boa Esperança; e finalmente (ix) fornecer subsídios práticos ao setor mineral, frente a retomada incisiva de áreas requeridas para a pesquisa mineral desta mineralização polimetálica.

1.4 CONTEXTUALIZAÇÃO E IMPORTÂNCIA DO PROBLEMA

O desenvolvimento de modelos evolutivos de qualquer depósito mineral requer uma base conceitual logicamente madura e factualmente fundamentada. Muitos aspectos importantes são levados em consideração, dentre eles: (i) fonte de metais e substância não-metálicas; (ii) ambientes de formação (fatores exógenos: clima, paleogeografia, tipo de paleobacia, condições físico-químicas, pH, Eh, temperatura e pressão); (iii) controles e processos mineralizadores; e (iv) evolução temporal para a formação do minério, em particular para depósitos específicos, ou em geral, apoiada na história da evolução do planeta.

Partindo destes pressupostos teóricos e metodológicos, vários são os questionamentos apoiados em modelos evolutivos para a gênese destas mineralizações manganíferas portadoras de metais raros, entre eles: (i) quais os processos geológicos que condicionaram a formação do quadro encaixante, bem como os ambientes de sedimentação que justificam a gênese destas mineralizações? Haja vista que a área de estudo carece de pesquisas e informações fundamentais de cunho geológico; (ii) em meio a essa porção do CSF, dominado por processos deposicionais, quais as unidades litoestratigráficas que merecem destaque por gerar e abrigar as mineralizações em foco? (iii) quais modelos metalogenéticos mundiais trazem similaridades com o depósito de manganês do Vau da Boa Esperança, conciliando os compartimentos geológicos encaixantes e os aspectos metalogenéticos? (iv) quais os processos mineralizadores que justificam a gênese destas mineralizações? (v) qual a abrangência destas mineralizações balizadas pelos processos mineralizadores? (vi) a aplicação de estudos neotectônicos se faz eficiente em investigações metalogenéticas pautadas em processos e depósitos de caráter supergênico? (vii) frente as relações geoquímicas de mineralizações polimetálicas, como ocorre com o depósito de manganês em destaque, qual o comportamento dos metais que exercem influência na elucidação da metalogênese desta mineralização, considerada inédita no território brasileiro?

Em face aos questionamentos apresentados que conduzem a uma problemática bastante inusitada em relação a outros depósitos de manganês no Brasil, o desenvolvimento deste estudo busca esclarecer e elucidar estes questionamentos frente às evidências e a materialidade dos produtos identificados nesta porção do CSF na Bahia.

1.5 JUSTIFICATIVAS

No tocante a associação dos metais raros com o minério de manganês na região de Barreiras, em particular ao cobalto, tálio e escândio, é importante revelar que este depósito constitui o terceiro encontrado no mundo com essas características. Com relação a esses metais raros, só há atualmente dois produtores importantes: o Cazaquistão, único exportador, e a China, que passou de exportadora a importadora nos últimos anos. A China entrou com força na produção em meados dos anos 80, adotando estratégia agressiva de negócio. Com subsídios estatais à pesquisa tecnológica e à extração, conseguiu dominar o mercado internacional praticando preços irrisórios. Após a desarticulação da produção em outros países, como ocorreu no Cazaquistão, a China mudou sua política, reduziu a produção e as exportações, forçando abrupta elevação dos preços (MURARO, 2013). A partir de 2005, a disponibilidade desses elementos raros em pauta no mundo se tornou mais crítica, devido à falta de investimento dos países e sua dependência da China.

Atualmente, conforme dados do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), o Brasil tem mais de uma centena de pedidos para autorização de pesquisa para elementos Terras Raras, incluindo esses metais raros em pauta, sendo mais de 50% na Bahia, especificamente na região oeste. Esta afirmação se apoia na descoberta de metais raros associados ao depósito de manganês da região de Barreiras.

Dentre esta associação de metais raros presentes em meio ao minério de manganês, o tálio ganha notoriedade devido a uma gama de aplicações junto às tecnologias de ponta e estratégicas. Segundo Aps (2012), esse elemento é utilizado na produção de materiais de alta tecnologia e é tido como melhor produto para contraste em exames cardiológicos por imagens, sendo também considerado como um elemento supercondutor muito eficiente para transmissão de energia, com o mínimo de perdas. Além disso, o Tálio é utilizado na produção de equipamentos para detecção de raios gama e infravermelho tendo elevado potencial para a produção de novos produtos na cadeia industrial incluindo peças para motores de automóveis e *chips* de computador.

Desta forma, o intento desta proposição científica é associar o quadro geológico da região do Vau da Boa Esperança, no tocante às relações litoestratigráficas e tectônicas, com as feições e expressões metalogenéticas, permitindo assim perscrutar os possíveis controles que arquitetam estas mineralizações manganesíferas, na tentativa de decifrar seus aspectos genéticos e sobre a origem desses raros metais fortuitos. Dentre as variadas formas que as mineralizações exibem, têm destaque aquelas desenvolvidas em ambiência marinha,

influenciadas por processos hidrotermais e enriquecidas por processos supergênicos ou residuais.

A presente asserção busca através de estudos geológicos, petrográficos, estruturais, geoquímicos e metalogenéticos, produzir uma base sólida de conhecimento acerca das ocorrências manganésíferas no Vau da Boa Esperança, e que esta venha servir de subsidio como um guia para a exploração mineral do manganês associado a esses metais raros, além de auxiliar na compreensão da evolução geológica e metalogenética no âmbito regional e local.

Frente ao esforço de elucidar os processos geológicos e mineralizadores do depósito em questão, este estudo propõe, além das técnicas tradicionais e usuais como ferramentas investigativas, a aplicação da neotectônica como uma nova forma de interpretação do controle estrutural que baliza estas mineralizações, haja vista as evidências que corroboram esta proposição.

Trabalhos voltados para uma análise neotectônica nessa parte do CSF, em meio às coberturas sedimentares recentes na região Oeste da Bahia, são escassos ou inexistentes. Portanto, esta tectônica recente é considerada como atuante do Terciário (a partir do Mioceno) ao Quaternário, e se faz de grande importância para caracterização do quadro morfotectônico e metalogenético dessas mineralizações manganésíferas. Os presentes metais raros podem ter sido concentrados através de processos supergênicos que atuaram na região, além de poder constituir uma contribuição hodierna para estudos metalogenéticos, considerada como nova tendência na interpretação genética de depósitos minerais controlados tectonicamente.

Ao fim e ao termo, vale justificar que este é um estudo que se mostra atual e oportuno, haja vista que ainda existem lacunas no que diz respeito ao conhecimento das características das rochas que configuram o quadro encaixante, suas relações com as mineralizações e os processos geodinâmicos associados.

1.6 TRABALHOS ANTERIORES

Como destacado inicialmente, as primeiras observações de cunho metalogenético acerca do manganês na região Oeste da Bahia, são atribuídas à década de 70 e início dos anos 80, pois a geologia da área tomou grande impulso com a realização de vários trabalhos geológicos que contribuíram para o conhecimento do manganês, destacando Moutinho da Costa et al. (1971), Ribeiro Sampaio et al. (1974) e Miranda et al. (1976).

Andrade et al. (1981) no Projeto Correntina (SME/CBPM) executaram mapeamento geológico e geoquímico na Janela Erosiva Correntina-Coribe, visando basicamente a descoberta de ouro. Este trabalho permite um maior conhecimento sobre as rochas do embasamento na região de Correntina e da sequência pelítico-carbonática do Grupo Bambuí na região de Jaborandi-Coribe-Cocos, estabelecendo uma relação direta com a mineralização manganésifera em termos econômicos e prospectivos.

Galvão & Silva (1982) cadastram as ocorrências de manganês da região visando uma estimativa da quantidade e qualidade do minério, a caracterização preliminar da mineralogia do manganês e a relação dos depósitos com as suas rochas encaixantes.

Barbosa (1982) afirma em seus estudos metalogenéticos a existência de mais de cinquenta depósitos de manganês conhecidos numa área de aproximadamente 127.000 km² na região Oeste da Bahia. As mineralizações se originaram por processos supergênicos, que atuaram sobre o protominério, representados por gonditos e pelitos manganésiferos transformados em óxidos (pirolusita e psilomelano), possivelmente enriquecidos durante o transcurso dos ciclos geomorfológicos Velhas (Plioceno) e/ou Paraguaçu (Pleistoceno), ou de episódios climáticos mais recentes.

O mesmo autor reporta que, dados químicos de alguns componentes maiores, menores e de elementos traço, de amostras selecionadas do protominério e encaixantes mostram concentrações significativas de Ba, Co, Cu, Ti, V e Ni. Por outro lado, um empobrecimento em ferro, alumina e sílica é evidenciado nos níveis onde o manganês se concentra. Os teores de Ba, Co e V nos minérios de manganês da região são notavelmente superiores aos encontrados em outros depósitos do mundo, inclusive nos nódulos de manganês submarinos, porém através das técnicas geoquímicas restritas aplicadas por esse autor, os metais raros não foram identificados.

Em levantamentos geológicos realizados por Arcanjo e Braz Filho (1999) na região de Formosa do Rio Preto, porção noroeste da Bahia, os principais jazimentos manganésiferos intrínsecos ao Grupo Rio Preto, revelam níveis gondíticos associados a quartzitos e xistos. O enriquecimento supergênico desses níveis gondíticos, em condições favoráveis de relevo, forneceram concentrações secundárias de manganês, por vezes, com teores econômicos importantes.

Posteriormente através de uma série de observações de campo na região de Barreiras, São Desidério e Riachão das Neves, Janoni et al. (2012) interpretam que estas mineralizações manganésíferas estão localizadas em três situações na descontinuidade entre os Grupo Bambuí e Urucuia (GB-GU), quais sejam: (i) preenchendo as fraturas dos pelitos da Formação Serra da Mamona do GB; (ii) formando níveis concrecionários de dimensões

métricas exatamente no contato entre os dois grupos e, (iii) cimentando os arenitos da base do GU através de percolações de óxido de manganês.

Souza (2013) busca relacionar o quadro geológico encaixante, além dos aspectos metalogenéticos da mineralização manganésifera portadora de metais raros no Vau da Boa Esperança, no município de Barreiras. Matias (2014) ampliou as investigações acerca dessas mineralizações no intuito de verificar a eficácia da aplicação de geotecnologias, na tentativa de identificar as mineralizações manganésíferas, por meio de anomalias geobotânicas, presentes nos Chapadões do Urucuia, exatamente nas serras do Mimo e da Ondina, ambas próximas a cidade de Barreiras.

Bonfim (2015) estabelece a avaliação do quadro litofaciológico e a gênese das mineralizações manganésíferas portadoras de metais raros na Mina Perdizes, localizada no distrito de Estiva no município de São Desidério/BA, considerada uma das maiores áreas produtoras de manganês do sudeste brasileiro na década de 80, destinada exclusivamente para a siderurgia. Este estudo promoveu um entendimento evolutivo sobre a dinâmica cenozoica do quadro geológico e litoestratigráfico das mineralizações manganésíferas, bem como, um melhor entendimento da processualidade frente à erosão e supergênese atuante efetivamente na arquitetura deste depósito.

No intento de aprofundar o entendimento do controle estrutural que baliza estas mineralizações, Castro (2016) desenvolve uma análise neotectônica nas coberturas sedimentares recentes do CSF, precisamente na região do Vau da Boa Esperança. Com isso, esse autor justificou a importância de estruturas antigas reativadas ou recentemente nucleadas como vias de canalização das soluções mineralizantes e promovendo o enriquecimento do minério.

Em resumo, é nítida a carência de estudos metalogenéticos na região Oeste da Bahia a partir das primeiras contribuições na década de 80, identificando-se que somente nos últimos anos houve uma retomada destes estudos devido a descobertas de metais raros associados ao minério de manganês.

CAPÍTULO 2

MATERIAIS, MÉTODOS E TÉCNICAS

A sistemática proposta para realização e execução deste estudo se pauta fundamentalmente no método hipotético-dedutivo, tendo como base, uma série de atividades investigativas, no intuito de reconhecer e compreender a geodinâmica atuante, na geração das unidades e compartimentos, que encaixam as mineralizações manganesíferas no Vau da Boa Esperança, além de compreender e interpretar os aspectos metalogenéticos que justificam a gênese dessas mineralizações.

O desenvolvimento desse estudo se fez em cinco fases distintas: planejamento, trabalhos de campo, aplicação de métodos e técnicas laboratoriais, tratamento dados e discussão dos resultados, além da integração e elaboração dos produtos finais. Assim, em termos de produtos gerados e dados obtidos, foi possível identificar parâmetros para conclusão deste estudo como será visto ao longo dessa Tese de Doutorado.

A sistemática geral adotada para o desenvolvimento desta pesquisa, no que se refere aos materiais, métodos e técnicas utilizadas para conclusão da proposta, é melhor observada no fluxograma a seguir (Figura 2.1).

2.1 PLANEJAMENTO

Esta fase da pesquisa tratou do planejamento inicial para execução das atividades propostas, indicando fases distintas, porém articuladas de forma que a sistematização geral para execução de trabalhos geológicos, especificamente na forma de investigação de áreas com particular potencial metalogenético, buscou estabelecer comparações com outros procedimentos sistemáticos estabelecidos, as quais constituíram suporte para a obtenção dos produtos propostos. Esta fase consistiu no levantamento e análise de trabalhos anteriores executados, aquisição de material cartográfico de apoio e execução da fotointerpretação da área de estudo.

2.1.1 Trabalhos Preliminares

Como rito inicial, ocorreu o levantamento e análise bibliográfica de trabalhos disponíveis na literatura sobre o contexto geológico do Oeste da Bahia, bem como os aspectos

metalogenéticos das mineralizações manganésíferas. Também foram revisados artigos abordando a aplicação de dados geoquímicos e modelos metalogenéticos das mineralizações manganésíferas nos diversos tipos de ambientes sedimentares, hidrotermais e supergênicos em escala mundial e brasileira.

Figura 2.1 – Fluxograma de atividades que integram as fases do desenvolvimento da pesquisa, justificado pelos materiais, métodos e técnicas adotadas



Estes estudos auxiliaram na compreensão dos litotipos que encaixam as mineralizações manganíferas na área de estudo, e também no entendimento referente às implicações metalogenéticas, tais como, o conhecimento acerca dos principais modelos mundiais de depósitos manganíferos que apresentam similaridades com o depósito em foco, bem como fatores geoquímicos como mobilidade, dispersão, concentração metálica, entre outros.

2.1.2 Aquisição de Material Cartográfico de Suporte

A aquisição dos mapas topográficos, fotografias aéreas e produtos de sensoriamento remoto configurou uma etapa importante no que se refere ao planejamento para a execução das etapas seguintes.

Como base de planejamento territorial foram utilizadas as cartas topográficas, fornecidas pelo IBGE em escala 1:100.000, necessárias para o georreferenciamento da região do Vau da Boa Esperança. Dessa forma, adquiriu-se as cartas topográficas: Barreiras (Folha SD.23-V-B-III), Rio de Ondas (Folha SD.23-V-B-III) e Angical (Folha SD.23-X-A-I), a partir do site: <http://www.ibge.gov.br>.

Em adição foram obtidas 45 fotografias aéreas em escala 1:25.000, através do Catálogo de Fotogramas – Cobertura Aerofotogramétrica da Bahia disponibilizado pela CBPM - Companhia Baiana de Pesquisa Mineral. A obtenção dos fotogramas se deu através do Mapa-índice #1, Projeto 0-46B-Correntina/Remanso/Rio São Francisco Suvale, Foto-índice Q-138.

As imagens orbitais utilizadas foram obtidas do INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, advindas do satélite Landsat 5, sensor TM, órbita 220 e ponto 068 no período de 2011 a 2013. Este sensor possui 6 bandas multiespectrais e 1 no termal, apresentando resolução espacial de 30 metros para as bandas multiespectrais e 120 metros para a banda do termal, previamente georreferenciadas ao *datum* (WGS 84).

2.1.3 Fotointerpretação

A aplicação do método de fotointerpretação, se deu pela análise do mosaico e fotointerpretação dos 45 fotogramas que recobrem a região do Vau da Boa Esperança e adjacências, através de estereoscopia para delimitar os contatos geológicos das unidades,

determinação dos lineamentos e da rede de drenagem que configura a área de Tese. A partir do mapa fotointerpretativo gerado foi possível circunscrever as concentrações do minério manganêsífero e estabelecer correlações quanto ao arcabouço estrutural e litoestratigráfico. Este método também se pautou no exame das feições texturais das rochas encaixantes, e principalmente na expressão da mineralização manganêsífera, quanto as formas e tipos.

2.2 TRABALHOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo foram desenvolvidos com a intensão de caracterizar as principais unidades litoestratigraficas e os tipos da mineralização manganêsífera presente na área de estudo, onde os afloramentos foram descritos e as interpretações integradas através de seções geológicas de detalhe. As ocorrências manganêsíferas foram cadastradas e alocadas nas bases topográficas antes referidas, bem como, analisadas quanto as formas e seus aspectos texturais *in situ*.

O mapeamento geológico-metalogenético da região do Vau da Boa Esperança foi realizado entre os anos de 2013 e 2014 em 3 etapas distintas, com duração de 85 dias. As etapas possibilitaram a descrição de aproximadamente 160 pontos, de maneira uniforme e distribuídos por toda área investigada. O registro destes se deu por aparelho GPS Etrex Legend H da GARMIN, as medidas estruturais foram obtidas com auxílio de Bússola tipo Brunton e Clar, e a descrição das litotipos foram realizadas com o subsídio de fichas normativas, objetivando os respectivos conteúdos mineralógicos, classificações petrológicas pautadas em feições macroscópicas, tanto das rochas encaixantes como das mineralizações destacadas, além da obtenção de dados estruturais, tais como foliações, falhas e fraturas.

2.2.1 Amostragem

Juntamente aos trabalhos de campo foram realizadas campanhas de amostragem, respeitando os princípios e normas da pesquisa mineral. Dentre os materiais amostrados, destaca-se os litotipos mapeados na área, considerados importantes como rochas encaixantes e o minério manganêsífero. A amostragem foi representativa segundo o escopo desta investigação, tendo maior destaque para o minério manganêsífero presente ao longo do Vau da Boa Esperança.

2.2.2 Sistematização e Arquivamento

Concomitante as etapas de campo, com a obtenção dos materiais amostrados, estes tiveram de ser organizados no Laboratório de Metalogênese da UFOB -Universidade Federal do Oeste da Bahia, “campus” de Barreiras, devido ao grande volume de amostras dos litotipos e da mineralização de interesse presente no Vau da Boa Esperança, de forma sistemática, onde amostras de mesma unidade litoestratigráfica acompanham as amostras da mineralização contida.

Esta sistematização e arquivamento se fez necessário, a partir do momento que o volume de dados atingiu uma dimensão incomensurável, frente a tomada de decisão da escolha das amostras mais representativas, as quais foram encaminhadas para a confecção de lâminas delgadas e seções polidas, para estudos petrográficos e para as análises geoquímicas.

2.3 MÉTODOS E TÉCNICAS LABORATORIAIS

Posterior aos trabalhos de campo, e consoante aos procedimentos pertinentes a investigação dos materiais encontrados e amostrados, essa fase da pesquisa se fundamentou na aplicação de métodos e técnicas laboratoriais. Essa fase da pesquisa se justificou diante da necessidade da preparação de amostras, análise estrutural e neotectônica, estudos petrográficos, bem como, as análises geoquímicas, seja por difratometria de Raio X, seja por Espectrometria de Emissão Atômica com Plasma, através ICP-OES e ICP-MS.

2.3.1 Preparação de Amostras

O material amostrado dos litotipos e das concentrações manganésíferas foi preparado para a confecção das seções petrográficas e para o desenvolvimento da difratometria de Raio X, respectivamente nos laboratórios de Petrologia e Química Inorgânica do CCET – Centro das Ciências Exatas e das Tecnologias da UFOB, campus de Barreiras.

As amostras destinadas às análises químicas foram sistematizadas, de acordo com os litotipos de interesse e o minério de manganês definido, segundo os tipos e as formas de destaque. Essas amostras foram encaminhadas para o laboratório para aplicação dos métodos analíticos.

2.3.2 Análise Estrutural e Neotectônica

Para esta etapa foram utilizadas as bases cartográficas georreferenciadas e fotogramas, a partir dos dados topográficos emitidos pelo radar SRTM com resolução de 3'' (90 metros), disponíveis em <http://seamless.usgs.gov>. Estes por sua vez serviram para a extração dos lineamentos de forma regionalizada, aliados aos dados estruturais de campo com as feições mineralizadas presentes. Esses dados permitiram também definir as relações neotectônicas na área mapeada em conjunto com a topografia disponível na folha Rio de Ondas, escala 1:100.000.

Para a determinação do padrão de faturas foram reconhecidas juntas e fraturas em campo, onde suas atitudes foram registradas para a obtenção e caracterização das principais famílias e suas orientações preferenciais. Para as suas interpretações, essas orientações contaram com o auxílio do *software* STERONET, com projeção dos dados em rede estereográfica no hemisfério inferior, permitindo assim avaliar quantas fases deformacionais monta o quadro geológico e estrutural da área em questão.

Estes dados por sua vez foram correlacionados com os resultados obtidos da interpretação da análise de lineamentos extraídos de imagens de satélite, radar e aerofotografias em escala 1:25.000, permitindo justificar o modelamento do relevo e da drenagem, ajudando no entendimento da supergênese apoiada num controle estrutural.

2.3.3 Petrografia

Nesta atividade foi realizada a identificação dos minerais de minério e rochas encaixantes constituintes, sobretudo com ênfase na caracterização dos litotipos que encaixam as mineralizações manganésíferas. Os resultados das avaliações petrográficas consistiram em uma importante ferramenta para o estabelecimento da classificação das unidades encaixantes, bem como na identificação e reconhecimento do protominério e do minério manganésífero.

Com isso, foram selecionadas 17 amostras significativas para o desenvolvimento deste estudo, onde as seções delgadas e polidas foram produzidas pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil - Superintendência de Salvador/BA, e para a descrição, os procedimentos foram realizados no Laboratório de Mineralogia Óptica e Petrografia da UFOB, campus de Barreiras.

Os materiais encaixantes do minério manganífero foram descritos através de 8 seções delgadas em microscópio óptico de luz transmitida, com ênfase para os metassiltitos do GB, e para os arenitos que configuram a porção basal do GU. Foram ainda descritas 9 seções polidas através de microscópio óptico de luz refletida, referente aos tipos do minério de manganês, com diferentes texturas e tramas mineralógicas.

2.3.4 Difractometria de Raios X

Quanto a obtenção das fases minerais, pautadas numa análise qualitativa foi adotada a técnica da difratometria de Raios X, que é uma das técnicas mais utilizada na determinação das fases cristalinas em diferentes tipos de assembleias minerais. Esta determinação foi possível porque, na maioria dos cristais, os átomos estão ordenados em planos cristalinos separados entre si por distâncias da mesma ordem de grandeza dos comprimentos de ondas dos Raios X.

Foram realizadas 9 análises por difratometria de Raio X (DRX), no intuito de identificar as fases sólidas (minerais) do minério e do protominério do manganês. Nessa oportunidade as amostras foram analisadas, preparadas e colocadas em exposição de Raios X no Difractômetro Rigaku Ultima 4 do Laboratório de Química Inorgânica da UFOB, campus de Barreiras. Das amostras previamente moídas e homogeneizadas, foram coletadas alíquotas de aproximadamente 400 mg acopladas em lâminas orientadas.

As fases sólidas foram definidas através das comparações dos difratogramas de Raio X das amostras com os padrões de difração (fichas JCPDS) das fases disponíveis no programa do Rigaku-PDXL (versão 1.8.1 Free for Windows®, Rigaku Corporation, 2007-2010). A geração dos difratogramas das análises foi realizada através do programa Origin (versão 6.0 for Windows®, OriginLab Corporation 1999-2006). E, por fim, se deu o procedimento por meio da comparação dos difratogramas gerados com padrões de referência organizados em fichas, disponíveis no banco de dados ICDD-PDF2.

2.3.5 Espectrometria de Emissão Atômica em Plasma (ICP-OES e ICP-MS)

Para a aplicação dos métodos analíticos, no intuito de definir o quantitativo geoquímico e a relação comportamental dos elementos presentes, foram realizadas 36 análises de rocha total ou multielementar para certificação do real quantitativo químico dos elementos maiores, menores, traço e ETR do material amostrado. A preparação inicial das amostras foi realizada no Laboratório de Química Inorgânica da UFOB, campus de Barreiras, envolvendo:

(i) fragmentação em um britador de mandíbula (3 cm); (ii) quarteamento até obtenção e uma fração de 100g e (iii) pulverização até uma granulometria inferior a 200 mesh no *shatter box*. Posteriormente as amostras foram encaminhadas para análise na SGS GEOSOL Laboratórios Ltda de Vespasiano/MG.

Perante a população de 36 amostras é importante registrar que 6 amostras correspondem a rocha hospedeira (metassiltitos) do Grupo Bambuí, 22 amostras correspondem as concentrações do minério manganífero (fases oxidadas) representadas pelos veios preenchidos por MnO, o minério denso e os arenitos impregnados por MnO, e por fim, 8 amostras se restringem ao minério presente no perfil laterítico.

Os elementos maiores (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, MnO, TiO₂, P₂O₅ e Cr₂O₃) e alguns elementos traço (Ba, V, Co, Tl, Nb, Ni, Sr, Sc, Y e Zr) foram dosados por Espectrômetro de Emissão ICP-OES (Jarrel Ash AtomComp Model 975/Spectro Ciros Vision), e os outros elementos traços e Terras Raras por Espectrômetro de Plasma Induzido (ICP-MS: Perkin-Elmer ELAN 6000). A reprodutibilidade analítica (1σ) foi obtida através de 20 medidas repetidas do padrão (SO - 18).

O procedimento de abertura por digestão multiácidas das amostras se deu pela combinação de HCl (ácido clorídrico), HNO₃ (ácido nítrico), HF (ácido fluorídrico) e HClO₄ (ácido perclórico). O procedimento utilizado foi ICP40B, com quantificação dos elementos maiores e alguns elementos traço por ICP-OES (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry).

Coletou-se alíquotas de 0,1000 g, as quais foram fundidas com metaborato de lítio e por digestão ácida em mufla a 950 ± 25 °C. O procedimento utilizado foi IMS95A, onde as massas fundidas das amostras foram transferidas para béqueres contendo soluções de ácidos nítrico e tartárico, sendo os béqueres mantidos sob agitação até completa dissolução das massas fundidas. As soluções resultantes foram transferidas para balões volumétricos de 100 ml, avolumadas com a solução de ácido nítrico e ácido tartárico, homogeneizadas e submetidas às devidas diluições para a determinação de elementos traço e Terras Raras no ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry).

Em suma, as análises foram realizadas através da técnica ICP-OES / ICP-MS (digestão multiácida e fusão com tetraborato de lítio). Com isso buscou-se determinar o quantitativo de 48 elementos químicos presentes nestas ocorrências manganíferas, dentre eles os metais raros em destaque neste depósito, tais como, tálio (Tl), cobalto (Co) e escândio (Sc).

2.4 TRATAMENTO DOS DADOS E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Nesta etapa da pesquisa foram tratados os dados geológicos, petrográficos, estruturais e geoquímicos da área pesquisada, com o auxílio dos seguintes *softwares*: (i) Excel; (ii) Corel Draw X3; (iii) ArcGis 9.0; (iv) Minpet for Windows (versão 2.0 e 2.2; Minpet Geological Software; Richard) e (v), GCDkit (versão 2.3).

Após o tratamento e análise dos dados, foi gerado o mapa geológico-metalogenético em escala 1:50.000 da região do Vau da Boa Esperança, bem como após a análise estrutural e neotectônica, o mapa morfotectônico com o respectivo modelo tectônico evolutivo da área.

Desta forma, foi possível, perante está integração dos resultados e respectivas discussões apoiadas em outros depósitos mundiais de manganês, atribuir um modelo evolutivo para a gênese destas ocorrências manganésíferas portadoras de metais raros na região do Vau da Boa Esperança, como proposta fundamental para a conclusão dessa Tese de Doutorado.

2.5 INTEGRAÇÃO E ELABORAÇÃO DOS PRODUTOS FINAIS

A integração e elaboração desta Tese de Doutorado se deu pelo modelo tradicional, com a produção de um trabalho de origem monográfica, justificado por uma maior liberdade de discussão dos assuntos e elementos em pauta. Trata-se, portanto, do primeiro produto científico produzido trinta e quatro anos após as primeiras investigações acerca do manganês do Oeste da Bahia, sendo também o primeiro trabalho gerado posteriormente às contemporâneas descobertas de metais raros associados a este depósito.

No que se refere às publicações decorrentes da produção desta Tese de Doutorado, foram desenvolvidos dois artigos científicos, com os seguintes títulos: **DEPOSIT OF MANGANESE WITH RARE METALS (COBALT, THALLIUM AND SCANDIUM) ON HIGHT CONTENT, OF VAU DA BOA ESPERANÇA, BARREIRAS, WEST BAHIA, BRAZIL**”, que refere-se à contextualização da geologia e da metalogênese do depósito submetido no *Brazilian Journal of Geology*; e **MINERALIZAÇÕES MANGANESÍFERAS PORTADORAS DE METAIS RAROS NA REGIÃO DO VAU DA BOA ESPERANÇA - BARREIRAS/OESTE DA BAHIA: TIPOS, COMPOSIÇÃO MINERAL E ASSOCIAÇÕES METÁLICAS DO MINÉRIO**, tendo como foco uma análise detalhada das feições que regem o minério propriamente dito, submetido na Revista de Geociências da UNESP.

CAPÍTULO 3

METALOGÊNESE DO MANGANÊS – O ESTADO DA ARTE

3.1 PRINCÍPIOS E GENERALIDADES

O manganês é um elemento químico do grupo dos elementos de transição, de número atômico 25 e número de massa 55. É encontrado na natureza combinado com outros elementos. Depois do Titânio, é o oligoelemento mais abundante das rochas ígneas e, do ponto de vista geoquímico o Mn é um metal muito litófilo. Está concentrado na fase silicatada dos meteoritos e na litosfera. Na litosfera superior, o Mn é oxifilo e não é siderófilo, mas tem certa tendência calcófila, que se reflete em seu comportamento nos processos metalúrgicos (FONSECA, 1999).

Embora esteja amplamente concentrado nas rochas, não há conhecimento de sua ocorrência na forma metálica. O metal está distribuído em diversos ambientes geológicos e disperso em uma variedade de rochas sob a forma de óxidos (HAROLD e TAYLOR, 1994). Fonseca (1999) afirma que o Mn está relacionado com o Fe em suas propriedades químicas, onde no sistema periódico o Mn está ao lado da tríade Fe-Co-Ni.

O manganês se encontra na natureza na forma de óxidos, silicatos, carbonatos e, menos comumente, como sulfetos (ROY, 1997). Os minerais de manganês apresentam complexidade química e mineralógica e, de uma maneira geral, são compostos por misturas de óxidos. São conhecidos cerca de 750 minerais que apresentam manganês (www.webmineral.com, 2013), porém somente alguns deles constituem minérios. Os principais minerais de manganês são: pirolusita, criptomelana, holandita, vernadita, rodocrosita, alabandita, manganita, todoroquita, rodonita e braunita (SAMPAIO et al. 2002). Os dióxidos constituem as mais importantes fontes comerciais do metal, destacando-se a pirolusita (MnO_2), a psilomelana e a manganita ($MnO(OH)$). Na Tabela 3.1 estão relacionados os principais minerais de manganês.

Os sedimentos e protominérios de manganês, quando submetidos ao metamorfismo, intemperismo e lateritização em condições climático-fisiográficas adequadas, podem ser enriquecidos propiciando o aumento do conteúdo em Mn e dando origem aos minérios de alto teor porém há perdas de outros elementos químicos, tais como Fe, Si e Al (DAMASCENO, 2007). De acordo com Sampaio e Penna (2001) os minérios de manganês são classificados quanto ao teor em dois tipos:

- Baixo teor, contendo de 25 a 30% Mn, correspondendo ao protominério ou aos sedimentos originais isentos da ação da lateritização e até mesmo do metamorfismo.
- Alto teor, contendo pelo menos 40% Mn, originados pelo enriquecimento do protominério pela ação de fluídos metamórficos, porém é a supergênese o principal processo de enriquecimento do protominério, lateritização e neoformação de minerais óxidos. Esses últimos são as variedades menos comuns e poucos países detêm reservas expressivas.

Quadro 3.1 - Principais minerais de manganês, suas fórmulas e composições químicas (%) (Adaptado de SAMPAIO e PENNA, 2002; HARBEN e KUZVART, 1996)

Minerais	Fórmula Química	Composição Química (%)				
		Mn	MnO	MnO ₂	CO ₂	H ₂ O
MINERAIS CONSTITUINTES DO MINÉRIO						
Braunita	$2Mn_2O_3 \cdot MnSiO_3$	66,6	44,8	55,2	-	-
Criptomelana	KMn_8O_{16}	59,8	-	-	-	-
Hausmannita	Mn_3O_4	72	62,0	32	-	-
Jacobsita	$MnFe_2O_4$	24	-	-	-	-
Manganita	$Mn_2O_3 \cdot H_2O$	62,5	40,4	49,4	-	10,2
Nsutita	$MnO_2 \cdot \gamma$	-	-	-	-	-
Psilomelana	$mMnO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$	45-60	-	-	-	-
Pirolusita	$MnO_2 \cdot \beta$	62-63	-	-	-	-
Holandita	$[(Ba,K)_{1-2}Mn_8O_{16} \cdot nH_2O]$	53,52	-	24,31	-	7,04
Vernadita	$(Mn^{+4}, Fe^{+3}, Ca, Na)(O, OH)_2 \cdot H_2O$	36,16	-	-	-	-
Todorokita	$(Na, Ca, KMn^{2+})(Mn^{4+}, Mn^{2+}, Mg) \cdot 3H_2O$	28,12	-	-	-	-
Litioforita	$[(Al, Li)(OH)_2MnO_2]$	31,44	-	-	-	-
Romanechita	$[(Ba, K, Mn^{2+}, Co)_2Mn_5O_{10} \cdot nH_2O]$	52,41	-	-	-	-
Manjiroita	$[(Na, K)(Mn^{4+}, Mn^{2+})_8O_{16} \cdot n(H_2O)]$	42,9	-	-	-	-
MINERAIS CONSTITUINTES DO PROTOMINÉRIO						
Alabandina	MnS	63,14	-	-	-	-
Espessartita	$Mn_3Al_2(SiO_4)_3$	33,29	42,99	-	-	-
Rodocrosita	$MnCO_3$	47,8	61,7	-	38,3	-
Rodonita	$(Mn, Ca, Fe, Zn)SiO_3$	47,8	-	-	-	-

Sampaio et al. (2002) afirmam que o manganês chega ao mercado em duas formas: no estado natural e tratado. Quanto ao estado natural, quase 90% da produção de manganês é destinado ao setor de siderurgia, entretanto o manganês tratado é empregado em diversos produtos, tais como: baterias, agricultura (fertilizantes, fungicidas, rações), agente de secagem de pintura, agentes oxidantes para corantes, aromatizantes e agente de vedação, bem como aplicações no meio ambiente (tratamento de água, controle da poluição do ar, aditivos de combustão), e na hidrometalurgia (urânio e zinco), entre outros.

3.2 EVOLUÇÃO TEMPORAL DOS DEPÓSITOS DE MANGANÊS

Pinho (2009) considera que ao longo da história geológica do Planeta Terra os depósitos de manganês têm funcionado como indicadores da evolução do Planeta, podendo indicar variações no nível de oxigênio da atmosfera e hidrosfera, variação no nível do mar, presença de organismos biológicos, registro de glaciações e vulcanismo submarino, dentre outros.

Roy (1988) justifica que depósitos de manganês se formaram ao longo de quase toda a história geológica da Terra, iniciando discretamente no final do Arqueano em ambientes combinando oceanos estratificados, sistema fotossintético, disponibilidade de manganês e decréscimo de sequestradores de oxigênio (ferro e enxofre).

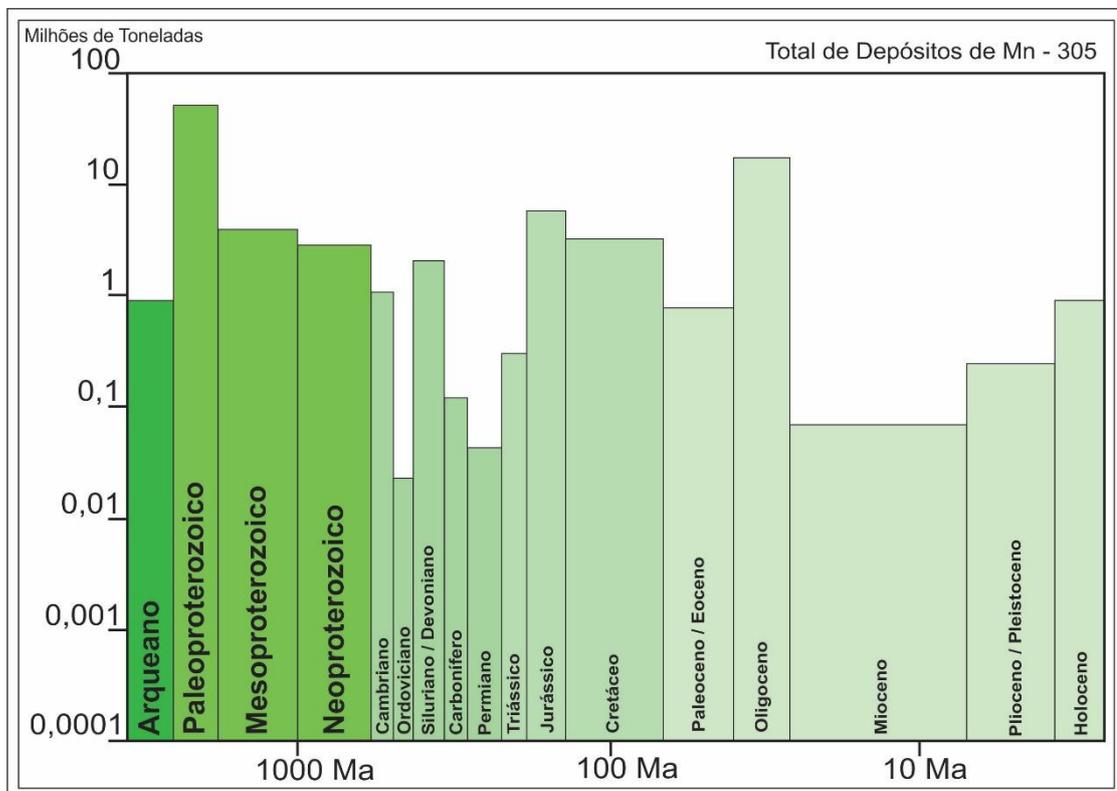
O Proterozoico foi marcado pela formação de grandes bacias sedimentares dominadas por mares epicontinentais rasos e ambientes oxigenados, promovendo a formação de expressivos depósitos de manganês, mundialmente reconhecidos (ROY, 1988). Contudo, esse mesmo autor afirma que a supremacia temporal na formação de depósitos manganésíferos se deu no Fanerozoico, pois grandes variedades de depósitos foram produzidos por vulcanismo e atividade hidrotermal nos limites de placas. Entretanto, apesar disso, foi no Cenozoico que se deu a formação dos depósitos supergênicos mais expressivos de manganês do planeta. Isso é devido ao intemperismo/supergênese que atuou nos protominérios. Entretanto, a supergênese pode ter atuado nos protominérios em tempos mais remotos, contudo foram erodidos. No caso da Vau da Boa Esperança, o protominério e minério hidrotermal, na forma de crostas e nódulos polimetálicos, podem ter sofrido supergênese quando o Grupo Bambuí estava exposto na superfície.

A partir das relações estabelecidas acima, Beukes e Gutzmer (2011) justificam que o Pré-cambriano em sua totalidade, não foi especialmente bem guarnecido de depósitos de manganês. No entanto, sucessões de rochas vulcanossedimentares de idade 2,0-2,25 Ga são

hospedeiras de enormes volumes de protominério de carbonato de manganês, embora apresentem pouco interesse econômico, portanto estes depósitos são pouco investigados e explorados. Entretanto, esse Mn-carbonato quando sofre supergênese passa a ser minério.

A figura 3.1 expressa de forma estatística esta afirmação de Roy (1988). Nela é possível observar a intensidade e quantidade de depósitos de manganês gerados em cada era geológica, no entanto também é possível observar que o Paleoproterozoico, o Jurássico e o Oligoceno foram os períodos de maior intensidade na geração dos mesmos.

Figura 3.1 - Distribuição temporal dos depósitos pré-cambrianos e fanerozoico de manganês, com destaque para os maiores volumes gerados no Paleoproterozoico, Jurássico e Oligoceno



Fonte: Laznicka (1992)

3.2.1 Arqueano

No arqueano, em torno de 3,0 Ga, surgiram os primeiros depósitos econômicos de manganês formados a partir da associação de formações ferríferas e metais-base (minérios sulfetados) (ROY, 2000). Estão hospedados em rochas metavulcanossedimentares que representam condições de um ambiente marinho raso, associado à atividade vulcânica (ROY, 1997).

No Arqueano o desenvolvimento de depósitos de manganês como um todo, em relação a formações ferríferas e sulfetos maciços estratiformes, é menor em relação ao proterozoico (ROY 1988, 2000). Isto remete, às condições das exalações hidrotermais aliado às características da atmosfera e da hidrosfera, e a deficiência de oxigenação no planeta, que interferiram na metalogenia do manganês (ROY, 2000).

No Arqueano a hidrosfera era largamente redutora, o que permitiu o acúmulo e dissolução de manganês a partir de fontes hidrotermais, que por ascensão nas bacias marginais emanava, oxigenava e precipitava manganês nas plataformas cratônicas (ROY, 1997, 2000).

Os principais depósitos de manganês, de idade arqueana, são registrados na Índia, no GOI – *Iron Ore Group*, e na Sequência Khondalítica no Grupo Chitradurga, no leste indiano, com idades acerca de 2,8 e 3,1 Ga. No Brasil (2,8 e 2,9 Ga) ocorrem depósitos no Supergrupo Rio das Velhas, em Minas Gerais (ROY, 1988). O alto grau metamórfico no Arqueano é também evidenciado no Brasil no Estado da Bahia (2800-2600 Ma), com a presença de depósitos de manganês sedimentares metamorfisados em fácies granulito, no Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Marau, Santo Antônio de Jesus, Coaraci, Cachoeira) (VALARELLI et al. 1976).

3.2.2 Paleoproterozoico

Roy (1988) afirma que conseqüentemente ao aumento da estabilização da fina crosta arqueana, o início da era proterozoica é marcado pelo desenvolvimento de grandes bacias rasas, que atuaram como repositórios de espessas pilhas de sedimentos entrelaçadas com rochas vulcânicas. Isto aliado ao aumento da oxigenação, estabilização da atmosfera e à estratificação dos oceanos (BUHN & STANISTREET, 1997), o Paleoproterozoico marca então, um maior volume de depósitos de manganês em relação ao Arqueano.

O Mn^{2+} dissolvido se concentrou em ambiente anóxico de águas profundas, e as fontes eram vulcânicas hidrotermais ou terrígenas. Estes depósitos eram associados às formações ferríferas bandadas e apresentam idade em torno de 2,1 a 1,7 Ga (ROY, 1997).

Os principais depósitos de manganês do mundo de idade paleoproterozoica são: KMF (*Kalahari Manganese Field*), associado aos BIF's da Formação Hotazel, no Cráton do Kaapval na África do Sul (GUTZMER et al. 2012), além dos depósitos associados aos grupos Sausar, Aravalli e Gangpur, na Índia (ROY, 1988), e os depósitos de Moanda/Franceville/Mounana/Okandja, no Gabão (RUFFET et al. 1996). No Brasil os

principais depósitos de idade paleoproterozoica corresponde a Serra do Navio no Estado do Amapá (CHISONGA et al. 2012), o depósito do Azul na Província Mineral de Carajás (COSTA et al. 2005), Urandi-Licínio de Almeida e Serra de Jacobina no Estado da Bahia (BARBOSA, 2012), e o depósito de Conselheiro Lafaiete associado ao Supergrupo Rio das Velhas (CANDIA e GIRARDI, 1979).

3.2.3 Mesoproterozoico

No Mesoproterozoico um segundo estágio foi marcado por uma queda na precipitação de manganês, que pode estar relacionada ao nível de oxigenação da hidrosfera, impedindo o acúmulo do manganês dissolvido e formação de poucos e pequenos depósitos (ROY, 1997). Nesta fase foram gerados depósitos de manganês associados à zonas de plataformas estáveis e foram formados em ambientes marinhos rasos (YEH et al. 1986).

Os depósitos de manganês sedimentares importantes na China são de idade mesoproterozoica. O depósito de Wafangzi ocorre numa sequência de xistos negros, siltitos, calcários, onde a mineralização ocorre na forma de manganita e Mn-carbonatos (ROY, 1988). No Brasil os depósitos de idade mesoproterozoica (idade mínima c. 1350 Ma.) ocorre no Grupo Minas de origem terrígena-sedimentar (DORR, 1973).

3.2.4 Neoproterozoico

Um terceiro estágio é marcado por uma nova retomada de deposição de manganês no Neoproterozoico, relacionado a grandes episódios de rifteamento continental e eventos glaciogênicos com o retorno da estratificação dos oceanos e oxigenação de zonas restritas (BUHN & STANISTREET, 1997). Muitos dos depósitos de manganês desta idade com tamanho significativo ocorrem interestratificados com BIF's, de origem glacial e são associados a uma sedimentação terrígena (ROY, 1988).

Os principais depósitos mundiais associados a esta ambiência correspondem ao Morro do Urucum de idade 900 Ma, no Estado do Mato Grosso do Sul no Brasil; no Orógeno Damara na Namíbia; o depósito de Maliy Khingan na Rússia (JAMES E TRENDALL, 1982); e o depósito Xiangtan (Sinian) na China (YEH et al.1986). Por outro lado, depósitos de óxido de manganês associados a sequências transgressivas, depositados em águas rasas em condições plataformais não associados a BIF's, porém associados ao vulcanismo e atividade biológica,

ocorrem no Cinturão Penganga na Índia. Também foi desse modo que Barbosa (1982) considerou as mineralizações manganíferas do Oeste da Bahia, onde o manganês estava disperso nos metapelitos na base do Grupo Bambuí. Nesse caso a supergênese recente concentrou o manganês dessas camadas metapelíticas transformando-o em óxido finamente acamadado e aproveitável para a siderurgia.

Depósitos de manganês vulcanogênicos-sedimentar também foram formados no Neoproterozoico, tais como aqueles do Marrocos. Estes estão relacionados com rochas vulcânicas félsicas em plataformas marinhas rasas, e estão associados com sedimentos continentais (ROY, 1988).

Em síntese, Roy (1988) afirma que as fontes de manganês no Proterozoico foram tanto endógenas quanto exógenas, a última aparentemente predomina sobre a primeira. Todos os principais depósitos foram formados em plataformas estáveis em ambientes de águas rasas. A formação dos depósitos de manganês em escala substancial no Proterozoico foi assim desencadeada por uma combinação progressiva no desenvolvimento bacinal e atmosfera/hidrosfera oxigenada, e casualmente houve a presença de atividade biológica. Episódios vulcânicos não foram um fator preponderante para a metalogenia de manganês no Proterozoico.

3.2.5 Fanerozoico

O Fanerozoico marca uma diversidade de depósitos gerados em ambientes diversos. Roy (1988) afirma que o movimento e a dinâmica das placas tectônicas desempenharam um papel importante na geração destes depósitos, aliado a variação do CO₂ na atmosfera. Essa variação determinou a frequência e duração de períodos quentes e frios que, por sua vez, afetaram o grau de estratificação dos oceanos (ROY, 2006). No regime intraplaca, nas porções pelágicas dos oceanos modernos, formaram-se depósitos extensos associados a formação de crostas e nódulos de ferro-manganês gerados por processos hidrogenéticos e enriquecidos em Ni, Cu, Co, e ocasionalmente metais nobres (ROY, 1981). O registro geológico da Terra, assim demonstra a ocorrência de "fósseis" nos nódulos e crostas de ferro-manganês, associados com sedimentos pelágicos proterozoicos, que foram lançados ao longo dos continentes no Fanerozoico (MARGOLIS et al. 1978).

No Paleozoico, os depósitos de manganês mais importantes correspondem ao depósito de Atasu, no Casaquistão; Dautash no Uzbequistão; o depósito de Timna Dome em

Israel; Um Bogma, na Península do Sinai no Egito; e Ulu Telyak na Rússia. Estes depósitos foram gerados em ambientes deposicionais de caráter continentais e marinhos transicionais, com águas basinais oxigenadas e ação de comunidades biológicas distintas (ROY, 1988). Presença de sedimentação terrígena e nódulos fósseis de origem pelágica marcam a identidade destes depósitos paleozoicos.

No Mesozoico os depósitos de manganês ocorrem em larga escala associados a uma sedimentação terrígena-sedimentar, e participação efetiva de microrganismos na edificação destas concentrações metálicas. São depósitos gerados em plataformas marinhas durante ciclos de transgressão-regressão. Roy (1988) também justifica a existência de depósitos de manganês formados por processo hidrotermal nos centros de expansão oceânicos, e depois obductados no continente como parte de suítes ofiolíticas. Os principais depósitos de manganês de idade mesozoica se referem ao de Imini-Tasdremt no Marrocos; Molango no México; Groote Eylandt na Austrália; no Maciço de Troodos no Chipre; e na Nappe Semail, em Omã (ROY, 1988).

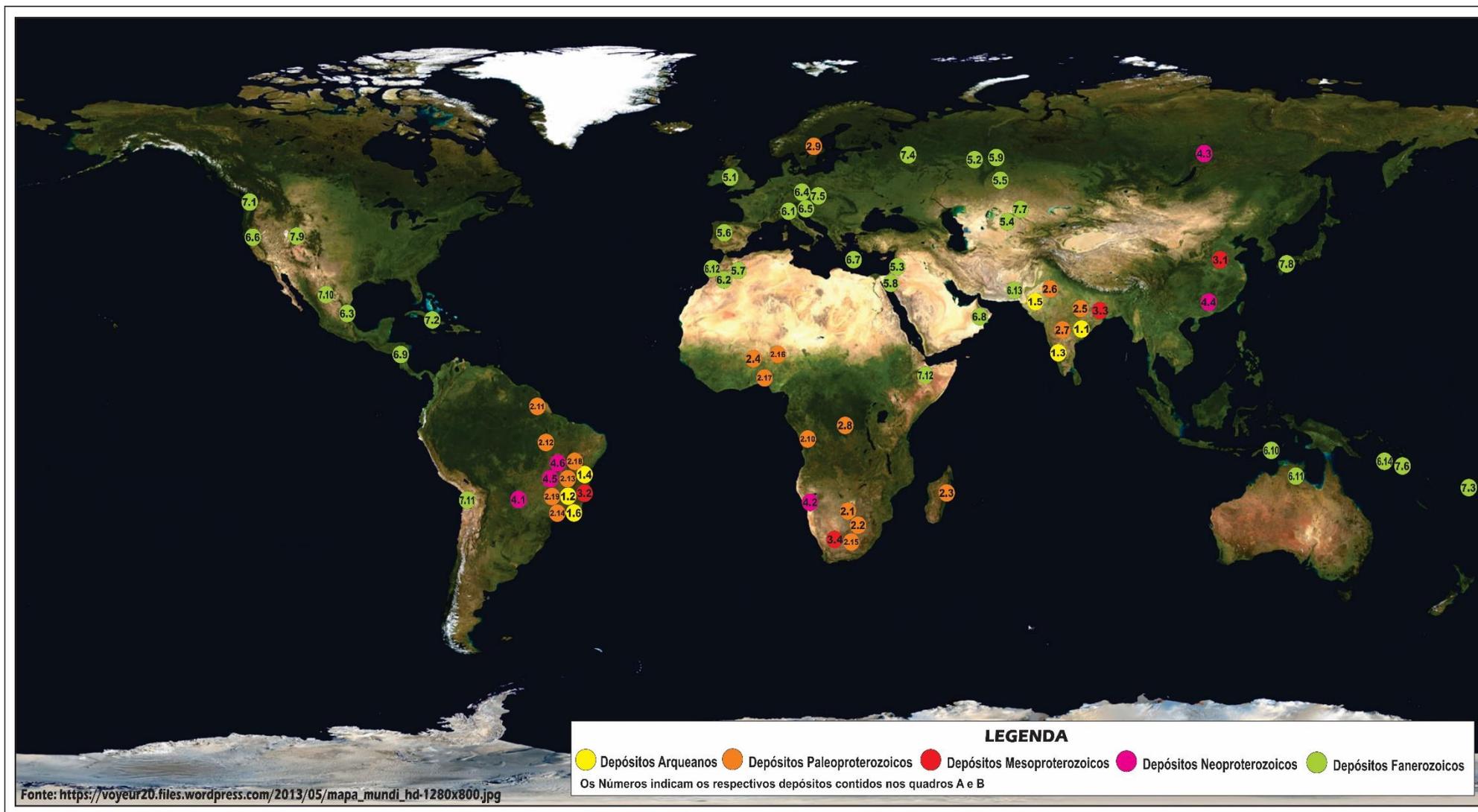
A era cenozoica é particularmente caracterizada por depósitos de manganês gigantes, todos eles de caráter terrígeno-sedimentar. Estes foram depositados perto da costa, em região das bacias marinhas de águas rasas (VARENTSOV e RAKHMANOV, 1980). Referem-se aos depósitos de Chiatura-Nikopol no leste europeu, e são considerados em conjunto os maiores depósitos de manganês terrestres (MAYNARD, 1983). Roy (1988) descreve que a maioria dos autores colocam a origem dos metais como sendo de fontes terrígenas.

O registro geológico da deposição de nódulos de manganês e crostas desde o período Cretáceo nos oceanos do mundo tem aumentando gradualmente em intensidade com o tempo. Estes depósitos ocorrem como coberturas pelágicas no assoalho de parte dos oceanos e também são encontrados enterrados em diferentes níveis estratigráficos nos sedimentos. Os nódulos e crostas são em grande parte formados em regiões intraplaca e por processos hidrogenéticos (ROY, 1988).

Por fim, Roy (1988) justifica que tais depósitos de manganês de grande porte, de idade fanerozoica, foram formados durante ciclos de transgressão-regressão em domínios de águas rasas, que permitiu a acumulação de manganês em solução durante a transgressão (suporte de nível do mar alto e anóxico), e a deposição do metal durante o pico de transgressão e talvez, durante a regressão (rebaixamento do nível do mar e oxigenação).

A figura 3.2 faz uma síntese dos principais depósitos de manganês mundiais, apresentando os países onde os depósitos estão localizados, as condições geológicas, bem como os períodos de formação.

Figura 3.2 – Distribuição mundial dos principais depósitos de manganês Arqueanos, Paleoproterozoicos, Mesoproterozoicos, Neoproterozoicos e Fanerozoicos. (A e B) Quadro dos depósitos de manganês pré-cambrianos e fanerozoicos, ordenados por localização, condições geológicas e idades



A	DEPÓSITO	PAÍS	CONDIÇÕES GEOLÓGICAS	IDADES	
ARQUEANO	1.1	GOI - Iron Ore Group	Índia	Águas rasas e estáveis - baixo grau metamórfico	3.200 - 2.950
	1.2	Supergrupo Rio das Velhas	Brasil - MG	Greenstone Belts	> 2.700
	1.3	Grupo Chitradurga	Índia	Greenstone Belts	> 2.600
	1.4	Cinturão Itabuna-Salvador-Curaça	Brasil - BA	Sedimentos com Manganês metamorfolizados em Fácies Granulito	2.800 - 2.600
	1.5	Eastern Ghats	Índia	Khondalitos	2.600
	1.6	Faixa Manganesífera Itaperuna/RJ - Volta Grande/MG	Brasil - RJ/MG	Khondalitos	> 2.600
PALEOPROTEROZOICO	2.1	Kalahari Manganese Field Formação Hotazel	África do Sul	Sequência Metavulcanossedimentar	2.400 - 2.100
	2.2	Postmasburg	África do Sul	Sequência Metavulcanossedimentar	2.500 - 2.100
	2.3	Graphite System Magalasy	Madagascar	Sequência Metavulcanossedimentar	2.420
	2.4	Cinturão Birrimiano - Oeste da África	Gana, Costa do Marfim, Libéria e Guiné	Sequência Metavulcanossedimentar	2.100 - 1.800
	2.5	Sausar Group	Índia	Sequência Metassedimentar	2.000
	2.6	Aravalli Supergroup	Índia	Sequência Metassedimentar	2.000
	2.7	Gangpur Group	Índia	Sequência Metassedimentar	2.000 - 1.700
	2.8	Lukoshi Complex - Kisenge	Congo	Mn-carbonato de águas rasas	1.845
	2.9	Langban - Harstigen	Suécia	Sequência Metavulcanossedimentar	1.900 - 1.750
	2.10	Serie Franceville Moanda - Mounana - Okadja	Gabão	Mn-carbonato associado a folhelhos negros	2.140
	2.11	Serra do Navio	Brasil - AP	Sequência Metavulcanossedimentar	2.200 - 2.100
	2.12	Azul	Brasil - PA	Sequência Metavulcanossedimentar	2.600 - 2.300
	2.13	Urandi-Licínio de Almeida	Brasil - BA	Sequência Metavulcanossedimentar	2.400 - 2.000
	2.14	Conselheiro Lafaiete	Brasil - MG	Sequência Metavulcanossedimentar	2.100
	2.15	Bronkhorstfontein	África do Sul	Red Beds + Mn-carbonato	> 2.000
	2.16	Tambao	Burkina Faso	Sequência Metavulcanossedimentar	2.100 - 1.800
	2.17	Nsuta	Gana	Sequência Metavulcanossedimentar	2.100 - 1.800
	2.18	Serra de Jacobina	Brasil - BA	Sequência Metassedimentar	> 2.000
	2.19	Itapira - Córrego do Cocho	Brasil - SP	Sequência Metassedimentar	2.100 - 1.950
MESOPROTEROZOICO	3.1	Wafangzy	China	Sequência Metassedimentar + Mn-carbonato	> 1.200
	3.2	Supergrupo Minas	Brasil - MG	Sequência Metassedimentar + BIF's + dolomitos	1.350
	3.3	Penganga Group	Índia	Mn-carbonato	1.200
	3.4	Bushmanland Group	África do Sul	Sequência Metassedimentar + BIF's	1.500 - 1.200
NEOPROTEROZOICO	4.1	Morro do Urucum	Brasil - MS	Sedimentos Glaciogênicos + BIF's	900
	4.2	Cinturão Damara - Otjosondú	Namíbia	Sequência Metassedimentar + BIF's	720 - 590
	4.3	Maliy Khingan	Rússia	Sequência Metassedimentar + BIF's	800 - 500
	4.4	Xiangtan - Sinian	China	Sedimentos Glaciogênicos + BIF's	800 - 500
	4.5	Fazenda dos Penas	Brasil - MG	Sequência Metassedimentar	> 500
	4.6	Oeste da Bahia	Brasil - BA	Sequência Marinha Transgressiva + Hidrotermalismo	700 - 600

B	DEPÓSITO	PAÍS	CONDIÇÕES GEOLÓGICAS	IDADES	
PALEOZOICO	5.1	Harlech Dome	País de Gales	Vulcanogênico - Sedimentar	Cambriano
	5.2	Mazurskii - Durnovso	Polônia - Rússia	Vulcanogênico - Sedimentar	Cambriano
	5.3	Timna Dome	Israel	Mn concrecionário - Nódulo «fósseis» pelágicos	Ordoviciano
	5.4	Takhta Karacha - Dautash	Uzbequistão	Vulcanogênico - Sedimentar	Siluriano
	5.5	Magnitogorsk - Atasu	Rússia - Cazaquistão	Vulcanogênico - Sedimentar	Devoniano
	5.6	Província Huelva	Espanha - Portugal	Vulcanogênico - Sedimentar	Carbonífero
	5.7	Glib-en-Nam	Marrocos	Vulcanogênico - Sedimentar	Carbonífero
	5.8	Um Bogma	Península do Sinai - Egito	Concentração Sedimentar-Diagenética	Carbonífero
	5.9	Ulu-Telyak	Rússia	Concentração Sedimentar-Diagenética	Permiano
MESOZOICO	6.1	Norte dos Apeninos	Itália	Complexo Ofiolítico	Jurássico
	6.2	Bou-Arfa, M'Koussa, Tiaratine	Marrocos	Mn-carbonato hospedados em dolomitos	Jurássico
	6.3	Molango	México	Mn-carbonato terrígeno-sedimentar	Jurássico
	6.4	Thethyan Alps	Alemanha - Áustria	Mn-carbonato hospedados em dolomitos	Jurássico
	6.5	Úrkút	Hungria	Mn-carbonato terrígeno-sedimentar	Jurássico
	6.6	Franciscan Assemblage	USA	Mn-carbonato terrígeno-sedimentar	Jurássico
	6.7	Troodos Massif	Chipre	Complexo Ofiolítico + Processos Hidrotermais	Cretáceo
	6.8	Semail Nappe	Omã	Complexo Ofiolítico + Processos Hidrotermais	Cretáceo
	6.9	Nicoya Complex	Costa Rica	Complexo Ofiolítico + Processos Hidrotermais	Cretáceo
	6.10	Eastern - Western	Timor	Nódulos «fóssil» Fe e Mn - fontes hidrogenéticas	Cretáceo
	6.11	Groote Eylandt	Austrália	Óxido de Mn - marinho raso e transgressão - diagenético	Cretáceo
	6.12	Imini - Trasdemt	Marrocos	Mn-carbonato hospedados em dolomitos	Cretáceo
	6.13	Las Bela	Paquistão	Complexo Ofiolítico + Processos Hidrotermais	Cretáceo
	6.14	Buena Vista	Ilhas Salomão	Complexo Ofiolítico + Processos Hidrotermais	Cretáceo
CENOZOICO	7.1	Olympic Península	USA	Depósitos hidrotermais de Mn - terrígeno/sedimentar	Eoceno
	7.2	Província Oriental	Cuba	Depósitos hidrotermais de Mn - terrígeno/sedimentar	Eoceno
	7.3	Viti Luvu	Ilhas Fiji	Depósitos hidrotermais de Mn - terrígeno/sedimentar	Eoceno
	7.4	Nikopol - Chiatura	Ucrânia	Maior depósito terrestre / terrígeno-sedimentar	Oligoceno
	7.5	Varna	Bulgária	Nódulos e Crostas de Fe-Mn	Oligoceno
	7.6	Salomon Island	Ilhas Salomão	Nódulos e Crostas de Fe-Mn	Oligoceno
	7.7	Mangyshlak	Cazaquistão	Depósitos hidrotermais de Mn - terrígeno/sedimentar	Oligoceno
	7.8	Kokko - Pirika - Inakurashi	Japão	Depósitos hidrotermais de Mn - terrígeno/sedimentar	Mioceno
	7.9	Lake Mead	USA	Nódulos e Crostas de Fe-Mn	Plioceno
	7.10	Lucifer	México	Nódulos e Crostas de Fe-Mn	Plioceno
	7.11	Província Taparacá	Chile	Nódulos e Crostas de Fe-Mn	Pleistoceno
	7.12	En Kalafa	Etiópia	Nódulos e Crostas de Fe-Mn	Holoceno

3.3 PROCESSOS MINERALIZADORES

A metalogênese de manganês, no espaço e no tempo, é considerada à luz do desenvolvimento progressivo da atmosfera, da hidrosfera e da litosfera, relacionados com os variados estilos de tectonismo. Roy (1988) afirma que três aspectos importantes se destacam em sua gênese, sendo: (i) o extremo fracionamento de ferro e manganês na natureza, e sua tendência inversa do desenvolvimento metalogenético; (ii) o registro universal da deposição de águas rasas de manganês em depósitos terrestres, em contraste com o ambiente marinho, observado em bacias modernas, e (iii) a atuação de atividade biológica em estreita associação com a deposição do manganês que poderia ser, causal ou casual. Todos estes aspectos merecem maior estudo e análise metalogenética em um amplo espectro.

As principais variáveis envolvidas na dinâmica ou ciclo do manganês envolve, a fonte (hidrotermal e terrígena), o transporte, a deposição e intemperismo, todos esses fatores correlacionados com as condições geoquímicas dos oceanos, variação eustática do nível do mar e os fatores climáticos (FRANKS e BOLTON, 1992). O nível de oxigenação nas águas oceânicas, influenciam o grau de solubilidade do manganês, e as relações diretas de pH e Eh relacionadas com o ferro, que controlam os sistemas aquosos (KRAUSKOPF e BIRD, 1995). O intemperismo e a ação microbiológica, influenciam na solubilização do manganês devido à atuação de ácidos orgânicos (ROSSON e NEALSON, 1982).

Pinho (2009) justifica que embora os processos possam ser relacionados, cada um envolve mecanismos distintos que permitem classificar os depósitos em tipos genéticos específicos. Os controles metalogenéticos são variados pautados na intensidade e estilo do tectonismo, do vulcanismo, da atividade hidrotermal, da composição da atmosfera e hidrosfera, e do desenvolvimento da biosfera, todos variando com tempo numa tentativa de remontar o cenário mineralizador (ROY, 1997).

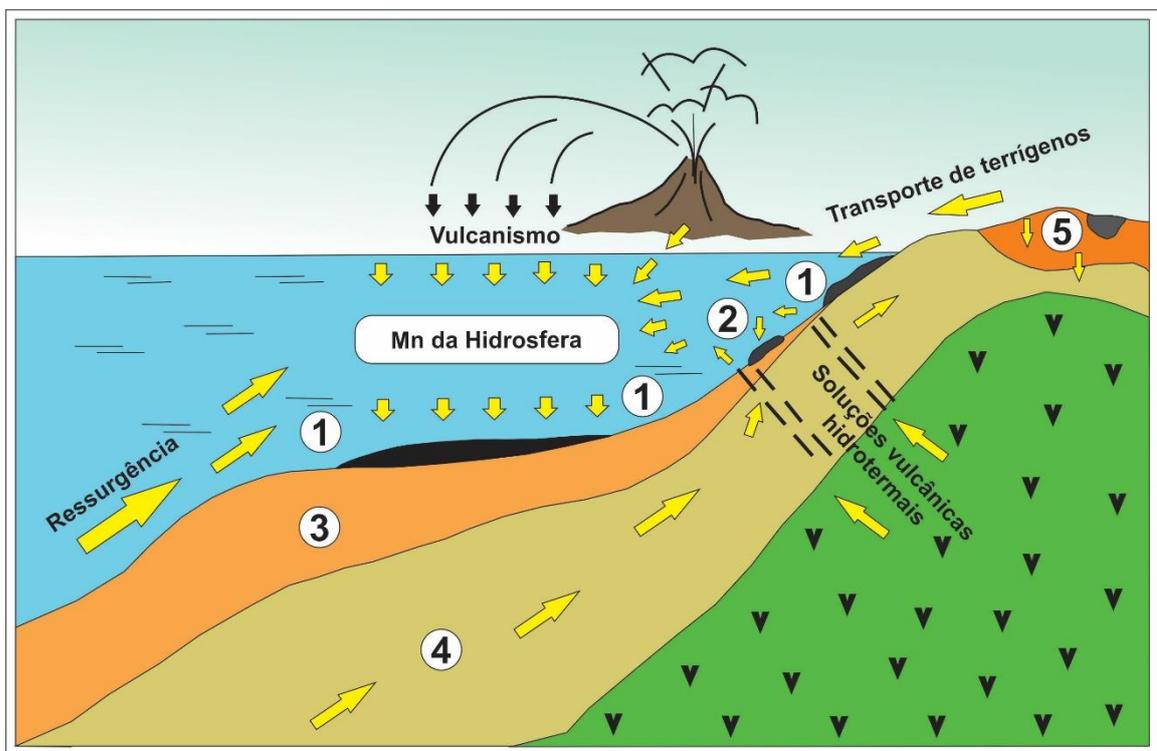
Embora o ferro e o manganês apresentem afinidades geoquímicas e processuais, eles se comportam de modo diferente na natureza. Depósitos de ferro são abundantes no Pré-cambriano declinando no Fanerozoico. Por sua vez os depósitos de manganês são escassos no Arqueano, moderadamente desenvolvido no Proterozoico, e são extensos no final do Fanerozoico.

Os depósitos de manganês, segundo Roy (1997), podem ser classificados de modo geral por: atividade hidrotermal direta, processos sedimentares marinhos, e enriquecimento supergênico, além da ação do magmatismo e do metamorfismo em segundo plano. Contudo, de

uma forma geral os mais importantes são classificados em dois tipos: depósitos de sedimentação marinha e depósitos secundários de enriquecimento supergênico.

Kuleshov (2011) separou os depósitos manganésíferos quanto às suas gêneses, em cinco tipos: (1) sedimentar; (2) hidrotermal (vulcano-exalativo) - sedimentar; (3) diagenético (sedimentar-diagenético); (4) catagenético (metassomático) e, (5) supergênico (depósitos de crosta intempérica residual, infiltracional e cárstica). Estes aspectos genéticos podem ser melhor observados na figura 3.3.

Figura 3.3 - Modelo dos principais tipos de formações dos depósitos manganésíferos



Fonte: Kuleshov (2011)

As concentrações manganésíferas geradas em fundo marinho apresentam uma forte influência quanto aos aspectos genéticos desta mineralização e se associa a uma série de metais onde a concentração as torna bastantes atrativas do ponto vista econômico em termos de abundância relativa na crosta terrestre.

3.3.1 Processos Mineralizadores Hidrotermais

A atividade hidrotermal que ocorre atualmente em centros de expansão oceânica transfere grande quantidade de calor e massa do interior da Terra para os oceanos. Nessas

regiões são encontrados sítios hidrotermais com notável atividade biológica e importantes depósitos de sulfetos metálicos. Os fluidos hidrotermais são enriquecidos até 107 vezes principalmente em ferro, manganês, metano e hélio, em relação às águas profundas típicas (BONATTI & NAYUDU, 1965; MELLO e QUENTAL, 2000).

Os depósitos hidrotermais são formados através da percolação das águas oceânicas em fissuras existentes nas rochas. Nesse trajeto as águas se enriquecem em metais e por precipitação são depositados nas adjacências do eixo das cordilheiras mesoceânicas, onde ocorrem edifícios vulcânicos submarinos e fraturas, associados aos limites de placas litosféricas. Essas áreas possuem alto fluxo de calor, gerando as fumarolas de águas enriquecidas em metais (SILVA e MELLO, 2005).

Para Roy (1997) os depósitos de manganês relacionados à subducção e hidrotermalismo têm sido atribuídos a diferentes ambientes paleotectônicos como terrenos de *fore-arc*, bacias marginais rasas, fossas, adjacente a margens de placas continentais, e bacias de *back-arc*. O mesmo autor justifica que os depósitos de manganês hidrotermais podem ser classificados segundo a sua morfologia em: (i) *stratabound* que resultam da emissão de soluções hidrotermais em bacias continentais, e (ii) em veios, que são encaixados principalmente em rochas vulcânicas de composições variadas, bem como em rochas sedimentares de diferentes idades.

Assim, processos geológicos de formação de depósitos de manganês estão relacionados a intensa atividade hidrotermal envolvida na formação da crosta oceânica, formando-se depósitos hidrotermais propriamente ditos, nódulos polimetálicos e crostas ferro-manganesíferas. A ambiência geológica destes depósitos é determinada pelas características e domínio das rochas vulcânicas sobre rochas sedimentares associadas.

Os depósitos hidrotermais de manganês geralmente são de pequeno porte e descontínuos, formados principalmente durante o Fanerozoico, porém depósitos associados a crostas e nódulos de ferro-manganês, encimando diversos compartimentos neoproterozoicos pelo mundo, apresentam-se em morfologias *stratabounds*, formadas em ambientes crustais epizonais (HEIN, 2004).

Os nódulos e crostas se desenvolveram sobre um substrato de rocha dura em ambientes de massas de águas frias, resultando em pavimentos extensos (HEIN, 2006; HEIN et al. 2010). São mais comumente encontrados em flancos e cimeiras de montes submarinos isolados, cordilheiras, planaltos, colinas abissais e nos atóis de corais antigos, locais onde as correntes oceânicas mantiveram os ambientes livres de aporte sedimentar durante milhões de anos.

A importância do estudo de crostas e nódulos polimetálicos decorre do fato de que eles podem apresentar teores elevados de metais como Fe, Mn, e Co, além de Ag, Cu, Ni, W, Ti, Tl, Sc e elementos Terras Raras (ETR). A investigação destes componentes gerados em fundo marinho abre questionamentos quanto a compreensão dos mecanismos que controlam a concentração e a deposição de metais, como Fe, Cu, Co, Mn, dentre outros, nos oceanos a partir do o Terciário (PALMA & PESSANHA, 2000; BAU et al. 2014).

3.3.1.1 Nódulos Polimetálicos

Os nódulos polimetálicos são concreções de óxidos de ferro e manganês encontrados na superfície do fundo marinho, contendo diferentes proporções de outros elementos metálicos como níquel, cobre e cobalto. Comumente, os nódulos possuem dimensões médias de 3 cm, podendo medir até 25 cm de diâmetro (PALMA & PESSANHA, 2000). Eles apresentam estrutura interna em camadas concêntricas de óxidos de ferro e manganês, intercalados com silicatos de granulação fina, grãos detríticos e componentes biogênicos (SILVA e MELLO, 2005).

Apresentam como hábito externo mais comum o de pequenas pelotas levemente achatadas, porém são também encontrados nódulos de formas irregulares, alongadas, tabulares, elipsoidais e poligonais, de acordo com Palma & Pessanha (2000). Os nódulos polimetálicos apresentam coloração geralmente castanha quando predominantemente ferríferos, ou preto-azulada, se manganésíferos.

Os nódulos são constituídos por uma variedade notável de elementos químicos. A composição química é heterogênea em nódulos individuais e em pequenas distâncias. O grau de enriquecimento de alguns elementos de elevado valor econômico pode ser bastante expressivo em relação à abundância dos mesmos na crosta terrestre. Martins et al. (2006) afirmam que uma combinação de 3% de níquel, cobalto e cobre é o suficiente para tornar o recurso economicamente viável.

3.3.1.2 Crostas Ferro-Manganésíferas

Essas crostas desenvolvem-se sob forma de incrustações apresentando normalmente teores de manganês entre 15 e 31%, com ferro entre 7 e 18%, sendo por isso às vezes, denominados de crostas (apresentam vários centímetros de espessura) de manganês (GUIMARÃES, 2011). Segundo Martins et al. (2006) crostas e nódulos polimetálicos são

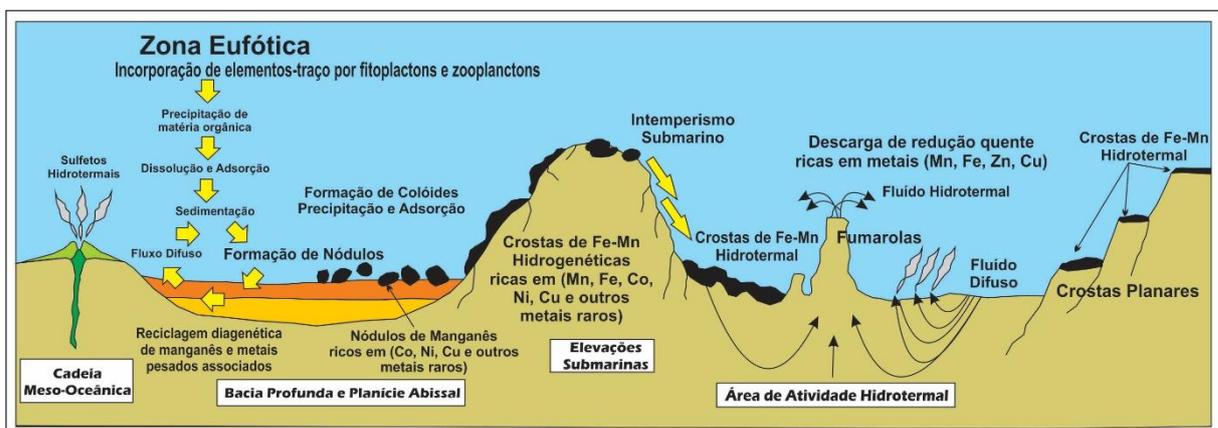
similares em composição, mas as crostas tendem a conter teores mais elevados de Co (acima de 2%), enquanto que nódulos são mais enriquecidos em Ni e Cu. Podem assim ser denominadas de crostas de manganês ricas em cobalto.

Pessoa (2015) justifica que as crostas e nódulos polimetálicos são formados a partir de íons de ferro (Fe^{+2}) e íons de manganês (Mn^{+2}) presentes na água do mar que se oxidam e precipitam na forma de óxidos no assoalho oceânico a profundidades que podem variar entre 600 a 7.000 m. As crostas acumulam-se essencialmente sobre rochas do assoalho oceânico sem sedimentos de cobertura, em ambientes que incluem flancos de montes submarinos (altitudes de 1.000 m), *knolls* ou montes submarinos variando em altitudes entre 200 a 1.000 m, além de cumes e planaltos.

Hein (2002) menciona que essas crostas apresentam densidade total média de cerca de $1,3 \text{ g/cm}^3$, porosidade da ordem de 60% e área superficial de $300 \text{ m}^2/\text{g}$ sendo sua taxa de crescimento variável entre 01 e 10 mm/Ma; a espessura variaria de 1 a 260 mm. Morfologicamente, as crostas são formadas por camadas maciças botrioidais, laminadas, colunares ou apresentam um aspecto rugoso mosqueado.

A figura 3.4 ilustra a configuração do assoalho oceânico com a localização das regiões de ocorrência de crostas e nódulos polimetálicos, bem como as formas de precipitação de Fe e Mn, e elementos associados. As crostas formam-se onde os montes submarinos são livres de sedimentos. Como os nódulos, as crostas são compostas principalmente de óxidos de Fe e Mn, mas é o seu elevado conteúdo de Co com altos teores de outros metais que agora estão se tornando de maior interesse econômico. Estes metais incluem Tl, Ce (e outros elementos Terras Raras), Ni, Zr, Pt, Mo, Cu (HEIN, 2004).

Figura 3.4 – Modelo esquemático do assoalho oceânico com a localização das regiões de ocorrência de crostas e nódulos polimetálicos



Fonte: Modificado de Cambon et al. (2012)

3.3.1.3 Origem e Concentração dos Metais

Bonatti & Nayudu (1965) definem que a presença destes metais pode ser por origem hidrogenética (concentração lenta no fundo dos oceanos com metais adsorvidos e incorporado pelas concentrações), hidrotermal (fontes vulcânicas submarinas ricas em concentrações metálicas), diagenética (remobilização metálica e associação a atividades biológicas) e halmirolítica (reprecipitação dos metais liberados a partir do intemperismo de rochas expostas no fundo marinho e detritos vulcânicos).

Alguns autores, inclusive Hein et al. (2013), propõem que a origem ou formação dos depósitos de crostas e nódulos polimetálicos estão diretamente ligados a quatro processos principais de precipitação, que ocorrer a depender da composição do fluido aquoso a partir do qual óxidos de Fe e Mn são precipitados, a saber: hidrogenético, diagenético, hidrotermal e misto (hidrogenética/hidrotermal ou hidrogenética/diagenética).

Este enriquecimento metálico resulta: (i) da combinação da disponibilidade e comportamento dos metais no ambiente marinho; (ii) das suas propriedades adsorptivas e cristal químicas; (iii) das fases autigênicas das concreções; (iv) dos materiais em suspensão; (v) das razões de acumulação destas fases e, (vi) do tempo disponível para incorporação dos elementos nas crostas e nódulos (PESSOA, 2015).

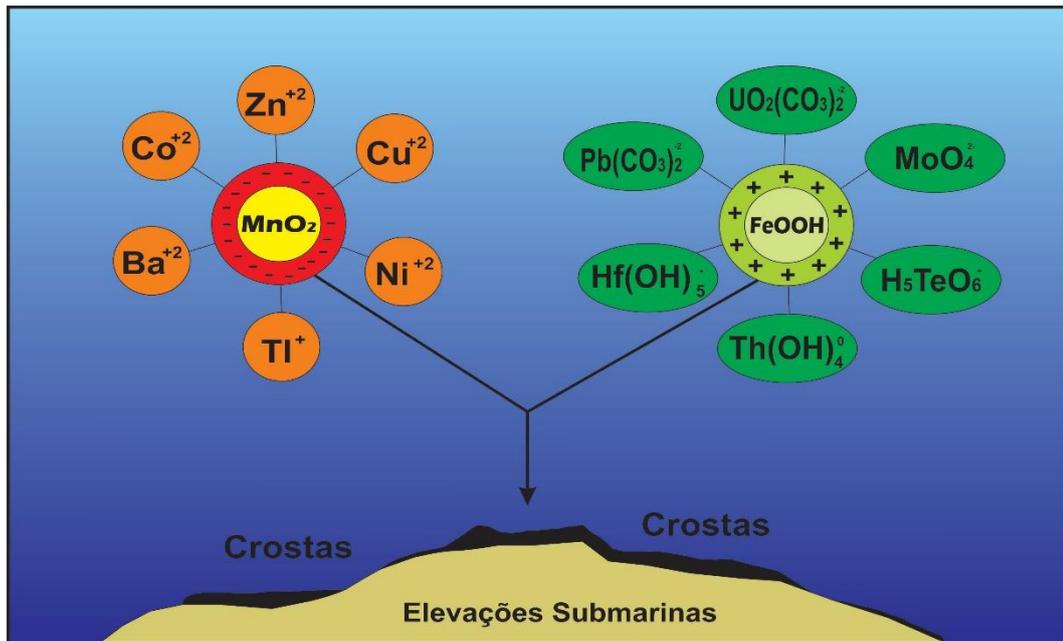
O processo hidrogenético é responsável pela precipitação de crostas polimetálicas em pavimentos ou edifícios vulcânicos, onde a precipitação destes metais ocorre a partir da água do mar. O processo hidrogenético resulta no crescimento das crostas de Fe-Mn, controlado pela precipitação de coloides hidratados de óxidos/hidróxidos de Fe e Mn, que adsorvem metais presentes em concentrações de traço. Hein et al. (2013) propõem o modelo eletroquímico, onde envolve reações entre íons com cargas positivas e negativas e sua interação com óxidos/hidróxidos de Fe e óxidos de Mn na água do mar. A figura 3.5 suscita de modo esquemático o modelo eletroquímico.

No processo diagenético os nódulos teriam se formado por precipitação química ao redor de núcleos em planícies abissais ou *seamounts*. Com relação aos nódulos, o papel da atividade biológica é de grande importância. Os organismos planctônicos se encarregam de extrair os metais da água do mar, concentrando os metais adsorvidos e particulados, liberando-os sob forma de pelotas fecais ou organismos mortos. Outros metais traço como Ni, Cu e Zn são extraídos da água do mar por cátions orgânicos.

Hein et al. (1997) afirmam que o processo hidrotermal é caracterizado pela derivação de metais a partir de águas termais associadas à atividade vulcânica, as quais

precipitam crostas em eixos ativos de espalhamento, sejam em arcos vulcânicos, zonas de fraturas ou edifícios com topos planos semelhantes a chapadas. No caso dos nódulos, os mesmos são geralmente precipitados em cadeias submersas ou zonas de fraturas.

Figura 3.5 - Modelo eletroquímico simplificado de adsorção do processo hidrogenético associado ao Fe e Mn



Fonte: Hein et al. (2013)

No que concerne o processo misto, as atividades hidrogenéticas e hidrotermais justificam a formação de crostas, especialmente em arcos vulcânicos, eixos de espalhamento ativo, eixos fora dos montes submarinos e zonas de fraturas (HEIN et al. 2000). Os mesmos autores justificam que o processo de precipitação misto não é muito comum de ser encontrado para crostas e nódulos.

Contudo, a origem desses elementos ainda é desconhecida, no entanto, é consenso que são formados em ambientes sedimentares inconsolidados subaquosos e com baixas taxas de sedimentação. Necessita ainda de condições oxidantes durante o processo de formação para a precipitação de óxidos (MORGAN, 2000).

3.3.2 Processos Mineralizadores Sedimentares

Segundo Roy (1997), depósitos sedimentares de manganês são hospedados em sequências que consistem de uma variedade de rochas, principalmente sedimentares de origem

marinha. Estes depósitos evoluem através de uma sequência de estágios: (i) oferta do metal a partir de uma ou múltiplas fontes; (ii) transporte para uma bacia e, (iii) deposição ou concentração auxiliados pelos processos iniciais da diagênese. A eficiência dessas etapas no passado foi determinada pela composição, evolução da atmosfera e da hidrosfera. Embora os depósitos de manganês sedimentar sejam em maior volume e número, as fontes para a formação destes depósitos podem ser vulcanogênicas hidrotermais e terrígenas (ROY, 2006).

O fluxo de manganês de fontes terrestres pode ocorrer por processos hidrotermais e intemperismo terrestres, servindo como fontes primárias para o manganês nas bacias deposicionais, mas é difícil de avaliar a contribuição de qualquer uma das fontes sobre a outra. Uma bacia estratificada serve como um modelo para a concentração de metais na coluna anóxica recoberta por água oxigenada. Dissolvido, o Mn^{2+} se acumula na água anóxica e migra por advecção-difusão vertical para a interface redox, atingindo a concentração máxima.

Em contraste com modernas escalas de profundidade de deposição, as configurações geológicas da maioria das jazidas de manganês antigas indicam formação em regime de bacias de águas rasas. Atualmente, os depósitos de manganês sedimentar se formam em um ambiente de mar profundo, em contraste com as evidências dos antigos depósitos que, parecem ter se formado em um ambiente de margem de bacia em águas rasas (ROY, 2006).

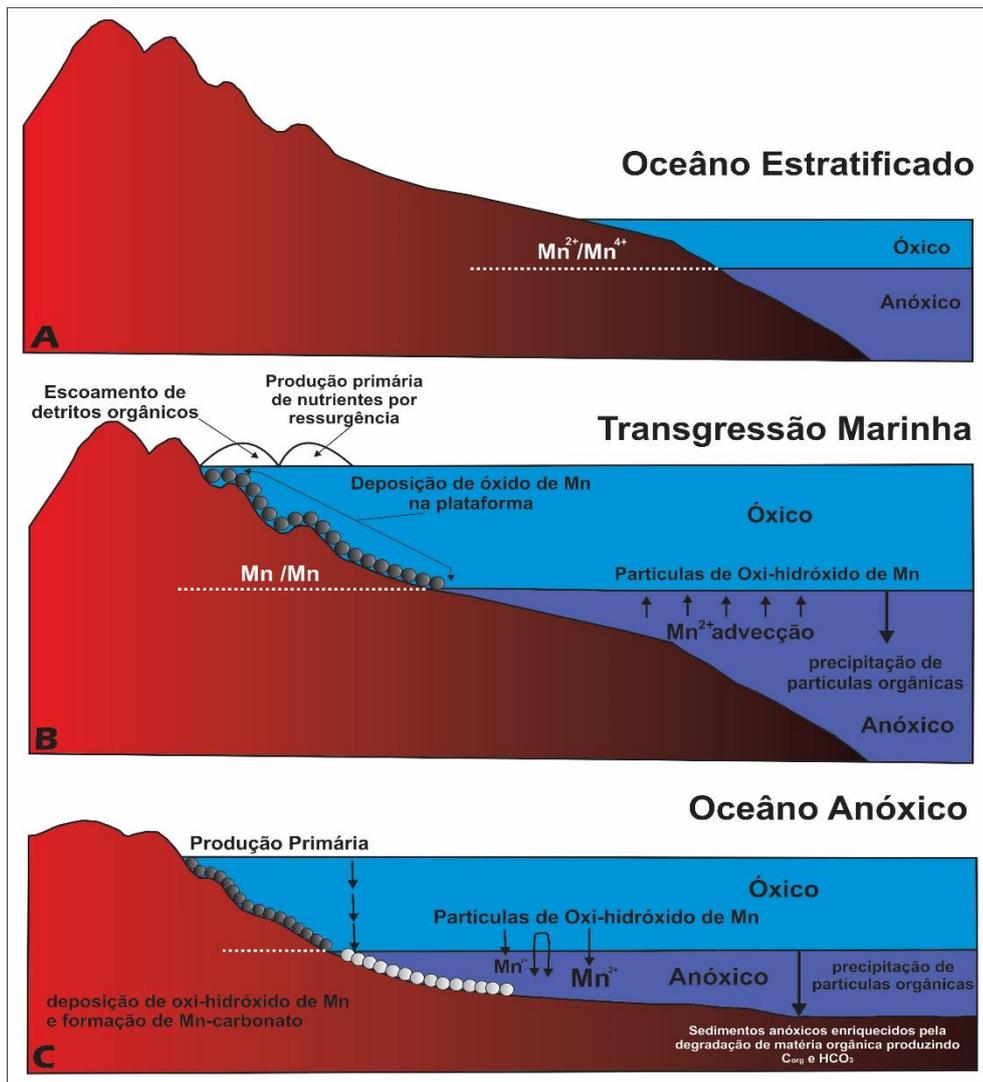
A atmosfera, a hidrosfera e as condições de oxigenação são os primeiros fatores para a formação de minerais de manganês. Nos ambientes marinhos atuais, os fluidos hidrotermais ricos em manganês são exalados em dorsais meso-oceânicas e são transportados por grandes distâncias até encontrar condições de precipitação, porém de forma ineficiente se comparado ao Pré-Cambriano (HEIN et al. 2013).

Roy (1997) atesta que durante as fases de transgressão marinha o clima quente foi relacionado com a estratificação do oceano, quando então a circulação profunda foi suprimida e a solubilidade do oxigênio diminuiu. Sendo assim, as áreas continentais inundadas forneceram detritos orgânicos substanciais. Por outro lado, os íons de manganês encontram dificuldade de transporte em condições de alta oxigenação, e são transportados em partículas coloidais por meio fluvial até os oceanos.

A matéria orgânica ao ser degradada por bactérias diminui o teor de oxigênio nos sedimentos. A ocorrência de altas taxas de deposição de carbono orgânico tem sido inferida durante os eventos anóxicos oceânicos causando a acumulação global de protominérios manganesíferos, os quais são geneticamente relacionados a ricos depósitos de carbonato de Mn (SAMPAIO e PENNA, 2001).

Frakes & Bolton (1992) atestam que é comum encontrar nas bacias um zoneamento e estratificação mineralógica, onde se tem uma zona de óxido, carbonatos e silicatos, sendo os sulfetos mais raros. A figura 3.6 representa de forma esquemática o modelo de deposição de manganês relacionado com a variação do nível do mar.

Figura 3.6 – Representação esquemática da deposição de manganês relacionado com a variação do nível do mar, em: (A) relação deposicional do Mn em oceano estratificado; (B) Relação deposicional do Mn em transgressão marinha; (C) Relação deposicional do Mn em oceano anóxico



Fonte: Roy (2006)

3.3.3 Processos Mineralizadores Supergênicos

As concentrações manganésíferas presentes em regiões com a atuação de intensos processos intempéricos, químicos ou físicos, são transformadas em minério de

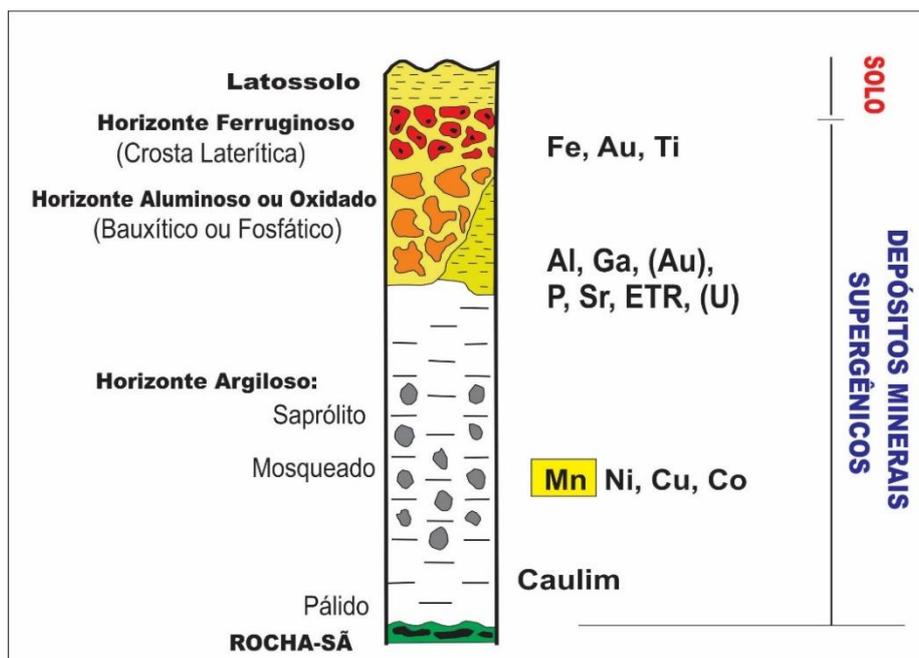
manganês com elevados teores e associados a outros metais, no processo conhecido como enriquecimento supergênico.

Roy (1997) afirma que em clima tropical úmido com chuvas abundantes e vegetação, aliada a topografia, sistema de drenagem e composição da rocha-mãe adequada, pode-se gerar depósitos de manganês na zona de intemperismo. As rochas mais favoráveis à atividade supergênica de manganês na zona de intemperismo são representadas por carbonatos de Mn (rodocrosita) seguida de rochas constituídas por silicatos de Mn (rondonita, espessartita, etc.).

Muitos depósitos de manganês sedimentar são assim classificados devido aos seus protólitos serem de origem sedimentar. No entanto, a principal mineralização ocorre devido à alteração supergênica do protominério (PINHO, 2009). Gonditos, escarnitos, queluzitos e anfíbolitos manganésíferos podem ser os protominérios das mineralizações (CAVALCANTE & JORDT-EVANGELISTA, 2004).

O enriquecimento supergênico relacionado à maior parte desses depósitos manganésíferos residuais se deu na era cenozoica, devido a processos de inversões climáticas, variação e oscilação do nível freático regional, além de processos de dissolução e concentração concrecionária no Terciário-Quaternário. O manganês gera uma concentração na porção inferior do perfil, enquanto que na porção superior ocorre à formação de lateritas (Figura 3.7).

Figura 3.7 – Modelo esquemático do perfil laterítico contendo as mineralizações geradas, com destaque para o manganês em meio ao horizonte mosqueado e ao saprólito



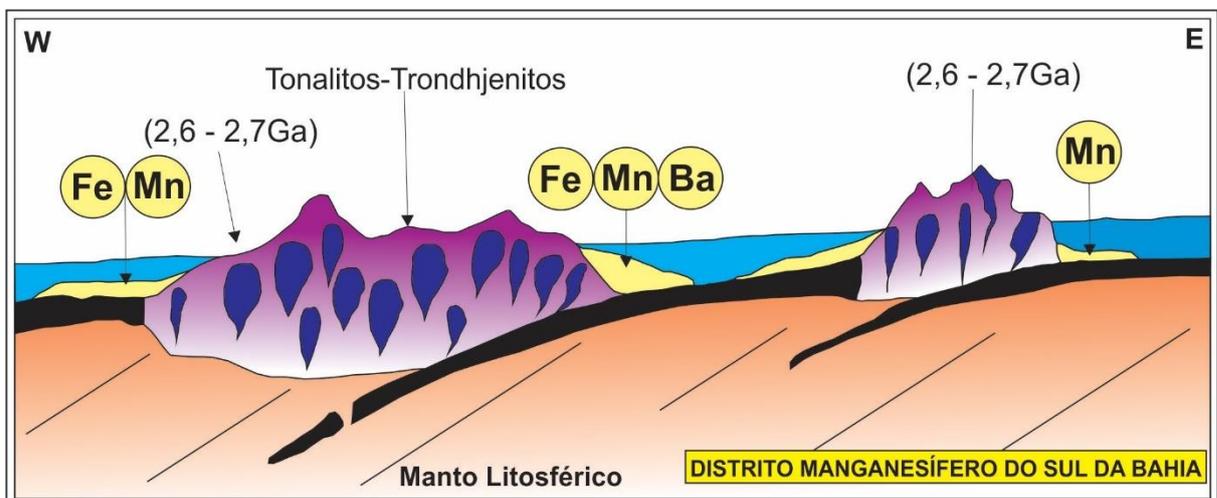
Fonte: Biondi (2015)

3.4 OS DISTRITOS MANGANESÍFEROS DA BAHIA

Como afirmado inicialmente nesta tese, os distritos manganésíferos presentes no território baiano são: Sul da Bahia, Serra de Jacobina, Urandi-Licínio de Almeida e Oeste da Bahia, sendo este último, o foco principal deste estudo, devido a particularidades quanto ao quadro encaixante e às mineralizações manganésíferas associadas.

Segundo Barbosa (2012), a porção sul do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá é composto de granulitos e rochas paraderivadas de idade neoarqueana. Este é considerado como um conjunto de arcos-de-ilhas ou de um arco continental, cujos granulitos básicos seriam os representantes dos basaltos de fundo oceânico e as supracrustais (formações manganésíferas, níveis de barita, cherts e BIF's), sendo estas representantes dos sedimentos do fundo oceânico correspondente. Este compartimento descrito, representa o Distrito Manganésífero do Sul da Bahia (DMSB) (VALARELLI et al. 1976), com a presença do minério de manganês supergênico presente nas regiões de Marauá, Santo Antônio de Jesus, Cachoeira e São Felix. O protominério é representado pela rodonita, piroxmagita, espessartita, rodocrosita e alabandita, assim como suas encaixantes (TTG's) (SOUZA, 2015). Estes foram deformados no Paleoproterozoico durante a colisão entre os blocos Itabuna-Salvador-Curaçá e Jequié, onde estas rochas supracrustais poderiam ter sido antigos *greenstone belts* granulitizados (Figura 3.8) (BARBOSA et al. 2005).

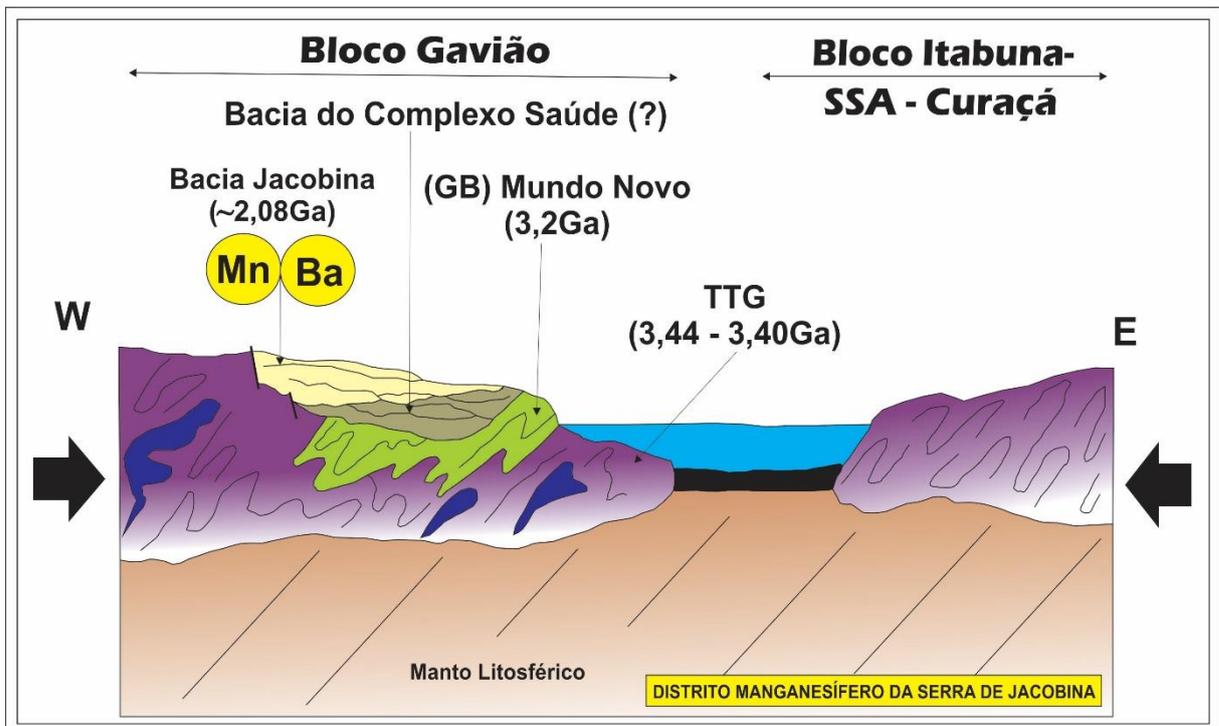
Figura 3.8 – Seção geológica da porção sul do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá sugerindo a presença de arcos de ilhas, com a presença de rochas vulcânicas e plutônicas cálcio-alcálicas, ao lado de basaltos de fundo oceânico superpostos por sedimentos, incluindo formações manganésíferas, ferríferas e concentrações de bário



Fonte: Modificado de Barbosa et al. (2005)

Outro distrito manganêsífero importante é o da Serra de Jacobina (DMSJ), onde sua origem seguramente é o remanescente de uma bacia paleoproterozoica situada na margem leste do Bloco Gavião, representado pelas SMVS do Complexo Itapicuru (MASCARENHAS e SILVA, 1994; MASCARENHAS, 1998). Depois de deformado e sub-verticalizado este compartimento veio a formar um relevo montanhoso de cristas (quartzitos e metaconglomerados) e vales (metaultramáficas, metamáficas e filitos). Estas rochas metapelíticas (filitos) são consideradas como o protominério manganêsífero que ao sofrerem supergênese concentraram Mn, formando depósitos expressivos em tal região (Figura 3.9).

Figura 3.9 – Seção esquemática da parte norte do Bloco Gavião, ilustrando a Bacia Jacobina no Paleoproterozoico, com os sedimentos manganêsíferos, além de suas rochas encaixantes orto e paraderivadas arqueanas

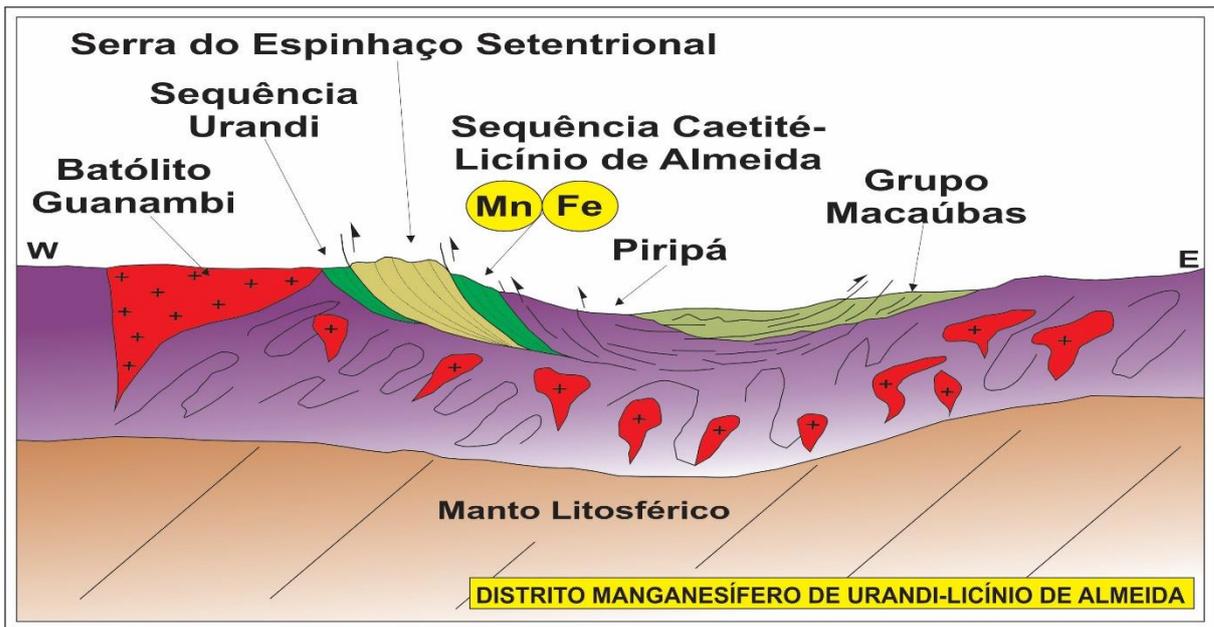


Fonte: Modificado de Barbosa et al. (2005)

O distrito manganêsífero de Urandi-Licínio de Almeida (DMU-LA) corresponde a uma extensa área contendo minério de manganês, gerado pelas SMVS de Urandi e SMVS Caetité-Licínio de Almeida encaixado sobre as rochas arqueanas do Bloco Gavião, respectivamente nos complexos Santa Isabel (MASCARENHAS, 1979), e Lagoa Real (COSTA et al. 1985). É composto por xistos, metapelitos e lentes de quartzito, entretanto deve ser destacado que nos xistos e metapelitos são encontrados: filitos manganêsíferos, itabiritos, formações manganêsíferas, com jacobsita intercalada com anfibólios manganêsíferos, rochas

calciossilicáticas e mármore manganésíferos (Figura 3.10). As litologias ricas em manganês foram transformadas com a supergênese em jazidas deste elemento, as quais nas décadas de 60 e 70 constituíram minas economicamente em produção (BORGES, 2012).

Figura 3.10 – Seção esquemática entre Guanambi-Piripá-Tremedal, mostrando os traços de deformação, bem como os compartimentos, entre eles as seqüências de Urandi e Caetité-Licínio de Almeida, geradoras de importantes concentrações manganésíferas de idade paleoproterozoica



Fonte: Modificado de Barbosa et al. (2005)

E por fim, o Distrito Manganésífero do Oeste da Bahia, que se encontra na porção ocidental do Cráton do São Francisco e se associa ao Supergrupo São Francisco especificamente ao Grupo Bambuí, composto por rochas metacalcárias e metapelíticas, e ao Grupo Urucuaia, representante da Bacia Cretácea Sanfranciscana (BCS) no Estado da Bahia (BARBOSA, 1982). Este por ser foco deste estudo será abordado detalhadamente a seguir.

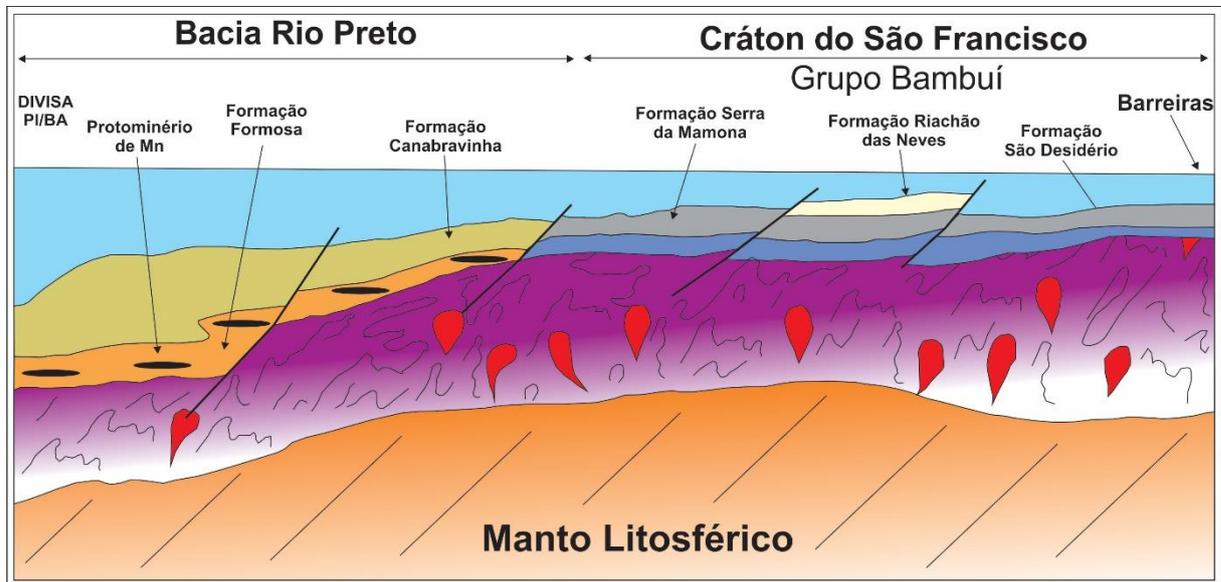
3.4.1 Distrito Manganésífero do Oeste da Bahia (DMOB)

No Neoproterozoico, a partir do período Criogeniano, iniciou-se a acumulação das rochas do Supergrupo São Francisco. Ela ocorreu em duas fases: (i) a primeira, glacialmente influenciada entre 850 e 750 Ma, é registrada pelas formações Bebedouro-Jequitaí e, possivelmente, pela base das formações Sete Lagoas do Grupo Bambuí e Salitre, (ii) a segunda entre 740 e 600 Ma, pelo restante da coluna do Grupo Bambuí, representada pelas formações

São Desidério, Serra da Mamona e Riachão das Neves na região de Barreiras (EGYDIO-SILVA, 1987).

É importante destacar que a Bacia Rio Preto concomitante a sedimentação Bambuí, posteriormente foram deformadas, soerguendo as faixas dobradas que atualmente envolvem a porção noroeste do Cráton do São Francisco, e na região Oeste da Bahia há forte influência do Orógeno Rio Preto, que apresenta também mineralizações manganésíferas na forma de protominérios, especificamente a espessartita e rodonita (Figura 3.11).

Figura 3.11 – Seção esquemática sugerindo a formação da Bacia Rio Preto, destacando o protominério de manganês e os sedimentos pelíticos-carbonáticos do Grupo Bambuí



Fonte: Modificado de Barbosa (1982)

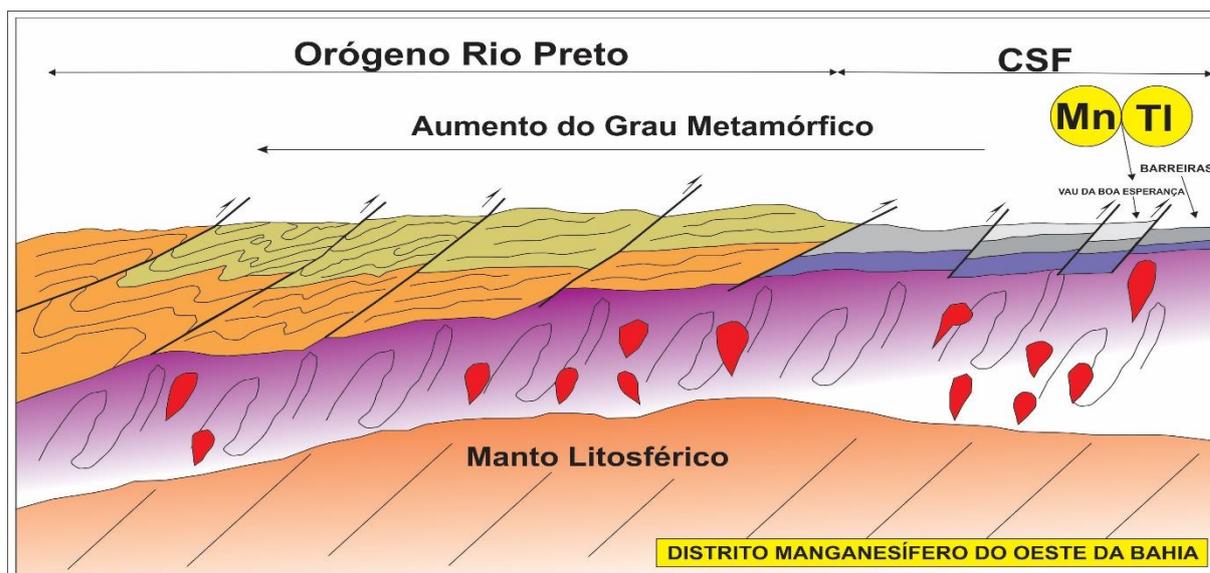
Os sedimentos mais representativos do Grupo Bambuí do Supergrupo São Francisco acumularam-se sobre o embasamento estável ou paraplataformal do Cráton do São Francisco (ALMEIDA, 1977) nas regiões de Correntina-Barreiras, e sobre as rochas sedimentares do Supergrupo Espinhaço. Essa sedimentação, no centro e oeste da Bahia, ocorreu sobre uma ampla sinéclise intracratônica em mar epicontinental relativamente raso.

Juntamente com a sedimentação química do Grupo Bambuí ocorrem mineralizações manganésíferas associadas à metapelitos que gradam lateralmente para metacalcários. Estes depósitos primários hospedados nos metapelitos sofreram enriquecimento supergênico, no que parece, atuaram em um relevo antigo neoproterozoico concentrando o Mn sob a forma de óxidos secundários (pirolusita e psilomelana), contendo teores econômicos de MnO (BARBOSA, 1982).

Barbosa (1982) interpreta que essa supergênese foi essencialmente neoproterozoica antes da deposição das rochas areníticas da Bacia Cretácea Sanfranciscana (BCS) presentes no Grupo Urucuia, e pelo fato destes depósitos de Mn secundários situarem-se sistematicamente na descontinuidade entre os grupos Bambuí e Urucuia. Janoni et. al. (2012) atestam que processos posteriores a sedimentação marinha se deram inicialmente por atuação de atividade hidrotermal, gerando crostas e nódulos polimetálicos de manganês enriquecidos com metais raros expressivos.

Posteriormente houve remobilização do manganês através do arcabouço tectônico impresso no final do ciclo Brasileiro, e por fim processos de supergênese ocorreram em três fases: a primeira no limite do Eoceno-Oligoceno pelo fato das concreções manganésíferas situarem-se na interface Bambuí-Urucuia, e a oxidação do Mn atingiu e percolou a base das rochas areníticas da base do Grupo Urucuia; em um segundo momento houve enriquecimento supergênico atuante no pós-Mioceno; e um terceiro momento atuante no limite Plioceno-Pleistoceno influenciados pela atividade neotectônica, gerando um perfil laterítico expressivo e bem desenvolvido, principalmente em meio as coberturas cenozoicas situadas sobre o Grupo Urucuia, que configuram os chapadões homônimos (Figura 3.12).

Figura 3.12 – Seção esquemática sugerindo a inversão da Bacia Rio Preto, com a formação do Orógeno Rio Preto. Na região do CSF, o protominério de manganês foi enriquecido pela supergênese, constituindo depósitos econômicos ricos no elemento Tálcio



Fonte: Barbosa (1982)

As concentrações manganésíferas presentes na região Oeste da Bahia apresentam mineralogias determinativas sob a forma de óxidos representados pela pirolusita, vernadita e

criptomelana, com morfologias variadas, contendo uma série de crostas e nódulos polimetálicos. Porém de caráter descontínuos, por vezes densificados, ora intercalados com grãos silicosos, ora cimentando os mesmos, apresentam-se na forma botroidal e de pequenos estratos exibindo feições “exalativas-hidrotermais” arquitetando as mesmas, e também muitas vezes ocorrem concreções ferríferas associadas.

De acordo com Barbosa (1982), o Distrito Manganífero do Oeste da Bahia apresenta mais de cinquenta depósitos de manganês gerados nas condições descritas anteriormente, porém somente na região do Vau da Boa Esperança, próximo a Barreiras, em 2011 foi descoberta a presença de metais raros associados ao minério de manganês. A Figura 3.13 ilustra a extensão do DMOB, bem como os depósitos ali presentes.

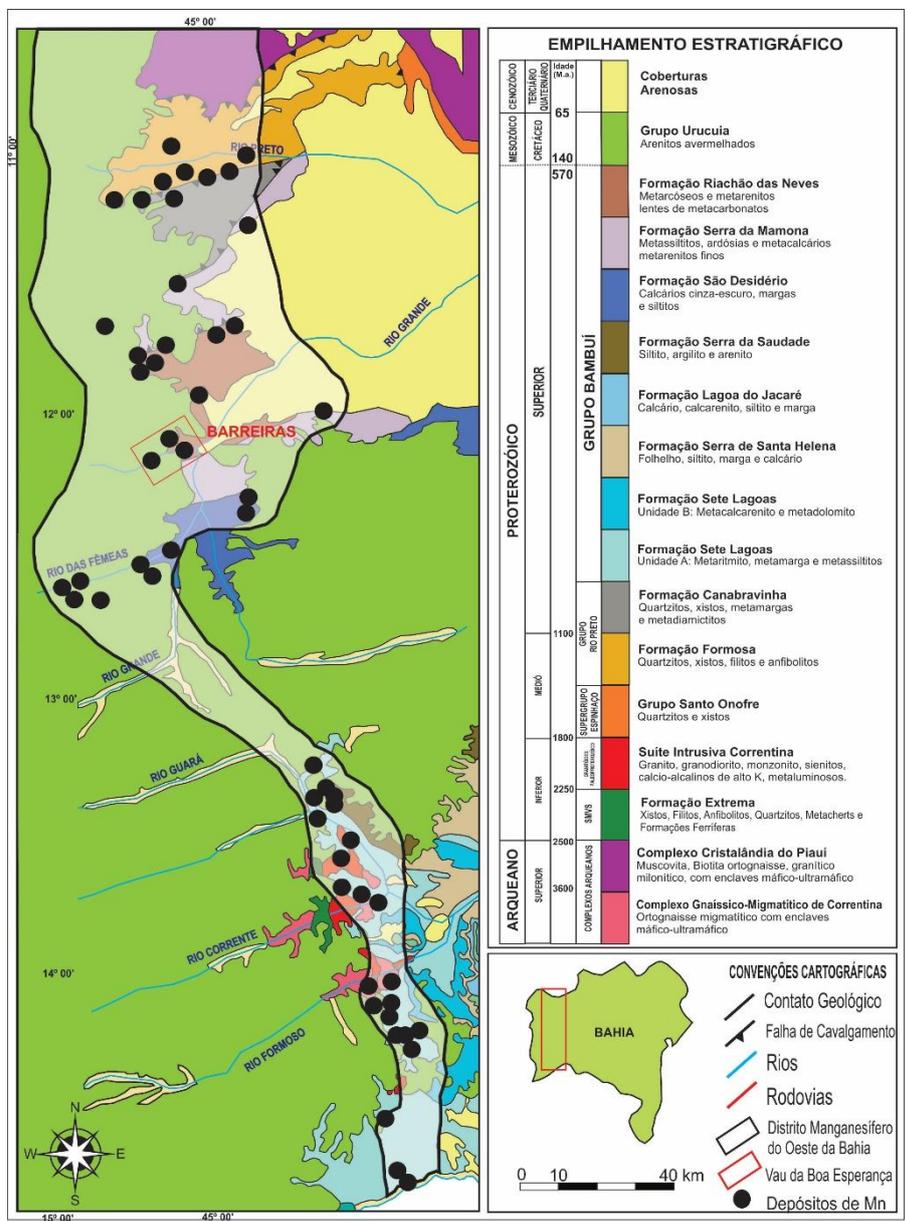


Figura 3.13 - Mapa geológico do Distrito Manganífero do Oeste da Bahia com a presença dos respectivos depósitos

Fonte: Misi et al. (2012).

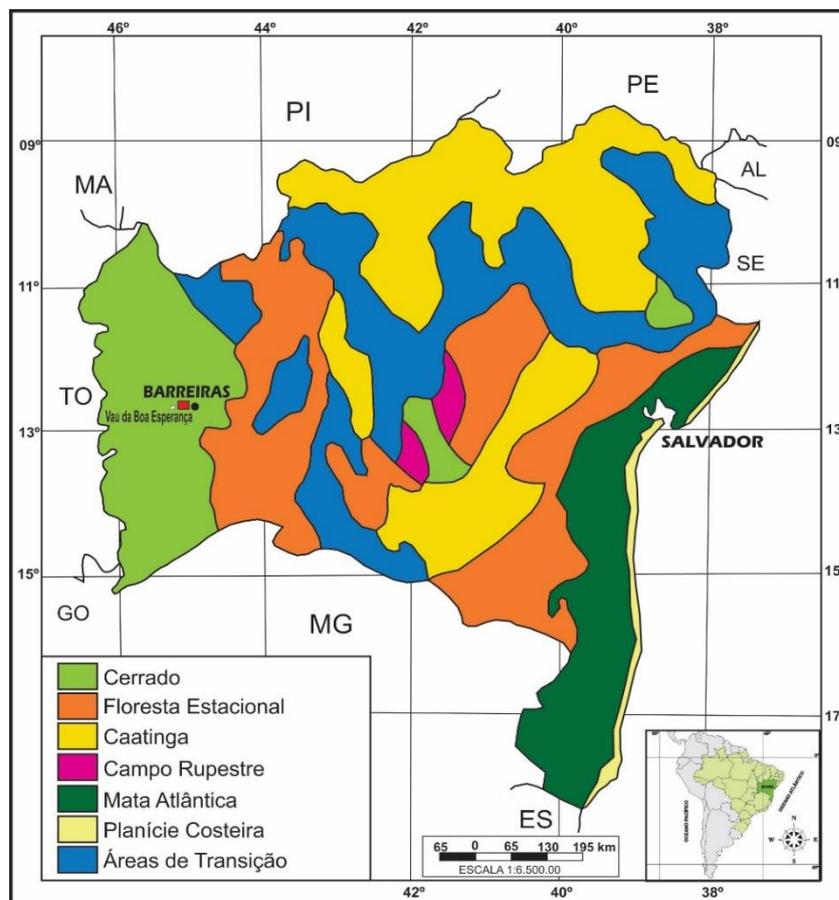
CAPÍTULO 4

FISIOGRAFIA DA PAISAGEM DO OESTE DA BAHIA

Segundo Ab'Saber (1970) os Domínios Morfoclimáticos do Brasil são classificados de acordo com os diversos elementos da paisagem, individualizados em cada porção do território e determinado com base nas características climáticas, pedológicas, geomorfológicas, hidrográficas e vegetativas.

O Oeste da Bahia configura-se plenamente no domínio do Cerrado (Figura 4.1), considerado um dos domínios morfoclimáticos mais importantes do território brasileiro, por estabelecer importante elo com os outros domínios do Brasil. A região de Barreiras/BA insere-se inteiramente neste domínio, com características fisiográficas próprias, enquadrada em áreas clássicas de chapadões tropicais interiores com cerrado e matas-galerias.

Figura 4.1 – Mapa dos domínios morfoclimáticos da Bahia com destaque para a região de Barreiras/BA e o Vau da Boa Esperança

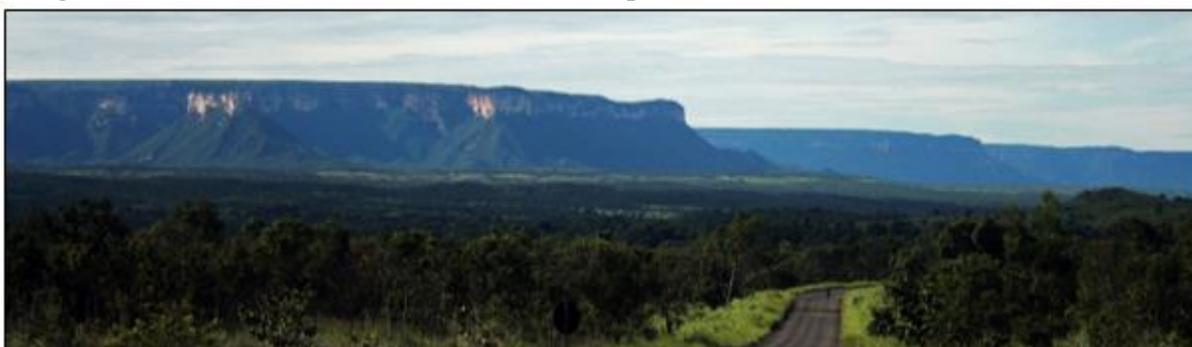


Fonte: Extraído de IBGE (1991) e modificado da EMBRAPA (2010).

A região em destaque, a partir do final da década de 70, passou por um grande processo de crescimento econômico decorrente da expansão agrícola, tendo alterado a paisagem natural do Cerrado com a substituição da vegetação vigente por culturas de grãos e pecuária. Com relação a região de Barreiras/BA, está insere-se nos limites da bacia do Rio Grande, considerada umas das mais expressivas bacias hidrográficas da margem esquerda do Rio São Francisco no Estado da Bahia, margeada pelas escarpas que sustentam os Chapadões do Urucuia (Fotografia 4.1).

Nesta porção da Bahia, Ferraz (2008) afirma apresentar predominantemente duas regiões com características agrícolas diferentes. A primeira região ocorre no vale do Rio Grande e seus afluentes diretos, bem como nos Planaltos em Patamares que apresenta uma topografia com depressões e saliências variadas, cujas áreas estão atualmente voltadas para agricultura de subsistência. A segunda região ocorre nos chapadões do Urucuia que são áreas planas propícias a agricultura mecanizada, que passou atualmente a ser empresarial e intensiva.

Fotografia 4.1 – A bacia do Rio Grande e os Chapadões do Urucuia no Oeste da Bahia



Fonte: acervo pessoal

Inserida na bacia do Rio Grande, a sub-bacia do Rio de Ondas, onde está presente o Vau da Boa Esperança motivo desse trabalho, passou por uma intensa transformação quanto ao uso do solo, com a utilização de modernas tecnologias incentivadas pela disponibilidade hídrica abundante. Isso proporcionou a implantação de extensas áreas cultivadas com a soja, algodão, sorgo, milho, café, feijão e arroz (FERRAZ, 2008).

O Vau da Boa Esperança de simetria cênica, emoldurado por serras e grandes veredas de buritizais, corresponde a um vale esculpido em meio às coberturas sedimentares predominantes no Oeste da Bahia, dominado por um clássico sistema fluvial onde alguns trechos do rio se tornam mais rasos, permitindo sua travessia a pé, daí a origem do nome "Vau da Boa Esperança". O mesmo é usado também para denominar um conjunto de povoados nas proximidades do Rio de Ondas, formando uma vasta área que representa o distrito Vau da Boa Esperança (Fotografia 4.2).

Fotografia 4.2 – Vale do Rio de Ondas próximo a cidade de Barreiras, tendo ao fundo, o Vau da Boa Esperança, com visada NE para SW



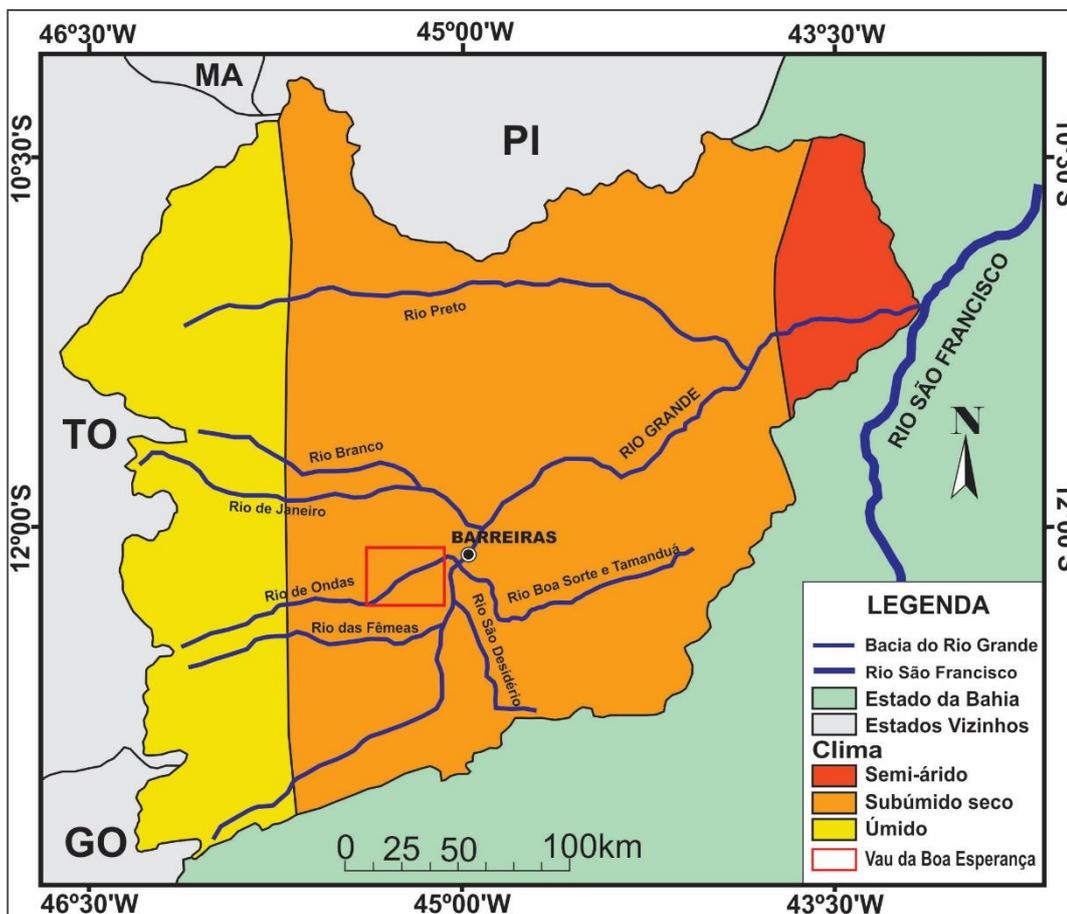
Fonte: acervo pessoal

4.1 CLIMA

O clima da região Oeste da Bahia, conforme o critério de classificação climática de Thornthwaite (THORNTHWAITE, 1948), encontra-se inserido em três tipos: (i) úmido no extremo oeste da bacia do Rio Grande, com uma precipitação podendo superar 1700 mm anuais; (ii) subúmido seco na porção central da bacia; e (iii) semiárido na porção leste (Figura 4.2). Moreira (2010) descreve que na região de Barreiras predominam massas climáticas úmidas e subúmidas.

A temperatura média anual é de 24,3°C, sendo a temperatura média mensal dos meses mais quentes de 25,9°C, sobretudo entre os meses de setembro a outubro. Por sua vez, o mês de julho apresenta-se como o mais frio com temperaturas médias de 22,2°C, alcançando uma diferença de 14,3% para o mês mais quente. A radiação solar média anual é de 2.739,6 horas, sendo agosto o mês mais ensolarado com média de 286,2 horas, e novembro o menos ensolarado, com média de 188,6 horas. Em relação à umidade do ar, a média anual é de 67,8%, com os meses mais úmidos situando-se entre novembro a maio, sendo março o de maior índice, com 79,9%, enquanto o menos úmido é setembro com 47,1%. Durante todo período do ano a direção dos ventos predomina para nordeste, sendo em geral de baixa velocidade, com média de 1,7 m/s (PSSBB, 2010).

Figura 4.2 – Massas climáticas da região Oeste da Bahia, com destaque para a bacia do Rio Grande, conforme critério de classificação de Thornthwaite (1948)



Fonte: Modificado de Moreira (2010)

A região tem duas estações bem definidas. A primeira é chuvosa, se estendendo de outubro a abril e correspondendo a 94% da precipitação anual, a qual está associada às correntes atmosféricas de natureza continental vindas de oeste ou sudeste, valendo destacar que os meses do verão são os de maior precipitação. A segunda é seca, que se estende de maio a setembro e que contribui com 6% da precipitação anual, O índice pluviométrico médio anual é de 900 mm a 1500 mm (PSSBB, 2010).

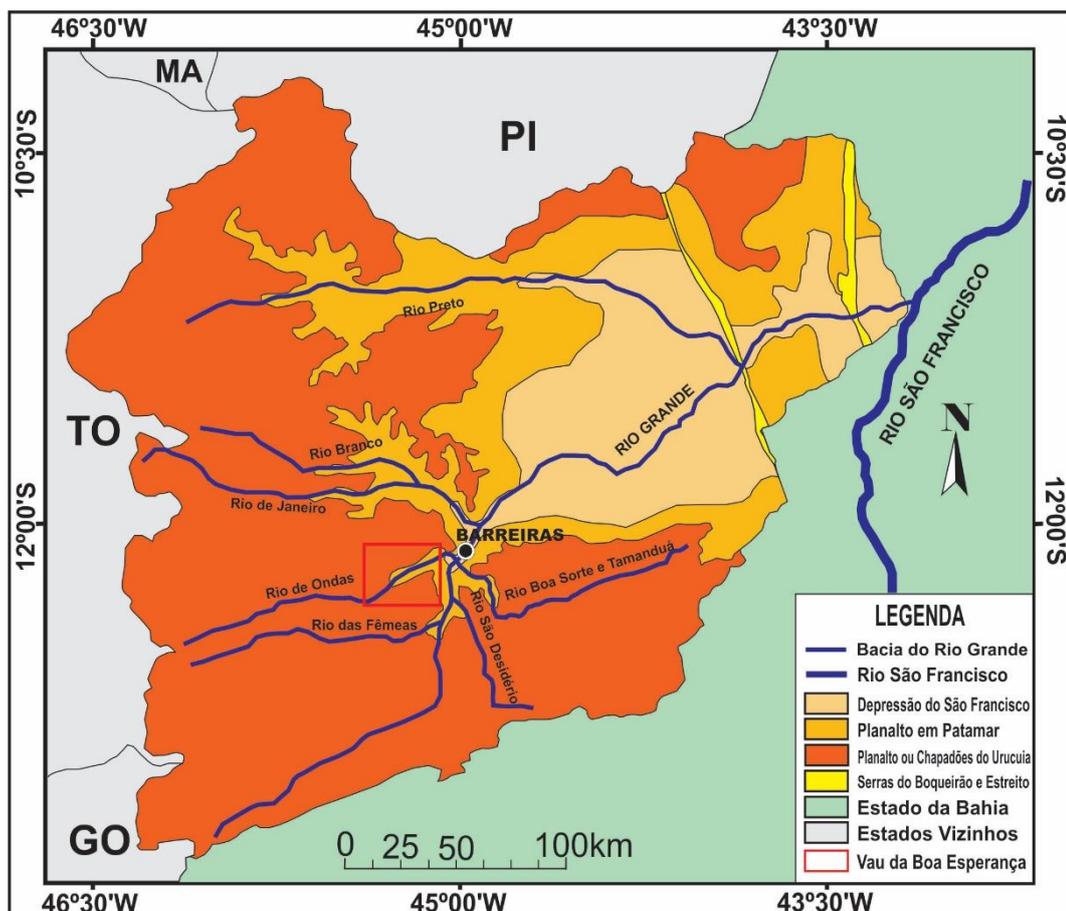
Na região semiárida, junto à calha do Rio São Francisco, são observados índices pluviométricos inferiores a 800 mm, sendo comuns os períodos de seca. Segundo Santos et al. (2008) a região do Vau da Boa Esperança também apresenta duas estações bem definidas, devendo-se salientar que no trimestre novembro-dezembro-janeiro ocorrem as maiores precipitações na região configurando os períodos de maior vazão na bacia do Rio Grande, fato que justifica a preciosidade dos mananciais do Oeste da Bahia.

4.2 RELEVO

De acordo com Egydio-Silva (1989), no Oeste da Bahia ocorrem três grandes unidades geomorfológicas: (i) Planaltos ou Chapadões do Urucuia; (ii) Planaltos em Patamar; e (iii) Depressão do São Francisco (Figura 4.3). Na porção oeste encontram-se os Chapadões do Urucuia ou Chapadões Ocidentais da Bahia, cuja altitude varia de 700 a 1000 metros com declividade média de 3%, constituindo superfícies estruturais relacionadas às rochas com acamamento sub-horizontal do Grupo Urucuia (GROHMANN e RICCOMINI, 2012).

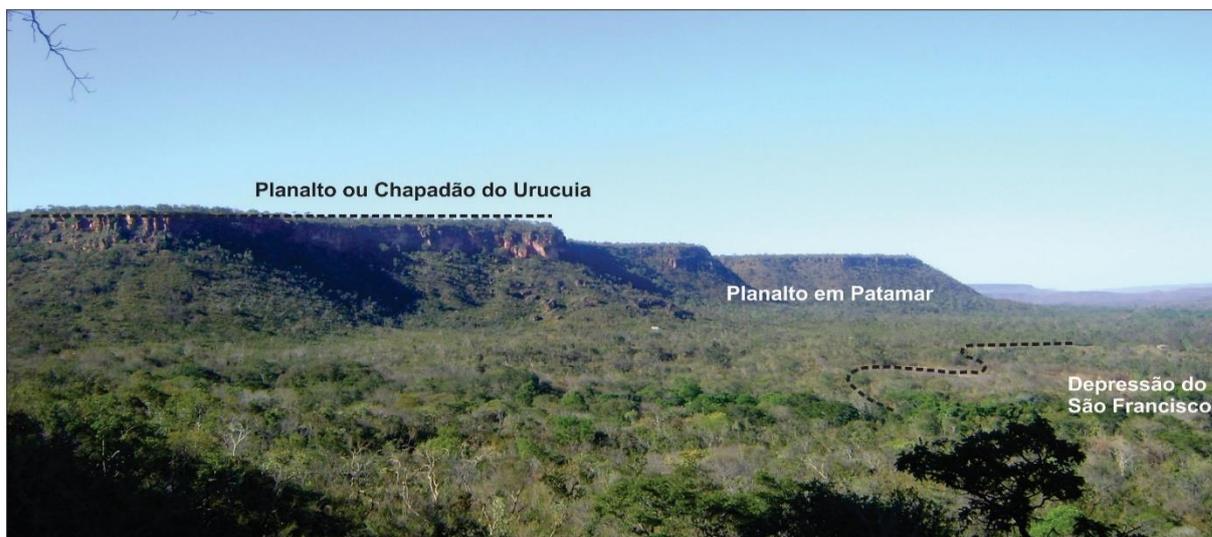
Esses Chapadões correspondem a extensas superfícies aplainadas com poucas variações no relevo e com suave caimento em direção ao Rio São Francisco (Figura 4.4). Esses aplainamentos são correlacionáveis à Superfície Sul-Americana do Terciário Inferior (KING, 1956).

Figura 4.3 – Mapa esquemático das Unidades Geomorfológicas do Oeste da Bahia



Fonte: Modificado de Moreira (2010)

Figura 4.4 – Domínios Geomorfológicos do Oeste da Bahia, com a transição entre os Chapadões do Urucuia, Planaltos em Patamar e a Depressão do São Francisco na região de Barreiras/BA. Visada de SW para NE



Fonte: acervo pessoal

Bordejando as escarpas da unidade anterior estão os Planaltos em Patamar, possuindo maiores declividades e apresentando relevo ondulado, fortemente ondulado e montanhoso (20 a 75% de declividade) com altitudes que variam de 400 a 600 metros. Nesta unidade predominam processos de dissecação, onde afloram as rochas do Grupo Bambuí, apresentando feições como escarpas, depósitos coluvionares e formas ruiformes.

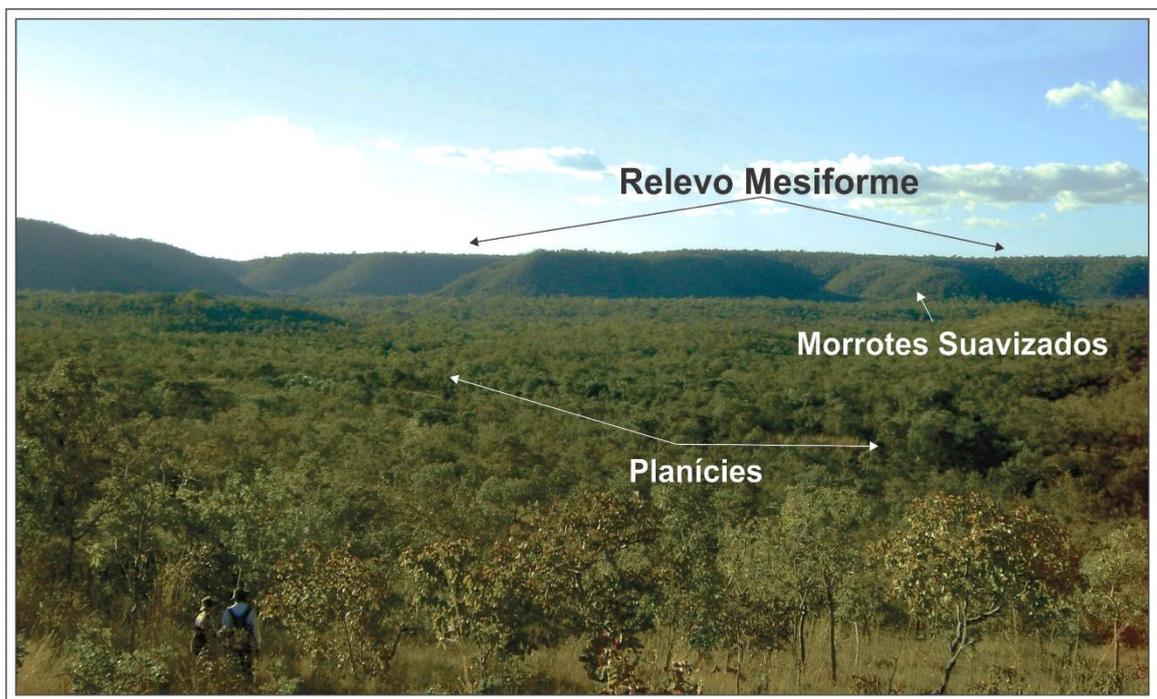
No limite leste da região Oeste da Bahia localiza-se a Depressão do São Francisco, que apresenta altitudes de 300 a 400 metros e declividade de 3 a 8%. Trata-se de uma zona de acumulação de sedimentos areno-argilosos neogênicos e quaternários.

No que se refere as formas de relevos predominantes na região do Vau da Boa Esperança, os platôs correspondem na maioria das vezes a relevos do tipo mesiforme, porém relevos do tipo ruiformes podem ocorrer localmente nas porções mais elevadas onde a dissecação diferencial foi mais atente. A transição do relevo mesiforme para os vales ocorre inicialmente de forma escarpada, inclusive os litotipos que configuram esta morfologia são compostos por arenitos coesos do Grupo Urucuia. Esses que se encontram na maioria das vezes completamente e/ou parcialmente silicificados a erosão nestes locais se dá por fluxo concentrado diferencial, aproveitando as fraturas presentes no substrato. Associada às porções mais elevadas há presença de veredas próximas a nascentes e pequenos corpos d'água.

Nas porções intermediárias entre os relevos escarpados e as planícies há uma quebra acentuada no relevo onde aparecem rampas de colúvio. Essas configuram as vertentes que estão

associadas às frentes de recuo erosivo que desagregam matacões, blocos e grânulos dos arenitos do Grupo Urucuia, onde nessas porções a dissecação ocorre predominantemente por fluxo laminar. As cotas inferiores são marcadas por planícies, onde o substrato que as configuram são formados pelos litotipos que compõe o Grupo Bambuí. Associados aos litotipos do referido grupo ocorrem ainda a presença de morrotes isolados, fruto dos abatimentos que ocorreram na região, sendo notados geralmente em cotas superiores a 550m (Figura 4.5).

Figura 4.5 - Panorâmica revelando as morfoestruturas que configuram o relevo na região do Vau da Boa Esperança. Visada de SE para NW



Fonte: acervo pessoal

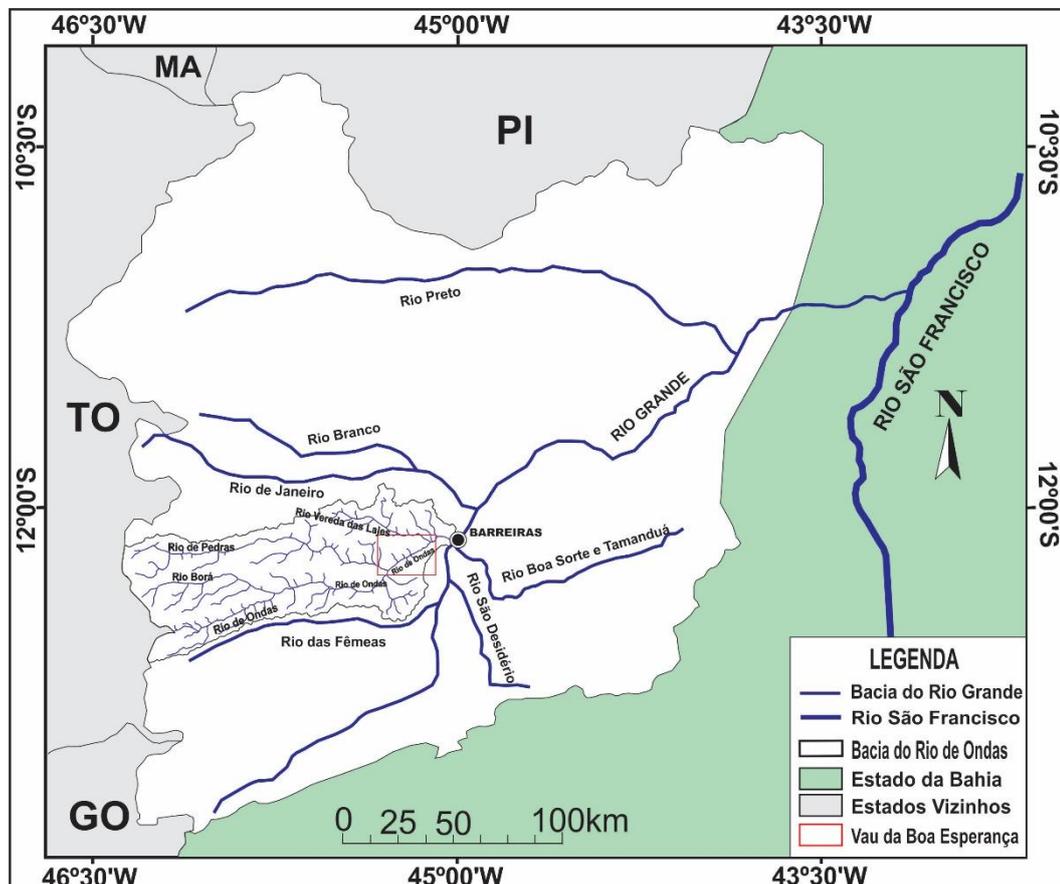
Barbosa (1982) ordenou as diferentes superfícies erosivas no tempo, ressaltando que as superfícies de aplainamento no topo do Grupo Urucuia são correlacionáveis à Superfície Sul-Americana do Terciário Inferior (KING, 1956). O autor coloca ainda que novos soerguimentos epirogenéticos modificaram o nível de base dos rios da região, culminando com a erosão desta superfície de aplainamento. Esses soerguimentos foram responsáveis também por esculpir os arenitos do Grupo Urucuia, revelando desta forma os litotipos que formam seu substrato, os quais estão representados na área de estudo pelas rochas da Formação Serra da Mamona do Grupo Bambuí. Fazem parte desses ciclos erosivos grande parte das coberturas Terciárias-Quaternárias (TQd), correlacionável à Superfície Velhas do Terciário Superior. Por fim, o referido autor coloca que houve retrabalhamento da Superfície Velhas, principalmente por erosão fluvial, o qual considerou como parte da Superfície Paraguaçu.

4.3 HIDROGRAFIA

Os rios que banham o município de Barreiras nascem próximos as vertentes da Serra Geral no limite dos estados de Goiás e Tocantins com a Bahia. Eles correm em geral de oeste para leste, sendo todos afluentes do Rio Grande. Na margem esquerda localizam-se as bacias do Rio de Ondas e do Rio Branco com grande disponibilidade hídrica, decorrente das maiores precipitações e alimentação que recebem do Aquífero Urucuia (FERRAZ, 2008).

A área da bacia hidrográfica do Rio de Ondas (Figura 4.6) é parte integrante da porção oeste da bacia do Rio Grande, e está localizada geograficamente entre os paralelos 12° a 12°30'S e meridianos 45° a 46°30'W. Abrange e drena os municípios de Barreiras e Luís Eduardo Magalhães. Seus limites situam-se ao norte com a bacia do Rio de Janeiro, ao sul com a bacia do Rio das Fêmeas, a leste com a bacia do Rio Grande e a oeste faz divisa com a bacia do Tocantins, exceto esta última todas pertencem à bacia hidrográfica do Rio São Francisco (BARREIRO, 2008; FERRAZ, 2008).

Figura 4.6 - Mapa dos principais rios do Oeste da Bahia, com destaque para a bacia hidrográfica do Rio de Ondas

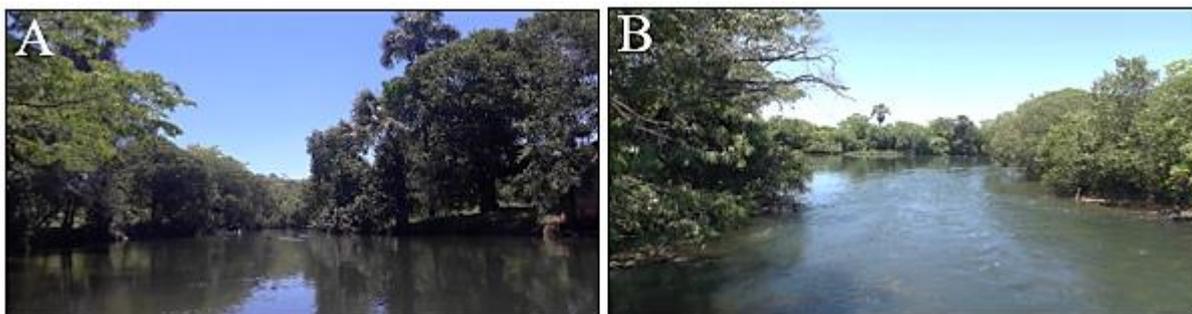


Fonte: Modificado de Moreira (2010)

O Rio de Ondas possui uma extensão de 144 Km e drena uma área de 2204 Km², tendo como afluentes os rios Veredas das Lajes, Borá e das Pedras. O Rio Veredas das Lajes possui 48 Km de extensão, drena uma área de 509 Km²; o Rio Borá possui 61 Km de extensão, drena uma área de 805 Km², e o Rio das Pedras possui 116 Km de extensão, drena uma área de 1.622 Km². Esses dois últimos nascem no município de Luís Eduardo Magalhães, sendo que as áreas de ambos totalizam 5.140 Km² (Figura 4.6) (FERRAZ, 2008).

Os rios de primeira ordem da rede de drenagem da bacia do Rio de Ondas (Fotografia 4.3 A e B) seguem um *trend* principal de direção NE-SW, enquanto os rios de segunda ordem orientam-se na direção NW-SE, isso decorrente do padrão de fraturas do substrato, que apresenta um padrão de drenagem variando entre paralelo e dendrítico com algumas variações específicas em alguns setores decorrentes das mudanças litológicas e estruturais.

Fotografia 4.3 – (A) Rio de Ondas próximo a estrada para Boca dos Gerais; (B) Rio de Ondas próximo a entrada para os povoados de Mucambinho e Vau da Boa Esperança



Fonte: acervo pessoal

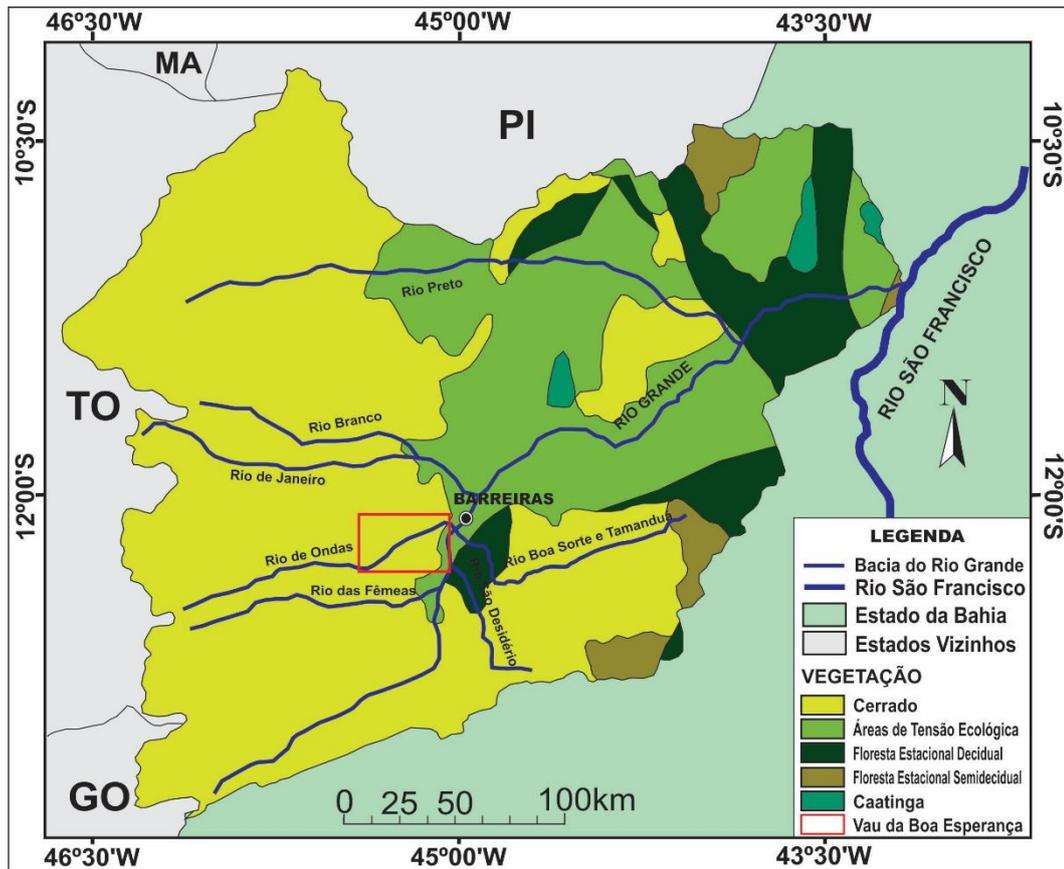
4.4 VEGETAÇÃO

A vegetação na bacia do Rio Grande se distribui em pelo menos cinco tipos, a saber: Área de Tensão Ecológica, Floresta Estacional Decidual, Floresta Estacional Semidecidual, Cerrado e Estepe. A área territorial do município de Barreiras, em sua maior extensão, está inserida no Cerrado e, em menor extensão, na Área de Tensão Ecológica e de Floresta Estacional Decidual (MOREIRA, 2010) (Figura 4.7).

O Cerrado apresenta como característica uma vegetação com árvores possuindo galhos de aspecto tortuoso, cascas grossas, ramificações irregulares, com órgão de reserva subterrânea (xilopódio) e, na sua flora predominam espécies arbóreas (SRH, 2003). Na região central da bacia ocorrem Áreas de Tensão Ecológicas, as quais são caracterizadas pela transição

do Cerrado para a Caatinga (MOREIRA, 2010). Por sua vez na Floresta Estacional Decidual, que ocorre também no Oeste da Bahia, formam manchas de tamanhos variados situadas sobre as rochas metacarbonáticas e metapelíticas do Grupo Bambuí (EMBRAPA, 2003).

Figura 4.7 - Mapa dos principais domínios vegetacionais do Oeste da Bahia, com destaque para a região do Vau da Boa Esperança

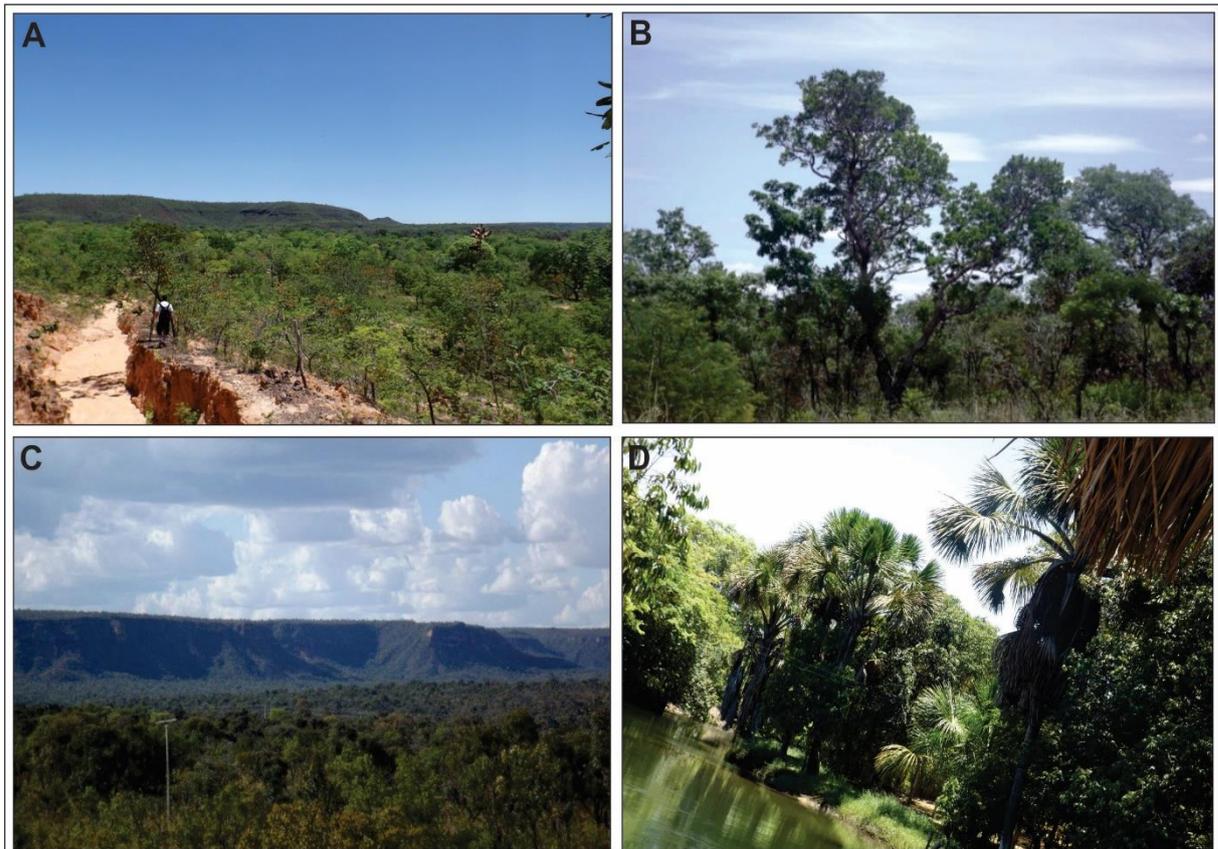


Fonte: Modificado de Moreira (2010)

A vegetação na área de estudo apresenta-se de maneira diversificada, decorrente das diferentes configurações geomorfológicas, porém de forma predominante ocorre o Cerrado (Fotografia 4.4 A). Corresponde aos seguintes domínios: nas porções das chapadas com relevo mesiforme predomina vegetação do Cerrado, com árvores de pequeno porte, com galhos retorcidos e de baixa densidade de vegetação (Fotografia 4.4 B). Nas áreas de escarpas, quando apresenta vegetação, esta é rasteira desenvolvida em camadas de solos bem finas, pois nestas porções a presença da pedogênese é pouco atuante, predominam processos erosivos (Fotografia 4.4 C). Nas áreas mais baixas (planícies) observa-se o adensamento da vegetação nas margens das drenagens, correspondendo a matas ciliares, matas de galerias ou de buritizais, com a

vegetação de médio porte (Fotografia 4.4 D). A presença de campos abertos, estes mais restritos na área, exhibe vegetação rasteira predominando gramíneas.

Fotografia 4.4 – (A) Cerrado predominante no Vau da Boa Esperança; (B) Campo Cerrado no Chapadão do Urucuia, junto a Serra da Ondina, a oeste do Vau da Boa Esperança; (C) Área de Tensão Ecológica (mata de galeria) associada às drenagens na encosta da Serra da bandeira; (D) Mata de galeria ou de buritizais às margens do Rio de Ondas



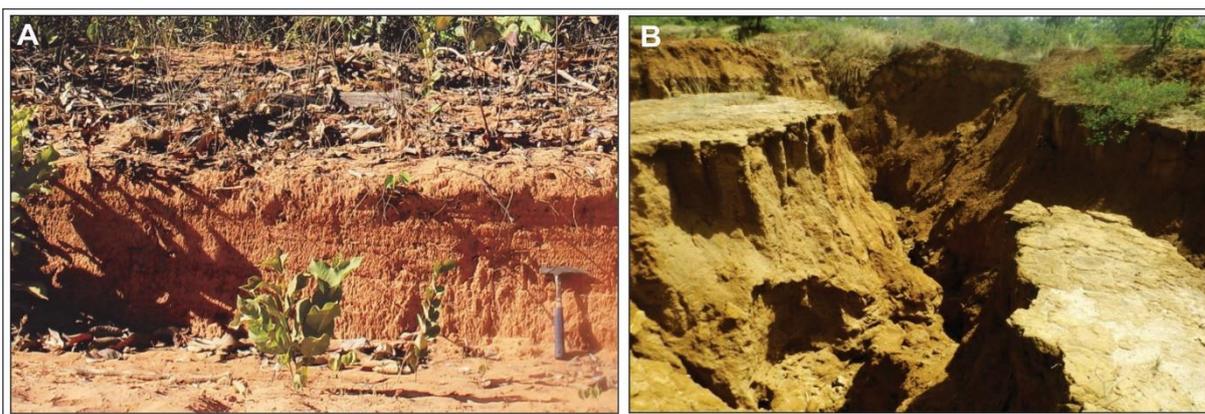
Fonte: acervo pessoal

4.5 SOLOS

A classificação dos solos propostas para a região do Vau da Boa Esperança foi extraída do Plano Setorial de Abastecimento de Água e Esgotamento Sanitário de Barreiras (PSSBB, 2010). Este permitiu estabelecer uma classificação em toda a extensão do município de Barreiras, apoiado pelos dados observados e analisados em campo e em toda área de estudo. Com isso foram adicionadas novas informações possibilitando a classificação em pelo menos 5 tipos de solos, descritos a seguir:

- Latossolos Vermelho-Amarelo: ocorrem ao longo dos chapadões e são fruto da erosão dos arenitos do Grupo Urucuia, constituindo assim solos porosos, permeáveis e com estrutura granular (Fotografia 4.5 A e B). Observados em 75% do território municipal, ocorrendo nas áreas de relevo plano a suavemente ondulado, com uma declividade que varia de 1 a 6%.

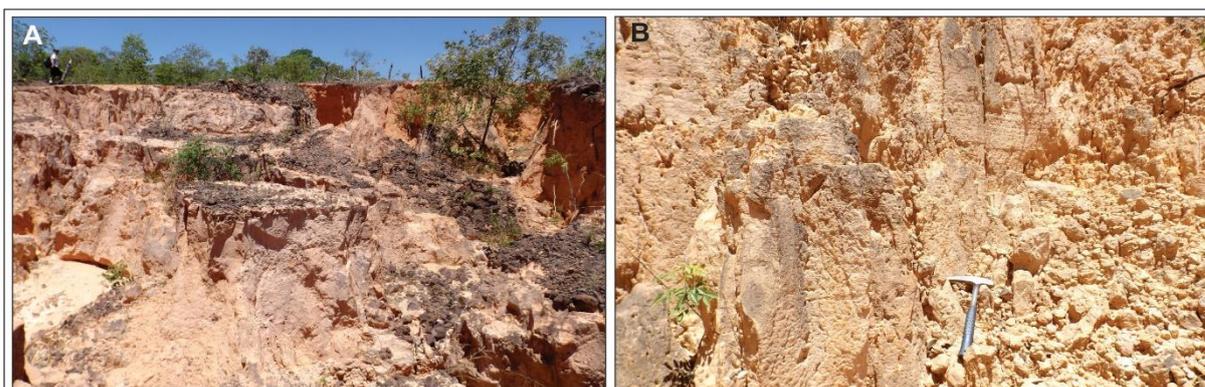
Fotografia 4.5 – (A) Latossolo vermelho-amarelo bastante poroso e com estrutura granular no alto do Chapadão, a leste da área de estudo; (B) Estrutura em perfil de latossolo vermelho-amarelo no alto do Chapadão, a oeste da área de estudo



Fonte: acervo pessoal

- Argissolos Vermelho-Amarelo: compreendem a classe que se desenvolveu decorrente da alteração química dos litotipos metapelito-carbonáticos do Grupo Bambuí. Isso foi fruto da atuação de processos intempéricos susceptíveis a processos erosionais. Possuem como características profundidade variadas e baixa porosidade, com texturas predominante média/argilosa, estrutura granular, moderados a bem drenados (Fotografia 4.6 A e B).

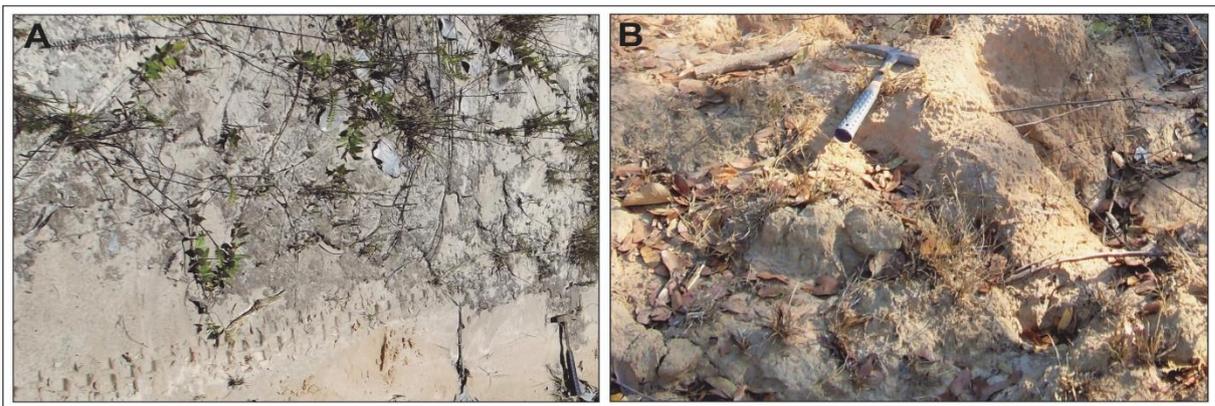
Fotografia 4.6 – (A) Argissolo vermelho-amarelo desenvolvido pela alteração das rochas metapelíticas da Formação Serra da Mamona na entrada para o Vau da Boa Esperança; (B) Argissolo de baixa porosidade e textura média com percolação ascensional de óxido de manganês



Fonte: acervo pessoal

- Cambissolos: desenvolvidos tanto nos litotipos arenosos do Grupo Urucuia, quanto nas rochas metapelito-carbonáticas do Grupo Bambuí. Estão dispostos na borda dissecada de recuo das chapadas (Fotografia 4.7 A). Apresentam como características perfis rasos, e às vezes pedregosos e rochosos, com pequena capacidade de armazenamento de água nos períodos secos. Se estabelecem em geral nas áreas de relevos suavemente ondulados (declividade é de 3 a 8%), e fortemente ondulado (20 a 45% de declividade) (Fotografia 4.7 B).

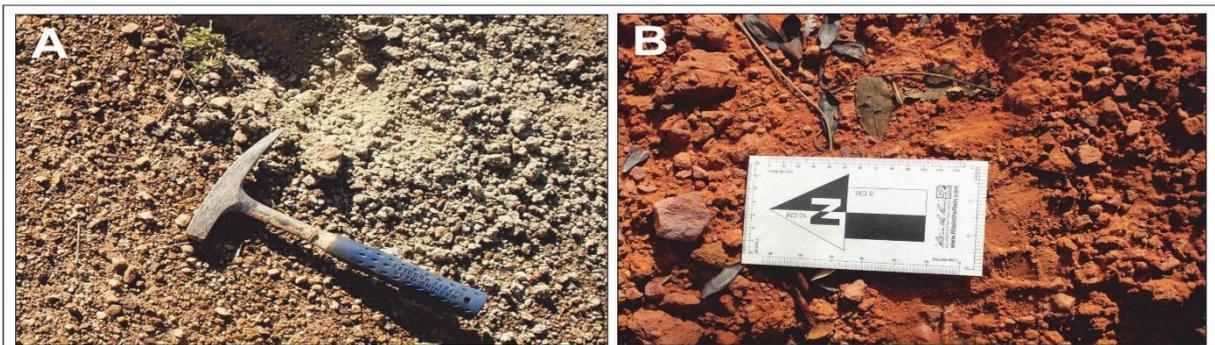
Fotografia 4.7 – (A) Cambissolo autóctone na interface entre os grupos Bambuí e Urucuia próximo a Fazenda Sucuriú; (B) Perfil de alteração dos cambissolos, fruto da pedogênese de sequência metapelito-carbonática do Grupo Bambuí



Fonte: acervo pessoal

- Gleissolos: estão dispostos nos fundos dos vales, próximos às drenagens e em relevos planos. Os solos encontrados são: solos gleizados (húmicos e pouco húmicos), solos orgânicos, areia quartzosas hidromórficas e hidromórficos cinzentos (Fotografia 4.8 A). Apresenta ainda como característica saturação hídrica, onde há acúmulo de matéria orgânica proveniente da lenta deposição de resíduos vegetais em meio aquoso, sendo inclusive mal drenados (Figura 4.8 B).

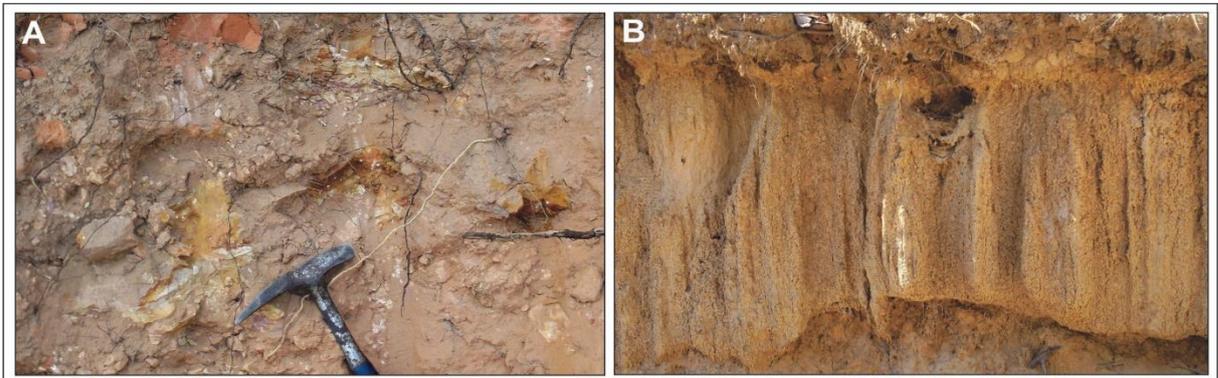
Fotografia 4.8 – (A) Solo hidromórfico cinzento desenvolvido pela alteração dos litotipos siltsos do Grupo Bambuí; (B) Gleissolo desenvolvido pela alteração dos arcóseos e arenitos siltsos do Grupo Urucuia



Fonte: acervo pessoal

▪ Neossolos Quarzarênicos: são formados pela deposição de sedimentos fluviais não consolidados de classe granulométrica bastante diversificada, com sedimentos variando da fração silte a areia grossa, e às vezes, ocorrem a presença de blocos e seixos (Fotografia 4.9 A). Apresentam como característica o fato de ser pouco desenvolvidos. São eutróficos (altas saturações de bases) e distróficos (baixa saturação de bases) com texturas indiscriminadas, devido à alternância de camadas que variam de média/arenosa, média e outras frações (Fotografia 4.9 B).

Fotografia 4.9 – (A) Aspecto do solo hidromórfico associado a coberturas coluvionares; (B) Aspecto do solo hidromórfico associado a coberturas eluvio-aluvionares



Fonte: acervo pessoal

CAPÍTULO 5

CONTEXTO GEOLÓGICO DO OESTE DA BAHIA

Para uma melhor compreensão da presente Tese é necessário enquadrar a região Oeste da Bahia no contexto geológico regional, sobretudo quanto à tectônica e a estratigrafia em que está inserida. Para tanto, uma revisão sobre o assunto será apresentada, porém estudos mais aprofundados podem ser encontrados nas referências citadas, que em grande parte representam trabalhos de síntese acerca dos compartimentos geológicos que configuram o substrato da área em foco.

A região Oeste da Bahia está inserida geologicamente nos domínios setentrionais do Cráton do São Francisco (CSF), que aflora em quase sua totalidade nos estados da Bahia e Minas Gerais, constituindo-se uma das mais importantes unidades tectônicas do embasamento da plataforma sul-americana (BARBOSA et al. 2003). A evolução desta unidade se deu a partir de eventos geodinâmicos, que iniciaram no Arqueano e sua estabilização se expressa no final do Paleoproterozoico (ALMEIDA, 1977; ALMEIDA, 1981).

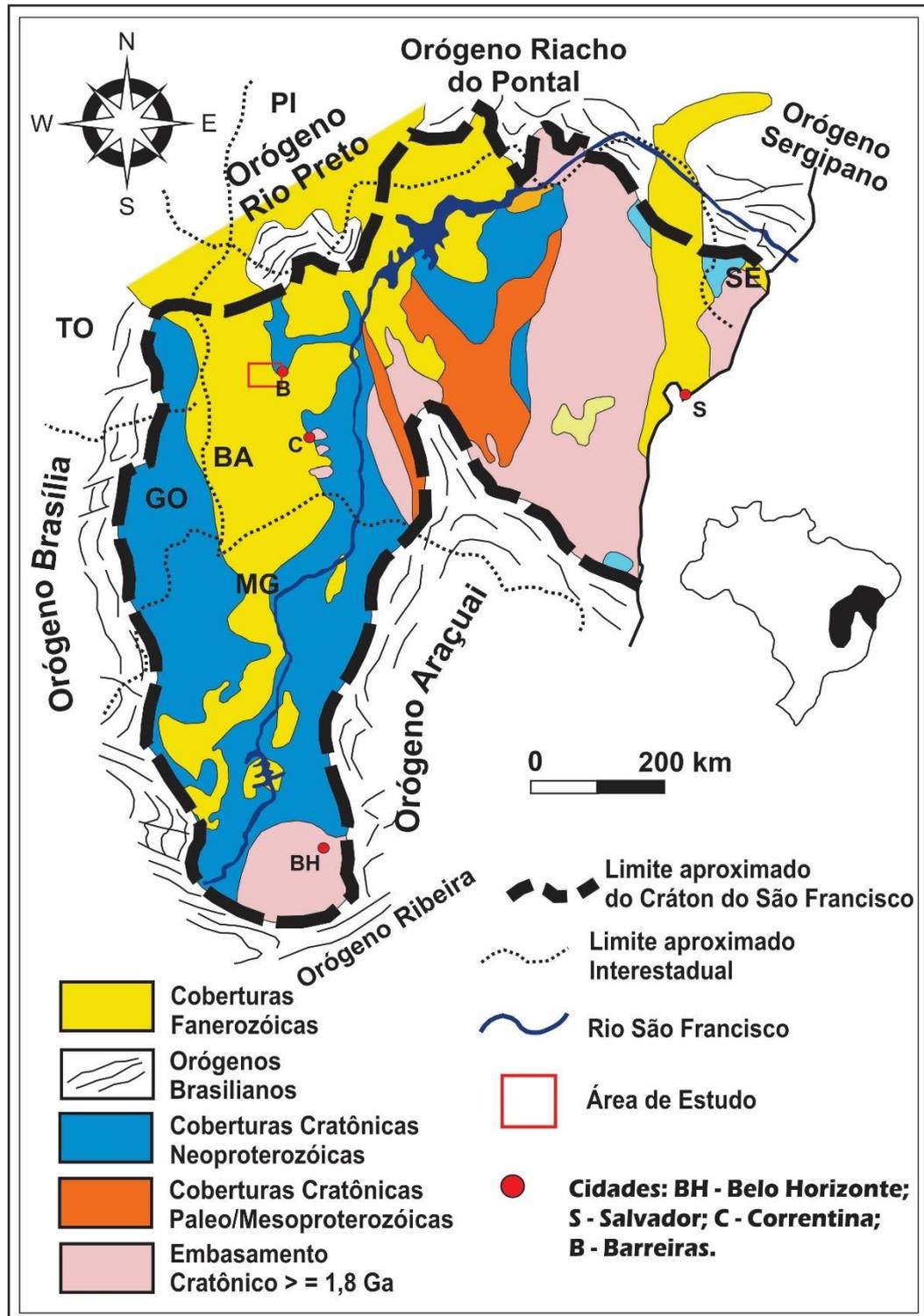
O CSF tem como limites e cicatrizes marginais cinturões de cavalgamentos e dobramentos brasileiros, sendo eles: o Orógeno Brasília a oeste; o Orógeno Ribeira a sul; o Orógeno Rio Preto a noroeste; o Orógeno Riacho do Pontal a norte; o Orógeno Sergipano a nordeste e o Orógeno Araçuá a sudeste. Essa unidade geotectônica é subdividida nos compartimentos conhecidos como: Bloco Gavião, o qual foi atribuído idades de 2,9 a 3,7 Ga, Bloco Jequié (2,7-3,0 Ga), o Cinturão Itabuna Salvador-Curaçá (2,4 a 2,6 Ga) e o Bloco Serrinha (3,1-3,6 Ga), atribuídos por Barbosa et al. (2003).

No seu interior ocorrem coberturas pré-cambrianas que constituem o Supergrupo Espinhaço e Supergrupo São Francisco. De idade cretácea ainda ocorre à cobertura sedimentar continental flúvio-eólica denominada de Bacia Sanfranciscana (CAMPOS E DARDENNE, 1997a). Segundo Inda e Barbosa (1978) e Barbosa e Dominguez (1996) ao construírem o Mapa Geológico do Estado da Bahia correlacionam cronoestratigraficamente esta bacia com a Bacia do Recôncavo-Tucano-Jatobá. A figura 5.1 ilustra as unidades geológicas que configuram esta estrutura cratogênica, bem como os compartimentos geológicos que estabelecem relação direta de contato com o CSF.

Segundo Barbosa (1997), o CSF é dividido em três compartimentos: oriental, central e ocidental, sendo a região Oeste da Bahia assentada no domínio ocidental na região oeste do Bloco Gavião. Nessa região próxima da cidade de Barreiras situa-se a área de estudo,

com as respectivas ocorrências manganésíferas portadoras de metais raros, em meio as extensas coberturas sedimentares que dominam esta região cratônica.

Figura 5.1 - O Crátón do São Francisco e seus orógenos marginais, destacando a área de estudo no setor setentrional



Fonte: Extraído de Alkmin (2004) e modificado de Caxito (2010)

5.1 LITOESTRATIGRAFIA

O Bloco Gavião na sua porção ocidental está subdividido em compartimentos e unidades geológicas que variam de idade, desde o Arqueano e/ou Paleoproterozoico (BARBOSA, 2012) até o Quaternário, a saber: Complexo Gnáissico-Migmatítico de Correntina, Complexo Gnáissico-Migmatítico de Cristalândia do Piauí; Formação Extrema, Suíte Intrusiva de Correntina, Grupo Bambuí (Formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade, na porção sul, e Formações São Desidério, Serra da Mamona e Riachão das Neves, na porção central da área), Grupo Urucuia (Formações Posse e Serra das Araras), além das formações superficiais cenozoicas que recobrem as demais unidades.

A seguir serão descritas de maneira substanciada as unidades litoestratigráficas de maior abrangência no Oeste da Bahia (Figura 5.2), conforme dados extraídos da bibliografia enxertados por informações colhidas para a consecução dessa Tese. Contudo é importante justificar que somente a porção central na região de Barreiras/BA, exatamente os Grupos Bambuí e Urucuia será mais destacada visto que, expressa materialidade e comparência na região do Vau da Boa Esperança. Os demais compartimentos posicionados na figura 5.2, também valem de atenção por exercerem influência junto aos processos estratigráficos e tectônicos que configuram evolutivamente o quadro geológico e metalogenético das mineralizações em destaque.

Em síntese, a figura 5.3 representa uma seção geológica norte-sul, ilustrando a relação dos principais compartimentos que configuram o quadro geológico do Oeste da Bahia.

5.1.1 Arqueano

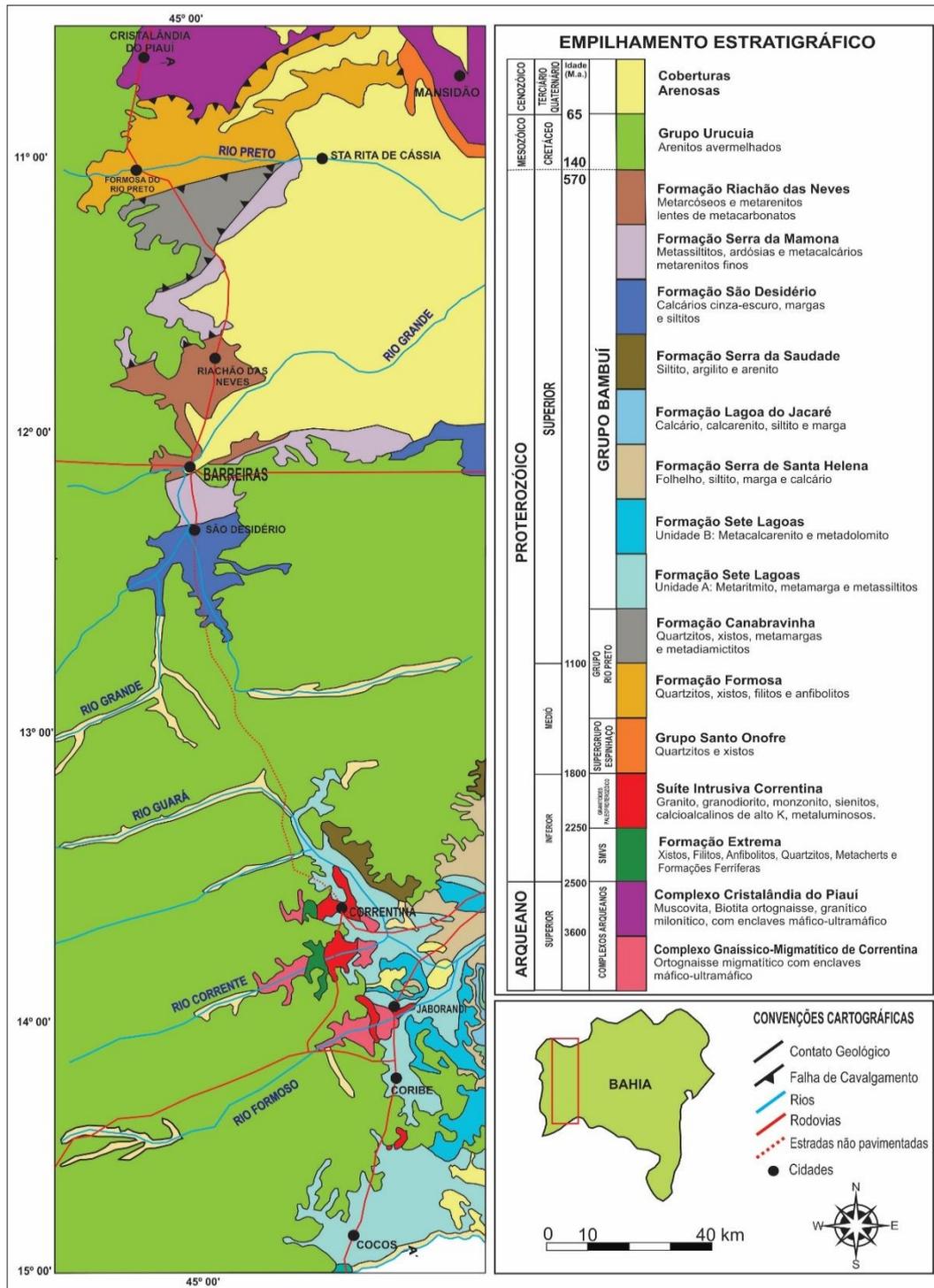
No Oeste da Bahia e Sul do Piauí o arqueano é representado pelo Complexo Gnáissico-Migmatítico de Correntina (CGMC) a sul, como unidade pertencente ao Cráton do São Francisco, e pelo Complexo Gnáissico-Migmatítico de Cristalândia do Piauí (CGMCP), unidade que integra o Orógeno Rio Preto, localizada a norte da área de pesquisa.

5.1.1.1 *Complexo Gnáissico-Migmatítico de Correntina*

Na porção sul da área o embasamento de idade arqueana é constituído pelo Complexo Gnáissico-Migmatítico Correntina (CGMC). Segundo Dávila e Kuyumjian (2005),

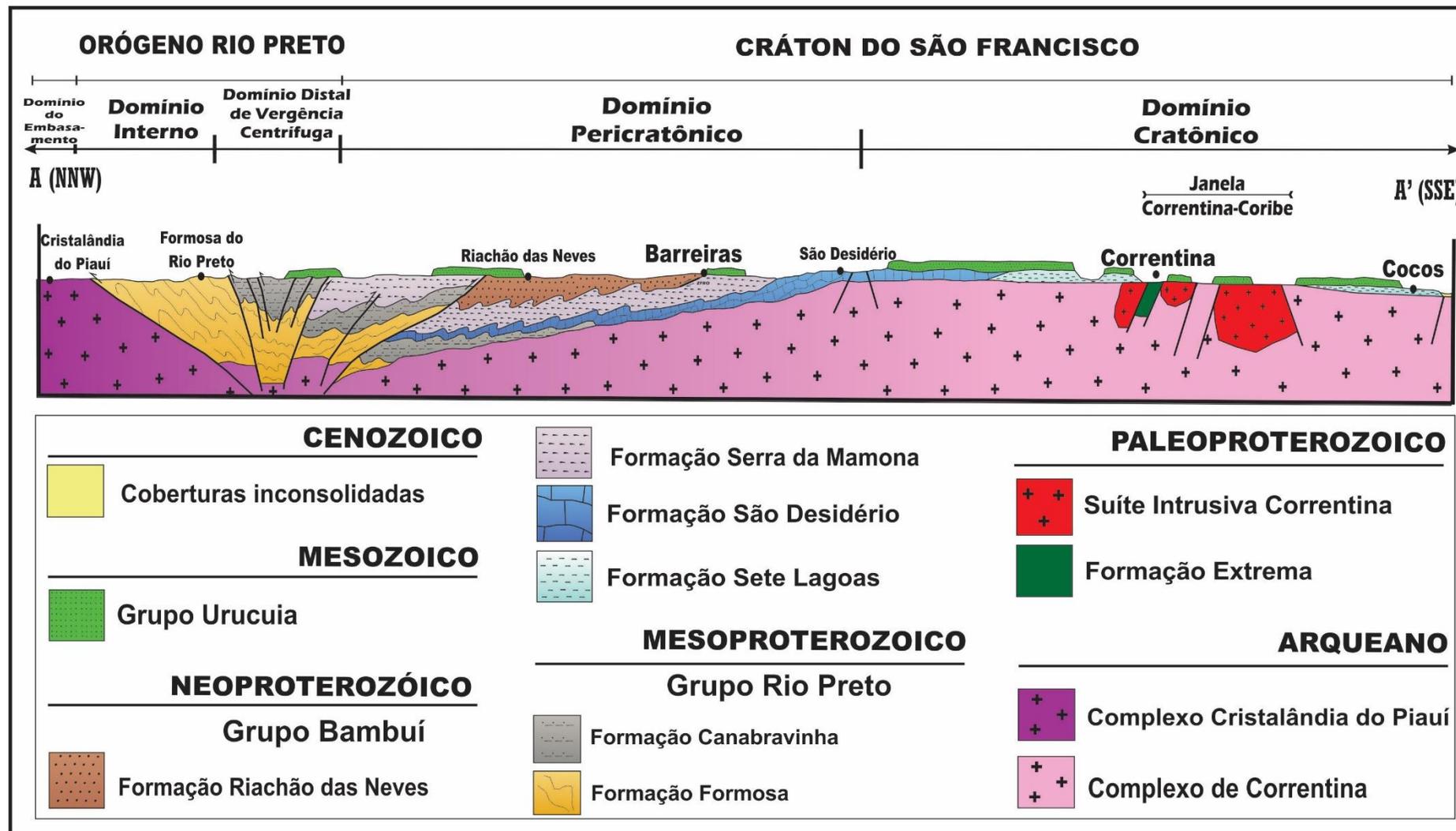
o CGMC aflora de forma bastante restrita na Janela Erosiva Correntina-Coribe (Figura 5.2), sendo esta porção dividida em três segmentos: Norte (Correntina), Central (Rio Arrojado) e sul (Jaborandi/Coribe), e expõe o CSF no Oeste da Bahia.

Figura 5.2 – Mapa Geológico do Oeste da Bahia na porção mais representativa do contexto dos principais compartimentos geológicos que arquitetam o quadro geológico desta porção do CSF



Fonte: Modificado de Bizzi et al. (2003)

Figura 5.3 - Seção geológica NNW-SSE entre Cristalândia do Piauí (PI) e Cocos (BA)



Fonte: Modificado de Barbosa (1982), Egydio-Silva (1987) e Caxito (2010)

Moraes Filho (1997) afirma que o CGMC é composto por ortognaisses migmatíticos contendo enclaves máficos e ultramáficos. As paragêneses das rochas da região de Correntina são indicativas de metamorfismo regional de fácies anfibolito. Por sua vez, Andrade et al. (1988) referem-se a estes litotipos como gnaisses e migmatitos de composição granodiorítica, além de rochas granítico-gnáissicas também de composição granodiorítica, ambas apresentando estrutura bandada.

Por sua vez, segundo Conceição Filho et al (2003), o CGMC é constituído de hornblenda-gnaisses com bandas de anfibólio e quartzo-feldspato. Segundo esses autores trata-se de um complexo gnáissico-migmatítico que aflora nas adjacências dos municípios de Correntina, Jaborandi e Coribe. A leste faz contato com calcários, dolomitos e siltitos do Grupo Bambuí, e a oeste com arenitos e conglomerados do Grupo Urucuia. Os migmatitos foram datados por Cordani et al. (1979) e Mascarenhas & Garcia (1989), tendo-se obtido isócronas de Rb/Sr com idade aproximada de 2,0 Ga, enquanto que Sato (1998) obteve idade modelo de Sm-Nd (TDM) da ordem de 2,6 e 2,1 Ga.

O CGMC ocorre associado a uma pouco expressiva sequência de rochas metavulcanossedimentares e corpos intrusivos de rochas cálcio-alcálicas (SANTOS, 2014). Nesta SMVS, ainda segundo esse último autor, identificam-se fases oxidadas do minério de manganês em meio a estas unidades, exatamente assentados na forma de concreções (crostas?), justamente na interface com o Grupo Bambuí.

5.1.1.2 Complexo Gnáissico-Migmatítico de Cristalândia do Piauí

No extremo norte da área (Figura 5.2) junto ao Orógeno Rio Preto (ALMEIDA 1967) aflora outra janela do embasamento de pequena extensão areal e de idade arqueana/paleoproterozoica, representada pelo Complexo Gnáissico-Migmatítico de Cristalândia do Piauí (CGMCP) (ARCANJO E BRAZ FILHO, 1994). Esses autores afirmam que este complexo é caracterizado por intercalações de anfibolitos com muscovita-biotita ortognaisses de composição granítica, ambos por vezes milonitizados contendo ainda a presença de rochas supracrustais, tais como filito grafitoso e clorita-xistos.

As rochas deste embasamento apresentam idade de 2.1 Ga, com biotitas datadas pelo método K-Ar em torno de 540 Ma (K-Ar; EGYDIO-SILVA, 1987), que representam o último evento metamórfico atuante no Neoproterozoico. Idades-modelo Sm-Nd (Tdm) situadas entre 2.8 e 2.6 Ga sugerem a importância de processos de formação de crosta neoarqueana como

principal componente desse segmento crustal (CAXITO, 2010), embora com a presença de deformações paleoproterozoicas e retrabalhamento no Brasileiro.

O CGMCP representa o embasamento do Orógeno Rio Preto e apresenta também frequentes ocorrências de rochas metabásicas e metaultrabásicas. Em contato tectônico com CGMCP, ocorrem xistos granadíferos do Grupo Rio Preto, com espessartitas e rodonita caracterizando o protominério manganífero (JANONI et al. 2016a). Rochas granitoides foliadas de composição tonalítica e granodiorítica do Paleoproterozoico, de idade entre 2.3 a 2.0 Ga, completam o quadro regional.

5.1.2 Paleoproterozoico

A Formação Extrema (SMVS) e a Suíte Intrusiva Correntina de caráter cálcio-alcalino, aflorantes na Janela Erosiva Correntina-Coribe na porção ocidental do Cráton do São Francisco, são representantes do Paleoproterozoico no Oeste da Bahia.

5.1.2.1 Formação Extrema

Na região de Correntina ainda no CSF, entre as rochas gnáissicas-migmatíticas do CGMC, ocorre de forma pouca expressiva a sequência metavulcanossedimentar denominada Formação Extrema (SMVS) (DÁVILA e KUYUMJIAN, 2005) em meio as extensas coberturas sedimentares (Figura 5.2). Esta formação é produto de uma sedimentação química acompanhada de atividade vulcânica, cujas rochas foram deformadas no Paleoproterozoico.

Por sua vez, Santos (2014) afirma que as rochas da Formação Extrema são caracterizadas por metassedimentos clásticos com influência bastante restrita de atividade vulcânica. Para esse autor essa formação está representada por quartzitos, xistos, filitos, metacherts, metabasaltos, metariólitos e evidências restritas de formações ferríferas. Todo esse conjunto foi afetado por zonas de falha e falhas com geração de veios de quartzo e pegmatitos.

A SMVS é melhor representada nos segmentos norte e central, na região de Correntina e do Rio Arrojado (próximo ao distrito de São Manoel de Baixo). É uma faixa alongada na direção NE-SW, com aproximadamente 8 km de largura e 30 km de comprimento, indicando uma extensão bem maior do que aquela proposta por Dávila e Kuyumjian (2005).

5.1.2.2 *Suíte Intrusiva Correntina*

A Suíte Intrusiva Correntina (SIC) ocorre na região de Jaborandi, Correntina, e São Manoel de Baixo, próximo ao Rio Arrojado (SOUZA et al. 2004). O CGMC e SMVS descritos anteriormente são cortados por essa suíte, que por sua vez, possui composição variável ácido-alcalina e cálcio-alcalina, representadas por biotita granitos, granitos, sienogranitos, quartzomonzonitos, piroxênio sienitos, quartzo sienitos e granodioritos (SANTOS, 2014).

Tais intrusões estão dispostas como diques encaixados nas rochas plutônicas do CGMC e são de idade paleoproterozoica (Riaciano-Orosiniano, 2.250 Ma.), conforme indicado por Souza et al. (2004), que interpretam que essas intrusões podem ser correlacionadas com as deformações paleoproterozoicas, as quais foram estudadas por Moraes Filho (1997).

O contexto metalogenético do CGMC e SIC está associado a mineralizações auríferas na forma de pirita e arsenopirita possivelmente relacionadas com a colocação de corpos intrusivos de rochas máficas, encaixadas nas sequências monzo a granodioríticas. Todas essas rochas são atravessadas por veios de quartzo, que outrora foram minerados para Au, caracterizando o “clássico ouro de Correntina”, no Oeste da Bahia.

5.1.3 Mesoproterozoico / Neoproterozoico

O Mesoproterozoico é representado no Oeste da Bahia de forma bastante limitada pelo Grupo Santo Onofre (SCHOBENHAUS, 1972) aflorando apenas nas serras do Estreito e Boqueirão próximo à divisa com o Estado do Piauí. Porém de idade meso a neoproterozoica ocorre o Grupo Rio Preto (EGYDIO-SILVA, 1987), a norte da região de Barreiras.

5.1.3.1 *Grupo Santo Onofre*

O Grupo Santo Onofre foi definido originalmente por Schobbenhaus (1972), para definir todo pacote de rochas metavulcanossedimentares do Espinhaço Setentrional. Vários autores restringiram posteriormente o seu uso, para representar os depósitos acumulados na parte superior do Espinhaço.

De acordo com a Barbosa (2012), o Grupo Santo Onofre representa uma sedimentação em dois ciclos deposicionais representados, respectivamente, pela Formação

Fazendinha, e pelas Formações Serra da Vereda, Serra da Garapa e Boqueirão, de idade ectasiana e esteniana.

A Formação Fazendinha (DANDERFER FILHO 2000, LOUREIRO et al. 2008) é composta fundamentalmente por rochas metareníticas feldspáticas com níveis de metapelitos e metamicroconglomerados, e apresentam estratificações plano-paralela, onduladas e cruzadas tangencial à base. Estes autores interpretam esta formação como acumulada em uma zona costeira através de um sistema fluvial, evoluindo para um sistema marinho plataformal raso dominado por ondas de tempestades e correntes de marés.

A Formação Serra das Veredas (DANDERFER FILHO 2000, LOUREIRO et al. 2008) compreende uma sucessão de fácies siliciclásticas compostas por metaconglomerados, metarcóseos e metarenitos líticos, com estratificações cruzadas tangencial à base de grande porte. Esta formação foi gerada em uma planície costeira, através de leques aluviais passando para um sistema eólico, evoluindo para um ambiente marinho litorâneo a plataformal (DANDERFER FILHO 2000).

A Formação Serra da Garapa (DANDERFER FILHO 2000, LOUREIRO et al. 2008) é composta por uma sucessão de rochas siliciclásticas e carbonáticas. A associação siliciclástica é composta predominantemente por filitos e metapelitos hematíticos, grafitosos e manganésíferos, intercalados com níveis de metarenitos feldspáticos, enquanto que a associação carbonática é composta por metadolarenitos maciços e estratificados. Estes mesmos autores interpretam esta formação como gerada em um ambiente marinho, litorâneo a plataformal.

E por fim, a Formação Boqueirão (DANDERFER FILHO 2000, LOUREIRO et al. 2008), é constituída por litofácies siliciclásticas predominantes. É composta por metarenitos e metapelitos hematíticos e manganésíferos, e no topo ocorrem metabrechas e metaconglomerados. Guimarães (2008) e Loureiro et al. (2008) interpretam esta formação como sido gerada em um ambiente marinho raso, onde as fácies superiores foram geradas por fluxo de detritos e por precipitação química. A Formação Boqueirão constitui litologicamente às serras do Estreito e Boqueirão, que ocorrem na porção norte do Oeste da Bahia.

Em termos estruturais, o Grupo Santo Onofre estrutura dois sinclinais regionais com caimentos de seus eixos para norte e para sul, separados por um anticlinal em cúspide, totalmente transposto pela ação de falha transpressiva de Santo Onofre (COSTA & SILVA, 1980).

5.1.3.2 Grupo Rio Preto

Sobrepondo as rochas do CGMCP foram depositadas de forma discordante as rochas metassedimentares do Grupo Rio Preto (GRP) (ARCANJO E BRAZ FILHO, 1999), as quais têm idades variando de meso a neoproterozoica, sendo essas últimas mais abundantes. Com efeito, o Orógeno Rio Preto de idade neoproterozoica é representado regionalmente pelas rochas do GRP, que bordejando o CSF em sua margem noroeste na região limítrofe entre os Estados da Bahia e Piauí. De acordo com Caxito (2010) esse grupo foi formado devido ao preenchimento sedimentar por fluxo gravitacional de bacia precursora tipo *rift* posteriormente dobrada em direção ao CSF. Esse grupo é subdividido em duas formações: Formosa a norte, e Canabrinha a sul (Figura 5.2)

A Formação Formosa aflora nas imediações da cidade de Formosa do Rio Preto, sendo composta por mica xisto granadífero, com intercalações de quartzito, metarritmito arenopelítico, metachert ferromanganesífero e localmente, clorita-actinolita-epidoto xisto (CAXITO, 2010). Janoni et al. (2016a), em estudos realizados na região de Júlio Borges sul do estado do Piauí, justificam que esta unidade apresenta incipiente bandamento composicional com frequentes lentes de filitos grafitosos, além de uma espessa camada de quartzitos impuros subordinados. Os xistos são compostos por quartzo, muscovita e granada, e apresentam estrutura xistosa e textura granolepidoblástica. Os quartzitos trazem na composição quartzo, muscovita e sericita, esta última subordinada. Ocorrem estruturas foliadas e texturas nematogranoblásticas.

Egydio-Silva (1989) descreve a Formação Canabrinha como sendo composta por quartzito, metagrauvaca, metapelito, metarritmito arenopelítico, metadiamicrito, e localmente metamarga. Ocorrem também camadas de metadiamicrito, onde os quartzitos apesar de dobrados ainda registram estratificação gradacional.

Ainda com relação ao Orógeno Rio Preto, como mostrado na figura 5.2, esse ocorre bordejando a margem noroeste do CSF entre os estados da Bahia e Piauí. Faz contato com as escarpas de regressão entre o Grupo Urucuia a oeste, e o Espinhaço Setentrional a leste (EGYDIO-SILVA, 1989). Por sua vez, Caxito (2010) descreve que o GRP, com suas duas formações, representa o preenchimento sedimentar da bacia precursora do Orógeno Rio Preto, que foi dobrada e empurrada tectonicamente sobre o CSF.

Este compartimento orogênico merece destaque e atenção frente as relações geodinâmicas associadas ao CSF, pois esta bacia precursora é considerada nesta Tese como a fornecedora do aporte metálico de manganês e metais raros, que posteriormente, por processos

de ressurgência, se precipitaram através de fontes hidrogenéticas em meio aos sedimentos pelito-carbonáticos do Grupo Bambuí. Com efeito, esse assunto será abordado a contento e de forma mais detalhada nos processos mineralizadores ulteriores.

5.1.4 Neoproterozoico

No Oeste da Bahia o Neoproterozoico está representado por litotipos do Grupo Bambuí (GB), que constitui a maior parte do substrato sobre o qual se depositaram, em discordância angular erosiva, sedimentos clásticos do Grupo Urucuia de idade cretácea.

5.1.4.1 Grupo Bambuí

As rochas desse grupo compreendem uma espessa sequência metapelítico-carbonática (AMORIM & LIMA, 2007) subdividida em oito formações como serão descritas mais adiante.

Derby (1880) foi o primeiro a se referir sobre o Grupo Bambuí, quando o denominou de série do São Francisco. Adiante, Rimann (1917) modificou o nome para Série do Bambuí. Por sua vez Branco e Costa (1961) elaboraram a primeira coluna litoestratigráfica, que mais tarde foi modificada por Dardenne (1978).

O GB no Oeste da Bahia é representado por duas sequências tectono-sedimentares, onde na porção sul, denominada de domínio cratônico por Egydio-Silva (1989), afloram as formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré e Serra da Saudade, e na porção central, denominada de domínio pericratônico pelo mesmo autor, afloram as formações São Desiderio, Serra da Mamona e Riachão das Neves (Figuras 5.2 e 5.4).

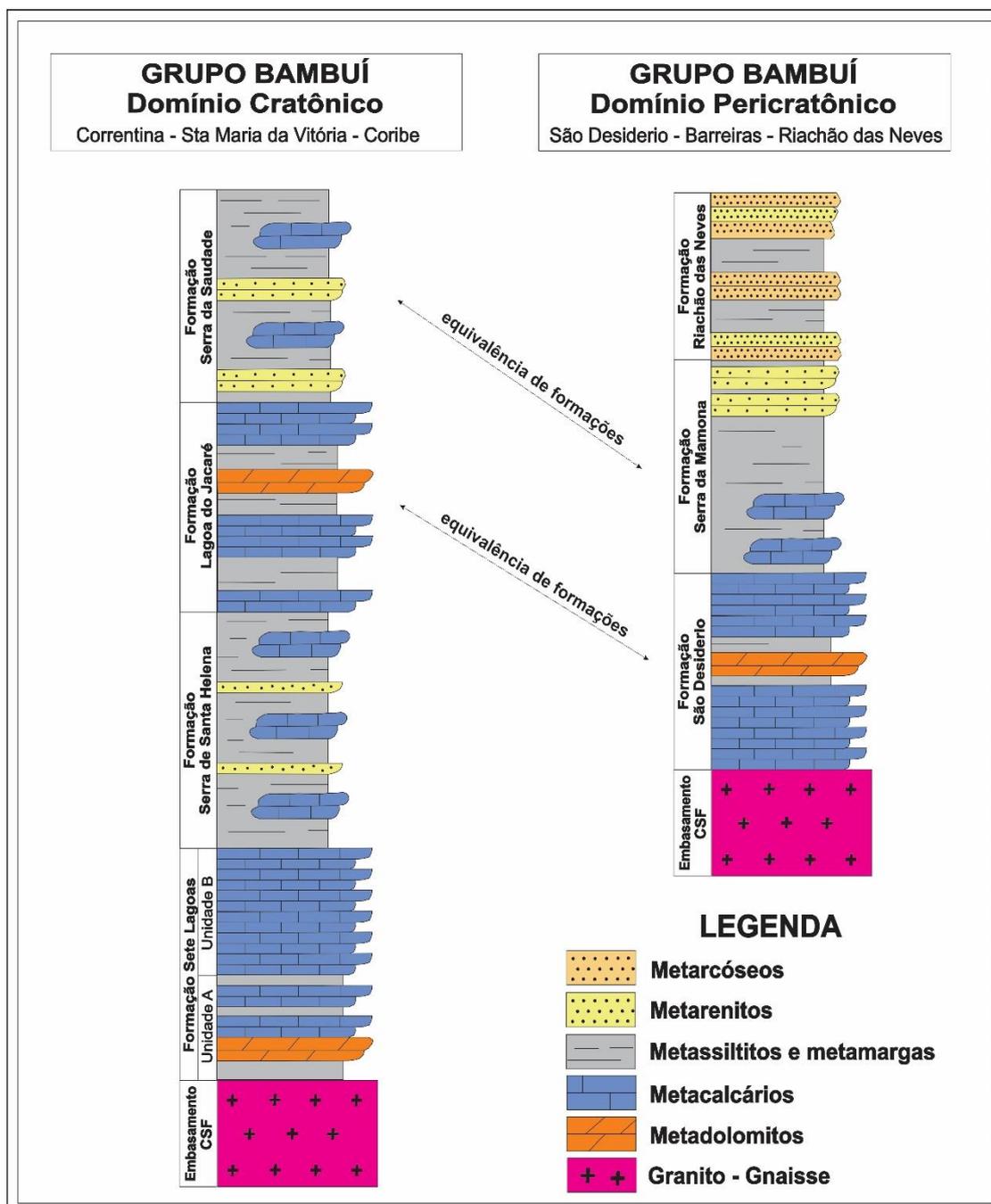
O domínio cratônico está representado pela Formação Sete Lagoas sendo descrita por Moraes Filho (1997) na região de Coribe, como representante da parte basal do Grupo Bambuí. Ela é composta por duas associações de fácies, com espessura média total de 160m. A primeira associação de fácies é de caráter pelítico/carbonática, constituída por metacalcários, metaritmitos, e metassiltitos manganésíferos. A segunda associação de fácies é seguida de calcissiltitos, calcarenitos, calcilutitos, lamititos microbiais e dolomitos com intercalação de silexitos e pelitos no topo.

A Formação Serra de Santa Helena na região de Correntina é composta predominantemente por folhelhos e argilitos com intercalações de siltitos, calcarenitos e margas. Moraes Filho (1997) interpreta o ambiente deposicional que formou essas rochas como marinho

abaixo do nível de ação das ondas. No topo da unidade, as camadas de siltito e calcarenito indicam o início da implantação de depósitos de sub-maré com ação de ondas.

A Formação Lagoa do Jacaré é constituída por calcários, calcarenitos, margas e siltitos, apresentando uma espessura média de 120m. O ambiente de sedimentação interpretado por Moraes Filho (1997) é de sub-maré com períodos influenciados por tempestades.

Figura 5.4 – Correlação litoestratigráfica do domínio cratônico e pericratônico, com as respectivas unidades do Grupo Bambuí no Oeste da Bahia



Fonte: Modificado de Guacaneme Mora (2015)

A Formação Serra da Saudade ocorre de forma localizada na porção sul da área de estudo, sendo constituída predominantemente por siltitos e argilitos de cor verde, arenitos e calcários, consistindo da unidade mais nova do Grupo Bambuí aflorantes nesta porção da bacia (MORAES FILHO, 1997).

Em termos pericratônicos (EGYDIO-SILVA, 1987), as demais formações do Grupo Bambuí (São Desidério, Serra da Mamona e Riachão das Neves) ocorrem na porção central, entre as cidades de São Desidério, Barreiras e Riachão das Neves, apresentando contatos gradacionais entre si.

A Formação São Desidério é constituída por metacalcários cinza-escuros intercalados, além de margas e siltitos (EGYDIO-SILVA, 1987). Na base ocorrem metacalcários escuros oolíticos, sobrepostos por metacalcários negros com nódulos centimétricos de metacherts, intercalados a metamargas e metassiltitos. No topo ocorrem metacalcários negros predominantemente, constituindo calcários magnesianos silicosos (EGYDIO-SILVA, 1987).

A Formação Serra da Mamona é marcada por uma alternância entre camadas de metassiltitos, ardósias e metacalcários, intercalados a metarenitos finos, aflorando entre as regiões de São Desidério e Barreiras. Nas proximidades dessa última, essa formação ocorre de forma expressiva, composta fundamentalmente por metapelitos, metassiltitos, metamargas e níveis de ardósia (EGYDIO-SILVA, 1987).

A Formação Riachão das Neves é composta por metarcóseos e metarenitos, com lentes de metamargas e metacalcários. Esta formação marca um aumento gradativo na granulação dos sedimentos, representados por quantidades significativas de feldspatos e fragmentos líticos em sua composição.

As Formações Serra da Mamona e Riachão das Neves são as representantes do Grupo Bambuí na região do Vau da Boa Esperança, portanto uma descrição detalhada das litofácies, bem como os sistemas deposicionais que regeram estas formações serão descritos a contento no Capítulo 6, referente a Geologia do Vau da Boa Esperança.

5.1.5 Mesozoico

5.1.5.1 Grupo Urucuia

A região Oeste da Bahia está inserida regionalmente na denominada Bacia Cretácea Sanfranciscana (BCS) (SGARBI, 1989) que se formou basicamente sobre as rochas do Grupo

Bambuú. Vale destacar que o termo Bacia Sanfranciscana, é a denominação comumente empregada na literatura para designar a depressão na qual se acumularam as coberturas fanerozoicas sobre o CSF, entre elas os sedimentos do Grupo Urucua (GU). Vários autores estudaram as rochas sedimentares desse grupo, mas são os trabalhos de Kattah (1994) e Campos & Dardenne (1997a) que contribuíram para o quadro geológico dessa sedimentação mesozoica.

A BCS tem duas concepções distintas na literatura. Para alguns autores, ela representa uma deposição de sedimentos fanerozoicos sobre uma porção estável do CSF e, para outros, essa sedimentação extrapolou a porção estável, estando seus limites além dos orógenos ou faixas de dobramentos neoproterozoicos (ALKMIN & MARTINS-NETO, 2001) (Figura 5.2). De acordo com Campos & Dardenne (1997a), a terminologia Bacia do São Francisco é ambígua, se aplicada para as coberturas sedimentares neoproterozoicas e cretáceas do Cráton do São Francisco, sendo o termo mais apropriado, aquele que inclui o conjunto das rochas sedimentares fanerozoicas, incluindo os sedimentos do Grupo Urucua, e conseqüentemente, Bacia Sanfranciscana.

A sedimentação mesozoica nessa bacia inicia-se com a deposição do GU, que é formado na base por arenitos finos e níveis argilosos com estratificação cruzada de grande porte e no topo por arenitos finos a médios, contendo níveis conglomeráticos localmente silicificados (CAMPO & DARDENNE, 1997a).

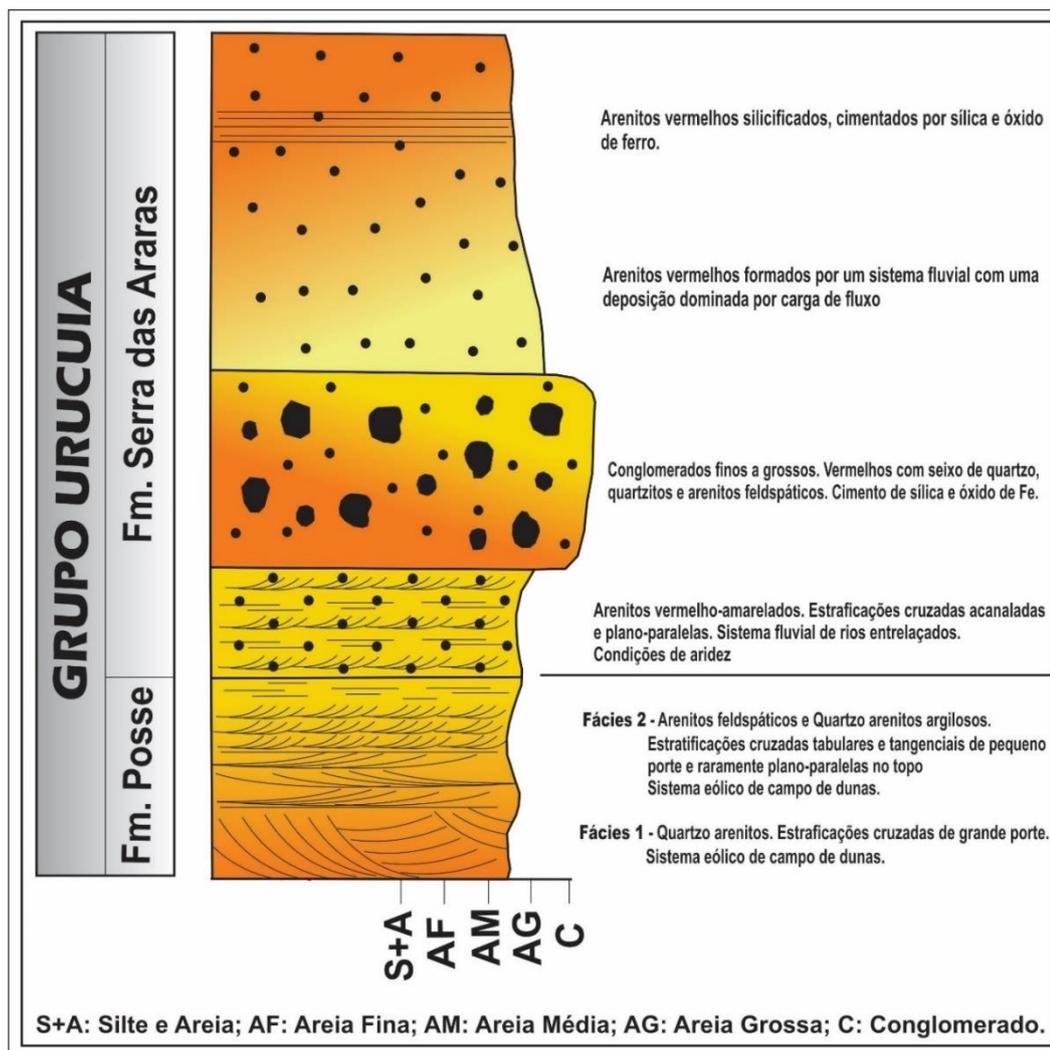
O GU pode ser individualizado em duas formações: Posse e Serra das Araras (Figura 5.5) (CAMPOS & DARDENNE, 1997a).

A Formação Posse corresponde à porção de maior volume, constituída por quartzo-arenitos ou mais raramente arcóseos, cuja sedimentação é associada a um sistema eólico de campo de dunas. A porção superior desta formação é caracterizada por arcóseos e quartzo arenitos, brancos, finos, argilosos ou não, bem selecionados e menos maduros com matriz detrítica.

A Formação Serra das Araras é constituída por arenitos silicificados (vermelhos e com níveis amarelados), de maturidade composicional e imaturidade textural, além de argilitos e conglomerados vermelhos, este último formando níveis de até 5 metros de espessura na porção basal. Essa formação teria sido depositada em ambiente fluvial de rios entrelaçados.

Na região do Vau da Boa Esperança, as duas unidades do GU ocorrem de forma expressiva, perfazendo praticamente 60% da área mapeada, que serão melhor descritas no Capítulo 6.

Figura 5.5 – Coluna Estratigráfica do Grupo Urucuia, no Oeste da Bahia



Fonte: Campos e Dardenne (1997a)

Ainda em relação a Formação Chapadão, deve ficar registrado que Campos & Dardenne (1997b) a considera como fazendo parte das coberturas cenozoicas inconsolidadas, predominantemente arenosas pertencentes a BCS. Essas coberturas inconsolidadas podem ser classificadas como coberturas eluvionares, coluvionares e aluvionares do Cenozoico.

O Grupo Urucuia hoje possui uma importância social e econômica significativa para a região Oeste da Bahia, principalmente em relação ao uso de seus recursos hídricos subterrâneos, destinado à agricultura irrigada de plantações em larga escala, como também para o abastecimento de água potável. Este espesso pacote essencialmente arenoso, de origem flúvio-eólica, serve como rochas-reservatório do importante Sistema Aquífero Urucuia (KIANG & SILVA, 2015).

5.1.6 Cenozoico

5.1.6.1 Coberturas Paleogenas e Neogenas

Bruni et al. (1974) consideram como formações superficiais cenozoicas presentes no Oeste da Bahia aquelas que recobre as unidades anteriores, e são representadas pelas coberturas sedimentares inconsolidados eluvio-coluvio-aluvionares e eólicas. A sedimentação predominantemente é areno-argilosa, com níveis lateritizados e cascalhos.

A Formação Chapadão consiste na unidade que encima os litotipos do Grupo Urucuia, capeando os planaltos e chapadas da BCS, sendo constituída por sedimentos arenosos inconsolidados (CAMPO & DARDENNE, 1997a). Estas representam a alteração do material arenoso referente à Formação Posse. Estes arenitos sofreram lixiviação intensa predominando níveis argilosos incipientes, valendo destacar que em meio a este horizonte argiloso, concentra-se o maior volume de pisólitos e plaquetas de manganês, representando um horizonte saprolítico.

Superior a este primeiro horizonte saprolítico, ocorre uma zona oxidada representando um horizonte aluminoso amarelado, onde é inexistente concentrações manganésíferas. Ocorre também de forma generalizada nos Chapadões do Urucuia um horizonte ferruginoso, também designado de crosta laterítica. E por fim, encimando todo o pacote anteriormente descrito, registra-se espesso pacote de latossolos vermelho-amarelos com perfis profundos, indicando processo pedogênico bastante evoluído (BONFIM, 2015).

Os depósitos coluvionares são restritos as rampas que margeiam as escarpas sustentadas pelos litotipos do Grupo Urucuia, e são formados por areias, cascalhos e fragmentos de rochas. Os depósitos aluvionares estão relacionados como às depressões dos rios Grande, de Ondas, Branco, das Fêmeas e Corrente, apresentando depósitos de tálus, paleodunas e lençóis de areia, os quais compreendem as formações superficiais quaternárias completando o quadro litoestratigráfico regional.

CAPÍTULO 6

GEOLOGIA DO VAU DA BOA ESPERANÇA

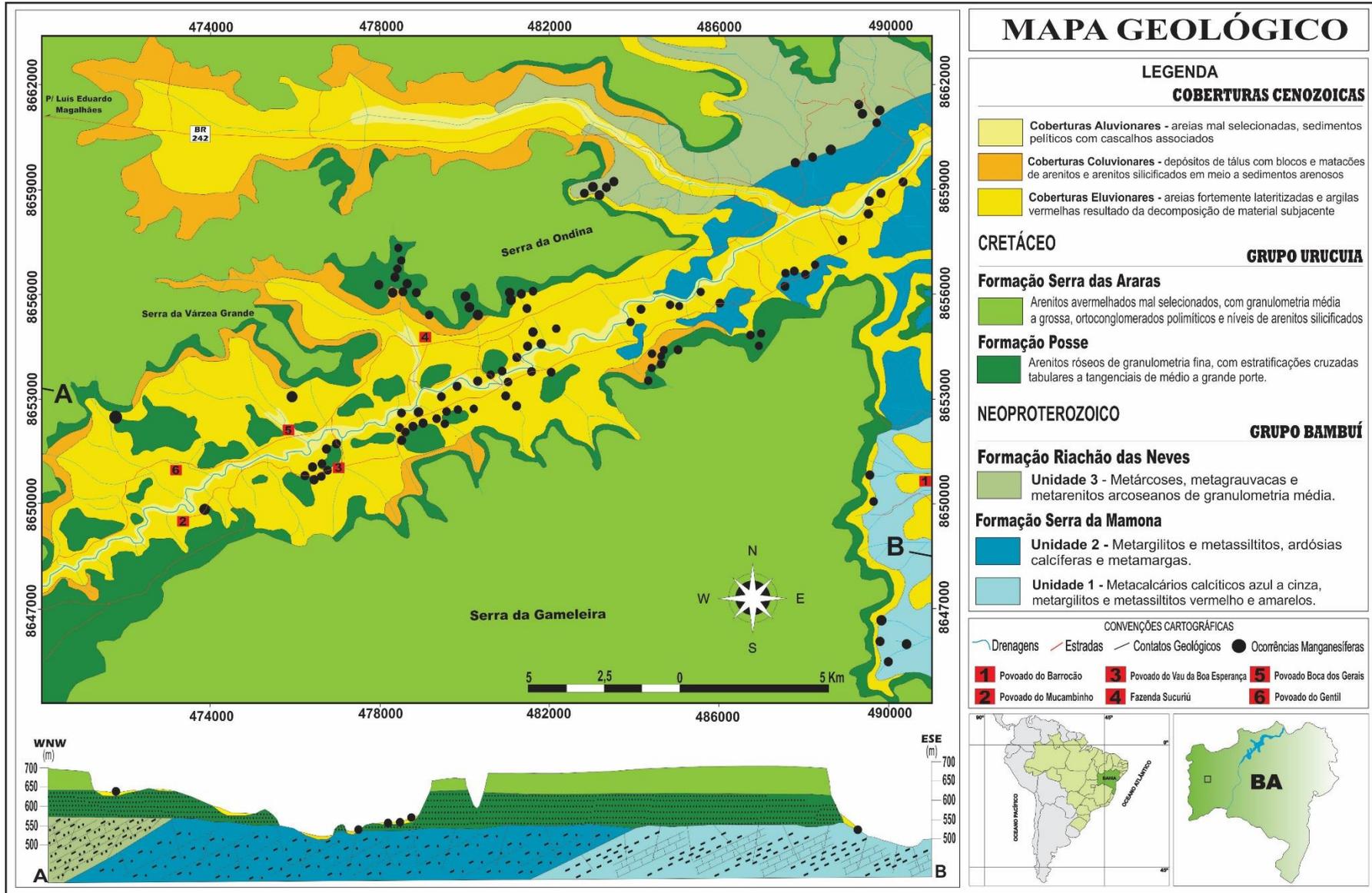
Neste capítulo será abordado a distribuição espacial das unidades geológicas presentes na região do Vau da Boa Esperança, com maiores ressalvas, para aquelas em que a mineralização manganésifera encontram-se hospedadas, bem como o entendimento da variabilidade do registro sedimentar e de seu significado, através dos sistemas deposicionais envolvidos na interação entre os processos sedimentares que atuaram durante a formação do depósito, e o arcabouço estrutural do Vau da Boa Esperança. Após o mapeamento geológico em escala 1:50.000 (Figura 6.1) da localidade onde as ocorrências manganésiferas portadoras de metais raros foram identificadas, foi possível constatar a presença de dois grupos de natureza exclusivamente sedimentar.

O substrato da área é representado pelos litotipos que configuram o Grupo Bambuí, de idade neoproterozoica, mais especificamente porções das Formações Serra da Mamona e Riachão das Neves. Os litotipos dessas formações, que compõe o referido grupo na área mapeada, são compostos essencialmente por uma sequência de ambiência marinha, predominantemente metapelítica, com lentes de metacalcários calcíticos, metamargas, metacalcarenitos e metarenitos arcoseanos, e metacalcários imaturos ocorrem subordinadamente.

Estas rochas afloram nas porções orientais da área estudada, em cotas inferiores a 590m de altitude, onde os processos erosivos de dissecação do relevo foram mais atuantes. Superior a este conjunto de idade neocretácea, ocorrem os litotipos do Grupo Urucuia, representados pelas Formações Posse e Serra da Araras, ambas de caráter arenoso, geradas em condições de aridez e com variações de ambientes fluvial-eólico com campos de dunas. As coberturas cenozoicas paleogenas-neogenas, devido a sua expressividade na área mapeada, foram subdivididas em: (i) coberturas eluvionares; (ii) coberturas coluvionares, preservadas junto às áreas de chapadões, próxima às escarpas de regressão e canais de drenagens e, (iii) coberturas aluvionares essas últimas situadas nas margens do Rio de Ondas e cursos d'água relacionados.

Quanto ao depósito de manganês, foram identificadas mais de 100 ocorrências ao longo da região do Vau da Boa Esperança (Figura 6.1), presentes em sua totalidade em todas as unidades geológicas que configuram o quadro litoestratigráfico local. Essas ocorrências e sua gênese, principal foco dessa Tese, serão detalhadas adiante em capítulo exclusivo.

Figura 6.1 – Mapa Geológico e Seção WNW/ESE do Vau da Boa Esperança na região de Barreiras/BA



6.1 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

6.1.1 Grupo Bambuí

Quanto à ambiência, EGYDIO-SILVA (1989) afirma que estas rochas foram depositadas em ambiente marinho raso, em uma configuração de mares epicontinentais. Da base para o topo a estratigrafia pode ser ordenada a seguir, da seguinte forma.

6.1.1.1 Formação Serra da Mamona

- Unidade 1: Carbonato-Pelítica

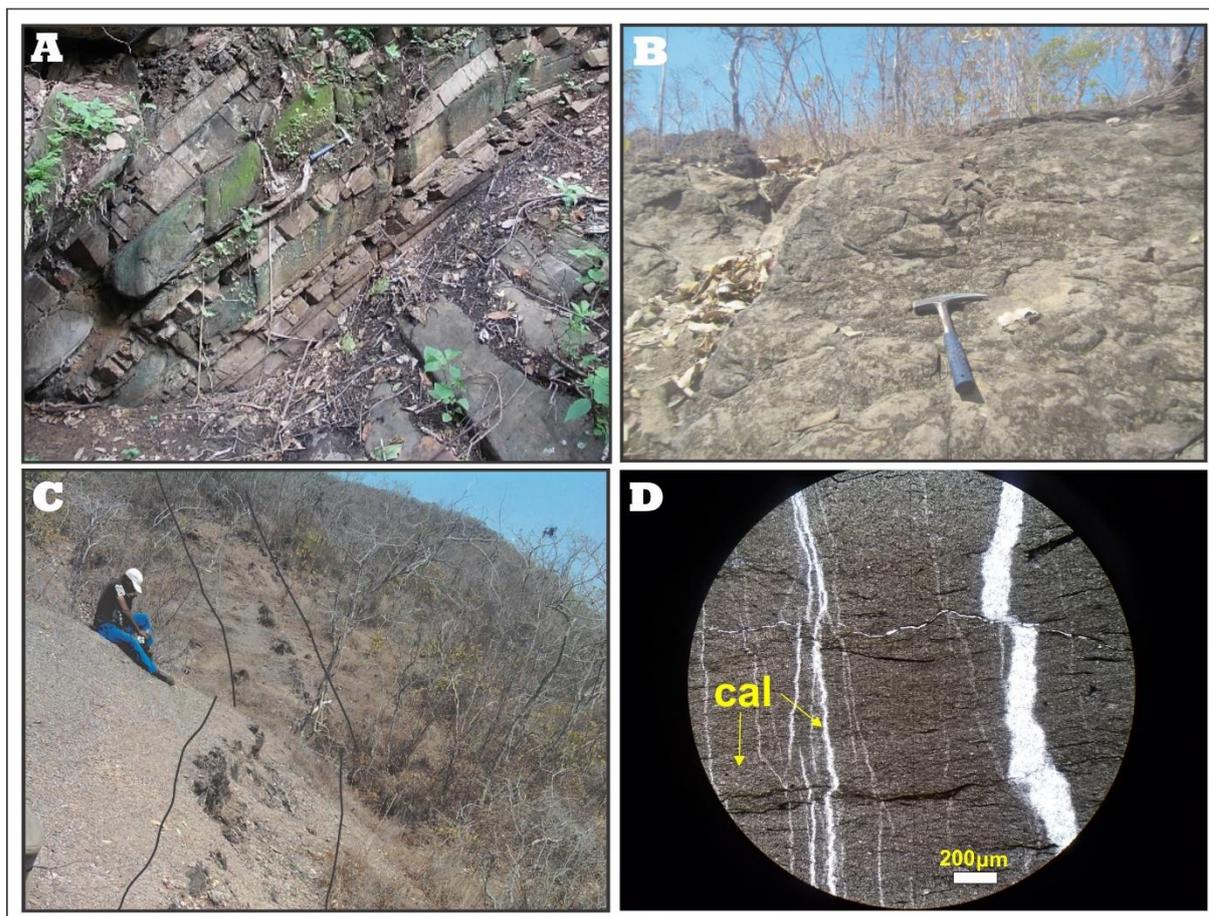
Esta unidade é marcada pela alternância entre metacalcários calcíticos com cor variando de azul a cinza, cortados por vênulas de calcita e siltitos calcíferos amarelados, com metassiltitos, metamargas, ardósias e arenitos finos predominantes, fazendo contato gradacional com a Formação São Desidério (Figura 4.2), esta última não aflorante na área do Vau da Boa Esperança (Fotografia 6.1 A).

Estas rochas situam-se na porção sudeste da área estudada, e no que se refere à localização dos afloramentos, ocorrem tanto nos baixios quando associados aos processos de voçorocamento, quanto nas porções mais elevadas, próximas ao sopé que configuram as vertentes das escarpas de regressão dos litotipos subjacentes. Afloramentos em lajedos também ocorrem principalmente próximos aos cortes de estrada.

No que tange ao grau de preservação, estas rochas encontram-se na maioria das vezes, alteradas por processos intempéricos avançados (Fotografia 6.1 B), geradas em decorrência da presença de neossolos litólicos quartzarenicos.

Em locais específicos, principalmente na porção central do vale, foi registrada a presença de espessos pacotes de metacalcário calcítico, e subordinadamente dolomítico, com níveis de ardósia exibindo tonalidades que variam de negro e por vezes esverdeado (Fotografia 6.1 C). Este pacote ocorre a uma profundidade média de 40m, e se estende por mais de 115m de profundidade, segundo os furos de sondagem. Nesta unidade é nítida a presença de óxidos primários de manganês disseminado e ocupando planos de fraturas. Os metacalcários exibem microscopicamente calcita predominante e são atravessados por vênulas de calcita branca, indicando posterior passagem de fluídos hidrotermais aqua-carbônicos (Fotografia 6.1 D).

Fotografia 6.1 – Formação Serra da Mamona: (A) Intercalação de metacalcários calcítico impuros e metapelitos; (B) Afloramento de metacalcário calcítico alterado, próximo ao Povoado da Baraúna; (C) Nível de ardósia intercalado com metacalcário calcítico bastante alterado; (D) Fotomicrografia de metacalcário calcítico com feições microestruturais de veios de calcita escalonados, observados com nicóis paralelos



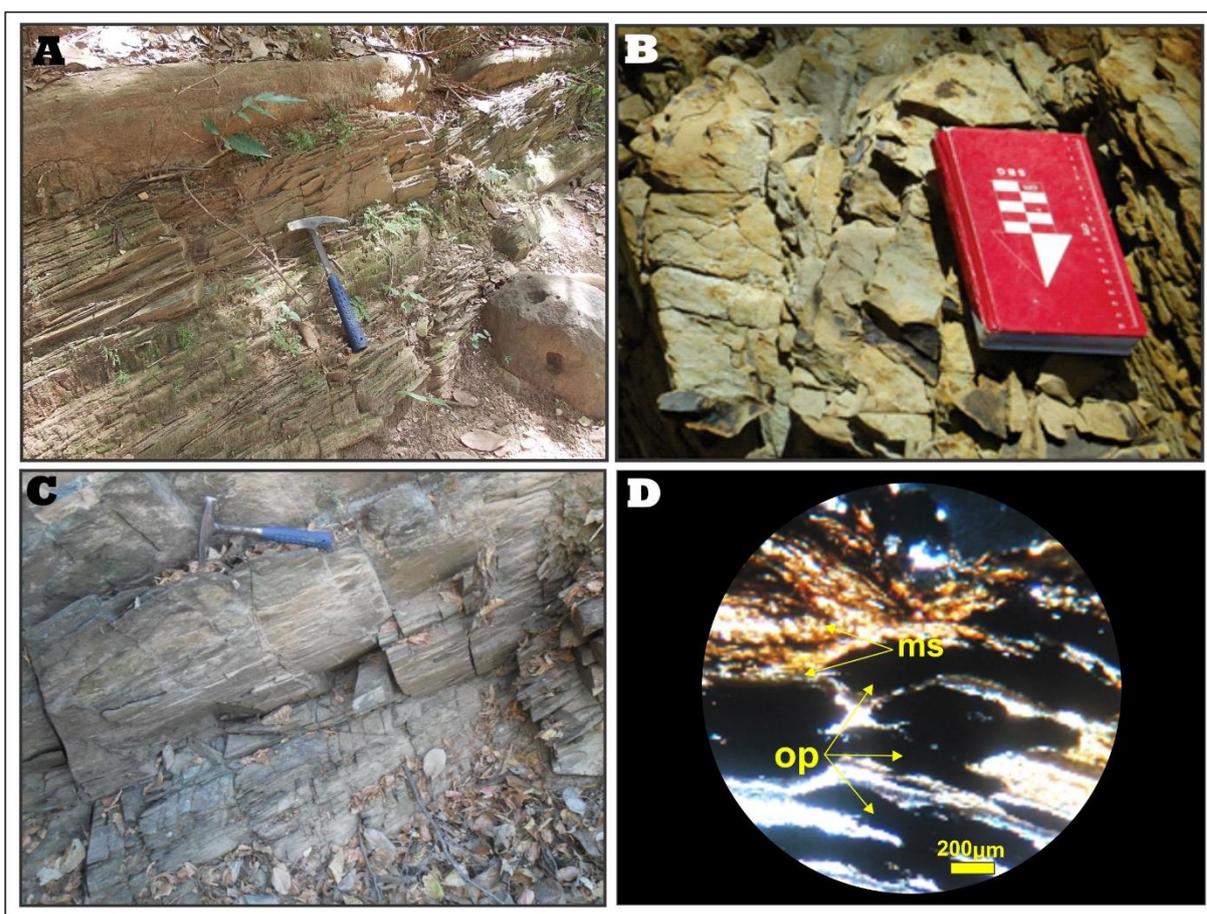
- Unidade 2: Pelítica

Esta sequência é representada por uma alternância de rochas metassedimentares finas, metassiltíticas e metareníticas (Fotografia 6.2 A), e subordinadamente ardósias calcíferas e metamargas, correspondendo aos litotipos de maior interesse. Faz contato gradacional com a Formação Riachão das Neves (Figura 4.2) e ocorre na porção centro-leste da área, que constitui o substrato aflorante nas porções basais do vale.

Os metassiltitos apresentam coloração cinza-amarelada (Fotografia 6.2 B), as metamargas apresentam coloração verde-acinzentado, e as ardósias calcíferas exibem coloração preto-acinzentado na forma de pequenas lentes (Fotografia 6.2 C). Na maior parte das vezes, estas litologias encontram-se em avançado estado de alteração.

Predominantemente, os metassiltitos apresentam composição mineralógica formada de muscovita, e quartzo interestratificados com óxidos de manganês na forma disseminada e bandada, indicando provavelmente a presença inicial da mineralização neste pacote sedimentar (Fotografia 6.2 D).

Fotografia 6.2 – Formação Serra da Mamona: (A) Intercalação de metassiltitos cinza-amarelados com lentes centimétricas de metarenitos róseos no acesso à área do Vau da Boa Esperança; (B) Metassiltitos intercalados com óxido de manganês presentes nos planos de fissilidade; (C) Metamargas e níveis de ardósias calcíferas próximas a Fazenda Sucuriú; (D) Fotomicrografia do metassiltito exibindo a presença de minerais filossilicáticos e óxidos de manganês, com nicóis cruzados



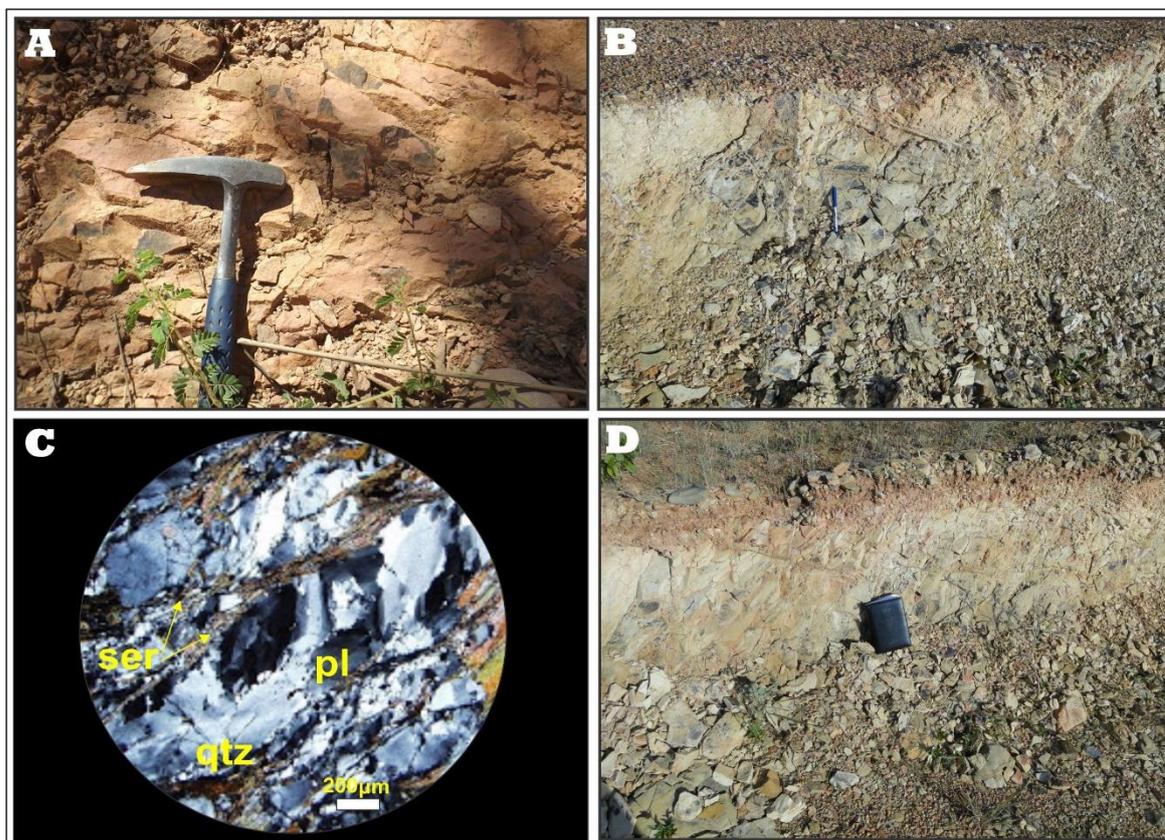
Do ponto de vista metalogenético, esta sucessão é muito importante, pois a mesma dita a presença de óxido de manganês na forma disseminada, preenchendo as fissilidades, ou na forma de pequenos nódulos. São nestes litotipos, que possivelmente durante o processo de sedimentação houve processos hidrogeológicos associados à migração metálica, tanto para as concentrações manganesíferas quanto para os metais raros associados.

6.1.1.2 Formação Riachão das Neves

- Unidade 3: Pelítica-Arenosa

Nesta unidade há um predomínio de metarcóseos, metagrauvascas, além de metarenitos finos feldspáticos e micáceos (Fotografia 6.3 A), intercalados com níveis de metassiltitos e metamargas (Figura 6.3 B). Os metarcóseos apresentam-se de maneira geral com granulação média, com clastos feldspáticos milimétricos. São constituídos por quartzo, feldspato (plagioclásio) e sericita (Figura 6.3 C).

Fotografia 6.3 – Formação Riachão das Neves: (A) Metarcóseo de coloração avermelhada com granulação, ora média a grossa, com clastos feldspáticos, ora variando de areia fina a silte, com matriz argilosa; (B) Metassiltitos bastante fraturado, intercalados com óxido de manganês presentes nos planos de fissilidade; (C) Fotomicrografia de metarcóseo exibindo predominantemente quartzo, plagioclásio em estágio avançado de alteração e sericita, observados com nicóis cruzados; (D) Metarcóseos alterado próximo ao rio Vereda das Lajes



Estes litotipos afloram na porção nordeste do vale, e por serem mais resistentes aos processos erosivos, as lentes de metacalcarenitos encontram-se preservadas ao longo das drenagens (Fotografia 6.3 D). No topo desta formação ocorre uma discordância angular, onde

assentam-se as rochas sedimentares do GU. Na Formação Riachão das Neves as juntas e fraturas encontram-se todas preenchidas por óxido de manganês.

Em alguns locais na porção nordeste da área, ocorre de forma bastante localizada pacotes decimétricos de metassiltitos esverdeados, na forma de verdetes, intercalados com metarenitos finos. Nstes litotipos são indicativas aa presença de glauconita, um filossilicato fonte para obtenção de potássio (FONSECA, 2016).

6.1.2 Grupo Urucuia

Sobrejacente aos litotipos do GB, relacionado às porções que configuram o sopé das vertentes e estruturam as escarpas de regressão do relevo, afloram as rochas depositadas em ambiência essencialmente árida, com retrabalhamento fluvial. Trata-se especificamente da supersequência predominantemente arenítica do GU (Figura 6.1) (KATTAH, 1994).

Estes litotipos afloram a cotas superiores a 560m e apresentam variações laterais e verticais. Na área de estudo foram reconhecidos elementos arquiteturais e litofácies pertencentes às formações Posse e Serra das Araras.

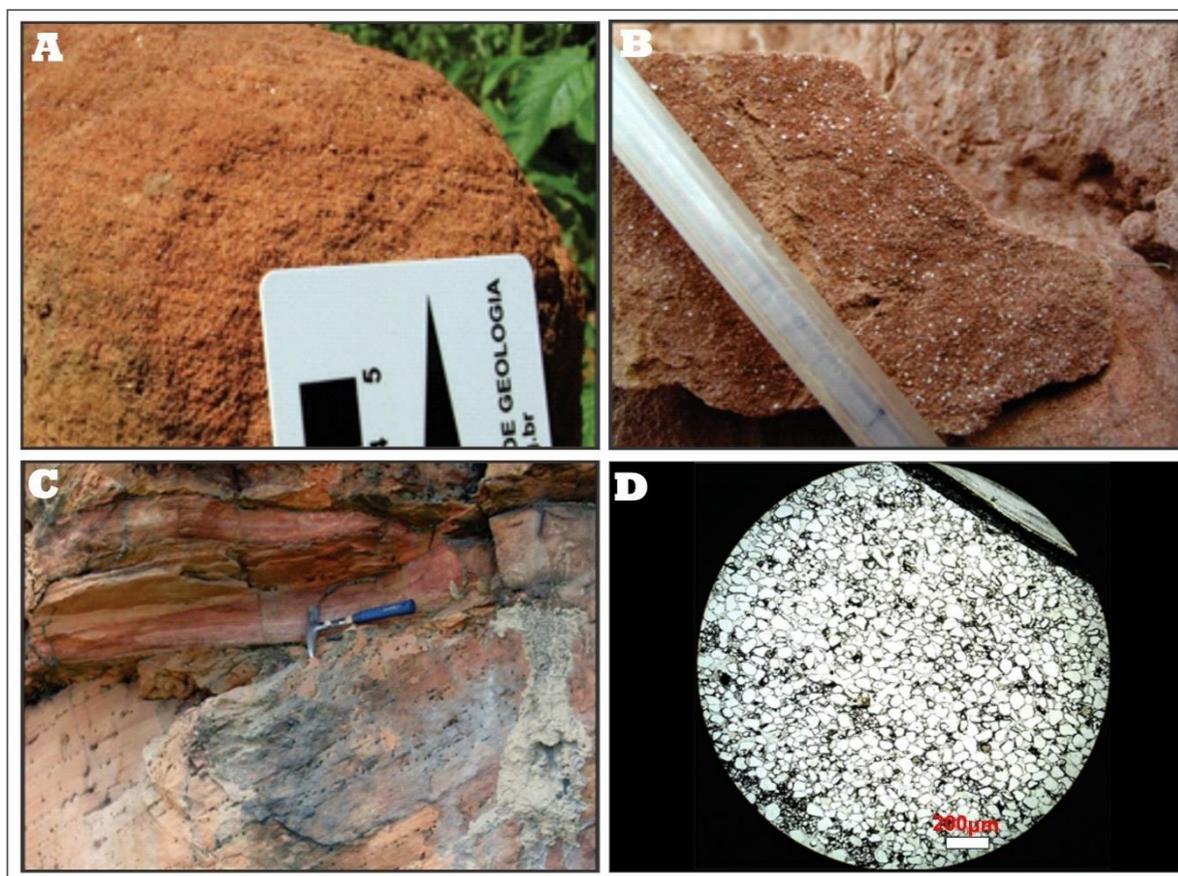
6.1.2.1 Formação Posse

A Formação Posse (KATTAH, 1994), na área de estudo, é constituída na base essencialmente por arenitos róseos, vermelhos a esbranquiçados (Fotografia 6.4 A), na fração areia/silte, com matriz de composição variada, ora formada por argilominerais, ora por caulinita e arenitos arcóseanos que também podem ocorrer (Fotografia 6.4 B). Estes arenitos apresentam bimodalidade bem marcada, onde os grãos na sua maioria são foscos e subarredondados indicando área fonte proximal, estes arenitos apresentam, na maioria das vezes uma laminação plano-paralela bem marcada.

Quanto ao grau de coesão, estes arenitos são na maioria das vezes friáveis, exibindo elevado grau de alteração pedogênica, porém em algumas porções, principalmente nas cotas mais elevadas, estes arenitos apresentam-se coesos e parcialmente silicificados. Sua ocorrência se dá na forma de morros testemunhos suavizados, ocorrendo logo acima dos sopés que configuram as vertentes. Em porções mais localizadas, estes arenitos apresentam-se maduros, exibindo estratificações cruzadas tabulares e tangenciais de médio a grande porte (Fotografia 6.4 C). A granulometria varia de fina a média, e nas porções mais altas exibem geralmente coloração alaranjada.

Os arenitos apresentam bom grau de selecionamento dos grãos, apresentam maturidade textural e mineralógica, bimodalidade com laminações submilimétricas a milimétricas. Quanto à forma os grãos variam de arredondados a sub-angulosos, além de porosidade aparente em torno de 20%. Foi constatada a presença de minerais opacos (óxido de manganês) e sílica preenchendo os poros do arenito (Fotografia 6.4 D).

Fotografia 6.4 – Formação Posse: (A) Arenito róseo a avermelhado exibindo laminação plano paralela; (B) Arenito com matriz siltosa, exibindo grãos de feldspato; (C) Afloramento de arenito exibindo feições de duna e inter-duna, com estratificação tabular de médio porte; (D) Fotomicrografia de arenito com granulometria fina a média, exibindo bimodalidade, e geometria dos grãos variando de arredondado a sub-anguloso. Observação em nicóis paralelos



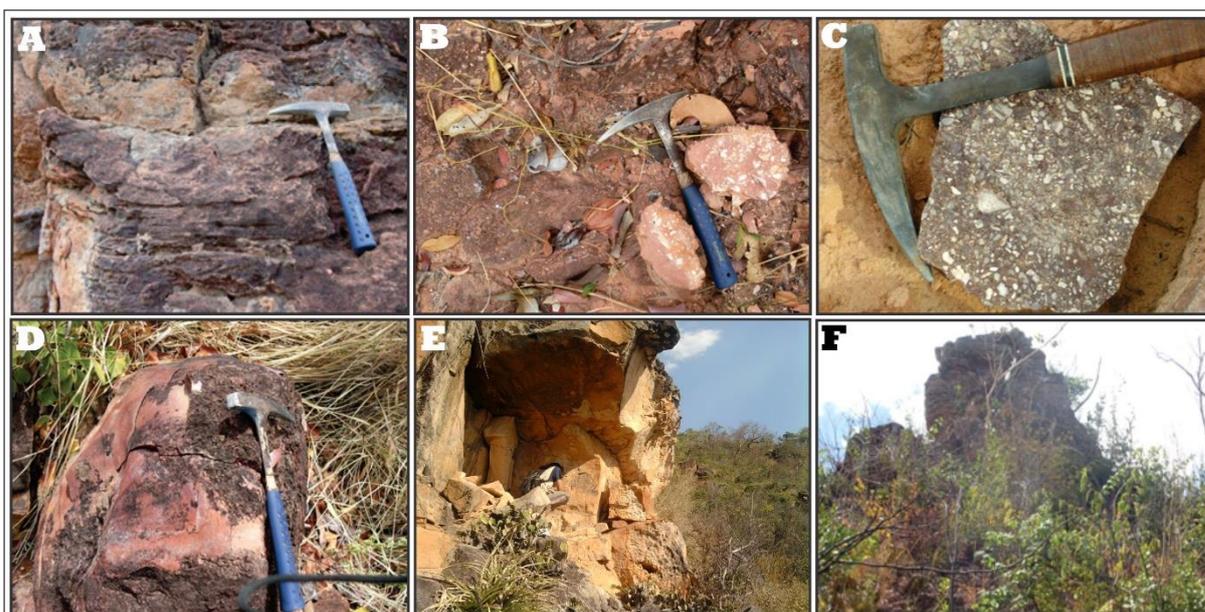
Estas litofácies são importantes do ponto de vista metalogenético, já que é a porção basal da Formação Posse que encaixa uma parte das concentrações da mineralização manganésífera na área de estudo. E na base desta formação, em meio aos arenitos finos, ocorrem impregnações de óxido de manganês paralelo aos estratos, indicando a atuação da primeira fase da supergênese, expressa pela remobilização da sílica e substituição por óxido de manganês.

6.1.2.2 Formação Serra das Araras

Sobrejacente aos arenitos da Formação Posse foram identificados na área de estudo, a presença de litotipos relacionados à Formação Serra das Araras (KATTAH, 1994). Tratam-se de ortoconglomerados polimíticos (Fotografia 6.5 B), com grãos constituídos de feldspato e quartzito predominante. Ocorrem ainda arenitos maciços de coloração avermelhada (Fotografia 6.5 A), exibindo mal selecionamento dos grãos variando de areia média a grossa e mostrando geometria sub-angulosa a facetada (Fotografia 6.5 C). As estruturas quando presentes resumem-se a estratificações plano-paralelas centimétricas e estratificações tabulares de pequeno porte.

A posição dos afloramentos destes litotipos estão ligadas basicamente às porções mais elevadas das escarpas de regressão (Fotografia 6.5 E), que configuram os relevos do tipo ruiformes (Fotografia 6.5 F) presentes na área estudada. Quanto ao grau de coesão (Fotografia 6.5 D) pode-se dizer que em quase sua totalidade estes arenitos e conglomerados apresentam-se bastante silicificados, muitas vezes tornando difícil a identificação macroscópica dos grãos. Em alguns locais restritos, onde os processos de silicificação foram intensos, houve o aparecimento de pequenos geodos de cristais mal formados de quartzo.

Fotografia 6.5 – Formação Serra das Araras: (A) Arenito com grãos variando de areia média a grossa, e estratificação plano-paralela, na forma de morros testemunhos acima dos relevos mesiforme; (B) Ortoconglomerado com grãos de feldspato alterado e matriz areno-siltosa; (C) Parte de um rolado de ortoconglomerado silicificado com aspecto polimítico; (D) Arenito avermelhado silicificado, no topo dos chapadões; (E) Escarpas estruturadas nos arenitos da Formação Serra das Araras; (F) Feições ruiformes nos arenitos da Formação Serra das Araras



6.1.3 Coberturas Cenozoicas

As coberturas cenozoicas paleogenas-neogenas ocorrem de forma expressiva na região do Vau da Boa Esperança, onde através do mapeamento geológico em escala 1:50.000 foi possível individualizá-las em coberturas eluvionares, coluvionares e aluvionares (Figura 6.1).

As coberturas eluvionares estão principalmente associadas ao saprólito dos arenitos basais da Formação Posse, consistindo de areais fortemente lateritizadas e argilas vermelhas resultantes da decomposição pedogênica dos materiais subjacentes (Fotografia 6.6 A). Estas por sua vez, são de extrema importância visto que parte do minério de manganês é de caráter supergênico, e estão relacionados a estas coberturas (Fotografia 6.6 B).

Fotografia 6.6 – (A) Cobertura eluvionar composta por material areno-argiloso, resultante da decomposição dos litotipos da Formação Posse, próximo à entrada para a Boca dos Gerais no Vau da Boa Esperança; (B) Pavimento de crostas lateríticas ferro-manganesíferas, assentadas sobre as coberturas eluvionares, próximo ao Povoado do Mucambinho (Vau da Boa Esperança)



As coberturas coluvionares estão presentes e preservadas próximo aos canais de drenagens e junto às escarpas de regressão, onde afloram os litotipos da Formação Serra das Araras. Muitas vezes os colúvios constituem depósitos de tálus exibindo grandes blocos e matacões de arenitos diversos, em meio a um solo arenoso (Fotografia 6.7 A).

As rampas de colúvios ou pediplanos se desenvolveram devido a ação conjugada de clima semiárido e processos neotectônicos, onde são mais expressivas e desenvolvidas no vale do Rio Veredas das Lajes (Fotografia 6.7 B), porém nos limites hidrográficos do Rio de Ondas as mesmas também se desenvolveram, todavia de forma mais discreta.

Em suma, os materiais coluvionares presentes na região do Vau da Boa Esperança referem-se ao material detrítico, proveniente de porções mais elevadas. Com isto, estes depósitos encobrem praticamente os contatos entre os Grupos Bambuí e Urucuaia.

Fotografia 6.7 – (A) Depósitos coluvionares dominados por blocos de rochas areníticas do Grupo Urucuaia e de concreções manganésíferas; (B) Rampas de colúvios próximo as escarpas formadas pelos arenitos da Formação Serra das Araras, no vale do Rio Vereda das Lajes



E por fim, as coberturas aluvionares estão presentes nas margens do Rio de Ondas e cursos d'água relacionados (Fotografia 6.8 A). Tratam-se de sedimentos arenosos mal selecionados e pelíticos, desagregados com cascalhos associados.

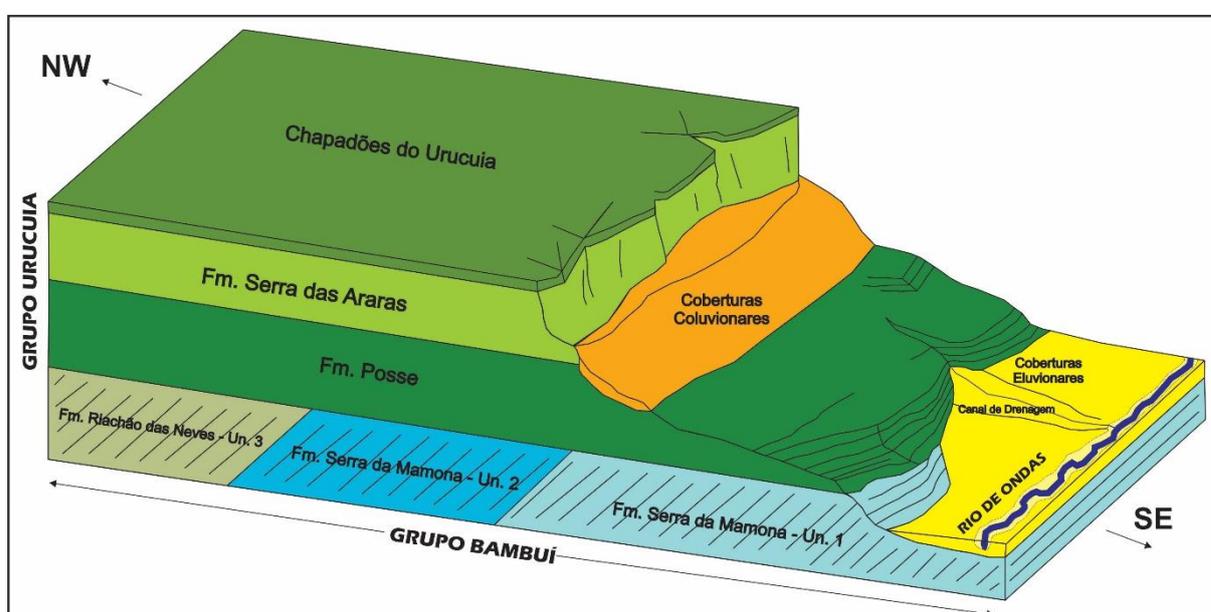
Estas coberturas aluvionares são associadas à planície de inundação das maiores drenagens, caracterizadas por depósitos resultantes do retrabalhamento fluvial recente de materiais detríticos diversos, tanto em ambiente de canais das drenagens atuais (aluviões *sensu strictu*), quanto nos terraços aluviais (paleocanais fluviais) (Fotografia 6.8 B).

Fotografia 6.8 – (A) Aluvião nas margens do Rio de Ondas na Boca dos Gerais formado por areias mal selecionadas; (B) Planície de inundação junto a margem direita do Rio de Ondas



Em síntese, a Figura 6.2 ilustra de forma esquemática o quadro geológico da região do Vau da Boa Esperança, sendo constituída em termos basais por uma sedimentação basicamente marinha, com litotipos compostos por rochas carbonáticas, pelíticas e arcoseanas, pertencentes às Formações Serra da Mamona e Riachão das Neves, constituindo o GB de idade neoproterozoica. Sobre essas coberturas neoproterozoicas, ocorre uma sedimentação essencialmente continental de caráter flúvio-desértico, justificada pelas Formações Posse e Serra das Araras representantes do GU de idade neocretácea. Por fim, ocorre de forma bastante relevante as coberturas cenozoicas de caráter eluvionar, coluvionar e aluvionar.

Figura 6.2 – Modelo esquemático do quadro geológico da região do Vau da Boa Esperança, com as unidades litoestratigráficas presentes



6.2 AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO

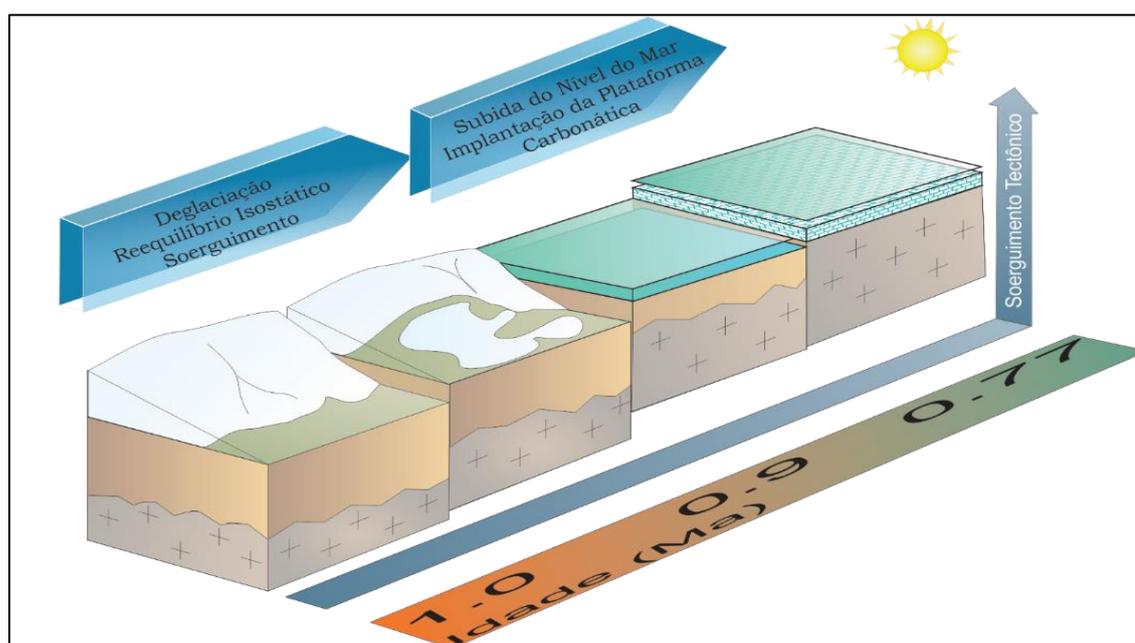
A partir da identificação ou das diferentes fácies das rochas metacarbonáticas e metapelíticas do GB e suas associações, foi possível interpretar seus processos e ambientes de sedimentação.

O GB é referido como uma espessa sucessão de rochas metacarbonáticas e metapelíticas, depositadas em mares epicontinentais durante o Neoproterozoico sobre o Cráton do São Francisco, sobretudo no seu setor ocidental (EGYDIO-SILVA, 1989). Vieira (2007) ao realizar um estudo sobre as variações paleoambientais da Formação Sete Lagoas (Figura 4.2) afirma que durante o Neoproterozoico, a Terra passou por um evento glacial (*Marinoan*),

encobrendo quase toda a sua superfície com gelo (*Snowball Earth*). Também destaca que os depósitos carbonáticos pós-*Sturtian* relacionados aos depósitos glaciais sugerem um diacronismo deposicional. Neste caso o rifteamento teve um comportamento de um zíper (*Zipper-Rift Earth*), e esses depósitos glaciais ocorreram de formas pontuais nas ombreiras soerguidas dos *rifts*.

O GB é resultante da deglaciação dessas geleiras, que resultou em uma subida do nível do mar (transgressão marinha) e inundou a maior parte do Cráton do São Francisco. Ocorreu então a implantação das plataformas carbonáticas (770-900 Ma), correspondentes ao Supergrupo São Francisco (Figura 6.3).

Figura 6.3 - Representação esquemática dos ambientes deposicionais, aliado ao quadro evolutivo tectônico e climático para a deposição do Grupo Bambuí



Fonte: Araújo (2016)

Em termos pericratônicos (EGYDIO-SILVA, 1987), as rochas metacalcárias da Formação São Desidério mostram localmente estruturas hidrodinâmicas do tipo marcas de ondas assimétricas e estratificações cruzadas de pequeno porte. A sedimentação é indicativa de plataforma marinha de fundo raso, com energia relativamente alta.

O aumento da sedimentação detrítica para norte na região de Barreiras sugere uma plataforma aberta, onde a ação de ondas e correntes de marés ativas proporcionou um ambiente de alta energia com abundância de material detrítico, como as rochas metapelíticas e metareníticas da Formação Serra da Mamona. O topo desta formação marca uma sedimentação mais grossa, indicando o início de uma fase de regressão marinha, cuja progressão marca a deposição dos metarcóseos e metarenitos finos da Formação Riachão das Neves (Figura 4.2).

Estes sugerem uma deposição em águas rasas, onde ocorre também a presença de marcas de ondas e laminações cruzadas. Egydio-Silva (1987) sugere uma sedimentação em condições litorâneas, com área-fonte proximal pela abundância de material clástico feldspático que compõe a Formação Riachão das Neves.

No fim do Neoproterozoico, após as colisões nas margens do CSF onde formaram-se os orógenos brasileiros que acarretaram na inversão das bacias Rio Preto, Espinhaço e São Francisco, houve maior intensidade de deformação ao longo do eixo das bacias, porém com uma deformação incipiente de caráter epidérmico (devido ao afinamento litosférico por subsidência).

Na sequência, após um hiato deposicional de aproximadamente 400 M.a, a porção setentrional do Cráton do São Francisco sofreu influências da abertura do Atlântico Sul durante o Eocretáceo. Neste período, o interior das placas sul-americana e sul-africana passou por tensões de padrão extensivos em consequência do rifteamento ativo, que teve influência desde o período de abertura até a evolução para margem passiva, onde é proposto por (GIBBS, 1984) o modelo de bacia do tipo SAG.

No período do Meso-Neocretáceo ocorreu uma subsidência na Bacia Sanfranciscana, também de baixa magnitude gerada pela compressão do cráton após a fase *rift*. As tensões intraplaca foram as principais responsáveis, e a depressão gerada por essa subsidência foi determinante para o acúmulo de grande parte dos sedimentos do GU.

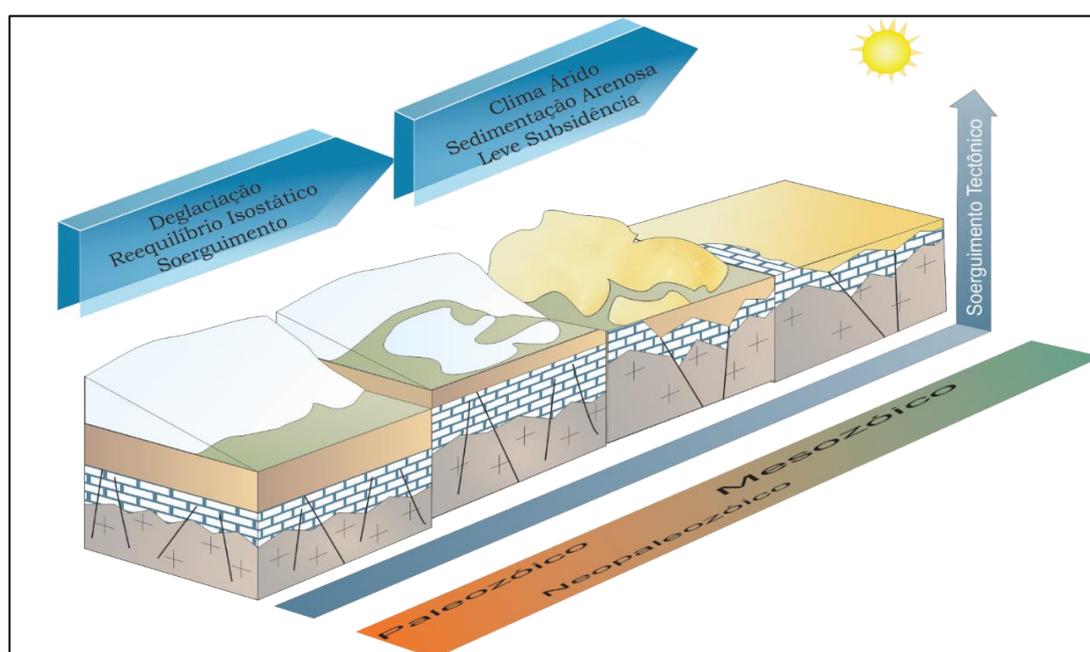
O GU, de idade neocretácea, é definido como espesso pacote arenoso, de origem flúvio-eólica, onde muitas dúvidas ainda o cercam quanto ao arcabouço estrutural e sua evolução tectônica. As tensões intraplaca foram as principais responsáveis, e a depressão gerada por essa subsidência, foi determinante para o acúmulo de grande parte dos sedimentos do Grupo Urucuia (Figura 6.4).

A partir dos dados explanados, correlatos as unidades litoestratigráficas do Grupo Urucuia, pode-se inferir que os litotipos da Formação Posse identificados na área de estudo foram formados em um ambiente característico de lençóis arenosos úmidos intercalando com lençóis arenosos secos com dunas isoladas. Assim é possível afirmar que, a Formação Posse teria sido o resultado de processos principalmente eólicos (em campos de dunas) e fluviais (rios entrelaçados).

Com relação à Formação Serra das Araras os litotipos descritos evidenciam caráter típico de fácies de ambiente deposicional fluvial-eólico. Estes ambientes são interpretados como planícies arenosas dominadas por sedimentação subaquosa, com presença de sedimentação rápida de alta energia formando canais efêmeros.

As formas de ocorrência indicam que grande parte da sedimentação do GU foi gerada sob condições de aridez, contudo foi extremamente arrasada pelas superfícies de aplainamento associadas aos ciclos erosivos que a área foi submetida.

Figura 6.4 - Representação esquemática dos ambientes deposicionais, aliado ao quadro evolutivo tectônico e climático para a deposição do GU



Fonte: Araújo (2016)

Além desta cobertura sedimentar representada pelos grupos Bambuí e Urucui na região de Barreiras/BA, é importante destacar a presença de extensas regiões onde predominam coberturas sedimentares cenozoicas. **Como resultado dos intensos processos erosivos, Iglesias e Uhlein (2009) descreveram coberturas cenozoicas resultantes da acumulação detrítica. Tais coberturas apresentam-se geralmente inconsolidadas com espessuras variáveis e podem ser classificadas como coberturas eluvionares, coluvionares e aluvionares.**

Janoni et al. (2016b) afirmam que no final do Mioceno e início do Plioceno a área passou pelo término da fase de soerguimento. Esta fase marca um retrabalhamento dos sedimentos inconsolidados (coberturas eluvionares) e redeposição em patamares mais baixos (coberturas coluvionares), no qual foram gerados blocos abatidos e soerguidos com uma série de anomalias e capturas de drenagem, rearranjadas, segundo influência da Neotectônica.

No período Pleistoceno ocorre a última fase de sedimentação cenozoica com processos de laterização bastante limitados. Com isso a última fase de soerguimento tectônico da área gerou então a dissecação da paisagem no Holoceno. A última fase evolutiva descreve o

desenvolvimento de terraços e aluviões gerados por sistemas de falhas transcorrentes e erosão de materiais já depositados anteriormente, gerando assim as coberturas aluvionares em ambiente de canais das drenagens atuais (aluviões *sensu strictu*), e nos terraços aluviais (paleocanais fluviais).

As superfícies de aplainamento presentes no topo dos arenitos do Grupo Urucua são correlacionáveis com a Superfície Sul-americana do Terciário Inferior (BARBOSA, 1982). Ocorreram ainda levantamentos epirogenéticos que modificaram o nível de base dos rios da região acarretando na erosão da Superfície Sul-Americana, esculpindo os arenitos do GU. Esse efeito erosional foi o grande responsável pelas partes aflorantes da Formação Serra da Mamona, além de grande parte das coberturas correlatas à Superfície Velhas do Terciário Superior (BARBOSA, 1982).

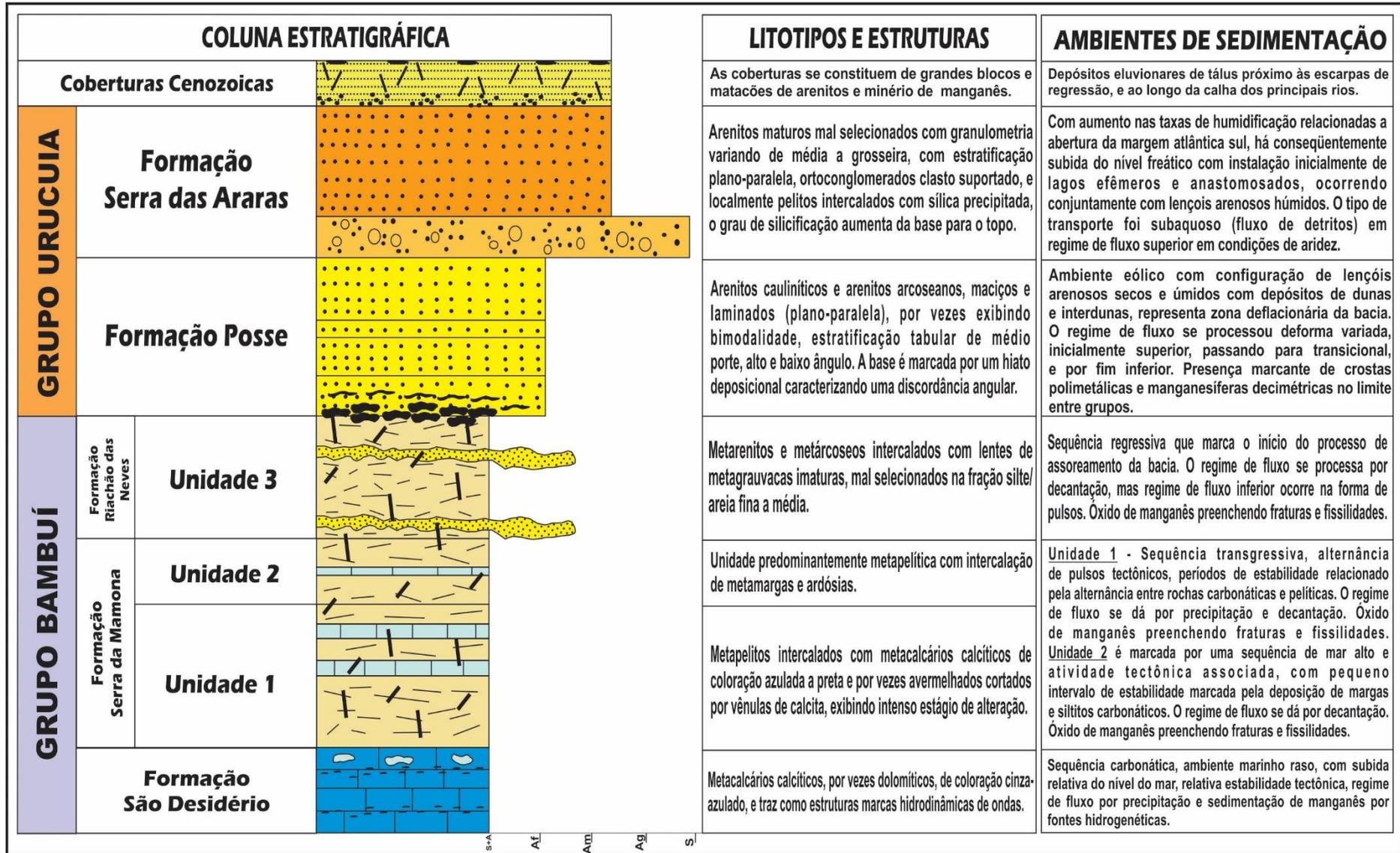
Um novo retrabalhamento ocorreu na Superfície Velhas em decorrência da atividade fluvial, formando assim parte da Superfície Paraguaçu (SOUZA, 2013). Na porção aflorante da Formação Serra da Mamona é possível observar óxidos primários associados aos metassiltitos em zonas de fraturas. Porém também são encontrados, em menor quantidade, nos carbonatos e pelitos.

De forma bastante expressiva, as maiores concentrações do minério se dão na forma de espessas concentrações de caráter polimetálico e ferro-manganesíferas, atingindo dimensões decimétricas assentadas sobre as rochas metassedimentares da Formação Serra da Mamona, e em contato superior com as rochas areníticas da Formação Posse. Estas feições metalogenéticas associadas aos ambientes de sedimentação de caráter marinho propiciaram a formação de pavimentos de Fe-Mn que revestem o assoalho marinho, provavelmente de caráter rochoso.

Entretanto, parece que o manganês experimentou uma precipitação mais distal do foco vulcânico, visto que os processos metalogenéticos associados a sedimentação marinha por fontes hidrogenéticas marca mundialmente a formação das grandes concentrações manganesíferas e ferríferas do planeta. Muitos depósitos de manganês neoproterozoicos foram depositados na fase continental transicional, em regimes marinhos de sedimentação. Alguns autores atestam que a origem deste manganês, está associada a fontes terrígenas ou vulcanogênicas, onde todos os principais depósitos foram formados em plataformas estáveis, em ambientes de águas rasas.

A Figura 6.5 traz uma síntese evolutiva das unidades litoestratigráficas presentes na região do Vau da Boa Esperança com as respectivas litologias e estruturas, bem como as interpretações dos ambientes de sedimentação para uma possível associação inicial aos ambientes e processos mineralizadores do manganês portador de metais raros.

Figura 6.5 – Quadro estratigráfico esquemático das unidades mapeadas, com os litotipos, estruturas e os ambientes de sedimentação



6.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

Neste tópico serão discutidas as feições estruturais observadas no substrato rochoso da área investigada. Para tal, foram utilizados dados de superfície (afloramentos) e sub-superfície (testemunhos de sondagens).

6.3.1 Estruturas

A análise estrutural permitiu a caracterização das estruturas deformacionais em um regime dúctil, caracterizado pelas foliações com direções predominantes na direção NE/SW, impressas nos litotipos das formações Serra da Mamona e Riachão das Neves do GB. As estruturas deformacionais rúpteis correspondem ao padrão de fraturas, impressas nas referidas unidades citadas anteriormente, e sobretudo nas Formações Posse e Serra das Araras do GU sobrejacente (Figura 4.2).

Estas estruturas rúpteis conduziram a instalação do Rio de Ondas que segue um *trend* principal NE-SW, além de um *trend* de segunda ordem na direção NW-SE, naturalmente decorrente do padrão de fraturas do substrato. A atuação neotectônica foi responsável pela reativação das estruturas de direção E-W, N-S, NE-SW e NW-SE, estas com influência direta na canalização das mineralizações manganêsíferas nas direções da rede hidrográfica, na conformação geomorfológica, na estruturação das coberturas sedimentares recentes, e conseqüentemente no enriquecimento supergênico.

6.3.2 Análise Deformacional

O arranjo tectônico que configura a área de estudo é uma resposta das reativações que ocorreram nas unidades litoestratigráficas, durante e após o evento Brasiliano. As unidades litoestratigráficas aflorantes na área, foram afetadas por estas condições tectônicas, que resultou na geração de elementos estruturais, tais como, a foliação bem marcada nas formações pertencentes ao GB, e no padrão de fraturas, cuja identificação permitiu a individualização de duas famílias bastante expressivas e antes referidas.

Com o trabalho de campo, foi possível o reconhecimento estrutural, em escala de detalhe, no intuito de entender e caracterizar os aspectos geológicos das estruturas dúcteis e rúpteis existentes, para confirmação das direções obtidas da etapa anterior.

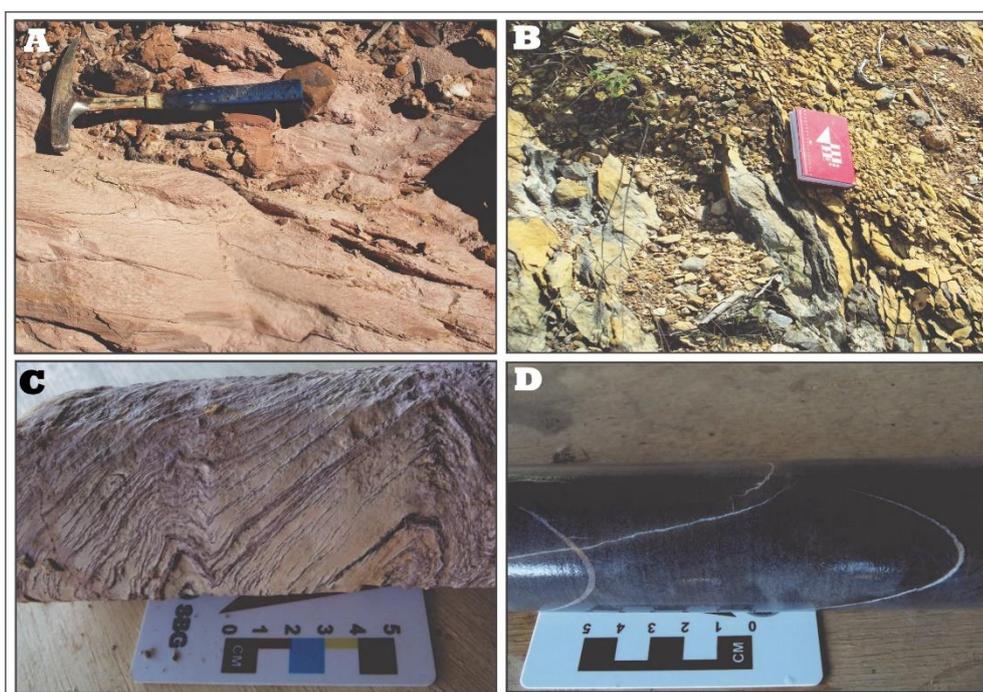
6.3.2.1 Domínio Dúctil

Com mapeamento geológico de superfície foi possível constatar a presença de uma foliação penetrativa com direção predominante N054/38SW impressa nos litotipos do GB. Estas feições são indicativas de esforços compressivos a que estas rochas foram submetidas à progressão da deformação durante o evento Brasileiro, principalmente associadas a estruturação do Orógeno Rio Preto.

O GB está metamorfoisado em grau incipiente a fraco, marcando estruturalmente a atuação de apenas uma fase de deformação. As feições deformacionais impressas nos metacalcários, metapelitos, metarenitos e ardósias, variam em estilo e intensidade de acordo com a competência de cada litotipo. A descrição detalhada de alguns furos de sondagem permitiu a identificação de estruturas com indicadores cinemática.

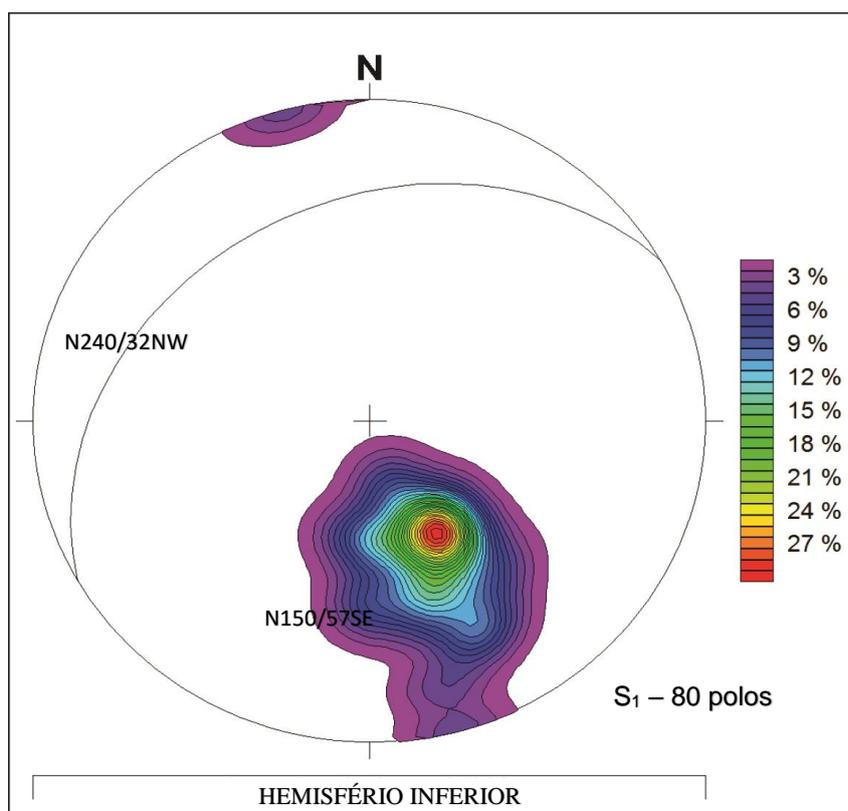
Foi possível observar clivagem penetrativa em metapelitos e ardósias da Formação Serra da Mamona (Fotografia 6.9 A/B). Há também a presença de dobras em *chevron* e em *kink* nos pelitos ferruginosos (Fotografia 6.9 C). Níveis de calcita paralelos aos planos de foliação em calcários negros na base da Formação Serra da Mamona também puderam ser observadas (Fotografia 6.9 D).

Fotografia 6.9: (A) Clivagem penetrativa em metapelito da Formação Serra da Mamona; (B) Clivagem penetrativa em ardósias da Formação Serra da Mamona; (C) Metapelito ferruginoso exibindo dobras *chevron* e em *kink*; (D) Níveis de calcita paralelos a foliação em metacalcário negro, na porção basal da Formação Serra da Mamona



Na área de estudo constatou-se ainda que o S_0 foi basculado na mesma direção e no sentido da deformação principal. Aproximadamente 80 medidas de foliação S_1 adquiridos em campo foram tratadas e analisadas estatisticamente, e os resultados apontaram em uma máxima dos polos com direção *strike/dip* N150/57SE, que reflete a atitude média de N240/32NW (Figura 6.6).

Figura 6.6 - Estereograma isoareal das 80 medidas de foliação, exibindo a máxima concentração dos polos em porcentagem e o plano máximo de direção *strike/dip* N240/32NNW

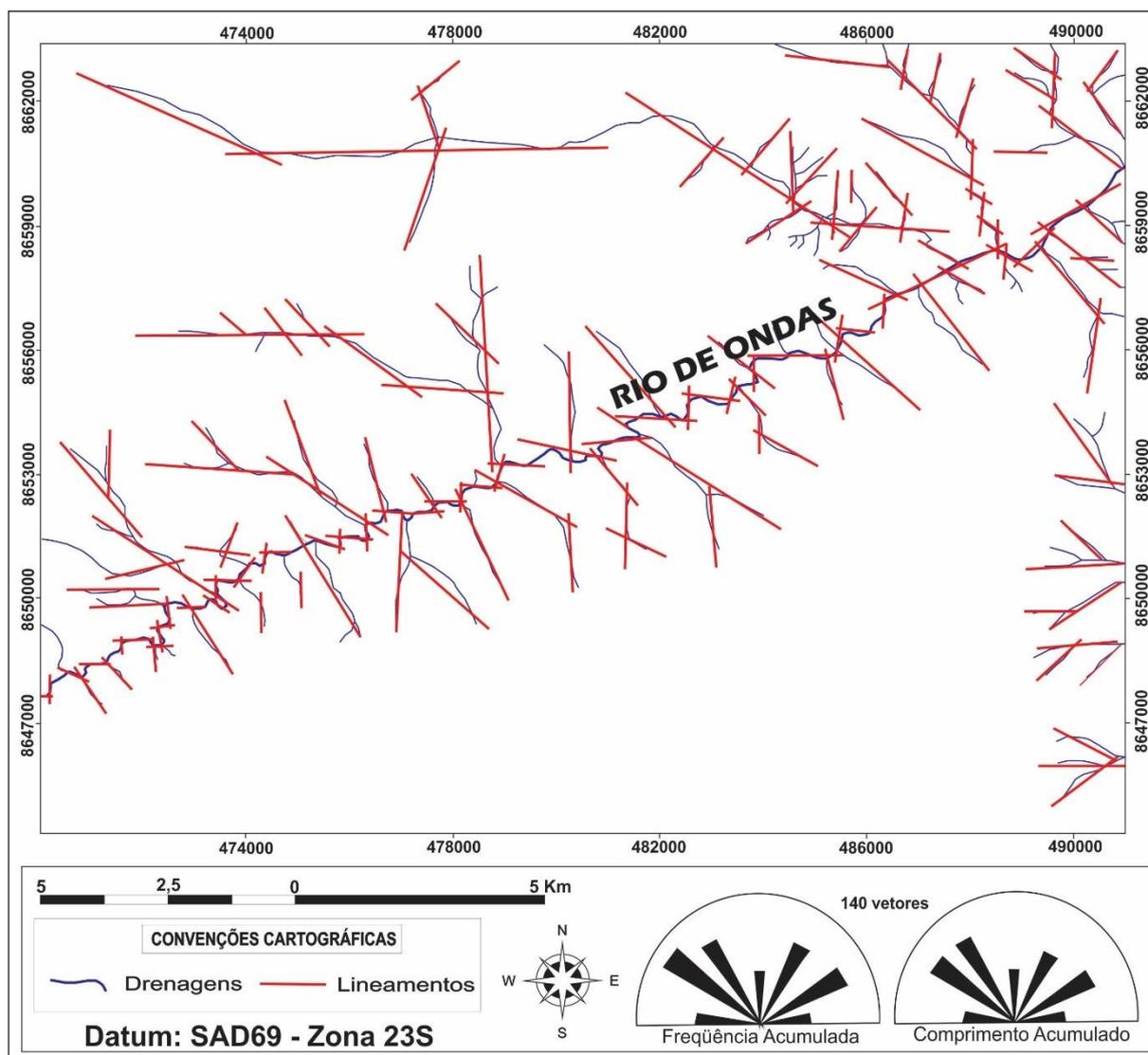


6.3.2.2 Análise dos Lineamentos Estruturais

A partir dos lineamentos extraídos da carta topográfica Rio de Ondas (Folha SD.23-V-B-III) e da etapa de fotointerpretação para a região do Vau da Boa Esperança, foi gerado um mapa de fotolineamentos com o objetivo de caracterizar as principais direções estruturais rupteis e a compartimentação da área. Com o tratamento dos dados e interpretação da análise estrutural destes lineamentos foi possível caracterizar as famílias de fraturas, bem como seu papel na compartimentação geomorfológica, hidrográfica e tectônica. Vale destacar que as direções preferenciais e secundárias destas famílias são distintas e controlam a estruturação da área de estudo.

A análise geral do quadro macroscópico do Vau da Boa Esperança, no que diz respeito às principais estruturas rúpteis observadas no mapa de fotolineamentos (Figura 6.7), possibilitou o reconhecimento de dois grandes conjuntos de lineamentos, quais sejam: um principal nas direções NW-SE e E-W, e outro subsidiário com as estruturas nas direções N-S e NE-SW. Isso fica mais evidenciado nos diagramas de rosetas que permitiram a interpretação destes lineamentos, os quais foram gerados a partir de um total de 140 vetores dispersos na área de estudo.

Figura 6.7 - Mapa de lineamentos (juntas e fraturas) gerais da região do Vau da Boa Esperança



A análise sistemática e espacial do mapa de lineamentos, juntamente às interpretações dos diagramas de rosetas, evidencia que os lineamentos segundo as direções NW-SE e NE-SW são os principais, pois marcam respectivamente as direções em que estão encaixadas a maioria das drenagens e as feições de relevo na área. De forma menos expressiva,

ocorrem fraturas secundárias nas direções N-S e E-W, verificadas nos diagramas de concentração da frequência acumulada e de comprimento acumulado.

Esses diagramas reforçam a identificação das direções dos traços destes lineamentos estruturais, sendo possível observar que os lineamentos na direção NW-SE é a direção dos principais afluentes do Rio de Ondas, e a direção E-W marca as feições de relevo, representando a direção geral das escarpas que limitam os Chapadões do Urucuia. As direções secundárias N-S corresponde a alguns trechos de afluentes que assumem essa direção, e por fim, o conjunto de menor importância de direção NE-SW marca a instalação do Rio de Ondas que flui para NE. Entretanto, no decorrer deste fluxo, o rio apresenta inflexões abruptas controladas pelas direções E-W e N-S truncando canais orientados segundo NW-SE.

6.3.2.3 Domínio Rúptil

O vale do Rio de Ondas pode ser caracterizado como pertencente a um padrão de drenagem do tipo treliça direcional. Este padrão de drenagem indica que este rio se desenvolveu sobre uma antiga zona de fraqueza condicionado ao regime tectônico que afetou regionalmente, tanto a seqüência de litotipos neoproterozoicos do Grupo Bambuí, como seu embasamento (parcialmente), neste caso as rochas pertencentes ao embasamento que compõe a porção noroeste do Cráton do São Francisco.

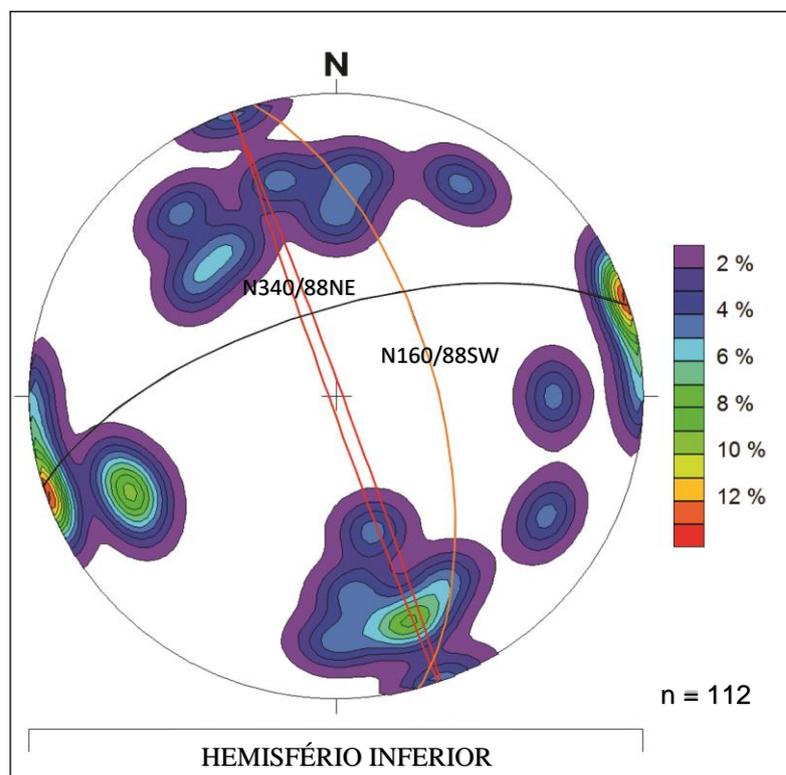
Para análise dos padrões preferenciais de juntas e fraturas foram realizadas aquisições de medidas em diferentes porções da área de estudo, os quais foram posteriormente tratados estatisticamente com auxílio do *software* Stereonet®.

Na porção norte-noroeste da área de estudo, os dados de fraturas evidenciam padrões principais com direção NW-SE de alto ângulo, porém com mergulhos distintos com máximo dos planos *strike/dip* N160/88SW e 340/88NE (juntas e fraturas), e um terceiro padrão de fraturas bastante comum na mesma direção, porém com mergulho mais suave e plano máximo com direção *strike/dip* de N334/63NE (fratura cisalhante). Fraturas de direção NE/SW ocorrem subordinadamente, principalmente relacionadas aos planos de foliação com direção máxima do plano em *strike/dip* medindo N252/66NW (fratura cisalhante) (Figura 6.8).

Feições como falhas e fraturas bem marcadas foram observadas nos metapelitos da Formação Serra da Mamona (Fotografia 6.10 A), pares conjugados de fraturas foram evidenciados nos litotipos da Formação Riachão das Neves (Fotografia 6.10 B), e falhas de abatimento foram identificados nos arenitos do Grupo Urucuia, porém incipientes. É possível

observar que ocorrem de forma predominante duas famílias de fraturas bem marcadas, de direção NW/SE e NE/SW.

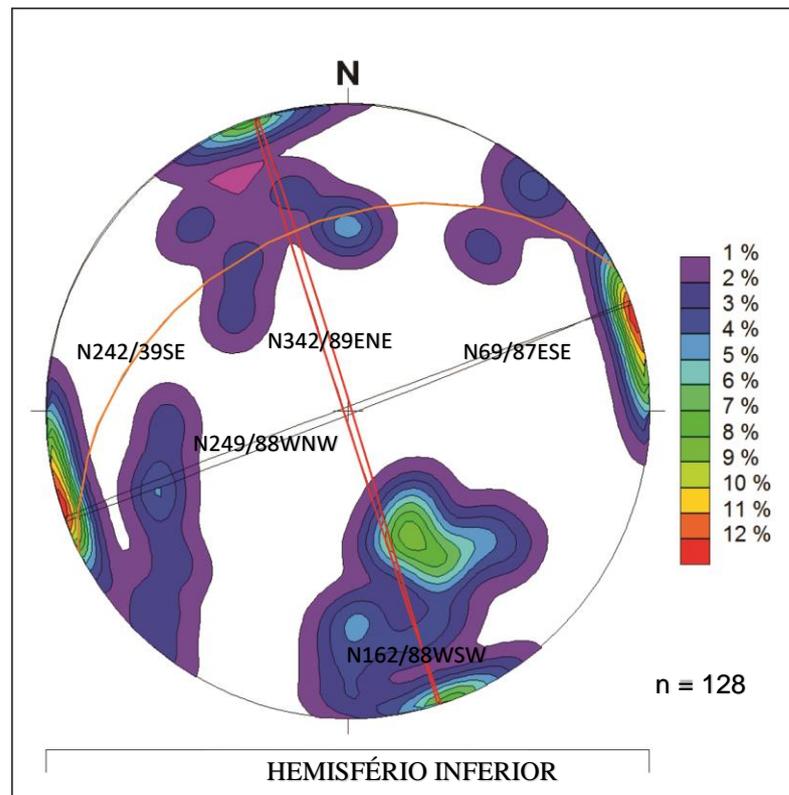
Figura 6.8: Estereograma dos dados de juntas e fraturas na porção noroeste da região do Vau da Boa Esperança



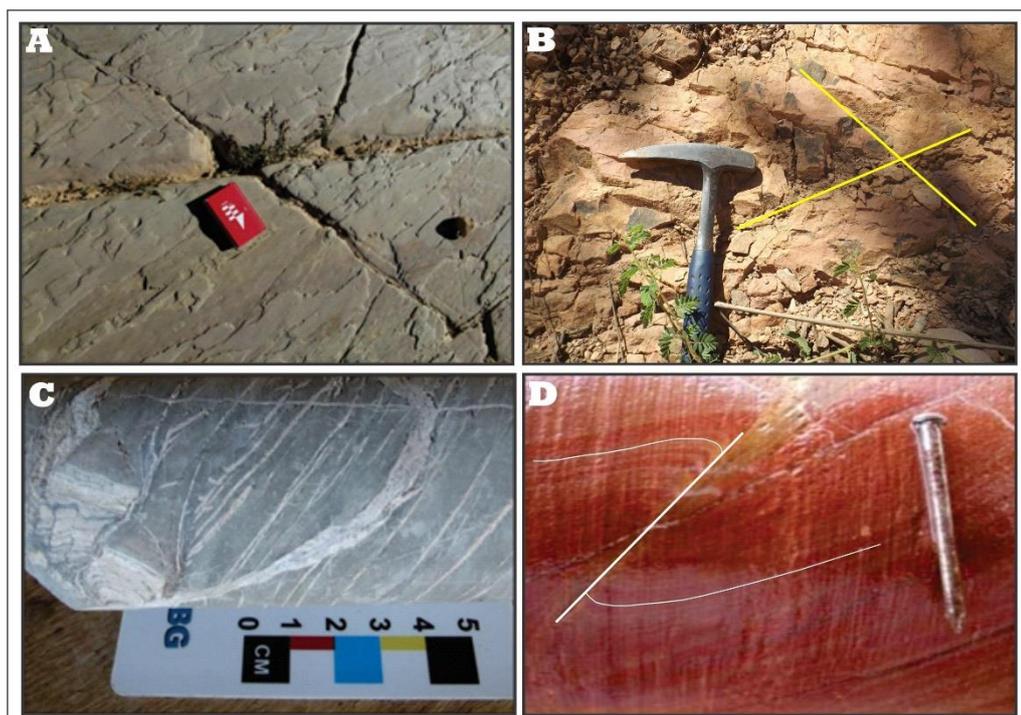
Na porção sul-sudeste da área de estudo, nas intermediações do vale do Rio de Ondas, e a leste próximo ao povoado do Barroão, as direções principais de fraturas NW-SE manteve os mergulhos praticamente constantes com direção máxima dos planos *strike/dip* N342/89NE e N162/88SW, outras fraturas apontam direção NE-SW com máximo em *strike/dip* em torno de N242/39SE. Diferentemente da zona anterior, foi possível constatar que na direção NE-SW ocorrem fraturas também nesta direção, e os mergulhos de alto ângulo apresentam máximo dos planos em *strike/dip* em N069/87SE e N249/88NW (juntas e fissuras) (Figura 6.9).

Em relação aos elementos estruturais identificados em campo nesta região, foi possível constatar a presença de fraturas, vênulas *en échelon* (Fotografia 6.10 C), além de falhas com dobras de arrasto (*drag fold*) em metacalcários da Formação Serra da Mamona (Fotografia 6.10 D). Com a execução do mapeamento geológico de superfície em escala de 1:50.000 na região do Vau da Boa Esperança, a análise dos dados mostra uma certa manutenção na direção das fraturas nestas duas porções do Vau da Boa Esperança.

Figura 6.9: Estereograma dos dados de juntas e fraturas na porção sudeste da região do Vau da Boa Esperança



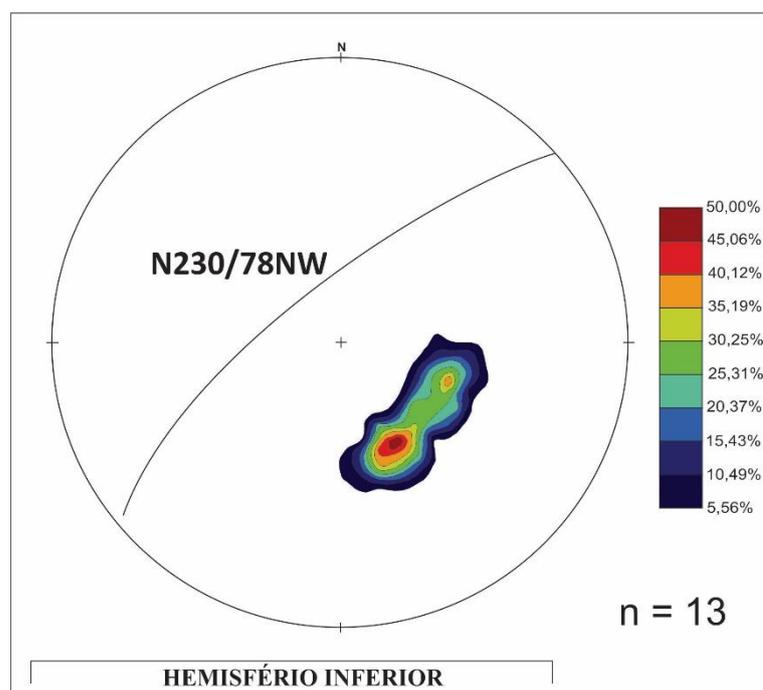
Fotografia 6.10: (A) Fraturas cisalhantes nos metapelitos da Formação Serra da Mamona; (B) Par conjugado de fraturas em metarcóseos da Formação Riachão das Neves; (C) Fratura cisalhante com deslocamento, vênulas *en échelon*, e dobras milimétricas em metacalcários da Formação Serra da Mamona; (D) Falhas com dobras de arrasto (*drag fold*) em perfil



6.3.2.4 Zona de Falha Rio de Ondas

A análise dos dados também aponta que pelo menos uma porção do vale do Rio de Ondas apresenta feições disruptivas e possivelmente encontra-se encaixado numa zona de falha transpressiva dextrógera, com a atuação de esforços em regime rúptil a rúptil-dúctil com atitude variável, muitas vezes subvertical, mas outras vezes refletem esforços com mergulhos de alto ângulo para norte-noroeste (máximo modal: N230/78NW) (Figura 6.10). Esta estrutura trunca as unidades pelíticas da Formação Serra da Mamona, tendo como indicadores cinemáticos espelhos de falhas com estrias horizontais associados às deformações brasileiras do Orógeno Rio Preto que não afetaram os litotipos do GU, neste trabalho esta estrutura é denominada de Zona de Falha Rio de Ondas (ZFRO).

Figura 6.10 - Estereograma de contorno isoareal de 13 medidas de planos de foliação da ZFRO, com o máximo modal de S_1



Os metassiltitos na unidade 2 da Formação Serra da Mamona se encontram intensamente fraturados próximo a margem esquerda do Rio de Ondas, indicando fraturas de falha e do tipo em tesoura (Fotografia 6.11 A). Estas mesmas fraturas podem ser observadas nos níveis de metamargas, pertencentes a mesma unidade da Formação Serra da Mamona (Fotografia 6.11 B).

Próximo ao povoado do Mucambinho é possível observar junto aos metassiltitos a presença de estrias de falhas (*slickenlines*) de caráter transcorrente (Fotografia 6.11 C), e por fim, o que atraiu a atenção é que somente próximo a esta zona de falha ocorre de forma intensa, delgados veios de quartzo, junto ao padrão adensado de fraturas (Fotografia 6.11 D).

Ao lado esquerdo da rodovia de acesso ao aeroporto de Barreiras, no extremo limite nordeste da área de estudo, é possível observar através da fotografia 6.12 com direção NW/SE, a ZFRO com planos de foliação bastante inclinados junto aos metassiltitos da unidade 2 da Formação Serra da Mamona. Esses planos de fraturas possivelmente refletem superfícies R' e R, subsidiárias da zona de falha dextrógera regional que o Vau da Boa Esperança está encaixado.

Fotografia 6.11: (A) Fraturas de falha e do tipo tesoura nos metassiltitos da Formação Serra da Mamona; (B) Padrão adensado de fraturas em níveis de metamargas da Formação Serra da Mamona; (C) Estrias de falhas incipientes nos metassiltitos próximo ao povoado do Mucambinho; (D) Presença de veios de quartzo próximo a zona de falha



Fotografia 6.12: Afloramento de metassiltitos da Formação Serra da Mamona, ao lado esquerdo da estrada de acesso ao aeroporto de Barreiras, indicando a presença da ZFRO



6.3.3 Evolução Estrutural

De acordo com Egydio-Silva (1987) a região de Barreiras, especificamente a área do Vau da Boa Esperança, está inserida nos domínios pericratônicos do CSF. Distingue-se por apresentar um metamorfismo de grau incipiente, com dobras suaves e foliação pouco desenvolvida. Os contatos entre as formações São Desidério (não aflorante), Serra da Mamona e Riachão das Neves são gradacionais. Os mergulhos do acamamento são de baixo ângulo e as foliações nas zonas de contato entre as formações, indicam uma vergência para SE.

Os dados de campo para a região do Vau da Boa Esperança indicam que a área foi afetada por apenas uma fase de deformação. Os elementos estruturais observados nestas unidades do GB se justificam com clivagem penetrativa, dobras em *chevron* e *kink*, veios milimétricos, além de uma foliação marcada pelo plano máximo de direção *strike/dip* N240/32NW.

Como já afirmado anteriormente, o vale do Rio de Ondas se desenvolveu sobre antiga zona de fraqueza crustal condicionado pelo regime tectônico que afetou regionalmente tanto a sequência das coberturas neoproterozoicas do Bambuí, como seu embasamento (parcialmente), neste caso, as rochas pertencentes ao embasamento que compõe a porção noroeste do CSF.

Em relação aos elementos estruturais de caráter rúptil presentes na região do Vau da Boa Esperança foram observadas falhas, fraturas cisalhantes, pares conjugados de fraturas, além de vênulas *en échelon*, dobras milimétricas e falhas com dobras de arrasto (*drag fold*).

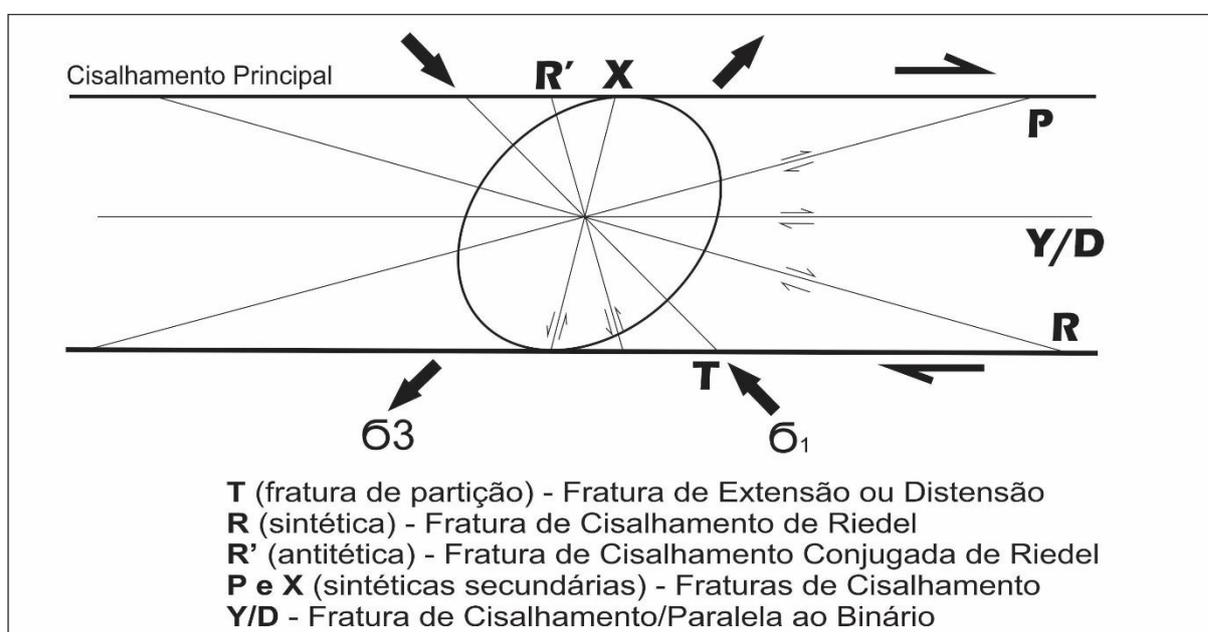
Os padrões de famílias de fraturas permitiram observar que na região do Vau da Boa Esperança, a porção noroeste apresenta direções de máximo dos planos *strike/dip* N160/88SW e N340/88NE (juntas e fissuras), e direções N252/66NW (fraturas cisalhantes), enquanto que a porção sudeste apresenta direções NW/SE com máximas dos planos *strike/dip* N342/89ENE e N162/88WSW, e direções NE/SW com máximas dos planos N069/87SSE e N249/88NNW (juntas e fissuras). Com a análise dos dados foi possível notar um padrão similar de direção das fraturas nas duas porções da região do Vau da Boa Esperança.

Através do mapeamento geológico em escala 1:50.000, na região do Vau da Boa Esperança, foi possível constatar a presença de uma zona de falha transpressiva dextrógera denominada de Zona de Falha Rio de Ondas (ZFRO), com mergulhos de alto ângulo para norte-noroeste (máximo modal: N230/78NW). Esta estrutura está associada às deformações brasileiras do Orógeno Rio Preto que não afetaram os litotipos do Grupo Urucuia.

Como elementos estruturais gerados decorrentes desta estrutura, ocorrem fraturas de falha e do tipo tesoura adensadas junto aos litotipos da Formação Serra da Mamona, onde o Rio de Ondas desenvolveu seu percurso, além de estrias de falhas (slickenlines) e veios de quartzo próximo a zona de falha.

O regime tectônico aplicado no Oeste da Bahia refere-se à atuação de um regime compressivo relacionado ao ciclo Brasileiro, gerando zona de falha transpressiva dextral NE-SW, associadas ao um sistema Riedel para zonas transcorrentes responsáveis pela instalação dos rios regionais, como pode ser observado na figura 6.11.

Figura 6.11 - Modelo de Riedel (1929) para zonas transcorrentes

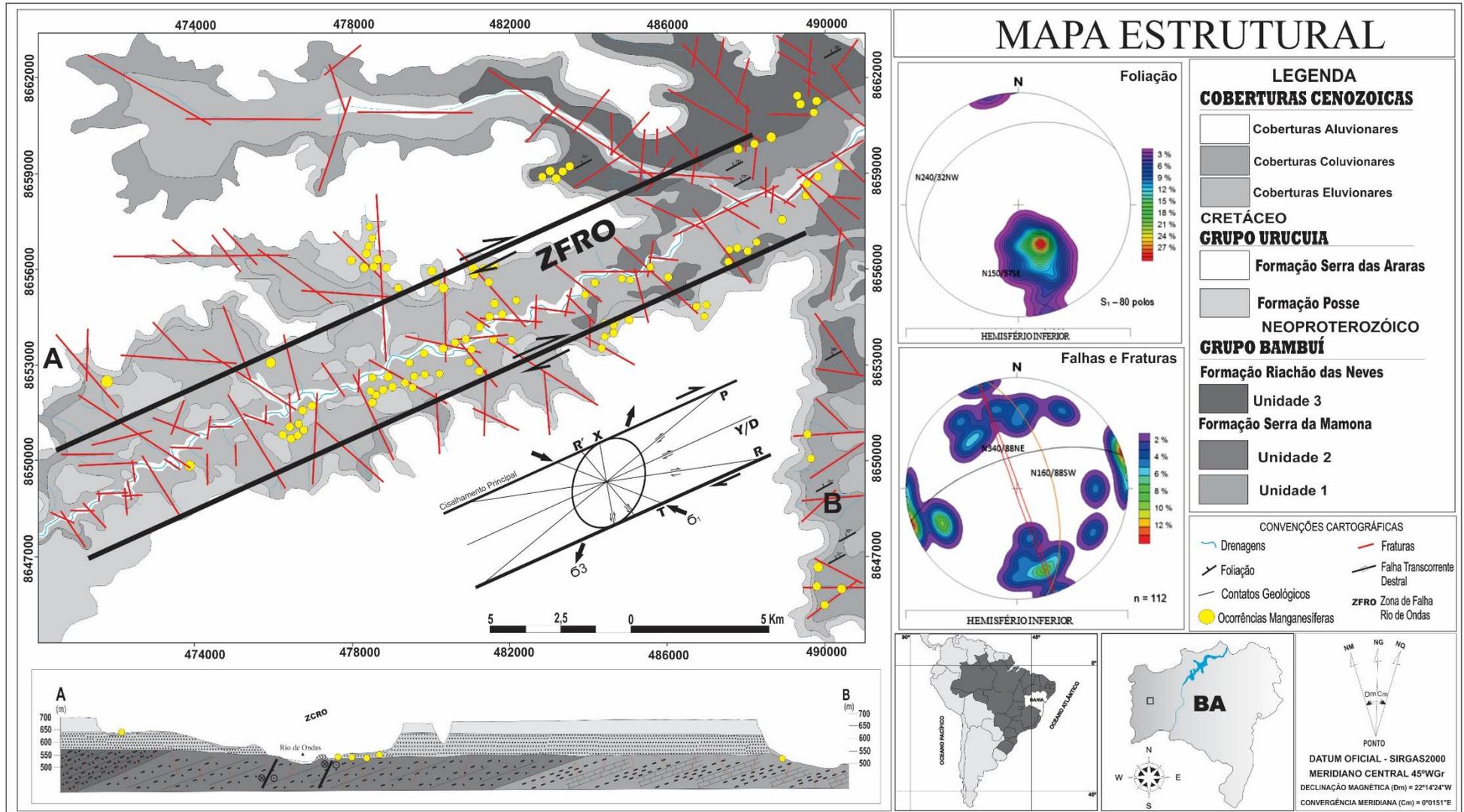


Fonte: Extraído de Salamuni (2007)

As recentes descobertas de metais raros associados aos veios de manganês no Vau da Boa Esperança, sugere um controle estrutural apoiado em zona de falha dextral, com padrão de fraturas R' e R, canalizando as soluções geradoras e posteriormente às reativando, promovendo uma ação supergênica regida pela atividade neotectônica.

A figura 6.12 apresenta o mapa estrutural proposto para a região do Vau da Boa Esperança no intuito de auxiliar as interpretações, no que concerne a alocação das centenas de ocorrências manganíferas presentes nesta região, que a torna atrativa do ponto de vista metalogenético pelo ineditismo dos metais raros fortuitamente ali presentes.

Figura 6.12 – Mapa Estrutural do Vau da Boa Esperança – região de Barreiras/BA



CAPÍTULO 7

GEOLOGIA DO DEPÓSITO

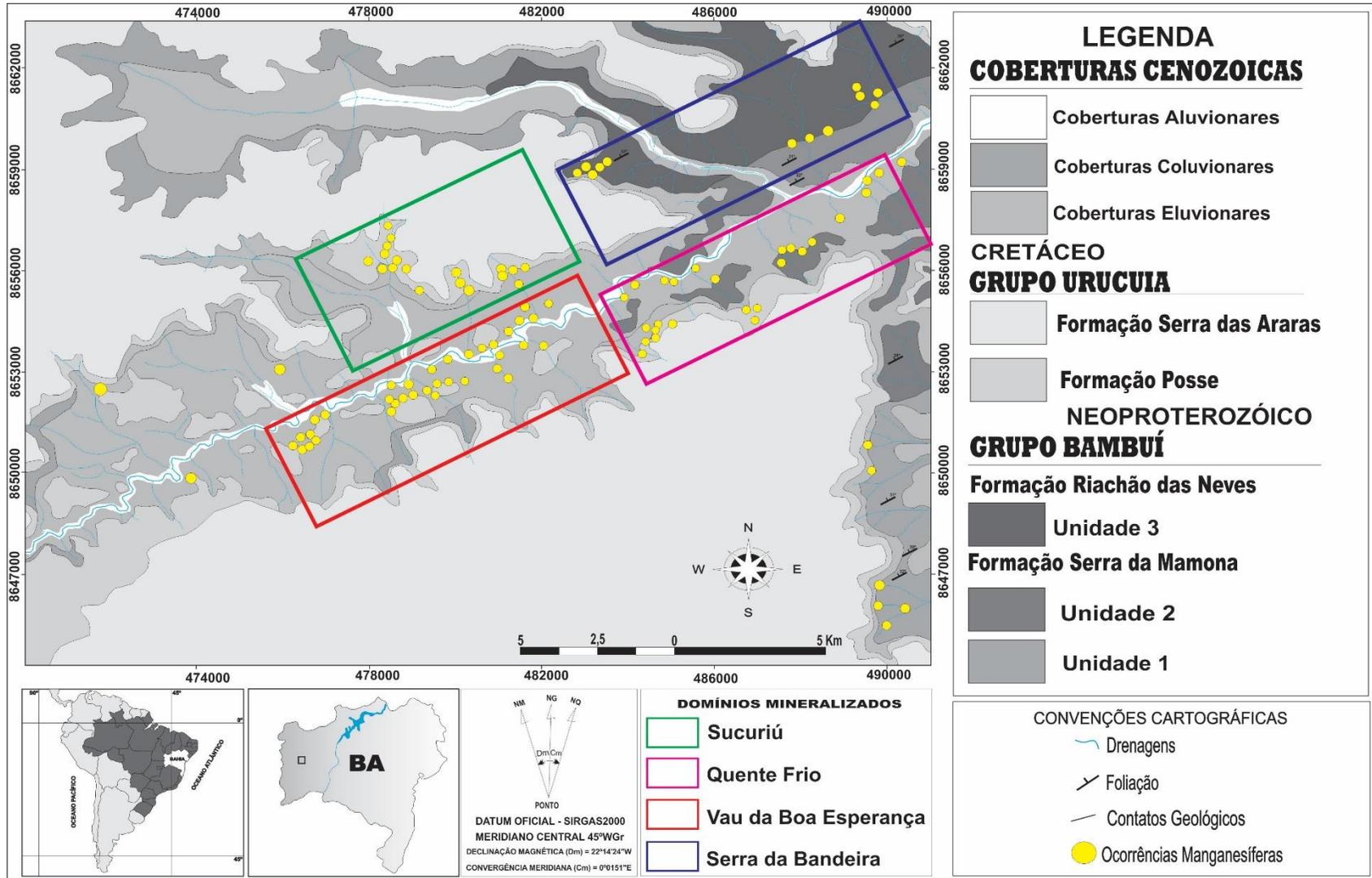
O depósito de manganês do Vau da Boa Esperança possui uma área de aproximadamente 10.515 ha, dispersos em meio ao vale do Rio de Ondas, perfazendo aproximadamente um total de 104 ocorrências. As ocorrências de manganês correspondem aproximadamente a 8% da área mapeada. O depósito é dividido em quatro domínios mineralizados inseridos, a saber: (i) Vau da Boa Esperança, na porção centro-oeste; (ii) Sucuriú, na porção norte; (iii) Quente Frio, na porção centro-leste; e (iv) Serra da Bandeira, no extremo nordeste. Todos esses domínios apresentam corpos dispostos na direção NE/SW (Figura 7.1).

O domínio Vau da Boa Esperança perfaz aproximadamente um total de 2 ha, apresentando as maiores concentrações do minério. As ocorrências do minério possuem forma concrecionária, de direção NE/SW, com comprimento de aproximadamente 5 km de extensão e largura de 700 metros. As mineralizações predominantes ocorrem na forma de minério denso sem quartzo visível, e minério de manganês em plaquetas. O domínio Sucuriú ocorre a montante do Riacho do Sucuriú, cujas ocorrências exibem configurações tabulares na forma de minério denso, encimadas por arenitos da Formação Posse, os quais estão impregnados por óxido de manganês. Neste ocorre também minério de manganês na forma de plaquetas, aparentemente preenchendo fraturas, associados ao saprólito da Formação Fosse.

O domínio Quente Frio apresenta as ocorrências do minério de forma menos expressiva, associadas na forma disseminada e paralelas aos planos de foliação dos metassiltitos da Unidade 2 da Formação Serra da Mamona. Também ocorrem crostas lateríticas ferro-manganesíferas bastante alteradas, associadas ao saprólito dos litotipos que configuram esta unidade. O domínio Serra da Bandeira é o de menor expressão e extensão, frente as ocorrências mineralizadas nele presentes. Neste domínio as mineralizações aparecem de forma bastante incipiente, disseminadas e paralelas aos planos de foliação das unidades 2 e 3 das Formações Serra da Mamona e Riachão das Neves, respectivamente, e aparecem também na forma de crostas lateríticas ferro-manganesíferas associadas ao saprólito destas unidades.

No que compete aos tipos presentes na área de estudo, a mineralização ocorre de forma diferenciada nos diferentes sub-ambientes, porém aliadas às características quanto as formas e composições minerais associadas, as mesmas serão descritas a seguir, visando as primeiras interpretações e associações com os processos mineralizadores.

Figura 7.1 – Mapa das ocorrências mineralizadas no vale do Rio de Ondas, com os domínios mineralizados que compõem o depósito de manganês portador de metais raros do Vau da Boa Esperança



7.1 TIPOS, FORMAS E MINERAIS DE MINÉRIO

Nas zonas predominantemente arenosas na porção central do vale do Rio de Ondas é possível evidenciar a presença de espessos afloramentos de minério de manganês, muitos dos quais conservam os elementos arquiteturais em que se depositaram os arenitos basais do Grupo Urucuia, devendo-se assinalar que estes afloramentos possuem minério de caráter predominantemente supergênico. Nas zonas associadas aos litotipos do Grupo Bambuí, a mineralização ocorre na forma de óxidos primários, associados aos estratos e planos de foliação das rochas metassedimentares do referido grupo, justificando a presença do minério gerado por processos sedimentares. Por sua vez o arcabouço tectônico proporcionou a geração de falhas e fraturas, que serviram de condutos para a geração de tipos de caráter aparentemente hidrotermal.

Os tipos do minério são divididos em seis, de acordo com parâmetros macroscópicos, morfológicos, petrográficos e mineralógicos, a saber: (i) rocha hospedeira (protominério), (ii) veios de manganês preenchendo fraturas, (iii) minério denso sem quartzo visível, (iv) arenito impregnado por óxido de manganês, (v) minério de manganês em plaquetas, e (vi) crostas lateríticas ferro–manganesíferas. A ocorrência de crostas e nódulos polimetálicos ocorrem de forma tão localizada e pontual, próximo a ZFRO que não cabe discriminá-las como tipologias de interesse. A Fotografia 7.1 apresenta as tipologias que caracterizam o minério de manganês portador de metais raros, presentes nas quatro áreas mineralizadas como citadas anteriormente, no vale do Rio de Ondas.

Fotografia 7.1 – Tipos que caracterizam o minério manganesífero portador de metais raros no Vau da Boa Esperança

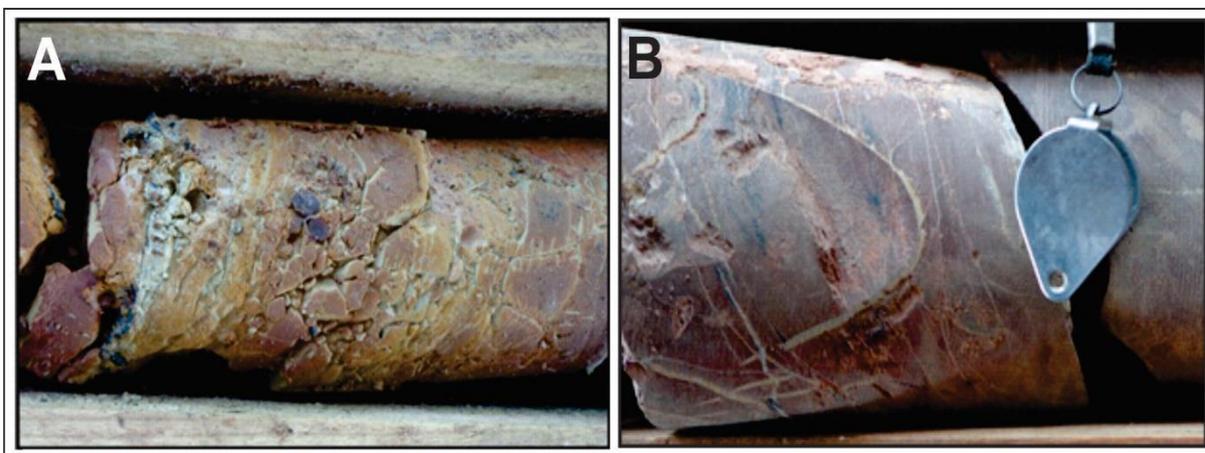


7.1.1 Rocha Hospedeira (Protominério)

A rocha hospedeira é caracterizada por metassiltitos considerados como os litotipos predominantes na Formação Serra da Mamona. Estes litotipos apresentam minerais opacos (óxido de manganês), de granulação fina com grãos abaixo de 1 milímetro. Apresenta colorações variando de cinza-esverdeado a amarelo a alaranjado, em locais onde aumenta a presença de óxidos de manganês, a rocha apresenta coloração tendendo ao marrom (Fotografia 7.2 A).

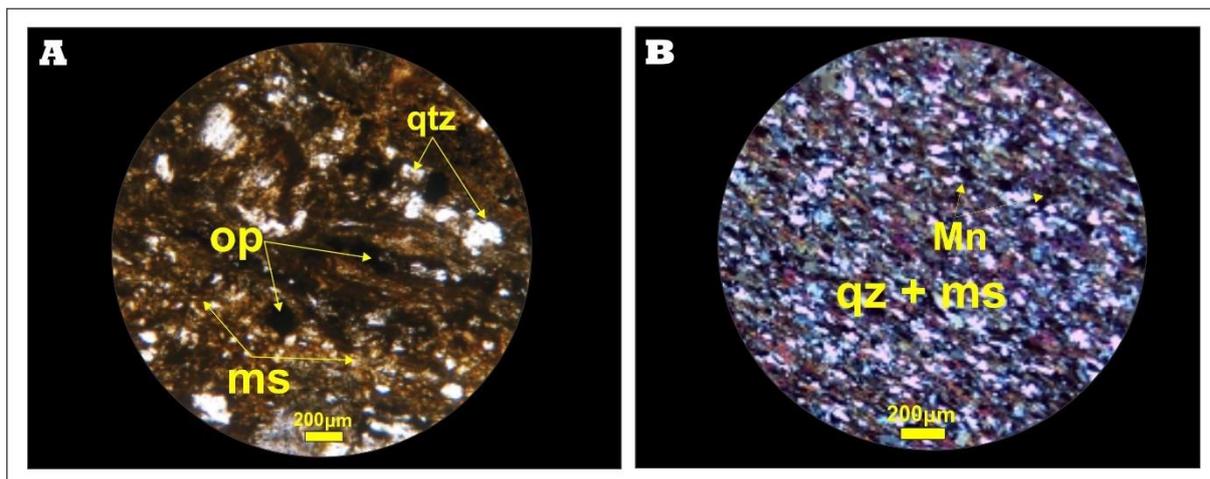
Estas rochas apresentam textura sedosa marcada pela orientação dos minerais planares. A foliação é bem desenvolvida, e a textura sedosa se deve a presença de sericita intercalada com níveis milimétricos de muscovita, com manchas centimétricas de minerais de manganês. Estas litologias macroscopicamente possuem em média 14% de óxido de manganês. Os metassiltitos configuram os litotipos predominantes em abrigar o minério de caráter sedimentar (Fotografia 7.2 B).

Fotografia 7.2 – (A) Óxido de manganês na forma lamelar e nodular em meio aos metassiltitos da Formação Serra da Mamona; (B) Mn disseminado em metassiltitos da Formação Serra da Mamona



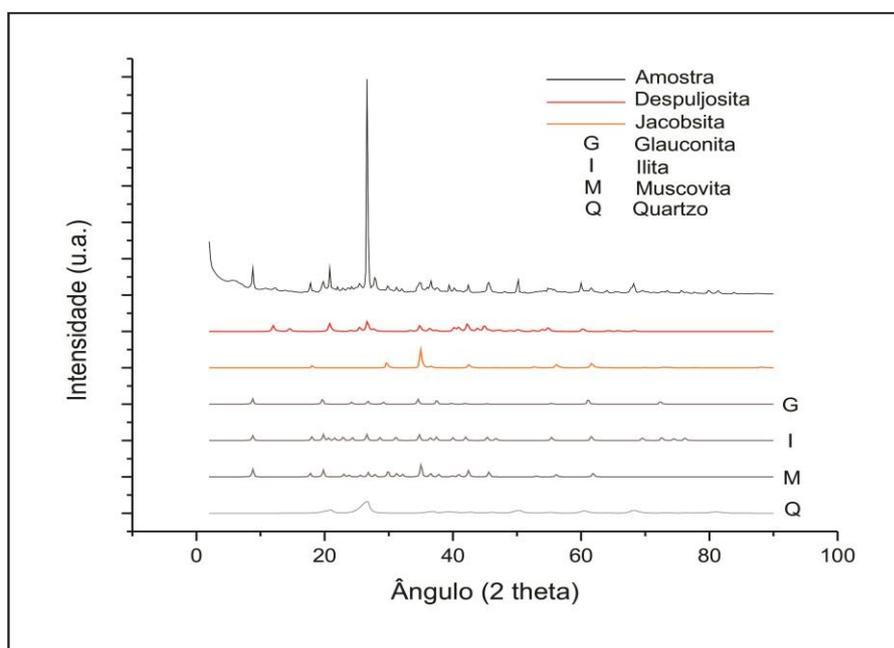
Em termos microscópicos, os metassiltitos contém quartzo, muscovita, sericita e minerais de manganês. Apresentam granulação fina e textura granolepidoblástica, com a intercalação de bandas de minerais micáceos, intercaladas com níveis de quartzo e óxidos de manganês. Em termos modais, a rocha apresenta aproximadamente 40% de quartzo, 30% de muscovita, 20% de sericita e 10% de minerais opacos. Os minerais de manganês são lamelares, subeuédricos e anédricos, disseminados por toda a rocha (Fotomicrografia 7.1 A e B).

Fotomicrografia 7.1 – Fotomicrografias com nicóis paralelos e luz polarizada: (A) Fotomicrografia de metassiltito evidenciando bandas claras de quartzo + muscovita, e bandas escuras constituídas por óxido de manganês – Nicóis paralelos e luz polarizada; (B) Fotomicrografia de metassiltito com óxido de manganês disseminado



Com a finalidade de melhor entendimento da paragênese mineral relacionada com este tipo de minério, foi realizado ensaios de difratometria de raios-X como observado na figura 7.2. Com isso os resultados permitiram a identificação de: illita, muscovita, glauconita e quartzo. A muscovita ocorre entre as fissilidades do metassiltito de forma orientada, seu crescimento está associado ao metamorfismo incipiente, ou de grau baixo que afetou este litotipo. Quanto aos minerais de manganês foi possível identificar despuljosita $\text{Ca}_3\text{Mn}^{4+}(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ e jacobsita (Fe_2MnO_4), este último muito incipiente no contexto regional.

Figura 7.2 - Difratograma do metassiltito manganésífero presente nas fissilidades dos metassiltitos

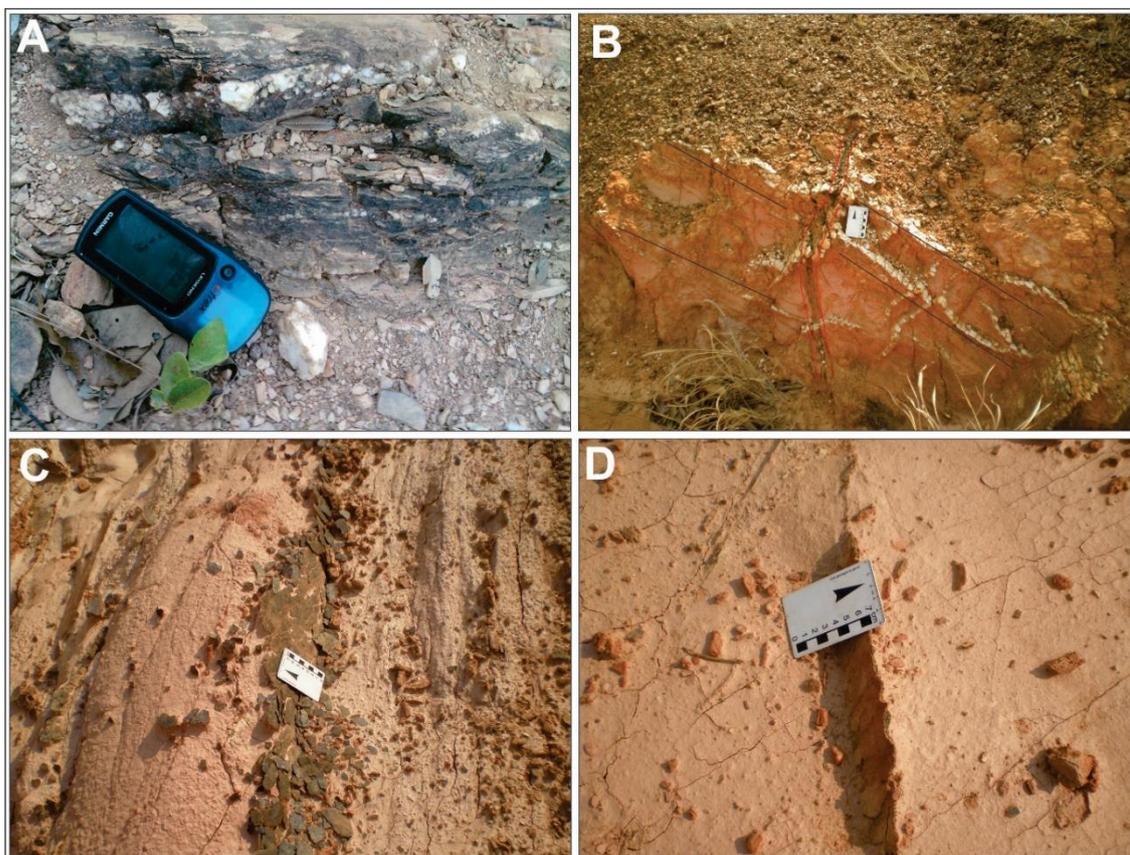


7.1.2 Veios de Mn Preenchendo Fraturas

Na área de estudo, nos litotipos do Grupo Bambui, ocorrem zonas preenchidas por óxido de manganês e quartzo, relacionadas a processos deformacionais rúpteis, tais como falhas, fraturas, juntas e fissuras. Tal fato se justifica devido à área estar posicionada na porção pericratônica do CSF, na qual as estruturas herdadas são fruto de uma tectônica essencialmente rúptil estabelecida durante a Orogênese Brasileira, mais especificamente relacionadas à estruturação do Orógeno Rio Preto (CAXITO, 2010).

Esses planos rúpteis permitiram a canalização de fluidos hidrotermal com migração polimetálica ascensional (Fotografia 7.3 A e B). Os veios apresentam dimensões milimétricas a centimétricas e ocorrem associações de quartzo e minerais de manganês. Os cristais de quartzo são bem formados, e os cristais de manganês são placóides devido ao pouco espaço de crescimento (Fotografia 7.3 C e D).

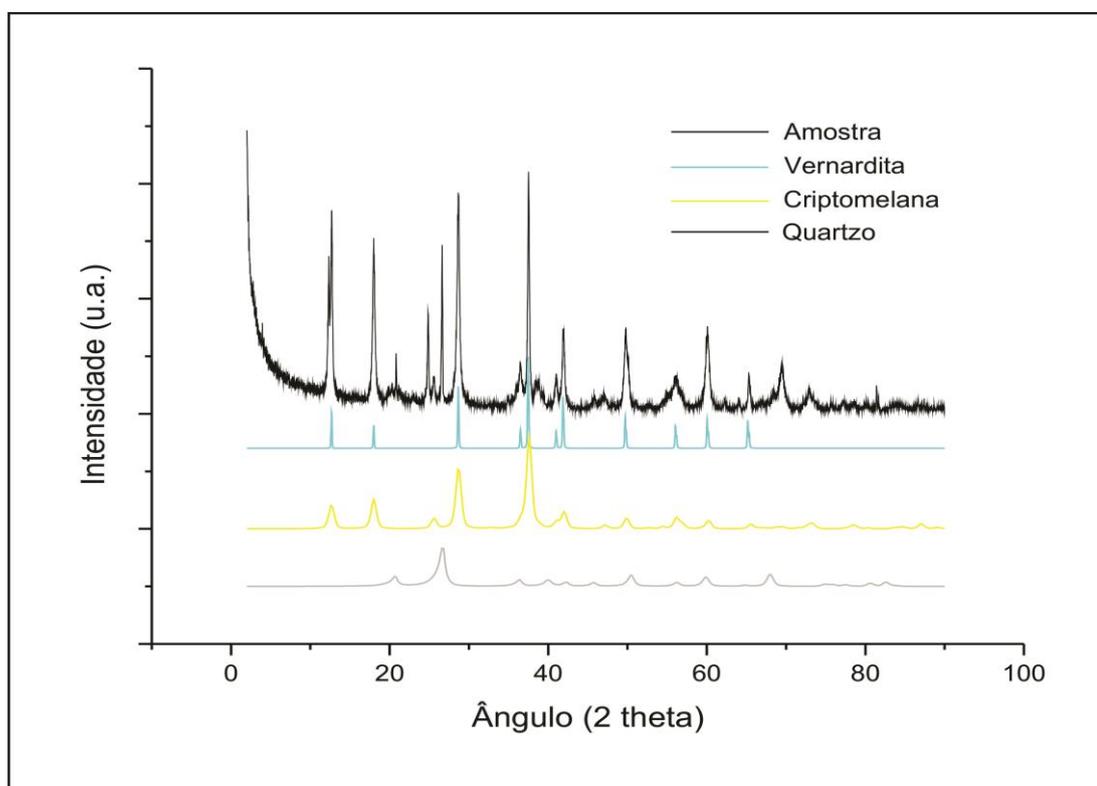
Fotografia 7.3 – (A) Plano de fratura preenchido de óxido de manganês e quartzo associados na forma de veios; (B) Veios de manganês cortando veios de quartzo paralelos a foliação; (C e D) Fraturas centimétricas preenchidas por óxido de manganês



Como já descrito no capítulo anterior, o arcabouço estrutural indica que os veios de manganês apresentam direções com máximo dos planos *strike/dip* N160/88SW e N340/88NE (juntas e fissuras), e direções N252/66SE (fraturas cisalhantes).

A análise por difratometria de raios X aplicada ao material oxidado que preenche as fraturas, identificou quartzo, criptomelana e vernadita, nesses veios, como pode ser observado na figura 7.3.

Figura 7.3 - Difratoograma do material oxidado presente nos veios preenchendo fraturas associadas ao Grupo Bambuí



7.1.3 Minério Denso sem Quartzo Visível

Este tipo ocorre nas porções mais superficiais associados aparentemente a zonas de alívio como fraturas, exatamente na interface entre os Grupos Bambuí e Urucuia. Pode ser facilmente diferenciada pelas suas características físicas, trata-se do minério de Mn denso, acinzentado e aparentemente sem quartzo visível (Fotografia 7.4 A e B). Esta denominação se deve ao fato do minério não possuir nenhuma trama mineralógica, ser maciço, compacto e os minerais de manganês predominam na composição destas mineralizações (Fotografia 7.4 C e D).

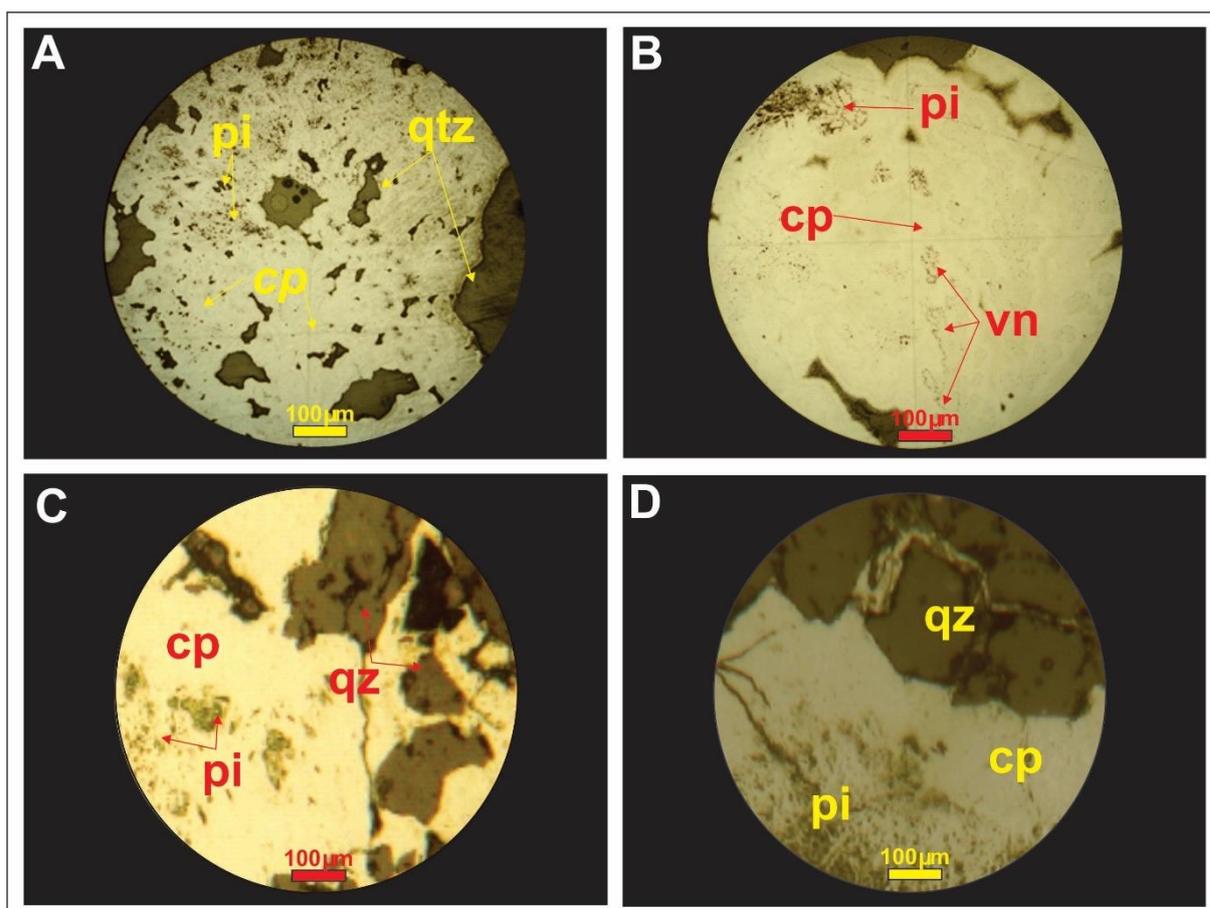
O minério denso apresenta os maiores teores de Mn, Co, Tl e Sc, que serão melhor detalhados no próximo capítulo. Esse tipo de minério exibe coloração azul intenso, apresentam hábitos arborescentes, lamelares e botrioidais (Fotografia 7.4 E e F), texturas microcristalinas e as massas mineralizadas atingem dimensões de até 4 metros de espessura (Fotografia 7.4 G e H).

Fotografia 7.4 – (A e B) Minério de manganês denso sem quartzo visível; (C e D) Minério maciço com hábitos botrioidais predominantemente; (E e F) Minério de manganês nodulares e botrioidais; (G e H) Massas mineralizadas com dimensões métricas



Em termos petrográficos, o minério é caracterizado por agregados de minerais de manganês microcristalino e quartzo (Fotomicrografia 7.2 A). Os principais minerais de manganês são: pirolusita, criptomelana e vernadita (Fotomicrografia 7.2 B), e correspondem a 80% da rocha total. A pirolusita apresenta hábitos lamelares, aciculares e fibro-radiados (Fotomicrografia 7.2 C). O quartzo constitui o principal mineral de ganga, perfazendo 15 a 20% da rocha total. Geralmente são cristais bem formados, com extinção reta na maioria dos grãos, que variam de 0,4 a 0,6 milímetros. Outros cristais bem formados de pirolusita e criptomelana ocorrem de forma intercrescida na borda dos cristais de quartzo (Fotomicrografia 7.2 D).

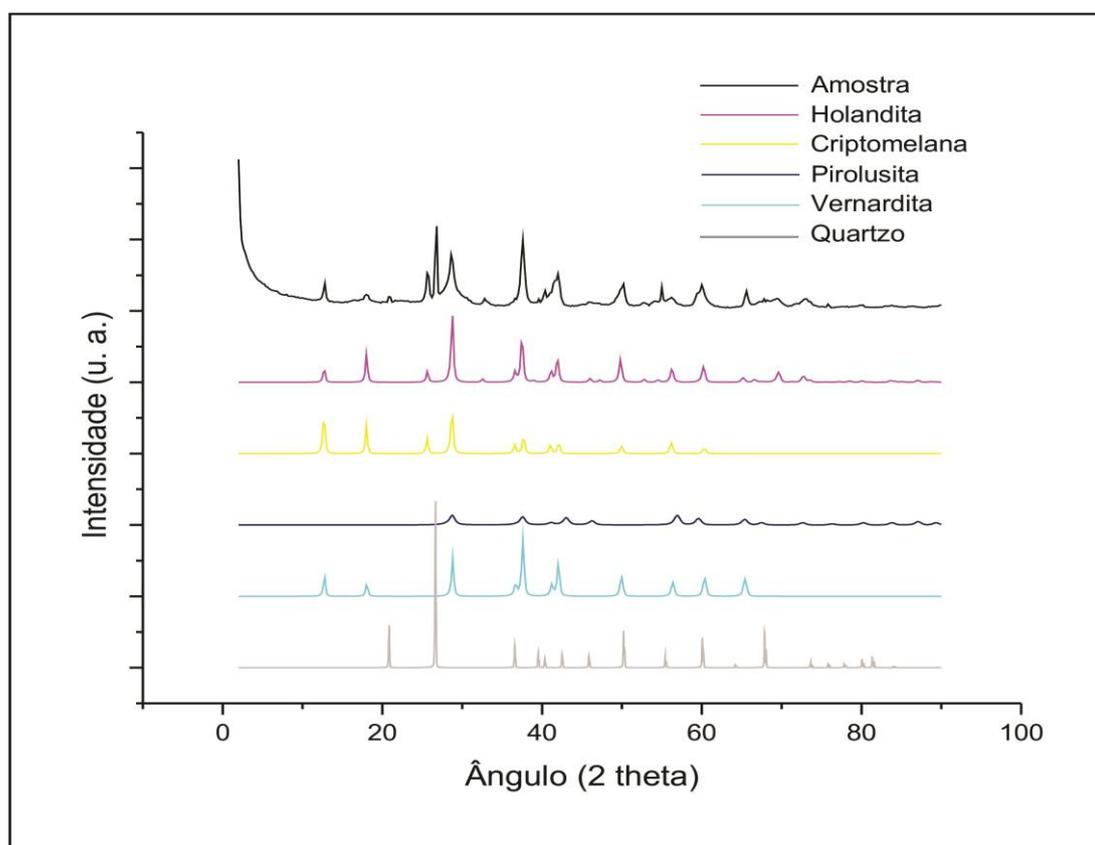
Fotomicrografia 7.2 – Fotomicrografias a luz refletida: (A) Cristais microcristalinos de criptomelana (*cp*), cristais fibrosos de pirolusita (*pi*) e quartzo recristalizado; (B) Minério de Mn, presente sob a forma de: criptomelana (*cp*), pirolusita (*pi*) e vernadita (*vn*); (C) Cristais de pirolusita (*pi*), criptomelana (*cp*) e quartzo (*qz*); (D) Massas microcristalinas de criptomelana (*cp*) com cristais fibrosos de pirolusita (*pi*) e quartzo intercristalino (*qz*)



A difratometria de Raios X confirma a composição mineral desse tipo de minério sendo efetivamente composta por criptomelana, vernadita, holandita e pirolusita, sendo o único

mineral de ganga, o quartzo (Figura 7.4). É importante destacar que a presença de vernadita, tem sua gênese associada a fontes hidrogenéticas mineralizadoras associadas à sedimentação marinha (BURNS & BURNS, 1977).

Figura 7.4 - Difratoograma do minério de manganês denso azulado sem quartzo visível



7.1.4 Arenitos Impregnados por Óxido de Manganês

Este tipo é caracterizado por apresentar quantidades consideráveis de minério de manganês impregnando os estratos dos arenitos da Formação Posse (Fotografia 7.5 A), sobretudo em suas porções basais, onde predominam hábitos interplanares e botrioidais (Fotografia 7.5 B). Geralmente estão associados a arenitos bimodais, com granulação fina a média bem selecionada, tratando-se de arenitos maduros (Fotografia 7.5 E). Muitas vezes encontram-se alterados pelas intempéries exibindo na maioria das vezes sílica microcristalina precipitada (Fotografia 7.5 F). As formas de ocorrência são em lajedos e/ou grandes matacões.

Nas áreas onde afloram a Formação Posse, é possível notar a presença de espessos pacotes do minério de manganês encimando as concentrações consideradas como minério

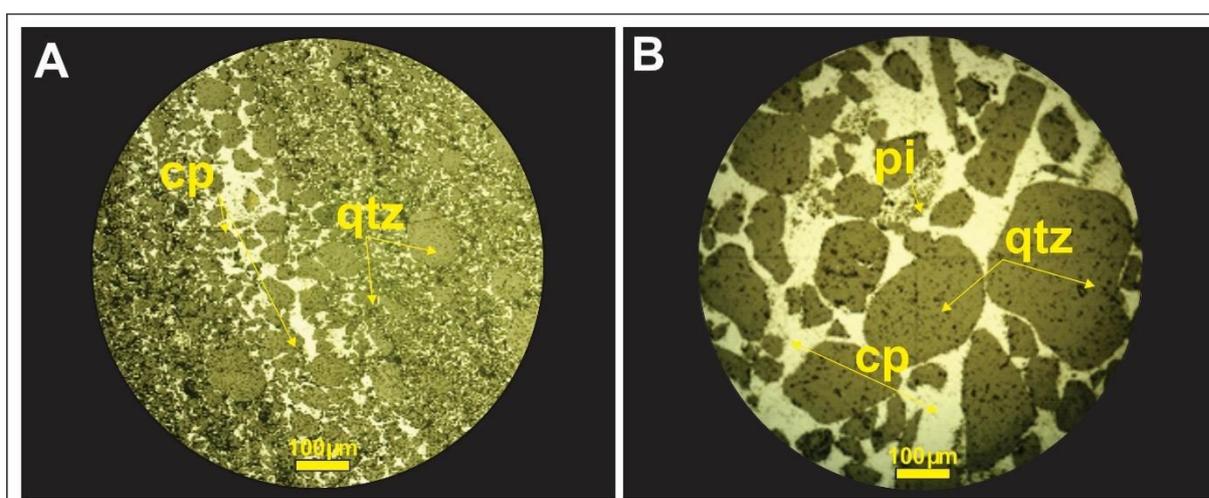
denso (Fotografia 7.5 C). Geralmente este tipo conserva os elementos arquiteturais em que se depositaram os arenitos basais do Grupo Urucuia, cujos afloramentos possuem minério de caráter predominantemente supergênico (Fotografia 7.5 D).

Fotografia 7.5 – Afloramento apresentando feições tabulares com estratificações cruzadas dos arenitos preenchidas por óxido de manganês; (B) Arenitos da Formação Posse “manchados” por óxido de manganês apresentando hábitos interplanares e botrioidais; (C) Espesso pacote de minério de manganês interestratificado com os arenitos da Formação Posse; (D) Afloramento de arenito “manchado” por óxido de manganês exibindo feições de duna e interduna; (E) Arenitos bimodais com fração areia fina a média, exibindo feições de percolação de óxido de manganês; (F) Arenito penetrado por óxido de manganês e apresentando estratos microcristalinos



Localmente os arenitos da Formação Posse preservaram as estruturas deposicionais, tendo o óxido de manganês penetrado paralelamente aos planos de acamamento e as fraturas da rocha. Microscopicamente, os planos de crescimento dos cristais de quartzo contêm óxidos de manganês. Esta tipologia apresenta pirolusita, criptomelana e quartzo, e em termos texturais, são similares a brechas, onde os minerais de manganês preenchem os espaços nos interstícios dos clastos (Fotomicrografia 7.3 A). Entre os minerais de manganês há sobrecrecimento de cristais, principalmente de pirolusita. Os cristais de quartzo geralmente estão dispersos na matriz, porém, é perceptível a ocorrência de feições na borda do quartzo, com evidências de sílica saindo do sistema (Fotomicrografia 7.3 B). Os cristais de criptomelana correspondem ao maior volume nesta tipologia, sendo criptocristalinos ou microcristalinos, e crescem com hábitos radiais.

Fotomicrografia 7.3 – Fotomicrografia a luz refletida: (A) Fotomicrografia exibindo preenchimento de criptomelana (*cp*) nos poros do arenito e faixas de sílica amorfa recrystalizada e precipitada, a imagem ilustra substituição da sílica amorfa por minério de Mn na forma de lóbulos; (B) Fotomicrografia exibindo reação na borda do quartzo, com feições de sílica remobilizada

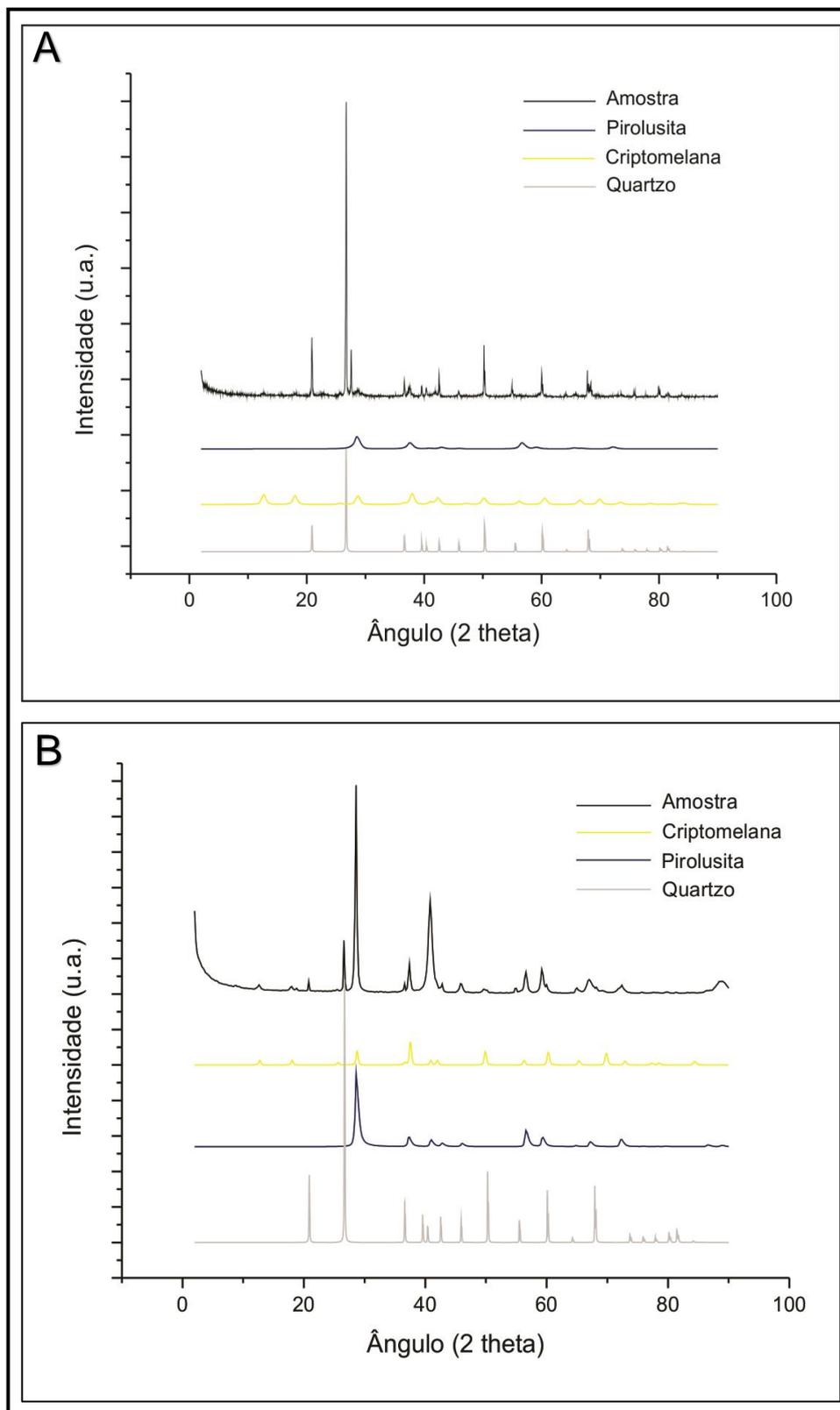


A composição mineral do minério é composta por pirolusita e criptomelana, sendo quartzo o único mineral de ganga identificado por difratometria. Foram analisadas duas amostras de arenitos impregnados por óxido de manganês, e ambas apresentam difratogramas similares, quando é analisado óxido de manganês na forma de pirolusita e criptomelana, e o quartzo como mineral de ganga (Figura 7.5 A e B).

Considera-se importante justificar que entre os óxidos de manganês, a criptomelana é o mineral mais abundante, sobretudo em brechas e na forma de percolações em meio poroso.

A pirolusita é o segundo mineral mais abundante, aparecendo sempre como crescimento nos interstícios e na forma de massas compactas.

Figura 7.5 – (A) Difratoograma de arenito basal da Formação Posse impregnado com óxido de manganês; (B) Difratoograma de arenito intermediário da Formação Posse com minério de manganês cimentando os grãos de quartzo



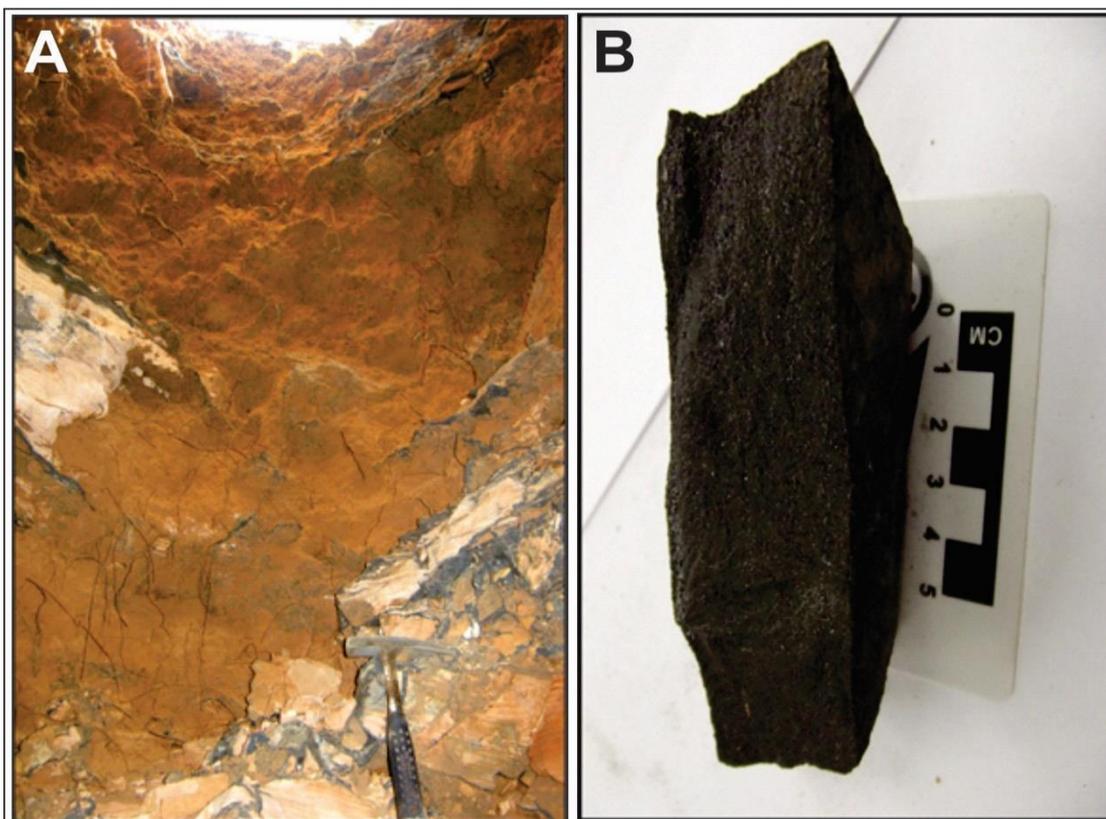
7.1.5 Minério de Manganês em Plaquetas

Este tipo é considerado como material supergênico e está associado ao horizonte saprolítico da Formação Posse. É caracterizado por apresentar manganês preenchendo completamente os poros entre grãos de quartzo. Está associado às zonas intermediárias entre os saprolitos da Formação Posse e as coberturas colúvio-eluvionares (Fotografia 7.6 A).

A granulação dos grãos de quartzo varia de fina a grossa e muitos dos grãos apresentam-se facetados e alongados, devido ao fato de terem se formado sobre os solos. As ocorrências aparecem sob a forma de plaquetas e fragmentos irregulares, não aflorantes em superfície.

O material sob a forma de plaquetas ocorre como placas de 10 a 30 cm de comprimento, de cor cinza a preto, duro, denso e de difícil desagregação. Exibe estratificação plano-paralela, com inúmeras fraturas perpendiculares (Fotografia 7.6 B). Essas fraturas geralmente são preenchidas por pirolusita e alguns cristais de criptomelana sendo encontradas em diferentes porções do horizonte saprolítico e argiloso.

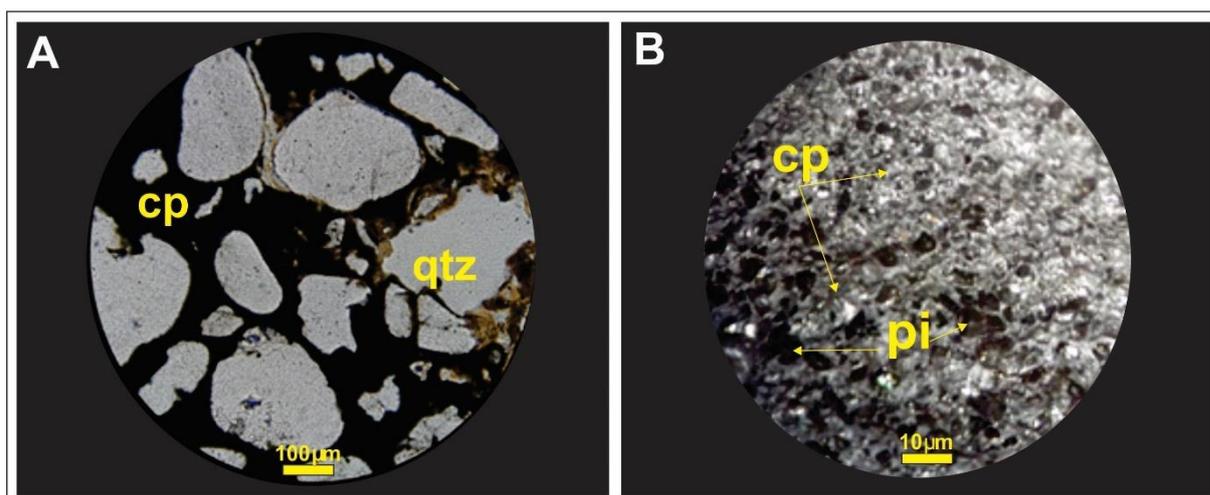
Fotografia 7.6 – (A) Perfil de um poço evidenciando a passagem do saprolito arenoso para camadas de solo, onde nas porções intermediárias se desenvolveram o minério de manganês em plaquetas; (B) Amostra de mão do minério de manganês placóide



Associado às plaquetas ocorrem fragmentos de tamanhos diversos, com coloração cinza a preto, densos e com cavidades preenchidas por pirolusita. Caracterizam-se por incipiente estratificação plano-paralela e predominância de estruturas coloformes. Ocorrem substituições entre os minerais de manganês, indicando remobilização intensa destes minerais.

Em microscópio, é evidenciando um mau selecionamento dos grãos de quartzo, com minerais de manganês preenchendo completamente os poros entre grãos de quartzo (Fotomicrografia 7.4 A), sendo consumidos e substituídos por estes óxidos. Em lupa foi possível a observação de minerais de manganês placóides com espessura em torno de 9 a 10mm (Fotomicrografia 7.4 B).

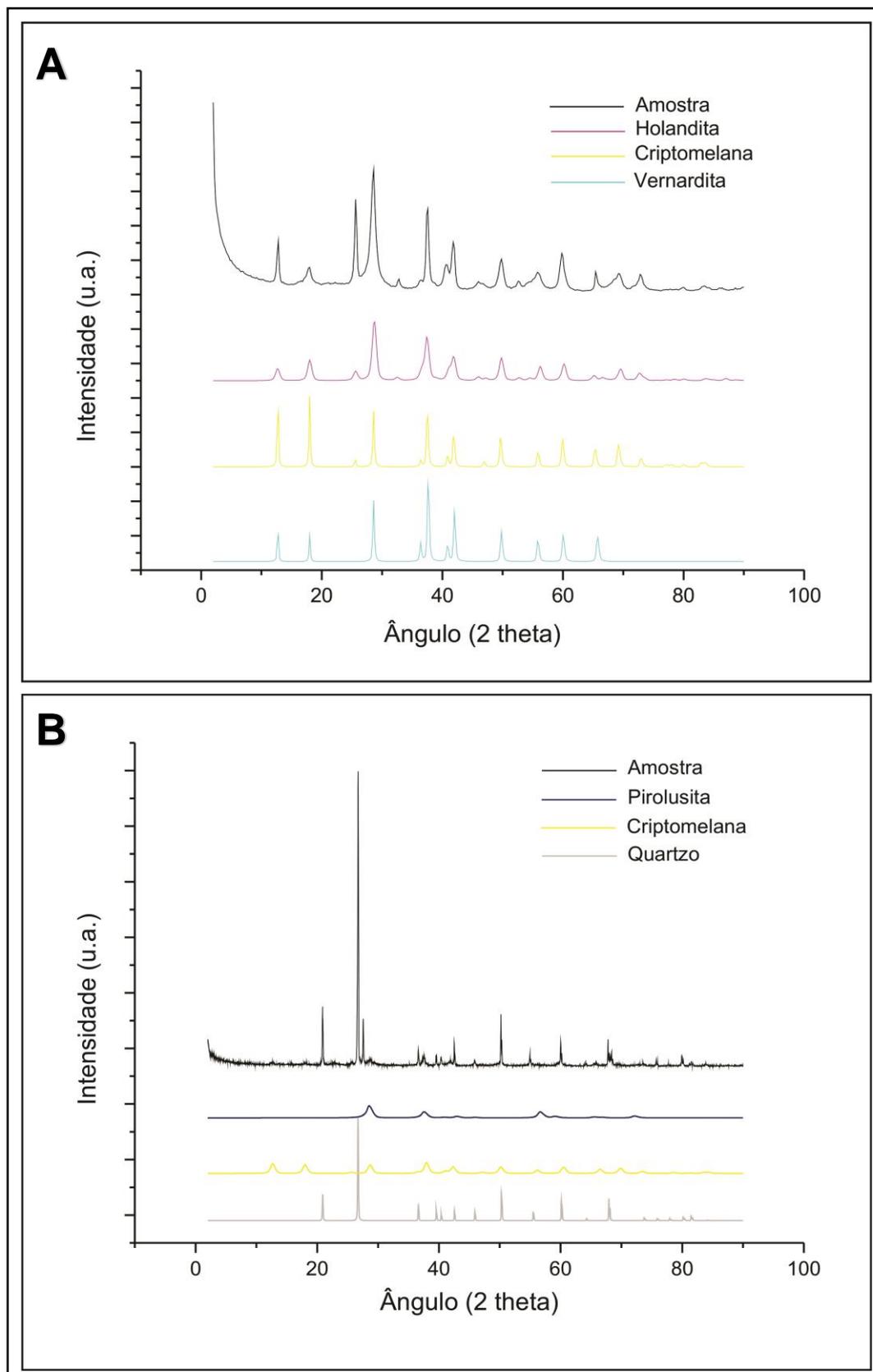
Fotomicrografia 7.4 – (A) Fotomicrografia exibindo reação de borda do mineral de quartzo, com sílica saindo do sistema – observação a luz refletida; (B) Amostra de manganês placóide vista em lupa, com espessura de 9mm



Foram analisadas duas amostras do minério de manganês em plaquetas, e ambas apresentam difratogramas distintos. Na amostra proveniente do saprólito da Formação Posse próxima às ocorrências do minério denso, foram identificadas criptomelana, vernadita e holandita, e como mineral de ganga, a presença de quartzo (Figura 7.6 A).

A amostra proveniente do saprólito junto as áreas mais elevadas do relevo nos domínios da Formação Posse, e associados aos arenitos impregnados por óxido de manganês, foram identificadas pirolusita e criptomelana, sendo quartzo o único mineral de ganga identificado por difratometria (Figura 7.6 B).

Figura 7.6 – (A) Difratoograma do minério de manganês em plaqueta associado ao minério denso; (B) Difratoograma do minério de manganês em plaqueta associado aos arenitos impregnados por óxido de manganês

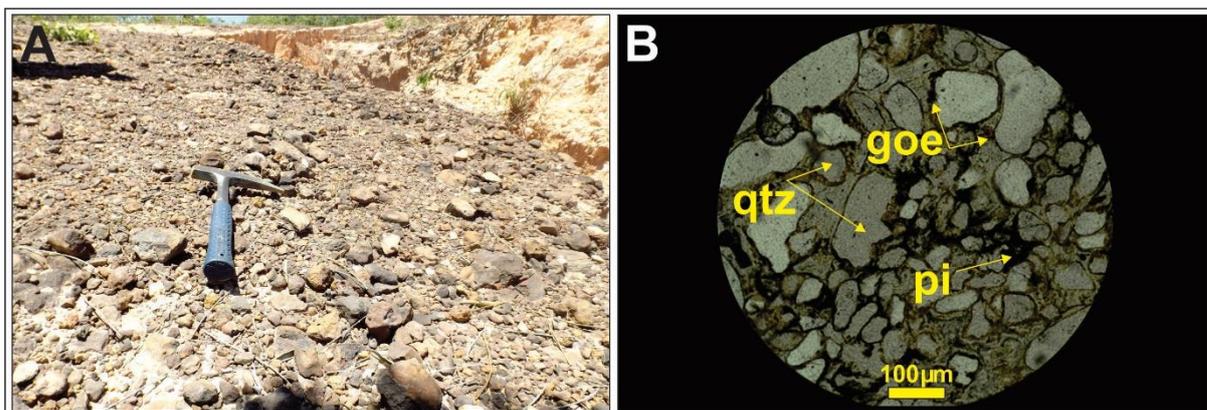


7.1.6 Crostas Lateríticas Ferro-Manganesíferas

Este tipo de minério é caracterizado por formar uma capa laterítica associada as coberturas colúvio-eluvionares. Apresenta coloração vermelho-amarronzado e preto azulado (Fotografia 7.7 A). Ocorrem de forma bastante localizada como concreções e crostas na forma de blocos e pavimentos muito duros, localmente há cavidades onde cristalizou pirolusita e principalmente goethita.

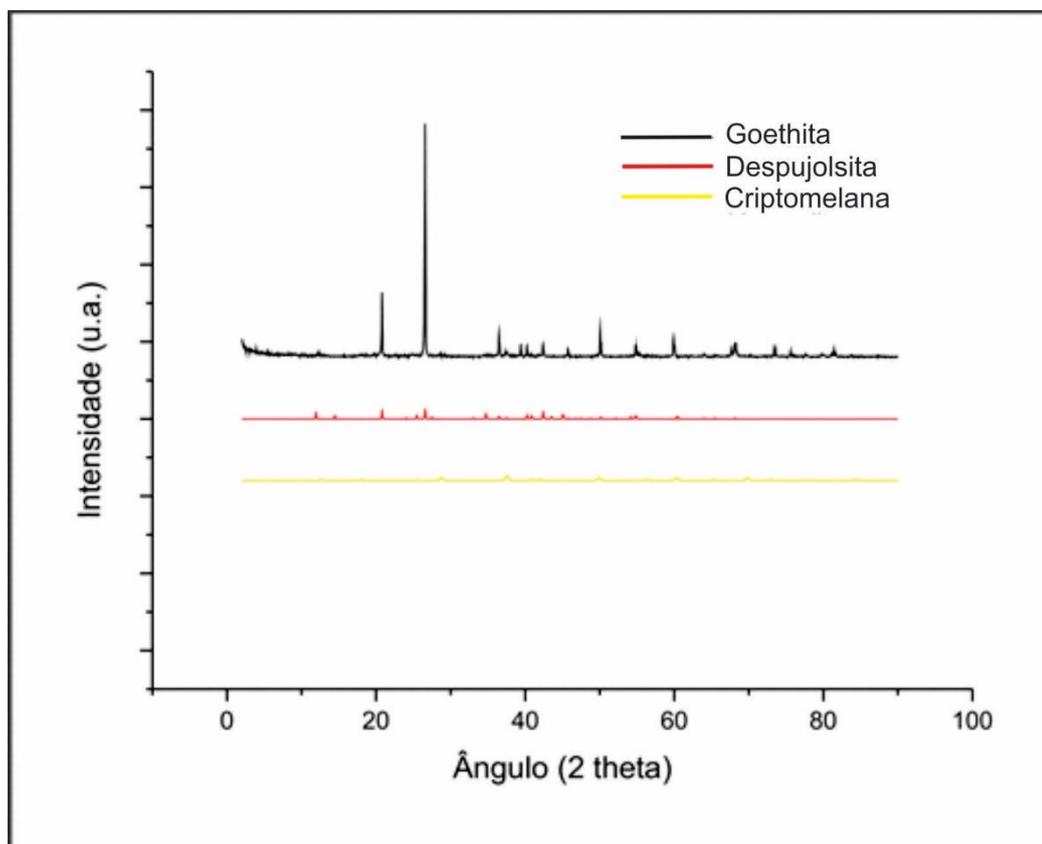
O substrato é composto predominantemente pelas coberturas eluvionares, onde frações arenosas ocorrem de forma significativa. Em termos macroscópicos, há crostas onde a composição mineral é indicada por goethita, limonita, pirolusita e quartzo, com a goethita apresentando maior volume. A limonita está sempre associada a cristais de goethita, sendo o produto de intemperismo desse mineral. A pirolusita é coloforme e é resultado de precipitação de soluções coloidais. Em termos microscópicos, ocorrem cristas de quartzo associado a pirolusita, criptomelana e goethita (Fotografia 7.7 B).

Fotografia 7.7 – (A) Pavimento de crosta laterítica ferro-manganesífera com a presença marcante de goethita sobre as coberturas eluvionares na porção próximo ao Rio de Ondas; (B) Fotomicrografia exibindo quartzo, pirolusita e goethita, com feições de sílica saindo do sistema – observação a luz refletida



Na difratometria, a composição do minério revelou a presença de despujolsita, criptomelana e goethita, sendo os minerais de ganga compostos por argilominerais e quartzo (Figura 7.7). Contudo, parte destas crostas localizam-se principalmente no topo dos morrotes, e estas concreções deve-se aos processos supergênicos e lateríticos responsáveis pelas concentrações.

Figura 7.7 – Difratoograma de crosta laterítica ferro-manganesífera associada a pavimentos sobre as coberturas eluvionares presentes no interior do vale do Rio de Ondas



7.2 PERFIL LITOESTRATIGRÁFICO MINERALIZADO

A rocha hospedeira (protominério) é caracterizada por metassiltitos que apresentam em meio ao acamamento, óxido de manganês em torno de 14%, de granulação fina. Em termos microscópicos, os metassiltitos contêm quartzo, muscovita, sericita e minerais opacos. Em relação as características químicas, este tipo do minério apresenta teores de MnO em torno de 26,6%, de Fe₂O₃ em torno de 7,9% e SiO₂ em torno de 31,6%. Quanto aos metais raros, Co, Tl e Sc, apresentam teores médios de 237ppm, 1,62ppm e 3,6ppm respectivamente.

Quanto aos veios de minério de manganês, estes apresentam dimensões milimétricas a centimétricas e ocorrem associados ao quartzo e minerais de manganês. Os cristais de manganês são placóides devido ao pouco espaço de crescimento. Para este tipo, os teores de MnO estão em torno de 45%, de Fe₂O₃ em torno de 3%, e SiO₂ em torno de 12%.

Quanto aos metais raros, Co, Tl e Sc, apresentam teores médios de 1200ppm, 52,5ppm e 3ppm respectivamente.

O minério denso de manganês situado na interface entre os grupos Bambuí e Urucuia, apresenta coloração azul intenso, com hábitos arborescentes, lamelares e botrioidais, e suas concentrações atingem dimensões métricas. Os principais minerais de manganês são: pirolusita, criptomelana e vernadita, correspondendo a 80% da rocha total. Este tipo do minério apresenta os maiores teores de MnO da área, em torno de 60%, concentrações baixas de Fe₂O₃, em torno de 4,2%, e SiO₂ em torno de 4,2%. Em relação aos metais raros, as concentrações de Co, Tl e Sc, são muito elevadas com 4.168ppm, 126ppm e 3,44ppm respectivamente.

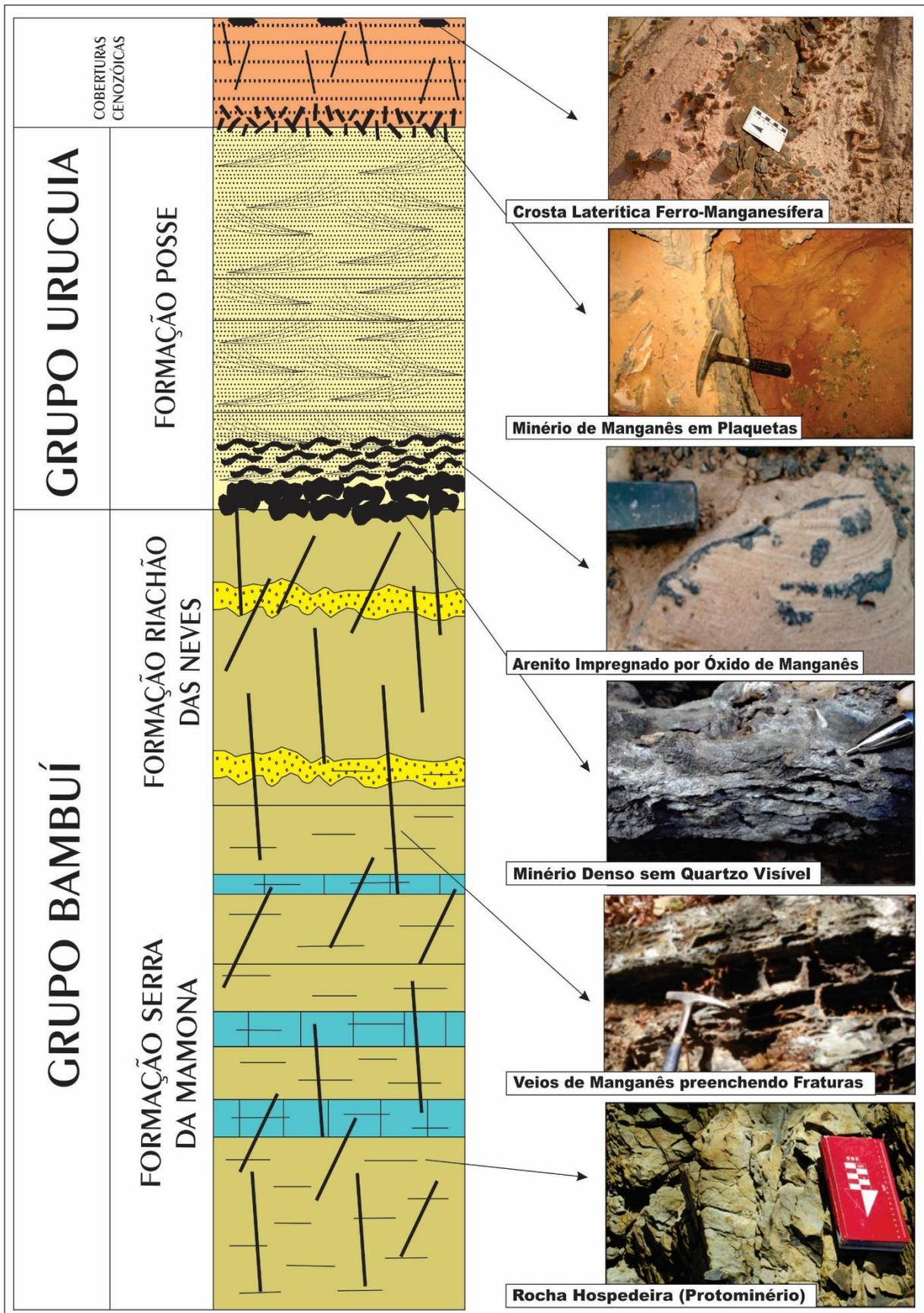
No que se refere aos arenitos impregnados por óxido e manganês, estes estão associados a arenitos bimodais da Formação Posse, onde a composição do minério se dá por pirolusita, criptomelana e quartzo, e em termos texturais, são similares a brechas, onde os minerais de manganês preenchem os espaços nos interstícios dos grãos de quartzo. Quanto as características químicas este minério apresenta-se com teor significativo de MnO em torno de 19%, Fe₂O₃ em torno de 2,5%, apresentando também os maiores teores de SiO₂, em torno de 70%. Outra característica peculiar é que aparentemente não são mineralizados em Tl e Co, apresentando teores médio de 85ppm e 785ppm, respetivamente. Por outro lado, apresentam teores significativos de alguns elementos Terras Raras: 177ppm de Y, 4435ppm de Ce, 310ppm de Nd e 4,4ppm de Sc.

Quanto ao perfil laterítico, os tipos se referem ao minério de manganês em plaquetas associadas ao saprólito da Formação Posse, e as crostas lateríticas ferro-manganesíferas, na forma de pavimentos junto as coberturas eluvionares.

O minério de manganês na forma de plaquetas ocorre sob a forma de placas com dimensões em torno de 20 cm de comprimento e largura em média de 3 a 4 cm, de cor cinza preta, dura, densa e de difícil desagregação. Foram identificadas criptomelana, pirolusita, vernadita e holandita e como mineral de ganga, o quartzo. Quanto as características químicas, este minério apresenta-se com teor de MnO em torno de 41%, Fe₂O₃ em torno de 1,6%, e SiO₂ em torno de 42%. Em relação aos metais raros, as concentrações de Co, Tl e Sc, são respectivamente, 1.772ppm, 138ppm e 3,5ppm.

E por fim, as crostas lateríticas ferro-manganesíferas ocorrem como concreções na forma de blocos e pavimentos muito duros. Em relação as características químicas, este tipo apresenta teores de MnO em torno de 50%, e Fe₂O₃ em torno de 9% (Figura 7.8).

Figura 7.8 – Perfil integrado com as unidades litoestratigráficas e os tipos do minério manganésífero portador de metais raros no Vau da Boa Esperança



CAPÍTULO 8

GEOQUÍMICA

Para a aplicação dos métodos analíticos, no intuito de definir o quantitativo geoquímico e a relação comportamental, foram realizadas 36 análises químicas para certificação do real quantitativo geoquímico dos elementos maiores, menores, traço e ETR do material amostrado. Como destacado no capítulo 2, os elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , MnO , TiO_2 , P_2O_5) e alguns elementos traço (Ba, V, Co, Tl, Nb, Ni, Sr, Sc, Y e Zr) foram dosados por Espectrômetro de Emissão ICP-OES (Jarrel Ash AtomComp Model 975 /Spectro Ciros Vision), e os outros elementos traço e ETR's, por Espectrômetro de Plasma Induzido (ICP-MS: Perkin-Elmer ELAN 6000).

A abertura das amostras se deu por digestão multiácida pela combinação de HCl (ácido clorídrico), HNO_3 (ácido nítrico), HF (ácido fluorídrico) e HClO_4 (ácido perclórico). O procedimento utilizado foi ICP40B, com quantificação dos elementos maiores e alguns elementos traço por ICP-OES (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry).

As alíquotas foram de 0,1000 g, as quais foram fundidas com metaborato de lítio e por digestão ácida em mufla a 950 ± 25 °C. O procedimento utilizado foi IMS95A, onde as massas fundidas das amostras foram transferidas para béqueres contendo soluções de ácidos nítrico e tartárico, sendo os béqueres mantidos sob agitação até completa dissolução das massas fundidas. As soluções resultantes foram transferidas para balões volumétricos de 100 ml, avolumadas com a solução de ácido nítrico e ácido tartárico, homogeneizadas e submetidas às devidas diluições para a determinação de elementos traço e Terras Raras no ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry).

No quadro 8.1 são apresentados os resultados das análises de elementos maiores, menores, traço e ETR das amostras da sequência sedimentar, da mineralização e do perfil laterítico. A composição química das 36 amostras da região do Vau da Boa Esperança, onde o pacote litológico e metalogenético contém concentrações significativas de manganês que variam de 0,08% a 60%. Os metais raros, como Co, Tl e Sc mostram concentrações entre 50 a 4.168ppm, 6 a 126ppm, e 3,4 a 3,66ppm, respectivamente.

As amostras Vt1sm1, Vt1sm2, Vt1sm3, Vt1sm4 correspondem aos metassiltitos da Formação Serra da Mamona, e Vt1rn1, Vt1rn2, representam as rochas metarcoseanas da

Formação Riachão das Neves. Estes litotipos são considerados como rochas hospedeiras (protominério) da mineralização manganésifera.

No tocante, as mineralizações nos maiores volumes, as amostras Vvm1, Vvm2 e Vvm3 representam os veios preenchidos por óxido de manganês. As amostras Vt31, Vt32, Vt33, Vt34, Vt35, Vt36, Vt37, Vt38, Vt39, Vt310, Vt311, Vt312, Vt313, Vt214 e Vt315, representam o minério manganésífero denso e sem quartzo visível, enquanto que as amostras Vt41, Vt42, Vt43 e Vt44 correspondem aos arenitos impregnados por óxido de manganês. Para este conjunto de amostras foi aplicada a geoquímica do minério, com o propósito de compreender a assinatura geoquímica desta mineralização, além da relação entre os elementos maiores, menores, traço e ETR, que permitiu estabelecer relações e procedência dos fluídos mineralizadores entre hidrotermal e supergênico.

Por fim, as amostras Vt51, Vt52, Vt53, Vt54 e Vt55 representam o minério de manganês em plaquetas, associado ao horizonte saprolítico da Formação Posse, enquanto que as amostras Vt61, Vt62 e Vt63 correspondem as crostas lateríticas ferro-manganésíferas na forma de concreções e pavimentos associados as coberturas elúvio-coluvionares. Para este conjunto, foi aplicado a geoquímica do perfil laterítico, objetivando a compressão quantitativa do processo supergênico atuante, quanto ao enriquecimento de elementos metálicos de interesse econômico.

É importante destacar que, as concentrações primárias se depositaram em condições plataformais marinhas em ambiente oxidante. Durante os eventos deformacionais houve atuação iminente de processos hidrotermais, e posteriormente o perfil laterítico se desenvolveu sobre a sequência sedimentar, alcançando principalmente as concentrações do minério denso e dos arenitos impregnados por óxido de manganês, seja no topo ou na base destas concentrações. O perfil laterítico é maduro, completo para o topo dos platôs e altamente truncado e intemperizados nas encostas.

Em suma, as 36 análises químicas foram realizadas através da técnica ICP-OES / ICP-MS (digestão multiácida e fusão com tetraborato de lítio), valendo destacar que todas foram executadas pela empresa SGS GEOSOL LABORATÓRIOS LTDA. Por sua vez, os dados químicos foram tratados através do programa GCDkit – GeoChemical Data toolkit (JANOUSEK et al. 2006). Com isso buscou-se determinar o quantitativo de 48 elementos químicos presentes nestas ocorrências manganésíferas, dentre eles, os metais raros em destaque neste depósito, tais como, tálio (Tl), cobalto (Co) e escândio (Sc).

Quadro 8.1 – Composição química total da sequência sedimentar, do minério de manganês em todas suas tipologias, bem como o perfil laterítico

AMOSTRA	Vt1sm1	Vt1sm2	Vt1sm3	Vt1sm4	Vt1rn1	Vt1rn2	Vvm1	Vvm2	Vvm3	Vt31	Vt32	Vt33
SiO ₂	18,9	35,18	27,12	22,44	46,63	39,53	16	17,1	13,21	5,62	5,17	3,45
TiO ₂	0,8	0,52	0,42	0,65	0,55	0,36	0,2	0,31	0,24	0,13	0,16	0,21
Al ₂ O ₃	19,95	9,35	9,67	17,67	9,5	7,68	2,01	2,51	3,04	3,38	2,88	2,27
FeO	2,4	8,71	4,12	6,11	3,2	4,52	1,87	1,5	2,1	0,46	0,81	0,45
Fe ₂ O ₃	9,13	5,46	8,25	9,97	5,13	9,79	7,56	8,14	8,66	1,06	1,25	1,51
MnO	35,11	23,68	39,46	29,12	15,85	16,85	44,2	45	44,79	58,36	44	61,3
MgO	0,41	1,96	0,19	0,72	2,62	1,12	1,03	0,98	0,9	0,8	0,81	0,79
CaO	0,14	0,61	0,39	0,72	0,38	0,03	0,07	0,05	0,05	0,04	0,01	0,03
Na ₂ O	0,05	0,21	0,18	0,1	0,13	0,04	1,05	0,97	0,95	1,02	0,91	0,78
K ₂ O	1,51	2,01	1,26	2,35	2,79	2,47	0,8	0,91	0,94	1,44	1,34	0,9
P ₂ O ₅	0,07	0,09	0,11	0,06	0,11	0,16	0,09	0,07	0,07	0,08	0,1	0,13
LOI	11,21	12,15	7,95	10,11	13,17	17,26	15,6	14,8	15,2	16,16	14,87	13,37
TOTAL	99,68	99,93	99,12	100,02	100,06	99,81	99,93	99,84	99,8	100,79	100,45	100,51
Ba	245,1	179,72	351,6	265,12	367,55	409,2	40522	50214	51230,2	100002,79	91697,4	90300
Rb	43,03	71,2	41,66	56,18	96,2	81,1	41	38,8	37	20,5	17,5	17
Sr	66,56	18,68	29,66	54,33	29,66	20,53	212,12	246	241,81	350	278	313
Cs	4,52	2,85	2,25	4,22	3,8	1,33	1,05	1,4	1,23	1,08	0,88	0,91
Ga	22,03	13,21	10,22	15,75	15,76	15,62	18,81	17,74	17	26,9	22,5	31,31
Tl	2,06	0,52	3,86	2,14	1	0,19	31,12	30,03	29,94	152,9	117,2	101,01
Nb	8,46	6,25	9,98	7,71	7,1	5,79	1,4	1,54	1,58	1,81	1,32	1,05
Zr	151,52	--	90,61	72,36	131,05	116,67	111	123,3	124,3	151	135	95,1
Y	34,61	19,11	28,97	20,14	28,52	28,1	35,52	38,19	37,12	81	93	58
Ta	0,94	0,63	0,53	0,28	0,57	0,33	0,21	0,27	0,19	0,15	0,11	0,25
Th	10,52	5,01	10,32	8,64	6,34	5,08	1,06	1,24	1,01	1,7	1,3	1,13
U	2,94	2,06	1,12	1,37	2,21	1,94	3,12	3,85	4,11	9,29	5,09	6,42
Cr	78,1	91,11	105,4	87,89	81,02	72,58	0,02	0,07	0,05	0,01	0,01	0,03
Ni	211,82	246,69	389,8	118,95	128,28	216,32	318	345,54	347	427	638	611
Sc	3,3	4,55	2,89	3,88	3	4,02	2,87	2,97	3,05	3,6	3,9	3,8
V	184	168,97	172,02	152,14	174,02	233,17	881	919,41	877,79	1509	1413,3	1121
Co	235,35	192,02	333,89	291,69	162,39	209,53	1200,2	1545,93	1444	4812,8	3245,6	4413,1
Cu	243,3	281,85	295,03	194,85	292,02	250,21	1845,5	1717	1781,56	2011	1586	1728,52
Zn	399,64	765,31	438,87	329,58	492,18	220,12	518	642,25	600,01	561	413	733
Au	--	--	--	--	--	--	--	--	--	841	693	791,1
Ag	0,5	0,45	0,82	1,03	0,59	0,55	--	--	--	0,12	0,19	0,58
Mo	14,02	19,2	26,26	19,87	15,64	12,54	7,15	6,18	6,78	7	5,4	9,2
La	62,05	67	57,71	65,02	50,47	49,97	18,8	17	17,74	23,1	30,5	17,3
Ce	134,59	135,25	247,01	177,24	148,89	141,15	284	254,54	214	246,4	484,6	532,2
Pr	6,11	2,98	7,39	6,85	3,79	4,23	5,18	6,05	6,01	7,59	11,12	10,8
Nd	18,54	12,86	17,9	23,54	16,35	9,15	28	29,94	29	39,6	65,2	63
Sm	8,03	2,7	7,27	3,79	3,41	1,92	24,14	21,31	21,05	34,41	38,98	41
Eu	2,34	0,89	1,32	2,54	1,01	0,94	2,15	2,81	2,8	3,56	1,86	2,51
Gd	3,78	2,78	3,7	5,98	3,41	3,28	14,11	13	14,54	19,25	20,88	19,48
Tb	1,15	0,98	1	1,11	0,85	0,93	2,01	1,87	1,69	5,67	5,03	4,96
Dy	2,59	2,68	5,53	5,38	3,35	3,62	8,18	9,85	9,04	13,45	14,8	14,22
Ho	0,7	0,52	0,72	1,19	0,56	0,72	2	2,05	2,31	3,24	2,67	2,8
Er	1,95	1,61	2,67	2,14	1,98	1,08	4,15	4,18	4,87	6,47	6,09	6,65
Tm	0,58	0,24	0,2	0,33	0,3	0,24	0,78	0,65	0,7	0,85	1,25	1,02
Yb	3,45	1,49	2,56	2,05	1,78	1,66	3,18	3,44	3,71	6,5	6,7	7,3
Lu	0,45	0,29	0,63	0,27	0,27	0,24	0,65	0,71	0,7	0,79	1,21	1,08

(Vt1sm1, Vt1sm2, Vt1sm3, Vt1sm4, Vt1rn1, Vt1rn2 = metassilitos e metarcóseos/Grupo Bambuí; Vvm1, Vvm2, Vvm3 = veios preenchidos por óxido de manganês; Vt31, Vt32, Vt33 = minério denso)

AMOSTRA	Vt34	Vt35	Vt36	Vt37	Vt38	Vt39	Vt310	Vt311	Vt312	Vt313	Vt314	Vt315
SiO ₂	4,11	5	3,99	3,7	4,15	4	3,62	3,18	4,11	4,9	3,98	3,5
TiO ₂	0,19	0,29	0,18	0,18	0,09	0,1	0,17	0,09	0,18	0,11	0,11	0,18
Al ₂ O ₃	3,19	4,15	3,15	3,38	1,88	2,45	2	3,45	3,27	1,45	3,38	1,88
FeO	0,51	1,47	1,68	1,65	0,81	0,51	0,91	1,01	0,8	0,95	1,43	0,81
Fe ₂ O ₃	0,99	1,75	1,28	0,49	0,51	1,02	0,45	0,47	0,74	0,47	0,45	0,99
MnO	57,17	59,91	49,4	56,36	49,81	59,3	55,3	60,36	50,3	58	52,61	59,81
MgO	0,81	0,65	0,55	0,6	0,51	0,5	0,62	0,58	0,65	0,71	0,65	0,69
CaO	0,09	0,02	0,09	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,06	0,07	0,02	0,03
Na ₂ O	0,87	0,79	0,6	0,79	0,73	1,05	1	0,98	1	0,98	1	0,99
K ₂ O	1,09	2,67	1,88	1,04	1,14	0,9	1	1	0,99	0,8	1,01	1
P ₂ O ₅	0,12	0,08	0,75	0,05	0,19	0,24	0,09	0,25	0,18	0,13	0,9	0,25
LOI	17,45	14,19	12,65	5,96	5,87	9	13,37	2,92	13,37	6,48	11,86	5,87
TOTAL	100,44	100,65	100,11	99,83	99,73	99,95	99,66	99,85	99,78	99,81	100,15	99,75
Ba	81006,99	100121,7	901,55	100000,5	97812,4	80300	92107,8	100002,32	89900,99	91100,2	98900,9	81102,79
Rb	21,25	19,97	22,2	21,5	16,5	16,85	17,97	17	19,9	16,6	19	16,85
Sr	251	301	299,71	350	201	275,85	251	205,35	200	205	251	251,2
Cs	1,01	1,64	0,9	1	0,71	0,96	0,94	1,01	0,85	0,9	1	0,82
Ga	35,8	20,33	27	23,31	20	31,42	21,33	21,31	25	19	26,9	23
Tl	171,81	107,88	149,28	152,4	100,2	118,52	99,94	116,69	122	115	152,9	118,18
Nb	2,03	1,99	1,54	1,81	1,32	0,98	1,99	1,05	1,7	1,3	2,03	1,72
Zr	144	92,99	85,2	150	137,5	112,2	--	--	--	98,89	--	--
Y	72	81	67	70	81	83	69,9	68	79	66,6	81,18	71,14
Ta	0,64	0,53	0,18	0,18	0,11	0,16	0,09	0,09	0,08	0,07	0,07	0,08
Th	1,7	1,55	1	1,1	1,1	1,05	1,03	1	0,89	0,9	1,11	1
U	7,23	6,31	7	9	6,09	4,42	6,31	8,42	8,8	7	9,1	7,05
Cr	0,02	0,07	0,06	0,04	0,01	0,01	0,05	0,03	0,07	0,02	0,02	0,04
Ni	518,18	493,69	401,01	427	512	569	494	500	327	380	568,2	513
Sc	3,6	4,1	4,55	3,5	3,9	2,8	3,1	2,5	2	3	3,5	3,8
V	927,27	1406,99	1400	1149,97	1417	1022	1018,14	1270,21	1155,2	1146,1	1262,2	997,7
Co	5098,4	3011,56	4999,21	4652,1	4445,9	3111,1	4711,56	5155,1	2990	4152	3098,1	4645,17
Cu	2011,2	1505	1669,01	1601	1626,26	1721,2	1999,2	1898	1600	1967,7	1978	1700,25
Zn	458	500	509,97	561	513	533	500	433	431	511	358	435,6
Au	1068	885,2	1011	641	561	500,5	--	--	--	--	788,45	1001
Ag	--	0,84	0,12	0,12	--	0,61	--	--	--	--	0,21	0,35
Mo	4	5,5	7	6	6	--	3	5	4,7	5,1	4	4,3
La	27,4	30,36	31	28	39	21,3	30,3	27,3	35,64	31	28,8	23,1
Ce	109,3	400,2	245,5	213,13	484,6	499,52	198,8	299	480	201	401,01	182,78
Pr	11,49	12	10,01	8,1	10,21	9,91	9	8,8	8,8	10	7,78	7,41
Nd	37,9	60,06	50,71	40	61,85	56,69	48,81	63	40	51,25	48	37
Sm	23,31	39	35,2	36,21	38	37,7	31	31	26	36	19	25,58
Eu	1,24	1,98	2,12	2,56	2,9	1,51	1,98	2,01	2,13	2,55	1,24	1,8
Gd	17	16,68	24	17,8	19,99	19,4	19,68	17	19	18,11	17	17,7
Tb	5,91	4,21	4	4,85	4,85	4,95	4,11	4,96	5,22	5	4,25	5,67
Dy	7,77	15,84	15,77	12,15	15	18,22	15,8	14,22	12,11	13,13	15,5	13,04
Ho	1,93	1,9	2,68	3,1	2,81	2,71	3,9	2,8	--	2,11	2,95	2,27
Er	5,02	5,5	6,16	5,47	6,4	6	6,11	6,65	--	6,14	5,14	6,39
Tm	0,73	0,87	1,11	1,2	1,79	1	1	0,9	1,2	1,11	1,12	1,11
Yb	4,3	6	6,54	5,5	5,7	--	5	--	--	--	4,8	--
Lu	0,97	1,12	0,88	0,8	1,11	1,57	0,97	--	0,5	--	0,95	--

(Vt34, Vt35, Vt36, Vt37, Vt38, Vt39, Vt310, Vt311, Vt312, Vt313, Vt314, Vt315 = minério denso)

AMOSTRA	Vt41	Vt42	Vt43	Vt44	Vt51	Vt52	Vt53	Vt54	Vt55	Vt61	Vt62	Vt63
SiO ₂	70,2	68	68,63	70	23,03	22,49	32,18	19,95	23,77	11,78	13,02	12,23
TiO ₂	0,05	0,04	0,02	0,05	0,13	0,18	0,19	0,13	0,14	0,18	0,23	0,30
Al ₂ O ₃	2,55	3,11	2,28	2,11	4,38	3,59	4,04	2,56	3,68	5,08	9,69	11,66
FeO	2,14	1,69	2	2,01	1,73	1,85	1,4	1,18	1,72	1,43	1,60	1,95
Fe ₂ O ₃	2,55	2,14	2,79	2,5	4,85	4,01	3,9	3,86	4,52	8,89	8,12	7,27
MnO	17,94	19,5	19,1	18,31	59,95	62	65,34	53,77	68,78	55,39	58,38	60,07
MgO	0,1	0,2	0,2	0,1	0,25	0,18	0,27	0,19	0,22	0,02	0,01	0,02
CaO	0,08	0,06	0,05	0,08	0,10	0,18	0,09	0,2	0,11	0,04	0,02	0,06
Na ₂ O	0,04	0,04	0,02	0,03	0,19	0,21	0,1	0,11	0,2	0,01	0,02	0,02
K ₂ O	0,65	0,8	0,71	0,7	1,44	1,58	1,47	1,05	1,8	2,09	1,68	2,23
P ₂ O ₅	0,14	0,18	0,2	0,15	0,08	0,08	0,3	0,14	0,09	0,12	0,17	0,28
LOI	3,42	4,15	3,8	3,51	6,16	5	6,47	7,35	7,3	4,61	4,61	4
TOTAL	99,86	99,91	99,8	99,55	99,95	99,9	100,15	100,02	100,19	100,44	100,2	100,85
Ba	17972	15881	17003	16842	50279	30255	35114,5	49900	48582,6	810	735	687
Rb	2,1	2	2,4	2,1	24,90	46,47	29,26	25,71	34,7	13,5	12,5	11,2
Sr	80	76	81	68	350	412	362,54	387	400,54	60	62	50,23
Cs	0,05	0,05	0,03	0,04	2,6	1,96	3,99	3,13	2,11	1,73	1,41	0,97
Ga	25	23,4	22,8	24,1	26,9	25	25,14	27,24	21,54	15,8	18,6	13,3
Tl	94	75	81,1	92,25	111,9	124,26	145,38	150	127	27,7	38,08	29
Nb	1,21	1,51	0,97	1,36	4,81	5,71	3,5	4,51	3,86	2,01	1,77	1,81
Zr	54	50	50,3	49,96	151	135	135,4	165,47	152,41	90,31	78	78,9
Y	177	177,6	158,11	166,39	51	49,57	40,14	68,59	50,18	32	30	27
Ta	0,05	0,04	0,05	0,03	0,1	0,31	0,1	0,25	0,18	0,14	0,14	0,1
Th	3,4	3,1	3,18	2,94	4,7	6,52	4,55	3,91	4,9	2,14	1,73	1,85
U	8,02	9,6	9	8,3	2,29	1,5	2	2,1	1,14	2,23	1,49	1,03
Cr	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
Ni	61	71,2	70,4	65	227	315,51	300,05	250	227,18	65	85	67
Sc	4,8	4,22	4,7	3,99	3,6	3,5	3,51	3,87	2,9	3,6	3,3	2,7
V	620	651,57	731	620,51	324	350,55	371	364,5	375,53	123	121	155
Co	802,1	792,23	800,19	751	1812,8	1715	1600,35	1854	1882	451,5	557,7	446,96
Cu	499	501	378,28	473,31	661	600	582	558	602,14	421,23	285	307
Zn	267	240,01	250	196,65	1061	1015	1000,54	1058	1004	455	393,25	517
Au	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Ag	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Mo	2	1,5	3	2,33	7	6,5	7	7	5,5	2	1,8	2
La	83,9	79	71,15	79,59	23,1	22,2	20,21	24	23	22,4	15,9	19,92
Ce	4435	3898	4111,25	3745,25	246,4	254	354,58	238,23	247,17	89,3	94,9	100,7
Pr	59,4	60,1	63,25	59	7,59	8,18	8	7,05	7,68	5,49	4,28	4,7
Nd	310,2	285	285,14	311	39,6	40,06	45	44,5	37,72	17,9	19,5	16,5
Sm	76	77,3	65	75,5	12,9	12,5	11,8	12,5	12,97	8,31	7,17	5,28
Eu	16,81	15,9	16,75	17,27	3,56	4,06	4,11	3,78	3,95	1,24	1,28	1,11
Gd	56,65	55	58,81	55,21	19,25	17,78	18,8	18	18,15	7	7,45	7,02
Tb	9,99	10,4	9,01	9	2,66	2,95	3,01	2,75	2,18	1,77	1,03	0,89
Dy	52,81	55,02	51,57	53	4,45	4	3,04	2,42	3,04	1,93	1,93	1,59
Ho	9,11	8,49	9,19	9,28	1,24	1,5	1,54	2,01	1,98	0,84	0,89	0,56
Er	26,89	27,78	23,14	20,97	3,47	2,59	2,94	3,4	3,11	0,73	0,73	0,75
Tm	3,95	4,25	4,9	3,6	0,55	0,69	0,5	0,45	0,54	0,14	0,18	0,1
Yb	22,2	21	19	19,81	5,5	6,1	4,14	5	4,54	1,47	2,47	1,38
Lu	2,47	1,85	2,58	2,34	0,79	0,89	0,94	0,94	0,9	0,16	0,47	0,17

(Vt41, Vt42, Vt43, Vt44 = arenitos impregnados de óxido de manganês; Vt51, Vt52, Vt53, Vt54, Vt55= minério de manganês em plaquetas; Vt61, Vt62, Vt63 = crostas lateríticas ferro-manganesíferas)

8.1 GEOQUÍMICA DAS ROCHAS METASSEDIMENTARES

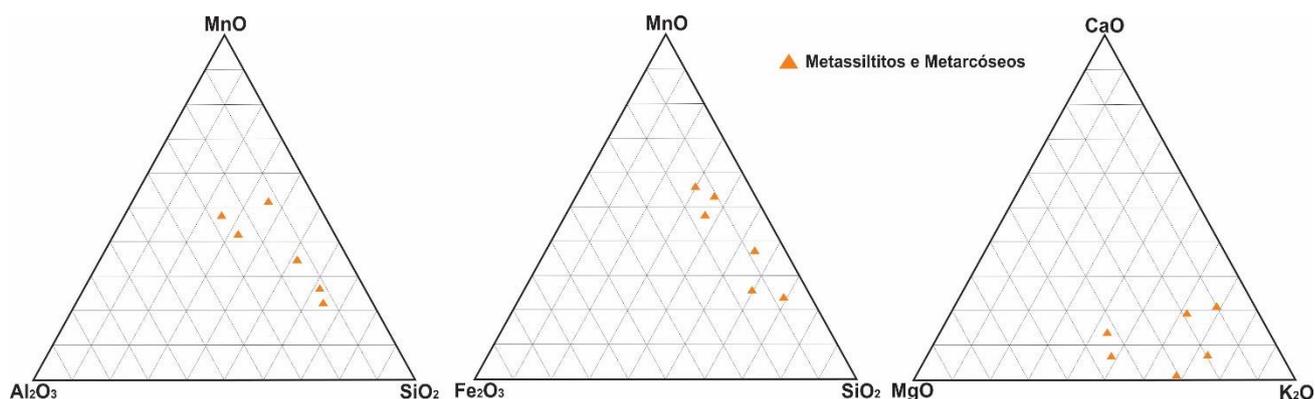
As principais fácies sedimentares analisadas de acordo com os litotipos representativos das Formações Serra da Mamona (metassiltitos) e Riachão das Neves (metarcóseos) do Grupo Bambuí, não apresentam alterações intempéricas, independentes da composição mineralógica.

8.1.1 Elementos Maiores

Os litotipos das Formações Serra da Mamona (metassiltitos) e Riachão das Neves (metarcóseos) apresentam baixos teores de SiO_2 e Al_2O_3 , em torno de 31,6% e 12,3%, respectivamente. Apresentam também teores baixos de K_2O , e teores muito baixos de TiO_2 , Na_2O e P_2O_5 , além de exibir teores baixos de MgO e CaO . Os teores de MnO se apresentam em torno de 26,6%, indicando forte relação destas rochas com o influxo metálico de manganês nos processos de sedimentação marinha.

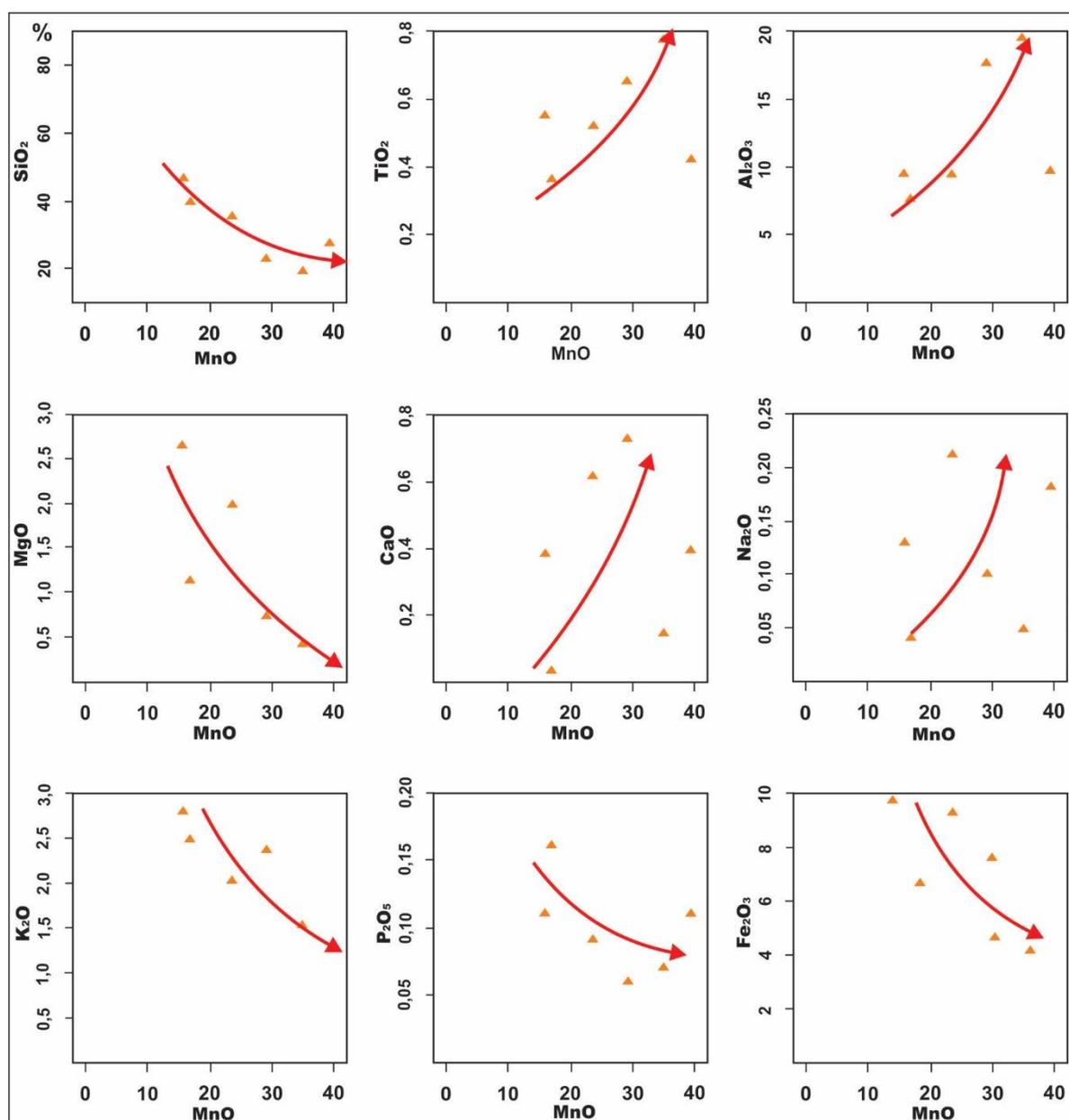
As rochas areníticas da Formação Posse não apresentam relação com a presença de manganês em termos litogeoquímicos, portanto não contemplam esta análise. As relações químicas fundamentais entre as rochas metapelíticas estão em SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 e MgO , além do MnO . Os diagramas SiO_2 - Al_2O_3 - MnO , SiO_2 - Fe_2O_3 - MnO e K_2O - MgO - CaO indicam variações composicionais entre as rochas metapelíticas, consideradas manganíferas (Figura 8.1).

Figura 8.1 – Diagramas SiO_2 - Al_2O_3 - MnO , SiO_2 - Fe_2O_3 - MnO e K_2O - MgO - CaO mostrando as variações composicionais das rochas metapelíticas mineralizadas em manganês (metassiltitos e metarcóseos)



Os diagramas de dispersão MnO *versus* SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ e Fe₂O₃ expressos na figura 8.2, evidenciam correlações positivas entre MnO com TiO₂, Al₂O₃, CaO e Na₂O, porém é nítido correlações negativas com SiO₂, MgO, Fe₂O₃, P₂O₅ e K₂O.

Figura 8.2 – Diagramas de dispersão geoquímica: MnOxSiO₂, MnOxTiO₂, MnOxAl₂O₃, MnOxMgO, MnOxCaO, MnOxNa₂O, MnOxK₂O, MnOxP₂O₅, MnOxFe₂O₃



Quanto ao quadro das rochas encaixantes e geradoras destas mineralizações, o maior destaque se deve à relação de quanto maiores os teores de manganês, menores são os teores de sílica e ferro, justificando o comportamento do manganês, como descrito no capítulo 3. Isto provavelmente se deve aos ambientes originais combinando oceanos estratificados,

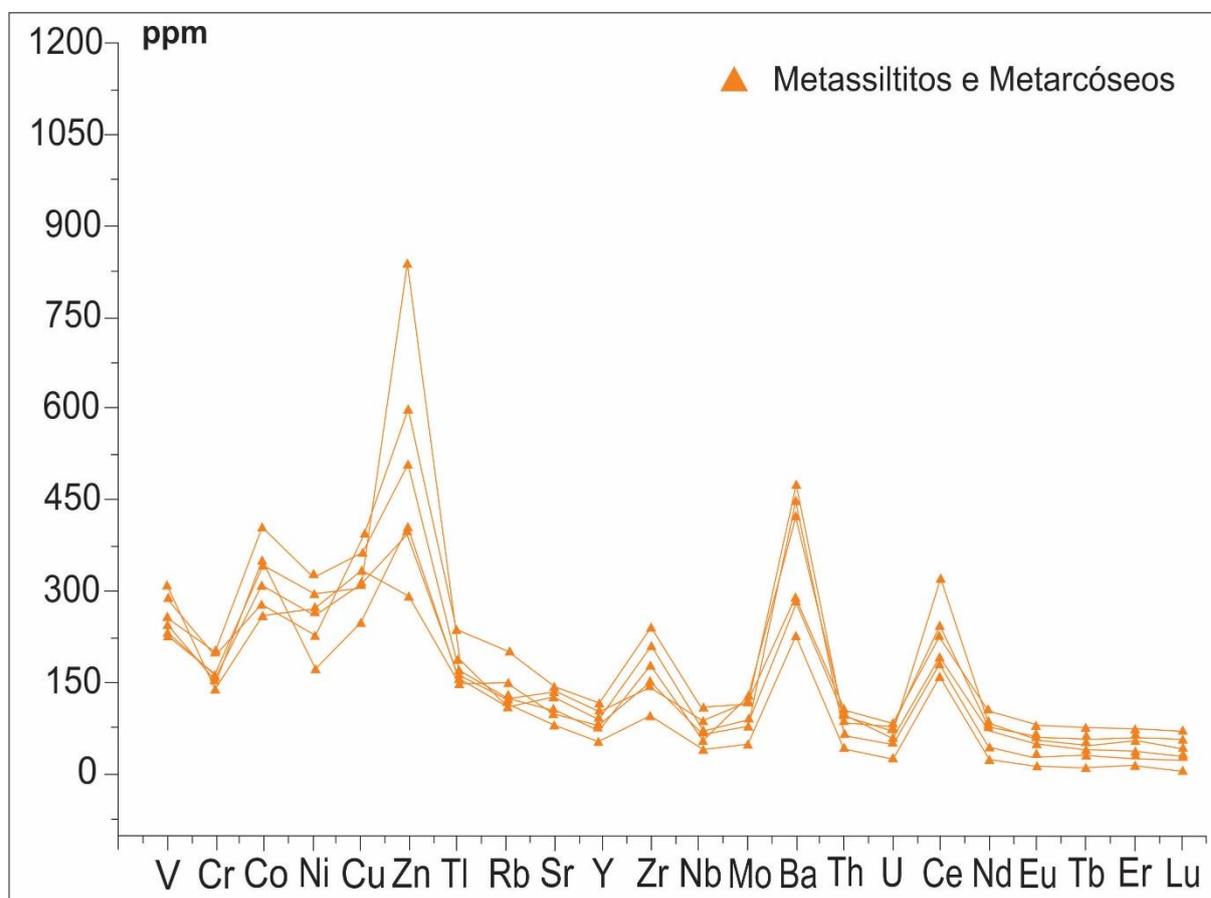
sistema fotossintético, disponibilidade de manganês e decréscimo de sequestradores de oxigênio (ferro e enxofre) (ROY, 1988).

8.1.2 Elementos Menores e Traço

As concentrações dos elementos menores e traço nos litotipos das Formações Serra da Mamona e Riachão das Neves do Grupo Bambuí, mineralizadas em manganês, estão enriquecidas em Co, Ni, Cu, Zn, Tl, Sr, Zr e Ba, além dos ETR leves, principalmente Ce. Porém os valores de V, Y, Nb, Th e U exibem teores relativamente baixos. Estes dados expressam claramente a assinatura geoquímica destas fácies sedimentares contendo a mineralização primária em Co, Tl, Ni, Cu, Zn e Ba (Figura 8.3).

De acordo com Costa et al (2005), estas concentrações são similares aos depósitos hidrotermais modernos do Pacífico e aos depósitos neoproterozoicos da China (MAYNARD, 2004).

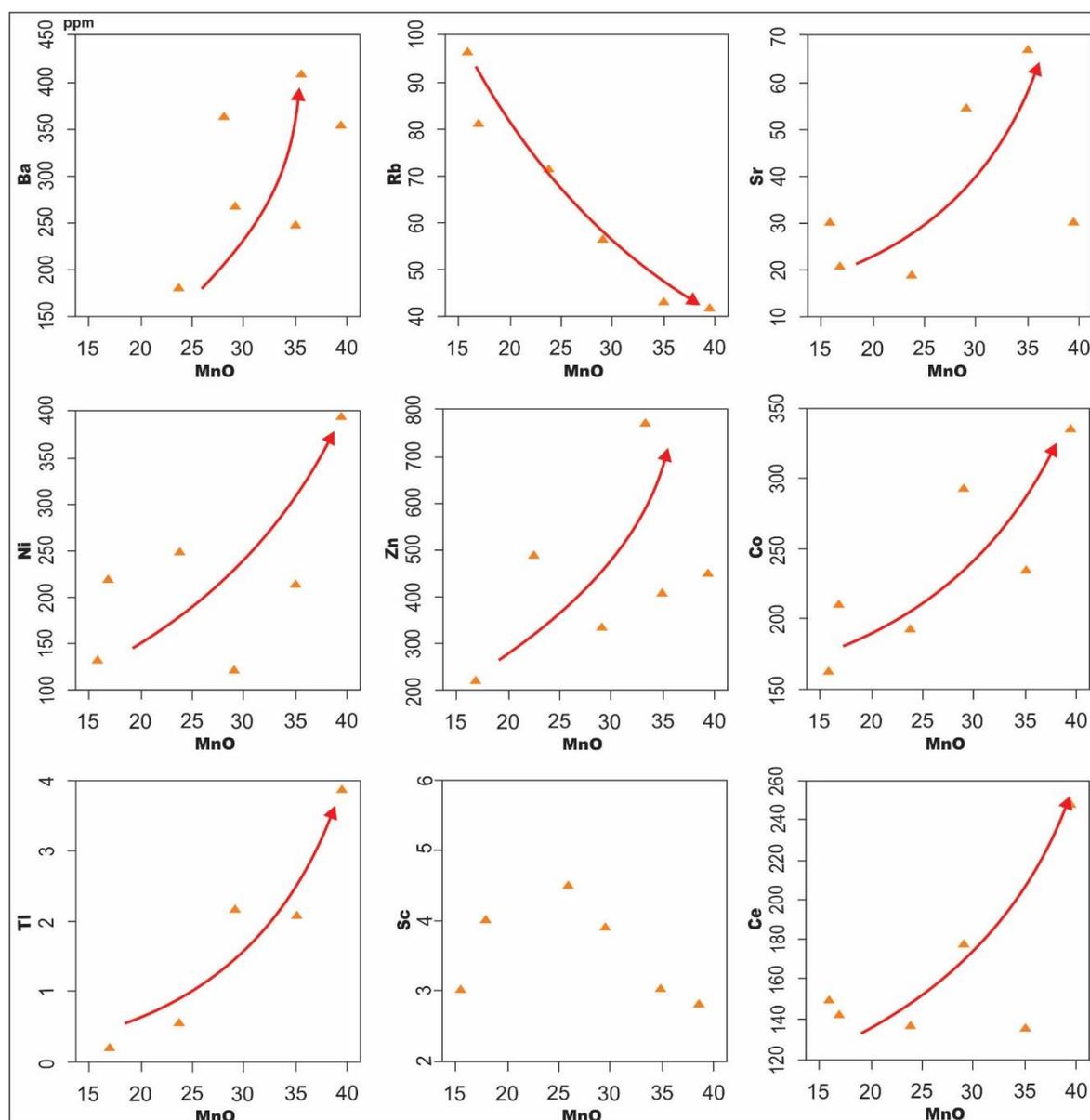
Figura 8.3 – Distribuição média dos elementos menores, traço e ETR, ressaltando a assinatura geoquímica destas mineralizações primárias



Através dos diagramas de dispersão entre Mn e alguns elementos menores e traço é possível observar a relação entre MnOxNi, MnOxCo e MnOxZn, onde apresentam correlação positiva na sequência sedimentar. Também é evidente uma correlação positiva entre MnOxBa e MnO-Sr justificado pela presença de matéria orgânica associada a esta sedimentação marinha. Contudo, a correlação MnOxRb é negativa nestas rochas mineralizadas em manganês no Vau da Boa Esperança.

Ocorrem correlações positivas entre MnOxTi e MnOxCe, justificando uma afinidade eletroquímica entre Ti, Co, Ni e Zn, porém esta concentração de Ce é devido a insolubilidade e oxidação associada ao MnO (Figura 8.4).

Figura 8.4 – Diagramas de dispersão geoquímica MnOxBa, MnOxRb, MnOxSr, MnOxNi, MnOxZn, MnOxCo, MnOxTi, MnOxSc e MnOxCe

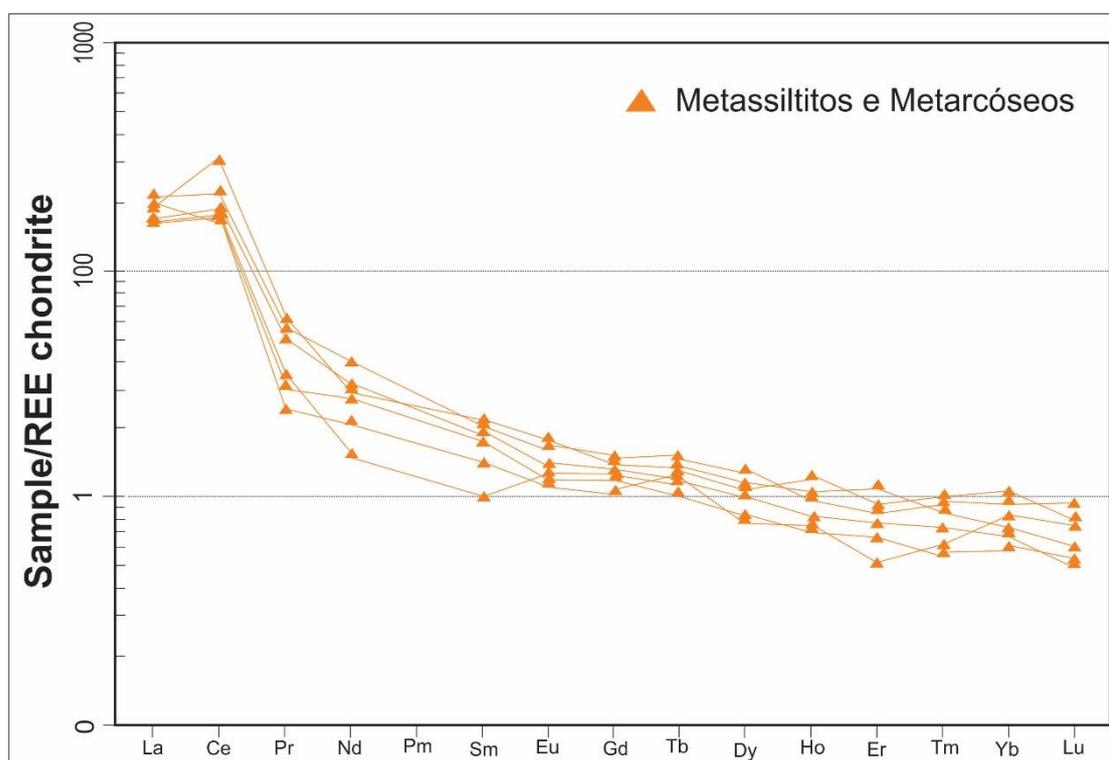


8.1.3 Elementos Terras Raras

As curvas de distribuição dos ETR normalizados aos condritos evidenciam um enriquecimento dos ETR leves nos litotipos das Formação Serra da Mamona e Riachão das Neves, consideradas como rochas manganésíferas primárias (Figura 8.5), verificando-se, portanto, nesses padrões, um fracionamento importante de ETR leves em relação aos ETR pesados.

Anomalia positiva de Ce, que pode ser observada na figura 8.5, indica remobilização e oxidação deste elemento durante a formação dos sedimentos manganésíferos, de acordo com Costa et al (2005).

Figura 8.5 – Distribuição dos ETR normalizados aos condritos nos metassiltitos e metarcóseos manganésíferos das Formação Serra da Mamona e Riachão das Neves



8.2 GEOQUÍMICA DO MINÉRIO MANGANESÍFERO

Considerando a mineralização manganésífera, aquela associada diretamente aos tipos onde o minério se mostra de forma adensada, foram analisadas as amostras dos veios

preenchidos por óxido de manganês (amostras Vvm1, Vvm2 e Vvm3), o minério denso de maior volume (amostras Vt31, Vt32, Vt33, Vt34, Vt35, Vt36, Vt37, Vt38, Vt39, Vt310, Vt311, Vt312, Vt313, Vt314 e Vt315), bem como os arenitos impregnados por óxido de manganês (amostras Vt41, Vt42, Vt43 e Vt44).

No intuito de estabelecer relações metalogenéticas entre as rochas primárias (metassiltios e metarcoseos do Grupo Bambuí) com o minério de manganês, foram analisados os elementos maiores, menores, traço e Terras Raras (ETR) do minério, inclusive procurando verificar o porque da presença dos teores anômalos dos metais raros no minério de manganês em estudo.

8.2.1 Elementos Maiores

Nos tipos denominados de veios preenchidos por óxido de Mn e aquele chamado de minério de manganês denso, ambos apresentam baixos teores de SiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O e P_2O_5 em torno de 6%, 2%, 0,9% e 0,2%, respectivamente. Exibem também teores relativamente baixos de TiO_2 e Al_2O_3 , e teores relativamente altos de MgO , CaO e K_2O . Os teores de MnO se apresentam em torno de 44 a 61%, indicando um depósito manganífero de alto teor.

Por sua vez, os arenitos impregnados por óxido de manganês apresentam altos teores de SiO_2 , em torno de 69,2%, e teores relativamente médios de Al_2O_3 , em torno de 2,5%. Este tipo apresenta baixos teores de Fe_2O_3 , K_2O e P_2O_5 , em torno de 2,5%, 0,7% e 0,16%, respectivamente.

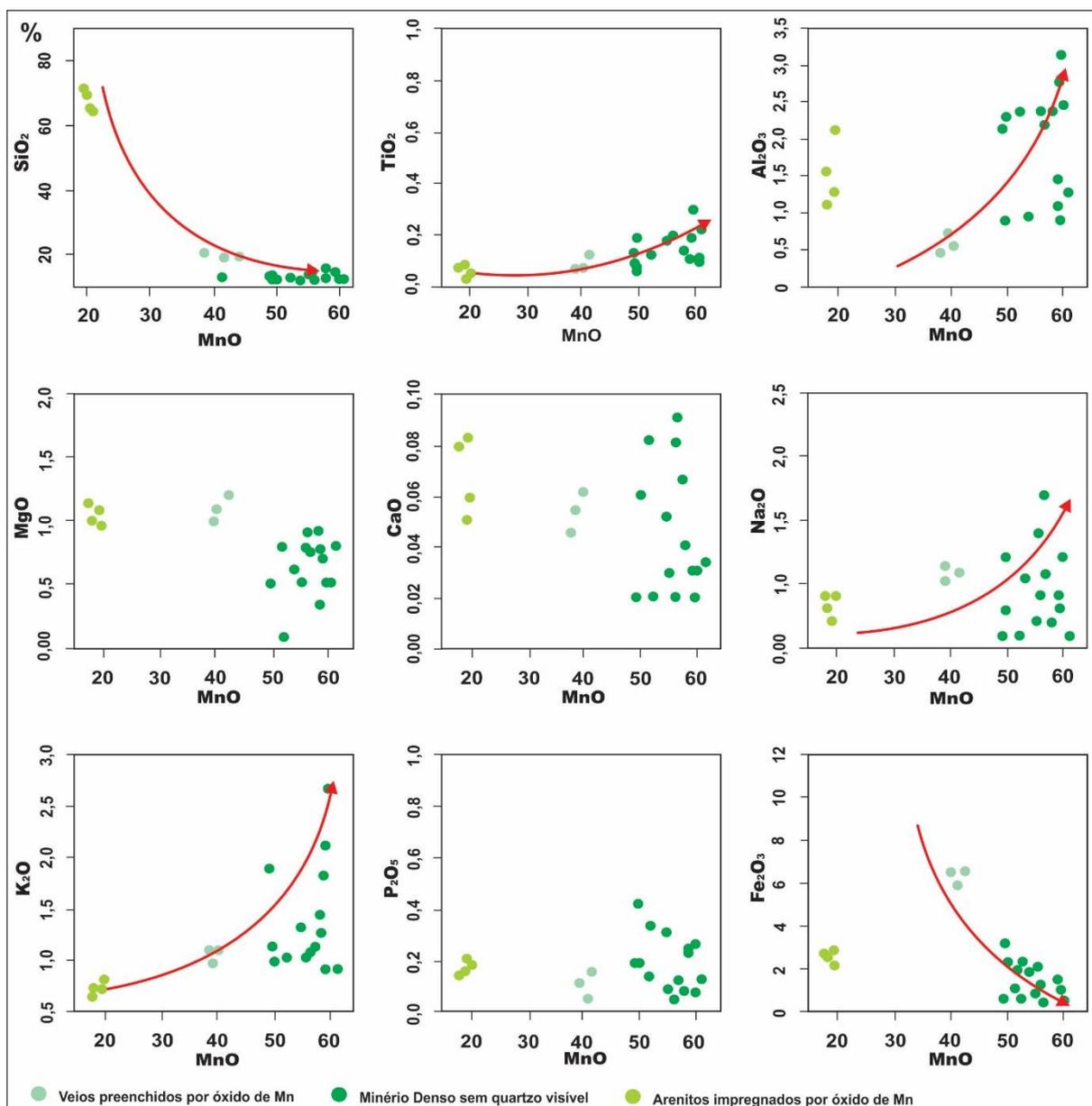
As diferenças químicas entre os três tipos residem nos teores de SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 e MgO , além do MnO .

Os diagramas de dispersão MnO *versus* SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 e Fe_2O_3 expressos na figura 8.5, evidenciam correlações positivas entre MnO e TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , K_2O , porém é nítido correlações negativas com SiO_2 , Fe_2O_3 , P_2O_5 .

O forte coeficiente de correlação negativa entre MnO e Fe_2O_3 sugere sua precipitação em diferentes condições ambientais onde o fracionamento entre estes dois elementos ocorre durante a sua formação (KRAUSKOPF, 1975). Embora, Fe e Mn tenham comportamento muito semelhante, o Mn tem mais mobilidade do que o Fe, especialmente em ambientes sedimentares (SIMMONDS E GHASEMI, 2007). Consequentemente, o Fe precipita mais cedo do que o Mn, de modo que eles são diferenciados e segregados uns dos outros.

O SiO_2 apresenta um coeficiente de correlação positivo com Fe_2O_3 e negativamente correlacionado com MnO , que atribui à presença de grãos de quartzo detrítico no minério de manganês (SAAD et al. 1994). A correlação negativa entre MnO com MgO e CaO pode refletir a substituição de minerais de carbonato por óxidos de manganês.

Figura 8.6 - Diagramas de dispersão geoquímica: MnOxSiO_2 , MnOxTiO_2 , $\text{MnOxAl}_2\text{O}_3$, MnOxMgO , MnOxCaO , MnOxNa_2O , MnOxK_2O , MnOxP_2O_5 , $\text{MnOxFe}_2\text{O}_3$

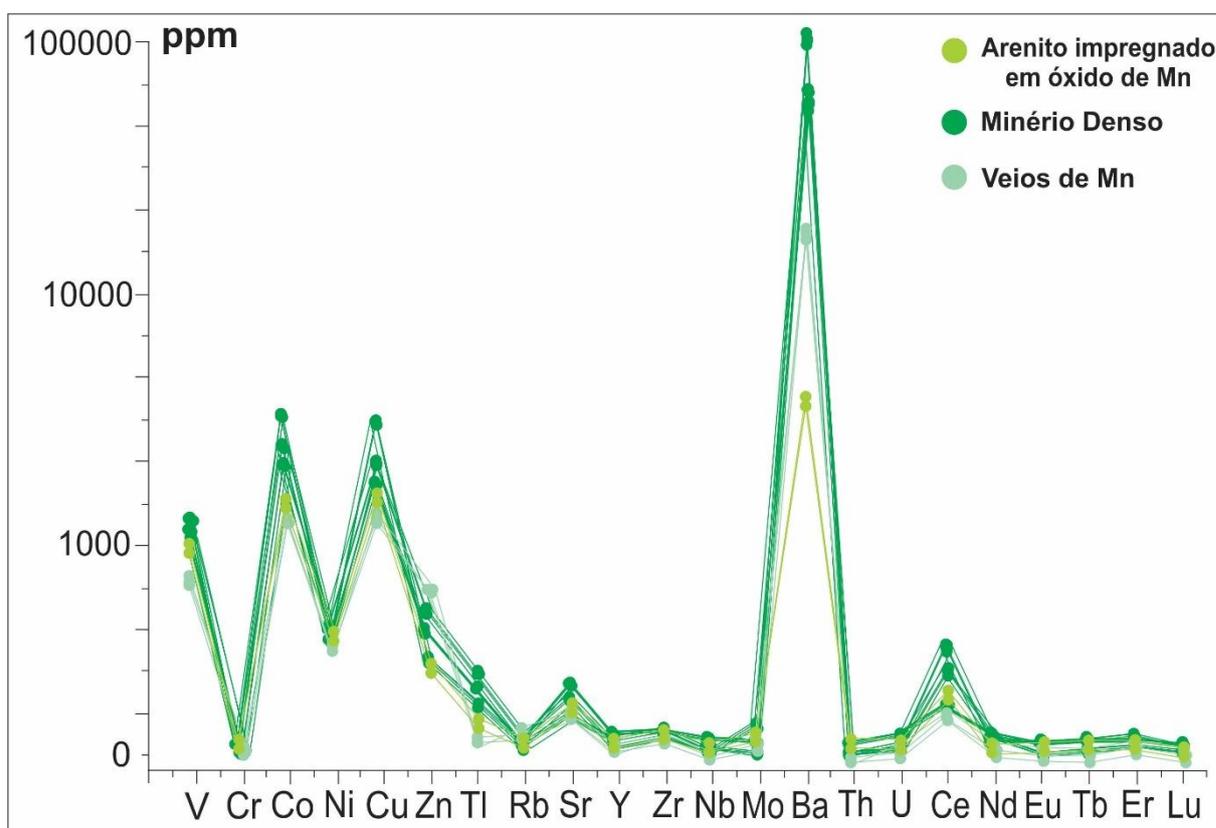


8.2.2 Elementos Menores e Traço

As concentrações dos elementos menores e traço no minério de manganês, são enriquecidas em Co, Ni, Cu, Zn, V, Tl, Sr e Ba, além dos ETR leves, principalmente Ce. Porém

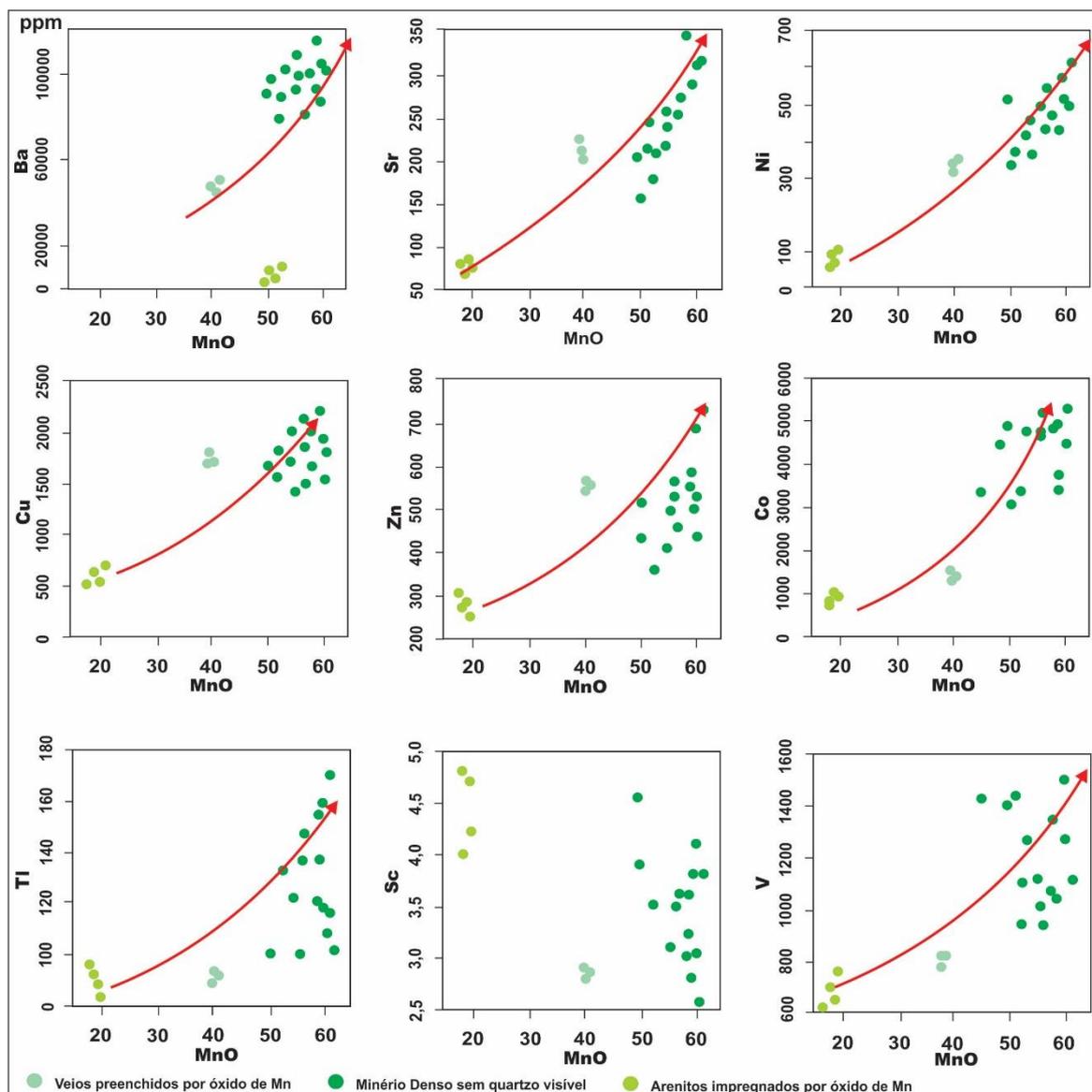
os valores de Y, Nb, Th e U encontram-se com teores baixos. Estes dados caracterizam a assinatura geoquímica desta mineralização, semelhantemente àquelas das fácies sedimentares (metassiltitos e metarcóseos do Grupo Bambuí) que contêm a mineralização primária em Co, Tl, Ni, Cu, Zn, V e Ba (Figura 8.7).

Figura 8.7 - Distribuição dos elementos menores, traço e ETR, caracterizando a assinatura geoquímica do minério de manganês



Os coeficientes de correlação positivos entre Co, Ni, Cu, Zn com Mn podem indicar a sua formação a partir de soluções hidrotermais primárias, quando da formação dos siltitos e arcóseos durante a deposição do Grupo Bambuí. A supergênese foi posterior tendo formado o minério de manganês nos maiores volumes (Figura 8.8). Isso pode indicar a derivação do manganês de uma fonte hidrotermal primária, onde as soluções são mais enriquecidas em Ba e Cu em comparação com a água do mar, uma vez que são afetadas pela atividade vulcânica e sedimentação (MONNIN et al. 2001). A ação das águas meteóricas bem posteriores, que atacaram as rochas do Grupo Bambuí, garantiram um enriquecimento supergênico considerável nestes elementos previamente concentrados pela ação hidrotermal primária.

Figura 8.8 - Diagramas de dispersão geoquímica MnOxBa, MnOxRb, MnOxSr, MnOxNi, MnOxZn, MnOxCo, MnOxTl, MnOxSc e MnOxV

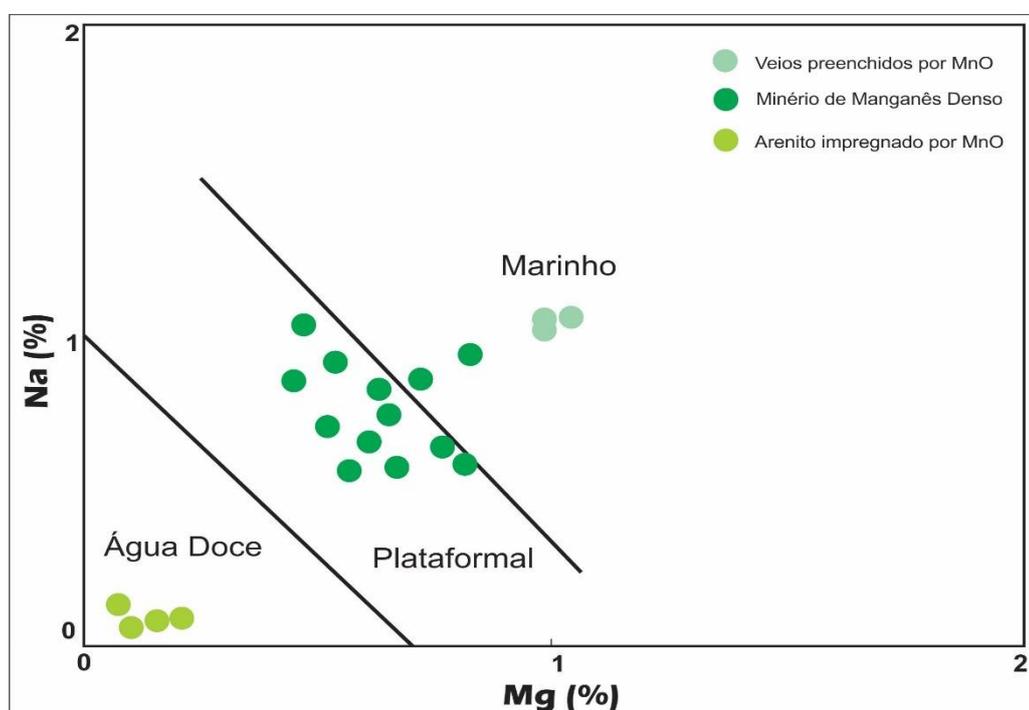


Os conteúdos de elementos maiores, menores e traço no minério de alto teor em Mn foram aqui utilizados para comparar o minério de manganês no Vau da Boa Esperança e alguns depósitos mundiais de manganês descritos na figura 3.2.

Deve-se colocar também que devido à capacidade de adsorção de óxidos de manganês e de ferro para alguns elementos como Ba, Cu, Ni, Co, Sr, V e Zn, alguns diagramas de discriminação baseados em elementos traço específicos, presentes em óxidos de manganês, foram propostos para elucidar estas questões de ambiência metalogenética entre os diferentes tipos genéticos de minério de manganês, onde esses elementos são frequentemente encontrados em sistemas ricos em manganês hidrotermal (NICHOLSON, 1992). Nos minérios de manganês os teores de Cu, Co e Ni são indicadores importantes para reconhecer suas origens.

As relações entre os óxidos de sódio e magnésio depositados nos ambientes de água doce, plataformal e marinho (NICHOLSON, 1988) são dadas no diagrama de discriminação NaMg. Neste diagrama, as amostras de minério de manganês são plotadas principalmente na área de ambiente de deposição plataformal, porém as amostras dos veios preenchidos por MnO foram plotadas em ambiente marinho. Em relação as amostras equivalentes aos arenitos impregnados por óxido de manganês, estas se situaram no campo de água doce ou meteórica (Figura 8.9).

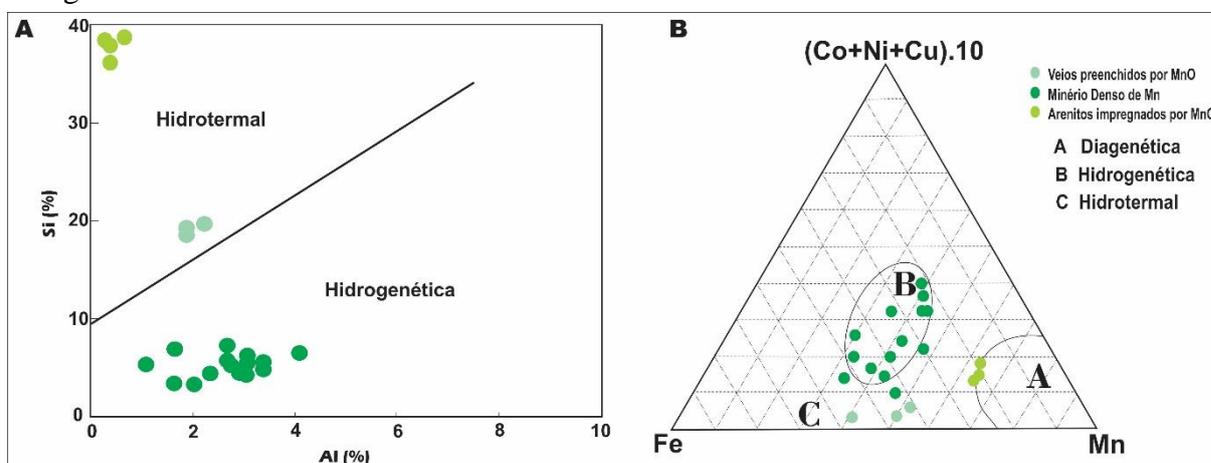
Figura 8.9 – Diagrama MgXNa de Nicholson (1988) com as amostras do minério de manganês do Vau da Boa Esperança



O Cu, Zn e Ni estão altamente concentrados no minério de Mn no Vau da Boa Esperança. Apresentam concentrações médias de 1700ppm para Cu, 600ppm para Zn, 520ppm para Ni, semelhantes às encontradas nos depósitos hidrotermais modernos do Pacífico. As maiores concentrações de Cu, Ni e Zn podem ser, não necessariamente, consideradas diagnósticas de depósitos hidrotermais de manganês (ZANTOP, 1981; NICHOLSON, 1988).

No diagrama de discriminação de SixAl de Choi e Hariya (1992), que distingue os óxidos de manganês hidrotermal e hydrogenado, o minério denso é plotado no campo característico de origem hydrogenética, enquanto os veios de Mn são de origem hidrotermal (Figura 8.10A). Por outro lado, muitos depósitos de manganês no mundo têm baixa concentração de sílica, como os do Oceano Pacífico.

Figura 8.10 – (A) Diagrama de discriminação de AlxSi para as amostras de minério de manganês do Vau da Boa Esperança (CHOI E HARIYA, 1992); (B) Diagrama de Fe-Mn-Co/Ni/CU de Bonatti (DUBININ et al. 2008) para a classificação genética do minério de manganês



Os elementos Co, Ni e Zn em formações de manganês são absorvidos na superfície de óxido de Mn (TOTH, 1980). Concentrações elevadas de cobalto são indicativas de ambientes marinhos associados as atividades hidrotermais (NICHOLSON, 1992). A este respeito, em função do processo de precipitação, utilizou-se o diagrama de Bonatti (DUBININ et al. 2008). Neste diagrama o minério de manganês é classificado do ponto de vista genético, em origem: hidrogenética (B), hidrotermal (C) e diagenética (A), com base nas concentrações de Fe, a soma dos teores de $(Co+Cu+Ni) \cdot 10$ e teores de Mn (Figura 8.10B).

A maioria das amostras de minério do Vau da Boa Esperança, quando lançadas neste diagrama, são plotadas como origem hidrogenética e algumas amostras como hidrotermais referentes aos veios de manganês, no entanto as amostras referentes aos arenitos impregnados por MnO tendem ao campo de origem diagenética.

Monnin et al (2001) afirmaram que as soluções hidrotermais são mais enriquecidas em Ba do que em relação à água do mar, uma vez que são afetadas pela atividade vulcânica e sedimentação marinha. As concentrações de Ba no minério de manganês do Vau da Boa Esperança, depois da supergênese, apresentam uma média de 80000ppm.

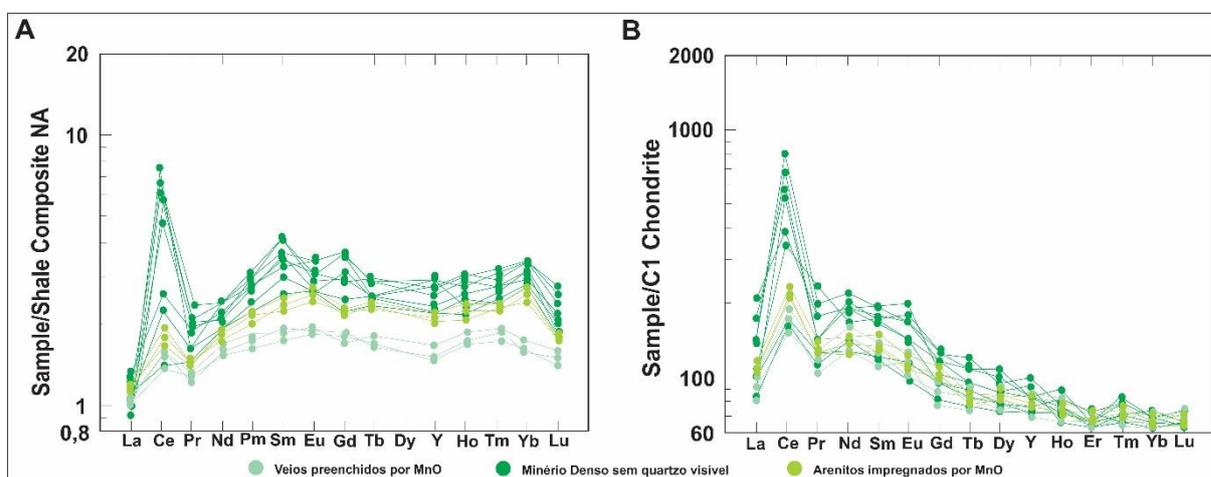
8.2.3 Elementos Terras Raras

Para o padrão condrítico é notável um fracionamento de ETR leves em relação aos ETR pesados. Um fator importante é a anomalia pronunciada de Ce, que se deve ao fato do estágio de oxidação +4 desse elemento quando oxidado. Sabe-se na literatura que a água do

mar possui anomalias negativas de Ce, já que diferentemente dos outros ETR, este é o único que alcança estágio de oxidação +4, se tornando instável em solução e precipitando junto com os sedimentos terrígenos ficando esses últimos enriquecidos neste elemento (Figura 8.11A).

Ao analisar o gráfico para padrão NASC que é o mais utilizado para estudos de sedimentos, observa-se também uma anomalia pronunciada de Ce (Figura 8.11B). Estes dados corroboram a fonte da mineralização ter se processado por vias hidrogenéticas. Cabe considerar que os mesmos processos atuantes na concentração de Mn e Ce, foram responsáveis também por concentrar significativamente Tl, Sc e Nd nestas mineralizações.

Figura 8.11 – (A) Diagrama binário de ETR normalizado NASC (North American Shale Composite); (B) Diagrama binário de ETR normalizado para padrão condritico



8.3 GEOQUÍMICA DO PERFIL LATERÍTICO

O perfil laterítico configura o horizonte saprolítico, no qual associou-se ao minério de manganês em plaquetas, desenvolvido no saprolito da Formação Posse, e as crostas lateríticas ferro-manganesíferas desenvolvidas sobre as coberturas eluvionares, que completam o perfil litoestratigráfico mineralizado. As amostras referentes ao minério de manganês em plaquetas correspondem as amostras Vt51, Vt52, Vt53, Vt54 e Vt55, bem como as crostas lateríticas ferro-manganesíferas, são representadas pelas amostras Vt61, Vt62 e Vt63.

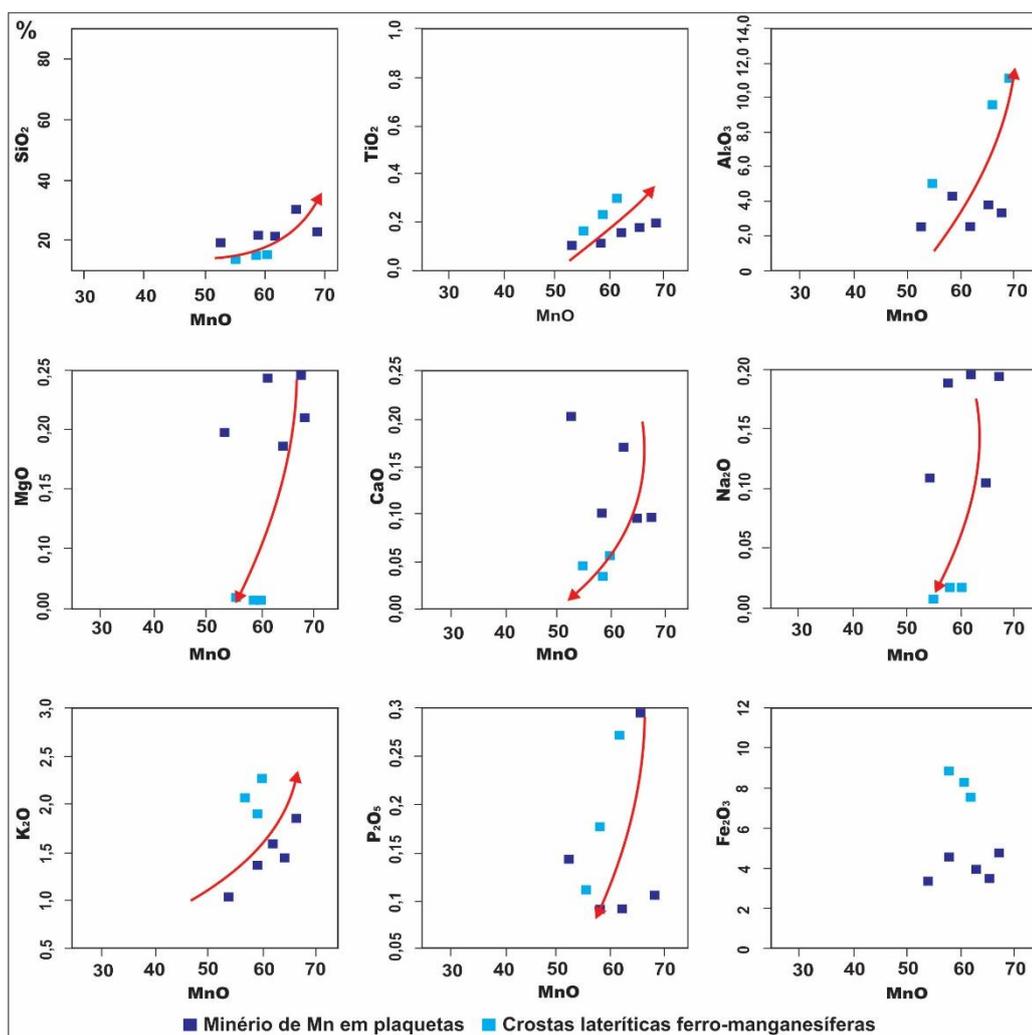
É importante justificar que o horizonte saprolítico instalou-se sobre os arenitos finos e argilosos da Formação Posse, e sobrejacente as concentrações de minério denso e arenitos impregnados por óxido de manganês. As amostras analisadas são ricas em Mn e se classificam também como minério.

8.3.1 Elementos Maiores

Em relação aos óxidos formadores da mineralização no perfil laterítico, tem-se destaque os elevados teores de MnO, Al₂O₃, SiO₂, e um pouco menor de Fe₂O₃, presentes no saprólito associado ao minério de manganês em plaquetas. Apresentam também teores relativamente altos de K₂O, apresentando correlação positiva com o Mn, possivelmente devido à presença de criptomelana, micas ou K-feldspato, presentes no perfil. Contudo apresentam teores muito baixos de MgO, CaO e Na₂O, compatíveis com este nível do perfil laterítico. Por fim, esse minério de manganês em plaquetas, apresentam teores muito baixos de TiO₂ e P₂O₅.

Os diagramas de dispersão MnO *versus* SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ e Fe₂O₃ expressos na figura 8.12, evidenciam correlações positivas entre MnO com TiO₂, Al₂O₃, SiO₂ e K₂O, ocorrem correlações proporcionais entre MnO e Fe₂O₃, porém é nítido correlações negativas com MgO, CaO, Na₂O e P₂O₅ no perfil laterítico.

Figura 8.12 – Diagramas de dispersão geoquímica: MnO-SiO₂, MnO-TiO₂, MnO-Al₂O₃, MnO-MgO, MnO-CaO, MnO-Na₂O, MnO-K₂O, MnO-P₂O₅, MnO-Fe₂O₃



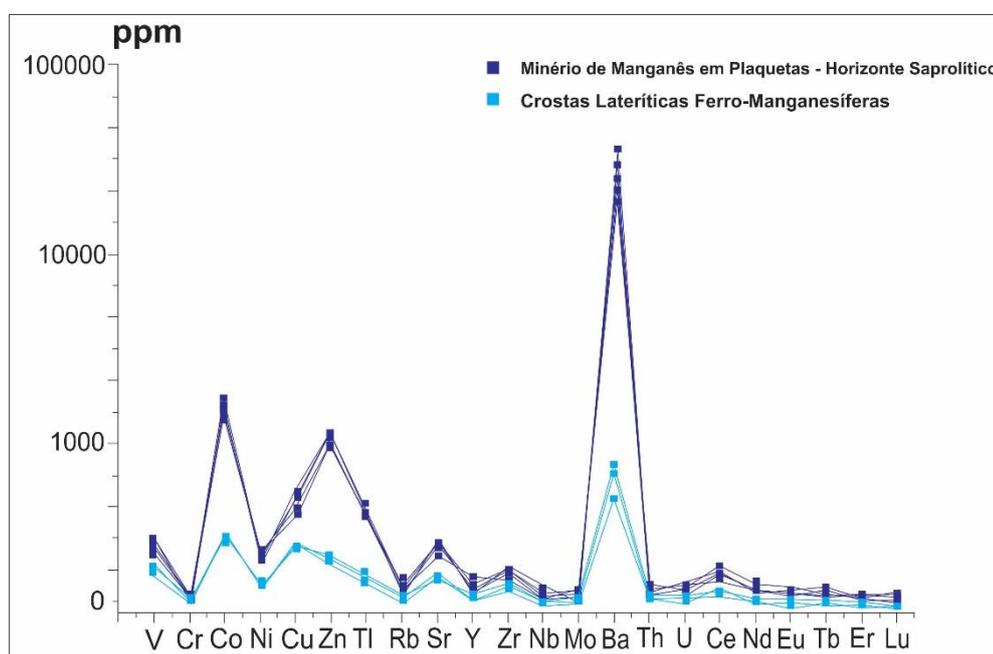
Em relação as crostas lateríticas ferro-manganesíferas, estas ainda preservam e apresentam afinidades geoquímicas com o horizonte saprolítico. Estas trazem composições químicas extremamente variáveis. É nítido grandes variações nos teores de MnO, Fe₂O₃, SiO₂ e Al₂O₃, porém configuram praticamente a composição química total das crostas. Os teores de TiO₂ são baixos, e são muito baixos os teores de MgO, CaO e Na₂O, provavelmente herdados pela falta destes elementos na rocha-sã. Por fim, vale salientar, os teores relativamente altos de K₂O presentes nestas crostas lateríticas, talvez pela presença herdada de criptomelana.

8.3.2 Elementos Menores e Traço

O horizonte saprolítico contendo o minério de manganês em plaquetas, apresenta elevadas concentrações de elementos traço, indicando correlações positivas com aquelas encontradas na geoquímica das rochas e do minério. São altas concentrações de Co, Ni, Cu, Zn, Tl, V, Ba e Sr, onde o horizonte saprolítico manteve suas concentrações, possivelmente pela ação da supergênese que enriqueceu o minério denso.

As altas concentrações destes elementos no perfil laterítico refletem as concentrações destes elementos herdados dos maiores volumes da mineralização, o minério denso. As menores concentrações se referem ao Rb, Zr, Nb, Th, U entre outros. Com isto o horizonte saprolítico preserva a assinatura geoquímica, igualmente constatada nas rochas hospedeiras e na mineralização propriamente dita (Figura 8.13).

Figura 8.13 - Distribuição dos elementos menores, traço e ETR, do minério de manganês presente no perfil laterítico



Em relação as crostas lateríticas ferro-manganesíferas, estas apresentam variações expressivas nas concentrações de elementos traço, quanto ao Ba, V, Co, Ni, Cu e Zn. Esta variação não reflete uma mudança na assinatura geoquímica, ocorre uma diminuição nas concentrações destes elementos, porém preservam esta assinatura.

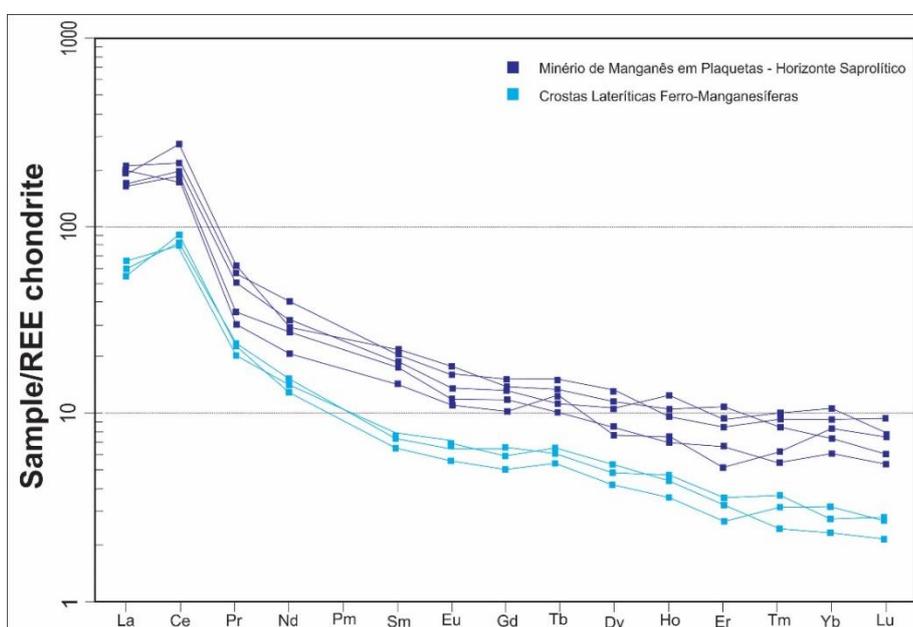
Na literatura, Costa et al (2005) afirmam que a pouca mudança na geoquímica do perfil laterítico, é reflexo da presença preservada de criptomelana e holandita herdadas da mineralização primária.

8.3.3 Elementos Terras Raras

O padrão de distribuição dos ETR, como era previsto, apresenta um fracionamento similar à mineralização, com fracionamento de ETR leves em relação aos ETR pesados. Novamente as curvas de distribuição indicam um padrão anômalo positivo de Ce, que constitui uma característica comum deste elemento ao longo do perfil mineralizador (Figura 8.14).

A anomalia de Ce apresentada-se desde a rocha hospedeira (metassiltitos), demonstra que de fato, houve uma redistribuição e concentração deste elemento também no perfil laterítico. Como já afirmado anteriormente, estes dados reforçam a respeito da fonte geradora desta mineralização. Cabe considerar que os mesmos processos atuantes na concentração de Mn e Ce foram responsáveis também por concentrar significativamente Co, Tl e Sc de forma mais branda no perfil laterítico.

Figura 8.14 - Distribuição dos ETR normalizados aos condritos no horizonte saprolítico e nas crostas lateríticas ferro-manganesíferas

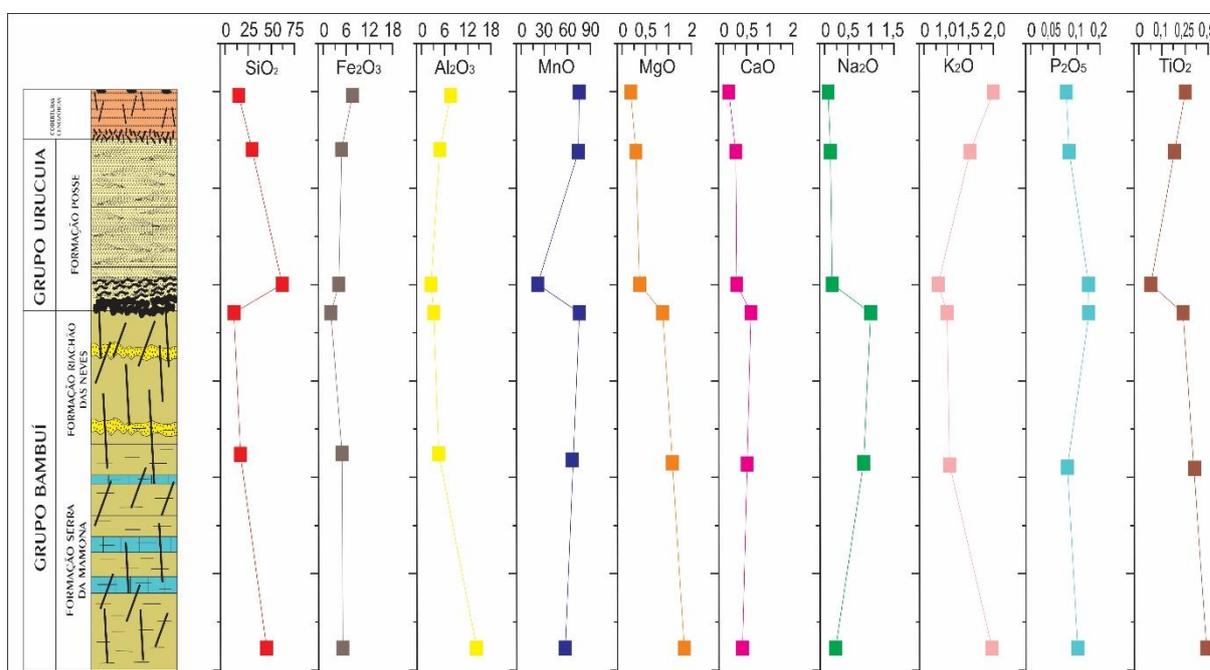


8.4 PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO GEOQUÍMICA DO PERFIL MINERALIZADO

As concentrações médias dos elementos maiores desde a rocha hospedeira (metassiltitos) até o topo do perfil laterítico, marcado pela diminuição de SiO_2 , MgO , CaO , Na_2O e P_2O_5 indicam um padrão de enriquecimento proporcionado evidentemente pela supergênese. Ocorre um aumento de MnO , Fe_2O_3 , TiO_2 , K_2O e Al_2O_3 , onde é notável um padrão anômalo para MnO , por constituir a mineralização.

Os diagramas de dispersão apontados nas figuras 8.2, 8.6 e 8.12, indicam uma evolução contínua em todos os horizontes mineralizados. As associações MnO com todos os óxidos maiores, observados nas rochas hospedeiras, na mineralização e no perfil laterítico, ressaltam um aumento gradual nas concentrações dos elementos citados anteriormente, em contrapartida, ocorre uma diminuição gradual também em alguns elementos indicativos, pelo fato da presença ou ausência de alguma mineralogia ao longo de todo perfil mineralizado (Figura 8.15).

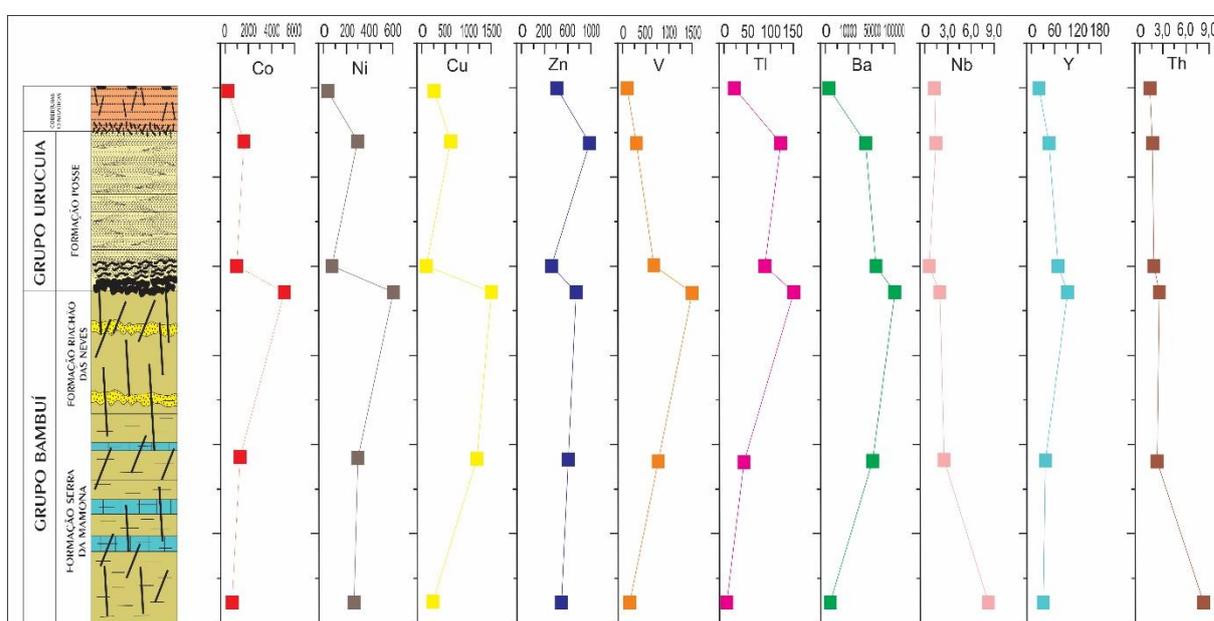
Figura 8.15 – Distribuição dos elementos maiores ao longo do perfil mineralizado



Em relação aos elementos menores e traço, a distribuição mostra uma evolução positiva dos elementos Co , Ni , Cu , Zn , V , Tl e Ba ao longo do perfil mineralizador, ao passo que, ocorrem uma diminuição gradual dos elementos Y , Nb e Th no perfil.

Ao longo do perfil mineralizado a assinatura geoquímica se manteve, ressaltando a presença de Co, Ni, Cu, Zn, V e Ba, além do Mn, justificados na rocha hospedeira (metassiltitos), no minério e no perfil laterítico. Esta associação polimetálica, com elevados teores de Co e Tl associados ao manganês, é o fator diferencial que torna este depósito atrativo e inédito sob a ótica da metalogênese, se comparado a outros depósitos mundiais. A Figura 8.16 expressa a distribuição dos elementos menores e traço ao longo do perfil mineralizado, com destaque para aqueles que atestam a assinatura geoquímica deste depósito.

Figura 8.16 – Distribuição dos elementos menores e traço ao longo do perfil mineralizado



Os elementos Terras Raras se apresentam ao longo do perfil mineralizado, com comportamentos similares ao padrão de fracionamento em todos os horizontes mineralizados, ou seja, com enriquecimento dos ETR leves em relação aos ETR pesados.

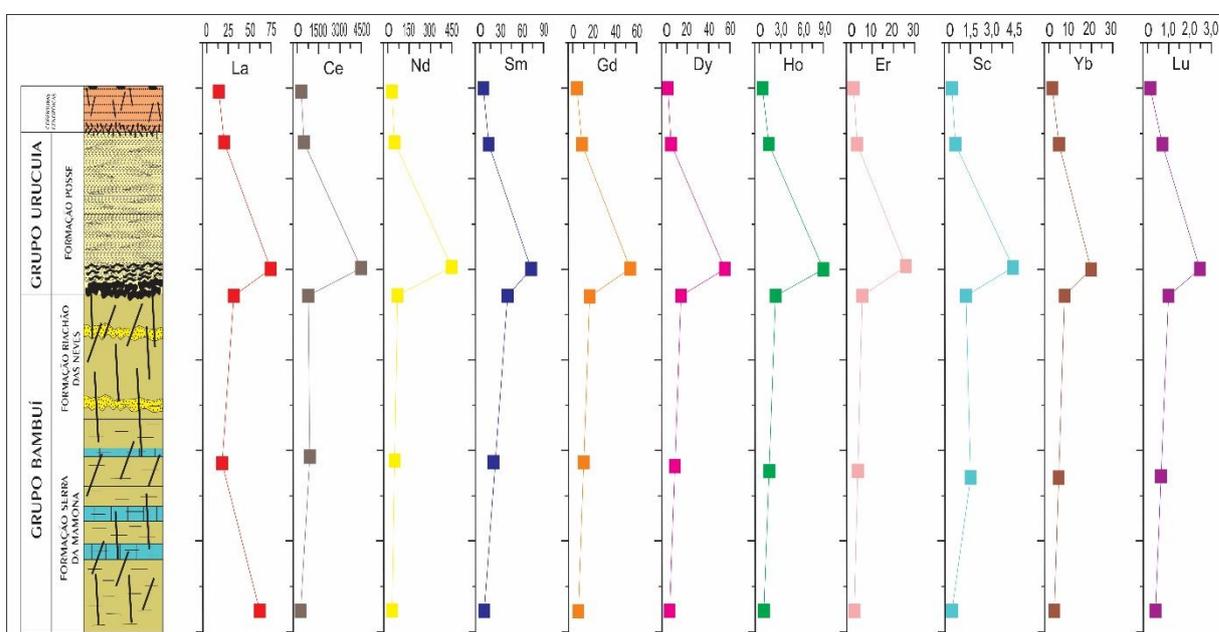
As curvas de distribuição apontam uma anomalia positiva de Cério em todos os horizontes mineralizados ao longo do perfil. A anomalia não é evidenciada na rocha hospedeira (metassiltitos), o que demonstra que de fato houve redistribuição e concentração dos ETR, em especial ao Cério, ao longo de todo perfil.

Outro elemento Terras Raras que chama a atenção é o Gadolínio, este apresenta uma pequena anomalia positiva, que associado ao Cério, reforça a ideia da fonte da mineralização ter se processado por vias hidrogenéticas e enriquecido posteriormente por processos supergênicos.

Pessoa (2015), em estudos realizados em crostas polimetálicas na Elevação do Rio Grande no Oceano Atlântico, afirma que os processos de precipitação determinados como fontes hidrogenéticas e hidrotermais, podem ser decorrentes da interação química que ocorre em ambientes de águas frias no mar, e da presença de canais de fluidos associados a atividade vulcânica e refletidos na composição química, nas razões Ce/Y/Fe/Mn.

A Figura 8.17 expressa a distribuição dos elementos Terras Raras ao longo do perfil mineralizador, com destaque para as anomalias positivas de Cério, Escândio e Gadolínio.

Figura 8.17 – Distribuição dos elementos Terras Raras ao longo do perfil mineralizado



Desta forma, conforme os dados apresentados no referencial bibliográfico, trabalhos de campo, laboratoriais e descritivos, bem como os tipos, formas, mineralogias e análises químicas, serão apresentados e discutidos a seguir os processos mineralizadores atuantes no depósito de manganês portador de metais raros de alto teor do Vau da Boa Esperança, com base nas variações e especificidades levantadas.

Para o entendimento metalogenético do depósito será proposta a combinação de três processos: sedimentação marinha, atuação incipiente de fluidos hidrotermais e o enriquecimento supergênico.

CAPÍTULO 9

PROCESSOS MINERALIZADORES

Os depósitos de manganês gerados por processos sedimentares marinhos, segundo Roy (1997) podem ser classificados, de modo geral, por processos relacionados a atividade hidrotermal, processos associados ao enriquecimento supergênico, além da ação do magmatismo e do metamorfismo em segundo plano, mas de forma geral os mais importantes são classificados em dois tipos: depósitos de sedimentação marinha e depósitos secundários de enriquecimento supergênico.

Roy (2006) afirma que o manganês pode ser fornecido às bacias marinhas, tanto por soluções hidrotermais endógenas, como por lixiviações procedentes de processos exógenos, oriundos de áreas cratônicas continentais ou de regiões costeiras. Em bacias continentais contendo sedimentos manganésíferos, podem-se formar depósitos de manganês hidrotermais *stratabound*, devido à expulsão de fluidos pela compactação associada a eventos tectônicos (GLASBY 1988, ROY 1997). A presença de mineralizações manganésíferas, de caráter sedimentar ou hidrotermal, está sujeita à ação da supergênese, podendo enriquecer ou formar depósitos de baixas profundidades, por ação de águas superficiais ou meteóricas (ROY, 1997).

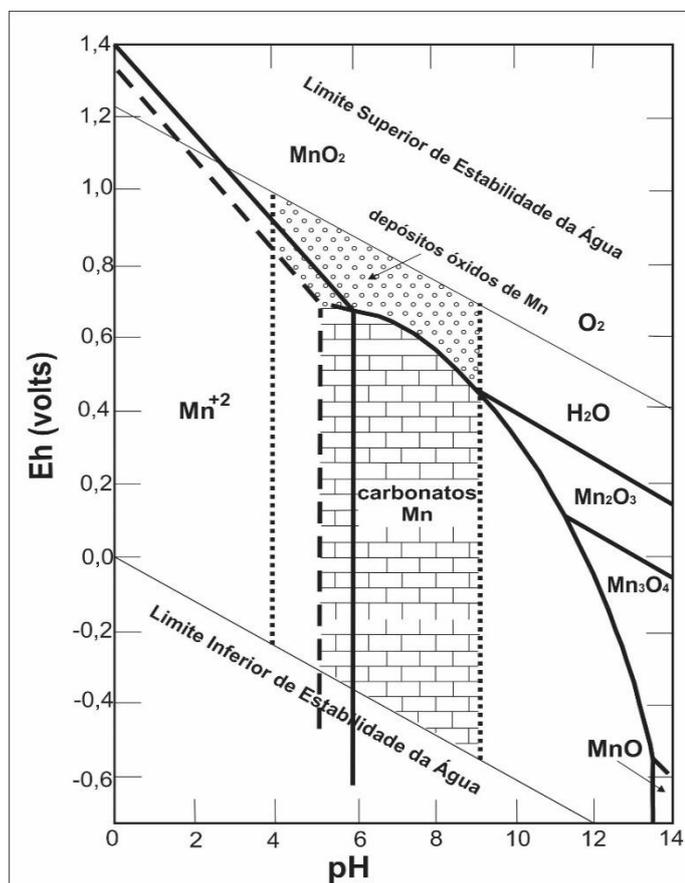
A fonte primária de manganês pode estar associada ao vulcanismo submarino em bacias *rifts* e aporte terrígeno (BEUKES 1993, SCOTT 1997, ROY 2006). Após a dissolução do metal em bacias marinhas, os íons de manganês se movimentam até encontrarem condições de precipitação (GLASBY 1988, BEUKES 1993, ROY 2006).

Estudos termodinâmicos apontam que em condições normais em bacias modernas, o Eh-pH dos sistemas aquosos inorgânicos, exercem influência majoritária sobre a solução e deposição de manganês como espécies diferentes (KRAUSKOPF, 1975). Além disso, a presença de HCO_3^- , SO_4^{2-} , HPO_4^{2-} e matéria orgânica podem afetar o comportamento do manganês em condições naturais (STUMM e MORGAN, 1970), onde estudos experimentais sobre o sistema Mn-Fe-H₂O confirmaram maior solubilidade para o manganês do que para o ferro (HEIN, 1972).

A precipitação inicial de oxi-hidróxidos de Mn por oxidação de Mn^{2+} dissolvido, leva a um estado estável, que sofre mudanças rápidas em espécies estáveis. Devido à natureza transitória das fases Mn^{3+} , e em condições sedimentares, o par redox $\text{Mn}^{2+}/\text{Mn}^{4+}$ controla de forma eficaz a precipitação de Mn^{2+} dissolvido da solução inicial. Com a exalação ou dissolução dos íons Fe^{2+} e Mn^{2+} , estes metais ficam em suspensão na água do mar até que tenham condições

redox adequadas para a precipitação (ROBB, 2005), o que pode ser melhor observado e compreendido de acordo com a Figura 9.1.

Figura 9.1 – Diagrama Eh-pH de estabilidade dos depósitos de óxido de Mn e carbonatos de Mn em água natural de Krauskopf (1979)

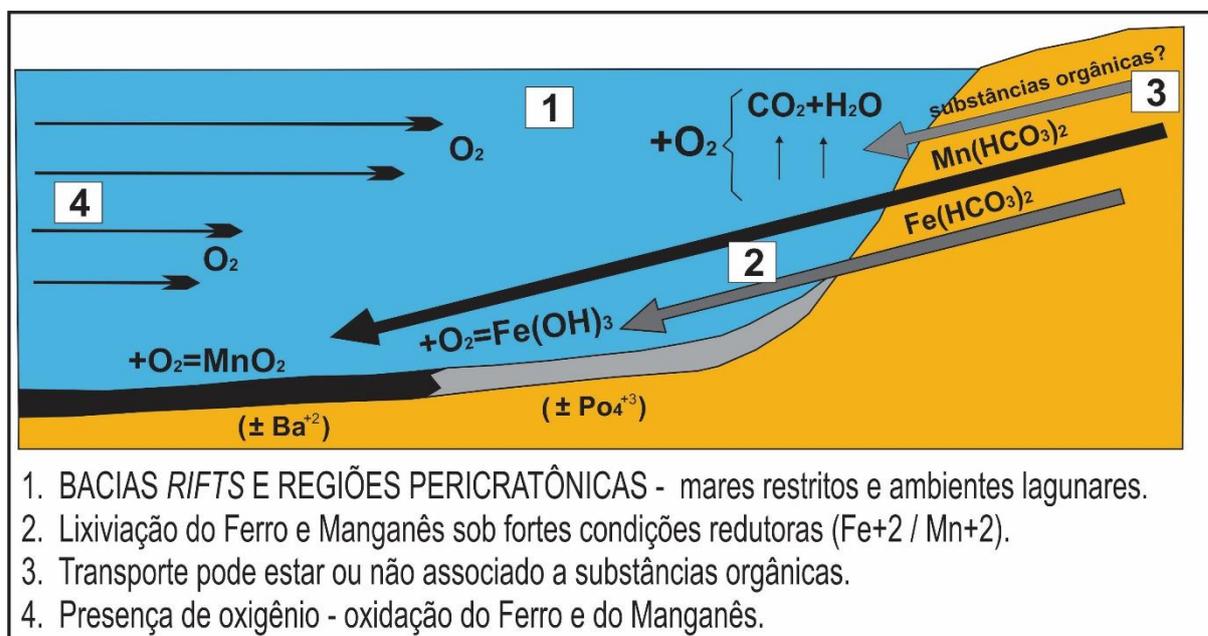


Durante os processos de meteorização, o Mn é dissolvido principalmente na forma de bicarbonato $Mn(HCO_3)_2$, porém o $MnSO_4$, se encontra nas soluções de meteorização em pequenas quantidades. A razão Mn:Fe nas águas carbonatadas é aproximadamente 5:1. A decomposição do carbonato dá origem a compostos de Mn^{4+} . Na zona de meteorização o carbonato se converte diretamente em óxidos e hidróxidos de manganês, contudo, tanto o Fe quanto o Mn, se dissolvem a potenciais redox e se precipitam nos altos (FONSECA, 1999).

Beukes (1993) argumenta que o Mn alcança sua máxima solubilidade nas soluções ácidas quando está na forma bivalente, e os complexos orgânicos têm importância significativa para o transporte do Mn. O Mn^{2+} se oxida com facilidade a Mn^{4+} quando as soluções de meteorização entram em contato com o oxigênio atmosférico ou com o oxigênio dissolvido nos lagos ou águas costeiras superficiais do mar. A precipitação é quase quantitativa e se verifica com frequência nas águas plataformais (Figura 9.2). Também se precipita Mn quando se

desprende o dióxido de carbono do bicarbonato por ação de bactérias ou oxidação. O Mn precipitado pelos processos indicados se deposita quantitativamente nos sedimentos oxidados com frequência, na forma de concreções, nódulos e placas.

Figura 9.2 – Fase inicial de aporte metálico de Fe e Mn em bacias *rifts* e regiões pericratônicas



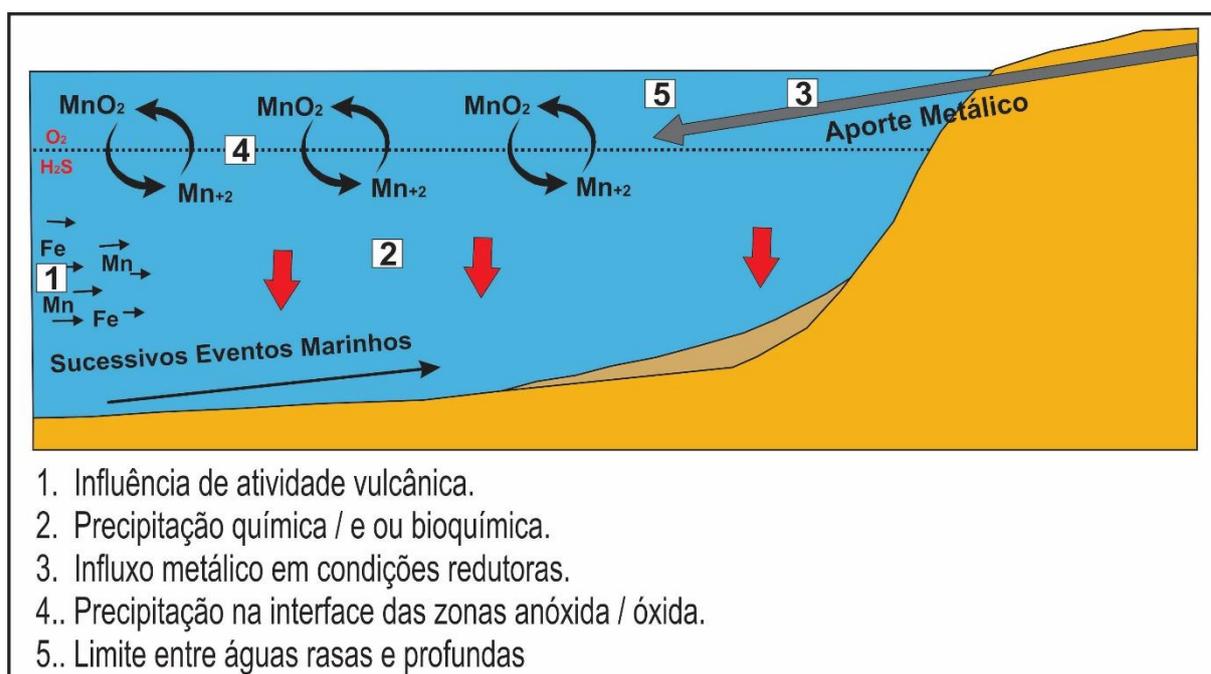
Fonseca (1999) justifica que o Mn pode se concentrar em relação ao Fe nos sedimentos carbonatados. Isto é devido à substituição diadócica do Ca^{2+} por Mn^{2+} na calcita, que se verifica com mais facilidade que a do Ca^{2+} pelo Fe^{2+} , pois existe menos diferença entre as dimensões iônicas entre Ca e Mn. Nos sedimentos batiais o Mn é bastante comum na forma MnCO_3 , mas a maior parte se encontra formando MnO_2 (Figura 9.3). O manganês se deposita nas carapaças calcárias dos foraminíferos que se alimentam de diatomáceas, e substitui o cálcio em forma diadócica na estrutura da calcita das carapaças.

Roy (2006) justifica que o Mn batial não pode, em sua totalidade ou em grande parte, proceder da água do mar. As erupções vulcânicas submarinas constituem a fonte principal de Mn depositado no fundo oceânico, liberado pela meteorização submarina ativada pela produção de ácido clorídrico, que dissolve mais Mn que Fe das lavas submarinas. Os compostos de $\text{Mn}(\text{OH})_4$ e MnO_2 , que são carregados negativamente podem absorver com facilidade os cátions das soluções. Devido ao seu caráter ácido, o hidróxido mangânico pode formar também compostos de adsorção, como BaMn_2O_4 e outros. Em consequência, os sedimentos oxidados ricos em Mn, contém com frequência quantidades notáveis dos seguintes elementos: Li, K, Ca,

Ba, B, Ti, Co, Ni, Cu, Zn, Tl, W e outros, procedentes de fluidos hidrotermais e unidos por processos eletroquímicos (ROY, 2006).

Completando o ciclo do manganês, a decomposição das rochas ricas em Mn dá lugar à formação de óxidos e hidróxidos secundários deste metal, com enriquecimento conseguinte. Este processo se verifica na zona de oxidação próxima à superfície e é ativado por clima quente e úmido (FONSECA, 1999).

Figura 9.3 – Modelo de precipitação de MnO_2 em ambientes marinhos restritos sob influência de atividade vulcânica



Roy (2006) contextualiza que muitos dos horizontes glaciogênicos do Neoproterozoico registram a presença de sedimentação e formações de depósitos manganíferos com ou sem BIF's, na forma de seqüências transgressiva-regressiva. As transgressões marinhas estão relacionadas com a desarticulação do supercontinente Rodínia, envolvendo os crátons do Kalahari e do Congo-São Francisco que conduziram a uma subsidência tectônica e inundação das margens continentais. Em condições de águas profundas foram criados os horizontes mineralizados, em que os minérios de manganês, com os metais derivados de fontes hidrotermais foram depositados com mínima entrada detrítica (BÜHN et al., 1992, 1993, BÜHN e STANISTREET, 1997).

Depósitos de manganês neoproterozoicos em seqüências glaciogênicas sempre foram gerados durante fases de transgressão marinha (KLEIN e BEUKES, 1993; KLEIN e LADEIRA, 2004). Acredita-se que os metais adsorvidos podem ter sido derivados de fontes

hidrotermais (BÜHN et al., 1992, BÜHN e STANISTREET, 1997) ou da meteorização continental (URBAN et al., 1992, KLEIN e BEUKES, 1993), ou ambos os casos. Estes foram pré-concentrados em estado de estagnação altamente salina e deficientes em O₂, sob o gelo durante a glaciação. A separação de Rodínia levou a episódios generalizados de glaciação (baixo nível do mar) seguido de períodos interglaciais, todos basicamente movidos pelo tectonismo.

Durante a elevação do nível glacioeustático do mar o Mn²⁺ e/ou Fe²⁺, armazenados anteriormente na água do mar sob a cobertura de gelo, foram transferidos para as zonas pericratônicas continentais, que com a diminuição da salinidade, a advecção e ressurgências ascendentes, os metais dissolvidos, cruzando os respectivos *redoxclines*, foram precipitados em áreas relativamente rasas como o manganês em regiões proximais (BÜHN e STANISTREET, 1997; ROY, 2000).

A sequência sedimentar neoproterozoica do Grupo Penganga (Rb-Sr 770 ± 30Ma, CHAUDHURI et al., 1989), na bacia rift de Godavari em Andhra Pradesh na Índia, é provida minimamente de rochas vulcânicas similares como ocorre na Bacia Rio Preto e nas zonas pericratônicas do Cráton do São Francisco no oeste da Bahia. Gutzmer e Beukes (1998) descreveram um cenário geológico e idade para a glaciação associada a um evento criogeniano (*Snowball Earth*). Uma fonte terrígena para o manganês foi favorecida pela maioria dos trabalhos, que inferiu uma derivação hidrotermal associada. Estes sistemas geológicos e suas respectivas idades justificam uma reavaliação para verificar a possibilidade de sua derivação relacionada à eventos interglaciais acompanhados de atividade hidrotermal.

Em síntese, Roy (2006) afirma que estudos geoquímicos indicam que a precipitação inorgânica de manganês como sedimentos, em sequências de diferentes idades, foi basicamente controlada por oxirredução, regido por processos associados ao tectonismo e concomitante atividade hidrotermal.

De Putter et al. (2015) justificam que depósitos supergênicos formados em um contexto geodinâmico são bastante específicos. Eles se desenvolvem sobre protominérios ou minérios primários, quando estes são trazidos à superfície e expostos durante um período de tempo suficiente à ação de agentes meteóricos.

Estes mesmos autores justificam que a disponibilidade de fluidos meteóricos é uma restrição de primeira ordem, para alterar o depósito sob a forma de carbonatos, óxidos e outros compostos. O contexto geodinâmico é, portanto, relevante para entender e caracterizar como e quando os depósitos secundários se formaram. Este último apresenta algumas diferenças

significativas com seus precursores primários: (i) o contexto paleotopográfico é o principal fator para explicar sua formação e preservação; (ii) fluidos envolvidos na sua formação são águas meteóricas percolantes; (iii) a rocha hospedeira é muitas vezes modificada por intemperismo, e (iv) os óxidos de ferro muitas vezes têm um papel importante na reconcentração de elementos com exceção do manganês. Outra diferença com os depósitos de minério primário é que a supergênese muitas vezes formam depósitos consideravelmente mais ricos em metais econômicos de interesse.

Hénocque et al. (1998), em estudos aplicados a depósitos de manganês supergênicos no oeste da África, afirmam que substâncias químicas e erosão mecânica estão entre os fatores mais eficientes na modificação da superfície terrestre. Gradientes de intemperismo são fortemente dependentes da temperatura, precipitação e tectônica sobre o tempo geológico. Nesse caminho, a porção superior de crátons tropicais e subtropicais foram transformados pela supergênese, em espessos mantos lateríticos com acumulações metálicas frequentes. Na África Ocidental, episódios de laterização desenvolveram-se a partir do Terciário que controlaram o contexto geomorfológico local. Estas formações são evidências de sucessivos ciclos de intemperismo e erosão.

A seguir, baseado em dados litoestratigráficos, petrográficos, mineralógicos e geoquímicos, serão descritos os processos mineralizadores evidenciados no depósito de manganês portador de metais raros de alto teor no Vau da Boa Esperança, no Oeste da Bahia.

9.1 SEDIMENTAÇÃO MARINHA

As evidências para a formação do depósito ter se iniciado por processo de sedimentação marinha, pode ser argumentada de acordo com diversas evidências, a saber: (9.1.1) Relações deposicionais do Grupo Bambuí e da Bacia Rio Preto; (9.1.2) Outras formas de ocorrências de manganês formadas por sedimentação marinha no Oeste da Bahia; (9.1.3) Estruturas, texturas e minerais da rocha hospedeira, e (9.1.4) Concentrações anômalas de manganês expressas na geoquímica de rochas.

9.1.1 – Relações Depositionais do Grupo Bambuí e da Bacia Rio Preto

Como elucidado anteriormente, a área de estudo está localizada sobre a porção pericratônica no Cráton do São Francisco, sobre os domínios da bacia intracratônica do São

Francisco. A bacia do São Francisco possui história poligenética, envolvendo pelo menos dois grandes ciclos tectônicos de primeira ordem. O primeiro ciclo de idade neoproterozoica, tem início com a tafrogênese toniana e instalação do oceano brasileiro. Nesta tese propõe-se que, além da possível fonte de cátions de manganês terem sido associados ao embasamento Arqueano/Paleoproterozoico, como reportado por Barbosa (1982), grande parte dos íons por proximidade tenham migrado por fenômenos de ressurgência das águas mais profundas da Bacia Rio Preto, instalada na porção norte com influência de vulcanismo submarino, onde se faz presente, o atual Orógeno Rio Preto (CAXITO, 2010). No vulcanismo submarino, a geração de fluidos ricos em ferro e manganês são comuns, observado em diversas bacias *rifts* em todo mundo (LYDON 1988, BEUKES 1993, SCOTT 1997).

Por volta de 750 a 800 Ma, registra-se a glaciação no Cráton do São Francisco interpretada como de origem glaciomarinha (UHLEIN et al. 2004), e posterior sedimentação de diamictitos e siltitos associados à ambiente gláciomarinho, atribuída a Formação Canabravinha, do Grupo Rio Preto (EGYDIO-SILVA, 1989).

Desta maneira o manganês na forma bivalente teria migrado por correntes submarinas até alcançar altos do embasamento. Nestes locais devido a menor espessura da lâmina d'água anóxica e ao maior caráter oxidante, o manganês seria oxidado e precipitado juntamente com as sucessões metapelíticas e metacarbonáticas que compõe o Grupo Bambuí, na região de Barreiras (SOUZA, 2013).

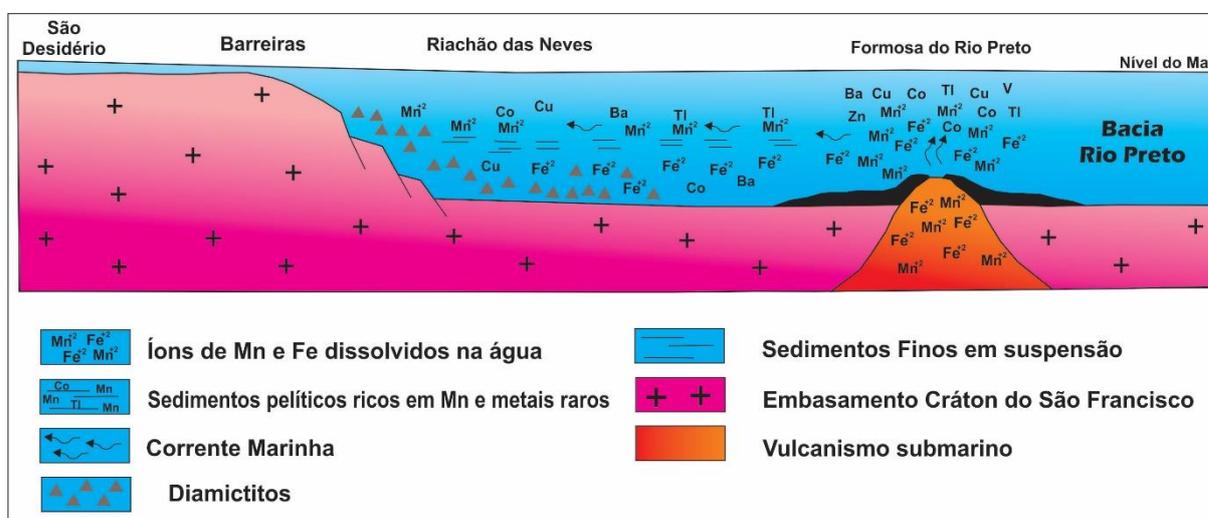
Fenômenos de transgressão e regressão marinha relacionada a umidificação climática e a ciclos glaciogênicos, possivelmente tenham intensificado a precipitação de sedimentos hidrogenéticos ricos em manganês, tal fato é corroborado pela configuração dos litotipos das Formações Serra da Mamona e Riachão das Neves, presente na área de estudo, onde foi possível reconhecer pelo menos três unidades que caracterizam uma sequência transgressiva (unidade 1 e 2), seguida de regressão (unidade 3).

É importante frisar que as maiores concentrações da rocha hospedeira (protominério) de Mn estão associados da unidade 2. Como é sabido na literatura, assim como explanado no tópico referente à metalogênese do manganês, géis de hidróxidos de manganês possuem caráter ácido fraco e quando carregados negativamente absorvem e/ou adsorvem com facilidade cátions presentes na solução, e que parte dos metais raros e de transição detectados na mineralização tenham precipitado juntamente com o protominério de manganês. Na área de estudo foram encontradas zonas mineralizadas e ocorrências de manganês associadas aos litotipos que configuram a porção aflorante da Formação Serra da Mamona. Foram encontrados

vestígios nos metacalcários, porém as evidências de campo apontam que são os pacotes de metassiltitos que abrigam as maiores concentrações da mineralização primária.

Além dos fenômenos de oxidação e hidrólise relacionados a deposição do manganês, acredita-se que durante a diagênese precoce fenômenos de redução tenham afetado os óxidos e hidróxidos de manganês associados a sequência pelítica, este por sua vez seria responsável por desassociar os cátions tetravalentes de manganês e os reduzirem para sua forma solúvel na forma bivalente. Além da liberação de água conata presente nestes sedimentos associados a condições de Eh, promoveram a dissociação da molécula de água através da reação: $2e^- + H_2O \rightarrow H_2 + O^{2-}$. Assim sendo, o oxigênio livre promoveu lixiviação de cátions de Mn, que associados a processos halmirolíticos culminaram no desenvolvimento de minerais diagenéticos de glauconita e nódulos de Mn. A figura 9.4 esboça de forma simplificada os processos associados à sedimentação marinha, responsáveis por gerar a mineralização manganésífera.

Figura 9.4 - Modelo hipotético proposto para as possíveis fontes dos cátions de Mn e processos sedimentares marinhos que geraram o minério primário identificado nas intermediações da área de estudo



Fonte: Modificado de Barbosa (1982), Egydio-Silva (1989) e Pinho (2009)

9.1.2 – Outras formas de ocorrências de manganês formadas por sedimentação marinha no Oeste da Bahia

Na região de Jaborandi, Correntina e Santa Maria da Vitória, na porção sul da região Oeste da Bahia, foram identificadas concentrações manganésíferas associadas aos litotipos da

Formação Sete Lagoas. A mineralização se expressa de forma disseminada, em meio a metacalcários e metassiltitos, aflorantes nas mediações dos rios Formoso, Arrojado e Corrente.

Santos (2014), em mapeamento geológico na região de Correntina, afirma que as mineralizações manganésíferas ocorrem tanto na forma de protominério em meio as rochas granito-gnáissicas e migmatíticas do Complexo Correntina, com minerais, possivelmente representadas por silicatos de manganês (rodonita e espessartita). Na Formação Extrema há evidências da presença de espessartita em filitos negros, podendo sua gênese estar relacionada à sedimentação marinha de uma bacia restrita associada a um contexto vulcanossedimentar de idade paleoproterozoica, tendo como fonte primária as rochas do Complexo Correntina, além da atuação de processos metamórficos de baixo a médio grau. Santos (2014) identificou aproximadamente mais de 20 ocorrências manganésíferas na região de Correntina, associadas as rochas do Complexo Correntina, Formação Extrema e Formação Sete Lagoas, do Grupo Bambuí.

Na região de Jaborandi e Santa Maria da Vitória, Silva et al. (2014) ao realizar mapeamento geológico na porção sul da janela Erosiva Correntina-Coribe, identificaram ocorrências manganésíferas dispostas predominantemente em níveis milimétricos a centimétricos, na variação de calcários roxos e cinzas da Formação Sete Lagoas, do Grupo Bambuí, representando o protominério gerado em condições sedimentares marinhas na forma de Mn-carbonato, possivelmente rodocrosita.

Nas proximidades da cidade de Coribe ocorrem espessas concentrações manganésíferas encimando as rochas do Complexo Correntina, exatamente na interface com os metassiltitos da Formação Sete Lagoas, aflorante naquela região. Barbosa (1982) interpreta como protominério representado por óxidos primários.

Na região de São Desidério, já próximo a Barreiras, Egydio-Silva (1989) justifica que a Formação São Desidério composta predominantemente por metacalcários, apresenta uma ritmicidade com alternância de níveis carbonáticos intercalados por lâminas delgadas de óxido de manganês, de caráter puramente associado a sedimentação marinha. A alternância é marcada por toda área que aflora a Formação São Desidério, fazendo também com que os planos de clivagem se encontrem preenchidos por hidróxido de ferro e óxido de manganês.

E por fim, na porção norte da região Oeste da Bahia nas proximidades de Formosa do Rio Preto, associada ao Orógeno Rio Preto, afloram os domínios da Formação Formosa, composta por xistos granadíferos (espessartita), com intercalações de quartzitos, metacherts ferro-manganésíferos e clorita-actinolita-epidoto xistos (CAXITO, 2010). Estes configuram o

protominério gerado por processos de sedimentação marinha na bacia Rio Preto, associado a vulcanismo submarino, considerado como precursor na geração do aporte metálico de manganês e metais raros associados, na região de Barreiras.

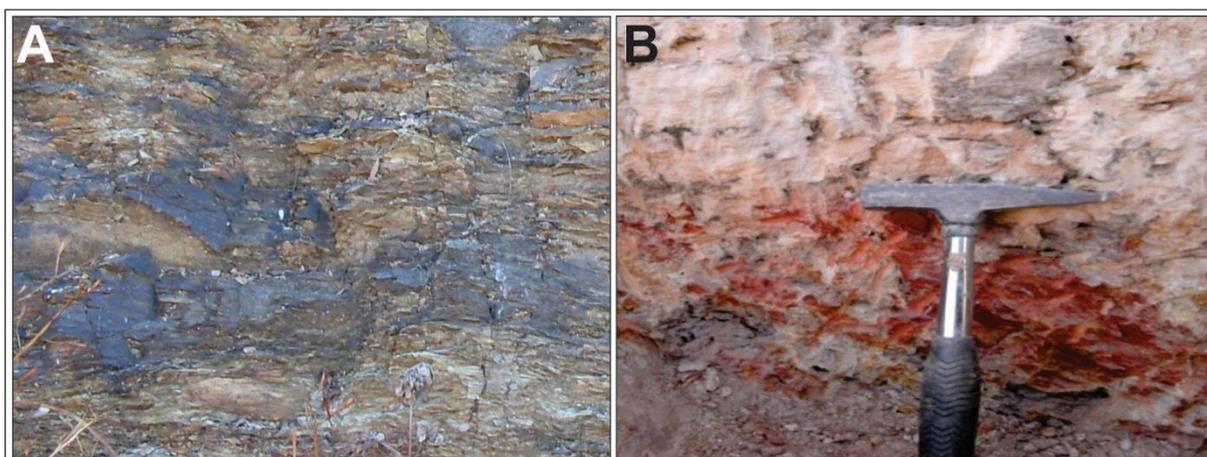
9.1.3 – Estruturas, Texturas e Minerais da Rocha Hospedeira

Os níveis de óxido de manganês presentes na sequência de metassiltitos da Formação Serra da Mamona acompanham os planos de acamamento e também à foliação impressa nestes litotipos. São milimétricos a centimétricos, pouco friáveis e de coloração cinza azulada. Tanto em termos macroscópicos, como petrográficos, estes níveis de óxido de manganês indicam uma deposição anterior ao metamorfismo incipiente que afetou as unidades do Grupo Bambuí em termos pericratônicos. Os metassiltitos configuram-se os litotipos predominantes em abrigar o minério de caráter sedimentar.

Na rocha hospedeira (metassiltitos), mesmo de fraca intensidade, o metamorfismo reorganizou os minerais de manganês junto aos planos de foliação, que apresenta atitude média de N240°/32°NW (Fotografia 9.1 A). Possivelmente, estes óxidos de manganês estavam disseminados em meio a sedimentação dominante na Formação Serra da Mamona, e mesmo após o metamorfismo, ainda preservam estes níveis disseminados e na forma de pequenos nódulos em meio aos metassiltitos, justificando as morfologias predominantes associadas a sedimentação marinha (Fotografia 9.1 B).

Acredita-se que em meios aos metacalcários da Formação São Desidério, unidade inferior à Formação Serra da Mamona, estas feições apresentadas anteriormente, também se fazem presentes respeitando os mesmos aspectos morfológicos e dimensionais.

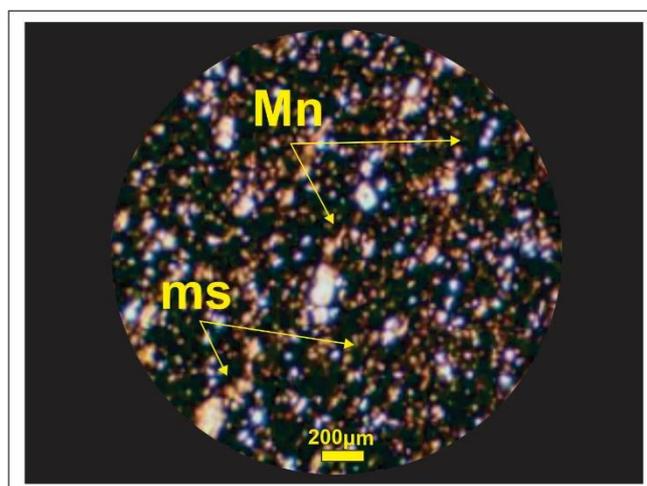
Fotografia 9.1 – (A) Minerais de manganês acompanhando os planos de foliação dos metassiltitos da Formação Serra da Mamona; (B) Nódulos e placas de manganês muito delgados associados a sedimentação marinha



Em termos texturais, os metassiltitos apresentam granulação fina e textura granolepidoblástica, com a intercalação de bandas de minerais micáceos, e níveis de quartzo e minerais opacos (óxidos de manganês), por vezes, estes são lamelares, subeuédricos e anédricos, disseminados por toda a rocha (Figura 9.5 A).

Quanto aos minerais de manganês, como já descrito no capítulo 7 foi possível identificar despujolsita, vernadita e criptomelana, representando óxidos primários. As análises por difratometria de raios X não indicaram a presença de carbonato de manganês em meio aos litotipos da Formação Serra da Mamona.

Fotomicrografia 9.1 – Metassiltito indicando bandas escuras constituídas por óxido de manganês paralelas a foliação – Nicóis paralelos e luz polarizada

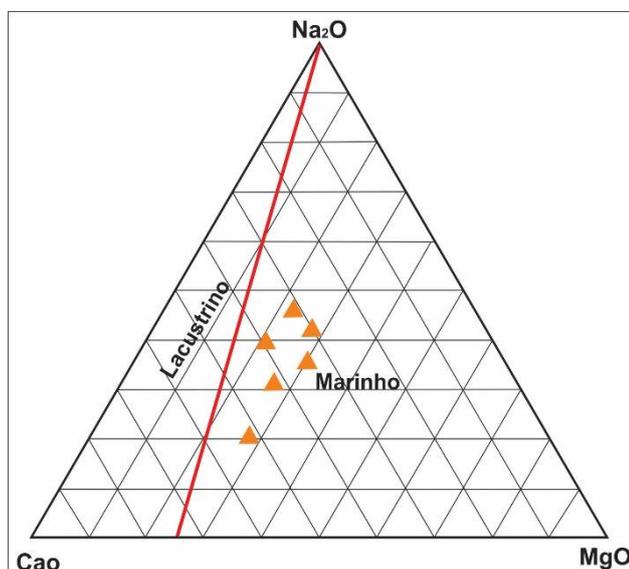


9.1.4 – Concentrações Anômalas de Manganês expressas na Geoquímica de Rochas

Como já descrito no capítulo 8, os metassiltitos da Formação Serra da Mamona apresentam teores de MnO em torno de 26,6%, indicando forte relação destas rochas com o influxo metálico de manganês nos processos sedimentares. Os diagramas $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MnO}$, $\text{SiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-Mn}$, expressos na figura 8.1, indicam que os metassiltitos são considerados como rochas manganésíferas com teores anômalos.

A precipitação de manganês apresenta em geral uma relação menor de $\text{CaO}/(\text{CaO} + \text{MgO}) (<0,60)$, e Na_2O e K_2O são variáveis, desta forma foi utilizado o diagrama ternário $\text{Na}_2\text{O-CaO-MgO}$ para distinguir entre os depósitos manganésíferos em ambiente marinho e lacustre. Plotando os dados das amostras dos metassiltitos do Vau da Boa Esperança no diagrama de $\text{Na}_2\text{O-CaO-MgO}$, este revela que todo o minério primário de Mn foi gerado em ambiente marinho (Figura 9.5).

Figura 9.5 – Diagrama de discriminação CaO-Na₂O-MgO de Dasgupta et al. (1992) com as amostras plotadas de metassiltitos do Vau da Boa Esperança



As concentrações dos elementos traço nos metassiltitos manganésíferos são enriquecidos em Co, Ni, Cu, Zn, Tl, Sr e Ba, além dos ETR leves. Os teores médios de Co, Tl e Sc, respectivamente correspondem a 250ppm, 2ppm e 3,5ppm, indicando que estas rochas hospedeiras são minimamente mineralizadas em metais raros, quando associadas aos processos mineralizadores de sedimentação marinha.

As evidências de matéria orgânica associada a esta sedimentação marinha, se justificam pelas relações entre Mn com Ba e Sr, além de correlações positivas com tálio, justificando uma afinidade eletroquímica entre Tl, Co, Ni, Cu e Zn.

As curvas de distribuição dos ETR evidenciam um enriquecimento de ETRL nos metassiltitos manganésíferos, com isto, é claro um fracionamento de ETRL em relação aos ETRP. É evidente uma anomalia positiva de Ce, indicando remobilização e oxidação deste elemento e formação de minerais manganésíferos.

Segundo Elderfield et al. (1988), bem como Moffett (1990), as anomalias de cério em sedimentos químicos são resultados apenas da precipitação de óxidos de manganês. Bau e Koschinsky (2009) sugerem que os óxidos de manganês são importantes armadilhas para elementos Terras Raras (ETR) da água do mar, sendo que neste processo o cério se precipita sob a forma de óxido. Contudo Cui et al. (2009) contestam que anomalias positivas em cério são atribuídas ao ambiente oxidante de formação, tendo o seu enriquecimento controlado pela taxa de crescimento de crostas e nódulos polimetálicos.

9.2 HIDROTHERMALISMO

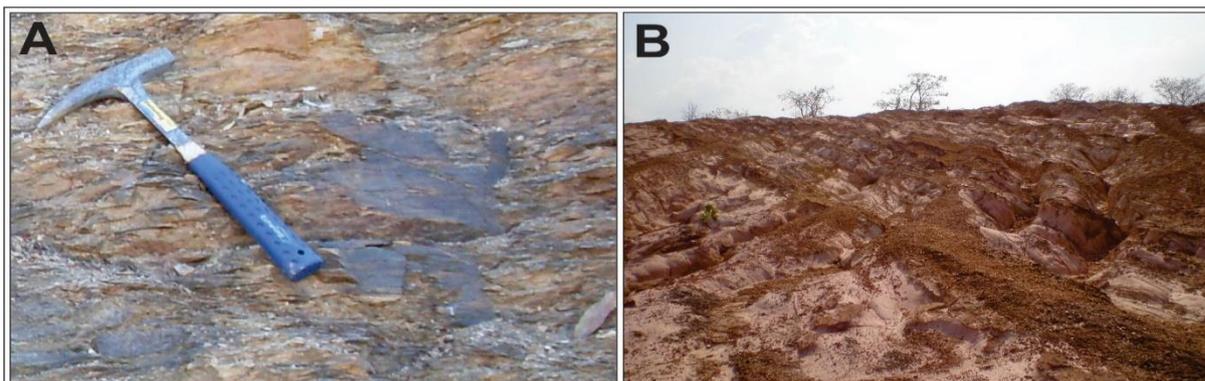
A influência mínima de fluidos hidrotermais na formação do minério de manganês portador de metais raros do Vau da Boa Esperança é atribuída baseado nos seguintes parâmetros: (9.2.1) Estruturas geológicas canalizadoras de soluções manganesíferas; (9.2.2) Formação de crostas e nódulos polimetálicos, e (9.2.3) Texturas e minerais de minério.

9.2.1 - Estruturas Geológicas Canalizadoras de Soluções Manganesíferas

As estruturas geológicas mais expressivas no Vau da Boa Esperança, tal como o padrão de fraturas e a Zona de Falhas Rio de Ondas, exerceram influência na geração do minério de manganês portador de metais raros. Estas estruturas são relacionadas aos eventos finais da estruturação do Orógeno Rio Preto e a Bacia do São Francisco, representada pelo Grupo Bambuí, ao passo que funcionaram como canais de escape de fluidos hidrotermais por descompressão.

Na porção noroeste do Vau da Boa Esperança ocorrem como padrões de fraturas direções com máximo dos planos *strike/dip* N160°/88°SW e N340°/88°NE (juntas e fissuras), e direções N252°/66°SE (fraturas cisalhantes). Na porção sudeste as fraturas apresentam direções NW/SE, com máximas dos planos *strike/dip* N342°/89°NE e N162°/88°SW, e direções NE/SW com máximas dos planos N69°/87°SSE e N249°/88°NNW (juntas e fissuras) (Fotografia 9.2A). No tocante a estrutura de maior grandeza, a Zona de Falhas Rio de Ondas (ZFRO), com mergulhos de alto ângulo para norte-noroeste (máximo modal: N230°/78°NW), está associada às deformações brasileiras do Orógeno Rio Preto que não afetaram os litotipos do Grupo Urucuiá (Fotografia 9.2B).

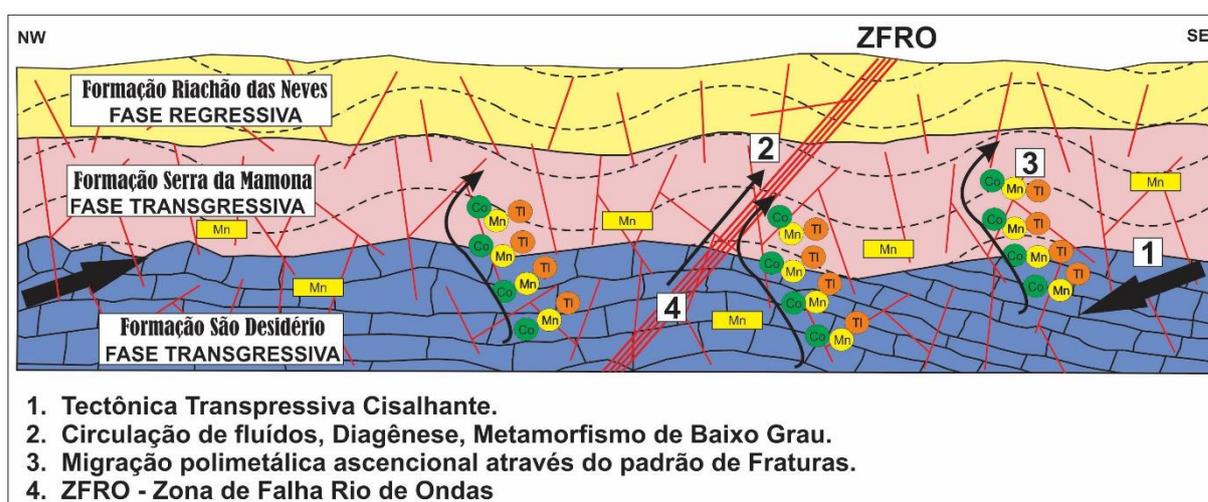
Fotografia 9.2 – (A) Planos de fraturas nos metassiltitos da Formação Serra da Mamona, preenchidos por óxido de manganês; (B) Aumento da intensidade de planos de fraturas e da foliação preenchidos por óxido de manganês, próximo a Zona de Falha Rio de Ondas



A presença intensa de veios de manganês sugere um controle estrutural apoiado em zona de Falha dextral, com padrão de fraturas R' e R, canalizando as soluções geradoras do minério de manganês de caráter hidrotermal.

Em síntese, os minerais de manganês que estão nos planos de foliação formando bandas enriquecidas, também se concentraram em planos de fraturas na forma de veios preenchidos por óxido de manganês, indicando uma remobilização possivelmente condicionada por ação de fluidos hidrotermais tardios da fase transtencional, promovendo esforços rúpteis e de espaçamento, e conseqüentemente a formação de veios por ação de fluidos ricos em manganês e metais raros (Figura 9.6).

Figura 9.6 - Modelo hipotético proposto para a deformação associada ao Grupo Bambuí, e a remobilização dos cátions de Mn, Co e Tl, através de soluções canalizadas por planos de fraturas e pela Zona de Falha Rio de Ondas (ZFRO) de idade brasiliana



9.2.2 - Formação de Crostas e Nódulos Polimetálicos

A formação de crostas e nódulos polimetálicos ocorre em alguns locais associados ao minério de Mn denso em porções próximo e junto a ZFRO, e os mesmos apresentam coloração azul intenso a acinzentado, maciços, compactos, com hábitos arborescentes, lamelares e botriodais, e aparentemente sem quartzo visível. Ocorre nas porções mais superficiais associados aparentemente a zonas de alívio como fraturas, exatamente na interface entre os Grupos Bambuí e Urucuia (Fotografia 9.3 A).

Os minerais de manganês dominam a composição destes tipos, e atingem dimensões centimétricas. Hein (2004) afirma que nódulos e crostas polimetálicas ocorrem em

certos setores ou altos do assoalho oceânico. Nódulos e crostas se desenvolveram sobre um substrato de rocha dura, em ambientes de massas de águas frias, resultando em pavimentos extensos (HEIN, 2006; HEIN et al., 2010).

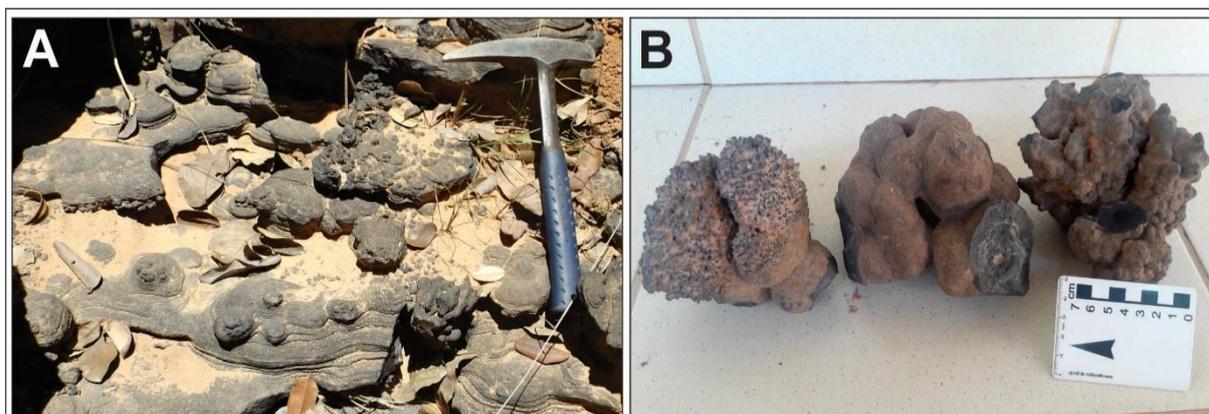
Palma & Pessanha (2000), mencionam a presença de “acumulações” de crostas e nódulos polimetálicos, os quais consideram como sendo resultantes da ação de fluidos hidrotermais. Martins et al. (2006) justificam que crostas e nódulos polimetálicos são similares em composição, mas as crostas tendem a conter teores mais elevados de Co (acima de 2%), enquanto que nódulos são mais enriquecidos em Ni e Cu.

Hein et al. (2013) afirmam que as superfícies das crostas geralmente são maciças botrioidais, laminadas, colunares ou apresentam um aspecto rugoso mosqueado, porém a ação erosiva das correntes pode eventualmente estar na origem da grande variedade de formas observadas.

Os nódulos apresentam extrema variabilidade quanto a abundância das fontes dos metais constituintes, a natureza e idade dos nódulos e do substrato, bem como o ambiente onde sofreram deposição, transporte e diagênese. Apresentam como hábito externo mais comum o de pequenas pelotas levemente achatadas, porém são também encontrados nódulos de formas irregulares, alongadas, tabulares, elipsoidais e poligonais segundo Palma & Pessanha (2000).

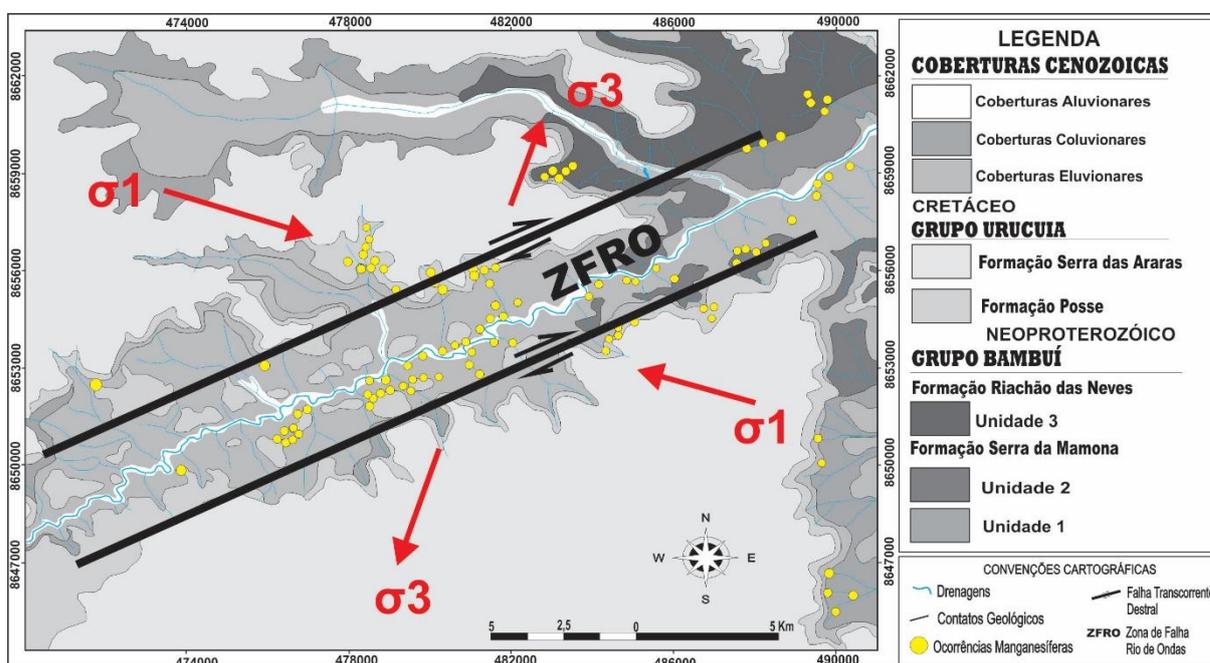
Os nódulos polimetálicos no Vau da Boa Esperança apresentam coloração geralmente castanha quando predominantemente ferríferos, ou preto-azulada, se manganésíferos; as dimensões médias são de 2 cm, porém podem atingir até 20 cm. Os nódulos são constituídos por uma variedade notável de elementos químicos (Fotografia 9.3 B), onde o grau de enriquecimento de alguns elementos de elevado valor econômico pode ser bastante expressivo em relação à abundância dos mesmos na crosta terrestre.

Fotografia 9.3 – (A) Pequenas crostas polimetálicas próximo a Zona de Falha Rio de Ondas (ZFRO), exibindo aspectos rugosos e botrioidais na superfície; (B) Nódulos polimetálicos de coloração preto-azulada, associado ao minério denso



O processo misto, combinando fontes hidrotermais e hidrogenéticas, é caracterizado pela derivação de metais a partir de águas termais associadas à atividade vulcânica, as quais precipitam crostas em eixos ativos de espalhamento sejam em arcos vulcânicos, zonas de fratura ou edifícios com topos planares semelhantes a chapada, similar como ocorre próximo ao eixo da Zona de Falha Rio de Ondas (ZFRO), no Vau da Boa Esperança (Figura 9.7).

Figura 9.7 – Ocorrências da mineralização manganésifera alocadas em zonas de fraturas próximo ao eixo da Zona de Falha Rio de Ondas



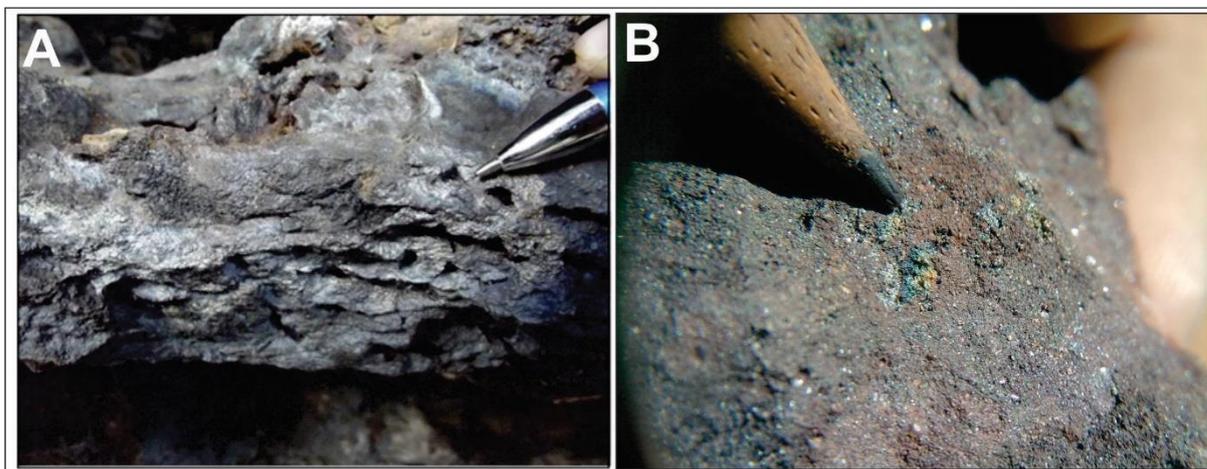
9.2.3 - Texturas e Minerais de Minério

Os veios preenchidos por óxido de manganês, bem como as concentrações de crostas e nódulos polimetálicos do Vau da Boa Esperança, apresentam feições prevaletentes de depósitos formados em ambientes hidrotermais já relatado em outros depósitos no mundo, tais como na China, Índia e Cazaquistão (ROY 1992, ROY 1997, JORDAN & BURGESS 2007). Depósitos de manganês hidrotermais formados em ambientes epizonais são constituídos em grande parte por óxidos de manganês. Estes apresentam aspecto bastante compacto e maciço com poucos espaços vazios (Fotografia 9.4 A).

Os veios preenchidos por óxido de manganês, associados ao minério como já afirmado no capítulo 7, apresentam dimensões milimétricas a centimétricas e ocorrem formados por quartzo, criptomelana e vernadita. Os cristais de quartzo são bem formados e os minerais

de manganês são placóides, com coloração azul acinzentado, além da presença de sulfetos de Cu, Fe e Ni associados (Fotografia 9.4 B).

Fotografia 9.4 – (A) Minério de caráter metálico, compacto e maciço; (B) Minério de manganês contendo sulfetos de Cu, Fe e Ni

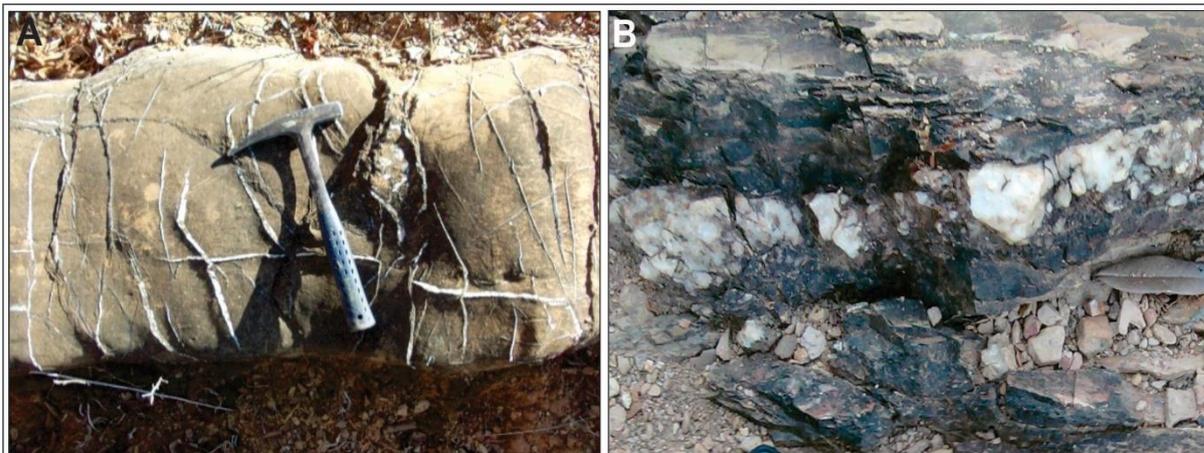


No que concerne as pequenas crostas e nódulos polimetálicos, estes são caracterizados predominantemente por agregados de minerais de manganês microcristalino e quartzo (não visível). Os principais minerais de manganês são: pirolusita, criptomelana e vernadita, e correspondem a 80% da rocha total.

Junto as rochas metacalcárias da Formação Serra da Mamona é intensa a presença de feições epigenéticas, tais como veios de calcita em relação aos planos de acamamento e a foliação (Fotografia 9.5 A). Ocorrências de veios de quartzo e minério de manganês são bastante comuns próximos a Zona de Falha Rio de Ondas (ZFRO) (Fotografia 9.5 B). Em termos petrográficos, os minerais de manganês estão associados a estrutura dos cristais de quartzo, sugerindo um equilíbrio hidrotermal. Nesta associação é comum a predominância de quartzo, pirolusita e criptomelana. Também é comum mudanças mineralógicas próximo as massas mineralizadas. Os minerais de manganês ocupam espaços vazios dos metassiltitos em substituição aos minerais constituintes da trama original.

As concentrações polimetálicas de manganês também recebem na literatura a designação de crostas e nódulos de cobalto, ou crostas e nódulos ricos em cobalto, sendo via de regra consideradas como relacionadas ao processo hidrogenético, compostos variavelmente por vernadita. A possível justificativa para essa variação de nomes para as concreções estaria relacionada ao elemento químico de maior concentração presente em sua composição (HEIN et al., 2000).

Fotografia 9.5 – (A) Veios de calcita epigenéticos nos metacalcários da Formação Serra da Mamona; (B) Veios preenchidos por óxido de manganês interceptando veios de quartzo



Os mesmos autores argumentam que as concreções ferro-manganesíferas, como discutidas na literatura internacional, são compostas predominantemente por vernadita, holandita e oxi-hidróxidos de Fe, com moderada contribuição de fluorapatitas $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_2.5(\text{CO}_3).5\text{F}$. Seus melhores exemplares ocorrem nos depósitos modernos do Pacífico, onde as concreções são mais espessas e apresentam menores quantidades de minerais detríticos como quartzo (HEIN et al. 2000).

Elevadas concentrações de vernadita podem ocorrer devido o aumento de Fe e Cu nas águas oceânicas; esses elementos seriam transportados por correntes de fundo. Pode ainda ocorrer enriquecimento de Co, Ce, Tl, e eventualmente de Ti, Pb e Pt (HEIN et al. 2000).

Em relação a nódulos polimetálicos, Palma e Pessanha (2000) afirmam que a composição mineralógica é complexa e predominam fases mineralógicas antigênicas, principalmente oxi-hidróxidos de Mn e Fe. Os óxidos de Mn, tais como vernadita, manganita, criptomelana são prevaletentes. Ocorrem substituições iônicas do Mn por outros elementos como Na, Ca, Sr, Ba, Cu, Co, Ni e Zn. Minerais detríticos (argila, quartzo, rutilo, barita) também são encontrados nos nódulos.

Contudo, apoiado nas evidências apresentadas, acredita-se que a ação de fluidos hidrotermais tenha ocorrido de forma bastante discreta, pois os veios de manganês são relativamente de poucas espessuras, e a associação com os veios de quartzo ocorrem somente próximo a ZFRO, regidos por um tectonismo. Porém, esta ação hidrotermal foi responsável possivelmente por concentrar os teores, principalmente de Co, Tl e Sc, associados ao minério de manganês segundo estes processos mineralizadores.

9.3 SUPERGÊNESE

Apoiado em feições e indícios de que o depósito de manganês, portador de metais raros de alto teor do Vau da Boa Esperança, teve sua maior influência e arquitetura predominante realçada pela ação supergênica, a argumentação será apresentada de acordo com evidências a seguir: (9.3.1) Texturas e minerais de minério de caráter supergênico; (9.3.2) Enriquecimento geoquímico e anomalias de metais raros; (9.3.3) Dinâmica Cenozoical, e (9.3.,4) Influência neotectônica e relações metalogenéticas.

9.3.1 – Texturas e Minerais de Minério de Caráter Supergênico

Embora os processos elucidados anteriormente tenham contribuído para gerar pequenas concentrações de manganês presente de forma disseminada em meios aos metassiltitos, preenchendo planos de fraturas e fissilidades, na forma de veios de manganês e quartzo, e como pequenas crostas e nódulos polimetálicos muito localizados, sua concentração não se justifica em termos econômicos, devido a forma de ocorrência e relação com a rocha encaixante.

Baseado nas evidências de campo foi possível constatar que processos hidrotermais possivelmente tenham atuado de forma sutil sobre o protominério, e promovido uma migração ascensional de soluções manganésíferas contendo metais raros para as porções superiores.

O processo mineralizador associado a supergênese atuou como mecanismo final de enriquecimento do minério, e aumentou de forma significativa seu fator de concentração. As maiores concentrações do minério de caráter denso, além dos arenitos impregnados por óxido de manganês, bem como toda a associação do minério com o desenvolvimento do perfil laterítico, se apoia em evidências texturais e geoquímicas no processo de supergênese e laterização associadas.

O perfil laterítico, como apresentado no capítulo 7, promoveu o desenvolvimento da mineralização na forma de plaquetas junto ao horizonte saprolítico da Formação Posse do Grupo Urucua, e na forma de crostas lateríticas ferro-manganésíferas como pavimentos, encimando as coberturas eluvionares com feições que oblitera a trama inicial da mineralização.

As maiores concentrações da mineralização estão alocadas exatamente na interface entre os Grupos Bambuí e Urucua, consituindo o minério de Mn denso, acinzentado, e aparentemente sem quartzo visível. O minério apresenta coloração azul intenso, com hábitos

arborescente, lamelar e botriodal, textura microcristalina e as massas mineralizadas atingem dimensões de até 4 metros de espessura. Em termos petrográficos este tipo é caracterizado por conter agregados de minerais de manganês microcristalino e quartzo, hábitos lamelares, aciculares e fibro-radiados. Os cristais são bem formados, onde a pirolusita e criptomelana ocorrem de forma intercrescida na borda dos cristais de quartzo. A mineralogia de minério é composta por criptomelana, vernadita, holandita e pirolusita, o único mineral de ganga é a sílica amorfa precipitada.

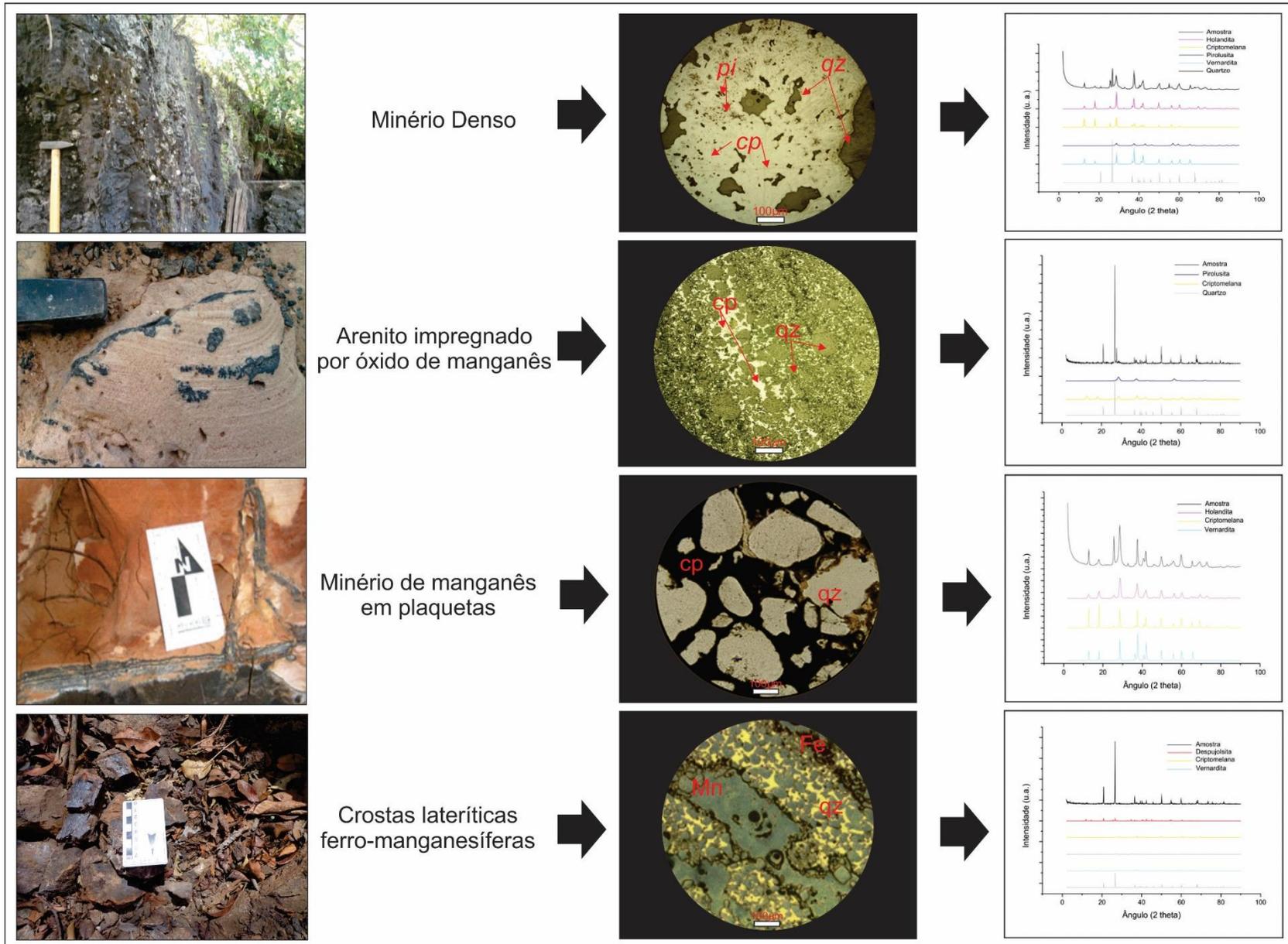
Em relação aos arenitos impregnados por óxido de manganês, estes são caracterizados por apresentar quantidades consideráveis de minério de manganês em meio aos estratos de arenitos da Formação Posse, onde muitas vezes encontram-se alterados pelas intempéries exibindo na maioria das vezes sílica microcristalina precipitada. Normalmente, esta tipologia preservou os elementos arquiteturais em que se depositaram os arenitos basais do Grupo Urucuaia, evidenciando um caráter supergênico de idade pós-cretácea. A criptomelana é considerado o mineral mais abundante, sobretudo em brechas e na forma de percolações em meio poroso, porém a pirolusita é o segundo mineral mais abundante, formando-se sempre como crescimento nos interstícios de meios porosos, e na forma de massas compactas.

Em meio ao perfil laterítico, ocorre o minério de manganês na forma de plaquetas entre os saprólitos da Formação Posse e as coberturas colúvio-eluvionares. O minério apresenta coloração cinza a preto, denso e com cavidades preenchidas por pirolusita. Em termos petrográficos, é evidenciando mal selecionamento dos grãos de quartzo, com minerais de manganês preenchendo completamente os poros entre grãos de quartzo, sendo consumidos e substituídos por estes óxidos. Em relação a mineralogia, foram identificados criptomelana, pirolusita, vernadita e holandita, e como mineral de ganga há a presença de quartzo.

Finalmente, ocorrem as crostas lateríticas ferro-manganesíferas como uma capa laterítica associada as coberturas colúvio-eluvionares. Estas ocorrem de forma bastante localizadas como concreções e crostas na forma de blocos e pavimentos muito duros. Em termos macroscópicos, a mineralogia é indicada por goethita, limonita, pirolusita e quartzo.

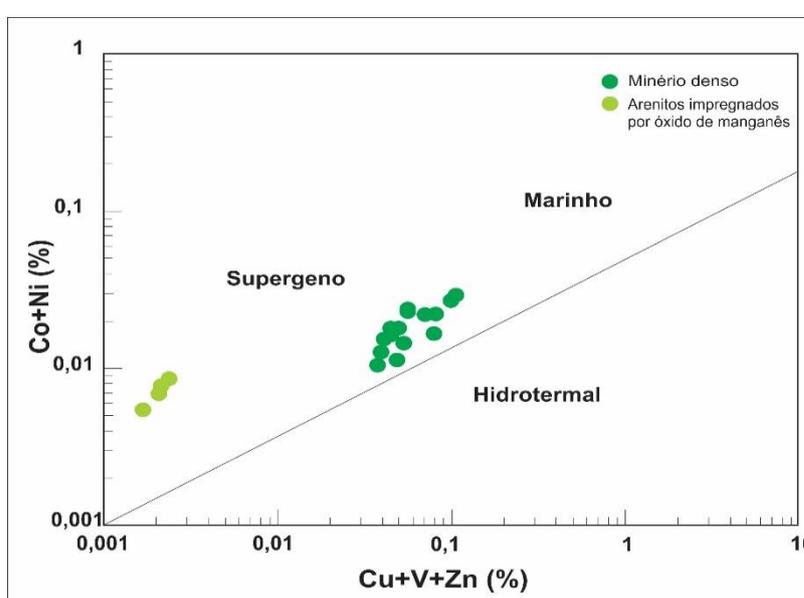
A Figura 9.8 integra toda a associação do minério de caráter supergênico, apoiado em feições macroscópicas da mineralização, além de feições petrográficas e análise de DRX, desenvolvidas para cada tipologia.

Figura 9.8 – Integração de feições macroscópicas, petrográficas e mineralógicas do minério de caráter supergênico



Os elementos Co, Ni e Zn em formações de manganês são absorvidos na superfície de óxido de Mn (TOTH, 1980). Concentrações elevadas de cobalto são indicativas de ambientes marinhos, como indicado no diagrama de discriminação entre supergênese e depósitos hidrotermais de Nicholson (1992). A este respeito, a maioria das amostras do minério de manganês do Vau da Boa Esperança foram plotadas no campo supergênico (Figura 9.10).

Figura 9.10 - Diagrama Co+Ni versus Cu+Zn+V para o minério de manganês denso e arenitos impregnados por óxido de manganês no depósito do Vau da Boa Esperança, com base na proposta de Nicholson (1992)



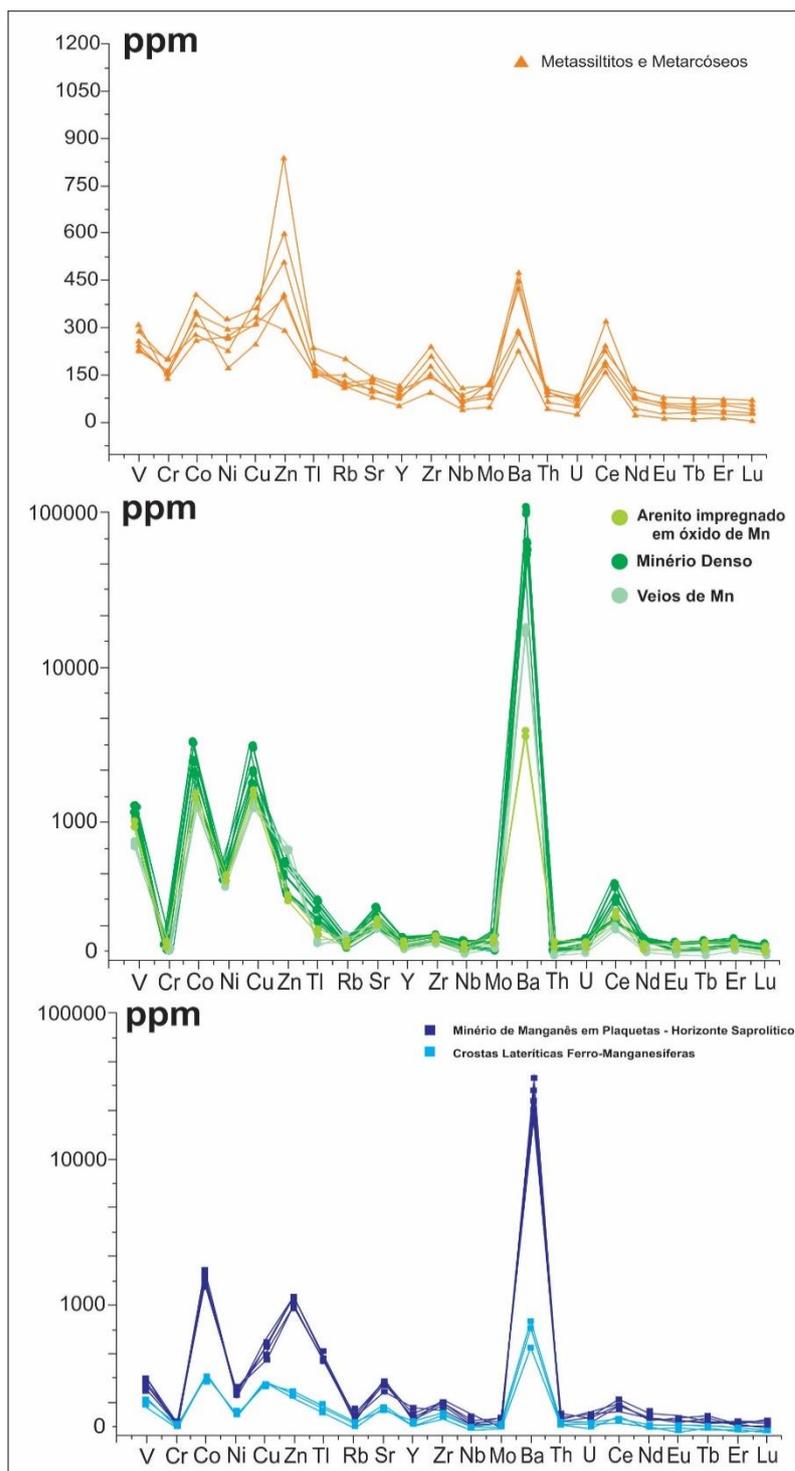
As maiores concentrações do minério estão enriquecidas em Co, Ni, Cu, Zn, V, Tl, Sr e Ba, além dos ETR leves, principalmente Ce, porém os valores de Y, Nb, Th se constituem de forma relativamente baixos. Como já afirmado anteriormente, estes dados corroboram a assinatura geoquímica desta mineralização, já indicada nas fácies sedimentares contendo a mineralização primária em Co, Tl, Ni, Cu, Zn, V e Ba, porém a supergênese enriqueceu de forma relativamente alta a concentração destes elementos.

O horizonte saprolítico também apresenta elevadas concentrações de elementos traço, indicando correlações positivas com aquelas encontradas na geoquímica das rochas e do minério. São altas concentrações de Co, Ni, Cu, Zn, Tl, V, Ba e Sr, onde o horizonte saprolítico manteve suas concentrações previamente enriquecidas nestes elementos pela ação da supergênese.

A figura 9.11 apresenta de forma comparativa o padrão de elementos traço ao longo de todo perfil mineralizador, onde é evidente que a assinatura geoquímica de modo geral se

manteve, porém, a partir das concentrações do minério denso, exatamente na interface entre as rochas do Grupo Bambuí e o Grupo Urucua, os teores relativos dos elementos químicos que assumem esta assinatura, aumentaram consideravelmente devido a ação supergênica no perfil laterítico.

Figura 9.11 – Comparativo nos diagramas para elementos menores e traço ao longo do perfil mineralizado

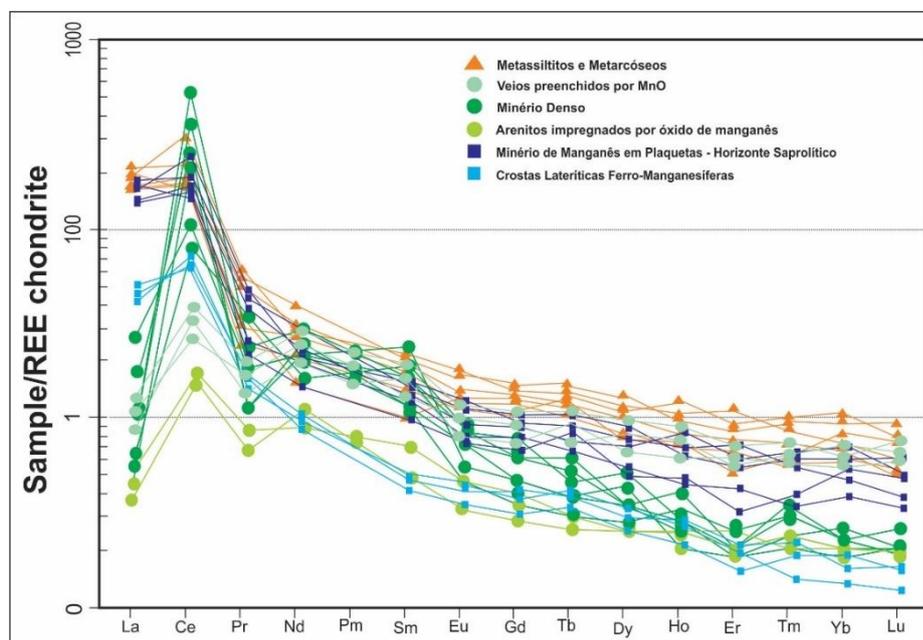


Como já apresentado no capítulo 8, as curvas de distribuição apontam uma anomalia positiva de Cério em todos os horizontes mineralizados ao longo do perfil. A anomalia não é evidenciada na rocha hospedeira (metassiltitos), o que demonstra que de fato houve um enriquecimento dos ETR, em especial ao Cério, ao longo de todo perfil mineralizador.

Os processos atuantes na concentração de Mn e Ce foram responsáveis também por concentrar significativamente Co, Tl e Sc, de forma mais branda no perfil laterítico, no entanto, de forma incontestável houve um enriquecimento supergênico efetivo e preponderante no minério denso e nos arenitos impregnados por óxido de manganês, indicando que estas duas concentrações possam ter sido geradas de forma contemporânea, e posterior a sedimentação da Formação Posse do Grupo Urucuia, apontando para uma primeira fase da supergênese em tempo pós-cretáceo.

Os elementos Terras Raras se apresentam com comportamentos similares ao padrão de fracionamento em todos os horizontes mineralizados, ou seja, com enriquecimento dos ETR leves em relação aos ETR pesados (Figura 9.12).

Figura 9.12 – Diagrama de distribuição dos ETR normalizados aos condritos ao longo do perfil mineralizado



Desta forma, estes dados elucidam a ideia que a fonte da mineralização tenha se processado por vias hidrogenéticas, porém os processos supergênicos atuantes na concentração de Mn também foram responsáveis por concentrar significativamente Ce, Co, Tl nestas mineralizações.

9.3.3 Dinâmica Cenozoica

Segundo Summerfield (1991), a estabilidade tectônica intraplaca compreende um critério essencial para a geração de superfícies de aplainamento. Contudo, áreas no interior de placas são periodicamente afetadas por reativações tectônicas, as quais desempenham um papel fundamental na geodinâmica cenozoica, apoiada no modelado do relevo continental, da estruturação da rede hidrográfica, determinando a alternância entre os períodos de estabilidade e instabilidade climática.

Uma superfície de aplainamento ou geomorfológica deve ser relacionada por processos erosivos e/ou deposicionais fluviais (terraço fluvial), necessariamente relacionada a um determinado nível de base, pois se ocorrer soerguimento do terreno ou abaixamento do nível do mar, modificando o nível de base, a superfície será dissecada perdendo gradualmente a planura e acaba transformando-se em uma superfície ondulada, cujo plano de cimeiras permite vislumbrar a superfície original (PERDONCINI, 2003).

King (1956), em seu trabalho sobre o relevo do Brasil Oriental, também identifica superfícies de aplainamento e as relacionam com aquelas por ele anteriormente estudadas no continente africano. Sendo assim, o mesmo autor identifica as seguintes superfícies: Fóssil, de idade Carbonífera; Superfície Desértica, de idade Triássica Superior; Superfície Gondwana, do Cretáceo Inferior; Superfície Pós-Gondwana, do Cretáceo Superior; Superfície Sul-Americana, do Terciário Inferior, que teria sido dissecada a partir do Paleogeno pelas superfícies subseqüentes, restando somente seus topos sub-nivelados: Superfície Velhas, do Terciário Superior e Superfície Paraguaçu, de idade quaternária.

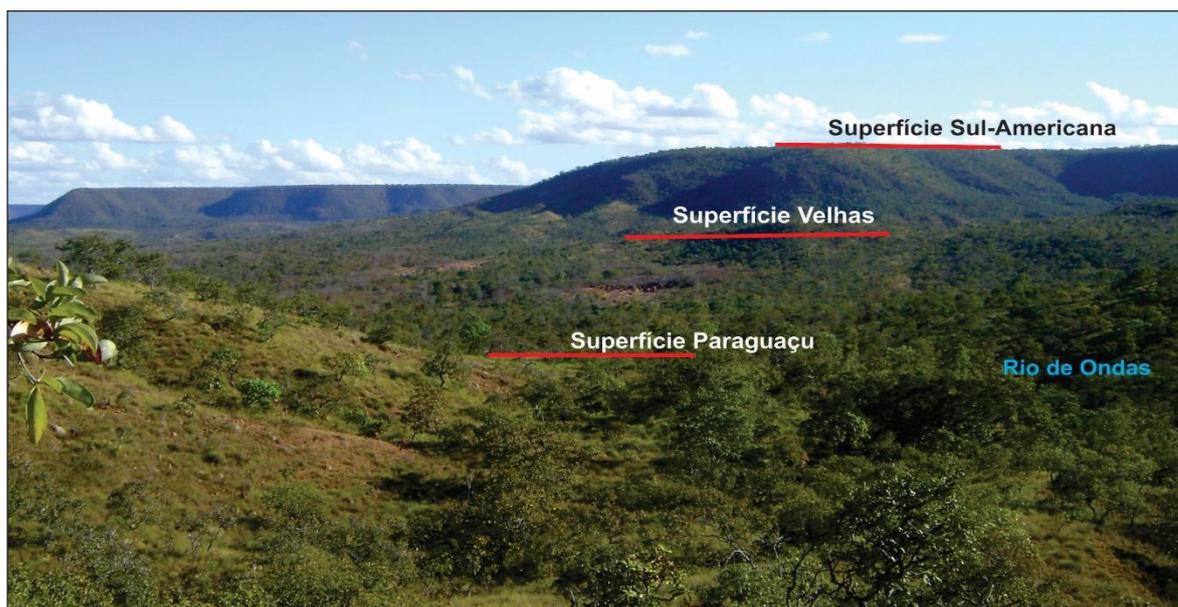
Duas fases erosivas marcantes foram responsáveis pela geração de superfícies de aplainamento (BIGARELLA e ANDRADE, 1965; IPT, 1981) entre o final do Cretáceo e o Terciário-Quaternário, seguidas de fases erosivas mais curtas durante o Quaternário, ocorrendo flutuações climáticas e deformações tectônicas.

Barbosa (1982) relata em seus estudos sobre o manganês do Oeste da Bahia, que processos erosivos relacionados a grandes ciclos geomorfológicos, como Velhas e Paraguaçu foram os responsáveis pela remoção de espessos pacotes de rocha, que possivelmente provocou reativações para compensar as anomalias negativas causadas pela massa remobilizada, sendo assim falhas e fraturas presente no substrato, conduzindo a passagem de fluidos, além da permeabilidade eficaz que possuem os arenitos bem selecionados da porção basal do Grupo Urucuia.

Estes processos em sua maioria são iniciados em decorrência de significativas mudanças climáticas, e são acompanhados de processos de desnudação do relevo. Na região do Vau da Boa Esperança no Oeste da Bahia, os relevos mesiformes sustentados pelos arenitos silicificados do Grupo Urucuia sugerem que, devido a alteração climática brusca, houve atuação de processos erosivos que aplainaram a região como um todo, a partir do Terciário Inferior, entre o fim do Cretáceo e o início do Mioceno, associado à Superfície Sul-Americana, (KING, 1956).

Segundo o mesmo autor, as mineralizações manganésíferas do Oeste da Bahia se originaram por processos supergênicos que atuaram sobre o protominério, transformados em óxidos (pirolusita e criptomelana), possivelmente enriquecidos durante o transcurso dos ciclos geomorfológicos Velhas (Plioceno) e/ou Paraguaçu (Pleistoceno), ou de episódios climáticos mais recentes (Figura 9.13).

Figura 9.13 – Feições geomorfológicas que configuram o relevo da região do Vau da Boa Esperança, correlacionáveis às superfícies de aplainamentos



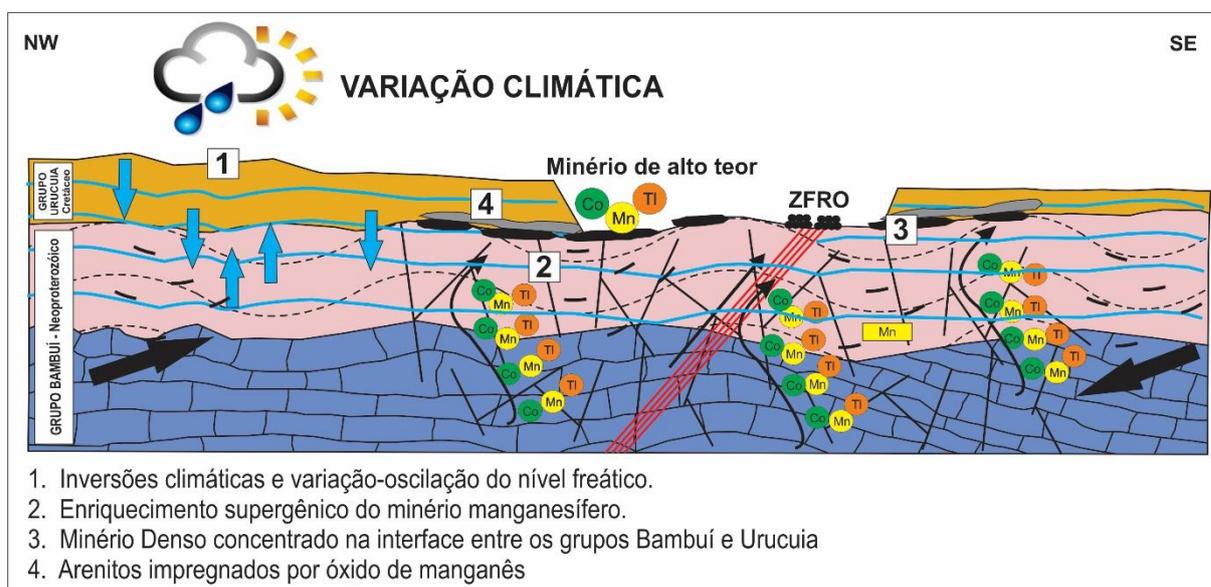
Ciclos erosivos com movimentos epirogenéticos promoveram esforços localizados, responsáveis pelo deslocamento de água conata e/ou meteórica conduzidas pela permeabilidade promovendo a circulação destas soluções, que foram posteriormente remobilizadas para as porções superficiais.

Nesta tese defende-se a atuação efetiva de processos ligados a Neotectônica, onde processos erosivos relacionados a incisão fluvial recente e conseqüentemente rebaixamento do nível freático, acompanhados de frentes erosivas com recuo das vertentes, seriam

acompanhados de pequenos movimentos epirogenéticos seguidos por suaves abatimentos. Estes movimentos são possíveis devido a reativação de estruturas como descontinuidades herdadas de ciclos mais antigos que afetaram o embasamento e as coberturas cratônicas neoproterozoicas da região.

Estes pequenos deslocamentos seriam responsáveis por colocar pequenas porções de rochas impermeáveis, como os siltitos manganíferos, em contato com arenitos porosos, além de estabelecer um padrão de fraturas, que de certa forma intensificou o intemperismo destas rochas basais, favorecendo percolação de água meteórica. As formas do relevo tem importância significativa, pois é associado as porções mais planas e rebaixadas que se observa maior atuação de intemperismo químico, responsáveis por saprolitizar os arenitos da Formação Posse e promoverem reações químicas responsáveis pela geração dos maiores volumes de minério de manganês (SOUZA, 2013) (Figura 9.14).

Figura 9.14 - Modelo esquemático de enriquecimento supergênico do minério manganífero portador de metais raros do Vau da Boa Esperança

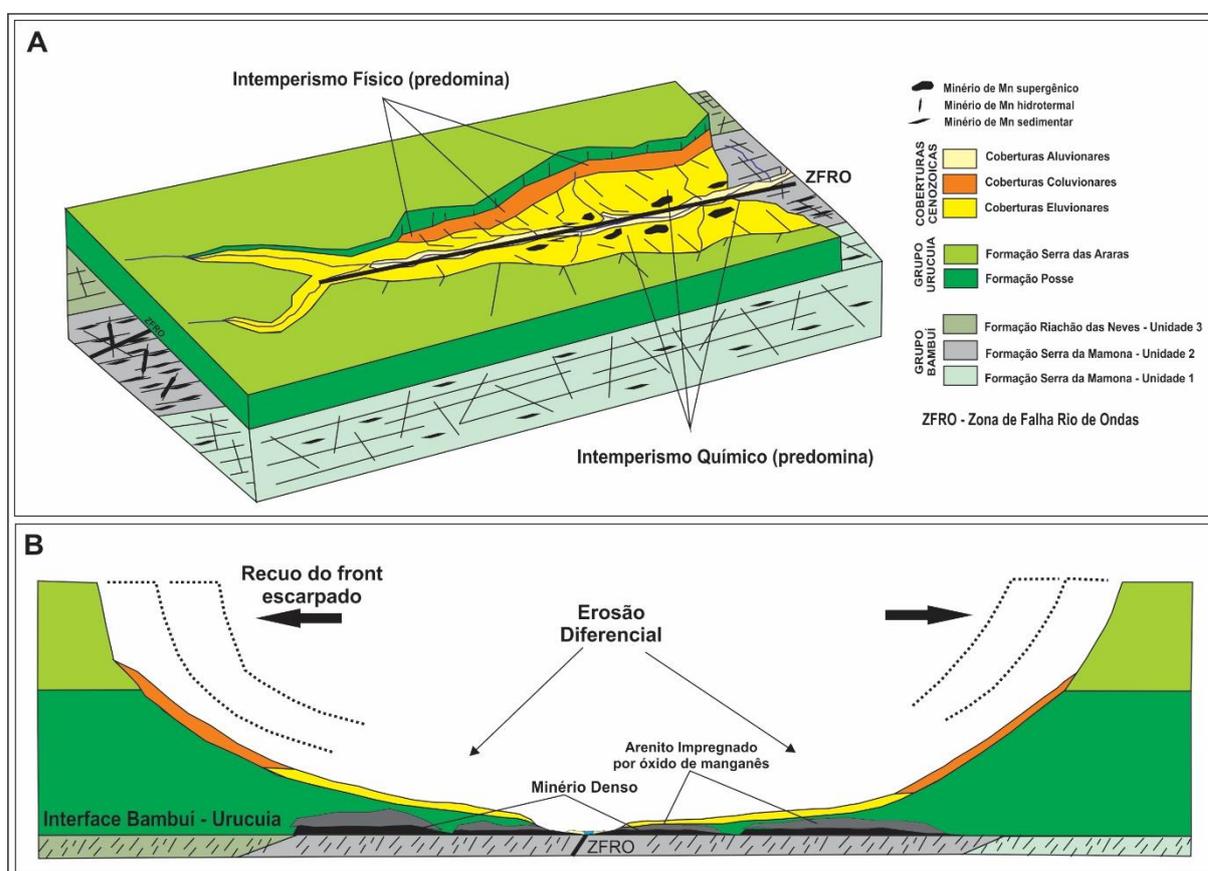


A figura 9.15 ilustra as zonas onde predominam os diferentes tipos de intemperismo, e como os processos erosivos posteriores remobilizaram parte da rocha encaixante revelando a mineralização em superfície.

Cabe ressaltar que os processos hidrotermais que promoveram ascensão do minério associado ao tectonismo brasileiro, teve papel coadjuvante na gênese das mineralizações aflorantes em superfície e níveis rasos, porém acredita-se que estes processos ocorreram de forma pontual. Gutzmer et al (2012), relatam que o minério de manganês é muito instável em

superfície, tal fato deve-se principalmente a seu caráter eletropositivo, e aos níveis de oxidação que o elemento assume de acordo com as flutuabilidades do clima, em consequência das mudanças físico-químicas com variação de Eh e pH. Estas características tornam o Mn um elemento altamente reativo, sendo assim o elemento pode assumir diferentes estruturas cristalinas, reagindo com uma gama variada de elementos, muitos dos quais o mineral acaba absorvendo ou adsorvendo, outros elementos de transição, tais como: Co, Ba, V, Cu, Zn, Ni, Sr e Tl, justificando os maiores teores de Mn, Co, Tl e Sc de caráter supergênico.

Figura 9.15 – (A) Bloco-diagrama ilustrando o processo de incisão fluvial que dissecou grande parte dos arenitos do Grupo Urucuia e configurou o vale do Rio de Ondas; (B) Processo de erosão diferencial associado ao recuo do front escarpado



Fonte: Modificado de Souza (2013)

No que compete aos fenômenos físico-químicos propriamente ditos, acredita-se que primeiramente se processaram fenômenos de dissolução e hidrólise responsáveis por remobilizar o protominério das sequências pelíticas e carbonáticas, promovendo migração destas soluções de forma ascensional quando associadas a fluidos hidrotermais. Posteriormente, processos supergênicos foram responsáveis por transportar solução mineralizadora através de

fraturas e poros nos arenitos encaixantes. Com continuação do processo de meteorização estas soluções remobilizaram a sílica do sistema, enriquecendo de forma residual o manganês juntamente com os minerais resistatos nas condições de pH e Eh em que estas reações se processaram. Devido a pressão de O₂ atmosférico, o ambiente torna-se altamente oxidante, desta forma o manganês precipitado dificilmente é solubilizado pelos processos naturais.

9.3.4 Influência Neotectônica e Relações Metalogenéticas

A Neotectônica se mostrou neste estudo ser uma ferramenta extremamente eficiente frente as investigações metalogenéticas em depósitos supergênicos, elucidando a geodinâmica cenozoica e justificando a arquitetura final do depósito em tela. Para isto, torna-se necessário estudar sua influência na evolução geomorfológica da área, por meio da análise da drenagem, das feições de relevo geradas a partir de grandes descontinuidades das rochas, bem como da análise da distribuição de áreas de erosão e sedimentação, como sugere FERREIRA (2001), enfatizando o reconhecimento de falhas “neoformadas” ou reativadas como condicionantes da compartimentação geomorfológica, além de balizar estruturas associadas ao perfil laterítico, também canalizadoras de soluções manganesíferas.

A integração dos dados referente à análise estrutural, tanto da etapa preliminar sistemática como os obtidos em campo, indicou um quadro geológico-estrutural bastante diversificado do ponto de vista tectônico em bacias sedimentares. Os traços das estruturas evidenciam a atuação de esforços disruptivos que caracterizam um sistema Riedel para zona de falha transpressiva de caráter dextrógero de idade brasiliana, onde fraturas subsidiárias à ZFRO, reativadas e neoformadas pela influência neotectônica, permitiram uma nova ação supergênica mais nova do que aquela que gerou as maiores concentrações do minério de manganês portador de metais raros no Vau da Boa Esperança, sendo agora associada ao perfil laterítico.

O traçado sistemático geral da rede de drenagem, segundo Soares & Fiori (1976), pode fornecer informações importantes quanto à estrutura geológica da área analisada e variações no estilo estrutural. Em uma análise de detalhe na rede hidrográfica é necessário num primeiro momento à caracterização da drenagem (*catachments*), em termos de tipos de canais, padrões de drenagem, detecção de anomalias e, seguido posteriormente de uma análise estrutural propriamente dita.

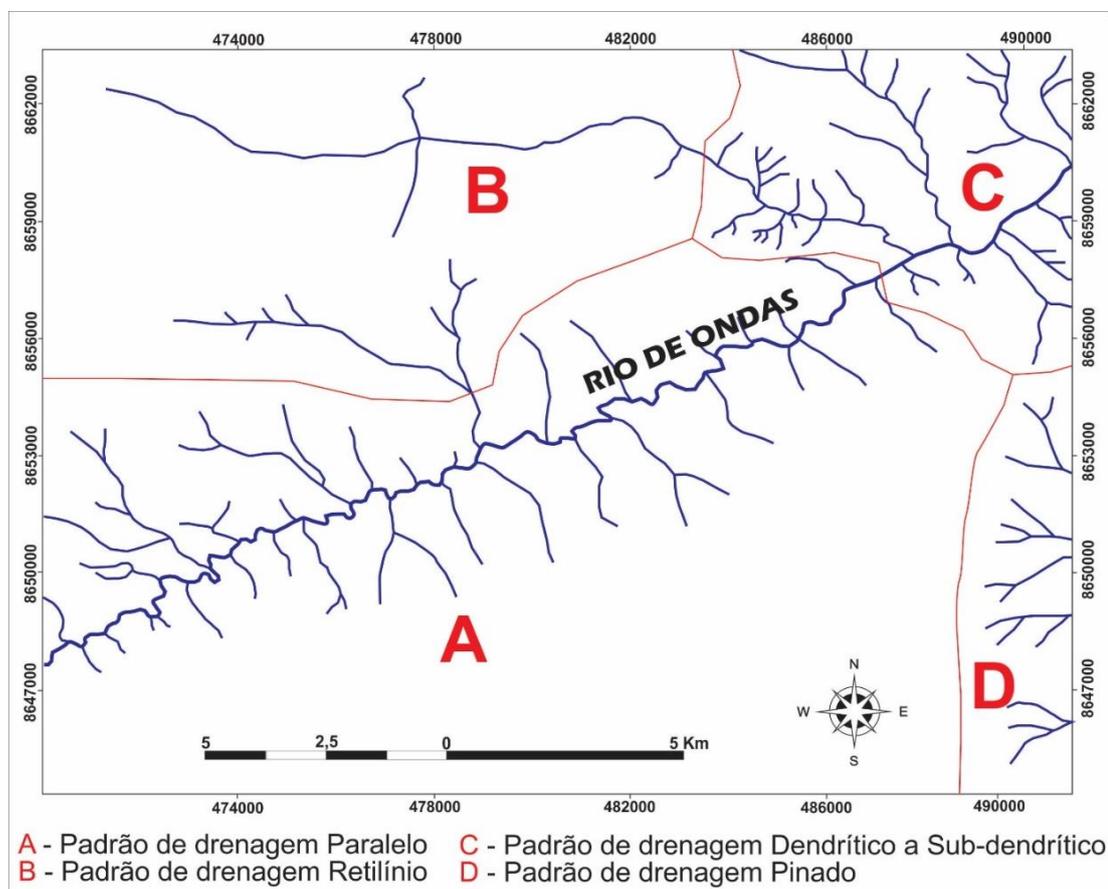
De acordo com Castro (2016), a principal bacia de drenagem presente na área corresponde a do Rio de Ondas, que possui seu curso na direção NE e deságua no Rio Grande.

Esta bacia apresenta um padrão de drenagem baseado em Howard (1967), variando de paralelo, dendrítico à sub-dendrítico, com alguns canais de caráter retilíneos, sendo encaixados em fraturas expressivas na área de estudo, onde os mesmos são direcionados por estruturas N-S, E-W, NW-SE e NE-SW.

Na região das escarpas, o padrão pinado de drenagem é comum no front destas, alguns destes segmentos também se encontram balizados por estruturas retilíneas alinhadas segundo a direção E-W. Como a região se encontra em domínios de relevo de escarpas, ocorrem rios consequentes e obsequentes.

Estas drenagens que se encontram na região das escarpas são responsáveis pelos processos de dissecação e festonamento das mesmas, gerando feições do tipo “*percées*”. A rede de drenagem na região do Vau da Boa Esperança (Figura 9.16) apresenta densidade média, com alta angularidade na área das escarpas, além da ocorrência de inúmeros cotovelos nas drenagens, indicando mudança de 90° no curso das mesmas.

Figura 9.16 - Rede hidrográfica da região do Vau da Boa Esperança correspondente a uma porção da bacia do rio de Ondas, com os padrões de drenagem correspondentes



O Rio de Ondas apresenta trechos fundamentalmente retilíneos, ora desenvolvendo estreitas planícies de inundações, ora encaixados em fraturas com escarpamento próximo as margens. Observam-se padrões centrífugos em alguns locais, indicando a presença de estruturas circulares, tais como morros testemunhos e serras isoladas.

A porção sudeste apresenta a menor densidade de drenagem, pois o padrão de fraturas é menos expressivo do que a porção noroeste, como observado no capítulo 6. Há pequenas ocorrências de treliças e canais retilíneos, como ocorre com os afluentes que percorrem extensos trechos em uma única direção.

Ao longo do curso do Rio de Ondas encontram-se planícies aluvionares pouco desenvolvidas, ao longo das quais ocorrem antigos terraços controlados por sedimentos inconsolidados arenosos. Algumas das drenagens presentes na área de estudo estão encaixadas em profundas fraturas e desenvolvem feições erosivas escarpadas como ocorre na região da Serra da Ondina e da Bandeira.

Em resumo, a região do Vau da Boa Esperança apresenta padrões de drenagem paralelo, retilíneo, pinado, e dendrítico a sub-dendrítico, com algumas variações específicas decorrentes das mudanças litológicas e estruturais em alguns setores. Em alguns canais de drenagens é comum observar a influência de transcorrências E-W.

A análise do relevo associada ao desenvolvimento das coberturas superficiais e as estruturas, tais como juntas, fraturas e falhas, foram os elementos de análise neotectônica e morfotectônica abordados, objetivando o estudo de quadro morfoestrutural do Vau da Boa Esperança.

Partindo da análise de elementos estruturais, tais como fraturas e falhas, conhecendo os padrões e direções gerais destas famílias de feições estruturais, pode-se afirmar que na porção noroeste da área de estudo ocorre um grande feixe de lineamentos de direção E-W, tendo como elementos morfológicos as escarpas das serras da Ondina e da Bandeira.

A presença do relevo escarpado na direção E-W indica a atuação de uma tectônica transcorrente, seguida por basculamentos de blocos, tanto para S quanto para N, pois a bacia do Rio de Ondas se desenvolveu segundo a direção NE, no qual alguns segmentos da rede de drenagem assumem também esta direção. Um conjunto de fraturas de direção geral N-S e NW-SE, controla escarpas de falhas com pequenos vales suspensos na região do alto Rio de Ondas.

A formação de coberturas sedimentares cenozoicas nas porções intermediárias do relevo, predominantemente nas rampas coluvionares, entre as estreitas planícies ao longo do rio

de Ondas e as escarpas do relevo, está relacionada com o arranjo estrutural que condicionou através da neotectônica o local de deposição destes litotipos.

Os colúvios se constituem muitas vezes por grandes blocos e matações de arenitos diversos, em meio a solo arenoso e as porções eluvionares, principalmente associadas ao saprólito dos arenitos basais da Formação Posse, por sua vez exibem extrema importância visto que parte do minério de manganês de caráter supergênico está relacionado a estas formações. Quanto às coberturas aluvionares, trata-se de sedimentos arenosos e pelíticos desagregados com cascalhos associados (Fotografia 9.6 A).

No Rio de Ondas e em seus afluentes, alguns canais apresentam inflexão do curso (capturas) ao deparar com estruturas segundo as direções N-S e NW-SE, alterando seu curso em decorrência desta deformação. Os cotovelos N-S e E-W delimitam os blocos abatidos e soerguidos relacionados com o arranjo tectônico desta bacia. A formação dos planaltos, morros isolados e serras alongadas estão relacionados com o regime neotectônico que sucedeu ao regime distensivo anterior, gerando falhas transcorrentes e posteriores abatimentos com basculamentos de blocos mergulhando rumo à calha das principais drenagens.

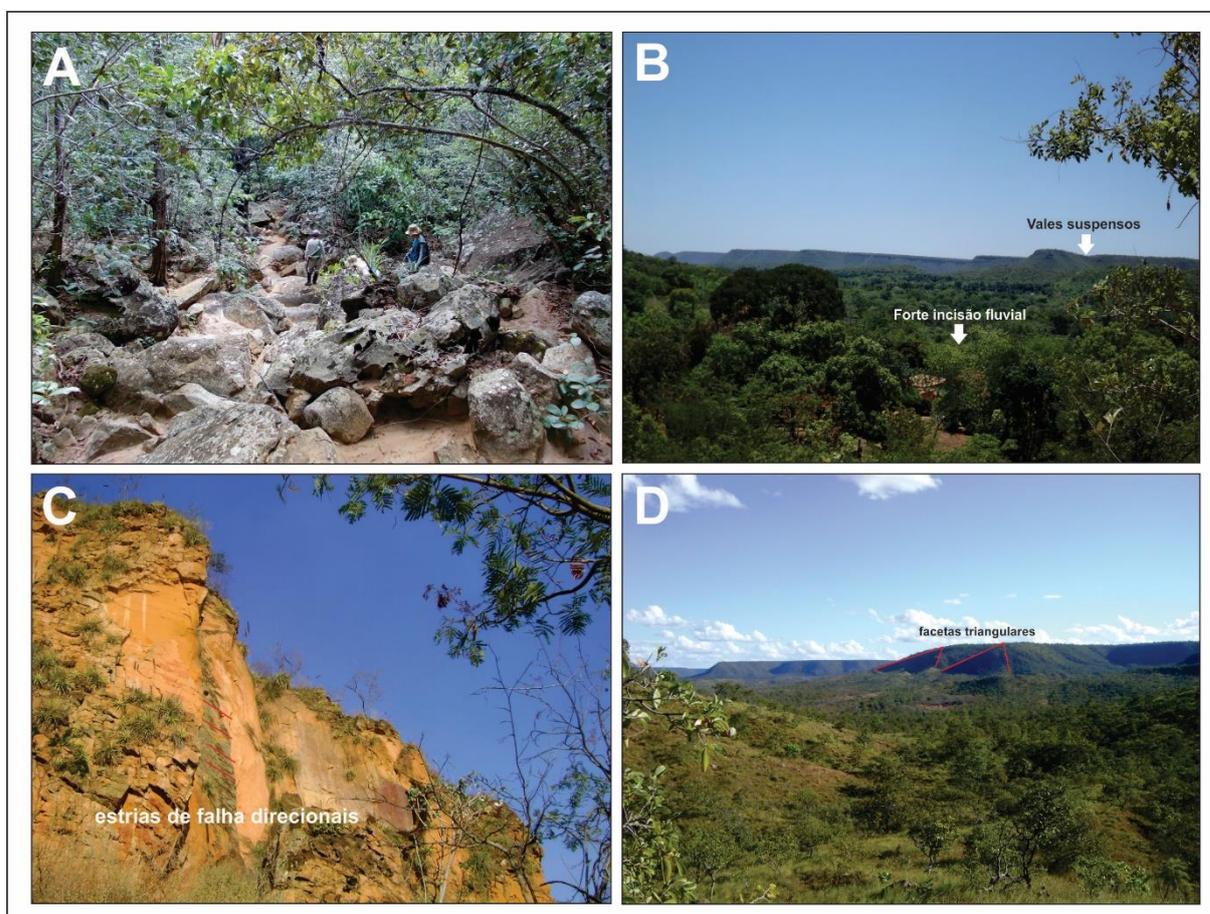
Dentre as principais feições no quadro da drenagem na área de estudo, são identificadas decapitação de canais, cursos capturados, vales abandonados e suspensos, cotovelos de capturas, além de forte incisão de canais sobre as planícies aluviais (Fotografia 9.6 B). Destas feições, importantes alinhamentos de cotovelos nas direções N-S e E-W ocorrem relacionados com iminentes capturas orientadas segundo a direção NW-SE.

O rearranjo estrutural na região do Vau da Boa Esperança proporcionou a reorganização da rede de drenagem, gerando anomalias com direções gerais N-S e E-W, além de modificações em canais de direção NE e NW. Os cotovelos N-S e E-W delimitam e condicionam o modelamento das unidades de relevo.

A formação das escarpas está relacionada com o regime neotectônico que sucedeu ao regime colisional anterior, gerando falhas transcorrentes e posteriores abatimentos com basculamentos de blocos mergulhando rumo à calha dos principais rios (Fotografia 9.6 C).

As escarpas apresentam pequenas feições típicas de movimentação por falhas, tais como facetas triangulares, apresentando evidências de falhas transformantes de direção E-W, tais como a Serra da Ondina e Serra da Bandeira (Fotografia 9.6 D). Na porção central da área, as escarpas apresentam marcante festonamento, devido ao grau de dissecação ser bastante evoluído, com direções E-W e NW sustentadas por escarpas médias no Grupo Urucua.

Fotografia 9.6 – (A) Rampas de colúvios constituídas por grandes blocos e matações de arenitos diversos, em meio a solo arenoso; (B) Vales abandonados e suspensos e forte incisão de canais fluviais sobre as planícies aluviais; (C) A formação das escarpas associadas a falhas transcorrentes; (D) As escarpas apresentam pequenas feições típicas de movimentação por falhas, tais como facetas triangulares

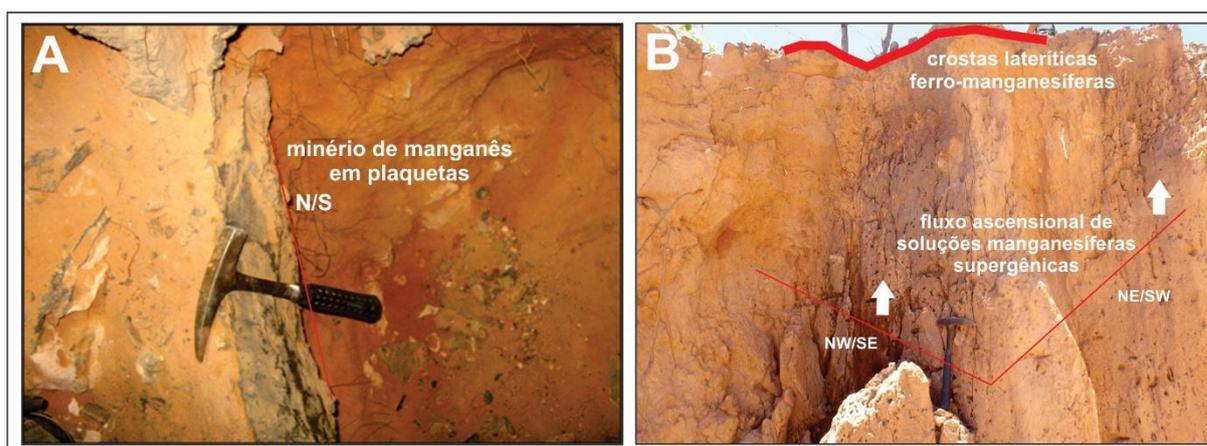


Como já afirmado anteriormente, os processos residuais e supergênicos foram os últimos processos que atuaram sobre a mineralização e aumentaram de forma significativa seu fator de concentração. A ação de águas meteóricas promoveu a migração de soluções mineralizantes, e baseado nas evidências de campo foi possível constatar que estes fluidos, possivelmente tenham atuado de forma significativa para remobilização dos maiores volumes da mineralização, concentrada anteriormente na primeira fase da supergênese atuante.

Estes processos em sua maioria são iniciados em decorrência de significativas mudanças climáticas, e são acompanhados de oscilações do nível freático e mudanças significativas no relevo, que promoveu a geração do perfil laterítico associado a formação do minério na forma de plaquetas e as crostas lateríticas ferro-manganesíferas.

Estes movimentos são possíveis devido a reativação de estruturas como descontinuidades herdadas de ciclos mais antigos que afetaram o embasamento e as coberturas cratônicas neoproterozoicas e cretáceas da região, além da formação de estruturas neoformadas. Possivelmente as estruturas subsidiárias E/W e N/S são responsáveis pela canalização das soluções ricas em manganês e metais raros associadas então ao perfil laterítico (Fotografia 9.7 A), porém as estruturas NW/SE e NE/SW são fruto de estruturas neoformadas nas coberturas sedimentares cenozoicas inconsolidadas e consequente enriquecimento supergênico final, arquitetando as mineralizações em destaque (Fotografia 9.7 B).

Fotografia 9.7 – (A) Fratura N/S centimétrica preenchida por oxi-hidróxidos de Mn, formando o minério na forma de plaquetas, cortando os depósitos coluvionares na base da Serra da Ondina; (B) Fraturas NW/SE e NE/SW associadas as coberturas eluvionares, canalizando as soluções mineralizadas e promovendo formação de pavimentos de crostas lateríticas ferro-manganesíferas

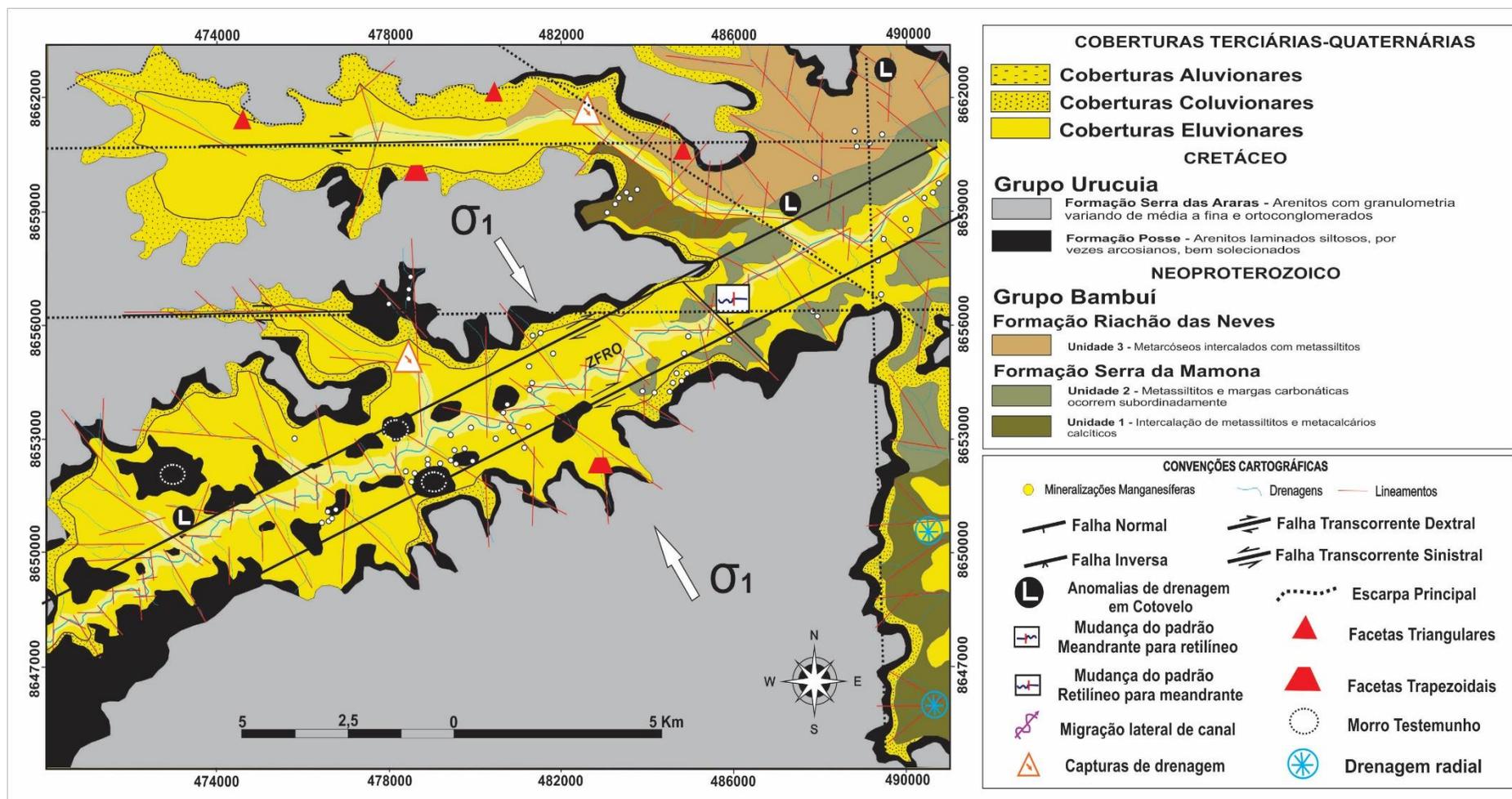


É notável a atuação de processos ligados a neotectônica no Vau da Boa Esperança, processos erosivos relacionados a incisão fluvial recente e consequentemente rebaixamento do nível freático acompanhados de frentes erosivas com recuo das vertentes, que seriam acompanhados de pequenos movimentos epirogenéticos seguidos por suaves abatimentos.

Praticamente são muitos os controles envolvidos no entendimento da gênese das mineralizações de metais raros (Ti-Co-Sc) associadas ao manganês do Oeste da Bahia, sendo eles estratigráficos, geoquímicos, estruturais, mineralógicos, enfim, os possíveis metalotectos responsáveis pela gênese destes metais regidos posteriormente pela atividade neotectônica.

A figura 9.17 corresponde ao mapa morfotectônico do Vau da Boa Esperança, na tentativa de correlacionar feições morfoestruturais, geomorfológicas e da rede de drenagem com as ocorrências da mineralização manganésífera portadora de metais raros, exatamente aquelas associadas ao perfil laterítico, completando o quadro metalogenético do depósito.

Figura 9.17 - Mapa Morfotectônico do Vau da Boa Esperança com destaque para a associação das mineralizações manganésíferas com as estruturas neoformadas NW/SE e E/W



CAPÍTULO 10

MODELOS MUNDIAIS

Em relação aos processos mineralizadores que arquitetaram o depósito de manganês portador de metais raros do Vau da Boa Esperança, as concentrações primárias deste depósito se deram por vulcanismo de fundo oceânico e em ambiência plataformar marinha, com condições oxidantes e redutoras, no início do Neoproterozoico. Durante os eventos deformacionais houve atuação iminente de processos hidrotermais, e posteriormente predominou a ação de processos supergênicos, devido à solubilidade do manganês e oscilações do nível freático concentrando o minério, exatamente na discordância entre os Grupos Bambuí e Urucua, e no perfil laterítico, completando o quadro metalogenético deste depósito.

Os processos supergênicos e residuais, foram os últimos processos que atuaram sobre a mineralização e aumentaram de forma significativa seu fator de concentração, devido a ação de águas meteóricas a níveis mais profundos, que promoveu a migração ascensional de soluções mineralizantes. As formas do relevo tem importância significativa, pois é associado as porções mais planas e rebaixadas, onde se observa maior atuação de intemperismo químico, que promoveu reações químicas responsáveis pela geração dos maiores volumes de minério de manganês do Oeste da Bahia.

Partindo destes pressupostos, se faz necessária uma análise criteriosa a nível de modelos mundiais, afim de estabelecer comparações e correlações com outros depósitos já descritos e estudados em outros compartimentos geológicos mundiais, especificamente em regiões tropicais do planeta, e também sob a influência de fatores exógenos que atuaram de forma majoritária na arquitetura e modelamento do depósito de manganês portador de metais raros do Vau da Boa Esperança.

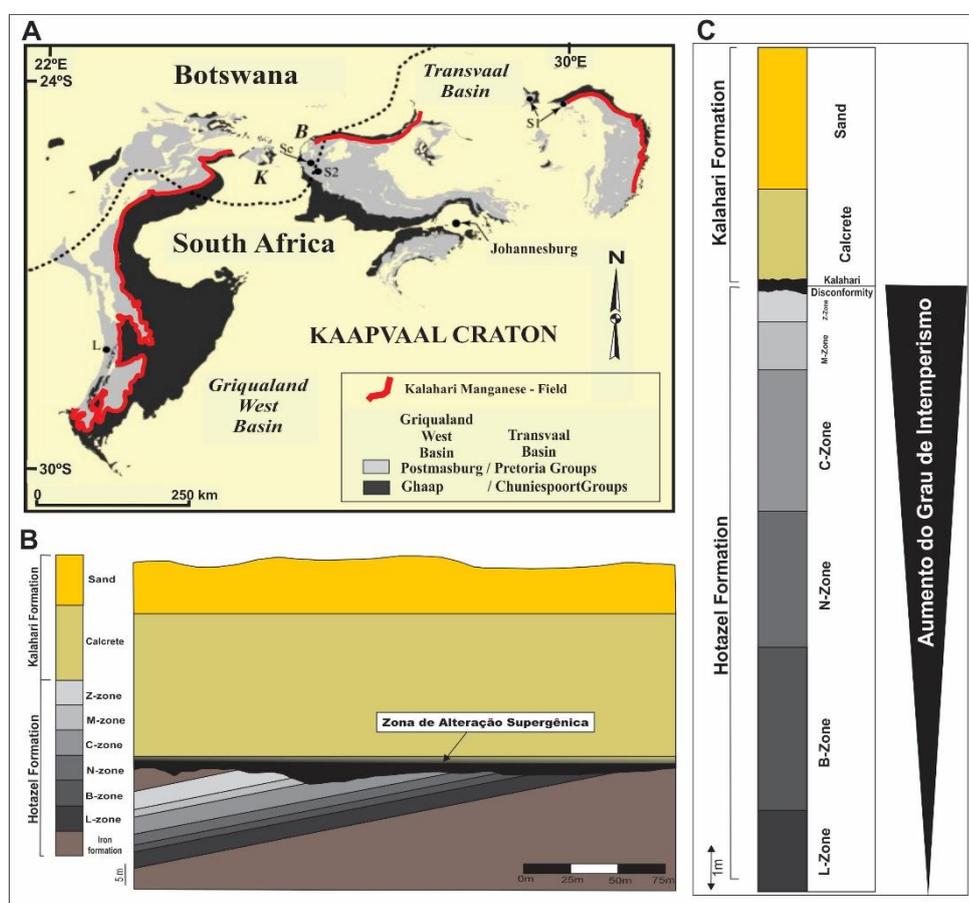
Gutzmer et al. (2012) através do trabalho relacionado sobre o tempo de enriquecimento supergênico do minério de manganês sedimentar, no *Kalahari Manganese Field* na África do Sul (Figura 10.1 A), justifica que as maiores concentrações estão alocadas na discordância, entre os litotipos metavulcanossedimentares paleoproterozoicos do Grupo Postmasburg (Formação Hotazel) (TSIKOS e MOORE, 1998), e a base da Formação Kalahari, de caráter arenosa e idade cenozoica. A gênese do minério de manganês alterado pela supergênese sugere que os processos associados a discordância do Kalahari atingiram o pico em torno de 27.8 Ma, 10.1 Ma e 5.2 Ma. A idade mais antiga obtida no perfil de meteorização, seguiu à quebra do Gondwana e sua formação se deu do final do Cretáceo ao Cenozoico. As

idades mais jovens registradas em 5 Ma, por sua vez, correspondem bem à transição do Plioceno-Pleistoceno, de condições climáticas úmidas para áridas no Sul da África.

A espessura da zona supergênica de maior volume da mineralização varia entre 1m e 10 m. O grau de alteração supergênica diminui imediatamente em contato com os metassedimentos (GUTZMER et al. 2012). Os graus mais altos de enriquecimento, atingem até 50 % de Mn, e ocorrem diretamente abaixo da discordância pré-Kalahari. No entanto, o grau não é determinado apenas pela discordância, mas também pela composição do protominério sedimentar (Figura 10.1 B).

Estes mesmos autores afirmaram, que para esta mineralização do *Kalahari Manganese Field*, há um grau crescente de alteração supergênica no minério de manganês, associado a discordância do Kalahari, indicando um aumento de Na e K, em relação ao Ca e Mg, seguido de aumento gradual de Ba (Figura 10.1 C).

Figura 10.1 – (A) Mapa de localização do Kalahari Manganese Fiel na África do Sul; (B) Seção transversal W-E do corpo de minério de manganês associado a discordância do Kalahari; (C) Litoestratigrafia da Formação Hotazel e Formação Kalahari, indicando aumento do grau de alteração da supergênese



Fonte: Modificado de Gutzmer et al. (2012)

Com base em evidências geológicas e geomorfológicas relacionadas a superfícies de aplainamentos regionais no continente africano, Partridge e Maud (1987) atribuíram uma idade final do Cretáceo para a Superfície Africana, correlacionada com a superfície Sul-Americana, que se desenvolveu em resposta ao *riftiamento* associado com a separação do Gondwana. Condições climáticas úmidas e quentes durante o desenvolvimento da superfície africana permitiu o desenvolvimento de perfis lateríticos profundos (VAN NIEKERK et al., 1999).

A superfície de aplainamento Pós-Africana I (correlata a superfície Velhas no continente sul-americano) foi esculpida como consequência da elevação e da inclinação da Placa Africana. Condições climáticas durante o desenvolvimento desta superfície manteve-se em primeiro lugar úmido e quente, mas posteriormente tornou-se mais árido e, portanto, menos propício para a meteorização. Partridge e Maud (1987) propuseram que o ciclo pós-africano I tem idade em torno de 18 Ma (Mioceno), enquanto Burke (1996) relacionou a elevação associada com o ciclo pós-africano de erosão a 30 Ma (Oligoceno).

No final do Terciário até o início do Pleistoceno, o interior da África Austral foi recoberto por fluxos terrestres, fluviais e sedimentos lacustres da Formação Kalahari (PARTRIDGE e MAUD, 1987). Estes sedimentos foram esculpidos para formar o ciclo pós-Africano II (correlacionado com a superfície Paraguaçu no continente sul-americano), possivelmente resultado de um novo pulso tectônico, onde a crescente aridez dos sedimentos da Formação Kalahari se deu no Pleistoceno (PARTRIDGE e MAUD, 1987).

Gutzmer et al. (2012), afirma que a idade mais provável obtida para o minério de manganês alterado pela supergênese é de 26,76 Ma, sugerindo que a superfície pós-africana I já estava estabelecida no Eoceno Tardio (BEUKES et al. 1999). A evidência geocronológica também pode ser usada para uma análise progressiva do intemperismo químico ao longo do tempo. Porque as frentes de intemperismo descem através de discordâncias erosivas, gerando horizontes mais profundos dentro de um perfil de intemperismo (VASCONCELOS, 1999).

A taxa de intemperismo e atuação da supergênese, deve depender fortemente da natureza da rocha, bem como a disponibilidade e o fornecimento de água meteórica, além da evolução das condições climáticas através do tempo, e com isso é interessante notar a longa duração e natureza lenta do intemperismo químico ao longo da superfície de aplainamento pós-africana I.

Desta forma, Gutzmer et al. (2012) revelam que a erosão mecânica ao longo da discordância do Kalahari, cessou pelo menos a 42 Ma., e que a frente de intemperismo químico

progrediu a partir dessa discordância para o minério de manganês em uma taxa média de apenas 10 cm/Ma. De Putter et al. (2015) justificam que depósitos de manganês supergênicos, como ocorre com o depósito Kisenge, no Sudoeste de Katanga na República Democrática do Congo, geralmente contêm óxidos de manganês ricos em Co, Cu e K, na forma de plaquetas ou tuneis, contendo predominantemente criptomelana, exatamente como ocorre no depósito do Vau da Boa Esperança. A formação do minério supergênico se deu a partir do protominério (Mn-carbonato) de idade paleoproterozoica.

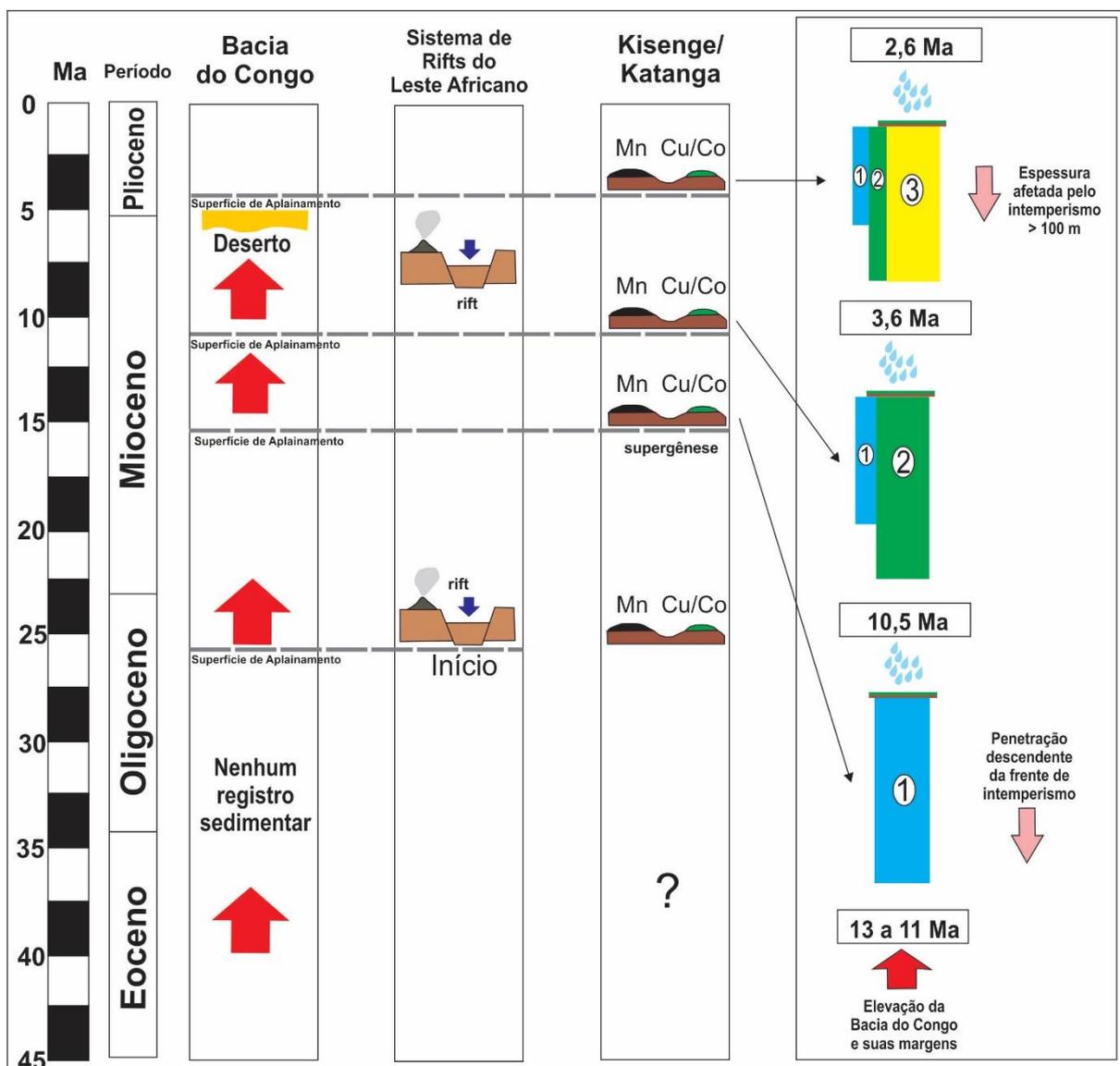
As fases principais da formação de óxido de Mn são datadas em 10.5 Ma, 3.6 Ma e 2.6 Ma, para um núcleo que atravessa um intervalo mineralizado. As idades obtidas correspondem a períodos distintos de desenvolvimento de superfícies de aplainamentos e estabilidade durante o Mioceno-Plioceno em Katanga, embora o evento de 10.5-11 Ma corresponda a um evento quase simultâneo ao *Kalahari Manganese Field*, na África do Sul (DE PUTTER et al., 2015) (Figura 10.2).

Os depósitos de Mn comparáveis com o depósito de Kisenge são conhecidos na África (Burkina Faso, Gana, Gabão, África do Sul), bem como no Brasil (SCHNEIDERHAHN et al., 2006, NYAME 2008, CHISONGA et al., 2012). Alguns deles, incluindo o depósito Kisenge, estão localizados ao longo das margens do Cráton do Congo, que inclui os blocos do Gabão e São Francisco (FERNANDEZ-ALONSO et al., 2012).

Estes mesmos autores relatam que no curso da história cenozoica deste depósito, e mesmo desde o fim da orogenia panafricana (ca. 450 Ma), a parte oriental do Planalto de Katanga aparentemente nunca foi coberta por uma sedimentação especificamente mesozoica. Durante o Cenozoico, o Planalto de Katanga recebeu uma sedimentação restrita e ocupou uma posição estável associada a zonas morfotectônicas, entre a Bacia do Congo, a norte e noroeste, e o sistema de lagos do leste africano, para o leste e nordeste. Esta estabilidade permitiu a formação de uma extensa cobertura laterítica em Katanga, conforme descrito por Alexandre (2002).

Outra característica deste depósito, que permite estabelecer uma similaridade arquitetural com o depósito do Vau da Boa Esperança, é em relação aos tipos ali presentes, onde o minério de Mn secundário é conhecido por estender até 100m abaixo da superfície, consistindo em minério de manganês preto e maciço, derivados de camadas sedimentares com características litológicas favoráveis. Os óxidos de manganês no depósito de Kisenge ocorrem também como material impregnante nos sedimentos cenozoicos, além de finos pavimentos de crostas lateríticas.

Figura 10.2 – Modelo esquemático dos eventos geodinâmicos associados ao depósito de Kisenge, durante o Cenozoico, com indicações de depósitos minerais supergênicos formados durante esse intervalo e as três principais fases de formação do minério de manganês em 10.5 Ma, 3.6 Ma e 2.6 Ma



Fonte: Modificado de De Putter et al. (2015)

Outros depósitos de manganês de caráter supergênico, contendo Co e V, também são descritos no território africano. Colin et al. (2005) e Beauvais et al. (2008) descreveram o depósito de Tambao na Burkina-Faso no Oeste da África, onde ocorre minério de manganês secundário, derivado do protominério carbonático de idade proterozoica, e lateritas manganésíferas, com idades $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, respectivamente de 56 Ma, 44 Ma e 27 Ma.

Pack et al. (2000) descrevem o depósito de Ryedale na África do Sul, onde concentrações maciças ferro-manganésíferas, com idades $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de 18 a 16 Ma, ocorrem

associadas ao *carst* de idade permiana, e por fim, Boni et al. (2007) descreve o depósito de Otavi Mountainland na Namíbia, contendo minério de V e Mn associado ao *carst* neoproterozoico naquele país, de idades U-Th/He de 4.7 Ma.

E por fim, em relação a outros depósitos de manganês de caráter supergênico, exclusivamente ao Brasil, é importante fazer referência ao depósito do Azul na Província Carajás (Costa et al. 2005).

Costa et al. (2005) justificam que os depósitos de manganês do Azul na Província Mineral de Carajás, estão alojados em sequência sedimentar proterozoica, e ao longo da toposequência laterítica madura iniciada ainda no limiar Cretáceo-Paleógeno. É formado por arenitos finos e metassiltitos vermelhos a brancos, ricos em matéria orgânica carbonosa, oxihidróxidos de manganês e rodocrosita. Os principais minerais de manganês é a criptomelana, todorokita e holandita, em grande parte herdados e também neoformados.

Os mesmos autores afirmam que o perfil laterítico é profundo (inferior a 100 metros), bem desenvolvido, com espesso horizonte argiloso, estabelecido sobre o domínio das lentes manganíferas encaixadas nos siltitos vermelhos a brancos. O perfil laterítico iniciou-se há 68 Ma, teve grande desenvolvimento a 45 Ma e 36 Ma, e foi afetado por intenso intemperismo químico e posteriormente físico-erosivo, a partir de 26 Ma, quando dá formação de materiais argilosos, correlacionáveis com as coberturas lateríticas da Amazônia.

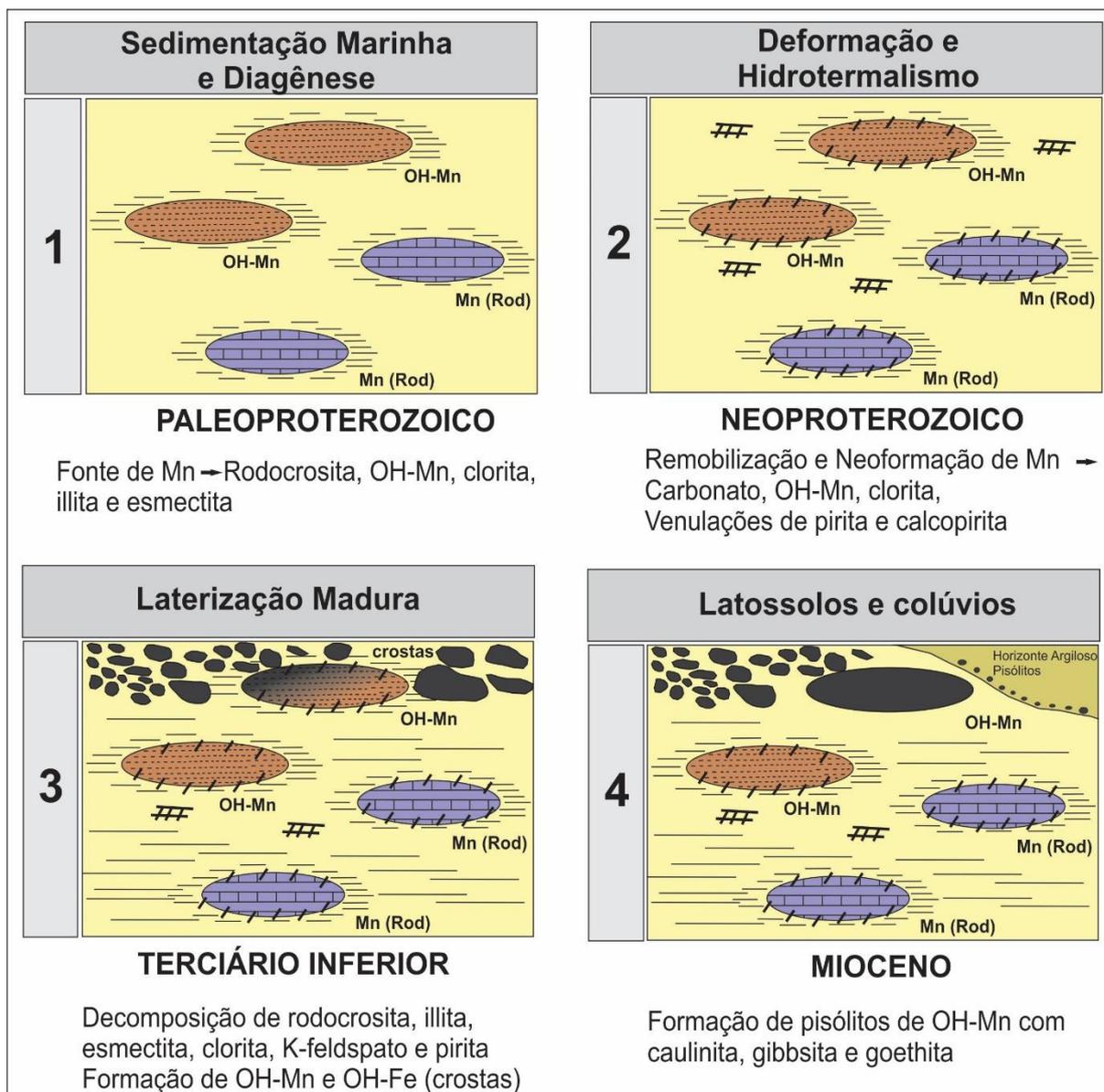
A assinatura geoquímica do minério de manganês de caráter sedimentar e supergênico do Azul, é indicada pela associação Ni-Co-Cu-Zn-Mo-Sr-Ba-Tl-ETR, retratando a permanência e neoformação de criptomelana e holandita, fixando-os ao longo de todo perfil mineralizador, além da grande participação de matéria orgânica carbonosa e da área fonte com muitas manifestações máficas.

Costa et al. (2005) argumentam que em termos de comparações, entre o depósito de manganês do Azul e de outros modelos metalogenéticos mundiais, as características mineralógicas e químicas dos sedimentos mineralizados do Azul, bem como seus aspectos geológicos gerais, permitem correlacioná-lo com a sequência sedimentar de Moanda e Franceville no Gabão. Por outro lado, em termos geoquímicos são correlacionáveis apenas parcialmente com os depósitos hidrotermais do Pacífico, e pelo conteúdo de ETR, com os depósitos neoproterozoicos da China.

Por fim, interpreta-se que os depósitos de manganês do Azul, a base de óxidos e hidróxidos, são tanto de origem sedimentar, quanto parcialmente hidrotermal, porém de caráter Por fim, interpreta-se que os depósitos de manganês do Azul, a base de óxidos e hidróxidos,

são tanto de origem sedimentar, quanto parcialmente hidrotermal, porém de caráter supergênico e laterítico fundamentalmente. Com isto, a formação final de crostas lateríticas foi palco de intensa alteração química e intemperismo físico a partir de 26 Ma (Figura 10.3).

Figura 10.3 – Evolução geológica-metalogenética esquemática do depósito de manganês do Azul na Província Mineral de Carajás



Fonte: Modificado de Costa et al. (2005)

Roy (1988) corrobora que a metalogênese de manganês, no espaço e no tempo, é revista à luz do desenvolvimento progressivo da atmosfera, a hidrosfera e a litosfera, atendente com os variados estilos de tectonismo, associados as primeiras manifestações baciais em áreas cratônicas, no arqueano e paleoproterozoico. A deposição de manganês foi intensificada com o

advento do paleoproterozoico, com a mudança dos estilos tectônicos para a estabilização dos crátons e oxigenação da hidrosfera e atmosfera. Grandes depósitos em larga escala formaram-se essencialmente através da entrada de aporte terrígeno durante este período.

É notória a relação da compartimentação geológica entre os depósitos envolvidos, justificando o fato de estarem presentes em expressivas estruturas cratogênicas de idade arqueana pelo planeta, como nos crátons do São Francisco, Kaapval, Congo e Amazônico, e que associado, ocorrem sequências metavulcanossedimentares e coberturas marinhas de idade paleo e neoproterozoica, de certa forma geradoras do protominério manganésífero presentes nestes compartimentos, expressos pelos grupos Bambuí, Postmasburg, Kundulungu e Grão-Pará.

Com o aumento de estabilização da crosta arqueana predominantemente com o tempo, o início do Paleoproterozoico é marcado pelo desenvolvimento de grandes bacias rasas que atuaram como repositórios de espessura de pilhas de sedimentos entrelaçado com rochas vulcânicas.

Neste tempo, oxigênio livre foi produzido por fotossíntese de atividades procariotas e a hidrosfera (e atmosfera) foram suficientemente oxigenadas e capazes de desencadear a deposição de ferro e manganês em quantidades muito maiores do que assim foram geradas. O melhor exemplo desta processualidade se dá pelas rochas do Supergrupo Transvaal, exatamente a Formação Hotazel, presente na região do *Kalahari Manganese Field*. Esta corresponde a uma sequência metavulcanossedimentar de idade paleoproterozoica, presente nos domínios cratônicos do Kapvaal, e que possivelmente corresponde a área fonte para o fornecimento do manganês presente nestes domínios.

Em relação ao Tálíio, Zhou et al. (2005a) afirmam ser um elemento disperso que raramente ocorre como minerais independentes. Consequentemente, é difícil formar um depósito de Tálíio discreto. Um dos maiores depósitos de Tálíio no planeta, foi descoberto na margem nordeste do bloco Yangtze, na zona de transição deste com o Orógeno Dabie, leste-nordeste da China. O enriquecimento hidrotermal no antigo fundo do mar e a reelaboração hidrotermal durante a orogenia Yanshanian são os dois eventos metalogenéticos importantes que levaram à formação do depósito de Tálíio na China.

O minério do depósito de Xiangquan é hospedado em calcilitos e margas dentro do anticlinal Dalongwang Mountain, as zonas de minério são controladas por falhas e intenso padrão de fraturas. Estudos de inclusão de fluidos de dois estádios associados com a pirita

formadora do minério, produziram temperaturas de homogeneização de 120 a 220° C com uma baixa salinidade de 1,5 a 6,0% em peso de NaCl.

O Tálíio foi originalmente derivado de emanações hidrotermais no fundo do mar e depositado em meio aos sedimentos calcários. Subseqüentemente estas camadas da fonte foram retrabalhadas para dar forma ao Tálíio enriquecido em veios milimétricos de caráter hidrotermal (ZHOU et al. 2005b).

Outra localidade mundial que chama atenção em relação ao Tálíio é o depósito de manganês Zhaksy-Kotr-Dzhezda (Atasu) no Cazaquistão Central. Os minérios são declarados conter psilomelano, braunita e holandita, porém o Tálíio é concentrado preferencialmente no psilomelano. As amostras com concentrações mais altas em Tálíio são geralmente altas em bário, justificando que o minério de Dzhezda é um membro do grupo criptomelana-holandita (CRITTENDEN, 1962).

No Oeste da Bahia ocorre na região de Correntina, nos domínios da Janela Erosiva Correntina-Coribe, uma pequena manifestação metavulcanossedimentar, denominada de SMVS Extrema definida por Dávila e Kuyumjian (2005) de idade paleoproterozoica, porém a maior influência ao depósito do Vau da Boa Esperança é pela precursora Bacia Rio Preto, de idade meso a neoproterozoica, onde este compartimento chama a atenção quanto as relações geotectônicas, geoquímicas e deposicionais em exercer influência na formação do protominério manganésífero, junto ao Grupo Bambuí no Neoproterozoico na região de Barreiras.

A sedimentação química que justifica a grande seqüência deposicional de carbonatos nestes compartimentos bacinais, corrobora o fato da formação do protominério manganésífero se enquadrar perfeitamente em seqüências carbonáticas com manganês na composição. A formação da rodocrosita, fundamentalmente, é evidente nos depósitos do *Kalahari Manganese Field*, Kisenge e Azul, além da presença nos domínios metacalcários do Grupo Bambuí. Na região de Barreiras é quase inexistente a presença de rodocrosita associada aos metacalcários da Formação São Desiderio e Serra da Mamona, porém o protominério é justificado pela presença de metassiltitos manganésíferos, que ocorrem predominantemente nesta porção pericratônica do Cráton do São Francisco.

Os processos metalogenéticos associados a sedimentação marinha por fontes hidrogenéticas marca mundialmente a formação das grandes concentrações manganésíferas e ferríferas pelo planeta. Muitos dos depósitos de manganês neoproterozoicos foram depositados em fase transicional, sob regimes marinhos de sedimentação. Muitos ocorrem em uma seqüência transgressiva e não são associados com BIF's, como ocorre nos domínios do Distrito

Manganesífero do Oeste da Bahia. Alguns autores atestam que a origem deste manganês pode estar associada a fontes terrígenas ou vulcanogênicas, onde todos os principais depósitos foram formados em plataformas estáveis em ambientes de águas rasas.

A formação dos depósitos de manganês em escala substancial no Proterozoico, foi assim desencadeada por uma combinação progressiva no desenvolvimento bacinal, e da atmosfera e hidrosfera oxigenadas e foi casualmente influenciada pela presença de atividade biológica. Acredita-se que os depósitos de manganês do Oeste da Bahia, também possam ter tido influência microbiológica na formação das fases oxidadas presentes, como ocorre no *Kalahari Manganese Field*.

Semelhantes processos de formação do minério atuaram no passado geológico, como registrado em complexos de arcos de ilhas bem definidos. No regime intraplaca, nas porções pelágicas dos modernos oceanos, ocorrem depósitos extensos de caráter diagenéticos, hidrogenéticos, formação de crostas ferro-manganesíferas precoces e nódulos marinhos, muitas vezes enriquecidos em Ni, Cu, Co e ocasionalmente metais nobres (HEATH, 1981; ROY, 1981). Este fato pode ajudar a elucidar a presença de metais raros associados as concentrações manganesíferas na região do Vau da Boa Esperança.

Faz-se necessário destacar o papel do metamorfismo e da tectônica em todos os depósitos abordados, no ato de remobilizar o protominério gerado, através de soluções hidrotermais contendo metais raros, e coloca-las em processos ascensionais, oportunizando a presença de falhas e do padrão de fraturas. No topo destas sequências de origem marinha, formadas desde o Paleoproterozoico, é evidente a presença de veios preenchidos por óxidos de manganês e de concentrações com dimensões maiores ao longo de falhas e zonas de falha presentes nestes compartimentos, justificando a ação de processos supergênicos.

Como pode ser constatado, a maioria dos depósitos manganesíferos mundiais se encontram em zona de intemperismo, onde grande parte do protominério sofreu modificação por supergênese pós-deposição sedimentar. A supergênese atuou na concentração e enriquecimento dos teores de manganês, previamente formados nos protominérios. A zona da supergênese ocorre praticamente nas transições entre pacotes sedimentares distintos, onde a porção superior se faz por sedimentos arenosos e porosos que abrigam a mineralização secundária.

No tocante as relações geodinâmicas do Cenozoico, as mineralizações em pauta são regidas por processos geomorfológicos e fisiográficos comuns em regiões tropicais do planeta. Desta forma, as superfícies de aplainamentos, os ciclos erosivos e deposicionais, além das

configurações morfotectônicas, condicionaram de forma efetiva a dinâmica supergênica no ato de concentrar e enriquecer o minério de manganês, de forma considerável e econômica em todos os depósitos referenciados nestas correlações metalogenéticas.

O estudo geocronológico de $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ aplicado a criptomelana dos depósitos de manganês, fornecem informações importantes sobre a evolução do Mioceno-Plioceno nos depósitos africanos. Em termos evolutivos, a formação do minério denso de maior volume e os arenitos impregnados por óxido de manganês se deu no limite Eoceno-Oligoceno (posterior ao desenvolvimento da superfície Sul-Americana), o processo de saprolitização da Formação Posse, consequente formação do minério de manganês em plaquetas, ocorreu no Mioceno (associado a superfície Velhas), e a formação das crostas lateríticas ferro-manganesíferas na forma de pavimentos, associada as coberturas eluvionares se deu no limite Plioceno-Pleistoceno (associada a superfície Paraguaçu), sendo regidas pela forte e atuante atividade neotectônica, na compartimentação morfotectônica do Vau da Boa Esperança.

Em termos comparativos e de correlações metalogenéticas mundiais, as características geológicas, mineralógicas e geoquímicas permitem correlacionar o depósito de manganês do Vau da Boa Esperança, em relação a sequência sedimentar, ao depósito do tipo Postmasburg (Formação Hotazel) no *Kalahari Manganese Field* na África do Sul. Em relação a sequência laterítica e os processos supergênicos, são correlacionáveis com o depósito de Kisenge no Congo e com o depósito do Azul, na Província Carajás no Brasil.

A assinatura geoquímica impressa no minério de manganês do Vau da Boa Esperança, também permite correlacioná-lo aos depósitos modernos do Pacífico. Em relação as anomalias de ETR, este é correlacionável ao depósito de Xingquan na China, de idade neoproterozoico, especialmente quanto ao tálio e escândio presentes.

CAPÍTULO 11

EVOLUÇÃO METALOGENÉTICA

Com o intento de testificar um dos principais objetivos desta pesquisa, que é contribuir de forma significativa, para a criação de um modelo evolutivo e metalogenético atualizado do depósito de manganês portador de metais raros no Vau da Boa Esperança, além de fornecer subsídios práticos ao setor mineral, frente a retomada incisiva de áreas requeridas para a pesquisa mineral desta mineralização polimetálica, o foco deste capítulo configura-se na abordagem evolutiva têmporo-espacial do depósito em tela, afim de elucidar de forma integrada o cenário geológico e metalogenético que regeram a gênese das mineralizações em questão.

De forma sistemática geral, a região Oeste da Bahia está inserida geologicamente nos domínios setentrionais do Cráton do São Francisco (CSF) (BARBOSA et al. 2003). A evolução desta unidade se deu a partir de eventos geodinâmicos que iniciaram no Arqueano e sua estabilização se expressa no final do Paleoproterozoico (ALMEIDA, 1977; ALMEIDA, 1981). Esta região está assentada na porção ocidental, na região oeste do Bloco Gavião, sendo margeado pelo Orógeno Rio Preto, a noroeste. No seu interior ocorrem coberturas sedimentares neoproterozoicas que constituem o Supergrupo São Francisco, e de idade cretácea, ainda ocorre à cobertura sedimentar continental flúvio-eólica, denominada de Grupo Urucuaia (CAMPOS E DARDENNE, 1997a).

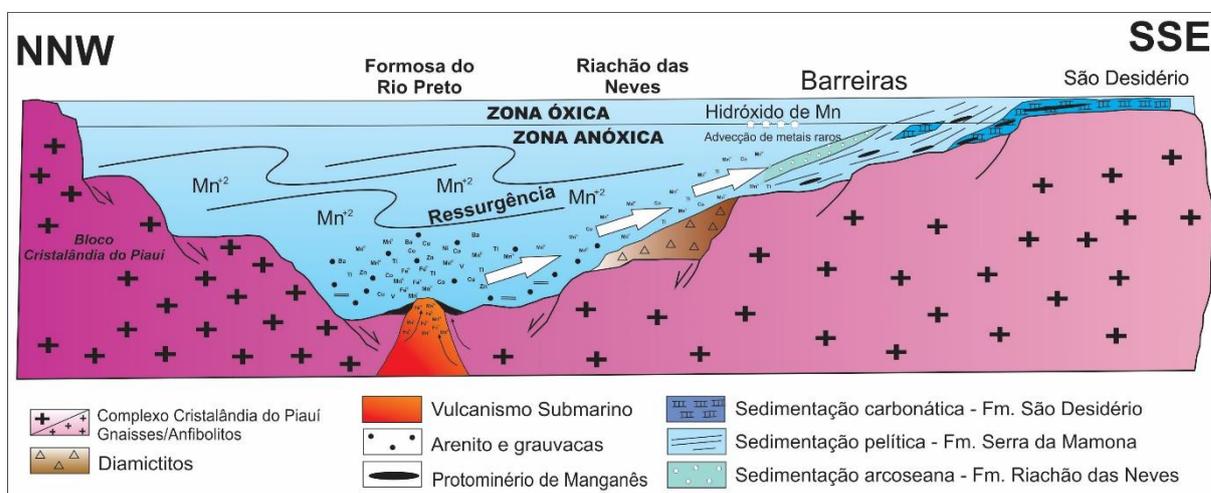
No tocante aos processos geotectônicos, estudos anteriores apontam que o CSF tenha sofrido pelo menos dois processos tafrogênicos, um de idade Estateriana (BRITO NEVES et al. 1996), registrado pelos litotipos do Grupo Espinhaço, e um segundo evento tafrogênico de idade Toniana (~0,9 Ga) relacionado a fissão do Supercontinente Rodínia por colocação de pluma mantélica de idade 0,9 Ga. O segundo é responsável pela instalação de um oceano brasileiro que ocorre concomitantemente com eventos relacionados à abertura das margens passivas que individualizaram o Cráton São Francisco, promovendo a instalação da Bacia Rio Preto e do mar Bambuí (Figura 11.1).

Do ponto de vista evolutivo, pode-se dizer que associado a estes regimes flexurais, começou a desenvolver parte significativa do preenchimento sedimentar da sequência intracratônica/antepaís da Bacia do São Francisco, que é uma bacia policíclica pouco deformada na parte central e deformada em suas bordas. Misi (1979) reporta que esta sedimentação teve início com uma deposição detrítico-clástica da Bacia Rio Preto, que corresponde atualmente ao Orógeno Rio Preto, passando para uma sedimentação química transgressiva na zona

Por volta de 760 Ma ocorreu acreção da porção meridional do Arco Magmático de Goiás à porção sudoeste do Cráton São Francisco (PIMENTEL et al 2000). Segundo Dardenne (2000) esta colisão foi responsável pela inversão da bacia sedimentar, onde o avanço de águas com configuração epicontinental condicionou a deposição dos sedimentos representados pelos litotipos do Grupo Bambuí.

Como já reportado anteriormente, em relação aos processos mineralizadores marinhos, o manganês na forma bivalente teria migrado por correntes submarinas até alcançar altos do embasamento, devido a menor espessura da lâmina d'água anóxica e ao maior caráter oxidante, o manganês seria oxidado e precipitado juntamente com as sucessões metapelíticas e metacarbonáticas que compõe o Grupo Bambuí na região de Barreiras (SOUZA, 2013). Fenômenos de transgressão e regressão marinha relacionado a ciclos glaciogênicos, possivelmente tenham condicionado a precipitação de sedimentos hidrogenéticos ricos em manganês com Co, Ni, Tl, Zn, Cu, Ba e V, promovendo a geração da rocha hospedeira (protominério) (Figura 11.3).

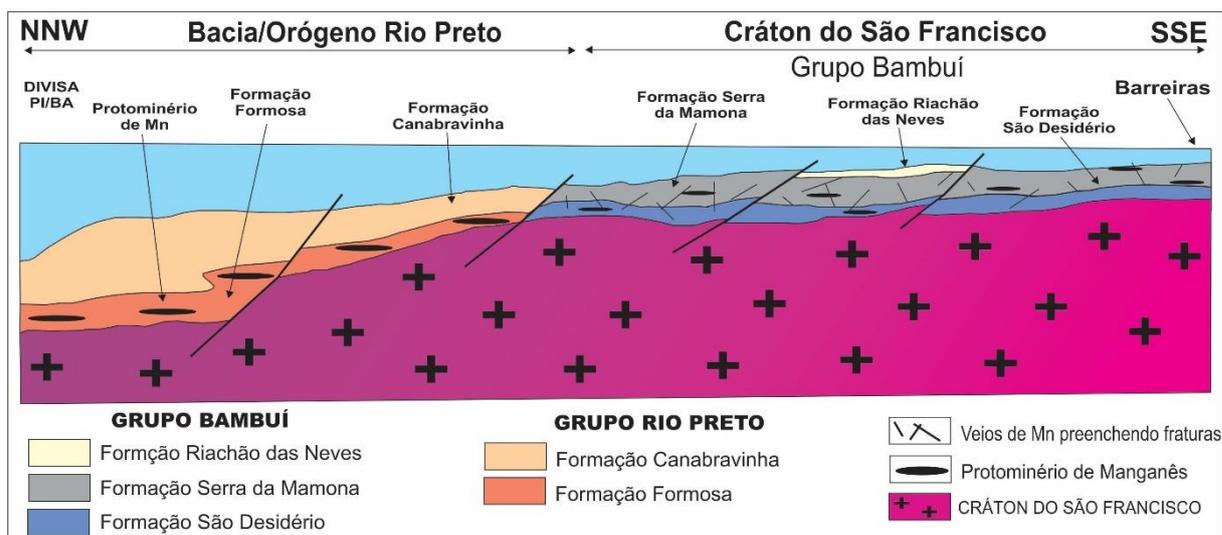
Figura 11.3 – Modelo esquemático dos fenômenos de ressurgência das águas mais profundas da Bacia Rio Preto, com influência de vulcanismo submarino em 0.8 Ga no Neoproterozoico



No que se refere à compartimentação tectônica impressa no Oeste da Bahia, pode-se dizer que a arquitetura do CSF foi herdada da Orogênese Brasileira/Pan-africana que afetou grande parte dos continentes africano e sul-americano. A idade de duração do ciclo orogênico data do final do Neoproterozoico ao início do Paleozoico (ALMEIDA, 1967), este evento tectono-termal que amalgamou o paleocontinente Gondwana Ocidental deixou cicatrizes ao redor do cráton, tratando-se dos orógenos marginais, onde cabe destaque pela proximidade da área de estudo com os Orógenos Brasília a oeste, e o Orógeno Rio Preto a noroeste.

Este evento teve início com inversão das margens passivas, onde a aproximação dos crátons Amazônico, Congo, Luís Alves, São Francisco, São Luís, Oeste Africano além de blocos menores, ocasionou aperto do oceano brasileiro, que em algumas porções refletiu na forma de um regime flexural ligado a sobrecarga das frentes orogênicas que começaram a se formar na região, dando o *start* inicial na formação do Orógeno Rio Preto (MARTINS-NETO e ALKIMIN, 2001) (Figura 11.4).

Figura 11.4 – Modelo esquemático de regime flexural ligado a sobrecarga das frentes orogênicas que começaram a se formar, originando o Orógeno Rio Preto em 0.7 Ga



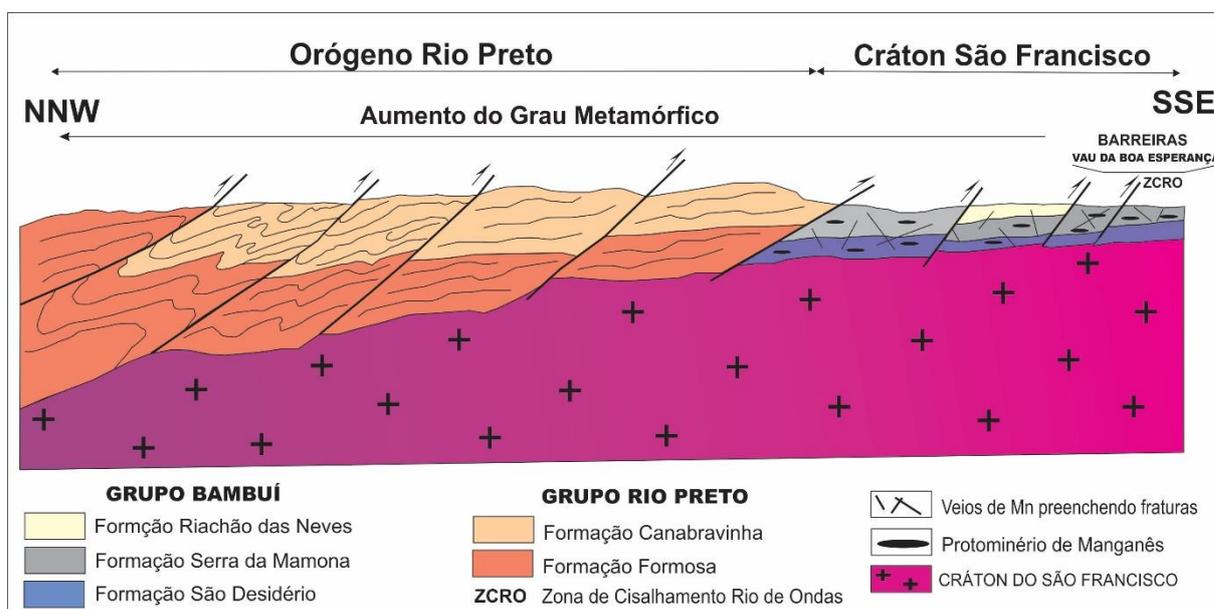
Sendo assim é importante salientar que de leste para oeste do CSF, há um aumento da deformação e intensidade do metamorfismo da cobertura neoproterozoica do Grupo Bambuí, que passa de um contexto sedimentar para coberturas levemente metamorfisadas, e, por conseguinte, rochas metamórficas de grau baixo na configuração de uma bacia de antepaís. Segundo Fonseca et al (1995), o referido grupo representaria o Antepaís Externo do Orógeno Brasília. Regionalmente esta evolução é muito importante do ponto de vista metalogenético, já que quase todos os depósitos sedimentares do Grupo Bambuí estão localizados na porção oeste do CSF e relacionados a este ciclo orogênico.

Na região de Barreiras na porção noroeste do CSF, a compartimentação tectônica apresenta um *trend* geral NE-SW, herdado da estruturação do Orógeno Rio Preto. Segundo Caxito (2010) o Grupo Rio Preto (GRP) se desenvolveu ao longo da abertura de uma bacia do tipo *rift*, cronocorrelata aos grupos Santo Onofre na Bahia e à seção *rift* do Grupo Macaúbas, em Minas Gerais. Ainda segundo o mesmo autor, a inversão da bacia teria ocorrido durante a Orogênese Brasileira, resultado da interação destrutiva transpressiva destrógera entre o bloco

de Cristalândia do Piauí a norte, e o Cráton do São Francisco a sul. Sendo assim, pode-se inferir que relacionado a estes movimentos convergentes, possivelmente tenha ocorrido migração do depocentro da bacia para sul, que acompanhados de eventos de deglaciação (DARDENNE, 1978), resultou num intenso episódio de transgressão e regressão marinha sobre o CSF com deposição de plataformas carbonáticas.

Egydio-Silva (1989) propôs uma compartimentação em cinco domínios lito-estruturais para o Oeste da Bahia, que foram revisados posteriormente por Caxito (2010), onde de NNW para SSE têm-se o Domínio do Embasamento, Domínio Interno, Domínio Central de Vergência Centrífuga, Domínio Pericratônico, e o Domínio Cratônico. A região do Vau da Boa Esperança insere-se no Domínio Pericratônico, onde as litologias pertencentes a este domínio, são compostas por diferentes formações do Grupo Bambuí, que são constituídas por metacalcários, metapelitos, ardósias, metarcóseos e metamargas, e que podem ser ordenadas da base para o topo como Formação São Desidério, Formação Serra da Mamona e Formação Riachão das Neves, todas sofreram processos anquimetamórficos, apresentando pelo menos uma fase regional marcante de foliação penetrativa planar (Figura 11.5). Acredita-se que esta foliação seja fruto da propagação dos esforços transpressivos destrógeros, ocorridos durante a estruturação do Orógeno Rio Preto (~600-550 Ma), com direção preferencial NE-SW (CAXITO, 2010), além da geração de veios de manganês e quartzo, preenchendo o padrão de fraturas na região de Barreiras.

Figura 11.5 – Modelo esquemático da compartimentação tectônica da região de Barreiras, na porção noroeste do CSF, herdada da estruturação do Orógeno Rio Preto



Também como afirmado nos processos mineralizadores, as estruturas geológicas mais expressivas no Vau da Boa Esperança, tal como o padrão de fraturas e a Zona de Falha Rio de Ondas, exerceram influência significativa na geração do minério de manganês portador de metais raros. Estas estruturas são relacionadas aos eventos finais da estruturação do Orógeno Rio Preto e a Bacia do São Francisco, representada pelo Grupo Bambuí, ao passo que funcionaram como canais de escape de fluidos hidrotermais por descompressão. A presença de veios de manganês, sugere um controle estrutural apoiado em zona de falha dextral, com padrão de fraturas R' e R, canalizando as soluções geradoras do minério de manganês de caráter hidrotermal.

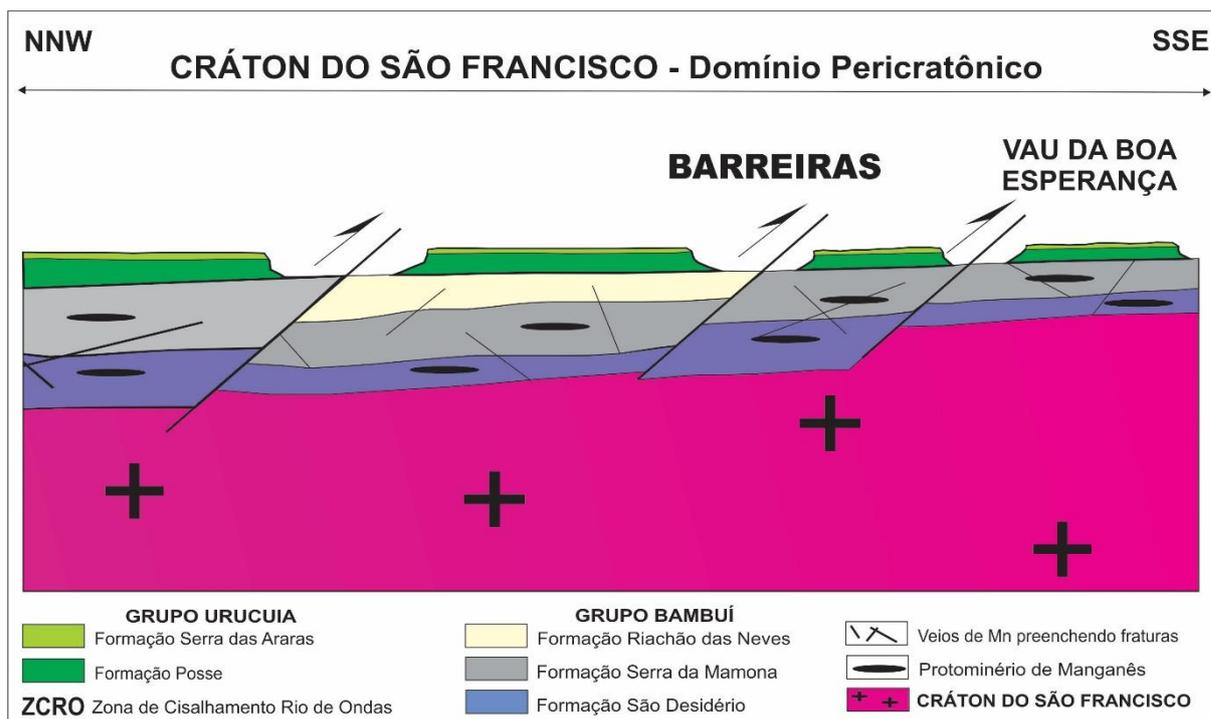
Em síntese, os minerais de manganês que estão nos planos de foliação, formando bandas enriquecidas, também se concentraram em planos de fraturas, na forma de veios preenchidos por óxido de manganês, indicando uma remobilização possivelmente condicionada por ação de fluidos hidrotermais tardios da fase transtencional, promovendo esforços rúpteis e de espaçamento, e conseqüentemente a formação de veios por ação de fluidos ricos em manganês e metais raros. Em algumas porções próximas a ZFRO ocorrem a formação de crostas e nódulos polimetálicos nas partes mais superficiais, associados aparentemente a zonas de alívio como fraturas, combinando fontes hidrotermais e hidrogenéticas as quais precipitaram crostas em eixos ativos de espalhamento, sejam em arcos vulcânicos, zonas de fratura ou edifícios com topos planares semelhantes a chapada, como ocorre próximo ao eixo da Zona de Falha Rio de Ondas (ZFRO), no Vau da Boa Esperança.

Após a consolidação e cessamento dos processos colisionais, frutos da orogenia brasileira no Ordoviciano Médio, o Supercontinente Gondwana apresentou relativa estabilidade tectônica durante todo o Paleozoico, isto porque, com exceção do norte da África, o Gondwana não foi afetado pelas colisões continentais que levaram à formação do Pangeia. Porém, Campos e Dardenne (1997b) reportam que a atenuação dos esforços compressivos nas fases finais da orogênese brasileira (descompressão do orógeno), pode ter contribuído com uma pequena subsidência do conjunto para a formação de uma calha deposicional (protobacia) que receberia os sedimentos paleozoicos da Bacia Sanfranciscana (SGARBI et al. 2001).

Ainda reportado pelos mesmos autores, com continuação dos processos distensivos, e conseqüentemente passagem da fase *rift* para pós-*rift* (durante Meso-Neocretáceo) na margem continental, há inversão nos campos de tensão que passa de extensivo para compressivo no interior das placas sul-americana e africana. Chang et al. (1992) colocam que as tensões intraplaca seriam responsáveis pelo aumento da subsidência flexural gerada na fase anterior,

promovendo a formação do Grupo Urucuia, nesta fase depositam-se sedimentos de natureza predominantemente arenosa num ambiente formado por depósitos eólicos de campos de dunas secas e úmidas, fluvial entrelaçado depositado em canais e fluvial entrelaçado sedimentado em lençóis de areia e cascalho (Figura 11.6).

Figura 11.6 – Modelo esquemático posterior a deposição do Grupo Urucuia, com reativações frequentes de cavalgamentos brasileiros na região de Barreiras



No fim do Cretáceo e início do Paleogeno, a região passou por um tempo de estabilidade tectônica, em que se desenvolveu a Superfície Sul-Americana (HASUI, 2010). Os processos pós-Cretáceo, em sua maioria são iniciados em decorrência de significativas mudanças climáticas, e são acompanhados de processos de desnudação do relevo. Na região do Vau da Boa Esperança, os relevos mesiformes sustentados pelos arenitos silicificados do Grupo Urucuia sugerem que, devido a alteração climática brusca, houve atuação de processos erosivos que aplainaram a região como um todo, a partir do Terciário Inferior, entre o fim do Cretáceo e o início do Mioceno, associado à Superfície Sul-Americana, (KING, 1956).

A supergênese atuou como mecanismo final de enriquecimento do minério, e aumentou de forma significativa seu fator de concentração. As maiores concentrações do minério de caráter denso, além dos arenitos impregnados por óxido de manganês, bem como

toda a associação do minério com o desenvolvimento do perfil laterítico, se apoia em evidências texturais e geoquímicas no processo de supergênese e laterização associadas.

Esforços tectônicos seriam responsáveis por colocar pequenas porções de rochas impermeáveis, como os siltitos manganésíferos em contato com arenitos porosos, além de estabelecer um padrão de fraturas, que de certa forma intensificou o intemperismo destas rochas basais, favorecendo percolação de água meteórica a níveis mais profundos. As formas do relevo tem importância significativa, pois é associado as porções mais planas e rebaixadas que se observa maior atuação de intemperismo químico, promovendo reações químicas responsáveis pela geração dos maiores volumes de minério de manganês (SOUZA, 2013).

A primeira fase da supergênese promoveu a formação das maiores concentrações da mineralização, alocadas exatamente na descontinuidade entre os Grupos Bambuí e Urucuia, no limite Eoceno-Oligoceno, consistindo no minério de Mn denso, acinzentado, e aparentemente sem quartzo visível, além da geração dos arenitos impregnados por óxido de manganês, caracterizados por apresentar quantidades consideráveis de minério de manganês em meio aos estratos basais de arenitos da Formação Posse, onde muitas vezes encontram-se alterados pelas intempéries exibindo na maioria das vezes sílica microcristalina precipitada (Figura 11.7).

Figura 11.7 – Modelo esquemático para a formação inicial do vale do Rio de Ondas e atuação da primeira fase da supergênese



As maiores concentrações, relacionadas a totalidade do minério denso, foram geradas pela supergênese, enriquecendo o minério com teores relativamente altos de elementos traço, e definindo a assinatura geoquímica, assim as maiores concentrações do minério estão enriquecidas em Co, Ni, Cu, Zn, V, Tl e Ba, além dos ETR leves, principalmente Ce, porém os valores de Y, Nb e Th são relativamente baixos, atestando a assinatura geoquímica desta mineralização, já indicada nas fácies sedimentares contendo a mineralização primária em Co,

Tl, Ni, Cu, Zn, V e Ba, porém a supergênese enriqueceu de forma relativamente alta a concentração destes elementos.

Ciclos erosivos com movimentos epirogenéticos e ativação neotectônica promoveram esforços localizados, responsáveis pelo deslocamento de água conata e/ou meteórica conduzidas por porosidade primária e/ou secundária, conduzindo a circulação destas soluções que foram posteriormente remobilizadas para as porções superficiais. Associados aos processos de desnudação e reconformidade do relevo, e fruto dos processos intempéricos há formação de coberturas superficiais cenozoicas, podendo elas serem classificadas em coberturas aluvionares, coluvionares e eluvionares.

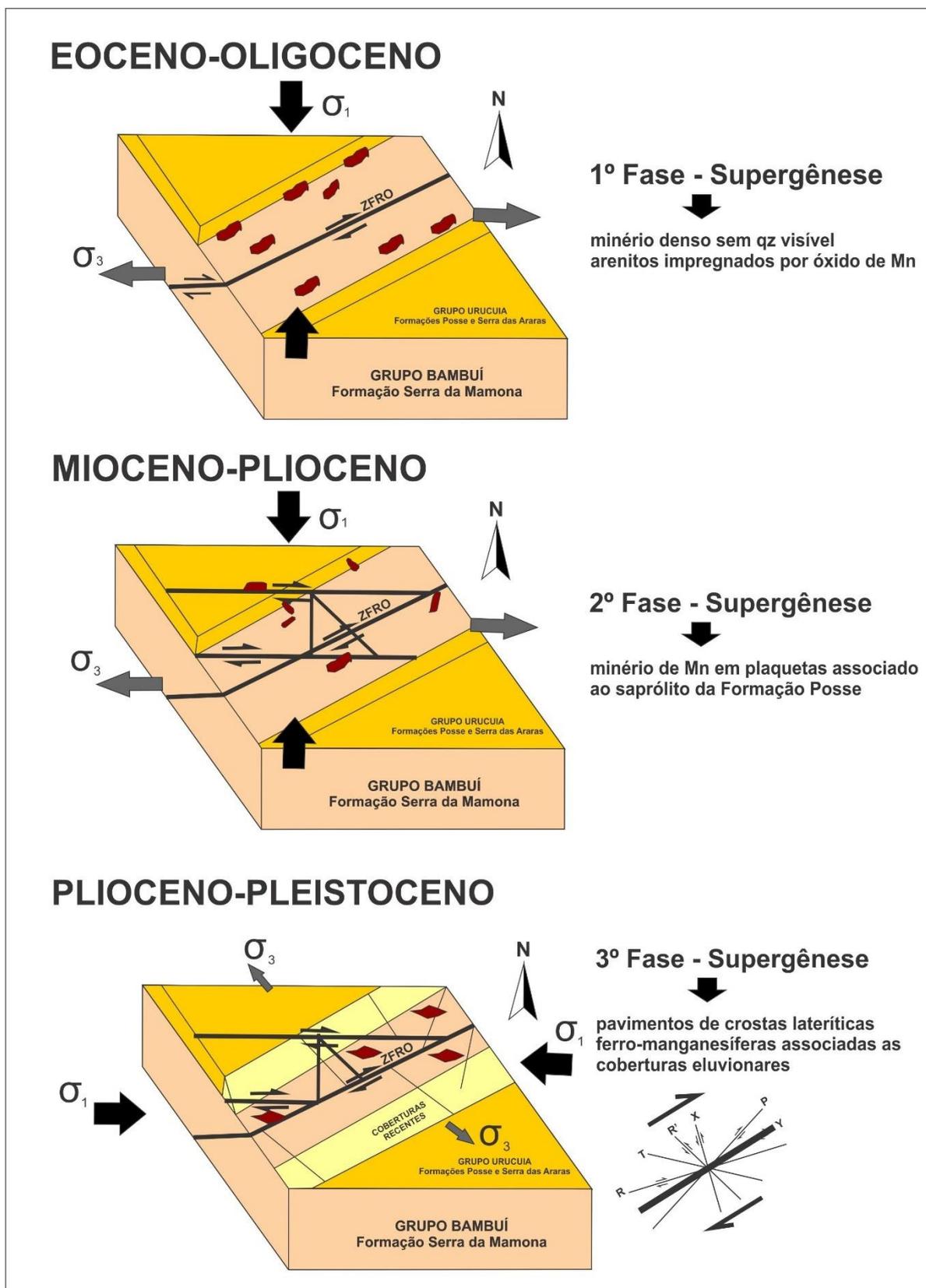
A formação de coberturas sedimentares cenozoicas nas porções intermediárias do relevo, predominantemente nas rampas coluvionares e materiais eluvionares entre as estreitas planícies ao longo do Rio de Ondas e as escarpas do relevo, estão relacionadas com o arranjo estrutural que condicionou através da neotectônica o local de deposição destes litotipos.

A formação dos planaltos, morros isolados e serras alongadas estão relacionados com o regime neotectônico que sucedeu ao regime distensivo anterior, gerando falhas transcorrentes e posteriores abatimentos com basculamentos de blocos mergulhando rumo à calha das principais drenagens. O rearranjo estrutural na região do Vau da Boa Esperança proporcionou a reorganização da rede de drenagem, gerando anomalias com direções gerais N-S e E-W, além de modificações em canais de direção NE e NW, e cotovelos N-S e E-W que delimitam e condicionam o modelamento das unidades de relevo.

A segunda fase da supergênese associada ao desenvolvimento do perfil laterítico, no Mioceno, promoveu a formação do minério de manganês na forma de plaquetas entre os saprólitos da Formação Posse e as coberturas colúvio-eluvionares. Finalmente, ocorreu a terceira fase da supergênese, no limite Plioceno-Pleistoceno, gerando as crostas lateríticas ferromanganesíferas, na forma de extensos pavimentos associados as coberturas colúvio-eluvionares. Estas ocorrem de forma bastante localizadas como concreções e crostas na forma de blocos e assoalhos muito resistentes.

A Figura 11.8 apresenta uma síntese evolutiva associada a geodinâmica cenozoica, às três fases de atuação da supergênese na geração das tipologias associadas ao minério denso e ao perfil laterítico, bem como a ação da neotectônica na definição do arranjo estrutural de conformação morfotectônica do Vau da Boa Esperança.

Figura 11.8 – Modelo esquemático da geodinâmica cenozoica aliada a neotectônica na geração da mineralização manganésifera, bem como no arranjo morfotectônico do Vau da Boa Esperança



Barbosa (1982) justifica que as mineralizações se originaram por processos supergênicos, que atuaram sobre o protominério, representados por pelitos manganésíferos, transformados em óxidos (pirolusita e psilomelano), possivelmente enriquecidos durante o transcurso dos ciclos geomorfológicos Velhas (Plioceno) e/ou Paraguaçu (Pleistoceno), ou de episódios climáticos mais recentes.

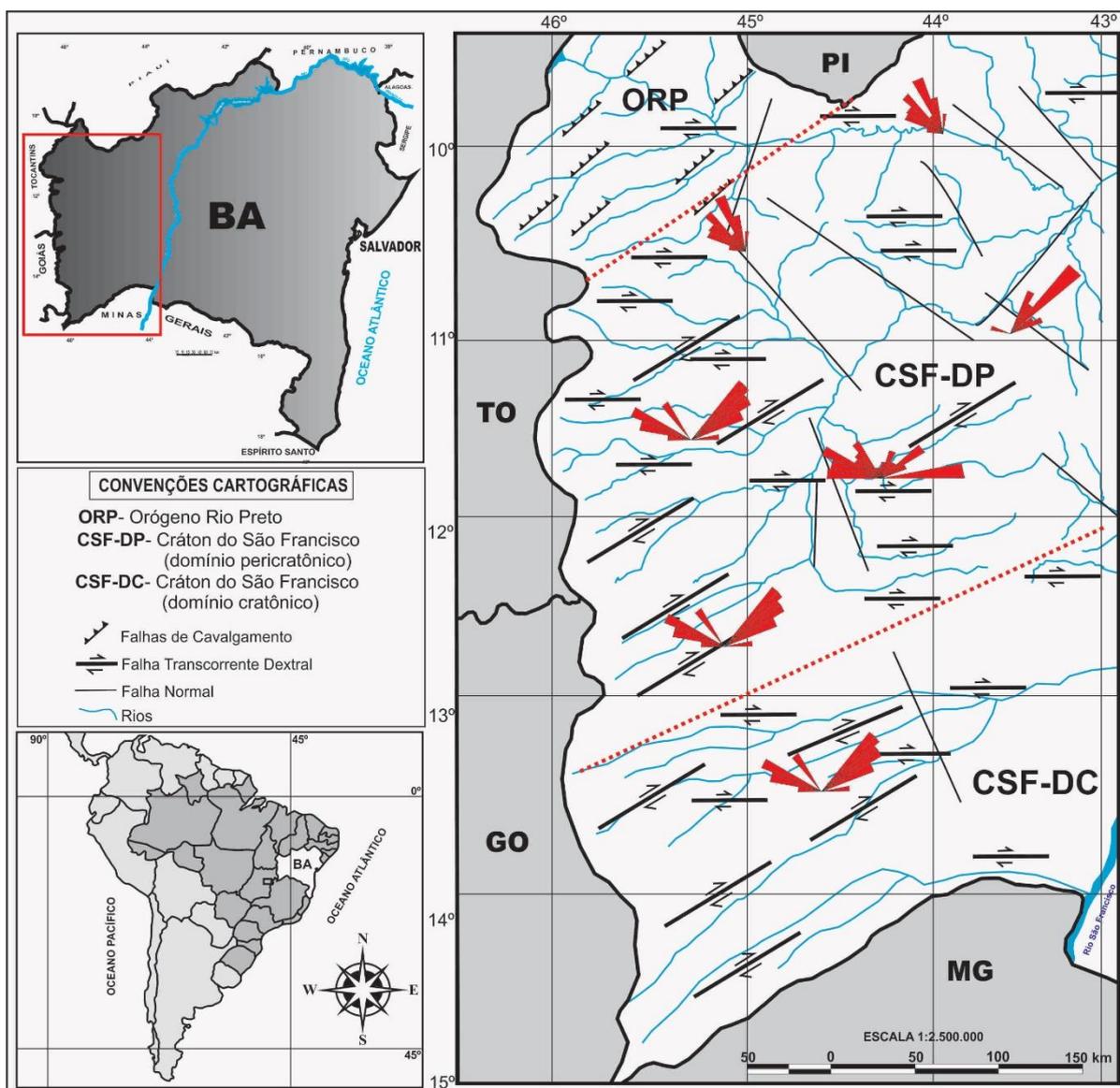
Em termos evolutivos, a formação do minério denso de maior volume e os arenitos impregnados por óxido de manganês se deu no limite Eoceno-Oligoceno (posterior ao desenvolvimento da superfície Sul-Americana), o processo de saprolitização da Formação Posse, consequente formação do minério de manganês em plaquetas, ocorreu no Mioceno-Plioceno (associado a superfície Velhas), e a formação das crostas lateríticas ferro-manganésíferas na forma de pavimentos, associadas as coberturas eluvionares se deu no limite Plioceno-Pleistoceno (associada a superfície Paraguaçu), sendo regidas pela atividade neotectônica na compartimentação morfotectônica do Vale do Rio de Ondas.

Em relação a atividade neotectônica, a primeira observação a ser discutida é devido à intensidade da neotectônica no papel de deformação das coberturas cenozoicas no Oeste da Bahia. As deformações causadas pela neotectônica são responsáveis pela distribuição destas coberturas arranjadas em níveis topográficos intervalares, e como extensas áreas aplainadas entre as escarpas de recuo dos Chapadões do Urucuia a oeste a Serra do Espinhaço a leste.

Janoni et al. (2016b) justifica que as reativações de falhas e fraturas preexistentes deformaram os pacotes sedimentares recentes, estabelecendo um arranjo geométrico entre as zonas de ocorrências destas coberturas com a justaposição feixes de lineamentos de direção NE/SW, mas deslocando parte destes materiais. As feições normais NE-SW e NW-SE exercem forte controle estrutural na rede de drenagem, enquanto que as transcorrências dextrais, de direção ENE-WSW encaixam os principais rios regionais, e as feições transcorrentes de direção N-S exercem forte influência no rearranjo da drenagem.

Por fim, os mesmos autores afirmam que os regimes tectônicos aplicados no Oeste da Bahia referem-se a atuação de um primeiro regime compressivo relacionado ao ciclo Brasileiro gerando zonas de Falha dextrais NE-SW, responsáveis pela instalação dos rios regionais, seguido por um evento transcorrente E-W associado a estruturas transcorrentes no Mioceno, e por fim, a implantação de um regime Plio-Pleistoceno transtensivo com falhamentos NW-SE e NE-SW, responsáveis pela estruturação das coberturas sedimentares cenozoicas e a presença de anomalias da rede de drenagem, refletindo na mudança brusca de direção de alguns canais de drenagens (Figura 11.9).

Figura 11.9 - Arcabouço neotectônico da região Oeste da Bahia, evidenciando as falhas maiores e as direções principais do padrão de fraturas regional

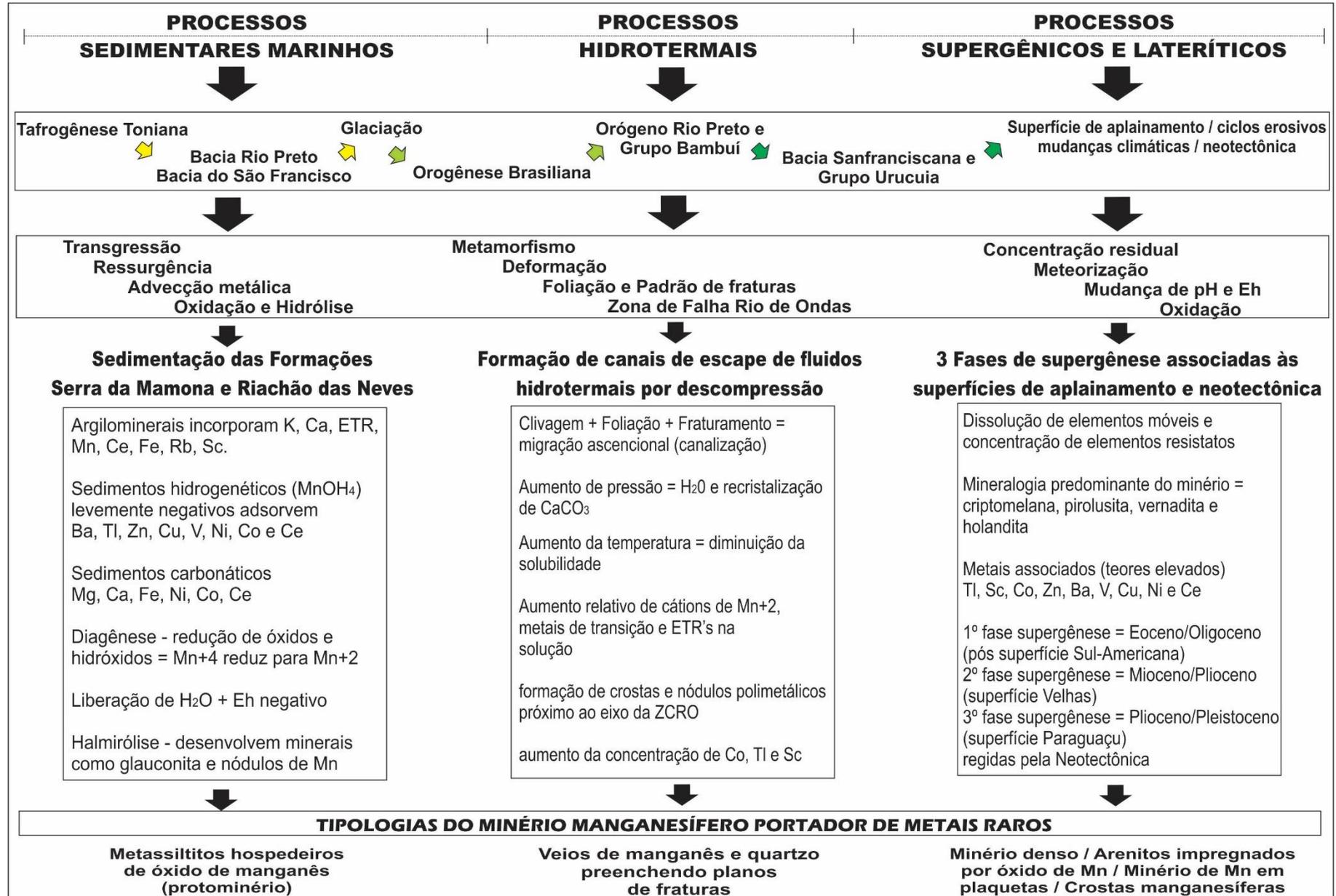


Fonte: Modificado de Janoni et al. (2016b)

Em relação a estas evidências, a atividade neotectônica é expressiva, no modelamento do relevo, no arranjo da rede de drenagem e junto as coberturas recentes nos domínios setentrionais do CSF na região Oeste da Bahia.

A Figura 11.10 apresenta de forma sucinta e esquemática o modelo genético para o minério manganésífero portador de metais raros do Vau da Boa Esperança, na região de Barreiras no Oeste da Bahia, enquadrando os principais processos mineralizadores em sedimentares marinhos, hidrotermais e enriquecimento supergênico, bem como as relações geotectônicas fundamentais aliadas aos processos geoquímicos, mineralógicos e da dinâmica cenozoica, completando a proposta substancial desta tese de doutorado.

Figura 11.10 – Modelo genético para o minério manganésífero portador de metais raros do Vau da Boa Esperança – Oeste da Bahia



CAPÍTULO 12

CONCLUSÕES

O depósito de manganês portador de metais raros do Vau da Boa Esperança, na região de Barreiras, apresenta uma identidade bastante singular pelo caráter polimetálico, tornando-o destaque no cenário metalogenético do Brasil. O presente trabalho dedicou-se ao entendimento e proposição de um modelo metalogenético inédito para estas ocorrências, estabelecendo a relação entre as rochas encaixantes e as mineralizações manganésíferas portadoras de metais raros no Vau da Boa Esperança.

O substrato litoestratigráfico do Vau da Boa Esperança é representado pelos litotipos que configuram o Grupo Bambuí de idade neoproterozoica, mais especificamente a porção das Formações Serra da Mamona e Riachão das Neves. Os litotipos dessas formações que compõe o referido grupo na área mapeada são compostos essencialmente por uma sequência de ambiência marinha, predominantemente metapelítica, com lentes de metacalcários calcíticos, metamargas, metassiltitos e metarenitos arcoseanos, e metacalcários imaturos ocorrem subordinadamente.

Superior a este conjunto, de idade neocretácea, ocorrem os litotipos do Grupo Urucua representados pelas Formações Posse e Serra da Araras, ambas de caráter arenoso, geradas em condições de aridez, com variações de ambientes fluvial-eólico com campos de dunas. As coberturas cenozoicas paleogenas-neogenas, devido a expressividade na área mapeada, foram subdivididas em: (i) coberturas eluvionares; (ii) coberturas coluvionares, preservadas junto às áreas de chapadões, próxima às escarpas de regressão e canais de drenagens e, (iii) coberturas aluvionares essas últimas situadas nas margens do Rio de Ondas e cursos d'água relacionados.

Em relação aos ambientes deposicionais, o aumento da sedimentação detrítica na região de Barreiras sugere uma plataforma aberta, onde a ação de ondas e correntes de marés ativas proporcionou um ambiente de alta energia com abundância de material detrítico, como as rochas metapelíticas e metareníticas da Formação Serra da Mamona. O topo desta formação marca uma sedimentação mais grossa, indicando o início de uma fase de regressão marinha, cuja progressão marca a deposição dos metarcóseos e metarenitos finos da Formação Riachão das Neves.

A Formação Posse foi formada em ambiente característico de lençóis arenosos úmidos intercalados com lençóis arenosos secos, com dunas isoladas, sendo o resultado de

processos principalmente eólicos (em campos de dunas) e fluviais (rios entrelaçados), já a Formação Serra das Araras evidencia caráter típico de fácies de ambiente deposicional fluvial-eólico. Estes ambientes são interpretados como planícies arenosas, dominadas por sedimentação subaquosa, com presença de sedimentação rápida de alta energia, formando canais efêmeros. As formas de ocorrência indicam que grande parte da sedimentação do GU foi gerada sob condições de aridez, contudo, foi extremamente arrasada pelas superfícies de aplainamento associadas aos ciclos erosivos que a área foi submetida.

A análise estrutural permitiu a caracterização das estruturas deformacionais em um regime dúctil, caracterizado pelas foliações na direção NE/SW, impressas nos litotipos das formações Serra da Mamona e Riachão das Neves, do GB. As estruturas deformacionais rúpteis correspondem ao padrão de fraturas impresso nas referidas unidades citadas anteriormente, e sobretudo nas Formações Posse e Serra das Araras, do GU sobrejacente.

A área foi afetada por apenas uma fase de deformação. Os elementos estruturais observados nestas unidades do GB se justificam com clivagem penetrativa, dobras em *chevron* e *kink*, além de uma foliação marcada pelo plano máximo de direção *strike/dip* N240°/32°NW.

Os padrões de famílias de fraturas permitiram a observação da região do Vau da Boa Esperança na porção noroeste e sudeste. A porção noroeste apresenta como padrões de fraturas direções com máximo dos planos *strike/dip* N160°/88°SW e N340°/88°NE (juntas e fissuras), e direções N252°/66°SE (fraturas cisalhantes). A porção sudeste apresenta direções NW/SE, com máximas dos planos *strike/dip* N342°/89°NE e N162°/88°SW, e direções NE/SW, com máximas dos planos N069°/87°SE e N249°/88°NW (juntas e fissuras). Com a análise dos dados, foi possível notar uma mudança significativa na direção de propagação das fraturas, nas duas porções da região do Vau da Boa Esperança.

Foi possível constatar também a presença de uma zona de falha transpressiva dextrógera, a Zona de Falha Rio de Ondas (ZFRO), com mergulhos de alto ângulo para norte-noroeste (máximo modal: N230°/78°NW). Esta estrutura está associada às deformações brasileiras do Orógeno Rio Preto, que não afetaram os litotipos do Grupo Urucuaia. O regime tectônico aplicado no Oeste da Bahia refere-se à atuação de um regime compressivo relacionado ao ciclo Brasileiro, gerando zonas de falha transpressivas dextrais NE-SW associadas ao sistema Riedel para zonas transcorrentes, responsáveis pela instalação dos rios regionais, com isto, os veios de manganês no Vau da Boa Esperança, sugere um controle estrutural apoiado em zona de falha dextral, com padrão de fraturas R' e R, canalizando as soluções geradoras, e

posteriormente às reativando, promovendo uma ação supergênica, regida pela atividade neotectônica.

O depósito de manganês portador de metais raros do Vau da Boa Esperança possui uma área de aproximadamente 10.515 ha, dispersos em meio ao vale do Rio de Ondas, perfazendo aproximadamente um total de 104 ocorrências, divididas em quatro domínios mineralizados: (i) Vau da Boa Esperança na porção centro-oeste; (ii) Sucuriú na porção norte; (iii) Quente Frio na porção centro-leste; e (iv) Serra da Bandeira no extremo nordeste.

Os tipos do minério foram divididos em seis categorias, de acordo com parâmetros macroscópicos, morfológicos, petrográficos e mineralógicos, sendo: rocha hospedeira (protominério); veios de manganês preenchendo fraturas; minério denso sem quartzo visível; arenito impregnado por óxido de manganês; minério de manganês em plaquetas; e crostas lateríticas ferro–manganesíferas. A ocorrência de crostas e nódulos polimetálicos ocorrem de forma tão localizada e pontual, próximo a ZFRO que não coube nesta tese discriminá-las como tipologias de interesse.

Quanto a mineralogia do minério, a rocha hospedeira (protominério) é caracterizada por metassiltitos contendo quartzo, muscovita, sericita e minerais opacos, os veios de minério de manganês apresentam dimensões milimétricas a centimétricas e ocorre a associação de quartzo e minerais de manganês. O minério denso de manganês situado na interface entre os grupos Bambuí e Urucuia apresenta pirolusita, criptomelana e vernadita, os arenitos impregnados por óxido e manganês são compostos por pirolusita, criptomelana e quartzo, e em termos texturais são similares a brechas, onde os minerais de manganês preenchem os espaços nos interstícios dos grãos de quartzo. O minério de manganês na forma de plaquetas ocorre como placas em média de 20 cm de comprimento, onde foram identificados criptomelana, pirolusita, vernadita e holandita, e como mineral de ganga há a presença de quartzo. E por fim, as crostas lateríticas ferro-manganesíferas revelou a presença de despujolsita, criptomelana e goethita, sendo os minerais de ganga compostos por argilominerais e quartzo.

Em termos geoquímicos, no intuito de definir o quantitativo geoquímico e a relação comportamental dos elementos presentes, foram realizadas 36 análises químicas para certificação do real quantitativo geoquímico dos elementos maiores, menores, traço e ETR's do material amostrado, e foi aplicada a geoquímica de rochas (litogeoquímica), a geoquímica do minério e a geoquímica do perfil laterítico.

As concentrações médias dos elementos maiores desde a rocha hospedeira (metassiltitos) até o topo do perfil laterítico é marcado pela diminuição de SiO₂, MgO, CaO,

Na₂O e P₂O₅, indicando um padrão de enriquecimento proporcionado evidentemente pela supergênese. Ocorre um aumento de MnO, Fe₂O₃, TiO₂, K₂O e Al₂O₃, onde é notável um padrão anômalo para MnO, por constituir a mineralização.

Em relação aos elementos menores e traço, a distribuição mostra uma evolução positiva dos elementos Co, Ni, Cu, Zn, V, Tl, Sr e Ba ao longo do perfil mineralizador, ao passo que, ocorrem uma diminuição gradual dos elementos Y, Nb, Th e U no perfil. Ao longo do perfil mineralizador a assinatura geoquímica se manteve no minério e no perfil laterítico, ressaltando a presença de Co, Ni, Cu, Zn, V e Ba, além do Mn, justificados na rocha hospedeira (metassiltitos). Esta associação polimetálica, com elevados teores de Co, Tl e Sc associados ao manganês, é o fator diferencial que torna este depósito atrativo e inédito sob a ótica da metalogênese, se comparado a outros depósitos mundiais.

Os elementos Terras Raras se apresentam ao longo do perfil mineralizador com comportamentos similares ao padrão de fracionamento em todos os horizontes mineralizados, ou seja, com enriquecimento dos ETR leves em relação aos ETR pesados. As curvas de distribuição apontam uma anomalia positiva de Cério em todos os horizontes mineralizados ao longo do perfil. A anomalia não é evidenciada na rocha hospedeira (metassiltitos), o que demonstra que de fato houve redistribuição e concentração dos ETR, em especial ao Cério, ao longo de todo perfil mineralizador.

No tocante aos processos mineralizadores que arquitetaram o depósito de manganês portador de metais raros no Vau da Boa Esperança, as concentrações primárias deste depósito se deram em ambiência plataformar marinha em condições oxidantes. Durante os eventos deformacionais houve atuação incipiente de processos hidrotermais, e posteriormente predominou a ação de processos supergênicos, devido à insolubilidade do manganês e oscilações do nível freático, concentrando o minério no perfil laterítico completando o quadro metalogenético deste depósito.

Fenômenos de transgressão e regressão marinha relacionada a umidificação climática e a ciclos glaciogênicos, possivelmente tenham intensificado a precipitação de sedimentos hidrogenéticos ricos em manganês, tal fato é corroborado pela configuração dos litotipos das Formações Serra da Mamona e Riachão das Neves, onde foi possível reconhecer pelo menos três unidades que caracterizam uma sequência transgressiva (unidade 1 e 2), seguida de regressão (unidade 3).

A influência mínima de fluidos hidrotermais na formação do depósito é atribuída baseado nas estruturas geológicas canalizadoras de soluções manganésíferas, na formação de

crostas e nódulos polimetálicos, e nas texturas e mineralogia do minério, além das relações geoquímicas reveladas.

O processo mineralizador associado a supergênese atuou como mecanismo final de enriquecimento do minério, e aumentou de forma significativa seu fator de concentração. As maiores concentrações do minério de caráter denso, além dos arenitos impregnados por óxido de manganês, bem como toda a associação do minério com o desenvolvimento do perfil laterítico, se apoiam em evidências texturais e geoquímicas no processo de supergênese e laterização associadas, ou seja, é a ação supergênica que protagonizou a metalogênese das mineralizações em tela.

Em termos comparativos e de correlações metalogenéticas mundiais, as características geológicas, mineralógicas, geoquímicas permite correlacionar o depósito de manganês do Vau da Boa Esperança, em relação a sequência sedimentar, ao depósito do tipo Postmasburg (Formação Hotazel) no *Kalahari Manganese Field*, na África do Sul. Em relação a sequência laterítica e os processos supergênicos, são correlacionáveis com o depósito de Kisenge no Congo, e com o depósito do Azul, na Província Carajás, no Brasil. Em termos geoquímicos, a assinatura geoquímica impressa no minério de manganês do Vau da Boa Esperança, também permite correlacioná-lo com os depósitos modernos do Pacífico, e com o depósito neoproterozoico de Xingquan na China, em relação as anomalias de ETR presente.

Em termos evolutivos e metalogenéticos, grande parte dos elementos metálicos que configuram o depósito em pauta, foram gerados por erupções vulcânicas submarinas, constituindo a fonte principal de Mn depositado no fundo oceânico, liberado pela meteorização submarina, estes teriam migrado por fenômenos de ressurgência das águas mais profundas da Bacia Rio Preto, de idade meso a neoproterozoica instalada na porção norte, onde se faz presente o atual Orógeno Rio Preto. O manganês na forma bivalente teria migrado por correntes submarinas até alcançar altos do embasamento, e devido a menor espessura da lâmina d'água anóxica e ao maior caráter oxidante, o manganês seria oxidado e precipitado juntamente com as sucessões metapelíticas e metacarbonáticas que compõe o Grupo Bambuí, na região de Barreiras.

No que se refere à compartimentação tectônica impressa no Oeste da Bahia, pode-se dizer que o CSF em suas porções marginais sofreu deformação herdada da orogênese brasileira no final do Neoproterozoico deixando cicatrizes ao redor do cráton, tratando-se dos orógenos marginais, onde cabe destaque pela proximidade da área de estudo, aos Orógenos Brasília a oeste, e o Orógeno Rio Preto a noroeste. Sendo assim é importante salientar que de

leste para oeste do CSF há um aumento da deformação e intensidade do metamorfismo da cobertura neoproterozoica do Grupo Bambuí, que passa de um contexto sedimentar, para coberturas levemente metamorfisadas, e, por conseguinte, rochas metamórficas de baixo grau.

As estruturas geológicas mais expressivas no Vau da Boa Esperança, tal como o padrão de fraturas e a Zona de Falha Rio de Ondas, exerceram influência sutil na geração do minério de manganês portador de metais raros, onde funcionaram como canais de escape de fluidos hidrotermais por descompressão. A presença de veios de manganês, sugere um controle estrutural apoiado em zona de Falha dextral, com padrão de fraturas R' e R, canalizando as soluções geradoras do minério de manganês de caráter hidrotermal.

No fim do Cretáceo e início do Paleogeno, a região passou por um tempo de estabilidade tectônica, em que se desenvolveu a Superfície Sul-Americana, onde a supergênese atuou como mecanismo final de enriquecimento do minério, e aumentou de forma significativa seu fator de concentração. As maiores concentrações do minério de caráter denso, além dos arenitos impregnados por óxido de manganês, bem como toda a associação do minério com o desenvolvimento do perfil laterítico, se apoiam em evidências texturais e geoquímicas no processo de supergênese e laterização associadas.

A primeira fase da supergênese promoveu a formação das maiores concentrações da mineralização, alocadas exatamente na descontinuidade entre os Grupos Bambuí e Urucuia, no limite Eoceno-Oligoceno. A segunda fase da supergênese associada ao desenvolvimento do perfil laterítico, no limite Mioceno-Plioceno (associado a superfície Velhas), promoveu a formação do minério de manganês na forma de plaquetas entre os saprólitos da Formação Posse e as coberturas colúvio-eluvionares. Finalmente ocorreu a terceira fase da supergênese, no limite Plioceno-Pleistoceno (associado a superfície Paraguaçu), gerando as crostas lateríticas ferro-manganesíferas, na forma de extensos pavimentos associados as coberturas colúvio-eluvionares, sendo regidas pela atividade neotectônica na compartimentação morfotectônica do Vale do Rio de Ondas.

Com a intenção de perscrutar os possíveis controles que arquitetam estas mineralizações manganesíferas, e sobre a origem desses raros metais adventícios, esta pesquisa relevou que os processos mineralizadores que estruturam este depósito, se referem aqueles desenvolvidos em ambiência marinha, influenciados por processos hidrotermais e enriquecidos por processos supergênicos ou residuais, denotando um controle estratigráfico, estrutural, geoquímico, geomorfológico e neotectônico. Defende-se nesta tese, que mesmo não realizando estudos geocronológicos aplicados ao minério de manganês do Vau da Boa Esperança, os

processos geodinâmicos associados e correlatos aos ciclos geomorfológicos no continente africano, também se processaram em fases subsequentes à supergênese no Oeste da Bahia.

Afim de dar continuidade nas investigações no referido depósito, e em termos de contribuições futuras, é necessário a aplicação do método geocronológico de $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ aplicado a criptomelana, por fornecer informações importantes sobre a evolução pós-cretácea no referido depósito, bem como, apresentar a real certificação das idades relativas acerca de cada fase de atuação da supergênese.

Outro aspecto importante que merece destaque em investigações futuras, é o papel da atividade microbiológica, pois os organismos planctônicos se encarregam de extrair os metais da água do mar, concentrando os metais adsorvidos e particulados, liberando-os sob forma de pelotas fecais ou organismos mortos, revelando relações biogeoquímicas interessantes sob a ótica da metalogênese.

Estudos geofísicos se faz extremamente necessários nesta porção do Cráton do São Francisco, haja vista a espessura considerável das coberturas sedimentares impedindo estabelecer correlações entre processos crustais e mantélicos com os processos mineralizadores, baseado em possíveis fontes e estruturas tectônicas.

Desta forma, as recentes descobertas de metais raros, associados ao minério de manganês no Oeste da Bahia despertou a curiosidade científica e, contando com a escassez de trabalhos publicados neste âmbito, a proposta geral deste trabalho foi contribuir com informações de cunho metalogenético na criação do modelo genético de formação do minério manganésífero associado a um contexto polimetálico. Praticamente são muitas as variáveis envolvidas no entendimento da gênese destas mineralizações, enfim, os possíveis metalotectos responsáveis pela gênese do minério manganésífero rico em metais raros (Co-Tl-Sc) no Vau da Boa Esperança na região de Barreiras, Oeste da Bahia. Todavia, é notória a complexidade do assunto em questão, valendo ao mesmo discussões científicas aprofundadas.

Através deste trabalho, foi possível constatar que futuramente a área carece de estudos mais acurados, porém fica evidenciado o grande potencial mineralizador do manganês na região, pois as mineralizações manganésíferas presentes são ocorrências consideradas exclusivas no Brasil, devido ao fato do manganês ocorrer associado ao cobalto, tálio e escândio, despertando interesses científicos, econômicos, e acima de tudo minerários, para a nação.

REFERÊNCIAS

AB'SÁBER, A. N. **Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil.** São Paulo: Geomorfologia, 1970. p. 20-26.

ALEXANDRE, J. **Les cuirasses latéritiques et autres formations ferrugineuses tropicales – Exemple du Haut-Katanga méridional.** Annales du Musée Royal de l'Afrique Centrale, Sciences géologiques 107, 2002. 118p.

ALKMIM, F. F.; MARTINS-NETO, M. A. **A Bacia Intracratônica do São Francisco: Arcabouço estrutural e cenários evolutivos.** In: Pinto, C.P.; Martins-Neto, M.A. (Org.). Bacia do São Francisco. Geologia e Recursos Naturais. Bacia do São Francisco. Geologia e Recursos Naturais. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo de Minas Gerais, 2001. p. 9-30.

ALKMIM, F. F. **O que faz de um cráton um cráton? O Cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimita-lo.** In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (orgs.) Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida, Beca, São Paulo, 2004. p. 17-35.

ALMEIDA, F. F. M. **Origem e Evolução da Plataforma Brasileira.** Rio de Janeiro: DNPM, DGM, 1967. Boletim 241.

ALMEIDA, F. F. M. **O Cráton do São Francisco.** Revista Brasileira de Geociências, v. 7., 1977. p. 349-364.

ALMEIDA, F. F. M. **O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco.** In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, SBG, v.1, 1981, Salvador. **Anais...** Salvador, 1981. p. 1-10.

AMORIM JUNIOR, V.; LIMA, O. A. L. **Avaliação hidrogeológica do Aquífero Urucua na bacia do rio das Fêmeas usando resistividade e polarização elétrica induzida.** Revista Brasileira de Geofísica, no prelo, Rio de Janeiro, 2007.

ANDRADE, A. R. F.; FRÓES, R. J. B.; NASCIMENTO, S. A. M. **Projeto Correntina.** Salvador, SME/CBPM, 1981. v.4.

ANDRADE, A. R. F. DE; CERQUEIRA LOPES, G. A.; TOLEDO, L. A. A.; FRÓES, R. J. R. **Projeto Serra da Extrema.** CBPM, Salvador, 1988. v.2.

APS, W. **O Depósito de Tálíio de Barreiras, Bahia: Significado e Perspectivas.** In: 5º Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, Ouro Preto/MG, 2012.

ARAÚJO, L. M. **Modelo metalogenético dos depósitos manganésíferos portadores de metais raros no Oeste da Bahia: uma análise em escala regional.** Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) - Universidade Federal do Oeste da Bahia, 2016.

ARCANJO, J. B. A.; BRAZ FILHO, P. A. **O mapeamento geológico das folhas Curimatá/Corrente – uma abordagem sobre os principais aspectos estruturais, estratigráficos e geomorfológicos.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, 38, Balneário Camboriú. Boletim de Resumos Expandidos, 1994. p. 106-107.

ARCANJO, J. B. A.; BRAZ FILHO, P. A. **Curimatá, folha SC.23-Z-A, Corrente, folha SC.23-Y-B (parcial), Xique-Xique, folha SC.23-Z-B (parcial): estados da Bahia e do Piauí.** Brasília: CPRM, 84 p. il. 1 mapa anexo. Escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. 1999.

BARBOSA, J. S. F. **O manganês do oeste da Bahia.** Dissertação de mestrado, Universidade Federal da Bahia, 1982. 129 p.

BARBOSA, J. S. F. **Síntese do Conhecimento sobre a Evolução Geotectônica das Rochas Metamórficas Arqueanas e Paleoproterozoicas do Embasamento do Cráton do São Francisco na Bahia.** Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 27, n.3, 1997. p. 241-256.

BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P.; MARINHO, M. M. **O Cráton do São Francisco na Bahia. Uma síntese.** Revista Brasileira de Geociências, Brasília, v. 33, n.1, 2003. p. 3-6.

BARBOSA, J. S. F.; DOMINGUEZ, J. M. L. **Mapa Geológico do Estado da Bahia ao milionésimo: texto explicativo.** Salvador: SICM, SGM, 1996 (Edição Especial).

BARBOSA, J. S. F.; CORRÊA GOMES, L. C.; DOMINGUEZ, J. M. L.; CRUZ, S. C. P.; SOUZA, J. S. **Petrografia e Litogeoquímica das rochas da parte oeste do Alto de Salvador.** Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.35, n.4, 2005. p. 9-22. Suplemento.

BARBOSA, J. S. F. (Coord.). **Geologia da Bahia: pesquisa e atualização.** Salvador: BARBOSA, 2012. Série Publicações Especiais, v.13.

BARREIRO, F. M. C. **Plano de Recuperação e Preservação das Ocupações em Áreas de Preservação da Sub-Bacia do Rio de Ondas**. Salvador: IICA, Serie de texto técnico, 2008. p. 1-41.

BAU, M.; KOSCHINSKY, A. **Oxidative scavenging of cerium on hydrous Fe oxide: evidence from the distribution of rare earth elements and yttrium between Fe oxides and Mn oxides in hydrogenetic ferromanganese crusts**. *Geochemical Journal*, 43, 2009. p. 37-47.

BAU, M.; SCHMIDT, K.; HEIN, J.; KOCHINSKY, A.; KUHN, T.; USUI, A. **Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium**. *Chemical Geology*, 381, 2014. p.1-9.

BEAUVAIS, A.; RUFFET, G.; HÉNOCQUE, O.; COLIN, F. **Chemical and physical erosion rhythms of the West African Cenozoic morphogenesis: The ^{39}Ar - ^{40}Ar dating of supergene KMn oxides**. *Journal of Geophysical Research* 113, 2008. F04007, doi:10.1029/2008JF000996.

BEUKES, N. J. **A review of manganese deposits associated with the early Proterozoic Transvaal Supergroup in Northern Cape Province, South Africa**. 16th International Colloquium on African Geology, Extended Abstract, 1993. p. 37–38.

BEUKES, N. J.; VAN NIEKERK, H. S.; GUTZMER, J. **Post Gondwana African land surfaces and pedogenetic ferromanganese deposits on the Witwatersrand at the West Wits Gold Mine, South Africa**. *S. Afr. J. Geol.* 102, 1999. p. 65–82.

BEUKES, N. J.; GUTZMER, J. **Precambrian manganese deposits: geological setting, metallogenesis and paleoenvironmental implications**. In: *MANGANESE IN THE TWENTY-FIRST CENTURY*, 2011, p. 7-18.

BIGARELLA, J. J.; ANDRADE, G. O. **Contribution to the study of the Brazilian Quaternary**. *Geol. Soc. Am. International Studies on the Quaternary, S.I.P., Special Paper*, v.84, 1965. p. 333-451.

BIONDI, J. C. **Processos Metalogenéticos e os Depósitos Minerais Brasileiros**. 2. ed. rev. e atual. São Paulo: Oficina de Textos. 2015.

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG**. Brasília: CPRM, 2003. 692 p.

BONATTI, E.; NAYUDU, Y. R. **The origin of manganese nodules on the ocean floor.** American Journal of Science, vol. 263, 1965. p.17-39.

BONFIM, D. B. **Avaliação geometalogenética e dos impactos ambientais associada às mineralizações manganésíferas supergênicas enriquecidas em metais raros (tálio) na Mina Perdizes – Distrito de Estiva – São Desiderio/Oeste da Bahia.** Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) - Universidade Federal do Oeste da Bahia. Barreiras, 2015. 109p.

BONI, M.; TERRACCIANO, R.; EVANS, N. J.; LAUKAMP, C.; SCHNEIDER, J., BECHSTÄDT, T. **Genesis of Vanadium Ores in the Otavi Mountainland, Namibia.** Economic Geology 102, 2007. p. 441–469.

BORGES, J. O. **Geologia e Evolução Metalogenética das formações manganésíferas da Seqüência Metavulnossedimentar Licínio de Almeida: o exemplo da Mina de Lagoa Dantas, Caetitê, Bahia.** Dissertação de Mestrado, Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 2012. 250 p.

BRANCO, J. J. R., COSTA, M. T. **Roteiro da excursão Belo Horizonte – Brasília.** Belo Horizonte, UFMG - Instituto de Pesquisas Radioativas, Publicação 15, 1961. 25p.

BRITO NEVES, B. B.; SÁ, J. M.; NILSON, A. A.; BOTELHO, N. F. **A tafrogênese estateriana nos blocos Paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes.** Geonomos, 3, 1996. p. 1-21.

BRUNI, M. A. L.; ALMEIDA, J. T.; BRUNI, E. C. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - Folha Rio São Francisco (SC.23).** Brasília: DNPM, 1974. 56 p.

BÜHN, B.; STANISTREET, I. G.; OKRUSCH, M. **Late Proterozoic outer shelf manganese and iron deposits at Otjosondu (Namibia) related to the Damaran oceanic opening.** Economic Geology 87, 1992. p. 1393–1411.

BÜHN, B.; STANISTREET, I. G.; OKRUSCH, M. **Preservation of sedimentary features in Late Proterozoic manganese and iron formations (Namibia) through upper amphibolite facies metamorphism: protoliths, paleoenvironments and ore genesis.** Resource Geology, Special Issue 17, 1993. p. 12–26.

BÜHN, B., STAINSTREET, I. G. **Insight into the enigma of neoproterozoic manganese and iron formations from the perspective of supercontinental breakup and glaciations.** In: Nicholson, K. Hein, J.R., Buhn, B. & Dasgupta, S. (eds) 1997, Manganese Mineralization:

Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposit, Geological Society Special Publication. n° 119, 1997. p. 117-121.

BURKE, K. **The African plate**. S. Afr. J. Geol. 99, 1996. p. 339–409.

BURNS, R. G., BURNS, V. M. **Mineralogy**. In: Glasby G.P. (ed.). Marine manganese deposits. Elsevier, Amsterdam, 1977. p. 185-248.

CAMBON, M. A.; FOUQUET, Y.; MENOT, L.; PATRIAT, M. **Mineral resources of the deep ocean: characteristics of the major deposit types and advances in exploration technology**. In: PECC Marine Resources Seminar, 3. IFREMER/Marine Geosciences, Auckland, New Zealand. 2012.

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. **Estratigrafia e sedimentação da bacia Sanfranciscana**. Revista Brasileira de Geociências, v.27, 1997a. p. 269-282.

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. **Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana**. In: SNET-Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, SBG, 6, Pirenópolis, 1997b. **Anais...** Pirenópolis, 1997b. p. 1-10.

CANDIA, M. A. F.; GIRARDI, V. A. V. **Aspectos Metamórficos da Formação Lafaiete em Morro da Mina, distrito de Lafaiete, MG**. Boletim IG, Instituto de Geociências, USP, v.10, 1979. p. 19 – 30.

CASTRO, M. S. S. **Neotectônica das coberturas sedimentares recentes do Cráton do São Francisco como controle estrutural para as mineralizações manganésíferas portadoras de metais raros na região do Vau da Boa Esperança – Barreiras/BA**. 96p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharel em Geologia) - Universidade Federal do Oeste da Bahia. Barreiras, 2016.

CAVALCANTE, V. B. P.; JORDT-EVANGELISTA, H. **Distrito manganésífero de Saúde, Grupo Dom Silvério - MG: caracterização mineralógica e petrográfica do protominério**. Rev. Bras. Geo. 34(1): 2004. p.11-20.

CAXITO, F. A. **Evolução Tectônica da Faixa Rio Preto, Noroeste da Bahia/Sul do Piauí**. Dissertação de Mestrado. UFMG, 2010. 150 p.

CHANG, H. K.; BENDER, A. A & KOWSMANN, R. O. **O papel das tensões intraplaca na evolução de bacias sedimentares: exemplo da Formação Urucuia**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37. São Paulo. Anais...São Paulo, SBG. Vol. 2, 568 e 569. 1992.

CHAUDHURI, A. K.; DASGUPTA, S.; BANDOPADHYAY, G.; SARKAR, S.; BANDOPADHYAY, P. C.; GOPALAN, K. **Stratigraphy of the Penganga Group around Adilabad, Andhra Pradesh.** Journal of the Geological Society of India 34, 1989. p. 291–302.

CHISONGA, B. C.; GUTZMER, J.; BEUKES, N. J.; HUIZENGA, J. M. **Nature and origin of the protolith succession to the Paleoproterozoic Serra do Navio manganese deposit, Amapa Province, Brazil.** Ore Geology Reviews, nº 47, 2012. p. 59–76

CHOI, J. H.; HARIYA, Y. **Geochemistry and depositional environment of Mn oxide deposits in the Tokoro Belt, Northeastern Hokkaido, Japan.** Econ. Geol. 87, 1992. p. 1265–1274.

COLIN, F.; BEAUVAIS, A.; RUFFET, G.; HÉNOCQUE, O. **First ^{39}Ar - ^{40}Ar geochronology of lateritic manganese pisolites: implications for the Palaeogene history of a West African landscape.** Earth and Planetary Science Letters 238, 2005. p. 172-188.

CONCEIÇÃO FILHO, V. M. et al. **Bacia do São Francisco entre Santa Maria da Vitória e Iuiú, Bahia: geologia e potencialidade econômica** – Salvador: CBPM, 2003. Série Arquivos Abertos, v.18.

CORDANI, U. G., INDA, H. A. V.; KAWASHITA, K. **O embasamento do Grupo Bambuí na região de Correntina, Bacia do São Francisco, estado da Bahia.** In: SBG, Simpósio sobre a Geologia do Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, I, Salvador, Resumos. 1979.

COSTA, L. A. M.; SILVA, W. T. G. **Projeto Santo Onofre: mapeamento geológico: relatório final.** Rio de Janeiro: Triservice, 1980. v.1. Convênio DNPM-CPRM.

COSTA, P. H. O.; ANDRADE, A. R. F.; LOPES, G. A. C.; SOUZA, S. L. **Projeto Lagoa Real-Mapeamento Geológico 1:25.000.** CBPM/NUCLEBRAS/SME, v.1, 1985. 455 p.

COSTA, M. L.; FERNANDES, O. J. C.; REQUELME, M. E. R. **Depósito de manganês do Azul, Carajás: estratigrafia, mineralogia, geoquímica e evolução geológica.** In: Marini, O.J., Queiroz, E.T. de, Ramos (eds.). Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia. DNPM/CT-Mineral/FINEP/ADIMB, Brasília, 2005. p. 231-331.

CRITTENDEN, M. D.; CUTTITTA, F.; ROSE JR. H. J.; FLEISCHER, M. **Studies on manganese oxide minerals and thallium in some manganese oxides.** The American Mineralogist. vol. 47. November-December. 1962.

CUI, Y.; JIHUA, L.; XIANGWEN, R.; XUEFA, S. **Geochemistry of rare earth elements in cobalt-rich crusts from the Mid-Pacific M seamount**. Journal Rare Earths, 27(1), 2009. p. 169-176.

DAMASCENO, E. C. **Disponibilidade, suprimento e demanda de minérios para metalurgia**. Série Estudos e Documentos, 69. Rio de Janeiro: CETEM/MCT, 2007. 145p. it.

DARDENNE, M. A. **Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, 30, Recife. Anais... Recife, v.2, 1978. p.597-610.

DARDENNE, M. A. **The Brasília fold belt**. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (Eds), Tectonic Evolution of South American, 31ST International Geological Congress, Rio de Janeiro, 2000. p.231-263.

DARDERFER FILHO, A. **Geologia Sedimentar e evolução tectônica do Espinhaço Setentrional, Estado da Bahia**. 2000. 497f. Tese. Universidade de Brasília.

DASGUPTA, S.; ROY, S.; FUKUOKA, M. **Depositional models for manganese oxide and carbonate deposits of the Precambrian Sausar Group, India**. Economic Geology 87, 1992. p. 1412–1418.

DÁVILA, C. A. R.; KUYUMJIAN, R. M. **Mineralizações de ouro do tipo orogênico em arco magmático paleoproterozoico, borda oeste do Cráton São Francisco, regiões de São Domingos (GO) e Correntina (BA)**. Revista Brasileira de Geociências, v. 35, 2005.

DE PUTTER, T.; RUFFET, G.; YANS, J.; MEES, F. **The age of supergene manganese deposits in Katanga and its implications for the Neogene evolution of the African Great Lakes Region**. Ore Geology Reviews, Elsevier, 71, 2015. p.350-362.

DERBY, O. A. **Contribuições para o estudo da geologia do Vale do São Francisco**. Arquivos do Museu Nacional, v.4, 1880. p. 89-119.

DNIT – Departamento Nacional de Infraestrutura de Transportes. **Mapa Rodoviário da Bahia**. Brasília. 2002.

DORR, J. V. N. **Iron-formation and associated manganese in Brazil**. In: Genesis of Precambrian Iron and Manganese Deposits. Unesco, Earth Sciences, 9: 1973. p.105- 113.

DUBININ, A. V.; USPENSKAYA, T. Y.; GAVRILENKO, G. M.; RASHIDOV, V. A. **Geochemistry and genesis of Fe-Mn mineralization in island arcs in the west Pacific ocean.** *Geochemistry International*, 46(12), 2008. p. 1206-1227.

EGYDIO-SILVA, M. **O sistema de dobramentos Rio Preto e suas relações com o Cráton São Francisco.** Tese de Doutorado, IGC-Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989. 95 p.

ELDERFIELD, H.; WHITFIELD, M.; BURTON, D. J.; BACON, P. M.; LISS, S. P. **The oceanic chemistry of the rare-earth elements [and discussion].** *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 325(1583), 1988. p. 105-126.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Floresta estacional.** 2003. Disponível em: <<http://www.bndes.cnpm.embrapa.br/textos/estacional.htm>> Acesso em: 22 de fevereiro de 2016.

EMBRAPA. **Caracterização Geomorfológica do Município de Barreiras, Oeste Baiano.** Escala 1:100.000, 2010.

FERNANDEZ-ALONSO, M.; CUTTEN, H.; DE WAELE, B.; TACK, L.; TAHON, A.; BAUDET, D.; BARRITT, S. D. **The Mesoproterozoic Karagwe-Ankole Belt (formerly the NE Kibara Belt): The result of prolonged extensional intracratonic basin development punctuated by two shortlived far-field compressional events.** *Precambrian Research* 216-219, 2012. p. 63- 86.

FERRAZ, C. A. L. **A cobrança pelo uso e poluição da água: o caso da sub-bacia do Rio de Ondas no oeste da Bahia.** Tese (Mestrado em Gestão Econômica do Meio Ambiente) - Universidade de Brasília, Brasília, 2008. 114f.

FERREIRA, M. F. M. **Geomorfologia e análise morfotectônica do Alto Vale do Sapucaí - Pouso Alegre (MG).** 2001, 225f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2001.

FONSECA, M. A.; DARDENNE, M. A. & UHLEIN A. **Faixa Brasília, Setor Setentrional: estilos estruturais e arcabouço tectônico.** *Revista Brasileira de Geociências* 25(4), 1995. p. 267-278.

FONSECA, A. C. **Geoquímica do Al, Mn e Cu.** 1999. Disponível em: www.geobrasil.net. Acesso em: 15 set. 2014.

FRAKES, L.; BOLTON, B. **Effects of ocean chemistry, sea level, and climate on the formation of primary sedimentary manganese ore deposits. A Special issue devoted to advances in manganese metallogenesis.** Bulletin of the Society of Economic Geologists. v. 87, n° 5, 1992. p.1207-1217.

GALVÃO, C. F. & SILVA, R. W. S. **Projeto Manganês do Oeste do Estado da Bahia.** Salvador SME/CBPM, v 1, 1982.

GIBBS, A. D. **Structural evolution of extensional basin margins.** Geological Society of London Journal, v.141, 1984. p. 609 – 620.

GLASBY, G. P. **Manganese deposition through geological time: dominance of the Post-Eocene deep-sea environment.** Ore Geology Reviews 4, 1988. p. 135–144.

GROHMANN, C. H.; RICCOMINI, C. **Análise digital de terreno e evolução de longo-termo de relevo do centro-leste brasileiro.** Geologia - USP, Série Científica, v. 12, n. 2, 2012. p. 129-150.

GUACANEME MORA, C. **Geoquímica Isotópica e ementar dos carbonatos da Formação Sete Lagoas, Grupo Bambuí, no sul da Bacia do São Francisco.** Dissertação de Mestrado. IGc/USP, São Paulo, 2015.

GUIMARÃES, J. T. **Proposta de revisão estratigráfica e correlação do Supergrupo Espinhaço nas regiões da Chapada Diamantina e Espinhaço Setentrional – Bahia.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44, 2008, Curitiba. Anais... Curitiba: SBG, 2008. p.102.

GUIMARÃES, P. V. **Contexto Geológico - Geotectônico da Faixa Manganésífera - Grafítica localizada entre Itaperuna (RJ) e Volta Grande (MG).** Dissertação de Mestrado, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2011. 113p.

GUTZMER, J.; BEUKES, N. J. **The manganese formation of the Neoproterozoic Penganga Group, India—revision of an enigma.** Economic Geology 93, 1998. p. 1091–1102.

GUTZMER, J.; DU PLOOY, A. P.; BEUKES, N. J. **Timing of supergene enrichment of low-grade sedimentary manganese ores in the Kalahari Manganese Field, South Africa.** Ore Geology Reviews, n° 47, 2012. p. 136–153.

HARBEN, P. W.; KUZVART, M. **Industrial Minerals – A Global Geology**. 1996, 462p., p.247-257.

HAROLD, A.; TAYLOR, JR. **Manganese minerals**. In: *Industrial Minerals and Rocks*, 6 Edition, D. D. Carr (Senior Editor), Society of Mining, Metallurgy, and Exploration, Inc. Littleton, Colorado, 1994. p.655-660.

HASUI, Y. **A grande colisão pré-cambriana do Sudeste brasileiro e a estruturação regional**. *Geociências* (São Paulo. Impresso), v. 20, p. 141-169, 2010.

HEATH, G. R. **Ferromanganese nodules of the deep sea**. *Econ. Geol.*, 75th Anniv. Vol., 1981. p. 735-755.

HEIN, J.R.; KOSCHINSKY, A.; HALBACH, P.; MANHEIM, F.T.; BAU, M.; KANG, J. K.; LUBICK, N. **Iron and manganese oxide mineralization in the Pacific**. In Nicholson, K., Hein, J.R., Bühn, B., and Dasgupta, S. (eds.) *Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposits*. Geological Society of London Special Publication, n°. 119, London, 1997. p.123-138.

HEIN, J. R.; KOSCHINSKY, A.; BAU, M.; MANHEIM, F. T.; KANG, J. K.; ROBERTS, L. **Cobalt-rich ferromanganese crusts in the Pacific**. In Cronan, D. S. (ed.), *Handbook of Marine Mineral Deposits*. CRC Press, Boca Raton, Florida, 2000. p. 239-279.

HEIN, J. R. **Cobalt-rich ferromanganese crusts: global distribution, composition, origin and research activities**. In: *Polymetallic massive sulphides and cobalt-rich ferromanganese crusts: status and prospects*. International Seabed Authority Technical Study, International Seabed Authority Workshop, 3, 2002. p.188-256.

HEIN, J. R. **Cobalt-rich ferromanganese crusts: Global distribution, composition, origin and research activities**. In: *Minerals other than polymetallic nodules of the International Seabed Area; Proceedings of a workshop held on 26-30 June 2000*, International Seabed Authority, Kingston, Jamaica, volume 1, 2004. p.188-256.

HEIN, J. R. **Characteristics of seamounts and cobalt-rich ferromanganese crusts**. *Proceedings of a Workshop held on 26-30 March 2006*, International Seabed Authority, Kingston, Jamaica, 2006. 30 pp.

HEIN, J. R.; CONRAD, T. A.; STAUDIGEL, H. **Seamount mineral deposits, a source of rare-metals for high technology industries**. *Oceanography*, 23(1), 2010. p. 184-189.

HEIN, J. R.; MIZELL, K.; KOSCHINSKY, A.; CONRAD, T. A. **Marine ferromanganese deposits as a source of rare metals for high- and green-technology applications: Comparison with land-based deposits.** *Ore Geology Reviews* 51, 2013. p.1-14.

HEM, J. D. **Chemical factors that influence the availability of iron and manganese in aqueous systems.** *Geological Society of America Bulletin* 83, 1972. p. 443–450.

HÉNOCQUE, O.; RUFFET, G.; COLIN, F.; FÉRAUD, G. **$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of West African lateritic cryptomelanes.** *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62(16), 1998. p. 2739-2756.

HOWARD, A. D. **Drainage analysis in geologic interpretation: summation.** *Bulletin American Association of Petroleum Geologists, Tulsa*, 51 (11), 1967. p. 2246-2259.

IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Mapa de vegetação do Brasil 1991: escala 1:5.000.000.** 1991. Disponível em: <<http://mapas.mma.gov.br/i3geo/datadownload.htm>>

IGLESIAS, M.; UHLEIN, A. **Estratigrafia do Grupo Bambuí e coberturas fanerozóicas no vale do rio São Francisco, norte de Minas Gerais.** *Rev. Bras. de Geoc.*, vol. 39 (2), 2009. p. 256-266.

INDA, H. A. V.; BARBOSA, J. S. F. **Texto explicativo para o mapeamento geológico do estado da Bahia: escala 1:1.000.000.** Salvador: SME, COM, 1978. Inclui mapa.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Mapa geológico do estado de São Paulo.** São Paulo: IPT, 1981. Escala 1:500.000, v.2, p. (Monografias, 6).

JAMES, H. L.; TRENDALL, A. F. **Banded iron formation: distribution in time and palaeoenvironmental significance.** In: H.D. Holland and M. Schidlowski (Editors), *Mineral Deposits and the Evolution of the Biosphere.* Dahlem Konferenzen, Springer, 1982. p. 199-218.

JANONI, C. R.; SOUZA, D. P. C.; COTIAS, F. A. **Geologia e Aspectos Genéticos do Minério Manganífero altamente concentrado em metais raros na região de Barreiras (oeste da Bahia).** In: Congresso Brasileiro de Geologia, Santos SP. 2012.

JANONI, C. R.; CAMPANELLI, A.; SOUZA, D. P. C.; COTIAS, F. A.; ROCHA, M. R. **Ocorrências manganíferas da região de Júlio Borges, Sul do estado do Piauí: Contexto**

Tectônico, Rochas Encaixantes e Mineralogia do Minério. Revista de Geologia, UFC, v.29, n.1, 2016a. p. 55-70.

JANONI, C. R.; CASTRO, M. S. S.; SANTOS, G. B.; JANONI, A. S. R.; SOUZA, D. P. C. **Neotectônica nas Coberturas Sedimentares do Cráton do São Francisco no Oeste da Bahia.** Revista de Geologia, UFC, v.29, n.1, 2016b. p. 93-111.

JANOUSEK, V., FARROW, C. M.; ERBAN, V. **Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit).** Journal of Petrology, 47(6):1255-1259. 2006.

JORDAN, B. D.; BURGESS, R. **A Miocene fault in south-east Ireland revealed by ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of hydrothermal crytomelane.** Irish journal of Earth sciences, 25, 2007. p. 55-61.

KATTAH, S. S. **Novas considerações sobre o Aptiano-Albiano da Bacia Sanfranciscana.** In: SIMPOSIO SOBRE AS BACIAS CRETACICAS BRASILEIRAS, 2., 1994, Rio Claro. Boletim de Resumos expandidos... Rio Claro: UNESP, 1994. p.118-119.

KIANG, C. H; SILVA, F. P. **Contribuição ao Arcabouço Geológico do Sistema Aquífero Urucuia.** São Paulo, UNESP, Geociências, v. 34, n. 4, 2015. p.872-882.

KING, L. **A Geomorfologia do Brasil Oriental.** Revista Brasileira de Geografia, v. 18, n.2, 1956.

KLEIN, C.; BEUKES, N. J. **Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic Late Proterozoic Rapitan iron-formation in Canadá.** Economic Geology 88, 1993. p. 542–565.

KLEIN, C.; LADEIRA, E. A. **Geochemistry and mineralogy of Neoproterozoic banded iron-formations and some selected siliceous manganese formations from the Urucum District, Mato Grosso do Sul, Brazil.** Economic Geology 99, 2004. p. 1233–1244.

KRAUSKOPF, K. B. **Separation of manganese from iron in sedimentary processes.** Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 12, 1975, p. 61–84.

KRAUSKOPF, K. B. **Introduction to Geochemistry.** McGraw-Hill, Tokyo. 1979. 617 pp.

KRAUSKOPF, K. B.; BIRD, D. K. **Introduction to geochemistry.** McGraw-hil. 1995. p. 647.

KULESHOV, V. N. **Manganese Deposits: Communication 1.** In: Genetic Models of Manganese Ore Formation. Lithol. Miner. Resources, 46 (5), 2011. p. 473-493.

LAZNICKA, P. **Manganese Deposits in the Global Lithogenetic System: Quantitative approach.** Ore Geology Reviews, v. 7, nº 4, 1992, p. 279-356.

LOUREIRO, H. S. C. et al. (Org). **Projeto Barra – Oliveira dos Brejinhos: Estado da Bahia.** Salvador: CPRM, 2008. Relatório Interno.

LYDON, J. W. **Volcanogenic massive sulphide deposits. Part 2: genetic models.** Geoscience Canada, 15, 1988. p. 43-65.

MARGOLIS, S. V.; KU, T-L.; GLASBY, G. P.; FEIN, C. D.; AUDLEY-CHARLES, M. G. **Fossil manganese nodules from Timor: geochemical and radiochemical evidence for deep-sea origin.** Chem. Geol., 21: 1978. p. 185-198.

MARTINS, L. R.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C. **Nódulos Polimetálicos e outros Depósitos de Mar Profundo: O Retorno do Interesse.** Porto Alegre: GRAVEL, 2006.

MARTINS-NETO, M. A. & ALKMIM, F. F. **Estratigrafia e evolução tectônica das bacias neoproterozóicas do paleocontinente São Francisco e suas margens: Registros da quebra de Rodínea e colagem de Gondwana.** In: Pinto, C. P. & Martins-Neto, M. A. *Bacia do São Francisco: geologia e recursos naturais.* SBG, Belo Horizonte. 2001. p.31-54.

MASCARENHAS, J. F. **Estruturas do tipo “Greenstone Belt” no leste da Bahia.** In: INDA, H. A. V. (Org.). *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia: textos básicos.* Salvador: COM, 1979. v.2, p. 24-53.

MASCARENHAS, J. F. & GARCIA, T. W. **Mapa Geocronológico do Estado da Bahia, 1/1.000.000. Texto explicativo, S.G.M – SME, Salvador/Bahia, 1989.**

MASCARENHAS, J. F.; SILVA, E. F. A. **Greenstone Belt de Mundo Novo: caracterização e implicações metalogenéticas e geotectônicas no Cráton do São Francisco.** Salvador: CBPM, 1994. v. 5 (Série Arquivos Abertos).

MASCARENHAS, J. F. **Geologia e recursos minerais do grupo Jacobina e parte sul do greenstone belt de Mundo Novo.** Salvador: 1998. v. 13 (Série Arquivos Abertos).

MATIAS, J. F. **Aplicação de geotecnologias à pesquisa metalogenética da mineralização manganésifera em anomalias geobotânicas identificadas nas serras do Mimo e da Ondina em Barreiras/BA.** 83p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharel em Geologia) - Universidade Federal do Oeste da Bahia. Barreiras, 2014.

MAYNARD, J. B. **Geochemistry of sedimentary ore deposits.** Springer, New York-Heidelberg-Berlin, 1983. p. 121-144.

MAYNARD, J. B. **Manganiferous sediments, rocks and ores.** In: Treatise on Geochemistry: sediments, diagenesis and sedimentary rocks. 7, 2004. p. 289-308.

MELLO, S. L. M.; QUENTAL, S. H. A. J. **Depósitos de sulfetos metálicos no fundo dos oceanos.** *Rev. Bras. Geof.*, 2000, vol.18, no.3, p.411-430.

MIRANDA, L. L. F.; MONTEIRO, M. D.; CAVALCANTI, J. C. C.; VALLE, C. R. O.; SILVA, J. G. **Projeto Fluorita da Serra do Ramalho.** Salvador, SME/CBPM, v.1, 1976.

MIRANDA, E. E. DE; COUTINHO, A. C. **Brasil Visto do Espaço.** Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2004. Disponível em: <http://www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br>. Acesso em: 10 mar. 2015.

MISI, A. **O Grupo Bambuí no estado da Bahia.** In: INDA, H.A.V.1979. Geologia e Recursos Minerais no Estado da Bahia, Textos Básicos. CPM. Salvador, 1, 1979. p. 120-154.

MISI, A.; TEIXEIRA, J. G. B.; SILVA SÁ, J. H.; CRUZ, S. C. P. SILVA, M. G. **Mapa Metalogenético Digital do Estado da Bahia e Principais Províncias Mineraias. Escala 1:1.000.000.** Texto Explicativo, Salvador, CBPM. 2012. 244p.

MOFFETT, J. W. **Microbially mediated cerium oxidation in sea water.** *Nature*, 345(6274), 1990. p. 421-423.

MONNIN, C.; WHEAT, C. G.; DUPRE, B.; ELDERFIELD, H.; MOTT, M. J. **Barium geochemistry in sediment pore waters and formation waters of the oceanic crust on the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge (ODP Leg 168).** *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2: 1. 2001.

MORAIS FILHO, J. C. R. **Programa de Levantamento Geológico Básico do Brasil. Coribe. Folha SD.23-X-C-V.** Estado da Bahia. 1:100.000. Brasília, CPRM. 1997. 80p.

MOREIRA, M. C. **Atlas hidrológico da bacia hidrográfica do rio Grande**. Michel Castro Moreira, Demetrius David da Silva – Barreiras, BA: Editora Gazeta Santa Cruz, 2010. 80 p. il.

MORGAN, C. L. **Resource Estimates of the Clarion-Clipperton Manganese Nodule Deposits**. In CRONAN, D. S., (Ed.), Handbook of Marine Mineral Deposits. CRC Press: 2000. p. 145-170, disponível em: <http://books.google.com.br> 2000.

MOUTINHO DA COSTA, L. S.; PORTELA, A. C. P.; MARCHETTO, C. M. L.; SANTOS, E. L.; MENEGUETTO, G.; STEIN, J. H. **Projeto Leste do Tocantins/Oeste do Rio São Francisco**. LETOS: Relatório Final de Integração. Petrópolis, DNPM/CPRM/PROSPEC. 1971.

MURARO, C. C. **A Mineração de Tálcio em Barreiras – Bahia**. 2013. Disponível em: http://www.jurisway.org.br/v2/dhall.asp?id_dh=11871. Acesso em: 19 de outubro 2016.

NICHOLSON, K. **An ancient manganese-iron deposits of fresh water origin, Islay, Argyllshire**. Scott J. Geol 24 (2), 1988. p. 175-187.

NICHOLSON, K. **Contrasting mineralogical–geochemical signatures of manganese oxides: Guides to metallogenesis**. Econ. Geol. 87, 1992. p. 1253–1264.

NYAME, F. K. **Petrography and geochemistry of intraclastic manganese-carbonates from the ~2.2 Ga Nsuta deposit of Ghana: significance for manganese sedimentation in the Paleoproterozoic of West Africa**. Journal of African Earth Sciences 50, 2008. p. 133-147.

PACK, A.; GUTZMER, J.; BEUKES, N. J.; VAN NIEKERK, H. S.; HOERNES, S. **Supergene ferromanganese wad deposits derived from Permian Karoo strata along the Late Cretaceous–Mid-Tertiary African land surface, Ryedale, South Africa**. Economic Geology 95, 2000. p. 203-220.

PALMA, J. J. C.; PESSANHA, I. B. M. **Dépositos Ferromanganesíferos de Oceano Profundo**. Revista Brasileira de Geofísica, vol.18, n°3 São Paulo, 2000.

PARTRIDGE, T. C.; MAUD, R. R. **Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic**. S. Afr. J. Geol. 90, 1987. p. 197–208.

PERDONCINI, L. C. **Compartimentação Morfoestrutural/morfotectônica da região de Franca -SP.** Rio Claro: 2003, 198p. Tese (Doutorado), UNESP/IGCE, 2003.

PESSOA, J. C. O. **Estudo Mineralógico e Geoquímico de Crostas Polimetálicas (Fe-Mn-Co) das Áreas Alpha e Bravo da Elevação do Rio Grande.** Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP, 2015. 83p.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; GIOIA, D. M. C. L. **The Neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: A review and new Sm-Nd isotopic data.** Revista Brasileira de Geociências, 30(1), 2000. p. 35-39.

PINHO, R. R. **Caracterização e Gênese do Minério de Manganês do Depósito da Mina Fazenda dos Penas, Borda Oeste da Serra do Espinhaço Meridional, MG.** Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Minas Gerais-UFMG. 2009, 119f.

PSSBB – **Plano Setorial de Abastecimento de Água e Esgotamento Sanitário de Barreiras,** 2010.

RIBEIRO SAMPAIO, D.; BATISTA, J. J.; MOTA, A. A. B.; GUIMARÃES, J. M.; CARMO, U. F. **Projeto Cadastramento de Ocorrências Minerais do Estado da Bahia – Área de Barreiras.** Salvador, SME/CBPM. v.3. 1974.

RIEDEL, W. **Zur Mechanik geologischer.** Brucherscheinungen. Central bl. f. Min., Geol. u. Pal., 1929, 354-368.

RIMANN, E. T. **A kimberlita no Brasil.** Anais da Escola de Minas, Ouro Preto, v.15, 1917. p. 27-32.

ROBB, L. J. **Introduction to ore-forming processes.** Blackwell Publishing, fourth published, Austrália, 2005. p. 117-125.

ROCHA, W. R. F. **Agrominerais na Formação Riachão das Neves/Grupo Bambuí - uma nova concepção em fontes de potássio para a agricultura no Oeste da Bahia.** Trabalho de Conclusão de Curso. (Bacharelado em Geologia) - Universidade Federal do Oeste da Bahia. 2016.

ROSSON, R. A.; NEALSON, K. H. **Manganese bacterium and the marine manganese cycle.** In: W.G. Ernst and J.G. Moriss (Editors), The Environment of Deep Sea. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 1982. p. 201- 216.

ROY, S. **Manganese Deposits**. Academic Press, London, 1981. 458 p.

ROY, S. **Manganese metallogenesis: a review**. Ore Geol. Rev. 4, 1988. p 155–170.

ROY, S. **Environments and processes of manganese deposition**. Econ. Geol. 87, 1992. p. 1218-1236.

ROY, S. **Genetic diversity of manganese deposition in the terrestrial geological record**. In: Nicholson, K. Hein, J.R., Buhn, B. & Dasgupta, S. (eds), Manganese Mineralization: Geochemistry and Mineralogy of Terrestrial and Marine Deposit, Geological Society Special Publication. n° 119, 1997. p. 5-27.

ROY, S. **Late Archean initiation of manganese metallogenesis: its significance and environmental controls**. Ore Geology Reviews, 17. 2000. p. 179-198.

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

RUFFET, G.; INNOCENT, C.; MICHARD, A.; FÉRAUD, G.; BEAUVAIS, A.; NAHON, D.; HAMELIN, B. **A geochronological $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and $^{87}\text{Rb}/^{81}\text{Sr}$ study of K-Mn oxides from the weathering sequence of Azul, Brazil**. Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 60, n° 12, 1996. p. 2219-2232.

SAAD, N.; ZIDAN, B. I.; KHALIL, K. I. **Geochemistry and origin of the manganese deposits in the Um Bogma region, west central Sinai, Egypt**. Journal African Earth Sciences, 1911-2 1994. p. 109-116.

SALAMUNI, E. **Power Point de aula sobre regimes tectônicos**. Curso de Graduação em Geologia. Disciplina Geologia Estrutural. UFPR- Curitiba-PR. 2007.

SAMPAIO, J. A.; PENNA, M. T. M. **Mangânês – CVRD/Mina do Azul**. In: Usinas de Beneficiamento de Minérios do Brasil. Sampaio, J. A.; Luz, A. B. da e Lins, F. F.(Editores). Centro de Tecnologia Mineral – CETEM/MCT, 2001. p.49-60.

SAMPAIO, J. A.; ANDRADE, M. C.; DUTRA, A. J. B.; PENNA, M. T. M. **Mangânês**. In: Rochas e Minerais Industriais: Usos e Aplicações. Centro de Tecnologia Mineral – CETEM/MCT, 2002. p.515-530.

SANTOS, A. B.; CARVALHO, A. R.; NUNES JR, D. S.; NUNES, G. S.; SOUZA, O. R.; FILHO, J. N. C.; MENEZES, J. R.; NOVAIS, Z. L. R. **Plano ambiental para o município de São Desidério, BA**. Salvador, BA: Programa Nacional de Capacitação de Gestores Ambientais, 2008.

SANTOS, N. S. **Geologia e potencialidades metalogenéticas da porção norte do Complexo Correntina – uma janela do embasamento do setor ocidental do Cráton do São Francisco na Bahia**. 128p. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharel em Geologia) - Universidade Federal do Oeste da Bahia. Barreiras, 2014.

SATO, K. **Evolução crustal da plataforma Sul Americana, com base na geoquímica isotópica Sm-Nd**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1998. 250p.

SCHNEIDERHAN, E. A.; GUTZMER, J.; STRAUSS, H.; MEZGER, K.; BEUKES, N. J. **The chemostratigraphy of a Paleoproterozoic MnF–BIF succession — the Voëlwater Subgroup of the Transvaal Supergroup in Griqualand West, South Africa**. S. Afr. J. Geol. 109, 2006. p. 63–80.

SCOTT, S. D. **Submarine hydrothermal systems and deposits**. In: Robb, L. J. Introduction to ore-forming processes. Blackwell Publishing, fourth published, Austrália. 1997. p. 269.

SCHOBENHAUS, C. **Relatório geral sobre a geologia da região setentrional da Serra do Espinhaço – Bahia Central**. Recife, SUDENE/DRN/DG, 91 p. (Série Geologia Regional, 19), 1972.

SGARBI, G. N. C. **Geologia da Formação Areado: Cretáceo Inferior a Médio da Bacia Sanfranciscana, oeste do Estado de Minas Gerais**. Rio de Janeiro. (Dissertação de Mestrado, UFRJ), 1989. 324p.

SGARBI, G. N. C.; SGARBI, P. B. A.; CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. & PENHA, U. C. **Bacia Sanfranciscana: o Registro Fanerozoico da Bacia do São Francisco**. In.: PINTO, C. V. & MARTINS-NETO, M. A., editores (2001). Belo Horizonte, SBG-MG, 2001. p. 93-138. (IX Simpósio de Geologia de Minas Gerais).

SILVA, C. G.; MELLO, S. L. de M. **Geografia: ensino fundamental e ensino médio - o mar no espaço geográfico brasileiro**. vol. 8 cap.5 / em: portal.mec.gov.br/seb/arquivos/pdf/EnsMed/expensgeo_5e6.pdf : Ministério da Educação, Secretaria de Educação Básica, Brasília, 2005.

SILVA, A. C. V. R.; ALMEIDA, J. M.; BONFIM, D. B.; JANONI, C. R.; GARCIA, M. A. T.; MENEZES, J. D. O. **Reconhecimento de recursos minerais metálicos (Au e Mn) na região de Jaborandi, oeste da Bahia.** In: 47º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador/BA. 2014. p.479.

SIMMONDS, V; GHASEMI, F. **Investigation of Manganese Mineralization in Idahlu and Jokandy, Southwest of Hashtrood, NW Iran.** BHM, 152, Jg. Heft 8. 2007.

SOARES, P. C.; FIORI, A. P. **Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia.** Notícia Geomorfológica, Campinas, n.16, 1976. p. 17-39.

SOUZA, J. D.; SAMPAIO, A. R.; MARTINS, A. M.; LOUREIRO, H. C.; ARCANJO, J. B.; MORAES-FILHO, J. C.; PEREIRA, L. H.; COUTO, P. A.; SANTOS, R. A.; MELO, R. C.; BENTO, R. V.; BORGES, V. P. **Projeto Extremo Sul da Bahia: Geologia e Recursos Minerais.** Salvador, Série Arquivos Abertos da Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, **19**, 2004. 52 p.

SOUZA, D. P. C. **Quadro geológico encaixante e implicações genéticas do minério manganífero portador de metais raros no Vau da Boa Esperança, região de Barreiras/BA.** 121p. Trabalho de Conclusão de Curso (Monografia) – Curso de Geologia, Universidade Federal da Bahia, Barreiras, 2013.

SOUZA, L. T. **Petrografia e Mineralogia do protominério de manganês na região de Marau, Sul da Bahia, Brasil.** Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, 2015. 79p.

SRH – Superintendência de Recursos Hídricos. Relatório Final da Etapa I. In: **Plano Estadual de Recursos Hídricos da Bahia (PERH-BA).** Salvador: Magna/BRL Ingeniería. 2003. 152 p.

STUMM, W.; MORGAN, J. J. **Aquatic Chemistry.** Wiley, New York. 1970. 583 pp.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology.** Longman Scientific & Technical, 1991. 537 p.

THORNTHWAITE, C. W. **An approach towards a rational classification of climate.** Geographical Review, London, v.38, p.55-94, 1948.

TOTH, J. R. **Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron.** Geological Society of America Bulletin, 91, 1980. p. 44.

TSIKOS, H.; MOORE, J. M. **The Kalahari Manganese Field: an enigmatic association of iron and manganese.** S. Afr. J. Geol. 101, 1998. p. 287–290.

UHLEIN, A.; ALVARENGA, C. J. S.; TROMPETTE, R.; DIPONT, H. S. J. B.; EGYDIO-SILVA, M.; CUCKOV, N.; LIMA, O. N. B. **Glaciação neoproterozoica sobre o Cráton do São Francisco e faixas dobradas adjacentes.** In: Geologia do Continente Sul Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Organizadores: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. São Paulo. 2004. p. 539-553.

URBAN, H.; STRIBRNY, B.; LIPPOLT, H. J. **Iron and manganese deposits of the Urucum District, Mato Grosso do Sul, Brazil.** Economic Geology 87, 1992. p. 1375–1392.

VALARELLI, J. V.; GONÇALVES, E.; BRICKER, O. P. **Manganese deposits of Marau district, Bahia, Brazil.** In: Symposium 104.3, "Geology and Geochemistry of Manganese", 25th Int. Geol. Congress. Abstracts, vol. 3, 1976. p. 798.

VAN NIEKERK, H. S.; BEUKES, N. J.; GUTZMER, J. **Post-Gondwana pedogenic ferromanganese deposits, ancient soil profiles, African land surfaces and palaeoclimatic change on the Highveld of South Africa.** J. Afr. Earth Sci. 29, 1999. p. 761–781.

VARENTSOV, I. M.; RAKHMANOV, V. P. **Manganese deposits of the USSR (review).** In: I.M. Varentsov and Gy. Grasselly (Editors), Geology and Geochemistry of Manganese, Vol. 2. Akademiai Kiado, Budapest, 1980. p. 319- 391.

VASCONCELOS, P. M. **K–Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of weathering processes.** Annu. Rev. Earth Sci. 27, 1999. p. 183–229.

VIEIRA, L. C. **A Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí) e as variações paleoambientais no final do Proterozoico.** Tese (Doutorado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007. 190 pp.

YEH, L.; DELIAN, F.; PEIJI, Y. **The characteristics of manganese deposits in China.** Abstract. 12th Int. Sed. Congress, Canberra, Abstracts, 1986. p. 342.

WEBMINERAL - Disponível em: <http://webmineral.com/chem/Chem-Mn.shtml>. Acesso em 2013.

ZANTOP, H. **Trace elements in volcanogenic manganese oxides and iron oxides: the San Francisco manganese deposit, Jalisco, Mexico.** *Econ. Geol.* 76, 1981. p. 545–555.

ZHOU, T. F.; FAN, Y.; YUAN, F.; WU, M. A.; HOU, M. J.; VOICU, G.; HU, Q. H.; ZHANG, Q. M. **A preliminary geological and geochemical study of the Xiangquan thallium deposit, eastern China: the world's first thallium-only mine.** *Mineralogy and Petrology*, 85:3, 2005. p.243-251.

ZHOU, T. F.; HOU, M. J.; VOICU, G.; ZHANG, Q. M. **Xiangquan: The World's first reported sediment-hosted thallium-only deposit, northeastern margin of the Yangtze Block, eastern China.** *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge, China*, 18–21, 2005. p. 515-517.