UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**A SEQUÊNCIA META-VULCANOSSEDIMENTAR DO CIRCULAR, CARAJÁS
(PA): GEOLOGIA, PETROGRAFIA, LITOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA.**

Pedro Moraes Reis

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo

2017

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação
do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Reis, Pedro Moraes

A sequência meta-vulcanossedimentar do circular,
Carajás (PA): geologia, petrografia, litoquímica e
geocronologia. / Pedro Moraes Reis. - São Paulo,
2017.

99 p. + anexos

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP

Orient.: Juliani, Caetano

1. Província Mineral de Carajás 2. Depósito de
Ferro Circular 3. Sequência meta-vulcanoclástica I.
Título

Agradecimentos

Agradeço primeiramente à Universidade de São Paulo e ao Instituto de Geociências, onde tive a oportunidade de me tornar graduado e pós-graduado em geologia. Ao professor Caetano Juliani, pelo tempo dedicado e conhecimentos ensinados durante o mestrado. Agradeço a Cooredenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo fornecimento de bolsa de estudo e ao Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica. Ao projeto CT-Mineral - *Petrogênese e Metalogênese da LIP (Large Igneous Province) Uatumã, Cratón Amazônico*, Processo CNPq 550.342-2011-7, pela disponibilização de recursos para execução do trabalho. A professora Lena Virgínia Soares Monteiro pelos ensinamentos sobre a Província Mineral de Carajás e auxílio na descrição petrográfica de minérios.

Agradeço a VALE S/A que, através dos gerentes de exploração mineral Fernando Greco, Fernando Martins e Filipe Porto, disponibilizou acesso a testemunhos de sondagem e informações geológicas da área estudada.

A todos professores, funcionários e alunos que de alguma maneira contribuíram para a conclusão desta empreitada.

Por fim, agradeço a meus familiares e minha companheira (Samantha) por todo apoio, ajuda e suporte durante o desenvolvimento desta pesquisa.

RESUMO

A Sequência Meta-vulcanossedimentar do Circular (SMC) constitui um conjunto de rochas supracrustais que estão totalmente circundadas por meta-granitóides ortoderivados, o contato entre eles é composto por falhas de cavalgamento e cisalhamento com transporte tectônico para S-SW. A SMC é composta por formações ferríferas intercaladas a plagioclásio-biotita xistos, granada-biotita xistos e metabasitos, interpretados como uma sequência meta-vulcanoclástica com meta-tufos, meta-sedimentos terrígenos e meta-vulcânicas com contatos concordantes entre si. Intrusões de metagabros e meta-granodioritos cortam a SMC e apresentam-se metamorfisadas. Paragêneses minerais formadas por granada+biotita+grunerita nas vulcanoclásticas e andesina+hornblenda+epidoto nos metagabros, indicam que estas rochas foram metamorfisadas em fácies anfibolito e retrometamorfisadas na fácies xisto verde, marcada por cloritização e sericitização.

Evidências petrográficas indicam que houve pelo menos três eventos deformacionais na SMC, o mais antigo (S_{n-1}) é marcado por restos de charneiras e arcos poligonais intrafoliais a uma foliação principal S_n , a última (S_{n+1}) é formada por microfalhas rúpteis que deslocam a S_n . Diques e *sills* de metagabros metamorfisados em fácies anfibolito indicam que houve pelo menos um evento deformacional após sua colocação.

Os meta-granitóides do embasamento da SMC estão associados a séries magmáticas cálcio-alcálicas e cálcio-alcálicas de alto potássio, com características geoquímicas sugestivas de colocação em ambiente sin-colisional. Meta-vulcânicas e meta-tufos de composição traqui-basáltica apresentam características que podem ser associadas a magmas básicos evoluídos, já os metagabros intrusivos possuem composição basáltica e apresentam características indicativas de que são geoquimicamente mais primitivos que as meta-vulcânicas.

A partir de dados isotópicos de U-Pb em zircão foi obtida uma idade concordante de 2659 ± 6 Ma para uma intrusão meta-granodiorítica que corta as formações ferríferas e meta-vulcanoclásticas, definindo, assim uma idade mínima para a SMC. O embasamento da sequência é formado por meta-monzogranitos que apresentaram uma idade de cristalização de 2665 ± 29 Ma. Os metagabros apresentaram idade discordante de 2560 ± 13 interpretada como idade mínima para a colocação dos mesmos.

As evidências de campo, petrográficas, litoquímicas e geocronológicas permitiram

inferir uma história evolutiva para as rochas da Sequência Meta-vulcanossedimentar do Circular. A área apresenta uma evolução antiga e complexa, com no mínimo três fases de deformação, três fases de magmatismo tanto básicos quanto ácidos, variadas fases de hidrotermalismo e desenvolvimento de zonas de cisalhamento.

Em uma porção localizada da SMC ocorre uma mineralização de cobre formada por brechas hidrotermais e formações ferríferas hidrotermalizadas, as primeiras são formadas por verdadeiros condutos hidrotermais que exibem feições de fraturamento hidráulico por pressão de fluidos e silicificação, os segundos são formações ferríferas que hospedam a mineralização de cobre com textura *stockwork*, possivelmente por servirem de armadilhas químicas para a precipitação de sulfetos. Os sulfetos principais são calcopirita e pirrotita. A ausência de deformação nos sulfetos sugere que sua origem esteja associada a eventos posteriores às deformações neoarqueanas, como por exemplo a granitogênese anorogênica paleoproterozóica. Evidências geológicas e geoquímicas indicam que a mineralização é do tipo IOCG.

Abstract

The Meta-volcanosedimentary Circular Sequence (SMC) is a set of supracrustal rocks that are totally surrounded by meta-granitoids, the contact between them is tectonic composed by thrust fault and transcurrent fault zones with milonitic foliation and tectonic transport for S-SW. The SMC is formed by banded iron formations interspersed with plagioclase-biotite schists, garnet-biotite schists and metabasites, interpreted as a meta-vulcanoclastic sequence with meta-tuffs, meta-volcanics rocks and basic affinity terrigenous meta-sediments with concordant contacts with each other. Intrusions of metamorphosed gabbros and granodiorites cut the SMC. In metavulcanoclastic rocks, mineral paragenesis is formed by garnet + biotite + grunerite, in meta-gabbros andesine + hornblende + epidote indicates metamorphism in amphibolite facies and retro-metamorphism in green schist facies, marked by chloritization and sericitization.

Petrographic evidences indicate a minimum of three deformational events in the SMC, the first (S_{n-1}) is marked by hinges, relicts and intrafolial polygonal arches in a main foliation S_n (second), the third (S_{n+1}) is formed by brittle micro-faults, which move S_n . Dykes and sills of meta-gabbros metamorphosed in amphibolite facies indicate at least one deformation event after its placement.

The SMC basement is composed by meta-granitoids with calcium-alkaline to calcium-alkaline with high potassium magma series, suggesting they were placed in a sin-collisional environment. Metavolcanic rocks formed by thraquibasaltic composition have characteristics that can be associated to more evolved basic magmas than meta-gabbros, which have basaltic composition and characteristics that their protoliths were more primitive magmas.

From the isotopic data of U-Pb in zircon, a concordant age of 2659 ± 6 Ma was obtained for a meta-granodioritic intrusion that cuts the banded iron formation and meta-vulcanoclastic rocks, thus defining a minimum age for SMC. The basement is formed by meta-monzogranites that presented a crystallization age of 2665 ± 29 Ma. The meta-gabbro have a discordant age of 2560 ± 13 interpreted as minimum age for its placement.

Field works, petrographic description, geochemistry data and geochronological evidences allowed to infer history evolution for the Circular Meta-volcanosedimentary Sequence. The area presents an old and complex evolution, with at least three phases of deformation,

four intrusion phases of basic and acid magmas, various stages of hidrothermalism and development of shear zones.

In a localized portion of SMC, copper mineralization occurs through hydrothermal breccia and iron formations. The breccias are formed on hydrothermal conduits by hydraulic fracturing with fluids pressure and silicification associated, the hydrothermalized iron formations hosts the copper mineralization with stock work texture, possibly because they serve as chemical traps for the sulphides precipitation. The main sulphides are chalcopyrite and pyrrhotite. The absence of deformation in sulphides suggests its origin is associated with pos-neoarquean deformations events, such as the anorogenic paleoproterozoic granitogenesis. Geological and geochemical evidence indicates that cooper mineralization is a IOCG type.

Sumário

1	INTRODUÇÃO.....	1
1.1	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA.....	1
2	JUSTIFICATIVAS PARA AS PESQUISAS	2
3	OBJETIVOS.....	3
4	MÉTODOS.....	3
4.1	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	3
4.2	DESCRIÇÃO E ANÁLISE DE TESTEMUNHOS DE SONDAGENS.....	3
4.3	PETROGRAFIA	4
4.4	LITOQUÍMICA	4
4.5	GEOCRONOLOGIA U–Pb EM ZIRCÃO	5
5	GEOLOGIA REGIONAL DE CARAJÁS.....	6
5.1	CONTEXTO GEOTECTÔNICO.....	6
5.2	ESTRATIGRAFIA	12
5.3	UNIDADES GEOLÓGICAS.....	13
5.3.1	<i>Embasamento</i>	<i>13</i>
5.3.2	<i>Sequências Meta-vulcano-sedimentares.....</i>	<i>15</i>
5.3.3	<i>Magmatismo Máfico e Ultramáfico.....</i>	<i>19</i>
5.3.4	<i>Granitos de Alto Potássio</i>	<i>20</i>
5.3.5	<i>Coberturas Sedimentares.....</i>	<i>21</i>
5.3.6	<i>Magmatismo Félsico Intracontinental.....</i>	<i>21</i>
6	GEOLOGIA LOCAL.....	22
6.1	DESCRIÇÃO DAS UNIDADES E PETROGRAFIA	26
6.1.1	<i>Embasamento</i>	<i>26</i>
6.1.2	<i>Intrusão de Meta-granodiorito.....</i>	<i>28</i>
6.1.3	<i>Formações Ferríferas Bandadas.....</i>	<i>29</i>
6.1.4	<i>Granada-Biotita Xistos</i>	<i>32</i>
6.1.5	<i>Plagioclásio-Biotita Xistos.....</i>	<i>35</i>
6.1.6	<i>Metabasitos</i>	<i>39</i>
6.1.7	<i>Metagabros e Metadiabásios</i>	<i>42</i>
6.1.8	<i>Rochas Hidrotermalizadas e mineralizações de cobre.....</i>	<i>44</i>
6.2	DESCRIÇÃO DE TESTEMUNHOS E RELAÇÕES DE CAMPO.....	52
7	LITOQUÍMICA	59

7.1 GRANITOIDES DO EMBASAMENTO	59
7.2 ROCHAS DA SMC E METAGABROS	64
7.3 MINERALIZAÇÃO DE COBRE	72
8 GEOCRONOLOGIA.....	73
8.1 ROCHAS DO EMBASAMENTO	74
8.2 INTRUSÃO DE META-GRANODIORITO.....	76
8.3 METAGABRO.....	77
8.4 GRANADA-BIOTITA XISTO	78
9 DISCUSSÕES.....	80
10 CONCLUSÕES.....	89
11 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	91

1 INTRODUÇÃO

Os primeiros estudos na área foram feitos na década de 70 pela Companhia Vale do Rio Doce (CVRD), quando a área fez parte de grandes levantamentos regionais de mapeamento e prospecção mineral. Levantamentos aerogeofísicos detectaram uma anomalia magnética arredondada situada a noroeste da cidade de Parauapebas, nomeada como Alvo Circular, se relaciona a um alto topográfico com 3 x 1,5 km orientado na direção E-W sustentado por uma sequência meta-vulcanossedimentar.

A área foi inicialmente prospectada para cobre, mas sem resultados expressivos. Em 2008, uma campanha de sondagens rotativas feita pela companhia VALE S/A e identificou formações ferríferas magnetíticas responsáveis pela grande anomalia magnética. Após esta campanha de sondagens foi definido o Depósito de Ferro Circular (DFC), formado por camadas decamétricas de formações ferríferas bandadas intercaladas em biotita xistos e metabasitos e invadida por diques e *sills* de metagabros e metadiabásios, todo este pacote se posiciona sobre meta-monzogranitos foliados.

Este mestrado propõe a denominação Sequência Meta-vulcanossedimentar do Circular (SMC) para o conjunto das rochas supracrustais da área, as quais se mostram semelhantes às rochas de outras sequências meta-vulcanossedimentares de Carajás, como as do Salobo, Pojuca, Gameleira e Grão Pará. Estas semelhanças sugerem que a SMC pode pertencer ao Supergrupo Itacaiúnas.

As rochas hospedeiras das formações ferríferas bandadas compreendem plagioclásio-biotita xistos, granada-biotita xistos e metabasitos metamorfisados na fácies anfibolito e com retrometamorfismo na fácies xisto verde.

As associações litológicas evidenciam uma história geológica complexa, com eventos de metassomatismo e/ou alteração hidrotermal que, inclusive, podem ter afetado as rochas anteriormente ao metamorfismo regional.

O desenvolvimento deste trabalho foi possível graças ao apoio VALE S/A nos levantamentos em campo e pela cessão de informações geológicas e amostras de testemunhos de sondagem.

1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área se localiza no município de Parauapebas, sudeste do estado do Pará, na região de Carajás (Fig. 1). O acesso à área é feito a partir de Parauapebas pela estrada pavimentada do Salobo ou pela vicinal do Cigano, num percurso de aproximadamente 30 km. É notável a

proximidade da área com a Estrada de Ferro Carajás e com as minas de ferro da Serra Norte, respectivamente 3 e 10 quilômetros, propiciando uma boa condição de infraestrutura.

Figura 1 – Mapa de localização da área de estudo.

2 JUSTIFICATIVAS PARA AS PESQUISAS

Durante os trabalhos de exploração mineral foram levantadas dúvidas sobre a real natureza das rochas encaixantes do Depósito de Ferro Circular, pois faltavam dados mais detalhados de caracterização petrográfica, da composição dos magmas básicos, do ambiente de formação, sobre o grau metamórfico, das idades da sequência meta-vulcanossedimentar e do embasamento granítico e dos tipos das alterações hidrotermais.

Os estudos deste mestrado focaram a obtenção destes dados e sua interpretação com o objetivo de elucidar a gênese da SMC e de suas mineralizações.

Os litotipos da SMC são semelhantes às rochas dos grupos Salobo, Pojuca, Gameleira e Grão Pará, intrusões de diabásio e de gabros metamorfisados, assim como corpos de biotita xistos como os aqui descritos, também são reportados no Depósito Gameleira (Pimentel *et al.*, 2003). No entanto, os espessos pacotes (com até 60 m) de formações ferríferas presentes na SMC não ocorrem nos grupos Salobo ou Pojuca, mas compõem parte do Grupo Grão-Pará, o qual hospeda importantes depósitos de ferro em Carajás. De fato, estas particularidades indicam que a SMC possa ser um remanescente de uma sequência do tipo Itacaiúnas

preservada na borda sul do Cinturão de Cisalhamento Cinzento, uma região onde predominam granitóides e gnaisses e assim sendo, estes estudos visaram também o estabelecimento de correlações litoestratigráficas como as outras sequências meta-vulcanossedimentares da região, justificando adicionalmente estas pesquisas.

3 OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo melhorar a compreensão sobre a geologia geral da SMC, abordando suas relações com o embasamento e a contextualizando geotectonicamente com a geologia regional de Carajás. Para tanto foram feitas descrições geológicas de testemunhos de sondagem, caracterização petrográfica, litoquímica e geocronologia U-Pb em zircão.

4 MÉTODOS

4.1 Revisão Bibliográfica

Esta etapa incluiu o levantamento das publicações técnicas sobre a área, bem como a compilação de artigos, dissertações, teses e mapas. Também foram considerados nessa etapa os trabalhos apresentados em simpósios, encontros científicos e/ou congressos.

Para esta revisão foi utilizado o acervo da Biblioteca do IGc-USP e os sistemas de buscas de dados do Sistema Integrado de Bibliotecas da Universidade de São Paulo (SIBi/USP), incluindo as bases de dados DEDALUS, SciELO, ERL, ProBE e *Web of Science* e pelo Portal CAPES.

4.2 Descrição e Análise de Testemunhos de Sondagens

Para tal atividade a empresa VALE S/A disponibilizou os testemunhos de sondagens obtidos durante a fase de exploração mineral. Foram descritos detalhadamente cinco testemunhos de sondagens, totalizando 1383,6 metros, dos quais foram coletadas 105 amostras. As descrições seguiram a sistemática de caracterização composicional, textural e estrutural da rocha, atentando-se para as relações de contato, paragênese mineral e alterações hidrotermais.

Cada amostra foi identificada, descrita macroscopicamente e fotografada com câmera digital com resolução de 8 *megapixel*. Nesta etapa foi feita uma seleção de litotipos para caracterização petrográfica.

4.3 Petrografia

Após a etapa de campo foram selecionadas amostras para petrografia. Os locais escolhidos para confecção das lâminas foram marcados nas amostras e encaminhadas ao Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da USP. Foram confeccionadas 30 lâminas delgadas e 16 lâminas delgadas polidas.

As descrições petrográficas foram feitas em microscópio óptico Leica DM 4500P informatizado equipado com sistema de luz refletida e com sistema de aquisição de imagens digitais.

O estudo petrográfico das lâminas delgadas incluiu descrições mineralógicas detalhadas e a caracterização das texturas e estruturas de cada um dos litotipos, objetivando o reconhecimento das fases minerais, relações de contato, formas e dimensões, assim como presença de inclusões, intercrescimentos, estruturas e relações de equilíbrio com outras fases presentes. Também foram caracterizadas as paragêneses metamórficas e das alterações hidrotermais, atentando para o estado de equilíbrio e ordem de cristalização, quando possível.

Durante esses trabalhos foram utilizadas as tabelas e esquemas classificatórios de Augsthitis (1973), Tröeger (1979), Borradaile *et al.* (1982), Mackenzie & Guilford (1982), Deer *et al.* (1980) e McPhie *et al.* (1993), dentre outros.

4.4 Litoquímica

Neste trabalho foram utilizados dados geoquímicos de rocha total fornecidos pela VALE S/A e informações litoquímicas de amostras de testemunhos de sondagem coletadas neste estudo. Os dados cedidos pela VALE S/A foram obtidos em diferentes pacotes analíticos em trechos de 1 m dos testemunhos de sondagens. Desta forma, foram selecionados dentre os dados aqueles que correspondiam a trechos mais ou menos homogêneos das unidades reconhecidas nas descrições dos testemunhos de sondagens. Estes resultados, embora ainda imprecisos, foram analisados comparativamente aos dados geoquímicos e petrográficos obtidos neste mestrado.

As análises cedidas pela VALE S/A foram preparadas em laboratório interno, fazendo uso de estufas de secagem, britadores de mandíbula, pulverizadores de panela ou anéis, quarteadores Jones e peneiras e foram analisados pelo laboratório ALS CHEMEX.

As amostras deste estudo foram preparadas no Laboratório de Preparação de Amostras

do Instituto de Geociências, tendo sido adotado o seguinte procedimento: a) fragmentação em prensa hidráulica, b) moagem em moinho de carboneto de tungstênio até ~90% passante em 150#, c) homogeneização com membrana e, d) quarteamento em pilha, com uso de espátula-colher fina. As amostras foram analisadas no laboratório ACME.

Os óxidos maiores foram analisados pelo método de espectrometria de fluorescência de raios X e os elementos traços foram analisados por ICP-MS. As amostras da VALE S/A foram analisadas pelos mesmos métodos. As planilhas com os resultados químicos encontram-se no ANEXO A.

Os dados das rochas ígneas metamorfisadas foram plotados em diagramas para caracterização geoquímica e interpretação do ambiente geotectônico de formação dos magmas. Os estudos petrográficos sugerem a presença de tufos que gradam para rochas sedimentares clásticas, alterações composicionais devidas ao hidrotermalismo e ao metassomatismo são relativamente comuns. Por este motivo foram também feitos diagramas com elementos químicos selecionados que evidenciam estes dois processos geológicos.

4.5 Geocronologia U–Pb em Zircão

A seleção das amostras para geocronologia U–Pb em zircão foi feita após a caracterização petrográfica, tendo sido escolhidas as menos afetadas pelas alterações hidrotermais. A separação do zircão foi feita no Laboratório de Separação de Minerais do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da Universidade de São Paulo.

A rotina de preparação das amostras foi: a) lavagem, secagem e britagem em britador de mandíbulas, seguido por moagem do britado em moinho de disco de carboneto de tungstênio, peneiramento em 100 e 250#. A fração retida na peneira de 250# teve as frações mais densa e menos densa separadas em mesa densimétrica Wilfley. Da fração mais densa foram separados os minerais de alta susceptibilidade magnética com uso de imã de mão, sendo o restante separado num separador magnético isodinâmico FRANTZ em duas etapas, a primeira delas em corrente de 0,3 A e a segunda em 0,5 A. A fração não magnética foi separada em líquidos densos utilizando-se primeiramente o bromofórmio ($d = 2,83 \text{ g/cm}^3$) e posteriormente iodeto de metileno ($d = 3,32 \text{ g/cm}^3$). Do concentrado obtido foram catados grãos de zircão em lupa binocular para montagens em seções circulares de epóxi com 2,54 cm de diâmetro e 6 mm de espessura, polidas em ambas as faces. Seguiu-se o imageamento por catodoluminescência e a escolha dos pontos adequados para análises em lupa binocular.

As datações U–Pb foram feitas em duas fases. Na primeira foram analisadas 4

amostras do embasamento da SMC, uma de um dique de meta-granodiorito enxaixado na SMC e três de meta-monzogranitos. Para estas datações foi utilizada a microsonda iônica SHRIMP no Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução (GEOLAB) da USP. Na segunda etapa foram datadas duas amostras, uma de metagabro e outra de um granada-biotita xisto. Estas foram feitas por LA-ICP-MS no CPGeo-USP.

Os dados de SHRIMP foram adquiridos em *spots* de ~2,6 µm de diâmetro (Sato, 2014). Os *softwares* utilizados na operação do equipamento foram o LabVIEW e SHRIMP SW (versão 2.1). Os dados e os diagramas concórdia foram plotados fazendo uso do ISOPLOT 4 (Ludwing, 2009). Detalhes sobre os procedimentos analíticos e cálculo dos erros envolvidos podem ser encontrados nos trabalhos de Williams (1998), Steiger & Jäger (1977) e Jaffey *et al.* (1971).

Os dados de LA-ICP-MS foram adquiridos em *spots* de 32 µm de diâmetro a uma taxa de repetição de 6 Hz. O padrão primário utilizado como referência foi o GJ1 e as correções foram feitas utilizando uma tabela Excel do laboratório. As correções basearam-se no modelo de Stacey & Kramers (1975) e os diagramas concórdia foram calculados através do programa ISOPLOT (Ludwing, 2003).

5 GEOLOGIA REGIONAL DE CARAJÁS

5.1 Contexto Geotectônico

A SMC faz parte da Província Mineral de Carajás (PMC), a qual se insere na porção sudeste do Cráton Amazônico. A PMC é delimitada a oeste pelo rio Xingu, a leste pelos rios Araguaia e Tocantins, a sul pela Serra dos Gradaús e a norte pela Serra do Bacajá (Hirata *et al.*, 1982).

O Cráton Amazônico compreende um grande bloco litosférico continental formado por diferentes províncias crustais cujas idades variam do arqueano ao mesoproterozóico. Este bloco estabilizou tectonicamente em torno de 1 Ga e se manteve estável durante as orogenias Brasileiras (Brito Neves & Cordani, 1991).

Vários autores têm estudado a compartimentação geotectônica do Cráton Amazônico nos últimos quarenta anos. Dentre estes, os que atualmente mais se destacam na literatura são os estudos de Tassinari (1996), Santos (2000), Tassinari & Macambira (2004) (Fig. 5.1) e Vasquez *et al.* (2008) (Fig. 5.2).

Figura 5.1 – Mapa das principais províncias geocronológicas e associações litológicas do Cráton Amazônico, retirado de Tassinari & Macambira. (2004).

Figura 5.2 – Mapa das Províncias Geológicas do Cráton Amazônico, retirado de Vasquez *et al.* (2008).

Na PMC ocorrem os terrenos mais antigos do Cráton Amazônico (Tassinari, 1996; Tassinari & Macambira, 2004), nos quais estão hospedados importantes depósitos de ouro, ferro, níquel, cobre e manganês. A sul da PMC ocorre o Terreno Granito–*Greenstone* arqueano de Rio Maria (Huhn *et al.*, 1988), na porção norte ocorre o Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, de idade paleoproterozoica (Araújo *et al.*, 1988). Estes dois blocos foram nomeados por Santos *et al.* (2003) como Domínio Rio Maria e Domínio Carajás, como representado nas Figuras 5.3 e 5.4.

O Domínio Rio Maria (Fig. 5.3) é definido como um terreno granito–*greenstone* mesoarqueano com complexos máfico–ultramáficos, granitóides TTG, granitos de alto potássio e sanukitóides (Huhn *et al.*, 1988; Souza *et al.*, 2001; Oliveira *et al.*, 2009; Almeida *et al.*, 2011). Associações de rochas metassedimentares paleoproterozoicas também ocorrem neste domínio, assim como granitos e diques máficos e félsicos atribuídos ao magmatismo

anorogênico do Orosiriano (Vasquez *et al.*, 2008).

O Domínio Carajás (Fig. 5.4) é formado pela parte norte da Província Mineral de Carajás, onde ocorrem rochas mesoarqueanas e paleoproterozoicas (Santos, 2003) com uma história geológica complexa.

Figura 5.3 – Mapa Geológico do Domínio Rio Maria, retirado de Vasquez *et al.* (2008).

Figura 5.4 – Mapa Geológico do Domínio Carajás, obtido de Vasquez *et al.* (2008), a Figura 5.5 adiante corresponde a um zoom do retângulo preto, a elipse preta representa a localização aproximada da SMC.

Figura – 5.4 (Continuação – Legenda da figura anterior).

A figura 5.5 mostra com maior precisão a localização da Sequência Meta-vulcanossedimentar do Circular através do Mapa Preliminar Litoestrutural do Setor Cururu–Furnas do Lineamento Cinzento confeccionado pela CPRM (Serviço Geológico do Brasil).

Figura 5.5 – Mapa geológico preliminar do setor Cururu–Furnas (Oliveira *et al.*, 2016).

5.2 Estratigrafia

A evolução geológica e a estratigrafia das unidades geológicas da Província Mineral de Carajás tem sido objeto de discussões e debate no últimos anos, tendo sido definidas diversas colunas estratigráficas à medida que novos dados são obtidos. A sistematização do conhecimento regional acumulado nas décadas de 60 e 70 levou Hirata *et al.* (1982) a proporem uma coluna estratigráfica informal, a qual serviu como base para a coluna estratigráfica proposta pela DOCEGEO (1988) ao consolidar os conhecimentos geológicos obtidos desde o final da década de 60. Desde então vários autores tem estudado e proposto novos arranjos estratigráficos para a Província Mineral de Carajás. Nas Figuras 5.6 e 5.7 são apresentadas as propostas de Vasquez *et al.* (2008) para os domínios Rio Maria e Carajás.

Associação	Unidade Litoestratigráfica		Idade de Formação / Fontes Detriticas (Ma)	Método	T _{DM} (Ga)	εNd(t)
Magmatismo Felsico Intracontinental	Suite Intrusiva Jamon	Jamon	1885 ± 32 ¹	Pb-Pb zr	3,02 e 2,87 ¹	-9,7 e -9,5 ¹
		Musa	1883 ± 5/-2 ²	U-Pb T zr	2,60 a 2,82 ¹	-9,3 a -9,6 ¹
		Redenção	1870 ± 68 Ma ³	Pb-Pb rt	2,73 a 2,80 ¹⁹	-8,8 a -10,5 ¹⁹
		Seringa	1893 ± 15 ⁴	Pb-Pb zr		
		Bannach			2,84 ¹⁹	-9,6 ¹⁹
		Manda Saia			2,61 a 2,71 ¹⁹	-8,1 e -8,4 ¹⁹
		Diques associados			2,83 e 2,88 ¹	-10 e -9,4 ¹
Coberturas Sedimentares	Formação Gorotire		2154 ± 9 a 2035 ± 5 ⁵	Pb-Pb zrd		
	Grupo Gemaque (Formação Cachoeirinha)		2,76-3,15 ^{(*) 6}	U-Pb Tzrd		
Granitos de Alto K	Granito Xinguara		2865 ± 1 ⁷	Pb-Pb zr	2,88 ⁸	+1,6 ⁸
	Granito Mata Surrão		2872 ± 10 ⁹	Pb-Pb rt		
			2868 ± 5 ¹⁰ , 2871 ± 7 ¹¹	Pb-Pb zr		
			2881 ± 2, 2875 ± 11 ¹²	Pb-Pb zr	2,90 e 3,05 ¹²	+0,56 e +1,89 ¹²
	Granito Guarantã		2930 ¹³	U-Pb T zr		
Granitóides e Ortognaisses TTG	Granodiorito Cumaru		2817 ± 4 ¹⁴	Pb-Pb zr		
	Tonalito Parazônia		2858 ¹⁵	U-Pb T ti		
	Trondhjemitó Água Fria		2864 ± 21 ⁷	Pb-Pb zr	2,89 a 2,91 ⁸	+1,4 a +2,0 ⁸
	Trondhjemitó Mogno		2871 ¹⁵	U-Pb T ti	2,92 e 2,95 ¹⁹	+0,9 e +1,0 ¹⁹
	Granodiorito Rio Maria		2872 ± 5 ¹⁵	U-Pb T zr, ti	3,01 a 2,92 ⁸	+0,4 a +1,2 ⁸
			2874 +9/-10 ¹⁶	U-Pb T zr	3,01 e 2,92 ¹⁹	+0,2 a +1,2 ¹⁹
			2878 ± 4 ¹	Pb-Pb zr		
			2875 ± 7, 2877 ± 6, 2880 ± 4, 2881 ± 8 ¹²	Pb-Pb zr	3,07 a 2,97 ¹²	-0,53 a +0,74 ¹²
			2859 ± 19 ¹⁷ , 2852 ± 16 ¹⁸	Pb-Pb zr		
	Tonalito Caracol		2924 ± 2, 2936 ± 3, 2948 ± 5 ⁷	Pb-Pb zr	3,88 a 2,86 ⁸	-3,4 a +2,6 ⁸
	Tonalito Arco Verde		2957 +25/-21 ¹⁶	U-Pb T zr	2,94 e 2,91 ¹⁹	+2 e +2,6 ¹⁹
			2965 ± 1, 2981 ± 8, 2988 ± 5 ¹²	Pb-Pb zr	3,02 e 3,01 ¹²	+1,56 e +1,72 ¹²
			2936 ± 4 ¹⁰ , 2964 ± 2 ²⁰	Pb-Pb zr		
Complexo Máfico-Ultramáfico	Complexo Máfico-Ultramáfico Serra Azul		2970 ± 7 ¹⁵	U-Pb T zr		
Greenstone Belts	Grupo Tucumã		2868 ± 8 ¹⁸	Pb-Pb zr		
	Grupo Lagoa Seca		2979 ± 5 ¹⁵	U-Pb T zr		
			2904 ± 29/-22 ¹⁶ , 2971 ± 18 ²¹	U-Pb T zr		
			2943 ± 88 ²²	Pb-Pb rt	3,24 a 3,05 ²²	+0,22 a +3,15 ²²
	Grupo Babaçu		3046 ± 32 ²²	Sm-Nd rt		+1,11 a +2,53 ²²
	Grupo Serra do Inajá	Fm. Morada da Prata	2,96 – 3,07 ^{(*) 23}	Pb-Pb zrd		
		Fm. Quixadá	2988 ± 4 ¹²	U-Pb T zr	3,02 ¹²	+1,67 a +5,78 ¹²
	Grupo Gradaús		3002 ± 3 ²⁴	U-Pb T zr	3,4 ²⁴	-0,34 ²⁴

Figura 5.6 – Coluna litoestratigráfica e dados geocronológicos do Domínio Rio Maria, retirado de Vasquez *et al.* (2008).

Associação	Unidade Litoestratigráfica		Idade de Formação/ Fontes Detriticas (Ma)	Método	Idade de metamorfismo (Ma)	Método	TDM (Ga)	εNd (t)
Magmatismo Félsico Intracontinental	Suíte Intrusiva Serra dos Carajás	Granito Pojuca	1874 ± 2 ¹	U-Pb T zr			3,35 ¹	-9,7 ¹
		Granito Serra dos Carajás	1880 ± 2 ¹	U-Pb T zr			2,73 e 2,61 ¹	-7,9 e -9,2 ¹
		Granito Cigano	1883 ± 2 ¹	U-Pb T zr			2,94 e 2,67 ¹	-9,5 e -9,7 ¹
Cobertura Sedimentar	Formação Águas Claras		2778 a 3020 ³ 2871 ± 3 a 3048± 2 ⁴	U-Pb T zrd				
Magmatismo Máfico-Ultramáfico	Suíte Intrusiva Cateté		2378 ± 55 ⁵	Sm-Nd rt				
			2766 ± 6 ²⁶	U-Pb S zr				
	Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga	2763 ± 6 ¹	U-Pb T zr					
Granitos de Alto K	Granito Velho Salobo		2573 ± 2 ¹	U-Pb T zr				
	Granito Igarapé Gelado		2731 ± 26 ⁶	Pb-Pb zr				
	Granito Plaquê		2727 ± 29 ⁷	Pb-Pb zr				
			2736 ± 24 ⁸	Pb-Pb zr				
	Diorito Cristalino		2738 ± 6 ⁹	Pb-Pb zr				
	Granito Serra do Rabo		2743 ± 1,6 ¹⁰	U-Pb T zr				
	Granito Planalto		2747 ± 2 ⁹	Pb-Pb zr				
Complexo Granítico Estrela		2763 ± 7 ¹¹	Pb-Pb zr			3,19 e 2,97 ¹²	-0,38 e -2,06 ¹²	
Greenstone Belts	Grupo Rio Novo		2658 ± 213 ¹³	Sm-Nd rt				
	Grupo Igarapé Pojuca		2732 ± 3 ¹ 2757 ± 81, 2719 ± 80 ¹⁴	U-Pb T zr Sm-Nd rt			3,06 a 2,85 ¹⁴ 3,12 a 3,33 ¹⁵	-0,8 e -1,4 ¹⁴ -0,89 a -3,26 ¹⁵
	Grupo Igarapé Bahia		2748 ± 34 ¹⁶	U-Pb S zr				
			2747 ± 1, 2745 ± 1 ¹⁷	Pb-Pb zr				
			2776 ± 12, 2758 ± 36 ¹⁷	Pb-Pb rt			2,99 a 3,13 ¹⁷	-0,85 a -2,1 ¹⁷
			2765 ± 36 ¹⁷ , 2751 ± 81 ¹⁸	Pb-Pb rt			2,96 ¹⁸	-0,96 ¹⁸
			2758 ± 75 ¹⁷ , 2759 ± 24 ¹⁸	Sm-Nd rt				
	Grupo Grão-Pará	Formação Carajás	2740 ± 8, 2743 ± 11 ¹⁹	U-Pb S zr				
			2751 ± 4 ²⁰	U-Pb T zr				
			2757 ± 18 ²¹ 2593 ± 260 ²²	Pb-Pb zr Sm-Nd rt				- 4,2 ²²
	Formação Parauapebas	2759 ± 2 ¹ 2758 ± 39 ²³ 2760 ± 11, 2757 ± 7 ¹⁹	U-Pb T zr U-Pb T zr U-Pb S zr				+ 4,6 a -7,0 ²⁴	
Grupo Igarapé Salobo				2761 ± 3 ¹	U-Pb T zr			
Assembléia de Embasamento	Complexo Xingu		2974 ± 15 ⁸	Pb-Pb zr	2859 ± 2 ¹	U-Pb T zr		
	Ortogramulito Chicrim-Cateté		3002 ± 14 ²⁵	U-Pb S zr	2859 ± 9 ²⁵	U-Pb S zr		

Figura 5.7 – Coluna litoestratigráfica e síntese dos dados geocronológicos do Domínio Carajás, retirado de Vasquez *et al.* (2008).

5.3 Unidades Geológicas

Neste capítulo é utilizada a última proposta sugerida pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), que separa as macrounidades em: embasamento, sequências meta-vulcanossedimentares, produtos de magmatismo máfico e ultramáfico, granitos de alto potássio, coberturas sedimentares e magmatismo félsico anorogênico.

5.3.1 Embasamento

A primeira referência sobre o embasamento da Província Mineral de Carajás foi feita por Silva *et al.* (1974), que propuseram o termo Complexo Xingu para um conjunto de rochas graníticas–gnáissicas com granulitos e granitóides associados. Consideraram ainda que esta unidade afloraria desde o Rio Xingu até o extremo sudeste do estado Pará.

Posteriormente a DOCEGEO (1987) definiu o Complexo Pium como um conjunto de rochas máficas metamorfasadas na fácies granulito. Araújo & Maia (1991) reconheceram rochas granulíticas nas cercanias do Rio Cateté e as correlacionaram ao Complexo Pium. A partir de 1991 as rochas deste complexo foram identificadas compondo dois grandes corpos, um nas cercanias do rio Pium e outro nas na proximidades do rio Cateté. Estas rochas, juntamente com as do Complexo Xingu, formariam o embasamento das rochas supracrustais da região de Carajás.

Com o aumento do conhecimento geológico e avanço da cartografia, o Complexo Xingu foi sendo desmembrado em diversas unidades geológicas. A abrangência do Complexo Xingu foi restringida por Vasquez *et al.* (2008) ao Domínio Carajás, onde compõe o embasamento das sequências meta-vulcanossedimentares e também é invadido por granitóides meso- e neoarqueanos.

O Complexo Xingu na PMC é constituído por ortognaisses e migmatitos (Vasquez *et al.*, 2008) predominantemente de composição tonalítica, com granodioritos e trondhjemitos subordinados (Araújo *et al.*, 1991). Machado *et al.* (1991) obtiveram idade de 2859 ± 2 Ma em zircão de leucossoma de migmatitos pelo método U–Pb (ID-TIMS) em zircão, idade interpretada como sendo a do último evento de migmatização.

Estudos recentes tem individualizado diferentes corpos geológicos mesoarqueanos na unidade anteriormente considerada como Complexo Xingu na porção sul do Domínio Carajás, tais como o Granito Bacaba (3.0 e 2.86 Ga, Moreto *et al.*, 2011 e Feio *et al.*, 2013); Granito Canaã dos Carajás (2,96 Ga, Feio *et al.*, 2013); granitos Serra Dourada e Cruzadão e Tronjemitos Rio Verde (2,87 a 2,83 Ga, Moreto *et al.*, 2011 e Feio *et al.*, 2013).

Em relação ao Complexo Pium, Ricci (2006) indicou que as rochas definidas pela DOCEGEO (1987) não seriam granulitos e sim são rochas gabbroicas. Desta forma, Vasquez *et al.* (2008) sugeriram o abandono do termo Complexo Pium e criação dos termos Ortogranulito Xicrim–Cateté e Diopsídio Norito Pium.

O Ortogranulito Xicrim–Cateté, de composições charnokíticas a enderbíticas e com corpos subordinados de granulitos máficos, passou a ser o único representante de rochas de alto grau no embasamento de Carajás (Vasquez *et al.*, 2008). Sua idade é definida por um suposto xenólito no Diopsídio Norito Pium (Ricci, 2006), para o qual Pidgeon *et al.* (2000) obtiveram idade de cristalização magmática em torno de 3002 ± 14 Ma pelo método U–Pb (Shrimp) em zircão. Nas bordas dos grãos de zircão foi detectada uma idade de 2859 ± 9 Ma, interpretada como correspondente ao metamorfismo em fácies granulito.

O Diopsídio Norito Pium é formado por corpos intrusivos, com deformação variável, de diopsídio noritos, gabronoritos, hornblenda gabronoritos e hornblenda gabros (Ricci, 2006). A idade destes corpos ainda é desconhecida, mas é mais nova que a do Ortogranulito Xicrin–Cateté, devido ao xenólito descrito anteriormente.

5.3.2 Sequências Meta-vulcanossedimentares

As sequências meta-vulcanossedimentares de Carajás foram inicialmente caracterizadas por Hirata (1982) ao descrever a sequência Salobo–Pojuca. Posteriormente a DOCEGEO (1988) propôs a denominação Supergrupo Itacaiúnas, que incluiria o Grupo Grão Pará e demais unidades a ele associadas, tais como Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Igarapé Bahia e Buritirama. Vasquez *et al.* (2008) seguiram esta proposta, mas excluíram do Supergrupo Itacaiúnas o Grupo Buritirama, por este pertencer ao Domínio Bacajá. Desta forma são considerados como pertencentes ao Supergrupo Itacaiúnas os seguintes grupos: Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Grão Pará, Igarapé Bahia, Rio Novo, São Félix, Aquiri e São Sebastião, os quais serão sucintamente descritos a seguir.

a) Grupo Igarapé Salobo

O Grupo Igarapé Salobo é formado por quartzitos e xistos que possuem proporções variadas de clorita, quartzo, biotita, anfibólio, granada, fayalita e plagioclásio, além de formações ferríferas intercaladas (Vasquez *et al.*, 2008). Corpos mais restritos de metavulcânicas básicas e intermediárias também estão presentes (DOCEGEO, 1988).

Estas rochas estão metamorfisadas em fácies anfibolito médio, como indicado pelas paragêneses de granada + hornblenda nos metabasitos. A foliação das rochas é usualmente subvertical, orientada concordantemente ao *trend* WNW–ESE (Siqueira, 1996).

Uma idade U–Pb de 2761 ± 3 Ma obtida em zircão de anfibolitos foi interpretada como correspondente ao último evento metamórfico que afetou as rochas do Grupo Igarapé Salobo (Machado *et al.*, 1991).

O depósito de Cobre–Ouro Salobo do tipo IOCG é hospedado por rochas desta unidade. Este depósito possui recursos de 789 Mt @ 0,96% Cu e 0,52 g/t Au (Souza & Vieira, 2000). A idade da mineralização foi definida por Réquia *et al.* (2003), por meio de datação Re–Os em molibdenita, que resultou em 2576 ± 6 Ma. Trabalhos de Melo (2014) sugerem que a mineralização de cobre pode ter se formado durante o período de Ca. 2.76–2.73 Ga e remobilizada em ca. 2.57–2.49 Ga.

b) Grupo Igarapé Pojuca

O Grupo Igarapé Pojuca foi definido como um pacote de rochas supracrustais formado por metavulcânicas básicas e intermediárias com sedimentos clásticos e químicos intercalados. Compõe uma sequência meta-vulcanossedimentar arqueana que aflora numa faixa estreita na borda norte da Bacia Carajás, orientada segundo N50W, metamorfisada na fácies xisto verde alto a anfibolito baixo (Farias *et al.*, 1984). A foliação das rochas é concordante com a orientação regional, apresentado com mergulhos variando entre 50°NE e 60°SW.

O metamorfismo das rochas do Grupo Igarapé Pojuca foi datado por Machado *et al.* (1991) em 2740 a 2730 Ma pelo método U–Pb (ID-TIMS) em zircão.

Este grupo hospeda as mineralizações de Cu–Zn do Pojuca, Schwarz & Frantz consideram uma mineralização primária Stratabound interpretada como originária de sistemas VHMS, e uma mineralização secundária que pode estar associada ao depósito Gameleira, localizado no extremo leste do depósito do Pojuca, que é considerado como pertencente a classe de IOCG. Este, de idade paleoproterozoica, se associa ao magmatismo anorogênico de aproximadamente 1880 Ma (Pimentel *et al.*, 2003).

c) Grupo Grão Pará

O Grupo Grão Pará (Beisiegel *et al.*, 1973) é muito importante no contexto da Província Mineral de Carajás por hospedar as principais jazidas de ferro de alto teor. É formado por três unidades, quais sejam, da base para o topo: Formação Parauapebas, Formação Carajás e Sequência Paleovulcânica Superior (Beisiegel *et al.*, 1973; DOCEGEO, 1988).

A Formação Parauapebas é formada por basaltos, andesitos basálticos, shoshonitos e riolitos cortados por corpos quartzo dioríticos muito pouco deformados, estando todo conjunto metamorfisados na fácies xisto verde (Gibbs *et al.*, 1986). No topo desta formação predominam vulcânicas félsicas, traquiandesitos e riolitos, com idades de cristalização próximas a 2759 ± 2 Ma (U-Pb em zircão, ID-TIMS) (Machado *et al.* 1991). Estes dados indicam contemporaneidade deposicional entre a Formação Parauapebas e o Grupo Salobo–Pojuca.

A Formação Carajás hospeda as formações ferríferas bandadas que representam o protominério dos depósitos de ferro da Serra de Carajás. Sua idade mínima é determinada por

um *sill* máfico datado de 2740 ± 8 Ma pelo método U–Pb (ID-TIMS) em zircão (Trendall *et al.*, 1998). Sua deposição é interpretada como ocorrida ao redor de 2757 ± 18 Ma (U–Pb por evaporação), idade esta obtida em zircões provenientes de vulcânicas intercaladas (Macambira *et al.*, 1996).

A Formação Paleovulcânica Superior é formada por rochas vulcânicas, metagrauvascas, siltitos tufáceos, filitos, arenitos, derrames de basaltos, tufos e arenitos tufáceos (Gibbs *et al.*, 1986). Para esta unidade foi também sugerida a denominação Formação Igarapé Cigarra.

d) Grupo Igarapé Bahia

O Grupo Igarapé Bahia é descrito como uma sequência meta-vulcanossedimentar arqueana metamorfisada em fácies xisto verde baixo, contendo mineralizações primária de Cu de baixo teor, com Au, Mo e Ag associados (DOCEGEO, 1988). As rochas possuem direção geral NNW, estão subverticalizadas e afloram numa janela estrutural na Formação Águas Claras na parte oeste da Serra dos Carajás.

Ronzê *et al.* (2000) descreveram dois domínios principais na região do Igarapé Bahia, um metavulcânico (inferior) e outro metassedimentar (superior). O domínio metavulcânico é constituído por rochas metavulcânicas máficas a intermediárias (metabasaltos, metandesitos e metadacitos), além de metavulcanoclásticas e formações ferríferas intercaladas subordinadas. O domínio metassedimentar é formado principalmente por rochas metassedimentares clásticas (metarritmitos, metargilitos, metassiltitos) associadas a meta–vulcanoclásticas intermediárias e ácidas (metatufos e metalapilli tufos), metabasaltos e rochas metassedimentares químicas (formações ferríferas bandadas e *metachert*).

O intervalo de idades obtidas para as rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas situam-se ao redor de 2748 ± 34 Ma (Tallarico *et al.*, 2005), indicando uma contemporaneidade com as demais grupos do Supergrupo Itacaiúnas.

e) Grupo Rio Novo

O Grupo Rio Novo é composto por quartzitos, metamáficas, metaultramáficas, formações ferríferas bandadas, xistos micáceos e metapelitos grafitosos, manganésíferos e ferruginosos (Araújo & Maia, 1991; Oliveira *et al.*, 1994). As rochas metassedimentares são formadas por quartzitos, formações ferríferas, filitos ferruginosos e sericíticos com variadas concentrações de quartzo. Estes filitos que hospedam a mineralização de ouro do Garimpo de Serra Pelada, foram designadas de Formação Serra Pelada por Jorge João *et al.* (1982). As

metaultramáficas e metamáficas são representados por actinolita xistos, talco xistos, antofilita-clorita-talco xistos, antofilita-tremolita xistos, serpentinitos e actinolita xistos (Oliveira *et al.*, 1994).

A idade mínima do Grupo Rio Novo é arqueana, uma vez que tanto as rochas do Complexo Máfico–Ultramáfico Luanga (2763 ± 7 Ma; Machado *et al.*, 1991) quanto as do Granito Estrela (2763 ± 7 Ma; Barros *et al.*, 2001b), são intrusivos nas rochas deste grupo.

f) Grupo Aquiri

O nome Grupo Aquiri foi definido por Soares *et al.* (1988) para uma sequência meta-vulcanossedimentar que ocorre no oeste da Serra dos Carajás, constituindo uma estrutura regional elíptica com eixo maior na direção geral E–W.

Macambira & Vale (1997) dividiram o Grupo Aquiri em quatro segmentos litológicos, todos muito pouco metamorfisados, alcançando no máximo a fácies xisto verde, quais sejam: rochas metavulcânicas ácidas, rochas metavulcânicas máficas, rochas metassedimentares (quartzitos micáceos, filitos ferruginosos e formações ferríferas bandadas) e arenitos anquimetamórficos.

A idade do Grupo Aquiri é inferida como neoarqueana por Soares *et al.* (1988) e Macambira & Vale (1997) por correlação com o Grupo Grão Pará.

g) Grupo São Félix

Macambira & Vale (1997) nomearam Grupo São Félix as sequências meta-vulcanossedimentares que sustentam os contrafortes das serras de São Félix e do Eldorado, no extremo sudoeste do Domínio Carajás.

Segundo Macambira & Vale (1997), as rochas que perfazem o Grupo São Félix são metaultramáficas, metamáficas, metavulcânicas ácidas e metassedimentares metamorfisadas na fácies xisto verde.

Não se sabe a idade exata deste grupo, sendo inferida como neoarqueana por Macambira & Vale (1997) por correlação litoestratigráfica com o Grupo Grão Pará.

h) Grupo São Sebastião

No extremo noroeste do Domínio Carajás ocorrem rochas metassedimentares e metamáficas designadas por Macambira & Vale (1997) como Grupo São Sebastião, distribuídas em uma faixa orientada na direção NE–SW. O grupo é composto por

metarenitos, metarcóseos, formações ferríferas e metamáficas metamorfisadas em fácies xisto verde. Macambira & Vale (1997) admitem uma correlação entre os grupos São Sebastião e Grão Pará.

5.3.3 Magmatismo Máfico e Ultramáfico

a) Complexo Máfico–Ultramáfico Luanga

Os primeiros autores a noticiarem a presença de rochas máficas e ultramáficas na região do Complexo Luanga foram Jorge João *et al.* (1982), ao descreverem cromititos associadas às rochas máficas e ultramáficas na região de Eldorado dos Carajás.

O Complexo Luanga foi anteriormente considerado como constituinte do Grupo Rio Novo (Araújo & Maia, 1991; Oliveira *et al.*, 1994). Entretanto, esta unidade foi excluída do Grupo Rio Novo quando Ferreira Filho *et al.* (2007) verificaram que estas rochas são intrusivas nas rochas da sequência meta-vulcanossedimentar.

Suita (1988) e Ferreira Filho *et al.* (2007) caracterizaram a presença de dois corpos intrusivos principais, o de Luanga e o de Lago Grande, na região da Serra Leste. Estes corpos se orientam preferencialmente na direção NE–SW e são formados por gabros, piroxenitos, hazburgitos, noritos e cromititos (Ferreira Filho *et al.* 2007).

Machado *et al.* (1991) obtiveram uma idade de 2763 ± 6 Ma (U–Pb, ID-TIMS) para a cristalização magmática das rochas do Complexo Máfico–Ultramáfico Luanga. Do ponto de vista metalogenético o Complexo Luanga abriga mineralizações de Cr e EGP associados a sulfetos intersticiais em níveis de cromititos (Ferreira Filho *et al.*, 2007).

b) Suíte Intrusiva Cateté

Macambira & Vale (1997) propuseram a denominação Suíte Intrusiva Cateté para agrupar um conjunto de corpos máfico–ultramáficos alongados e alinhados preferencialmente segundo E–W e N–S na porção sudoeste do Domínio Carajás. Os principais corpos formadores desta unidade são: Serra da Onça, Serra do Puma, Serra do Jacaré, Serra do Jacarezinho, Igarapé Carapanã, Fazenda Maginco, Ourilândia e Vermelho, além de outros sem denominação formal (Vasquez *et al.*, 2008).

Os corpos da Suíte Intrusiva Cateté são constituídos por gabros, noritos, piroxenitos, serpentinitos e peridotitos predominantemente com granulação média, equigranulares e sem evidências de metamorfismo e/ou deformação (Macambira & Vale 1997). São intrusivos nas rochas do Complexo Xingu e do Grupo São Félix e no Granito Plaquê (Vasquez *et al.*, 2008).

Do ponto de vista metalogenético, as rochas máficas e ultramáficas da suíte Cateté chamam atenção para as ocorrências e depósitos de Ni laterítico, como o Depósito de Onça–

Puma (VALE S/A) nas proximidades da cidade de Ourilândia do Norte (PA). Macambira & Vale (1997) destacaram o potencial metalogenético para elementos do Grupo da Platina e sulfetos de Ni, Co e Cu para os corpos desta suíte.

Macambira & Tassinari (1998) obtiveram uma idade isocrônica de $2378 \pm 55,5$ Ma pelo método Sm–Nd (rocha e minerais) para rochas da Serra do Onça, interpretada como sendo a idade mínima de cristalização. Posteriormente, Lafon *et al.* (2000) obtiveram uma idade de 2766 ± 6 Ma (U–Pb SHRIMP) para um gabro da mesma área.

c) Gabro Santa Inês

Meireles *et al.* (1984) e DOCEGEO (1988) propuseram a denominação de Gabro Santa Inês para corpos de leucogabros, gabros porfiríticos, anortositos e microgabros, com texturas ofítica, subofítica e porfirítica. Estes corpos são alongados na direção NE–SW ocorrem no extremo leste do Domínio Carajás, na porção sudeste do Complexo Granítico Estrela e são intrusivos nas rochas do Complexo Xingu e das sequências meta-vulcanossedimentares do entorno.

Juntamente com o Gabro Santa Inês, muitos diques, *sills* e corpos máficos indiferenciados ocorrem em toda a região de Carajás. Estes corpos possuem idade desde 2,71 Ga até 198 Ma (Mougeot *et al.*, 1996; Meireles *et al.*, 1982). São intrusivos nas rochas das sequências meta-vulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas e da Formação Águas Claras que poderiam ser correlacionáveis ao Gabro Santa Inês. A idade destas rochas é ainda incerta, mas Vasquez *et al.* (2008) as consideraram como provavelmente neoarqueanas a orisirianas.

5.3.4 Granitos de Alto Potássio

Alguns granitóides que já foram considerado como pertencentes ao Complexo Xingu tem apresentado características geoquímicas e geocronológicas que os distinguem daqueles presentes em complexos tipo TTG, mais antigos e associados à evolução dos terrenos Granito–*Greenstone*. Tratam-se de granitóides com composições monzograníticas, granodioríticas, sienograníticas e feldspato alcalino graníticas que passaram a ser individualizados com a evolução dos conhecimentos geológicos na Província Mineral de Carajás (Avelar *et al.*, 1999; Huhn *et al.*, 1999; Barros *et al.*, 2001a; Barbosa *et al.*, 2004).

Araújo & Maia (1991) reconheceram alguns destes granitóides e os nomearam como Suíte Plaquê, interpretados como corpos graníticos lenticulares com direção preferencial E–W

que, segundo o autor, estão em contato tectônico concordante com as rochas do Complexo Xingu. Com o avanço do conhecimento geológico e geocronológico estes granitóides passaram a compor as unidades graníticas denominadas Serra do Rabo, Planalto, Estrela, Gelado e Suíte Plaquê que apresentam idades que variam de 2730 a 2760 Ma (Avelar *et al.*, 1999; Huhn *et al.*, 1999; Barros *et al.*, 2001a; Sardinha *et al.*, 2001; Barbosa, 2004). Os granitos Velho Salobo e Itacaiúnas, de ocorrência nas proximidades do Depósito Salobo apresenta características semelhantes no entanto apresentam idades mais jovens, aproximadamente 2573 ± 2 Ma pelo método U-Pb (ID-TIMS) em zircão (Machado *et al.*, 1991).

5.3.5 Coberturas Sedimentares

a) Formação Águas Claras

A Formação Águas Claras é formada por uma cobertura siliciclástica, não metamorfisada, distribuída na porção central da estrutura sigmoidal da Serra dos Carajás. Araújo *et al.* (1988) definiram este pacote sedimentar como a unidade superior do Grupo Grão Pará, mas Nogueira (1995) verificou um contato discordante desta formação com as dos grupos Grão Pará e Igarapé Pojuca subjacentes, Desta forma, Nogueira *et al.* (1995) separaram dois pacotes litoestratigráficos na Formação Águas Claras, denominados Membro Inferior e Membro Superior, os quais comporiam um pacote com pelo menos 1500 m de espessura. O Membro Inferior é constituído por siltitos e pelitos, com arenitos finos subordinados. O Membro Superior é constituído por arenitos finos a grossos, com ortoconglomerados e pelitos em menor volume.

A deformação das rochas da Formação Águas Claras foi de caráter rúptil, vinculada às zonas de falhas direcionais e seus *splays*, como a Falha Carajás. O depósito de Au-Cu de Águas Claras se associa a estas falhas rúpteis em arenitos do Membro Superior (Soares *et al.*, 1994).

A idade da Formação Águas Claras é inferida pela datação de soleiras e diques máficos que se alojaram nas rochas sedimentares. A idade mais antiga (2708 ± 37 Ma; U-Pb em zircão, ID-TIMS; Mougeot *et al.*, 1996) indicariam a idade mínima de deposição destas rochas sedimentares.

5.3.6 Magmatismo Félsico Intracontinental

Diversos plútons de granitos indeformados ocorrem na região de Carajás. Estas

intrusões cortam as unidades do Supergrupo Itacaiúnas, os granitóides de alto potássio e os metassedimentos arqueanos da Formação Águas Claras (Dall'Agnol *et al.*, 1994).

Dall'Agnol *et al.* (2005) sugeriram a denominação Suíte Granítica Serra dos Carajás para os plútons graníticos indeformados com assinaturas geoquímicas de granitos tipo A, cujos principais representantes seriam os granitos Serra dos Carajás, Cigano, Pojuca e Rio Branco. Estes granitos são relativamente homogêneos, tem composição monzogranítica predominante, sienogranítica subordinada e, mais raramente, de álcali feldspato granito. A mineralogia principal é formada por feldspato potássico, quartzo e plagioclásio, com pequenos volumes de biotita. Machado *et al.* (1991) datou os granitos Pojuca, Cigano e Serra dos Carajás pelo método U-Pb (ID-TIMS) em 1883 ± 2 Ma a 1874 ± 2 Ma.

6 GEOLOGIA LOCAL

A SMC é composta por formações ferríferas bandadas, biotita xistos variados, metabasitos, metagabros e rochas hidrotermalizadas, além de mineralizações em cobre. Seu contato com o embasamento monzogranítico é tectônico, formado por falhas de empurrão com componente de cisalhamento que afetam tanto os granitóides como a SMC (Fig. 6.1 e 6.2).

A SMC constitui um conjunto de rochas supracrustais em meio a meta-monzogranitos formando uma estrutura sinformal assimétrica com plano axial orientado na direção E-W, mergulhando para norte (Fig. 6.1 e 6.2). As microestruturas observadas nas lâminas petrográficas e a distribuição dos corpos de formação ferrífera sugerem a existência de um evento deformacional anterior que gerou dobras em laço, redobradas no sinforme, além de possíveis dobras suaves com traço axial representado na figura 6.1.

A extremidade oeste da SMC é separada do restante por uma falha com direção N-NE, subvertical. Sua estrutura é diferente do restante do pacote, pois as camadas de formações ferríferas se orientam preferencialmente nas direções NE e NW com mergulhos de 30 a 45°, formando uma dobra aberta com eixo mergulhando para o quadrante leste. A forma da estrutura da SMC, como um todo, pode ser comparada a um braquissinclinal com eixo orientado predominantemente E-W.

As camadas de itabirito são guias para a reconstituição macroestrutural da SMC, pois seus contatos com os demais litotipos correspondem ao S_0 , comumente paralelizado à foliação metamórfica. No flanco norte as camadas de formações ferríferas apresentam direção geral

E-W e mergulhos de 70 a 85° para norte (Fig. 6.1), na parte sul as direções são semelhantes, mas os mergulhos são em baixo ângulo (~30°), caracterizando um sinforme com vergência para sul, concordante com a direção regional das falhas de empurrão desta parte da Província Mineral de Carajás, conforme ilustrado nas Figuras 5.4 e 5.5.

Devido à presença de camadas possantes de formações ferríferas, sugere-se que as rochas da SMC se correlacionem com as rochas do Supergrupo Itacaiúnas, como definido pela DOCEGEO (1988), ou aos *greenstone belts* do Domínio Carajás, como definido por Vasquez *et al.* (2008). Em função das composições químicas, e idades, as rochas do embasamento são aqui consideradas como pertencentes aos conjuntos de granitos de alto potássio sugerido por Vasquez *et al.* (2008).

Neste trabalho foram individualizadas oito unidades geológicas, quais sejam: 1) Embasamento composto por meta-monzogranitos, 2) Intrusão de meta-granodiorito, 3) Formações Ferríferas Bandadas, 4) Granada-biotita xistos, 5) Plagioclásio-Biotita Xistos, 6) Metabasitos, 7) Metagabros e Metadiabásios e 8) Rochas Hidrotermalizadas e Brechas Hidrotermais. A unidade 1) representa o embasamento da SMC, a unidade 2) representa atividades magmáticas félsicas mais raras compostas por intrusões de meta-granodiorito. As demais unidades compõem a sequência meta-vulcanossedimentar, a qual foi invadida por diques e *sills* de magmas básicos (unidade 7), resultando em rochas grossas ou finas, classificáveis como gabros e diabásio metamorfisados. As alterações hidrotermais intensas impossibilitam a identificação dos protólitos em alguns casos, razão pela qual é também descrito um conjunto de rochas hidrotermalizadas, juntamente com os as brechas hidrotermais.

A Figura 6.2D constitui um modelo esquemático da zona mineralizada em cobre formada por brechas hidrotermais e minério de cobre bandado, este último composto por formações ferríferas fortemente hidrotemalizadas. Nas bordas da mineralização principal ocorrem delgadas mineralizações disseminada em *bifs*, muitas vezes acompanhando o bandamento principal do mesmo.

O mapa geológico não mostra a localização dos metagabros, meta-granodioritos e mineralizações de cobre pois não existem informações geológicas de campo que permitam sua identificação em superfície.

Figura 6.1 – Mapa geológico da Sequência Meta-vulcanossedimentar do Circular (Obtido de Vale S/A).

Figura 6.2 – Seções geológicas da Sequência Meta-vulcanossedimentar do Circular, modificado de VALE S/A. Perfis A – A', B – B', C – C' e quadro (D), com detalhe da mineralização de cobre.

6.1 Descrição das Unidades e Petrografia

6.1.1 Embasamento

As rochas do embasamento são formadas por meta-granitóides com composições predominantemente monzo-graníticas, mas não são incomuns composições granodioríticas e tonalíticas. Estas rochas possuem estrutura orientada dada principalmente pelo arranjo dos minerais máficos e pelo estiramento dos grãos de quartzo e de feldspato, onde comumente se observam estruturas S/C que conferem às rochas estruturas miloníticas, por vezes muito intensas. Em outras partes notam-se estruturas orientadas que podem ser interpretadas como gnáissicas e porções quartzo–feldspáticas granoblásticas, pouco deformadas, com muito pouco máficos sugerem veios ou relíquias de fusão parcial.

Os meta-monzogranitos são rosa-avermelhados (Fig. 6.3A) a esbranquiçados ou cinzas (Fig. 6.3B), ora mais claros, ora mais escuros. Possuem texturas granoblásticas orientadas pela direção da biotita e dos cristais deformados de quartzo com extinção ondulante (por vezes formando *ribbons* recristalizados). O plagioclásio e feldspato potássico (Fig. 6.3C), são inequigranulares e têm granulação média.

Essa unidade é composta predominantemente por feldspato potássico (geralmente microclínio), plagioclásio, quartzo e biotita subordinada, além de menores teores de hornblenda. A biotita é o mineral máfico dominante, em volume inferior a 5% (estimativa visual) e o anfibólio, representado pela hornblenda, não chega a 2% mas ocorre em quase todas rochas. A biotita tem pleocroísmo que vai do marrom avermelhado ao amarelo pálido. Como minerais acessórios ocorrem apatita, zircão e minerais opacos, sericita, clinozoisita/epidoto e hastingsita são minerais secundários retrometamórficos ou hidrotermais mais comuns. Vênulas de carbonato e de epidoto não são raras.

O plagioclásio é composto por albita e oligoclásio formando cristais anédricos mais grossos, por vezes caracterizando relíquias de texturas porfiríticas. Estão parcial- ou totalmente saussuritizados, gerando finos cristais de sericita e clinozoisita, além de albita. É possível reconhecer-se restos da geminação polissintética em alguns cristais (Fig. 6.3D). A hornblenda é localmente substituída por um anfibólio mais azulado, possivelmente hastingsita. A biotita é comumente cloritizada em intensidade fraca a moderada, processo este acompanhado por exsolução de minerais opacos.

Figura 6.3 – (A) Aspecto macroscópico dos meta-monzogranitos róseos evidenciando a estrutura milonítica, com formação de *ribbons* de quartzo (Qtz), porfiroclastos de feldspatos e forte estiramento do feldspato potássico (rosa-avermelhado). Notar a orientação da biotita e as lentes biotíticas; (B) Meta-monzogranito cinza com leito mais rico em feldspato potássico (rosa-avermelhado) e pequena vênula de carbonato na parte superior esquerda (minerais brancos); (C) Aspecto microscópico do meta-monzogranito com relíquias de *ribbons* de quartzo (Qtz) e porfiroclastos de plagioclásio (Pl) fraturados, parcialmente recristalizados, e matriz fina recristalizada; (D) Plagioclásio (Pl) parcialmente saussuritizado, com restos da geminação polissintética e bordas recristalizadas, com quartzo (Qtz) grosso e feldspato potássico (Kf) mais fino; (E) Microclínio (Kf) deformado com geminação em grade irregular, provavelmente provocada pela deformação e plagioclásio fino saussuritizado (Pl); (F) Microclínio (Kf) não deformado substituindo plagioclásio saussuritizado junto a quartzo grosso (Qtz) e biotita (Bt).

O feldspato potássico exibe sua típica geminação em grade e se apresenta fortemente deformado (Fig. 6.3E). No entanto, parte dos grãos de microclínio não exibem deformação, evidenciando duas fases de formação de feldspato potássico. A primeira geração, muito comum, foi formada pela deformação do feldspato potássico ígneo, e a segunda, por cristais límpidos e livres de deformação, é interpretada como devida a hidrotermalismo (alteração ou metassomatismo potássico). Dentre os primeiros ocorrem microclínio em texturas de junção tríplice em 120°, indicando recristalização em altas temperaturas, em metamorfismo regional ou após o cisalhamento. A Figura 6.3F representa microclínio límpido substituindo e/ou preenchendo fraturas em plagioclásio saussuritizado.

6.1.2 Intrusão de Meta-granodiorito

Esta unidade geológica corresponde a uma intrusão (possivelmente um dique – Fig. 6.4A) de composição granodiorítica na Sequência Meta-vulcanossedimentar do Circular, como pode ser observado na Figura 6.2 no perfil C-C'. Trata-se de uma rocha de cor cinza-esbranquiçada, com estrutura maciça com leve orientação e textura fanerítica inequigranular média (Fig. 6.4B).

É composta por albita, andesina, microclínio, quartzo, biotita e hornblenda como minerais essenciais, apatita, minerais opacos e zircão ocorrem como acessórios e clorita e carbonato como secundários. Parte do plagioclásio está saussuritizado, mas predominam cristais pouco ou nada alterados. O mineral máfico principal é a biotita (Fig. 6.4C), que alcança até 5% do volume da rocha. A biotita foi parcialmente substituída por clorita, como pode ser observado na Figura 6.4D.

Figura 6.4 – (A) Aspecto macroscópico da intrusão de meta-granodiorito observado no testemunho de sondagem DH56, encaixado em rochas da SMC; (B) Aspecto macroscópico do meta-granodiorito, evidenciando seu caráter leucocrático e sua textura maciça com leve orientação. Notar um pequeno veio quartzo–feldspático róseo; (C) Aspecto microscópico do meta-granodiorito evidenciando textura fanerítica com plagioclásio (Pl), feldspato potássico (Kf), quartzo (Qtz) e biotita (Bt); (D) Cristal de biotita (Bt) parcialmente substituído por clorita (Chl), com exsolução de minerais opacos e com apatita (Ap) associada.

6.1.3 Formações Ferríferas Bandadas

As formações ferríferas são magnetíticas, apresentando estruturas laminadas (Fig. 6.5 A), por vezes bandadas, com leitos ricos em magnetita alternados com leitos mais claros, ricos em quartzo e com variados volumes de anfibólio. No perfil de alteração intempérica essas formações ferríferas estão oxidadas, com formação de goethita/limonita e transformação da magnetita em hematita.

Estas rochas possuem cor cinza-claro ou escuro, estrutura laminada a bandada e texturas granoblásticas. São composta por quartzo, magnetita, grunerita e traços de piroxênio, além de algumas vênulas de carbonato (Fig.6.5 C). Subordinadamente ocorrem epidoto, calcopirita, pirrotita, biotita e clorita como acessórios e goethita/limonita como intempéricos.

Em várias partes desta unidade são observados sobrecrecimento de grandes cristais de magnetita (Fig.6.5 B), muitas vezes euédricos, discordantes da foliação original. Em algumas

delas ocorrem bordas de quartzo e grunerita prismática que corta o bandamento anterior (Fig. 6.5 D), sugerindo recristalização de quartzo, magnetita e grunerita, esse processo está sendo denominado, neste trabalho, de metassomatismo férrico/silicoso, que se concentra em áreas onde ocorrem mineralizações de cobre. Nas demais amostras, como a representada Figura 6.5A, verifica-se apenas as fases cristalizadas durante a Sn e as retrometamórficas.

Muitas das bandas ricas em magnetita são formadas por cristais euédricos em textura granoblástica e apresentando mosaicos com junções tríplexes em $\sim 120^\circ$ (Fig. 6.5 E), indicando reequilíbrio em altas temperaturas. As bandas mais ricas em quartzo apresentam textura predominantemente granoblástica e os cristais de quartzo também possuem textura de equilíbrio em mosaico. Calcopirita ocorre nas bordas de cristais de magnetita e também em fraturas, indicando ter sido introduzida posteriormente à magnetita.

A grunerita constitui agregados de cristais finos e aciculares ou forma cristais prismáticos grossos. Geralmente os grandes cristais prismáticos estão associados à segunda geração de magnetita, que se apresenta como grandes cristais euédricos. Por vezes o anfibólio foi parcialmente substituído por biotita, como pode ser visto na Figura 6.5 F, textura esta indicativa de alterações hidrotermais potássicas.

O metamorfismo e o hidrotermalismo não permitem caracterizar o protolito da rocha, mas a associação de magnetita, mesmo que recristalizada, com leitos ricos em anfibólio sugerem ter sido uma formação ferrífera de fácies óxido com magnetita, conforme proposto por James (1954).

Na Figura 6.6 é apresentado um quadro paragenético para as formações ferríferas da SMC. O metassomatismo férrico/silicoso é evidenciado principalmente pelos porfiroblastos euédricos de magnetita (Magnetita 2) e quartzo. A sulfetação ocorre de forma localizada, com cristalização de calcopirita e pirrotita em texturas que indicam claramente ser posterior à Magnetita 2. Por fim epidotização e biotitização da grunerita, juntamente com a formação de vênulas de clorita e carbonato, evidenciam os últimos estágios de resfriamento desta unidade.

Figura 6.5 – (A) Aspecto macroscópico da formação ferrífera magnetítica da SMC, evidenciando a estrutura finamente laminada, com leitos ricos em magnetita (Mag) alternados com outros com quartzo (Qtz) e grunerita (Grn) e uma vênula de clorita (Chl); (B) Formação ferrífera com porfiroblastos grossos de magnetita posteriores à laminação; (C) Vênula de carbonato na formação ferrífera. Notar o hábito da magnetita, com cristais anédricos a subeuédricos; (D) Quartzo hidrotermal ou metamórfico truncando a foliação S_n com grunerita euédrica associada envolvendo um cristal mais grosso de magnetita; (E) Textura em mosaico com junção em tríplice em 120° em cristais grossos de magnetita (Mag) da segunda geração; (F) Detalhe de um cristal de grunerita (Grn) parcialmente substituído por biotita (Bt).

Formação ferrífera bandada				
	Sn	Metassomatismo Férrico/Silicoso	Sulfetação	Esfriamento/ Retrometamorfismo Diminuição da Temperatura →
Quartzo	-----	-----	Vênulas e veios com +/- sulfetos	
Magnetita 1	-----			
Grunerita	-----	? -----		
Magnetita 2		Sobrecrescida -----		
Calcopirita			Fraturas e vênulas -----	
Pirrotita			Fraturas e vênulas -----	
Clorita				Ocorrência em vênulas -----
Biotita				Substituído grunerita -----
Epidoto				Substituído grunerita e em vênulas e veios -----
Carbonato				Fraturas rúpteis -----

Figura 6.6 – Quadro da evolução paragenética dos minerais das formações ferríferas da SMC.

6.1.4 Granada-Biotita Xistos

A unidade geológica definida neste trabalho como Granada-Biotita Xisto é composta por um conjunto de rochas formadas essencialmente por biotita, granada, quartzo, grunerita e variadas quantidades de plagioclásio. São rochas verde-escuras, pretas e cinza-escuros (Fig. 6.7A), com estrutura fortemente foliada, textura geralmente porfiroblástica a granolepidoblástica, com porfiroblastos de granada de granulação média a grossa, são magnéticas ao imã de mão.

A mineralogia destas rochas é dada por biotita, granada, quartzo, grunerita, plagioclásio, apatita, magnetita, hornblenda e clorita como minerais essenciais, além de carbonato, monazita, allanita, zircão, ilmenita e calcopirita subordinados.

A biotita, mineral mais abundante na rocha, apresenta coloração marrom acastanhado com pleocroísmo que vai do vermelho castanho a marrom claro, juntamente com o anfibólio, confere a estrutura foliada à rocha. A maior parte da biotita está associada à foliação principal S_n , definida pela Biotita 2, marcada com traço contínuo amarelo na Figura 6.7B. Assim como em outras unidades deste trabalho, foram observadas biotitas reliquias de uma foliação S_{n-1} definida como Biotita 1, a Figura 6.7D mostra um arco poligonal de Biotita 2 como

consequência da transposição da foliação S_{n-1} . Existe ainda uma Biotita 3 associada a micro-corredores de cisalhamento que truncam a estruturação da S_n gerando uma fraca foliação S_{n+1} , ela pode ser vista marcada em vermelho na Figura 6.7B.

A granada forma, em sua maioria, grandes cristais porfiroblásticos, que chegam a mais de 1 cm de diâmetro. Estes cristais são poiquiloblásticos, com abundantes inclusões de quartzo, magnetita e biotita. Por vezes ocorrem inclusões de quartzo alinhadas que definem estruturas sigmoidais, indicando cristalização, ao menos em parte, sin-cinemática (Fig. 6.7B). Em outros cristais as faces da granada tendem a ser euédricas, caracterizando cristalização após o cessamento da deformação. Geralmente a granada em todas as texturas se apresenta bastante fraturada, com substituição por clorita nas fraturas e nas bordas.

O anfibólio predominante é a grunerita, que pode ocorrer de duas maneiras: i) como grunerita fibrosa que, juntamente com biotita, parece substituir antigos cristais de ferrossilita (Fig. 6.7C), e ii) como cristais prismáticos límpidos, com cor de interferência alta (Fig. 6.7D). Hornblenda ocorre de forma subordinada, muitas vezes substituída por biotita e/ou clorita. A clorita ocorre principalmente substituindo biotita e associada a fraturas em granada (Fig. 6.7E).

O plagioclásio composto predominantemente por oligoclásio (Fig. 6.7F) ocorre em maior ou menor volume nas rochas desta unidade. Em algumas amostras alcançam 20% do volume e em outras menos de 5%. Esse mineral se distribui entre cristais mais grossos de quartzo, biotita e anfibólio e localmente apresentam bordas de albita descontínuas, sugerindo origem por metassomatismo sódico durante o hidrotetmalismo. Comumente apresentam-se saussuritizados. O quadro da Figura 6.8 mostra as fases de formação dos principais minerais presentes na unidade de Granada-Biotita Xistos.

Figura 6.7 – (A) Aspecto macroscópico dos granada-biotita xistos com porfiroblastos de granada (mineral rosa) e uma vênula de clorita; (B) Granada com inclusões arredondadas e alinhadas de quartzo, evidenciando o caráter sin-cinemático de sua cristalização (destacadas pelas linhas tracejadas amarelas). A foliação S_n está destacada pela linha amarela e as linhas tracejadas vermelhas indicam a foliação tardia com a Biotita 3 associada; (C) Restos de grunerita (Grn) e ferrosilita (Fs) parcialmente substituídos por biotita (Bt), principalmente nos planos de clivagens e fraturas; (D) Cristal prismático de grunerita (Grn) orientado na S_n , juntamente com a Biotita 2 (Bt). A linha tracejada vermelha indica um arco poligonal de biotita, relíquia da foliação S_{n-1} ; (E) Clorita (Chl) que substitui a granada (Grt) nas bordas e fraturas; (F) Grãos de de plagioclásio (Pl) intensamente saussuritizado associados à biotita (Bt) e anfibólio (Anf) fortemente hidrotermalizado e biotitizado.

Granada Biotita Xisto					
	Sn-1	Sn	Metassomatismo Férrico/Silicoso	Sulfetação + silicificação	Esfriamento/ Retrometamorfismo
Quartzo	-----	-----	-----	-----	
Biotita 1	-----				
Biotita 2		-----			
Biotita 3					-----
Granada 1	-----				
Granada 2		↑ Temperatura -----			
Anfibólio Antigo	---				
Grunerita Fibrosa	-----	-----			
Grunerita Prismática		-----	-----		
Plagioclásio	-----	-----			
Clorita					Substituído biotita -----
Magnetita	---		-----		
Calcopirita				-----	
Apatita	-----	-----			
Sericita					Alteração do plagioclásio -----
Clinozoisita					Alteração do plagioclásio -----
Carbonato					Vênulas rúpteis -----

Figura 6.8 – Quadro da evolução paragenética e da relações de blastese dos minerais dos granada-biotita xistos com as foliações metamórficas.

6.1.5 Plagioclásio-Biotita Xistos

Este grupo de rochas tem cor preta a cinza-escuro (Fig.6.9A), magnetismo moderado e estrutura foliada definida pela orientação da biotita (Fig. 6.9B), o que confere às rochas texturas predominantemente lepidoblásticas, com menor volume de leitos granolepidoblásticos. Vênulas e aglomerados quartzo–feldspáticos concordantes com a foliação são freqüentes, carbonato ocorre como vênulas rúpteis concordantes e discordantes à foliação. As rochas estão heterogeneamente deformadas, com zonas de foliação principal mais

intensa, comumente com biotita dobrada, ou formando pares S/C (Fig. 6.9C), caracterizando corredores de cisalhamento internamente à SMC.

Os minerais essenciais são biotita, plagioclásio, quartzo, hornblenda, grunerita, apatita, clorita e magnetita, além de epidoto, clinozoisita, allanita, escapolita, carbonato e calcopirita em menor volume. O plagioclásio se apresenta como cristais límpidos e também saussuritizados, sua composição varia de andesina a oligoclásio, nos cristais associados à foliação S_{n-1} , associados à foliação S_n predomina oligoclásio límpido. Devido à composição química, a saussuritização é mais intensa no plagioclásio da primeira geração. É também frequente a presença de cristais parcialmente ou totalmente substituídos por sericita fina, com pequeno volume de clinozoisita, epidoto e clorita (Fig.6.9D) , por vezes, escapolita e allanita ocorrem associados. O zonamento composicional é evidenciado pelos núcleos mais intensamente saussuritizados, como pode ser observado na Figura 6.9E.

Foi possível a distinção de biotita formada em três estágios, a primeira, de pouca expressão, ocorre desenhando dobras intrafoliais na foliação principal (S_n), principalmente como arcos poligonais, foi nomeada Biotita 1. A Biotita 2 é volumetricamente a mais expressiva, definindo, juntamente com plagioclásio e quartzo, o arcabouço e a foliação da rocha. A Biotita 3, mais comumente substituída por clorita, ocorre principalmente nos corredores de cisalhamento, ou definindo uma leve foliação tardia, provavelmente relacionada a dobras abertas, como indicando no mapa geológico na Figura 6.1 e na lâmina representada na Figura 6.7A e B. Esta relação também pode ser observada em leitões mais quartzo-feldspáticos, como pode ser observado na Figura 6.9F.

A hornblenda apresenta-se como grandes cristais límpidos orientados concordantemente à foliação principal S_n . Constitui usualmente menos de 5% da rocha e, comumente, mostra-se parcialmente substituída pela Biotita 2 e, sequencialmente, por clorita. É comum a presença de biotita marrom sendo substituída por biotita verde e biotita verde sendo substituída por clorita.

A grunerita forma prismas grossos límpidos isolados e aglomerados de cristais aciculares, estes últimos também presentes em estruturas S/C em porções mais cisalhadas da rocha (Fig.6.9G). A presença destas duas texturas sugere que o anfibólio mais fino se formou durante o metamorfismo regional, enquanto que os cristais prismáticos se formaram em temperaturas mais baixas, durante o hidrotermalismo nas zonas de cisalhamento. Em alguns casos a grunerita substitui agregados de biotita que, possivelmente, substituíram totalmente

cristais de anfíbólio e/ou piroxênio, indicando. Esta ferrificação também foi observada nas formações ferríferas com porfiroblastos magnetita pós-S_n e crescimento de grunerita prismática.

A clorita é produto da substituição da biotita e hornblenda. Na Figura 6.9H pode-se observar um sigmóide de clorita associado a um microcorredor de cisalhamento, onde quase toda a biotita já foi substituída por clorita

Na Figura 6.10 são resumidas as principais fases de formação dos minerais desta unidade em relação às foliações metamórficas, incluindo uma fase tardia de resfriamento/retrometamorfismo.

Figura 6.9 – (A) Aspecto macroscópico dos quartzo-plagioclásio-biotita xistos, com as relíquias da foliação S_{n-1} como dobras intrafoliais com *annealing* (arcos poligonais) marcadas em vermelho e a

38

foliação S_n destacada em verde; (B) Detalhe da textura lepidoblástica que define a S_n (linha verde) marcada pela biotita (Bt), com quartzo (Qzt) e plagioclásio (Pl) estirados e recrystalizados, formando dobras e arcos poligonais da S_{n-1} destacados em vermelho; (C) Pares S/C formando sigmóides, produto da deformação da Biotita 2 (Bt) e cristalização da biotita fina (Biotita 3); (D) Detalhe de um cristal de plagioclásio intensamente saussuritizado (clinozoisita e sericita), com formação de clorita e epidoto tardios; (E) Detalhe de plagioclásio (Pl) em paragênese com a Biotita 2 (Bt) e com quartzo (Qzt), notar núcleo mais cálcico saussuritizado (Src); (F) Charneira de dobra intrafolial com os minerais recrystalizados (arcos poligonais) evidenciando a foliação S_{n-1} que foi transposta pela S_n ; (G) Cristais aciculares de grunerita (Grn), produto da substituição de anfibólio biotitizado; (H) Leito clorítico (Chl) em forma sigmoidal em microcorredores de cisalhamento.

Plagioclásio Biotita Xisto					
	Sn-1	Sn	Metassomatismo Férrico/Silicoso	Sulfetação + silicificação	Esfriamento/ Retrometamorfismo
Quartzo	-----	-----	-----	-----	
Biotita 1	-----				
Biotita 2		-----			
Biotita 3					-----
Plagioclásio 1	And + Olig -----				
Plagioclásio 2		Olig -----			
Hornblenda	-----				
Grunerita Fibrosa	-----	-----			
Grunerita Prismática			-----		
Clorita					Substituído biotita e Hbl -----
Magnetita	-----?		-----		
Calcopirita				-----	
Apatita	-----	-----			
Sericita					Alteração do plagioclásio -----
Clinozoisita					Alteração do plagioclásio -----
Carbonato					Vênulas rúpteis -----
Escapolita					-----
Epidoto					-----

Figura 6.10 – Quadro com resumo das principais fases de cristalização dos minerais dos quartzo-plagioclásio-biotita xistos, relativamente às foliações metamórficas e ao hidrotermalismo.

6.1.6 Metabasitos

As rochas desta unidade foram incluídas no conjunto dos metagabros nos trabalhos

anteriores. Entretanto, uma parte das rochas básicas não apenas se intercalam concordantemente com os xistos, como também mostram gradações com os plagioclásio-biotita xistos com hornblenda. Adicionalmente, estas rochas apresentam características geoquímicas distintas da dos metagabros, razão pela qual elas são aqui individualizadas e consideradas como parte de uma sequência meta-vulcanossedimentar, representando antigos derrames. Em muitos casos estas rochas se assemelham aos xistos biotíticos com hornblenda, tendo sido deles distinguido devido aos menores teores de biotita.

A distinção dos metabasitos dos metagabros, e por vez alguns dos xistos, é muitas vezes difícil, notadamente onde as deformações foram mais intensas e/ou quando hidrotermalismo e metassomatismos alteraram profundamente a mineralogia e o quimismo das rochas. A caracterização desta unidade baseou-se em porções menos deformadas e pouco alteradas hidrotermalmente.

Macroscopicamente os metabasitos são verde-escuros (Fig. 6.11A), mostram-se foliados de modo mais ou menos intenso, apresentam granulação média (Fig. 6.11B) e texturas predominantemente nemato-granoblásticas. As rochas são magnéticas ao imã de mão e, diferentemente dos metagabros, não exibem plagioclásio em texturas blastoporfíricas. Leitos quartzo-feldspáticos com poucos milímetros de espessura são comuns, assim como vênulas de carbonato ou ricas em carbonato. Na Figura 6.11C pode ser observado o aspecto microscópico da rocha.

Os metabasitos são compostos, em essência, por hornblenda e plagioclásio, com quartzo e biotita subordinados e magnetita, grunerita e apatita em menor volume. Como minerais hidrotermais ou retrometamórficos ocorrem sericita, clinozoisita, epidoto, clorita carbonato, minerais opacos (predominantemente magnetita, possivelmente restos de ilmenita e raros sulfetos). Petrograficamente a rocha representativa desta unidade pode ser classificada como biotita-plagioclásio-hornblenda xisto e/ou plagioclásio-hornblenda xisto com biotita.

O plagioclásio predominante nos metabasitos é o oligoclásio, se apresenta como cristais límpidos, sem alteração hidrotermal, e com a geminação polissintética, ou constitui cristais parcial- ou totalmente saussurizados (Fig. 6.11D).

A hornblenda está presente como cristais prismáticos, geralmente euédricos a subeuédricos que, juntamente com a biotita, definem a foliação lepidonematoblástica das rochas (Fig. 6.11E).

A biotita é constituída por cristais bem formados de coloração que vai do castanho avermelhado ao marrom claro, por vezes, produto da substituição de hornblenda, sugerindo formação por alteração potássica. Clorita ocorre substituindo biotita, como pode ser visto na Figura 6.11F.

Figura 6.11 – (A) Aspecto macroscópico dos metabasitos, onde pode ser notada a xistosidade bem definida e os leitos quartzo–feldspáticos também foliados; (B) Imagem de lâmina representativa do metabasito, onde o mineral transparente é principalmente o plagioclásio, os verde-escuros a hornblenda, os castanhos a biotita e os pretos os minerais opacos. Notar a xistosidade forte da rocha; (C) Aspecto microscópico do metabasito, onde é evidente a xistosidade definida pelos arranjos isorientados da hornblenda (Hbl), plagioclásio (Pl) e da biotita (Bt); (D) Detalhe da saussuritização quase total do plagioclásio, indicando composições relativamente cálcicas, ainda com bordas mais sódicas, pouco alteradas; (E) Cristais subeuédricos de hornblenda (Hbl), juntamente com biotita (Bt) e

plagioclásio (Pl); (F) Biotita (Bt) orientada na xistosidade, juntamente com a hornblenda (Hbl), parcialmente alterada para clorita (Chl).

6.1.7 Metagabros e Metadiabásios

Tal qual os metabasitos, metagabros e metadiabásio são verde-escuros, usualmente maciços a levemente foliados e não são magnéticos. Normalmente apresentam textura inequigranular média a grossa e textura levemente blastoporfírica, com cristais grossos de plagioclásio alcançando até 1 cm de comprimento (Fig.6.12A e B). Vênulas de epidoto e carbonato são comuns nestas rochas. O fato de haver rochas de granulação grossa e média, blastoporfíricas ou não, sugere mais uma fase de injeção de magmas básicos na SMC. As rochas de granulação média são aqui sugeridas como tendo sido originadas pelo metamorfismo de diabásios.

Microscopicamente as rochas são granoblásticas, comumente com textura em mosaico a levemente foliadas. Como minerais principais ocorrem plagioclásio (com composições predominantemente de andesina, com variações para oligoclásio e, mais raramente, albita) e hornblenda e, subordinadamente biotita, apatita, ilmenita, quartzo, epidoto, clinozoisita, sericita, clorita, calcopirita, pirrotita, leucóxênio, zircão, carbonato, ilmenita e monazita. Nas variedades blastoporfíricas as relíquias de fenocristais foram recristalizadas, resultando em aglomerados granoblásticos de cristais mais finos. Em alguns casos as formas sugerem relíquias de texturas glomeroporfíricas. O aspecto geral da rocha ao microscópio petrográfico pode ser observado na Figura 6.12C.

O plagioclásio se apresenta parcialmente saussuritizado ou, por vezes, sericitizado. A composição de andesina a oligoclásio nas texturas granoblásticas em mosaico (Fig.6.12D) indicam reequilíbrio metamórfico na fácies anfíbolito. Nos cristais de plagioclásio saussuritizados observam-se também, em alguns casos, bordas descontínuas ou cristais de albita, sugerindo reequilíbrio final da rocha na fácies xisto verde ou metassomatismo sódico localizado, pouco intenso.

A hornblenda também apresenta textura granoblástica em mosaico (Fig.6.12 F), com finas inclusões de quartzo arredondado (Fig.6.12E), que podem ser interpretados como produtos de substituição metamórfica de piroxênios ígneos para o anfibólio. Nos planos de clivagens e em algumas fraturas o pleocroísmo da hornblenda é verde-pálido, indicando seu retrometamorfismo para actinolita. Por vezes as bordas de cristais de hornblenda, quando em

contato com plagioclásios, apresentam pleocroísmo verde-escuro ou azulado, indicando composições mais pargasíticas ou hastingsíticas.

O quadro da Figura 6.13 resume as relações de blastese dos minerais e suas relações com a deformação principal S_n .

Figura 6.12 – (A) Aspecto macroscópico do metagabro de granulação grossa, inequigranular; (B) Aspecto macroscópico do metagabro de granulação média a grossa com textura blastoporfirítica, com relíquias de fenocristais de plagioclásio; (C) Aspecto de amostra representativa do metagabro, evidenciando a textura granoblástica em mosaico com hornblenda (Hbl) e o plagioclásio saussuritizado (Pl); (D) Plagioclásio (Pl) em textura granoblástica em mosaico com cristais apresentando junções triplíceis em

120° e geminação polissintética, com hornblenda (Hbl) associada; (E) Finas inclusões orientadas de quartzo arredondados na hornblenda, característicos de substituição de piroxênio ígneo durante o metamorfismo; (F) Cristais de hornblenda exibindo textura em mosaico com junção dos cristais em ângulos de 120°. Observar a actinolita (verde-claro) nos planos de clivagens e em fraturas, indicando retrometamorfismo em fácies xisto verde.

	Metagabro		
	Ígneo	Sn	Retrometamorfismo
Piroxênio	-----		
Hornblenda		-----	
Quartzo	-----	-----	
Oligoclásio/ Andesina	-----	-----	
Albita			-----
Epidoto			-----
Sericita			-----
Clinozoisita			-----
Clorita			-----
Biotita			-----

Figura 6.13 – Quadro das relações de blastese dos minerais dos metagabros.

6.1.8 Rochas Hidrotermalizadas e mineralizações de cobre

Esse grupo de rochas foi dividido em 4 unidades principais: minérios de cobre bandados, brechas hidrotermais, magnetita anfibolitos e biotititos com anfibólio e magnetita. No geral não apresentam foliações metamórficas, indicando que os eventos hidrotermais/metassomáticos ocorreram após o metamorfismo regional e, provavelmente, durante o desenvolvimento das zonas de cisalhamento. As mineralizações em cobre estão associadas a algumas destas zonas de alteração hidrotermal.

a) Minério de cobre bandado

De modo geral o minério de cobre bandado apresenta coloração cinza escura a preta, estrutura bandada e textura predominantemente granoblástica. Possui associações de minerais com teores variados de pirrotita+calcopirita+magnetita+quartzo+grunerita, em menor quantidade ocorrem clorita, estilpnomelano e allanita. Os sulfetos ocorrem como uma rede de

vênulas interconectadas em textura *stockwork* que acompanha o bandamento/laminação principal (Fig. 6.14A). A presença de delgados leitos ricos em magnetita alternados com leitos de quartzo e anfibólio indicam que os protólitos principais destas rochas são as formações ferríferas.

Nessas rochas a alteração hidrotermal propiciou a recristalização de magnetita, resultando em cristais euédricos grossos com texturas em mosaico e com junções tríplices em 120° (Fig. 6.14B), indicando cristalização após as deformações e em temperaturas relativamente altas. A pirrotita e a calcopirita distribuem-se nas bordas, interstícios e fraturas dos cristais de magnetita e a quantidade de sulfetos aumenta junto aos leitos de magnetita, sugerindo que os óxidos de ferro propiciaram a precipitação dos sulfetos a partir do enxofre e do cobre presente nos fluidos hidrotermais (Fig. 6.14C).

A grunerita, que perfaz menos de 5% do volume da rocha, ocorre com hábito prismático e, geralmente, esta associada às bordas das bandas mais magnetíticas. Comumente a grunerita foi parcialmente substituída por stilpnomelano (Fig. 6.14 D) e clorita.

O quadro da Figura 6.15 mostra a ordem de formação dos diferentes minerais presentes nos minérios de cobre bandados.

Figura 6.14 – (A) Aspecto macroscópico dos minérios de cobre bandados, onde podem ser observadas as relíquias da estrutura laminada das formações ferríferas. Notar a distribuição preferencial dos sulfetos ao redor dos cristais e leitos de magnetita; (B) Detalhe ao microscópio de um leito magnetítico, com cristais grossos subeuédricos de magnetita (Mag) em textura em mosaico, com calcopirita (Cpy) e pirrotita (Po) predominantemente nas bordas dos agregados e, mais raramente, como inclusões; (C) Calcopirita (Cpy) e pirrotita (Po) preenchem fraturas nos cristais de magnetita e nos espaços intersticiais; (D) Cristal prismático de grunerita (Grn) parcialmente substituído por stilpnomelano (Stp).

Minério de Cobre Bandado				
	Sn	Metassomatismo Férrico/Silicoso	Sulfetação	Esfriamento/ Retrometamorfismo Diminuição da Temperatura →
Quartzo	-----	-----	-----	
Magnetita 1	-----			
Magnetita 2		-----		
Grunerita	-----	-----		
Calcopirita			Stock work -----	
Pirrotita			Stock work -----	
Clorita				Substituído grunerita -----
Stilpnomelano				Substituído grunerita -----

Figura 6.15 – Quadro com resumo da evolução da sequência de cristalização dos minérios de cobre bandados.

b) Brechas hidrotermais

Um outro tipo de minério de cobre presente na SMC é representado por brechas hidrotermais de coloração cinza com texturas cataclásticas. A associação mineral é formada por calcopirita+pirrotita+quartzo±grunerita±biotita±magnetita±allanita. Clorita usualmente substitui parcialmente a grunerita. Estes apresentam cor cinza-amarelado, com clastos arredondados principalmente de quartzo, e matriz composta essencialmente por sulfetos (Fig. 6.16A e 6.16C).

Texturalmente observam-se zonas quartzosas fragmentadas, com infiltração de sulfetos nas fraturas, as quais gradam para típicas brechas hidrotermais, com intensa fragmentação (seta vermelha na Fig. 6.16C) e movimentação dos fragmentos de quartzo, que

tornam-se gradativamente arredondados, pela brechação hidrotermal. Neste caso, vênulas e veios de sulfetos passam a predominar na rocha, indicando um aumento da porosidade e da permeabilidade do canal hidrotermal.

Os sulfetos foram precipitados nos interstícios e em espaços abertos entre os cristais grossos de quartzo, resultando numa rede de vênulas interconectadas (Fig. 6.16B). Os clastos de quartzo apresentam bordas irregulares, com texturas de dissolução e a pirrotita está predominantemente em contato com o quartzo, indicando ter sido o primeiro sulfeto precipitado, enquanto que a calcopirita é mais tardia (Fig. 6.16B e 6.16C). O quartzo é rico em inclusões com cristais cúbicos e, muitas vezes, possuem também minerais opacos, provavelmente sulfetos.

A grunerita ocorre como minerais bem formados, inclusos no quartzo, ou como agregados de finos cristais aciculares euédricos nas bordas de grãos de quartzo, que são posteriormente cimentados por sulfetos, quase sempre a pirrotita. Clastos de grunerita nas brechas também são comuns (Fig. 6.16D). A magnetita ocorre em pequena quantidade e geralmente está inclusa no quartzo mas também pode ocorrer como clastos na matriz da brecha. O quadro da Figura 6.17 apresenta a ordem de cristalização dos minerais da brecha hidrotermal.

Figura 6.16– (A) Aspecto macroscópico das brechas hidrotermais mineralizadas em cobre, com clastos arredondados de quartzo (minerais escuros) cimentados por pirrotita (minerais marrons) e calcopirita (minerais amarelos); (B) Aspecto microscópico da brecha hidrotermal, onde pode ser notado fraturamento rúptil do quartzo (Qtz), seguido pela precipitação da pirrotita (Po) e da calcopirita (Cpy); (C) Texturas de fragmentação do quartzo (Qtz) na brecha hidrotermal, inicialmente com formação de *jig saw* (seta vermelha) e posterior arredondamento dos grãos. A precipitação da pirrotita (Po) e da calcopirita (Cpy) são posteriores ao brechamento da zona silicificada; (D) Detalhe da brecha hidrotermal com fragmentos de grunerita entremeados em sulfetos na brecha hidrotermal, mesma área da foto 6.16C, porém com luz transmitida.

Brecha Hidrotermal			
	Pré-Sulfetação	Sulfetação	Esfriamento/ Retrometamorfismo
			Diminuição da Temperatura →
Quartzo	-----	----	
Magnetita	-----		
Grunerita	-----		
Calcopirita		<i>Brechado</i> -----	
Pirrotita		<i>Brechado</i> -----	
Clorita			Substituído grunerita -----

Figura 6.17 – Quadro com resumo da evolução paragenética dos minerais presentes no Calcopirita-pirrotita-quartzo-hidrotermalito.

c) Magnetita-anfibolito

Estas rochas têm cores verde-escuras, estrutura maciça com leve orientação, são compostas basicamente por grandes cristais de hornblenda e de magnetita (Fig. 6.18A e B). A orientações dos cristais em arranjos drusiformes e o bandamento indicam que o hidrotermalismo ocorreu por abertura e preenchimento. Estes veios hidrotermais ocorrem com maior frequência nos contatos entre corpos de metabasitos e de formações ferríferas (Fig. 6.18C) e, subordinadamente, nas formações ferríferas (Fig. 6.18D). Veios hidrotermais são comuns em diversas partes da SMC, mas nem sempre com mineralizações associadas. Estas rochas tem comumente estruturas bandadas, com típicos zonamentos de minerais hidrotermais, frequentemente monominerálicas, formados em função da intensidade da alteração.

Figura 6.18 – (A) Magnetita anfibolito em contato com formação ferrífera também hidrotermalizada, resultando na cristalização de hornblenda de granulação grossa, com magnetita associada; (B) Veio hidrotermal com hornblenda e magnetita subordinada em formação ferrífera. Notar os contatos irregulares, indicando dissolução da rocha hospedeira; (C) Veio hidrotermal semelhante aos anteriores no contato entre metabasito e formação ferrífera; (D) Veio hidrotermal com anfibólio, magnetita e pouco quartzo em formação ferrífera.

Microscopicamente estas rochas são formadas basicamente por hornblenda, com magnetita subordinada, minerais estes que compõem mais de 95% da rocha (Fig. 6.19A e 6.19B). Apatita, biotita e quartzo completam a mineralogia destas rochas. São inequigranulares e têm texturas essencialmente granoblásticas, com cristais grossos de

hornblenda, por vezes em textura em mosaico, associados à magnetita comumente mais fina, mas com cristais mais grossos variando de euédricos a anédricos (Fig. 6.19A). Restos da foliação dos protólitos são indicados principalmente pelo alinhamento dos cristais mais finos de magnetita, além dos anfíbólios (Fig. 6.19B), os quais podem ser devidos às relíquias da rocha pretérita.

Figura 6.19 –(A) Aspecto microscópico dos veios hidrotermais com hornblenda (Hbl) e magnetita (Mag) com textura granoblástica, com biotita (Bt) associada;(B) Relíquias da foliação do protólito hidrotermalizados, dada pela orientação de parte dos cristais de hornblenda (Hbl) e dos cristais finos de magnetita (Mag). Notar a apatita (Ap) em cristais finos orientados concordantemente com a magnetita.

d) Biotitito com anfíbólio e magnetita

Um outro produto do hidrotermalismo é representado por um grupo de veios, por vezes com vários metros de espessura, constituídos por biotita predominante, hornblenda subordinada e menor volume de magnetita, além de apatita e quartzo, essa rocha foi denominada biotitito com anfíbólio e magnetita. As bordas dos veios, geralmente com poucos centímetros de espessura, são mais ricas em anfíbólio e magnetita de granulação mais grossa. Os veios possuem cores verde-escuras (Fig. 6.20A), estrutura foliada e textura lepidoblástica (Fig. 6.20B e C). A estrutura orientada aparenta ser devida, pelo menos em parte, a deformações concomitantes ou posteriores ao hidrotermalismo, como indicado pela presença de estruturas S/C (Fig. 6.19B).

Figura 6.20 – (A) Aspecto macroscópico dos veios hidrotermais mais ricos em biotita; (B) Fotografia da lâmina de um destes veios, onde pode ser observada a estrutura foliada e textura lepidoblástica, com pares S/C; (C) Aspecto microscópico da rocha hidrotermalizada, com hornblenda (Hbl), biotita (Bt) e apatita (Ap).

6.2 Descrição de Testemunhos e Relações de Campo

Geralmente os contatos entre as formação ferrífera, os plagioclásio-biotita xistos, os granada-biotita xistos e os metabasitos da Sequência Meta-vulcanossedimentar do Circular são concordantes entre si, sendo definidos pelos acamamentos paralelizados à foliação S_n . Já os contatos do metagabro e metadiabásio com as rochas da SMC são predominantemente discordantes, caracterizando seus modos de ocorrência intrusivos.

A Figura 6.2A e B e 6.22A mostram contatos discordantes do S_0/S_n entre formações ferríferas e metagabros, indicando que pelo menos parte da colocação dos diques foi posterior ao desenvolvimento da S_n e/ou S_{n-1} . Na Figura 6.21A pode ser notada a uma redução na

Figura 6.21 – Relações de contato entre as formações ferríferas e os metagabros, evidenciando seu caráter intrusivo nas formações ferríferas, bem como nas demais rochas da SMC.

Os contatos entre as formações ferríferas e os plagioclásio-biotita xistos são também concordantes e abruptos, como pode ser visto na Figura 6.22B. Entretanto, zonas hidrotermalizadas, com até alguns decímetros de espessura, com hornblenda e magnetita e, por vezes, biotita, ocorrem nestes contatos. Os plagioclásio-biotita xistos se intercalam concordantemente com as formações ferríferas.

Os granada-biotita xistos, assim como os plagioclásio-biotita xistos, geralmente estão em contatos abruptos e concordantes com as formações ferríferas. Nas Figuras 6.23B e 6.23C podem ser observados vários leitos de formação ferrífera com alguns centímetros de espessura intercalados concordantemente em granada-biotita xisto, indicando, apesar da transposição tectônica causada pela foliações metamórficas, que estes contatos são antigos acamamentos. Estas formações ferríferas intercaladas nos granada-biotita xistos são, geralmente, mais silicosas e mais ricas em anfibólios, por vezes constituindo *metacherts* ferruginosos. Os granada-biotita xistos, neste contexto, correspondem a sedimentos clásticos.

Na Figura 6.23A podem ser observados os contatos superior e inferior de um corpo de biotitito com anfibólio e magnetita cortando formações ferríferas. O contato superior é marcado por um veio de quartzo com aproximadamente 30cm de espessura. Dentro das rochas hidrotermalizadas ocorrem restos de formações ferríferas. O contato inferior é também discordante das formações ferríferas bandadas.

Figura 6.22 – (A) Contato intrusivo entre o metagabro e a formação ferrífera bandada; (B) Contato concordante abrupto entre o plagioclásio-biotita xisto e a formação ferrífera. Obs: As cores no lado esquerdo dos testemunhos indicam a litologia a que pertencem.

Figura 6.23 – (A) Veio de quartzo no contato entre formação ferrífera e biotitito com anfibólio e magnetita. As partes mas claras nas rochas hidrotermalizadas são restos de formações ferríferas; (B) Intercalações concordantes de formações ferríferas e de granada-biotita xistos; (C) Intercalações de granada-biotita xistos em formação ferrífera. Obs: As cores no lado esquerdo dos testemunhos indicam a litologia a que pertencem.

Figura 6.24 – (A) Contato entre as rochas da base da SMC com os meta-monzogranitos, nota-se a alternância de corpos de formações ferríferas, plagioclásio-biotita xistos, metabasitos e metagabros com alguns decímetros a alguns metros de espessura. Neste caso todas as rochas estão deformadas pela cisalhamento; (B) Intercalações de meta-granitoides em rochas da SMC nas proximidades do contato com os meta-monzogranitos. Obs: As cores no lado esquerdo dos testemunhos indicam a litologia a que pertencem. Legenda vide Figura 6.23.

O contato entre as rochas da base da SMC com os meta-monzogranitos, geralmente é marcado pela intercalação de diversos litotipos, com poucos centímetros a metros de espessura, e pela forte foliação milonítica, com opode ser observado na Figura 6.24A, onde ocorrem intercalações de corpos de plagioclásio-biotita xistos, metabasitos e formações ferríferas, além de metagabros. Em outras intersecções são, também, comuns corpos de

granada-biotita xistos nestas zonas. Na Figura 6.24B podem ser vistas intercalações de algumas camadas de meta-monzogranito com alguns decímetros de espessura um pouco antes do contato com as rochas do embasamento. Todas rochas deste trecho do testemunho apresentam foliação milonítica.

Na Figura 6.25A observa-se uma intrusão de meta-granodiorito (que supostamente é um dique) no contato entre plagioclásio-biotita xisto e formações ferríferas. Nas bordas da intrusão houve a formação de anfibólios hidrotermais posteriores à sua colocação. As Figuras 6.24B e C mostram dois exemplos de brechas hidrotermais com calcopirita + pirrotita + quartzo + grunerita. O minério de cobre bandado com pirrotita + calcopirita + magnetita + quartzo + grunerita pode ser observado nas Figuras 6.24D e 6.24E, nestas, os restos do bandamento da formação ferrífera podem ainda ser observados. Abaixo da mineralização de cobre ocorrem formações ferríferas com magnetitas muito grossas com cristalização pós- S_n (Fig. 6.25F).

Figura 6.25 – (A) Intrusão de meta-granodiorito no contato entre plagioclásio-biotita xisto e formação ferrífera; (B) e (C) Aspecto do minério de cobre em brechas hidrotermais; (D) e (E) Minério de cobre bandado em formação ferrífera; (F) Formação ferrífera com magnetita hidrotermal muito grossa.

7 Litoquímica

7.1 Granitoides do Embasamento

Os meta-monzogranitos possuem teores de sílica variando entre 70 e 72% e o meta-granodiorito tem aproximadamente 68% de SiO_2 . As concentrações de Al_2O_3 , CaO , Na_2O e

MgO do meta-granodiorito são maiores que as do meta-monzogranito, enquanto que os teores de FeOt e K₂O são menores, coerentemente com os processos de fracionamento magmático. No geral, as concentrações de FeOt e K₂O apresentam correlação positiva com aumento de SiO₂. Já os teores de Al₂O₃, CaO, MgO e Na₂O exibem uma correlação negativa com aumento de SiO₂ (Fig. 7.1), comportamento este típico de fracionamento magmático, muito embora estas rochas possam não pertencer a uma mesma série magmática. Nota-se também que os elementos químicos mais móveis, como o potássio e o sódio, não apresentam um comportamento linear, muito provavelmente devido às alterações hidrotermais associadas o metamorfismo e/ou às mineralizações de cobre. As variações nos teores de FeOt podem estar relacionadas à precipitação de sulfetos ou de magnetita nas rochas hidrotermalizadas.

Figura 7.1 –Diagramas de variação composicional para os óxidos maiores dos meta-granodiorito e meta-monzogranito, com SiO₂ como índice de diferenciação.

No diagrama proposto por De La Roche et al. (1980) nota-se a composição granodiorítica da intrusão de meta-granodiorito e a composição granítica do meta-monzogranito (Fig. 7.2).

Figura 7.2 – Diagrama de classificação química de rochas plutônicas proposto por De la Roche *et al.* (1980) com as composições dos meta-granitóides do embasamento.

Frost et al. (2001) utiliza-se de combinações com os óxidos maiores para classificar rochas graníticas do ponto de vista geotectônico. Os granitóides são predominantemente férricos (Fig. 7.3A), no entanto, a amostra de granodiorito e uma do meta-monzogranito plotam no campo das rochas magnesianas, mas nas proximidades do limite entre os dois campos. Quando se observa o diagrama de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ versus sílica (Fig. 7.3B), nota-se que os meta-monzogranitos tem composições compatíveis com as de granitos cálcio-alcalinos e o meta-granodiorito de granitos cálcicos, mas muito próxima da série cálcio-alcalina. Do ponto de vista das concentrações de alumínio e álcalis, estas rochas são peraluminosas, mas se situam junto ao campo dos granitos metaluminosos, como mostra o diagrama da Figura 7.3C criado por Shand (1943).

O diagrama de Peccerillo & Taylor (1976) (Fig. 7.3D) utiliza-se dos valores de Si_2O e K_2O para fazer distinção entre séries magmáticas tholeiíticas, cálcio-alcalinas e shoshoníticas, três das quatro amostras de embasamento plotam no campo da série cálcio-alcalina de alto

potássio e uma no da série cálcio-alcálica. Já a amostra de meta-granodiorito situa-se na zona limítrofe entre as séries tholeiíticas e cálcio-alcálicas, o que indica, provavelmente, uma composição cálcio-alcálica mais primitiva, apesar do índice de minerais máficos não ser muito elevado.

Figura 7.3 – Diagramas de classificação de granitóides. (A) Diagrama de $FeO/(FeO+MgO)$ versus SiO_2 para distinção dos granitóides férricos e magnesianos, Frost *et al.* (2001); (B) $Na_2O+K_2O - CaO$ (índice de MALI) versus SiO_2 , Frost *et al.* (2001); (C) Índice de saturação de alumínio ASI ($Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$) versus A/NK ($Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$), segundo Shand (1943); (D) Diagrama de Peccerillo & Taylor (1976), mostrando as composições cálcio-alcálica primitiva para o meta-granodiorito e cálcio-alcálica a cálcio-alcálica de alto potássio para os meta-monzogranitos.

Nos diagramas de Pearce *et al.* (1984), que é baseado em quantidades de elementos traços para classificação geotectônica de granitóides, todos meta-granitoides do embasamento apresentam composições química que indicariam formação em arcos vulcânicos relacionados com zonas de subducção (Fig. 7.4).

O diagrama proposto por Shandl & Gorton (2002) basea-se na combinação de elementos traços para classificação de ambiente geotectônico de rochas vulcânicas ácidas. A Figura 7.5A indica que os meta-monzogranitos e o meta-granodiorito tem composições

compatíveis com geração em margem continental ativa (ACM), ou seja, em arcos magmáticos. A Figura 7.5B indica o mesmo, mas os valores de tório (Th) das amostras de meta-monzogranitos são maiores que 45ppm, plotando acima do limite do diagrama.

Figura 7.4 – Composições dos meta-granitóides do embasamento plotadas nos diagramas de Pearce *et al.* (1984), onde pode-se observar suas semelhanças com granitoides formados em arcos vulcânicos em zonas de subducção. Granitos sin-colisionais (syn-COLG), Granitos de arcos vulcânicos (VAG), Granitos intraplaca (WPG) e Granitos de dorsais oceânicas (ORG).

Figura 7.5 – Diagramas de ambiente tectônico sugerido por Shandl & Gorton (2002) com a cassificação tectono-magmática dos granitóides estudado. (A) Diagrama de Ta/Yb *versus* Th/Yb; (B) Diagrama de Ta *versus* Th. Margens continentais ativas (ACM), zonas vulcânicas intra-placa (WPVZ), basaltos intra-placa (WPB) e basaltos de dorsal meso oceânica (MORB).

O padrão dos elementos terras raras (ETR) normalizado pelo condrito de Boynton (1984)

pode ser encontrado na Figura 7.6. Os meta-monzogranitos exibem enriquecimento relativo dos elementos terras raras leves em relação aos pesados, com razão $(La/Yb)_N$ de 29.5, e uma fraca anomalia negativa de európio ($Eu/Eu^*=0.625$), indicado diferenciação por fracionamento de plagioclásio. O meta-granodiorito mostra um enriquecimento menor em terras raras, com forte fracionamento entre as terras raras leves e pesadas, possuindo razão $(La/Yb)_N$ de 49.5. Inversamente aos meta-monzogranitos, apresenta anomalia positiva de európio ($Eu/Eu^*=1.683$), indicando que sua formação se deu, provavelmente, por acumulação de plagioclásio.

Figura 7.6 – Diagrama de elementos terras raras (ETR normalizado pelo condrito de Boynton (1984)).

7.2 Rochas da SMC e metagabros

Parte dos xistos da SMC tem composição mineralógica semelhante à dos metabasitos e, notavelmente, há rochas muito enriquecidas em plagioclásio e hornblenda e não há muscovita ou outros minerais aluminosos típicos de sedimentos terrígenos clásticos argilosos. A passagem destes xistos para os metassedimentos com pouca hornblenda e/ou com granada é gradativa. Estes aspectos sugerem que os xistos composicionalmente mais semelhantes aos metabasitos são rochas meta-vulcanoclásticas, as quais gradam para sedimentos com maior

contribuição de terrígenos. Por estes motivo foram elaborados diagramas com todos os xistos, metabasitos e metagabros da SMC para avaliação desta hipótese genética. Uma vez que, em muitos testemunhos de sondagens, devido às deformações e alterações hidrotermais, é difícil a distinção dessas litologias. Destaca-se também a ausência de feldspato potássico nos xistos, o que pode ser atribuído às fontes essencialmente vulcânicas dos materiais em ambiente distante da crosta continental e/ou a crosta continental emersa essencialmente tonalítica, caso a sequência vulcanossedimentar tenha se formado nas proximidades de uma margem continental.

Os metagabros apresentam composições geoquímicas características distintas dos metabasitos, em especial no que concerne aos teores de CaO , K_2O , P_2O_5 e TiO_2 (Fig. 7.7), corroborando as as observações feitas nas descrições dos testemunhos de sondagens e na petrografia. Nota-se também na Figura 7.7 que as composições dos metagabros não definem zonas de mistura com os xistos da SMC.

O diagrama de K_2O *versus* sílica distingue os plagioclásio-biotita xistos e os granada-biotita xistos, uma vez que estas rochas possuem maior volume de biotita. Os teores de CaO são mais altos nos metagabros relativamente aos metabasitos, gradativamente menores dos metabasitos para os plagioclásio-biotita xistos e para os granada-biotita xistos. Estes teores se relacionam com a mineralogia das rochas, onde os maiores conteúdos de hornblenda e de plagioclásio resultam em maiores teores de CaO . Sendo o Na_2O um componente importante do plagioclásio e menos significativo nos anfibólios, deveria seguir o comportamento do CaO . Entretanto, nota-se que os metabasitos são, relativamente ao metagabros, enriquecidos em Na_2O , o que sugere que os seus protolitos foram alterados por interação com águas marinhas, o que configuraria um processo de espilitização dos metabasitos, conforme definido por Vallance (1965). De fato, nota-se que os plagioclásio-biotita xistos, que parecem corresponder a meta-tufos com pouca ou nenhuma mistura de sedimentos terrígenos, tem teores de Na_2O elevados, compatíveis com os metagabros, o que parece reforçar esta interpretação.

Os teores de MgO e FeO_t dos metagabros são relativamente homogêneos, enquanto que nos metabasitos há uma correlação negativa do MgO com o SiO_2 e positiva com o FeO_t , o que sugere não apenas composições distintas, como também ausência de fracionamentos magmáticos nos metagabros e um leve fracionamento nos metabasitos.

A aparente redução dos teores de Al_2O_3 em relação aos de SiO_2 nos metabasitos e nos metagabros podem ser devidas ao fracionamento magmático, mas as alterações hidrotermais, em especial a saussuritização intensa e a sericitização podem ter causado estas alterações.

Entretanto, seria esperável teores mais altos de Al_2O_3 nos xistos, devido as maiores concentrações de biotita, o que não é observado no diagrama da Figura 7.7.

Figura 7.7 – Diagramas de SiO_2 versus óxidos maiores para as amostras de plagioclásio-biotita xistos, metabasitos, granada-biotita xisto e metagabros.

Os metabasitos e os metagabros possuem teores de sílica entre de 44 a 50%. No diagrama TAS (Fig.7.8) de Le Bas *et al.* (1986), os metagabros possuem composições basálticas, enquanto os metabasitos corresponderiam a traqui-basaltos, devido aos teores relativamente altos de Na_2O . Apenas para comparação, as composições dos metabasitos e metagabros foram plotadas conjuntamente as análises dos plagioclásio-biotita xistos e dos granada-biotita xisto, sem o intuito de classificá-las como rochas de protolitos ígneos. Nota-se que estas rochas são quimicamente mais semelhantes aos metabasitos, em parte mais enriquecidos em sílica, como esperado pela contribuição de sedimentos terrígenos.

Figura 7.8 – Diagrama TAS de classificação proposto por Le Bas *et al.* (1986), mostrando a composição das rochas meta-ígneas da SMC e, comparativamente, as composições dos xistos.

Os metagabros e os metabasitos têm composições tholeiíticas segundo os diagramas de Miyashiro (1974) e de Irvine & Baragar (1971), com uma amostra de metabasito adentrando no campo das rochas cálcio-alcálinas (Fig. 7.9A e 7.9B).

Figura 7.9 – (A) Diagrama proposto por Miyashiro (1974) indicando que os metagabros e metabasitos são rochas predominantemente tholeiíticas; (B) Diagrama de Irvine & Baragar (1971) mostrando a tendência de uma série tholeiítica para os metagabros e metabasitos.

A Figura 7.10 ilustra a distribuição de quatro unidades litológicas em um diagrama de Ca *versus* Na, destacando-se ainda no contorno tracejado vermelho as rochas hospedeiras do Depósito de Ferro Circular (DFC). Esta figura evidencia o *trend* composicional dos

metabasitos para os metatufos (plagioclásio-biotita xistos) e destes para os xistos (granada-biotita xistos), interpretado como uma gradativa mistura de materiais vulcanoclásticos com sedimentos terrígenos. Nesta figura é ainda notável a clara distinção nas composições dos metagabros em relação aos metabasitos e aos xistos da SMC, nos quais se intercalam as formações ferríferas com magnetita e grunerita, típica da fácies óxido, mas que também pode representar transição para a fácies silicato (James, 1954), o que poderia indicar, adicionalmente, uma eventual proximidade a centros hidrotermais exalativos.

Na porção inferior esquerda plotam os granada-biotita xistos que, junto com os plagioclásio-biotita xistos, envelopam as formações ferríferas, o que seria compatível com períodos de quiescência no vulcanismo, onde a sedimentação de terrígenos finos passam se sobrepor aos materiais oriundos do vulcanismo e quando predominam ou são melhor preservados os depósitos químicos exalativos. Na porção superior esquerda do diagrama se concentram um conjunto distinto de metabasitos e de plagioclásio-biotita xistos com teores mais elevados de sódio, o que poderia ser interpretado como rochas mais intensamente espilitizadas e/ou metassomatismo sódico relacionado com a mineralização de cobre, já que em algumas destas amostras foram observados escapolita e albita descontínua nas bordas de grãos de plagioclásio. Rochas com escapolita e albita estão comumente nas proximidades de mineralizações em cobre, o que parece confirmar que parte das rochas enriquecidas em sódio se relacionam com as alterações hidrotermais do tipo IOCG na Sequência Meta-vulcanossedimentar do Circular.

Figura 7.10 – Diagrama Ca versus Na das amostras de metagabro, metabasitos, plagioclásio-biotita xisto e granada-biotita xisto. Símbolos em cruz representam amostras da VALE S/A e círculos representam amostras deste mestrado.

Apesar de os diagramas das Figura 7.11 e 7.12 serem para rochas de afinidade basáltica, os plagioclásio-biotita xistos e granada-biotita xistos também foram plotados para fins de comparação com os metabasitos e metagabros (rochas de afinidade basáltica), uma vez que características de campo e litoquímicas sugerem que se trata de uma única sequência meta-vulcanoclástica.

Os diagramas de classificação de basaltos de Wood (1980) (Fig. 7.11A) baseiam-se em diferentes razões de elementos traços para classificação de rochas básicas e mostra uma clara separação dos metagabros e metabasitos. Apesar de ambos plotarem no campo dos basaltos cálcio-alcalinos (CAB), os metabasitos se colocam na porção inferior do campo CAB

(mais enriquecidos em Th), e os metagabros se situam na porção superior esquerda do campo *CAB*, mais próximo das séries toleíticas e do tipo MORB. Os diagramas de classificação geotectônica de basaltos proposto por Pearce and Cann (1973) (Fig. 7.11B) mostra que os metagabros caem prioritariamente no campo dos basaltos tipo MORB, já os metabasitos apresentam uma distribuição mais heterogênea caindo principalmente nos campos dos basaltos tipo MORB e IAT. No geral as amostras de metagabro se concentram em áreas mais bem definidas dos diagramas, enquanto os metabasitos e plagioclásio-biotita xistos ocorrem mais espalhadamente. Esse comportamento é esperado pois essas rochas já experimentaram metamorfismos e hidrotermalismos, obliterando as proporções de muitos elementos presentes nas rochas.

Figura 7.11 – (A) Diagramas triangulares de classificação de basaltos para o sistema Th, Hf, Ta, Zr e Nb proposto por Wood (1980), Basaltos cálcio-alcálicos (*CAB*), Toleítos de arco de ilha (*IAT*), basaltos toleíticos intra-placa (*WPT*), basaltos alcalinos intraplaca (*WPA*), basaltos de fundo oceânico fracionado (*E-MORB*), basaltos de fundo oceânico normal (*N-MORB*); (B) Diagramas triangulares de classificação de basaltos para o sistema Ti, Zr, Y e Sr proposto por Pearce and Cann (1973), Basaltos cálcio-alcálicos (*CAB*), Basaltos de fundo oceânico (*MORB*), Toleítos de arco de ilhas (*IAT*), Basaltos intraplaca (*WPB*).

A Figura 7.12A ilustra o diagramas de Pearce & Norry (1979) e a Figura 7.12B mostra o diagrama proposto por Pearce (1982), ambos para fins de classificação geotectônica de basaltos. Esses diagramas mostram que os metagabros tem uma tendência de ter sua origem associada a basaltos de fundo oceânico (MORB), já os metabasitos possuem uma dispersão mais heterogênea e caem no campo dos basaltos de arco de ilhas, mas também possuem amostras nos campos de basaltos de fundo oceânico e basaltos intraplaca. As amostras da SMC apresentam um maior espalhamento pelo diagrama, confirmando a hipótese que os metabasitos e plagioclásio-biotita xistos sofreram mais processos de metamorfismo, hidrotermalismo e metassomatismo.

Figura 7.12 – (A) Diagrama de classificação geotectônica de basaltos segundo Pearce and Norry (1979); (B) Diagrama de classificação geotectônica de basaltos sugerido por Pearce (1982).

No diagrama de elementos terras raras (ETR) normalizado pelo condrito de Boynton (1984) notam-se que os metagabros definem um padrão horizontalizado com razão média (La/Yb) de 1.55, típico de tholeiítos continentais ou de N-MORB inalterados hidrotermalmente em fundo oceânico (Frey & Haskin, 1964), uma amostra apresenta leve anomalia negativa de európio ($Eu/Eu^*=0.615$), indicando fracionamento de plagioclásio (Fig. 7.13), o que corrobora com os dados e interpretações apresentados anteriormente. Os padrões de distribuição dos elementos terras raras dos metabasitos mostram-se enriquecidos em terras raras leves, com razão média (La/Yb) de 8.41, sugerindo formação a partir de E-MORB ou de basaltos cálcio-alcálinos primitivos em fases iniciais de arcos insulares. Este mesmo

comportamento, para efeito de comparação, é observado nos plagioclásio-biotita xistos (La/Yb=7.05), reforçando a interpretação que seus protolitos foram originados por materiais semelhantes aos metabasitos. A razão média de La/Yb do granada-biotita xisto é de 12.24, um pouco maior que a dos metabasitos e plagioclásio-biotita xistos, corroborando com a hipótese de serem sedimentos terrígenos básicos e, portanto com um comportamento um pouco diferente dos anteriores.

Figura 7.13 – Diagrama de elementos terras raras (REE) normalizado por condrito sugerido por Boynton (1984).

7.3 Mineralização de cobre

A mineralização de cobre da SMC tem apresentado características geo-estruturais e petrográficas de ser tipo IOCG, com intuito de verificar quimicamente essa possibilidade foram feitos diagramas binários (Fig. 7.14) de teores de cobre *versus* uma série de elementos menores e traços. Os teores de cobre apresentam correlações positivas com Ag, Au, Bi, Co, In, Ni, Se, Sn, Te e Zn indicando que estão intimamente associados aos teores de cobre. Os elementos Ce, Cs, La, Mo, P, Pb, Tl e Y apresentam uma correlação positiva parcial, com um certo espalhamento das amostras no diagrama. Urânio apresenta valores de, no máximo, 1ppm independentemente da quantidade de cobre.

Figura 7.14 – Diagramas binários correlacionando teores de cobre (em porcentagem) com vários elementos menores e traços (em ppm).

8 Geocronologia

Os trabalhos de geocronologia foram divididos em duas etapas, na primeira etapa foram feitas datações U–Pb em zircões de quatro amostras, três delas provenientes do embasamento da SMC (PMR-66, PMR-105, PMR-106) e uma de meta-granodiorito intrusivo na sequência meta-vulcanoclástica (PMR-67). Estas datações foram feitas com a Microsonda Iônica SHRIMP no Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução (GEOLAB) da USP. Na segunda etapa foram datados zircões de uma amostra de metagabro (PMR-28) e de um granada-biotita xisto (PMR-55), o equipamento utilizado foi LA-ICP-MS no CPGeo–USP.

Para as descrições dos grãos e escolha dos pontos de datação foram utilizadas imagens de catodoluminescência e lupa binocular. Com isso foi possível o reconhecimento áreas que

pudessem representar os eventos de cristalização magmática, assim como possíveis núcleos herdados e sobrecrecimentos metamórficos.

8.1 Rochas do Embasamento

As amostras de meta-monzogranitos (PMR-66, PMR-105 e PMR-106) apresentam grãos e populações de zircões semelhantes, por isso foram descritas conjuntamente. A primeira população compreende cristais prismáticos, com cerca de 200 a 300 μ m de comprimento, com proporção 2:1 em relação à largura, bordas bastante arredondadas e feições de corrosão e de fraturamento frequentes. Apresentam metamitização que, em alguns locais, é bastante intensa. Muitos cristais deste conjunto possuem zonamento oscilatório típico de cristais ígneos, núcleos e bordas de recrystalização também são relativamente comuns.

A segunda população de zircão das amostras PMR-66, PMR-105 e PMR-106 é formada por cristais prismáticos, com cerca de 150 a 300 μ m de comprimento, proporção 3:1 com relação a largura, bordas arredondadas, muitos com fraturamento, corrosão e metamitização moderada a forte. Alguns cristais tem texturas sugestivas de núcleos herdados, bordas de cristalização acretivas e zonamento oscilatório.

A terceira população, menos expressiva volumetricamente, é formada por grãos de zircão arredondados, com proporção comprimento/largura de 1,5:1 ou 1:1, com 100 a 200 μ m de comprimento ou diâmetro, muitos com evidências de cristalização acretiva e geralmente com forte metamitização. A Figura 8.1 ilustra os tipos de cristais de zircão presentes nas rochas do embasamento.

Em lupa binocular pode-se perceber que os zircões das amostras PMR-66, PMR-105 e PMR-106 apresentam-se desde translúcido até opacos devido à forte metamitização em alguns, fraturas também forma observadas.

Foram feitas 53 análises nos grãos de zircão a partir das três amostras do meta-monzogranito, todas com idades discordantes, portanto o intercepto entre a concórdia e a discórdia foi interpretado como idade de cristalização, uma vez que o protólito é ígneo.

Na Figura 8.2A é apresentado o diagrama da amostra PMR-66, com idade calculada em 2611 ± 28 Ma, com MSWD de 7,0. Na amostra PMR-105 (Fig. 8.2B) o intercepto superior concórdia/discórdia define uma idade de 2665 ± 29 Ma, com MSWD de 10,3, enquanto que a amostra PMR-106 (Fig. 8.2C) resultou em idade de 2615 ± 72 Ma com MSWD de 10.

Os interceptos inferiores da interseção entre discórdia e concórdia dessas amostras variam entre 541 ± 41 Ma e 523 ± 41 Ma.

Figura 8.1 – Imagem de catodoluminescência dos grãos de zircão no meta-monzogranito PMR-106, com a localização dos *spots* analisados.

Figura 8.2 – Diagramas de concórdia U–Pb das amostras de meta-monzogranito provenientes do embasamento da SMC; (A) amostra PMR-66; (B) amostra PMR-105; (C) amostra PMR-106.

8.2 Intrusão de Meta-granodiorito

A intrusão de meta-granodiorito (PMR-67) possui três populações de zircão, a primeira com grãos prismáticos com 150 a 250µm de comprimento, proporção comprimento/largura de 2:1, bordas arredondadas, com presença de núcleos e bordas de recristalização, por vezes com fraco zonamento oscilatório. A segunda população é formada por cristais prismáticos, com 100 a 200µm de comprimento, proporção comprimento/largura de 3:1 e com bordas de recristalização, enquanto que a terceira população é constituida por cristais arredondados, com 100 a 200µm de diâmetro, com núcleos e bordas sobrecrescidas.

Os grãos de zircão desta amostra estão, comparativamente aos das amostras anteriores, menos metamitizados e apresentam menos feições de corrosão e fraturamento. Os cristais são também mais translúcidos que os das amostras do embasamento. A Figura 8.3 mostra os tipos de cristais de zircão do meta-granodiorito e a localização dos *spots* analisados.

Foram analisados 16 pontos em grãos de zircão do meta-granodiorito. Na Figura 8.4A pode ser visto o diagrama concórdia destas análises, que resultaram em uma idade concordante de $2659 \pm 6,2$ Ma, com MSWD de 1,6 e probabilidade de concordância de 0,2. O diagrama da Figura 8.4B mostra uma idade concordante de 2823 ± 9 Ma do *spot* 6.2, correspondente a um possível núcleo herdado.

Figura 8.3 – Imagem de catodoluminescência dos zircões do dique de meta-granorito (amostra PMR-67), com a localização dos *spots* analisados.

Figura 8.4 – (A) Diagrama de concórdia U–Pb da intrusão de meta-granodiorito. (B) Diagrama de concórdia U–Pb mostrando a localização e idade de núcleo mais antigo.

8.3 Metagabro

Os cristais de zircão do metagabro são finos e constituem duas populações. A primeira é formada por cristais que raramente ultrapassam 100µm, têm formato ovalado (proporções comprimento/largura de 1,5:1) ou arredondados com bordas irregulares e estão fortemente metamitizados. Não apresentam zonamentos setoriais ou oscilatório, núcleos e/ou bordas sobrecrecidas não são observados.

A segunda família de cristais de zircão são um pouco mais grossos e suas dimensões variam de 100 a 200µm, com proporções de comprimento/largura de 1,5:1 e 2:1. Possuem bordas arredondadas, por vezes com faces irregulares, estão fortemente metamitizados e não apresentam zonamentos ou núcleos. A tipologia dos cristais de zircão da amostra de metagabro pode ser observada na Figura 8.5.

Foram analisados 24 *spots*, mas somente 14 foram utilizados para a definição da reta de discórdia. A idade de cristalização de 2560 ± 13 Ma com MSWD de 1,13 foi estimada pelo intercepto superior da curva discórdia com a concórdia (Fig. 8.6).

Figura 8.5 – Imagem de catodoluminescência dos grãos de zircão do metagabro (amostra PMR-28), com a localização dos *spots* analisados.

Figura 8.6 – Diagrama de concórdia U–Pb do metagabro.

8.4 Granada-biotita xisto

Os cristais de zircão do granada-biotita xisto são, em geral, menores que 100μm, possuem bordas e formas arredondadas. Suas proporções comprimento/largura mais comuns são de 1:1, mas alguns cristais têm proporção de 1,5:1. Os cristais apresentam-se fortemente metamitizados e fraturados, sem evidências de zonamentos oscilatórios ou setoriais. Alguns

cristais têm núcleos bem definidos, assim como delgadas bordas de reabsorção. A Figura 8.7 mostra os aspecto geral dos cristais de zircão do granada-biotita xisto (amostra PMR-55).

Foram analisados 36 *spots* gerando uma idade concordante de $2576 \pm 7,4$ Ma com MSWD de 0,19 e probabilidade de concordância de 0,66 (Fig. 8.8).

Figura 8.7 – Imagem de catodoluminescência com cristais do granada-biotita xisto (amostra PMR-55), com a localização dos *spots* analisados.

Figura 8.8 – Diagrama de concórdia U–Pb da amostra de granada-biotita xisto.

9 Discussões

A Sequência Meta-vulcanossedimentar do Circular é composta por um conjunto de rochas originárias do metamorfismo de sedimentos químicos, clásticos e vulcanoclásticos com vulcânicas e subvulcânicas associadas (variavelmente misturadas com vulcanoclásticas e terrígenos finos). Os sedimentos químicos são representados pelas formações ferríferas, as rochas vulcanoclásticas (predominantemente meta-tufos) pelos plagioclásio-biotita xistos, os sedimentos pelíticos pelos granada-biotita xistos e as vulcânicas e/ou subvulcânicas básicas pelos metabasitos. Diques e *sills* de metagabros e meta-granodioritos invadem a sequência meta-vulcanossedimentar.

As formações ferríferas apresentam contatos concordantes com os granada-biotita xistos e com os quartzo-plagioclásio-biotita xistos, sendo comum a alternância decamétrica, métrica e decimétrica entre essas rochas, confirmando a natureza sedimentar destes contatos. Os metabasitos também apresentam contatos concordantes com as demais rochas da SMC, no entanto, frequentemente, ocorrem envelopados por plagioclásio-biotita xistos (Fig. 6.21, 6.23, 6.25 – perfil litológico do furo), com contatos gradacionais entre eles, relações estas indicativas da origem vulcanoclástica e de um ambiente deposicional onde vulcânicas, tufos e sedimentos clásticos se interdigitam e gradam lateralmente de um para outro.

As relações de contato entre os metagabros e demais litologias não deixam dúvidas sobre o seu caráter invasivo, confirmando sua posterioridade em relação às litologias da SMC.

Na porção sul da SMC nota-se a presença de uma camada com alguns metros de

espessura de granada-biotita xistos acompanhando o contato da sequência meta-vulcanossedimentar com as rochas do embasamento. Esta camada se intercala métrica e decimetricamente com formações ferríferas, plagioclásio-biotita xistos, metabasitos e metagabros, compondo uma zona heterogênea, que pode representar um nível estratigráfico na base da sequência, ou estar associada ao cisalhamento e imbricamento tectônico entre as rochas da SMC e do embasamento.

Também são comuns rochas hidrotermalizadas, representadas predominantemente por biotitos e biotita xistos com anfibólio e magnetita, que parecem cortar as demais unidades da SMC. Um exemplo disto pode ser visto na Figura 6.23A, onde um veio hidrotermal composto basicamente por biotita e hornblenda invade a formação ferrífera, englobando restos de *bifs*. A borda superior deste corpo é marcada pela presença de um veio de quartzo com alguns decímetros de espessura e a inferior é formado por um veio com alguns centímetros de espessura de magnetita e hornblenda de granulação grossa.

Pimentel *et al.* (2003) descrevem meta-andesitos, granada-biotita xistos e biotita xistos invadidos por metagabros como rochas hospedeiras do depósito de cobre e ouro do Gameleira, na porção sul do cinturão de cisalhamento Cinzento. Medeiros Neto & Villas descrevem, na região do Pojuca, anfibolitos, biotita-anfibólios-granada xistos, intercalações anfibolíticas com leitos granatíferos, meta-arenitos e meta-siltitos. Lindemmayer (1990) descreve, no depósito de cobre e ouro do Salobo anfibolitos, variados tipos de biotita xistos (alguns com granada), quartzitos e metagrauvacas, além de diques de diabásio. O grupo Grão-Pará também possui rochas de origem vulcanoclástica, nos níveis inferiores da Formação Parauapebas ocorrem derrames básicos, rochas piroclásticas básicas a intermediárias e tufos (Gibbs et al. 1986, Meirelles & Dardenne 1991). Como pode ser observado, são notáveis as semelhanças entre as rochas da SMC e as hospedeiras dos depósitos Salobo, Pojuca e Gameleira, e também com o grupo Grão-Pará, o que sugere que a SMC, apesar de hoje ocorrer isoladamente em meio a meta-granitóides, pode ser uma parte tectonicamente desmembrada do Supergrupo Itacaiúnas.

As paragêneses observadas nas litologias da SMC indicam que foram metamorfisadas na fácies anfibolito, muito provavelmente em pelo menos dois eventos regionais, além de possíveis estágios de metamorfismo termal causado por intrusões de magmas félsicos e máficos. Um destes eventos afetou também as intrusões de metagabro e o retrometamorfismo deu-se na fácies xistos verdes.

Nos metagabros e metadiabásios a foliação S_n é marcada pela paragênese

andesina/oligoclásio+epidoto+hornblenda, indicando metamorfismo de fácies anfibolito. Ao mesmo tempo é notável uma forte saussuritização que transforma andesina/oligoclásio em sericita+clinozoisita+albita, e hornblenda sendo transformada em clorita+biotita, formando uma paragênese retrometamórfica de fácies xisto verde de sericita+clinozoisita+albita+clorita+biotita. Texturas em mosaico com ângulos de 120° entre as faces dos cristais de hornblenda e plagioclásio indicam que os minerais se reequilibraram quimicamente durante o metamorfismo.

Nas formações ferríferas, granada-biotita xistos e plagioclásio-biotita xistos é possível notar vestígios de uma foliação pretérita pela presença de restos de charneira e arcos poligonais indicando uma foliação S_{n-1} sobreposta pela foliação principal S_n , posteriormente a S_n é afetada por uma S_{n+1} provocando uma foliação mais fraca que dobra e falha a S_n .

Estas dobras intrafoliais com os mesmos minerais, eventualmente poderiam indicar um evento metamórfico anterior ao desenvolvimento da S_n , ou um evento deformacional prévio durante um único evento de metamorfismo regional. Os cristais euédricos de granada e magnetita, texturas granoblásticas em mosaico e a cristalização de biotita e anfibólio pouco orientados ou sem orientações preferenciais indicam um regime de balstese tardia sob pouco stress. Estas texturas podem ter sido geradas pela manutenção das temperaturas mais altas após cessadas as defomações, mas também não pode ser descartada a hipótese de cristalização sob a influência de intrusões félsicas ou máficas.

Os dados litoquímicos indicam que os meta-monzogranitos são peraluminosos e têm composição de séries magmáticas cálcio-alcálinas, com sua formação ligada a arcos magmáticos continentais e/ou arcos de ilha mais evoluídos. Portanto, seriam granitos que se colocaram em ambientes de orogenia ativa, com zonas de subducção associadas.

Os metagabros e metabasitos, apesar de serem macroscopicamente semelhantes, apresentam composições químicas distintas, principalmente no que se refere às concentrações de CaO, K₂O, P₂O₅ e TiO₂.

O diagrama de K₂O *versus* sílica separa claramente os plagioclásio-biotita xistos e os granada-biotita xistos, uma vez que estas rochas possuem maior volume de biotita. Os teores de CaO são mais altos nos metagabros, um pouco menores nos metabasitos, gradativamente mais baixos nos plagioclásio-biotita e granada-biotita xistos. Estes teores se relacionam com maiores conteúdos de hornblenda e de plagioclásio resultando em maiores teores de CaO. Sendo o Na₂O um componente importante do plagioclásio e menos significativo nos anfibólios, deveria seguir o comportamento do CaO. Entretanto, os metabasitos são mais

enriquecidos em Na_2O que os metagabros, o que poderia indicar a interação da água do mar com os metabasitos, enriquecendo-os em sódio, configurando assim, um processo de espilitização dessas rochas, conforme definido por Vallance (1965). Adicionalmente, nota-se que os plagioclásio-biotita xistos, que parecem corresponder a meta-tufos com pouca ou nenhuma mistura de sedimentos terrígenos, tem teores de Na_2O elevados, compatíveis com os aos patamares dos metagabros, no entanto ainda menores que as concentrações de Na_2O nos metabasitos, o que parece reforçar a interpretação de espilitização dessas rochas.

O diagrama da Figura 7.8, proposto por Le Bas *et al.* (1986), confirma as diferenças geoquímicas entre os metabasitos e metagabros, corroborando com a hipótese de que representam magmas de diferentes composições e gênese. Os metagabros têm composições típicas de basaltos tholeiíticos, enquanto que os metabasitos tem composições traqui-basálticas, um pouco mais fracionadas e com maior quantidade de álcalis. A Figura 7.10 mostra um *trend* composicional entre os metabasitos, plagioclásio-biotita xistos e granada-biotita xistos, essa gradação composicional pode ser interpretada como uma variação de fácies meta-vulcanossedimentares ao longo de uma bacia sedimentar. Já os metagabros se concentram em uma só região do diagrama, indicando que são de uma origem diferente dos metabasitos da SMC, o que está de acordo com as observações feita nas descrições dos testemunhos de sondagens.

A deposição dos protólitos dos granada-biotita xistos estaria associada com períodos de quiescência no vulcanismo, onde a contribuição de sedimentos terrígenos finos passam a ser mais importante que os materiais oriundos do vulcanismo basáltico (vulcanoclásticas e/ou epiclásticas vulcanoclásticas finas a muito finas) e quando predominam ou são melhor preservados os depósitos químicos.

Ainda sobre a Figura 7.10, na porção superior esquerda do diagrama nota-se um grupo de amostras de metabasitos e plagioclásio-biotita xistos que apresentam um enriquecimento em sódio com relação às demais amostras dessas unidades. Isso poderia ser consequência de processos hidrotermais de fundo oceânico que enriquece a rocha em sódio conhecidos como espilitização. Alternativamente poderiam ser rochas alteradas hidrotermalmente por fluidos salinos e alcalinos da mineralização de cobre tipo IOCG, já que alterações sódicas e cálcicas são comuns nas porções mais distais dos condutos hidrotermais.

Nos diagramas da Figura 7.11A de classificação geotectônica de basaltos proposto por Wood (1980), tanto os metagabros quanto os metabasitos caem no campo dos basaltos cálcio-alcalinos, mas formando grupos separados de amostras. Os metabasitos plotam na porção

inferior do campo CAB e os metagabros na porção superior do campo CAB, mais próximos das séries tholeiíticas e dos basaltos tipo MORB, indicando que se trata de grupos de rochas diferentes.

Os diagramas de classificação geotectônica de basaltos de Pearce & Cann (1973) (Fig. 7.11B) mostra um maior espalhamento das amostras de metabasitos, as quais plotam principalmente nos campos dos basaltos tipo MORB e IAT, diferentemente dos metagabros, que caem prioritariamente no campo dos basaltos tipo MORB. As composições dos metagabros se agrupam mais claramente, com menor espalhamento que os metabasitos, o que pode ser consequência dos metabasitos terem experimentado mais eventos de metamorfismo e hidrotermalismo que os metagabros, obliterando assim as proporções de muitos de seus elementos químicos.

Nesses mesmos diagramas pode-se observar que as amostras deste mestrado apresentam quantidades de Zr relativamente maiores que as amostras da VALE S/A, isso pode ser consequência da diferença dos métodos analíticos e limites de detecção empregados na detecção dos elementos químicos, uma vez que os diferentes conjuntos de amostras foram tratadas e analisadas em épocas diferentes e em laboratórios distintos. Entretanto o maior volume de amostras da VALE S/A garante uma maior robustez aos resultados, auxiliando nas interpretações.

Quanto aos elementos terras raras, os metagabros apresentam um padrão de distribuição pedrominantemente horizontalizado (Fig. 7.13), o que pode ser associado a tholeiítos continentais ou basaltos do tipo N-MORB sem alterações de fundo oceânico (Frey & Haskin, 1964). Já os metabasitos apresentam um certo enriquecimento em terras raras leves, o que poderia sugerir formação a partir de E-MORB ou de basaltos cálcio-alcálicos primitivos em fases iniciais de arcos ilhas (Frey & Haskin, 1964). Novamente o comportamento dos plagioclásio-biotita xistos e metabasitos se mostram parecidos no diagrama da Figura 7.13, reforçando a idéia que seus protólitos foram formados por materiais semelhantes.

Os resultados das análises geocronológicas realizadas na SMC estão resumidas na Figura 9.1, foram obtidas idades mesoarqueanas para todas amostras, a interpretação dessas idades associadas as informações de campo estão dispostas abaixo.

Figura 9.1 – Resumo das idades obtidas com seu respectivos e erros associados.

As datações do embasamento não apresentaram idades concordantes devido à forte metamitização dos cristais de zircão, resultando em erro de aproximadamente 30 Ma. Assim, esta idade deve ser interpretada com cuidado pois, regionalmente, essas rochas são tidas como produto de granitogênese neoarqueana (ca. 2,76 a 2,73 Ga) que corta as rochas do Complexo Xingu e as da sequências do tipo Itacaiúnas. Adicionalmente, Barbosa *et al.* (2001) obtiveram uma idade Pb–Pb em zircão por evaporação de 2688 ± 11 Ma em monzogranitos foliados do *Stock* Granítico Geladinho, situado nas proximidades do rio Parauapebas. Posteriormente Barbosa (2004) estudou os granitóides da região do Igarapé Gelado e obteve uma idade de 2731 ± 26 Ma (Pb–Pb em zircão) para a sua colocação, correlacionando-o com os granitos Estrela, Serra do Rabo, Planalto e os da Suíte Plaquê, cujas idades se situam entre 2,76 e 2,73 Ga. Por isso a amostra PMR-105 (2665 ± 29 Ma), que tem maior idade, foi considerada como a mais representativa desta unidade, e neste trabalho, está sendo considerada como idade mínima para a colocação dos meta-monzogranitos da base da Sequência Meta-vulcanossedimentar do Circular. Por outro lado, pode ser que as idades obtidas para o meta-monzogranito representem realmente a idade de cristalização desses magmas e estes seriam um pouco mais jovens que o magmatismo representado pelos granitos Planalto, Serra do Rabo, Estrela, Suíte Plaquê, etc.

A idade do dique de meta-granodiorito é concordante e comprova a existência de um magmatismo félsico em $2659 \pm 6,2$ Ma que corta a SMC e define uma idade mínima para a mesma. A relação do meta-granodiorito com o meta-monzogranito não é conhecida, no entanto ambos apresentaram idades semelhantes, indicando que pode haver alguma relação genética entre eles. A amostra PMR-67 (meta-granodiorito) apresenta um zircão com núcleo de idade de 2823 ± 9 Ma (Fig. 8.4), o qual pode representar um xenocristal herdado do Complexo Xingu.

Melo (2014) obteve na região do Depósito Salobo uma idade de 2763 ± 4 Ma para a cristalização de um protólito de gnaisses correlacionável às rochas da Suíte Igarapé Gelado e considerou que estas rochas comporiam lascas imbricadas tectonicamente no Complexo Xingu, cuja idade de cristalização das rochas ígneas seria de 2950 ± 25 Ma e do metamorfismo de 2857 ± 6 Ma. Esta última seria correlacionável ao núcleo de idade mesoarqueana da Figura 8.4.

A idade de 2576 ± 7 Ma do granada-biotita xisto poderia corresponder à idade máxima da deposição dos sedimentos da SMC. No entanto, o dique de meta-granodiorito estabelece uma idade mínima de $2659 \pm 6,2$ Ma para mesma e neste trabalho esta segunda hipótese é tida como mais provável.

O metagabro gerou uma idade discordante com intercepto superior de 2560 ± 13 Ma, essa também é uma idade mínima para a SMC, no entanto a relativa perda de chumbo dos zircões desta amostra indicam que a real idade do metagabro pode ser mais antiga.

As amostras do embasamento e de metagabro forneceram valores de intercepto inferior concórdia/discórdia que variam de 516 ± 19 Ma a 541 ± 41 Ma. Esses dados indicam que neste período houve uma possível abertura do sistema isotópico e poderiam indicar algum evento metamórfico. A orogenia neoproterozóica associada a Faixa Araguaia poderia ser responsável por estes valores de intercepto inferior.

A Figura 9.2 ilustra uma tentativa de recomposição da evolução geológica da SMC fazendo uso das relações de campo, relações petrográficas e geocronologia. A evolução geológica se inicia em (A) com a implantação de parte de uma bacia sedimentar sobre crosta sílica, gerando um sistema deposicional em margem continental passiva, onde se depositariam sedimentos químicos que resultariam nos itabiritos, intercalados em rochas sedimentares. Esta abertura pode ter evoluído para uma bacia oceânica, num ambiente de dorsal, com derrames e vulcanoclásticas basálticas e sedimentos clásticos distais. As formações ferríferas com magnetita e grunerita poderiam, neste contexto, estarem associadas

a atividades exalativas vulcanogências, com alterações hidrotermais semelhantes a sistemas do tipo VHMS. Em (B) a região evolui para uma margem continental ativa, com metamorfismo, deformação (foliação S_{n-1}), retrabalhamento da crosta continental antiga e formação de um arco magmático com colocação de granitos sin-colisionais. Em (C) ocorrem as intrusões de granodiorito seguida pelas de metagabro. Posteriormente à intrusão do metagabro ocorre um metamorfismo de fácies anfibolito registrado pela paragênese andesina+epidoto+hornblenda nos metagabros, esta deformação gera a foliação S_n que está paralelizada com o S_0 e a S_{n-1} , resultando no dobramento do sinforme observado na macroestrutura da SMC (D). Por fim, em (E) são instaladas zonas de cisalhamento e de cavalgamento e ocorrem as intrusões dos granitos alcalinos do tipo A em ca. 1,88 Ga. Essas mesmas zonas de cisalhamento serviriam como condutos para percolação de fluidos hidrotermais que dariam origem as mineralizações de cobre da SMC, fluidos esses que teriam sua origem e/ou mobilização correlacionada a granitogênese paleoproterozóica da Província Mineral de Carajás.

Entretanto, deve ser ressaltado que podem haver mais eventos deformacionais e/ou magmáticos associados à evolução da SMC, sendo esta a interpretação baseada nos dados disponíveis até o momento.

Figura 9.2 – Esquema simplificado de evolução geológica da SMC.

Na mineralização de cobre há evidências de lixiviação e silicificação intensa em fraturas e falhas predominantemente rúpteis, com formação inicial de grunerita a partir da

magnetita da rocha. Restos de biotita sugerem que o fluido inicial provocou alterações potássicas e poderia estar relacionado com o metassomatismo potássico (microclínio + biotita) nas rochas do embasamento. As inclusões fluidas indicam terem sido fluidos de alta salinidade.

As brechas hidrotermais parecem ser formadas por fragmentação hidráulica e/ou tectônica de zonas de falhas seladas pela silicificação, com fluidos hidrotermais ricos em enxofre e cobre, inicialmente em alta fugacidade e relativamente mais reduzidos, levando à precipitação predominantemente de pirrotita nas fraturas e em espaços abertos nas zonas silicificadas, seguida por cimentação de calcopirita, provavelmente em condições um pouco mais oxidantes e com menor fugacidade de enxofre. A percolação destes fluidos em formações ferríferas próximas a condutos hidrotermais levou à recristalização das rochas e a reação do enxofre com a magnetita dos *bifs*, formando os minérios bandados. O caráter monomineralico dos veios hidrotermais, muitos deles nos contatos litológicos, indicam alta razão fluido-rocha, com forte lixiviação das rochas da SMC.

Nas sondagens executadas no projeto Circular os interceptos de minério de cobre estão associados à presença de formação ferrífera e isto pode ser devido à armadilha química para o enxofre e o cobre, proporcionada pelos óxidos de ferro nas formações ferríferas. No entanto, pode ser que essas mineralizações também atravessem as hospedeiras do DFC e até mesmo os meta-monzogranitos.

O caráter brechóide da mineralização, contatos minério/encaixante abruptos, a ocorrência de falhas, presença de sulfeto de cobre, magnetita e ouro são indicativos que a mineralização de cobre é do tipo IOCG. Adicionalmente enriquecimentos em La, Ce, Pb, Ni, Co, Ag, Mo, Y, Te, Sn e Zn (Fig. 7.14) são típicos deste tipo de depósito.

10 Conclusões

A SMC compõe um pacote de rochas supra-crustais encaixadas em meta-granitóides por contatos tectônicos. Sua estruturação principal (E-W) está associada a um conjunto de zonas de cisalhamento e cavalgamento regionais, com transporte para sul-sudoeste, que delimitam o contato norte da Bacia Carajás com a porção sul do *trend* Cinzento.

A SMC é formada por camadas decamétricas e métricas de formações ferríferas intercaladas a plagioclásio-biotita xistos, granada-biotita xistos e metabasitos. Todo este pacote é invadido por diques e *sills* de metagabros e intrusões de meta-granodiorito. A estrutura da SMC é caracterizada por um sinforme com plano axial de direção preferencial E-

W e mergulhando em alto ângulo para norte.

As relações de contato entre as litologias, associadas a petrografia e litoquímica, mostram que a SMC compõe um pacote com sedimentos químicos e clásticos com vulcânicas e subvulcânicas associadas, metamorfisados em fácies anfibolito. Diques e *sills* de metagabros e intrusões de meta-granodiorito invadem a sequência meta-vulcanoclásticas e também estão metamorfisados.

Os metabasitos foram interpretados como vulcânicas, os plagioclásio-biotita xistos como tufos, os granada-biotita-xistos como pelitos finos e as formações ferríferas como sedimentos químicos. Contatos concordantes e gradacionais entre essas rochas sugerem um ambiente de formação sedimentar, onde tufos, vulcânicas, sedimentos clásticos e químicos se interdigitam e gradam lateralmente de um para outro.

As rochas da Sequência Meta-vulcanossedimentar do Circular apresentam características geológicas, mineralógicas e químicas que permitem as caracterizar como uma Sequência Meta-vulcanossedimentar do tipo Itacaiúnas.

As paragêneses observadas nas litologias da SMC indicam que foram metamorfisadas na fácies anfibolito e posteriormente retrometamorfisadas em fácies xisto verde.

Nas formações ferríferas, granada-biotita xistos e plagioclásio-biotita xistos existe uma foliação pretérita formada por restos de charneira e arcos poligonais marcando uma foliação S_{n-1} sobreposta pela foliação principal S_n , que é posteriormente afetada por uma S_{n+1} .

Os meta-granitóides estudados possuem composição monzogranítica, são peralcalinos e formados por magmas de séries cálcio-alcalinas a cálcio-alcalinas de alto potássio, sugerindo colocação em ambiente sin-colisional.

Os metagabros possuem composição basáltica tholeítica, e os metabasitos possuem composição traqui-basáltica. Diagramas de classificação tectônica e de elementos terras raras sugerem que os metagabros são mais primitivos e estariam ligados a magmatismo N-MORB, enquanto os metabasitos apontam para uma origem associada a magmas mais evoluídos tipo E-MORB ou basaltos cálcio-alcalinos em fases iniciais de arcos de ilhas.

A idade mínima da SMC é dada pela datação de uma intrusão de meta-granodiorito que apresentou uma idade concordante de $2659 \pm 6,2$ Ma. A idade mínima dos meta-monzogranitos do embasamento é de 2665 ± 29 Ma.

A idade obtida para os granada-biotita xistos de $2576 \pm 5,4$ Ma é tida como não

representativa da deposição da SMC, pois a intrusão de meta-granodiorito apresenta uma idade concordante, mais bem estabelecida.

O metagabro apresentou idade de 2560 ± 13 Ma, tida como idade mínima para a colocação do mesmo. As análises isotópicas apresentaram razoável perda de chumbo, indicando que essa idade pode ser mais antiga.

As características geológico-estruturais, mineralógicas e químicas indicam que a mineralização de cobre pertence a classe dos depósitos IOCG. A ausência de sulfetos deformados indica que a mineralização pode ter sua idade associada a colocação dos granitos tipo A, durante o paleoproterozóico. Texturas e estruturas petrográficas sugerem fraturamento hidráulico por pressão de fluidos salinos durante o processo de brechação.

11 Referências Bibliográficas

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth Science Review*, **17**:1-29.
- Almeida, J.A.C., Dall'Agnol, R., Oliveira, M.A., Macambira, M.J.B., Pimentel, M.M., Rämö, O.T., Guimarães, F.V., Leite, A.A.S. 2011. Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane: Implications for the growth of the Archean crust of the Carajás province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **187**: 201-221.
- Araújo, O.J.B., Maia, R.G.N. 1991. Projeto Grande Carajás, folha SB.22-Z-A-Serra dos Carajás. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CPRM, Belém, 136p.
- Araújo, O.J.B.; Maia, R.G.N.; João, X.S.J.; Costa, J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: Congresso Latinoamericano de Geologia, 7, Belém, Actas, p. 324-338.
- Augusthitis, S.S. 1973. Atlas of the textural patterns of granites, gneisses and associated rock types. Elsevier, London, 378 p.
- Avelar, V.G., Lafon, J.M., Correia Jr., F.C., Macambira, M.J.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás: Novos dados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(4):453-460.

- Barbosa, J.P.O. 2004. *Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitóides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 112p.
- Barbosa, J.P.O., Barros, C.E.M., Macambira, M.B., Vale, A.G. 2001. Geologia e geocronologia do stock granítico geladinho, região de Parauapebas, Província Mineral de Carajás. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, Resumos expandidos, CD-ROM.
- Barros, C.E.M., Barbey, P., Boullier, A.M. 2001a. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of the syntectonic A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). *Tectonophysics*, **343**:93-109.
- Barros, C.E.M.; Macambira, M.J.B.; Barbey, P. 2001b. Idade de zircões do complexo granítico estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, *Short Papers*, p. 17-20
- Beisiegel, V.R., Bernardelli, A.L., Drummond, N.F., Ruff A.W., Tremane J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **3**(4):215-242.
- Borradaile, G.J., Bayly, M.B. & Powell, C.McA. 1982. *Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics*. Springer Verlag, Berlin, 551pp.
- Boynton, W.V. 1983. Cosmochemistry of the rare earth elements. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (eds.) *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier (1984), p. 63-114.
- Brito Neves, B.B. Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**:23-40.
- Dall'Agnoll, R., Teixeira, N.P., Rämö, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B., Oliveira, D.C. 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos*, **80**:101-129.
- Dall'agnol, R., Lafon, J.-M., Macambira, M.J.B., 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian province: geochronological, petrological and geochemical

aspects. *Mineralogy and Petrology*, 50:113-138.

- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 -diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**, 183–210.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. 1980. *An introduction to the rock forming minerals*. Longman, London, 696pp.
- DOCEGEO, 1987. Lithostratigraphic review of the Carajás District and Southern Pará-Brazil. In: FINAL MEETING OF THE WORKING GROUP, Carajás– PA. *Extended abstract...* Carajás-PA: IUGS-UNESCO, p. 32-39. (*Precambrian Evolution of the Amazon Region*).
- DOCEGEO, 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, *Atas*, p. 11-59.
- Farias, N.F., Santos, A.B.S., Biagini, D.O., Vieira, E.A.p., Martins, L.P.B., Saueressing R. 1984. Jazida de Cu e Zn da área Pojuca, Serra dos Carajás–PA. In: SBG - Congresso Brasileiro de Geologia, 33, *Actas*, v. 8, p. 3658-3668.
- Feio, G.R.L., Dall’Agnol, R., Dantas, E.L., Macambira, M.J.B., Santos, J.O.S., Althoff, F.J., Soares, J.E.B., 2013. Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **227**: 157–185.
- Ferreira Filho, C.F., Cançado, F., Correa, C., Macambira, E.M.B., Siepierski, L., Junqueira-Brod, T.C. 2007. Mineralizações estratiformes de PGE-Ni associadas a complexos acamadados em Carajás: os exemplos de Luanga e Serra da Onça. In: Rosa-Costa, L. T.; Klein, E.L., Viglio, E.P. (eds.). *Contribuições à geologia da Amazônia*, **5**:1-14.
- Frey, F.A. & Haskin, L. 1964. Rare earth in oceanic basalts. *Journal of Geophysical Research*, **69**: 775–779.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**: 2033–2048.
- Gibbs, A.K., Wirth, K.R., Hirata, W.K., Olszewski, W.J. 1986. Age and composition of the Grão-Pará Group volcanics, Serra dos Carajás, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(2):201-211.

- Hirata, W.K., Rigon, J.C., Kadekaru, K., Cordeiro, A.A. C., Meireles, E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 1, *Actas*, p. 100-110.
- Huhn, S.R.B., Santos, A.B.S., Amaral, A.F.A., Ledsham, E.J., Gouvêa, J.L., Martins, L.P.B., Montalvão, R.G.M., Costa, V.G. 1988. O terreno “granito greenstone” da região de Rio Maria – Sul do Pará. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, *Atas*, p.1438-1452.
- Huhn, S.R.B., Macambira, M.J.B. and Dall'Agnol, R., 1999 Geologia e geocronologia Pb/Pb do granito alcalino Arqueano Planalto, Região da Serra do Rabo, Carajás - PA. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 6, Manaus, *Actas*, 463-466.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**, 523–548.
- Jaffey, A.H., Flynn K.F., Glendenin, L.E., Bentley, W.C., Essling, A.M. 1971. Precision measurement of half-lives and specific activities of ^{235}Pu and ^{238}Pu . *Physical Review C*, **4**:1889–1906.
- James, H.L. 1954. Sedimentary facies of iron-formation. *Economic Geology*, **49**(3): 235-293.
- Jorge João, X.S., Neves A.P., Leal J.W.L. 1982. Ouro da Serra Pelada: aspectos da geologia e garimpagem. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 1, Belém, *Actas*, v. 2, p. 52-62.
- Lafon, J.M., Macambira M.J.B., Pindgeon R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). *In: International Geological Congress*, 31, Rio de Janeiro.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology*, **27**, 745–750.
- Ludwig, K. 2009. *SQUID 2: A User's Manual*, rev. 12 Apr, 2009. Berkeley Geochronology Center, Special Publication 5, 110 p.
- Ludwig, K.R., 2003. Isoplot/Ex 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4.
- Macambira, E.M.B. & Tassinari, C.C.G. 1998. Estudos Sm/Nd no complexo máfico-ultramáfico da Serra da Onça – sul do Pará: implicações geocronológicas e geotectônicas. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 40, Belo Horizonte, *Actas* p.

- Macambira, E.M.B. & Vale, A.G. 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). São Félix do Xingu: folha SB.22-Y-B, Estado do Pará, escala 1:250.000. Texto Explicativo. Brasília, CPRM, 344 p.
- Macambira, J.B., Mcambira, M.J.B., Scheller T., Gomes A.C.B. 1996. Geocronologia Pb/Pb e tipologia de zircões de rochas vulcânicas da Formação Carajás-Pará: Indicador da idade dos BIFs. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 39, *Actas*, v. 6, p. 516-518.
- MacKenzie, W.S., Donaldson, C.H. & Guildford, C. 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Longman, London 1982, 148pp.
- Machado, N., Lindenmayer, Z.G., Krogh, T.E., 1991. U-Pb Geochronology of archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**: 329-354.
- McPhie, J., Allen, R. and Doyle, M., 1993. *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, Hobart, 198 p.
- Medeiros Neto, F.A.; Villas, R.N.N., 1985. Geologia da jazida de Cu-Zn do corpo 4E-Pojuca, Serra dos Carajás. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 2, Belém. *Actas*. v.3, p. 97-112.
- Meirelles, M.R.; Dardenne, M.A., 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica e ambiente de arco arqueano, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **21** (1): 41-50.
- Meireles, E.M., Teixeira J.T., Medeiros Filho C.A. 1982. Geologia preliminar do depósito de ouro de Serra Pelada. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 1, Belém, *Actas*, v. 2, p. 74-84.
- Meireles, E.M.; Hirata, W.K.; Amaral, A.F; Medeiros, F.C.A; Gato, V. C. 1984. Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral de Carajás, estado do Pará. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, *Actas*, v.5, p. 2164-2174.
- Melo, G.H.C. 2014. *Evolução temporal do Depósito de óxido de ferro-cobre-ouro de Salobo, província Carajás*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 70 p.

- Miyashiro, A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, **274**, 321–355.
- Moreto, C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., Souza Filho C.R., 2011. Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxide–Cu–Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U–Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, **46**(7):789–811.
- Mougeot, R., Respaut J.P., Briquieu L., Ledru P., Milesi J.P., Macambira M.J.B., Huhn S.B. 1996. Geochronological constrains for the age of the Águas Claras Formation (Carajás Province, Pará, Brazil). *In: Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Actas*, v.6, p. 579–581.
- Nogueira, A.C.R. 1995. *Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, região central da serra dos Carajás – PA. Belém*. Tese de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 168p.
- Oliveira, J.K.M. De; De Paula, Rodolfo R. & Tavaré, F.M. Mapa Lito Estrutural do Setor Cururu – Furnas do Lineamento Cinzento. 1 mapa colorido, 90 x 167, 00 cm. Estado do Pará. Belém: CPRM, 2016. Escala: 1:50.000.
- Oliveira, J.R., Silva Neto C.S., Costa E.J.S. 1994. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Serra Pelada: folha SB.22.X.C, Estado do Pará, escala 1:250.000. Texto Explicativo, Brasília, CPRM, 220 p.
- Oliveira, M.A., Dall’Agnol R., F. J., Leite A.A.S. 2009. Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **27**: 146-160.
- Pidgeon, R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th–U–Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**: 159–171.
- Pimentel, M.M., Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Armstrong R., Araújo J.C. 2003. Geochronology and Nd isotope geochemistry of the Gameleira Cu-Au deposit, Serra dos Carajás, Brazil: 1.8-1.7 Ga hydrothermal alteration and mineralization. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**(7): 803-813.

- Réquia, K.M.C., Stein H., Fontboté L., Chiaradia M. 2003. Re–Os and Pb–Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper–gold deposit, Carajás mineral province, northern Brazil. *Mineralium Deposita*, **38**(6):727-738.
- Ricci, P.S.F. 2006. Rocks of the Pium-Area, Carajás Block, Brazil – a deep-seated high-T gabbroic pluton (charnockitoidlike) with xenoliths of enderbitic gneisses dated at 3002 Ma – the basement problem revisited. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, Belém. Resumos expandidos: SBG, CD-ROM.
- Ronzê, P.C., Soares A.D.V., Santos M.G.S., Barreira C.F. 2000. Alemão copper-gold (U-REE) deposit, Carajás, Brazil. In: Porter T.M. (eds.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective*. Adelaide: Australian Mineral Foundation, p. 191-202.
- Santos, J.O.S, Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**(4):453-488.
- Santos, J.O.S. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central 2003. In: Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília: CPRM, p. 169-226.
- Sardinha, A.S., Barros C.E.M., Krymski R., Macambira M.J.B. 2001. Petrografia e geocronologia U-Pb em zircão do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás, Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém. Short Papers, p. 100-102
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S., Júnior, O.S., Onoe, A.T., Souza, M.D. 2014. Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of São Paulo, Brazil: analytical method and first results. *Geol. USP, Sér. cient.*, São Paulo, **14**(3):3-18.
- Shand, S.J. 1943. *The Eruptive Rocks*, 2nd eds.. New York, Jon Wiley, 44p.
- Silva, G.G., Lima, M.I.C., Andrade, A.R.F., Issler R.S., Guimarães, G. 1974. Geologia das Folhas SB.22-Araguaia e parte da Folha SC.22 - Tocantins. In: Projeto RADAMBRASIL. Texto Explicativo, DNPM, Rio de Janeiro.
- Siqueira, J.B. 1996. *Aspectos lito-estruturais e mineralizações do Depósito Salobo 3A (serra*

- dos Carajás – Pa*). Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 157 p.
- Soares, A.V. et al., 1984. Área Águas Claras: contexto geológico e mineralizações. *In*: Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, Belém. Resumos expandidos, p. 379-382.
- Soares, A.D.V., Bernadelli, A.L., Medeiros-Filho, C.A., Bastos, J.M.E., Martins, L.P.B., Lourenço R.S. 1988. Geologia regional das cabeceiras do Igarapé Aquiri, extremo oeste da Província Mineral de Carajás (PA). *In*: SBG, Congresso Brasileiro de, 35. Belém. *Actas*, v. 6, p. 2704-2712.
- Souza, L.H. & Vieira, E.A.P. 2000. Salobo 3 alpha deposit: geology and mineralisation. *In*: Porter T. M. (eds.) *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective*. Adelaide, Australian Mineral Foundation, p. 213-224.
- Souza, Z.S., Potrel, A., Lafon, J.M., Althoff, F.J., Pimentel, M.M., Dall’Agnol, R., Oliveira C.G. 2001. Nd, Pb, and Sr isotopes in the Identidade Belt, an Archean greenstone belt of the Rio Maria region (Carajás Province, Brazil): implications for the Archean geodynamic evolution of the Amazonian Craton. *Precambrian Research*, **109**: 293-315.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**: 207-221.
- Steiger, R. H., Jäger, E. 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, **36**(3):359-362.
- Suita, M.T.F. 1988. Geologia da área Luanga com ênfase na petrologia do complexo máfi co-ultramáfico de Luanga e depósitos de cromita associados. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, Brasília, 337p.
- Tallarico, F.H.B., Figueiredo, B.R., Groves, D.I., Kositsin, N., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., Rego, J.L. 2005. Geology and SHRIMP U–Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás copper-gold belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of iron-oxide–Cu–Au–(U–REE) mineralization. *Economic Geology*, **100**:7–28.
- Tassinari, C.C.G. 1996. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 139p.

- Tassinari, C.C.G & Macambira, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito-Neves B.B. (eds) Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* Beca, São Paulo, p. 471-485.
- Trendall, A.F., Basei M.A.S., Laeter J.R., Nelson D.R. 1998. SHRIMP U-Pb constraints on the age of the Carajás Formation, Grão-Pará Group, Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**(3): 265-277.
- Tröeger, W.E. 1979. *Optical Determination of Rock-Forming Minerals, Part 1: Determinative Tables.* Lubrecht&CramerLtd, 188 p.
- Vallance, T.G. 1965. On the chemistry of pillow lavas and the origin of spilites. *Mineralogical Magazine*, **34**(268): 471-481.
- Vasquez, L.V., Rosa-Costa, L.R., Silva, C.G., Ricci, P.F., Barbosa, J.O., Klein, E.L., Lopes, E., Macambira, E.B., Chaves, C.L., Carvalho, J.M., Oliveira, J. G., Anjos, G. C., Silva, H.R., Jorge João, X. S. 2008. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará. *In: Vasquez, M.L, Rosa-Costa, L.T. (eds.) Texto Explicativo dos Mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas-SIG*, Escala 1:1.000.000, CPRM, Belém, 329 p.
- Williams, I. S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe: not just ages but histories. *Reviews in Economic Geology*, **7**:1-35.

ANEXO A – Química de rocha total das amostras do mestrado e da VALE S/A.

Tabela 01 – Resultados analíticos de rocha total de amostras do metrado.

Amostra	Rocha	Al2O3	Ba	CaO	Cr2O3	Fe2O3	K2O	LOI	MgO	MnO	Na2O	P2O5	SiO2	SUM	TiO2	TOT/C	TOT/S
PMR-02	Metagabro	14.26	<0.01	9.86	0.03	15.14	0.60	1.30	6.19	0.17	2.23	0.11	48.48	99.61	1.23	<0.02	0.06
PMR-07	Bif	0.20	<0.01	1.83	<0.01	57.13	<0.01	-1.35	1.41	0.04	<0.01	0.01	40.19	99.45	<0.01	0.03	0.03
PMR-11	Biotitito	12.16	0.07	3.62	0.01	26.37	6.59	2.87	8.69	0.09	0.40	0.39	36.29	99.10	1.55	0.03	<0.02
PMR-14	Metabasito	13.89	0.07	4.71	0.02	16.16	3.03	1.48	4.84	0.10	3.06	0.49	49.74	99.52	1.92	<0.02	<0.02
PMR-15	Grt-bt-xis	12.87	0.05	0.76	0.03	23.47	5.35	3.22	8.29	0.11	0.13	0.28	43.86	99.63	1.18	0.03	<0.02
PMR-18	Monzogranito	13.31	0.09	0.86	<0.01	3.58	3.02	1.30	0.75	0.05	4.43	0.08	71.69	99.51	0.35	<0.02	<0.02
PMR-23	Pl-bt-xis	13.73	0.14	2.11	0.01	17.16	4.94	2.75	5.84	0.06	2.38	0.47	48.44	99.69	1.62	<0.02	<0.02
PMR-31	Pl-bt-xis	13.55	0.17	1.31	0.02	23.66	6.15	3.04	5.96	0.08	1.00	0.47	42.10	99.24	1.71	<0.02	<0.02
PMR-36	Monzogranito	13.68	0.07	2.21	<0.01	3.61	3.60	0.81	0.44	0.02	3.52	0.08	71.27	99.60	0.28	<0.02	<0.02
PMR-37	Monzogranito	13.75	0.07	2.10	<0.01	4.04	3.42	1.24	0.55	0.02	3.57	0.09	70.61	99.77	0.31	<0.02	<0.02
PMR-41	Biotitito	15.02	0.06	0.65	0.02	27.73	7.94	2.64	10.11	0.03	0.23	0.44	32.48	99.02	1.67	<0.02	0.05
PMR-48	Pl-bt-xis	14.18	0.12	2.54	0.02	17.89	4.10	2.90	6.06	0.08	2.23	0.47	47.05	99.44	1.79	<0.02	0.06
PMR-50	Biotitito	12.61	0.08	1.65	<0.01	25.28	4.67	5.26	7.77	0.08	0.80	0.69	38.33	99.30	2.07	<0.02	<0.02
PMR-51	Biotitito	12.28	0.10	1.47	<0.01	20.69	5.63	3.35	6.39	0.05	0.61	0.73	45.26	99.22	2.63	<0.02	<0.02
PMR-52	Biotitito	13.22	0.02	3.71	0.01	19.45	1.21	0.73	5.79	0.12	3.31	0.64	49.23	99.79	2.36	<0.02	<0.02
PMR-54	Grt-bt-xis	11.85	0.07	1.42	<0.01	20.45	4.66	2.92	5.86	0.07	0.64	0.70	48.17	99.28	2.46	<0.02	0.06
PMR-58	Mag-anfibolito	7.41	<0.01	7.68	<0.01	44.39	0.75	0.12	5.97	0.09	0.74	0.25	31.18	99.48	0.90	<0.02	<0.02
PMR-61	Metagabro	14.42	0.01	9.96	0.03	14.78	0.57	2.34	5.98	0.19	2.24	0.11	47.29	99.09	1.17	0.02	0.16
PMR-63	Pl-bt-xis	12.92	0.09	2.23	<0.01	18.43	4.81	2.00	4.61	0.09	1.92	0.48	50.03	99.35	1.72	<0.02	<0.02
PMR-67	Granodiorito	16.04	0.03	3.38	<0.01	2.87	1.18	1.32	0.74	0.01	5.07	0.08	68.25	99.28	0.31	<0.02	<0.02
PMR-76	Min. cobre	0.06	<0.01	0.65	<0.01	17.80	<0.01	1.79	9.17	0.13	<0.01	<0.01	68.41	97.98	<0.01	<0.02	1.92
PMR-82	Bif	0.04	<0.01	0.07	<0.01	70.30	<0.01	-1.97	1.48	0.03	<0.01	<0.01	29.32	99.26	<0.01	<0.02	0.09
PMR-89	Metabasito	15.18	0.08	6.06	0.02	14.83	3.04	1.79	7.07	0.08	3.08	0.39	47.06	100.07	1.40	<0.02	<0.02
PMR-90	Metagabro	15.35	0.01	8.40	0.03	16.25	1.07	2.42	6.32	0.13	2.49	0.10	45.56	99.31	1.16	<0.02	0.04
PMR-94	Monzogranito	13.88	0.07	2.09	<0.01	3.60	3.55	1.42	0.39	0.02	3.59	0.08	70.50	99.46	0.27	<0.02	<0.02

Tabela 01 – Resultados analíticos de rocha total de amostras do metrado (continuação).

Amostra	Rocha	Ba	Be	Ce	Co	Cs	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Nb	Nd
PMR-02	Metagabro	50	3	14.3	78.2	<0.1	4.60	2.86	1.12	19.1	4.04	2.2	0.97	6.1	0.43	4.2	9.7
PMR-07	Bif	<1	<1	1.1	56.7	<0.1	0.22	0.19	0.03	2.7	0.08	<0.1	0.06	0.6	0.03	0.7	<0.3
PMR-11	Biotitito	641	<1	34.7	60.5	3.4	2.27	1.60	1.33	15.0	2.14	4.4	0.51	18.2	0.27	9.6	12.7
PMR-14	Metabasito	672	<1	68.9	56.2	0.8	6.06	3.27	1.96	16.7	6.84	5.5	1.11	34.9	0.53	11.2	32.2
PMR-15	Grt-bt-xis	528	1	63.5	51.5	1.9	2.76	1.52	0.78	13.0	3.20	3.5	0.52	36.3	0.23	5.7	20.7
PMR-18	Monzogranito	792	<1	96.1	69.0	<0.1	3.35	1.77	0.67	14.9	3.84	6.6	0.57	62.1	0.25	15.6	28.7
PMR-23	Pl-bt-xis	1409	1	45.7	61.2	1.6	3.32	2.10	0.93	16.3	3.67	4.4	0.69	23.3	0.32	8.4	19.2
PMR-31	Pl-bt-xis	1687	<1	73.3	49.3	2.9	3.55	1.76	1.23	16.0	4.70	4.5	0.63	40.5	0.20	9.3	28.5
PMR-36	Monzogranito	672	2	88.2	57.1	0.1	2.92	1.54	0.82	18.1	3.52	6.2	0.51	55.2	0.22	11.1	25.7
PMR-37	Monzogranito	615	2	109.4	47.9	0.2	2.57	1.42	0.71	17.7	3.27	6.4	0.49	70.6	0.22	12.3	27.6
PMR-41	Biotitito	530	<1	15.5	49.8	7.0	1.58	0.70	0.54	15.7	1.56	4.6	0.28	7.1	0.05	7.5	6.8
PMR-48	Pl-bt-xis	1162	3	58.5	56.1	1.6	5.04	3.08	1.56	17.2	5.22	4.7	1.03	28.0	0.57	8.2	26.4
PMR-50	Biotitito	796	<1	47.2	42.5	3.2	5.90	3.48	1.68	15.6	6.05	6.2	1.15	21.4	0.53	10.2	26.0
PMR-51	Biotitito	1050	<1	47.2	52.9	4.6	6.20	3.28	1.43	17.4	6.79	6.5	1.26	20.1	0.36	12.8	25.4
PMR-52	Biotitito	188	4	42.0	45.4	1.1	6.15	4.42	2.84	9.6	5.46	6.0	1.45	18.6	0.71	10.9	20.1
PMR-54	Grt-bt-xis	600	<1	74.2	51.5	3.5	6.18	3.38	2.16	17.7	7.02	6.2	1.15	36.1	0.45	11.3	34.7
PMR-58	Mag-anfibolito	39	2	50.8	43.5	0.3	1.81	1.59	1.44	6.0	2.04	2.5	0.44	27.2	0.26	3.9	17.2
PMR-61	Metagabro	139	<1	14.8	61.3	<0.1	4.44	2.67	1.00	16.1	3.69	2.3	0.86	6.4	0.40	2.9	9.3
PMR-63	Pl-bt-xis	830	<1	77.6	48.5	2.5	5.66	3.60	1.74	13.7	6.11	5.1	1.24	42.0	0.51	10.3	32.4
PMR-67	Granodiorito	264	3	51.3	58.5	0.3	0.86	0.46	0.95	18.4	1.47	4.6	0.16	33.1	0.09	3.9	15.0
PMR-76	Min. cobre	<1	<1	0.3	56.6	<0.1	0.36	0.40	<0.02	<0.5	0.17	<0.1	0.10	0.2	0.08	<0.1	<0.3
PMR-82	Bif	<1	<1	12.4	46.4	<0.1	0.22	0.11	0.03	<0.5	0.37	<0.1	0.03	8.3	0.02	<0.1	3.0
PMR-89	Metabasito	686	<1	57.0	50.7	1.1	3.88	2.12	1.42	14.3	4.29	3.1	0.78	27.8	0.31	5.4	23.6
PMR-90	Metagabro	118	4	24.3	48.6	<0.1	6.59	4.20	1.08	16.5	5.81	2.3	1.33	10.2	0.74	4.8	14.4
PMR-94	Monzogranito	694	3	104.1	69.2	<0.1	2.41	1.19	0.83	18.2	3.41	6.4	0.44	67.3	0.19	11.5	27.5

Tabela 01 – Resultados analíticos de rocha total de amostras do metrado (continuação).

Amostra	Rocha	Pr	Rb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zr
PMR-02	Metagabro	1.95	17.0	3.02	5	101.9	1.3	0.71	0.8	0.41	0.3	280	330.5	24.7	2.71	82.4
PMR-07	Bif	0.10	0.3	0.06	1	0.7	0.8	0.03	<0.2	0.03	0.1	<8	351.3	1.8	0.16	0.9
PMR-11	Biotitito	3.65	588.3	2.15	4	6.8	0.6	0.32	1.0	0.26	0.6	211	26.2	16.8	1.70	176.0
PMR-14	Metabasito	7.93	127.4	6.44	4	66.6	1.2	1.03	6.4	0.49	1.2	251	225.1	32.4	3.33	222.8
PMR-15	Grt-bt-xis	6.25	185.0	3.53	<1	6.1	0.8	0.47	5.4	0.23	0.8	171	190.4	15.8	1.48	141.2
PMR-18	Monzogranito	8.69	72.2	4.71	<1	90.1	3.0	0.55	47.4	0.26	15.2	13	643.2	18.2	1.52	233.1
PMR-23	Pl-bt-xis	4.98	228.0	3.44	3	77.4	1.0	0.56	6.4	0.30	1.0	227	213.5	21.2	2.09	170.5
PMR-31	Pl-bt-xis	7.70	320.7	4.99	2	47.7	0.7	0.63	5.3	0.23	0.7	235	81.2	18.3	1.36	179.8
PMR-36	Monzogranito	8.04	105.8	4.05	<1	117.3	2.6	0.46	49.0	0.22	16.7	15	600.8	15.1	1.50	217.4
PMR-37	Monzogranito	9.39	120.5	4.07	<1	116.5	2.4	0.46	45.1	0.23	14.1	14	486.4	13.9	1.42	237.5
PMR-41	Biotitito	1.76	499.5	1.49	5	2.8	0.5	0.25	4.5	0.07	1.4	218	13.6	7.9	0.35	175.1
PMR-48	Pl-bt-xis	6.61	162.7	5.36	2	71.8	1.7	0.83	5.2	0.49	0.9	244	221.7	29.0	3.51	182.9
PMR-50	Biotitito	5.87	321.3	5.89	1	22.2	0.7	0.92	3.5	0.50	1.0	268	22.1	37.1	3.54	241.0
PMR-51	Biotitito	5.96	341.7	5.94	1	15.6	1.8	1.06	1.3	0.43	0.7	323	133.8	34.0	2.53	260.8
PMR-52	Biotitito	4.91	73.9	5.09	<1	62.1	1.1	0.92	3.2	0.68	1.1	278	212.7	42.6	4.55	236.2
PMR-54	Grt-bt-xis	8.45	203.0	7.03	<1	17.8	1.1	1.06	6.7	0.49	1.3	325	211.1	29.9	3.06	232.2
PMR-58	Mag-anfibolito	4.95	18.1	2.62	3	10.0	0.6	0.28	0.8	0.25	0.4	128	146.7	16.6	1.63	93.4
PMR-61	Metagabro	1.90	22.5	2.81	2	127.4	0.7	0.64	1.1	0.39	0.4	255	156.9	23.0	2.50	76.2
PMR-63	Pl-bt-xis	8.45	279.4	5.90	3	68.8	0.8	0.96	7.5	0.52	1.4	229	74.8	31.0	3.42	210.2
PMR-67	Granodiorito	4.68	59.0	2.02	<1	299.6	1.6	0.15	15.1	0.07	3.3	20	615.0	4.6	0.45	177.7
PMR-76	Min. cobre	<0.02	0.2	<0.05	<1	0.7	0.8	0.03	<0.2	0.07	<0.1	<8	370.5	5.4	0.52	0.4
PMR-82	Bif	1.02	<0.1	0.40	3	<0.5	0.8	0.04	0.6	0.02	0.5	<8	371.1	1.6	0.10	1.1
PMR-89	Metabasito	6.29	147.1	4.58	3	134.5	0.8	0.65	2.0	0.32	0.5	193	103.3	19.1	1.92	113.4
PMR-90	Metagabro	3.40	47.5	4.97	6	97.3	1.0	1.07	3.0	0.69	0.5	219	102.0	40.6	4.88	78.9
PMR-94	Monzogranito	9.23	93.2	4.02	<1	127.4	2.7	0.42	51.4	0.20	15.2	16	731.9	12.6	1.13	230.9

Tabela 01 – Resultados analíticos de rocha total de amostras do metrado (continuação).

Amostra	Rocha	Ag	As	Au	Bi	Cd	Cu	Hg	Mo	Ni	Pb	Sb	Se	Tl	Zn
PMR-02	Metagabro	<0.1	<0.5	<0.5	<0.1	<0.1	174.2	<0.01	0.6	42.5	0.5	<0.1	0.6	<0.1	18
PMR-07	Bif	<0.1	<0.5	<0.5	<0.1	<0.1	194.2	<0.01	5.2	5.2	0.3	<0.1	<0.5	<0.1	5
PMR-11	Biotitito	<0.1	<0.5	1.1	<0.1	<0.1	5.2	<0.01	0.2	59.2	0.6	<0.1	<0.5	0.6	32
PMR-14	Metabasito	<0.1	<0.5	<0.5	<0.1	<0.1	7.6	<0.01	0.4	34.3	1.4	<0.1	<0.5	0.1	20
PMR-15	Grt-bt-xis	<0.1	<0.5	1.1	<0.1	<0.1	3.5	<0.01	0.6	132.5	0.6	<0.1	<0.5	0.3	20
PMR-18	Monzogranito	<0.1	<0.5	2.0	<0.1	<0.1	89.8	<0.01	0.9	8.3	9.8	<0.1	0.5	<0.1	45
PMR-23	Pl-bt-xis	<0.1	<0.5	<0.5	<0.1	<0.1	2.5	<0.01	<0.1	57.0	1.2	<0.1	<0.5	0.2	25
PMR-31	Pl-bt-xis	<0.1	<0.5	3.2	<0.1	<0.1	18.0	<0.01	1.7	61.2	1.0	<0.1	<0.5	0.4	44
PMR-36	Monzogranito	<0.1	<0.5	2.1	<0.1	<0.1	2.6	<0.01	0.3	2.8	11.4	<0.1	<0.5	<0.1	12
PMR-37	Monzogranito	<0.1	<0.5	1.5	<0.1	<0.1	13.1	<0.01	1.2	3.2	12.7	<0.1	<0.5	<0.1	12
PMR-41	Biotitito	<0.1	<0.5	5.8	<0.1	<0.1	432.7	<0.01	0.6	95.5	0.8	<0.1	<0.5	0.8	32
PMR-48	Pl-bt-xis	<0.1	<0.5	7.3	<0.1	<0.1	631.1	<0.01	0.3	67.1	0.7	<0.1	<0.5	0.2	28
PMR-50	Biotitito	<0.1	<0.5	1.1	<0.1	<0.1	3.9	<0.01	0.1	34.1	0.8	<0.1	0.9	0.4	39
PMR-51	Biotitito	<0.1	<0.5	<0.5	<0.1	<0.1	23.9	<0.01	0.2	38.5	0.5	<0.1	1.0	0.5	35
PMR-52	Biotitito	<0.1	<0.5	<0.5	<0.1	<0.1	1.2	<0.01	0.1	14.9	1.0	<0.1	<0.5	0.1	11
PMR-54	Grt-bt-xis	<0.1	<0.5	1.5	<0.1	<0.1	241.4	<0.01	0.5	29.4	1.1	<0.1	0.7	0.3	42
PMR-58	Mag-anfibolito	<0.1	<0.5	0.9	<0.1	<0.1	143.8	<0.01	0.4	24.1	0.5	<0.1	<0.5	<0.1	12
PMR-61	Metagabro	<0.1	<0.5	3.5	<0.1	0.2	649.0	<0.01	0.2	36.4	6.0	<0.1	0.8	<0.1	46
PMR-63	Pl-bt-xis	<0.1	<0.5	<0.5	<0.1	<0.1	7.1	<0.01	0.3	54.6	1.3	<0.1	<0.5	0.5	59
PMR-67	Granodiorito	<0.1	<0.5	1.5	<0.1	<0.1	4.8	<0.01	0.1	3.8	4.5	<0.1	<0.5	<0.1	16
PMR-76	Min. cobre	0.4	<0.5	162.3	<0.1	<0.1	>10000.0	<0.01	<0.1	4.7	0.2	<0.1	<0.5	<0.1	41
PMR-82	Bif	<0.1	<0.5	<0.5	<0.1	<0.1	143.4	<0.01	0.7	1.1	0.2	<0.1	<0.5	<0.1	15
PMR-89	Metabasito	<0.1	<0.5	<0.5	<0.1	<0.1	4.4	<0.01	0.2	119.7	1.0	<0.1	<0.5	0.1	22
PMR-90	Metagabro	<0.1	<0.5	<0.5	<0.1	<0.1	132.0	<0.01	0.9	41.4	1.5	<0.1	0.5	<0.1	21
PMR-94	Monzogranito	<0.1	<0.5	2.4	<0.1	<0.1	6.0	*	0.4	2.8	12.1	<0.1	<0.5	<0.1	12

Tabela 02 – Resultados analíticos de amostras da VALE S/A.

Amostra	Rocha	Ca	Hf	La	Na	Nb	Sr	Ta	Th	Ti	Zr	Dy	Er	Eu	Gd	Ho	Lu	Nd	Pr	Sm	Tm	Y	Yb
DH00009-0100	Metagabro	5.16	2.2	30.4	2.74	7.6	151.5	0.45	4.5	0.837	80.4	4.4	2.6	1.4	5.1	0.9	0.4	23.1	6.2	4.7	0.4	23.3	2.4
DH00009-0101	Metagabro	4.49	1.7	19.1	2.28	6.7	180.5	0.42	3.4	0.827	59.9	4	2.4	1.2	4.4	0.9	0.4	18.9	5	3.9	0.4	22.1	2.2
DH00009-0102	Metagabro	7.72	1.1	7.1	2.11	2.5	98.7	0.17	0.7	0.511	31	3.3	2	0.8	2.8	0.7	0.3	7.7	1.9	2.3	0.3	18.2	1.9
DH00009-0103	Metagabro	7.03	1.1	4.9	1.9	2.6	147	0.17	0.6	0.518	32.6	3.3	2	0.8	2.5	0.7	0.3	6.3	1.4	2	0.3	17.8	1.9
DH00009-0104	Metagabro	7.48	1	3.6	1.72	2.4	178	0.17	0.5	0.474	30.3	2.9	1.8	0.8	2.4	0.6	0.3	6	1.3	1.8	0.3	16.2	1.7
DH00009-0105	Metagabro	7.24	1.1	4.7	1.91	2.7	140.5	0.26	0.9	0.493	33.6	3.1	2	0.8	2.5	0.7	0.3	6.4	1.4	1.9	0.3	17.5	1.9
DH00009-0106	Metagabro	7.37	1.1	3.8	1.71	2.7	142	0.17	0.6	0.518	32.6	3.2	2	0.8	2.5	0.7	0.3	6.4	1.4	1.9	0.3	17.7	1.9
DH00009-0107	Metagabro	7.5	1.2	4	1.72	2.8	112	0.23	0.5	0.525	33.1	3.2	2.1	0.9	2.5	0.7	0.3	6.4	1.4	1.9	0.3	18.2	2
DH00009-0108	Metagabro	6.86	1.6	4.9	2.21	3.7	133.5	0.32	1.5	0.597	52.7	3.5	2.2	1	2.9	0.8	0.3	7	1.6	2.1	0.4	18	2.2
DH00009-0109	Metabasito	4.52	2.2	13.4	2.11	6.8	182	0.47	4.8	0.784	73.1	3.4	2.1	1.1	3.5	0.7	0.3	13	3.2	2.8	0.3	17.5	2
DH00009-0110	Metabasito	4.73	1.9	13.2	2.25	6.6	217	0.45	5.2	0.778	65.2	4.2	2.5	1.2	4.3	0.9	0.4	17.6	4.2	3.9	0.4	22.7	2.3
DH00009-0111	Metabasito	4.33	1.6	14.9	2.2	6.8	195	0.42	3.7	0.76	54.4	4	2.4	1.3	3.9	0.8	0.4	16.3	4	3.7	0.4	22.2	2.3
DH00009-0112	Metabasito	4.96	1.5	14.4	2.24	6.7	195	0.42	3.5	0.766	44.6	4.3	2.6	1.3	4.2	0.9	0.4	16.7	4.1	3.8	0.4	23.9	2.4
DH00009-0113	Metabasito	5.03	1.3	14.8	2.35	7.8	226	0.43	4.5	0.754	39.6	4.2	2.5	1.2	4.4	0.9	0.4	18.1	4.4	4.1	0.4	22	2.3
DH00009-0114	Metabasito	5.46	1.3	15.3	2.28	6.6	198.5	0.39	5.2	0.711	38	4.1	2.5	1.2	4.3	0.9	0.4	18.1	4.4	3.9	0.4	22.1	2.2
DH00009-0115	Metabasito	5.95	1.5	11.1	2.26	5.4	164.5	0.32	2.6	0.725	43.7	4.4	2.8	1.2	3.9	0.9	0.4	13.7	3.2	3.4	0.4	23.4	2.5
DH00009-0116	Metabasito	5.93	1.6	15.4	2.16	6.6	144	0.39	3.7	0.775	46.5	4.4	2.8	1.3	4.6	1	0.4	17.4	4.2	4	0.4	24	2.6
DH00009-0117	Metabasito	4.3	1.3	19.3	2.06	7.5	170.5	0.44	4	0.792	41	4.1	2.4	1.3	4.6	0.8	0.3	20.4	5.1	4.1	0.4	21.5	2.1
DH00009-0118	Metabasito	5.15	1.8	20.5	2.08	7.9	202	0.44	4.9	0.823	59.9	4	2.4	1.3	4.4	0.8	0.4	20.1	5	4.1	0.4	21.1	2.2
DH00009-0119	Metabasito	5.13	2.2	18.9	2.35	8.7	202	0.49	4.4	0.862	74.2	4.4	2.7	1.4	4.8	0.9	0.4	21.7	5.4	4.5	0.4	23.5	2.5
DH00009-0120	Metabasito	4.78	2.2	18.2	2.53	7.9	165.5	0.43	5.6	0.825	84.4	4.2	2.6	1.3	4.5	0.9	0.4	19.7	4.8	4.2	0.4	22.4	2.3
DH00009-0121	Metabasito	4.37	2.2	14.6	2.52	7.8	172.5	0.47	3.4	0.868	79.3	3.9	2.4	1.3	4.2	0.8	0.4	17.8	4.2	3.8	0.4	20.5	2.2
DH00009-0122	Metabasito	3.75	3	16.5	2.26	9.1	152.5	0.51	4.3	0.903	109	4.9	3	1.6	5.1	1	0.4	21.8	5.2	4.9	0.5	25.3	2.7
DH00009-0123	Metabasito	3.3	2.7	21.4	2.28	9.1	126.5	0.5	5.4	0.945	104.5	4.9	2.9	1.7	5.3	1	0.4	24.8	6	5.2	0.5	25.1	2.7
DH00009-0124	Metabasito	2.85	2.4	27.5	2.22	8.6	117.5	0.5	2.4	0.974	89.1	4.8	2.9	1.8	5.4	1	0.4	26.1	6.9	5.1	0.4	24.7	2.7
DH00009-0125	Metabasito	2.37	2.9	25.8	2.17	9.4	102.5	0.57	4.7	1.015	112.5	4.7	2.9	1.7	5.2	1	0.4	24.6	6.4	4.8	0.5	24.2	2.6
DH00013-0046	PI-bt-xis	1.81	3.4	38.7	1.69	14.2	47.8	0.71	7.8	1.325	129												
DH00013-0047	PI-bt-xis	1.52	3.6	38	1.78	14.9	48.6	0.77	8	1.435	129.5												
DH00013-0048	PI-bt-xis	2.53	3.1	34	1.89	13.7	57.3	0.76	5.8	1.345	111												
DH00013-0049	PI-bt-xis	2.7	2.5	29.5	1.99	11.5	70.3	0.56	5.2	1.275	90.9												
DH00013-0050	PI-bt-xis	2.68	2.5	30.3	2.04	10.8	80.2	0.53	9.5	1.315	91.1												
DH00013-0051	PI-bt-xis	2.79	2.4	31	2.17	10.5	88.6	0.51	4.2	1.215	83.1												
DH00001-0084	Metagabro	7.16	1.7	7.1	1.98	4.4	123.5	0.3	1.1	0.637	52.3	4.5	2.8	1.1	3.6	1	0.4	9.8	2.2	2.9	0.4	24.9	2.6
DH00001-0085	Metagabro	7.11	1.5	8.1	1.7	3.2	115	0.23	1.1	0.564	46.3	4.2	2.6	1.1	3.3	0.9	0.4	10.2	2.3	2.8	0.4	23.7	2.4
DH00001-0086	Metagabro	6.79	1.7	6.3	1.81	3.6	122.5	0.26	1.2	0.582	49.5	4.3	2.7	1.1	3.3	0.9	0.4	9.3	2	2.8	0.4	23	2.5
DH00001-0087	Metagabro	6.66	2.1	9.5	1.76	4.6	128	0.32	1.7	0.704	60.8	5.2	3.2	1.3	4.2	1.1	0.5	12.3	2.7	3.4	0.5	28.7	3.1
DH00001-0088	Metagabro	6.66	1.8	8.9	1.82	4.3	135	0.31	1.7	0.686	52.6	4.6	2.8	1.2	3.7	1	0.5	10.3	2.3	3	0.5	25.9	2.7
DH00001-0089	Metagabro	6.93	1.8	7.3	1.71	4	123.5	0.28	1.4	0.632	50.8	4.7	2.9	1.1	3.6	1	0.4	10.1	2.2	2.9	0.4	24.8	2.6
DH00001-0090	Metagabro	6.94	1.5	6.3	1.73	3.4	125.5	0.24	1.1	0.614	42.1	4.2	2.6	1	3.3	0.9	0.4	9.1	2	2.7	0.4	23	2.5
DH00001-0091	Metagabro	6.91	1.5	5.9	1.81	3.2	128	0.22	1.1	0.527	41.5	3.7	2.3	1	2.9	0.8	0.4	7.8	1.7	2.4	0.4	20.1	2.2
DH00001-0092	Metagabro	6.95	1.7	7	1.79	3.7	124	0.25	1.2	0.604	50	4.1	2.6	1.1	3.4	0.9	0.4	9.3	2	2.7	0.4	23.7	2.4
DH00001-0093	Metagabro	6.49	1.8	7.3	2.02	3.8	117	0.27	1.2	0.611	51.3	4.4	2.7	1.1	3.4	1	0.5	9.1	1.9	2.7	0.4	24.8	2.7
DH00001-0094	Metagabro	6.44	1.7	7.3	2.13	3.9	137	0.27	1.3	0.643	45.3	4.4	2.7	1.1	3.5	1	0.4	9.3	2	2.8	0.4	24.9	2.4

Tabela 02 – Resultados analíticos de amostras da VALE S/A (continuação).

Amostra	Rocha	Ca	Hf	La	Na	Nb	Sr	Ta	Th	Ti	Zr	Dy	Er	Eu	Gd	Ho	Lu	Nd	Pr	Sm	Tm	Y	Yb
DH00001-0117	Pl-bt-xis	3.98	2.6	19.9	2.15	8.8	129.5	0.78	4.1	0.841	93.6	4.7	3	1.3	5.1	1	0.5	20.8	5.3	4.6	0.4	29.5	3
DH00001-0118	Pl-bt-xis	3.68	2.2	40.9	1.98	9	130	0.55	4.2	0.93	78.2	4.9	3	1.5	6.1	1	0.5	29.2	8.2	5.6	0.4	29.3	2.9
DH00001-0119	Pl-bt-xis	4.06	2.8	32.9	2.02	9.9	127	0.6	4.5	0.932	98.8	5	3.1	1.5	6.2	1	0.5	28.8	7.8	5.8	0.4	30.4	3
DH00001-0120	Pl-bt-xis	3.22	2.2	25	1.86	9.5	120	0.58	3.9	0.954	80.6	4.1	2.5	1.3	4.8	0.8	0.4	22	5.7	4.4	0.4	24.2	2.4
DH00001-0121	Pl-bt-xis	5.41	2.5	14	2.2	6.8	123	0.49	2.3	0.804	82.7	4.5	2.8	1.1	4.5	1	0.4	16.6	4	3.9	0.4	26.8	2.8
DH00001-0122	Pl-bt-xis	3	2.6	34.7	1.58	10.9	124.5	0.64	4	1.045	96.2	5.3	3.1	1.5	6.5	1.1	0.5	29.8	7.9	6	0.5	31.2	3.1
DH00002-0059	Metagabro	7.08	1.8	7.5	2.16	3.6	124.5	0.3	1.2	0.692	57.2	4.7	3.1	1.1	3.8	1	0.5	10	2.1	3	0.5	27.3	3.1
DH00002-0060	Metagabro	6.65	1.9	11.5	2.15	3.8	112.5	0.3	2.2	0.686	62.8	4.3	2.8	1.2	3.8	1	0.4	11.4	2.6	3.1	0.4	24	2.7
DH00002-0061	Metagabro	7.06	1.9	6.7	1.8	3.9	118	0.3	1.6	0.645	56	4.5	2.8	1.1	3.5	1	0.5	9.5	2	2.9	0.5	24.9	2.9
DH00002-0062	Metagabro	7.21	1.9	5.8	2.06	3.6	115	0.28	1.6	0.669	57.5	4.5	2.9	1.1	3.5	1	0.5	8.7	1.8	2.8	0.5	25.4	3
DH00002-0063	Metagabro	5.52	3.3	23.7	2.32	8.5	89.1	0.57	5.1	0.985	108	6.5	4	1.8	6.1	1.4	0.6	24.1	5.8	5.5	0.6	35.8	4.1
DH00002-0072	Pl-bt-xis	2.88	2.6	21.6	2.38	8.9	80.8	0.52	4.4	0.92	91.4	6.1	3.9	2.1	6.2	1.2	0.5	25.7	6	5.8	0.6	33.1	3.6
DH00002-0073	Pl-bt-xis	2.24	2.1	21.8	2.35	9.2	89.3	0.5	3.1	0.923	80.1	3.9	2.4	1.3	4.3	0.8	0.3	19.6	4.8	3.9	0.3	20.7	2.1
DH00002-0074	Pl-bt-xis	1.94	2.6	24.3	2.15	10.8	85.5	0.58	4.4	0.993	101.5	3.4	2.2	1.1	4	0.7	0.3	18.8	4.9	3.6	0.3	18.4	1.9
DH00002-0075	Pl-bt-xis	2.28	2.4	14.8	2.15	9.1	97.9	0.62	4.7	0.843	90.9	3.6	2.3	1.1	3.6	0.7	0.4	15.2	3.7	3.2	0.3	19.9	2.2
DH00002-0076	Pl-bt-xis	2.56	2.8	19.6	2.28	9.7	108	0.69	4.7	0.871	103.5	4.4	2.8	1.2	4.5	0.9	0.4	19.7	4.9	4.2	0.5	24.8	2.9
DH00002-0077	Pl-bt-xis	3.91	3.1	28.5	2.56	10.3	143.5	0.73	6.8	0.899	112	5.5	3.5	1.5	5.8	1.2	0.5	25	6.2	5.2	0.5	30.5	3.4
DH00002-0078	Pl-bt-xis	4.08	2.7	24.7	2.43	9.3	128.5	0.56	7.7	0.914	95.8	4.9	3.1	1.5	5.3	1	0.4	23.1	5.7	4.8	0.4	26.9	2.9
DH00002-0079	Pl-bt-xis	3.97	3.2	23.6	2.33	10	138.5	0.86	7.4	0.936	110.5	4.7	3.1	1.3	4.7	1	0.5	20.4	5	4.4	0.5	27.2	3.1
DH00002-0080	Pl-bt-xis	4.37	3.1	27	2.22	9.8	158	0.63	6.6	0.938	106.5	5.2	3.3	1.5	5.6	1.1	0.5	25.2	6.2	5.2	0.5	28	3
DH00002-0081	Pl-bt-xis	3.65	2.6	26.4	1.98	9.3	123	0.9	4.9	0.868	87.5	4.2	2.6	1.2	4.5	0.9	0.4	19.5	4.9	4	0.4	22	2.4
DH00002-0127	Monzogranito	1.2	4.6	42.8	2.45	10.6	113	1.37	38.3	0.135	151.5	2	1.2	0.8	3.6	0.4	0.2	19.8	6.5	3	0.2	10.6	1
DH00002-0128	Monzogranito	1.43	5.4	50.7	2.43	12.6	131	1.41	37.2	0.164	177	2.7	1.5	0.9	4.4	0.5	0.1	27.6	9.6	4.4	0.2	14.9	1.2
DH00002-0129	Monzogranito	1.03	3.6	51.9	2.2	11.6	103	1.2	39.8	0.111	115.5	2.3	1.3	0.7	3.7	0.5	0.1	24.1	8.5	3.7	0.2	13.1	1.1
DH00002-0130	Monzogranito	1.3	4.4	40.8	2.38	11	111.5	1.2	34.2	0.132	146	2.8	1.6	0.8	4	0.6	0.2	23	7.8	3.8	0.2	16.1	1.3
DH00036-0157	Pl-bt-xis	1.78	2.2	27.2	1.79	10.4	65.7	0.6	4.7	1.005	82.3	4.5	2.8	1.5	5.1	1	0.4	24.4	5.9	5.1	0.4	26.7	2.6
DH00036-0158	Pl-bt-xis	2.13	2.3	24.8	1.76	9.3	77.6	0.57	4.4	0.958	82.5	4.5	2.7	1.6	5	1	0.4	24	5.7	5.1	0.4	25.5	2.5
DH00036-0159	Pl-bt-xis	1.79	2	27	1.43	9.8	62.3	0.61	4.6	1.015	73.5	5.4	3.4	1.5	5.4	1.2	0.5	26.2	6.3	5.3	0.5	31.5	3
DH00036-0160	Pl-bt-xis	0.52	1.8	3.6	0.85	4.4	30.7	0.36	1.1	0.755	68.3	1	0.7	0.5	0.9	0.2	0.2	4.4	1.1	0.9	0.1	6.8	0.9
DH00036-0161	Pl-bt-xis	2.23	2.5	22.1	1.8	9.5	72.1	0.57	5.7	0.972	96.1	4.1	2.5	1.4	4.5	0.9	0.4	21.5	5.2	4.5	0.4	23.9	2.3
DH00036-0162	Pl-bt-xis	1.85	2.6	21.6	2	10	66.8	0.61	4.7	0.925	99.6	3.4	2	1.1	3.8	0.7	0.3	18.4	4.5	3.6	0.3	18.9	1.9
DH00036-0163	Pl-bt-xis	1.03	2.5	13.5	2.13	11.6	35.6	0.67	5	0.98	98	2.5	1.5	0.7	2.3	0.5	0.3	11.1	2.6	2.4	0.2	14.2	1.5
DH00036-0164	Pl-bt-xis	1.19	3.1	17.9	2.44	13.3	40.6	0.8	6	1.075	120	2.7	1.6	0.6	2.8	0.6	0.3	13	3.1	2.8	0.3	15.8	1.7
DH00036-0165	Pl-bt-xis	1.43	2.6	8.6	2.97	14.8	34.1	0.92	5.5	1.38	103	2.9	1.7	0.7	2.6	0.6	0.3	8.8	2.1	2.3	0.3	16.9	1.7
DH00036-0166	Pl-bt-xis	1.22	3.3	8.2	3.67	16.2	44.5	1.04	5.6	1.425	131	1.9	1.2	0.6	1.7	0.4	0.3	6	1.4	1.5	0.2	11.4	1.4
DH00036-0167	Pl-bt-xis	1.54	2.6	24.8	3.04	11.4	43.7	0.67	5.3	1.075	104	3.1	1.9	0.9	3.6	0.7	0.3	18.3	4.5	3.7	0.3	17.9	2
DH00036-0168	Pl-bt-xis	1.78	2.7	22.4	2.9	10.6	57.2	0.64	6.3	1.055	102.5	3.2	2	1.1	3.7	0.7	0.3	18.4	4.4	3.8	0.3	18.7	1.9
DH00036-0169	Pl-bt-xis	1.61	2.3	26.1	2.71	10.6	71	0.6	4.2	0.96	90.7	2.9	1.7	1.1	3.3	0.6	0.3	16.4	4.1	3.4	0.3	15.9	1.6
DH00036-0170	Pl-bt-xis	2.11	2.2	29.3	2.82	9.7	83.5	0.58	4.1	0.801	87.3	2.5	1.4	1.1	3.3	0.5	0.2	16.5	4.1	3.3	0.2	13.3	1.3

Tabela 02 – Resultados analíticos de amostras da VALE S/A (continuação).

Amostra	Rocha	Ca	Hf	La	Na	Nb	Sr	Ta	Th	Ti	Zr	Dy	Er	Eu	Gd	Ho	Lu	Nd	Pr	Sm	Tm	Y	Yb
DH00036-0171	Pl-bt-xis	3.53	2.3	24.8	2.6	7.1	106.5	0.44	4.3	0.633	83	3.8	2.3	1.1	4	0.8	0.4	18.8	4.6	3.8	0.4	21.6	2.2
DH00036-0172	Pl-bt-xis	6.65	1.6	6.3	2.12	3.3	137.5	0.23	1.4	0.482	44.8	3	1.9	0.8	2.4	0.7	0.3	7.1	1.5	2.1	0.3	17.8	1.8
DH00036-0173	Pl-bt-xis	4.82	1.6	23.1	2.04	4.7	113	0.3	1.8	0.565	51.9	3.5	2.2	1.3	3.4	0.8	0.3	15.3	3.9	3.5	0.4	19.4	2
DH00036-0174	Pl-bt-xis	1.68	1.6	52.7	1.64	6.7	103.5	0.43	3.8	0.665	62.9	2.5	1.4	1.6	4.5	0.5	0.2	30.6	8.7	5	0.2	13.5	1.2
DH00036-0175	Pl-bt-xis	1.9	1.6	58	1.63	6.5	101.5	0.42	6.1	0.68	59.7	3.1	1.7	1.4	4.8	0.6	0.3	32.7	9.1	5.5	0.3	17.1	1.5
DH00036-0176	Pl-bt-xis	3	1.8	22.8	2.11	7.2	156.5	0.43	2.2	0.77	63.5	4	2.3	1.6	4.5	0.8	0.4	20.9	5	4.4	0.4	22.9	2.1

Tabela 03 – Amostras de Ca e Na da VALE S/A.

Amostra	Rocha	Ca	Na	Amostra	Rocha	Ca	Na
CIRC-DH00056-0185	Metagabro	5.73	1.77	CIRC-DH00059-0174	Pl-bt-xis	3.19	2.22
CIRC-DH00056-0186	Metagabro	6.32	1.88	CIRC-DH00059-0175	Pl-bt-xis	2.8	1.9
CIRC-DH00056-0187	Metagabro	7.15	1.62	CIRC-DH00059-0184	Metagabro	6.66	1.49
CIRC-DH00056-0188	Metagabro	6.91	1.87	CIRC-DH00059-0185	Metagabro	6.59	2.04
CIRC-DH00056-0195	Metabasito	3.29	2.86	CIRC-DH00059-0186	Metagabro	6.98	1.99
CIRC-DH00056-0196	Metabasito	2.22	2.74	CIRC-DH00058-0086	Metabasito	4.22	2.19
CIRC-DH00056-0198	Metabasito	2.54	2.89	CIRC-DH00058-0087	Metabasito	4.84	2.48
CIRC-DH00056-0199	Metabasito	3.38	2.99	CIRC-DH00058-0088	Metabasito	4.69	2.14
CIRC-DH00056-0200	Metabasito	3.81	3.03	CIRC-DH00058-0089	Metabasito	3.85	1.99
CIRC-DH00056-0206	Metabasito	3.05	2.37	CIRC-DH00058-0090	Metabasito	4.8	2.2
CIRC-DH00056-0208	Metabasito	3.41	2.52	CIRC-DH00058-0091	Metabasito	4.6	2.31
CIRC-DH00056-0209	Metabasito	2.76	2.3	CIRC-DH00058-0092	Metabasito	4.06	2.12
CIRC-DH00056-0210	Metabasito	3.67	2.35	CIRC-DH00058-0097	Metabasito	4.13	2.29
CIRC-DH00056-0212	Metabasito	4.49	2.41	CIRC-DH00058-0098	Metabasito	2.43	2.28
CIRC-DH00056-0213	Metabasito	3.23	2.46	CIRC-DH00058-0099	Metabasito	3.25	2.47
CIRC-DH00056-0214	Metabasito	1.68	1.73	CIRC-DH00058-0112	Metagabro	6.74	2.13
CIRC-DH00056-0218	Metagabro	6.34	2.15	CIRC-DH00058-0113	Metagabro	7.15	2.19
CIRC-DH00056-0220	Metagabro	6.66	1.85	CIRC-DH00058-0114	Metagabro	6.92	1.96
CIRC-DH00056-0221	Metagabro	6.31	2.1	CIRC-DH00058-0115	Metagabro	6.86	1.95
CIRC-DH00056-0222	Metagabro	6.56	1.94	CIRC-DH00058-0116	Metagabro	6.82	1.99
CIRC-DH00056-0223	Metagabro	5.97	2.14	CIRC-DH00058-0121	Metagabro	7.32	1.99
CIRC-DH00056-0226	Pl-bt-xis	1.61	1.44	CIRC-DH00058-0122	Metagabro	6.99	2.06
CIRC-DH00056-0227	Pl-bt-xis	1.76	1.82	CIRC-DH00058-0142	Pl-bt-xis	2.54	2.08
CIRC-DH00056-0228	Pl-bt-xis	1.52	1.97	CIRC-DH00058-0147	Pl-bt-xis	3.02	2.1
CIRC-DH00056-0229	Pl-bt-xis	1.36	1.84	CIRC-DH00058-0151	Pl-bt-xis	3.9	2.43
CIRC-DH00056-0231	Pl-bt-xis	1.11	1.8	CIRC-DH00058-0152	Pl-bt-xis	3.12	1.92
CIRC-DH00059-0037	Grt-bt-xis	1.08	0.83	CIRC-DH00060-0084	Pl-bt-xis	0.45	0.27
CIRC-DH00059-0038	Grt-bt-xis	1.02	0.65	CIRC-DH00060-0085	Pl-bt-xis	0.47	0.27
CIRC-DH00059-0039	Grt-bt-xis	1.14	0.66	CIRC-DH00060-0086	Pl-bt-xis	0.45	0.27
CIRC-DH00059-0040	Grt-bt-xis	1.15	0.66	CIRC-DH00060-0087	Pl-bt-xis	0.46	0.26
CIRC-DH00059-0041	Grt-bt-xis	1.14	0.74	CIRC-DH00060-0088	Pl-bt-xis	0.96	0.23
CIRC-DH00059-0042	Grt-bt-xis	1.11	0.99	CIRC-DH00060-0132	Grt-bt-xis	0.76	0.34
CIRC-DH00059-0043	Grt-bt-xis	1.14	1.18	CIRC-DH00060-0133	Grt-bt-xis	1.73	0.69
CIRC-DH00059-0142	Metagabro	7.16	1.96	CIRC-DH00060-0134	Grt-bt-xis	1.21	0.28
CIRC-DH00059-0147	Metagabro	7.4	1.85	CIRC-DH00060-0135	Grt-bt-xis	0.61	0.16
CIRC-DH00059-0148	Metagabro	7.71	1.97	CIRC-DH00060-0136	Grt-bt-xis	0.58	0.19
CIRC-DH00059-0169	Pl-bt-xis	1.81	2.16	CIRC-DH00060-0137	Grt-bt-xis	0.84	0.65

ANEXO B – Análises Isotópicas U- Pb

Tabela 04 – Tabela de análises isotópicas da amostra PMR-105.

Spot Name	204 /206	% err	207 /206	% err	208 /206	% err	206 /238	% err	7-corr 204Pb /206Pb	7-corr %com 206	ppm U	ppm Th	7-corr ppm 206*	232Th /238U	204corr 206Pb /238U Age	1σ err	207corr 206Pb /238U Age	1σ err	208corr 206Pb /238U Age	1σ err	204corr 207Pb /206Pb Age	1σ err	208corr 207Pb /206Pb Age	1σ err
PMR-105-1.1	5.3E-5	21	0.166	0.26	0.098	0.7	0.313	2.3	0.00555	9.07	1627	402	337	0.26	1516	23	1394	23	1503	24	2511	5	2429	6
PMR-105-2.1	2.3E-4	32	0.077	1.10	0.156	1.8	0.256	2.3	0.00009	0.15	199	105	32	0.54	1092	18	1095	19	1100	20	1043	36	1200	35
PMR-105-3.1	5.9E-5	20	0.166	0.26	0.099	0.7	0.395	1.6	0.00481	7.65	1203	289	297	0.25	1744	26	1627	27	1726	27	2514	5	2415	7
PMR-105-4.1	8.4E-5	22	0.155	0.36	0.114	1.0	0.287	1.2	0.00487	7.99	930	464	189	0.52	1471	23	1367	23	1497	25	2395	7	2553	8
PMR-105-5.1	6.0E-5	19	0.150	0.26	0.093	0.7	0.294	2.3	0.00486	8.10	1818	579	326	0.33	1318	20	1222	20	1322	21	2332	5	2363	6
PMR-105-5.2	7.3E-5	21	0.173	0.90	0.143	0.8	0.597	5.3	0.00193	2.79	595	393	222	0.68	2377	110	2324	134	2423	119	2577	15	2755	27
PMR-105-6.1	5.6E-5	25	0.127	1.27	0.149	1.7	0.232	2.9	0.00388	6.63	1444	899	202	0.64	1037	26	974	25	1060	28	2046	23	2280	24
PMR-105-6.2	7.9E-5	24	0.110	0.73	0.093	1.0	0.147	2.5	0.00327	5.75	1813	513	179	0.29	739	12	700	12	739	13	1782	14	1778	15
PMR-105-7.1	8.1E-5	29	0.112	0.51	0.236	0.8	0.158	1.4	0.00325	5.68	1052	879	115	0.86	815	13	772	13	827	15	1812	11	2002	15
PMR-105-8.1	1.0E-4	21	0.150	0.37	0.165	0.8	0.255	2.0	0.00485	8.06	990	689	181	0.72	1342	22	1245	22	1373	24	2335	7	2546	10
PMR-105-9.1	6.7E-5	26	0.128	0.40	0.092	1.1	0.172	2.1	0.00413	7.14	1503	437	189	0.30	944	17	882	16	945	18	2054	8	2063	9
PMR-105-10.1	5.1E-5	22	0.162	0.27	0.045	1.1	0.327	2.1	0.00476	7.64	1400	104	327	0.08	1661	25	1549	26	1646	25	2468	5	2385	6
PMR-105-10.2	6.3E-5	20	0.158	0.27	0.081	0.8	0.334	1.8	0.00478	7.75	1485	463	324	0.32	1565	24	1458	24	1575	25	2426	5	2486	7
PMR-105-11.1	6.9E-5	18	0.167	0.22	0.058	0.8	0.405	2.3	0.00428	6.68	1728	435	472	0.26	1888	28	1780	30	1902	29	2519	4	2587	5
PMR-105-11.2	3.0E-5	50	0.178	0.45	0.171	1.0	0.479	2.6	0.00341	5.07	376	208	127	0.57	2239	33	2143	38	2231	36	2633	8	2599	11
PMR-105-12.1	8.2E-5	28	0.121	0.48	0.024	2.4	0.172	2.3	0.00367	6.34	1050	73	132	0.07	932	15	878	15	932	15	1954	10	1957	9
PMR-105-13.1	1.3E-4	17	0.134	0.33	0.090	0.9	0.217	2.9	0.00441	7.55	1742	416	243	0.25	1043	16	972	16	1037	17	2134	7	2078	8
PMR-105-14.1	7.3E-5	24	0.172	0.34	0.205	1.1	0.495	2.9	0.00381	5.80	610	443	187	0.75	2071	32	1969	35	2080	35	2567	6	2606	12

OBS: Análises em negrito não foram utilizadas no cálculo de idade da amostra.

Tabela 04 – Tabela de análises isotópicas da amostra PMR-105 (continuação).

Spot Name	Total 238 /206	% err	Total 207 /206	% err	4corr 238 /206*	% err	4corr 207* /206*	% err	4corr 207* /235	% err	4corr 206* /238	% err	err corr	8corr 238 /206*	% err	8corr 207* /206*	% err	8corr 207* /235	% err	8corr 206* /238	% err	err. corr.
PMR-105-1.1	3.8	1.7	0.166	0.26	3.8	1.7	0.165	0.27	6.0	1.7	0.265	1.7	0.99	3.8	1.8	0.158	0.36	5.7	1.7	0.263	1.8	0.98
PMR-105-2.1	5.4	1.8	0.077	1.10	5.4	1.8	0.074	1.80	1.9	2.6	0.185	1.8	0.71	5.4	2.0	0.080	1.75	2.1	2.3	0.186	2.0	0.67
PMR-105-3.1	3.2	1.7	0.166	0.26	3.2	1.7	0.166	0.27	7.1	1.7	0.311	1.7	0.99	3.3	1.8	0.156	0.42	6.6	1.7	0.307	1.8	0.97
PMR-105-4.1	3.9	1.8	0.155	0.36	3.9	1.8	0.154	0.39	5.5	1.8	0.256	1.8	0.98	3.8	1.9	0.170	0.49	6.1	1.8	0.261	1.9	0.97
PMR-105-5.1	4.4	1.7	0.150	0.26	4.4	1.7	0.149	0.28	4.7	1.7	0.227	1.7	0.99	4.4	1.8	0.151	0.35	4.8	1.7	0.228	1.8	0.98
PMR-105-5.2	2.2	5.6	0.173	0.90	2.2	5.6	0.172	0.92	10.6	5.6	0.446	5.6	0.99	2.2	5.9	0.191	1.64	12.0	5.5	0.456	5.9	0.96
PMR-105-6.1	5.7	2.7	0.127	1.27	5.7	2.7	0.126	1.28	3.0	3.0	0.175	2.7	0.90	5.6	2.9	0.144	1.38	3.6	2.9	0.179	2.9	0.88
PMR-105-6.2	8.2	1.8	0.110	0.73	8.2	1.8	0.109	0.78	1.8	1.9	0.121	1.8	0.92	8.2	1.9	0.109	0.82	1.8	1.9	0.121	1.9	0.91
PMR-105-7.1	7.4	1.7	0.112	0.51	7.4	1.7	0.111	0.59	2.1	1.8	0.135	1.7	0.94	7.3	1.9	0.123	0.85	2.3	1.8	0.137	1.9	0.90
PMR-105-8.1	4.3	1.8	0.150	0.37	4.3	1.8	0.149	0.42	4.8	1.9	0.231	1.8	0.97	4.2	1.9	0.169	0.58	5.5	1.8	0.237	1.9	0.95
PMR-105-9.1	6.3	1.9	0.128	0.40	6.3	1.9	0.127	0.44	2.8	2.0	0.158	1.9	0.97	6.3	2.0	0.127	0.52	2.8	1.9	0.158	2.0	0.97
PMR-105-10.1	3.4	1.7	0.162	0.27	3.4	1.7	0.161	0.29	6.5	1.7	0.294	1.7	0.99	3.4	1.7	0.153	0.33	6.2	1.7	0.291	1.7	0.98
PMR-105-10.2	3.6	1.7	0.158	0.27	3.6	1.7	0.157	0.29	6.0	1.7	0.275	1.7	0.99	3.6	1.8	0.163	0.40	6.2	1.7	0.277	1.8	0.97
PMR-105-11.1	2.9	1.7	0.167	0.22	2.9	1.7	0.166	0.24	7.8	1.7	0.340	1.7	0.99	2.9	1.8	0.173	0.29	8.2	1.7	0.343	1.8	0.99
PMR-105-11.2	2.4	1.8	0.178	0.45	2.4	1.8	0.178	0.47	10.2	1.8	0.415	1.8	0.97	2.4	1.9	0.174	0.68	9.9	1.8	0.414	1.9	0.93
PMR-105-12.1	6.4	1.7	0.121	0.48	6.4	1.7	0.120	0.55	2.6	1.8	0.156	1.7	0.95	6.4	1.7	0.120	0.52	2.6	1.8	0.156	1.7	0.96
PMR-105-13.1	5.7	1.7	0.134	0.33	5.7	1.7	0.133	0.40	3.2	1.8	0.176	1.7	0.97	5.7	1.8	0.129	0.45	3.1	1.7	0.175	1.8	0.97
PMR-105-14.1	2.6	1.8	0.172	0.34	2.6	1.8	0.171	0.36	8.9	1.8	0.379	1.8	0.98	2.6	2.0	0.175	0.73	9.2	1.8	0.381	2.0	0.93

OBS: Análises em negrito não foram utilizadas no cálculo de idade da amostra.

Tabela 05 – Tabela de análises isotópicas da amostra PMR–106.

Spot Name	204 /206	% err	207 /206	% err	208 /206	% err	206 /238	% err	7-corr 204Pb /206Pb	7-corr %com 206	ppm U	ppm Th	7-corr ppm 206*	232Th /238U	% err	204corr 206Pb /238U Age	1σ err	207corr 206Pb /238U Age	1σ err	208corr 206Pb /238U Age	1σ err	204corr 207Pb /206Pb Age	1σ err	208corr 207Pb /206Pb Age	1σ err
PMR-106-1.1	4.2E-5	20	0.152	0.75	0.085	0.7	0.303	1.2	0.00487	8.06	2263	714	430	0.33	1.15	1390	26	1289	26	1398	27	2366	13	2419	14
PMR-106-1.2	2.7E-5	32	0.126	0.31	0.026	1.5	0.200	3.7	0.00398	6.86	2293	142	296	0.06	0.27	964	15	903	15	962	15	2041	6	2013	6
PMR-106-2.1	3.1E-5	27	0.126	0.28	0.071	0.8	0.217	2.5	0.00418	7.27	2694	612	310	0.23	0.15	869	14	810	13	870	14	2041	5	2049	6
PMR-106-2.2	4.6E-5	20	0.128	0.58	0.104	0.6	0.244	2.4	0.00414	7.15	2991	1101	382	0.38	0.54	957	15	894	15	963	16	2066	10	2130	11
PMR-106-3.1	8.9E-5	22	0.130	0.38	0.020	2.2	0.200	1.8	0.00411	7.04	1325	65	186	0.05	0.39	1040	18	974	17	1040	18	2086	8	2081	7
PMR-106-3.2	7.2E-5	18	0.109	0.30	0.080	0.8	0.206	2.6	0.00305	5.31	2598	640	289	0.25	0.13	825	13	785	13	825	14	1770	6	1769	7
PMR-106-4.1	5.2E-5	24	0.122	0.33	0.027	1.6	0.207	3.0	0.00365	6.29	2065	143	271	0.07	0.27	972	15	916	15	971	16	1974	6	1957	6
PMR-106-4.2	3.1E-5	30	0.122	0.55	0.083	4.3	0.233	1.8	0.00366	6.31	1874	516	243	0.28	2.99	963	15	907	15	965	16	1976	10	2002	22
PMR-106-5.1	1.1E-4	16	0.098	0.32	0.091	0.8	0.206	3.2	0.00247	4.35	2564	723	252	0.29	0.34	727	12	698	12	727	12	1567	8	1581	9
PMR-106-6.1	1.7E-4	19	0.107	0.50	0.027	4.9	0.162	1.5	0.00290	5.06	1130	55	125	0.05	0.43	817	13	780	13	815	13	1709	12	1672	13
PMR-106-7.1	9.6E-5	21	0.130	0.39	0.046	1.4	0.223	1.6	0.00410	7.02	1164	72	162	0.06	0.37	1036	16	970	16	1025	17	2081	8	1957	9
PMR-106-8.1	1.2E-4	20	0.114	0.44	0.022	2.3	0.171	1.0	0.00334	5.80	1282	63	149	0.05	0.39	864	14	819	14	863	14	1844	10	1831	9
PMR-106-9.1	5.3E-5	19	0.148	0.41	0.025	1.5	0.297	2.4	0.00441	7.25	2001	110	401	0.06	0.31	1444	22	1351	22	1440	22	2320	7	2292	7
PMR-106-10.1	1.1E-4	19	0.114	0.36	0.022	3.8	0.174	4.2	0.00342	5.98	2179	122	232	0.06	0.30	797	13	753	13	797	14	1836	8	1831	8
PMR-106-2.3	9.1E-5	20	0.149	0.29	0.072	2.1	0.274	2.8	0.00499	8.39	1649	339	277	0.21	0.34	1245	20	1151	20	1242	21	2319	6	2296	9
PMR-106-11.1	8.8E-5	18	0.138	0.31	0.040	1.3	0.189	1.9	0.00470	8.07	2481	144	339	0.06	0.29	1026	16	950	16	1018	16	2188	6	2101	6
PMR-106-12.1	1.6E-4	18	0.126	0.37	0.096	1.0	0.216	3.8	0.00406	7.03	1400	439	170	0.32	0.37	910	19	853	18	914	19	2009	9	2051	9
PMR-106-13.1	5.2E-4	14	0.153	2.48	0.151	1.4	0.302	5.6	0.00485	8.00	961	399	188	0.43	0.27	1415	37	1323	38	1411	40	2307	46	2275	47
PMR-106-14.1	8.6E-5	19	0.104	0.37	0.086	0.8	0.174	3.2	0.00288	5.06	2630	712	258	0.28	0.37	730	12	696	12	731	13	1680	8	1697	9

OBS: Análises em negrito não foram utilizadas no cálculo de idade da amostra.

Tabela 05 – Tabela de análises isotópicas da amostra PMR-106 (continuação).

Spot Name	Total 238 /206	% err	Total 207 /206	% err	4corr 238 /206*	% err	4corr 207* /206*	% err	4corr 207* /235	% err	4corr 206* /238	% err	err corr	8corr 238 /206*	% err	8corr 207* /206*	% err	8corr 207* /235	% err	8corr 206* /238	% err	err. corr.
PMR-106-1.1	4.2	2.1	0.152	0.75	4.2	2.1	0.152	0.75	5.0	2.2	0.241	2.1	0.94	4.1	2.2	0.157	0.80	5.2	2.2	0.242	2.2	0.93
PMR-106-1.2	6.2	1.7	0.126	0.31	6.2	1.7	0.126	0.32	2.8	1.7	0.161	1.7	0.98	6.2	1.7	0.124	0.34	2.7	1.7	0.161	1.7	0.98
PMR-106-2.1	6.9	1.7	0.126	0.28	6.9	1.7	0.126	0.29	2.5	1.7	0.144	1.7	0.99	6.9	1.8	0.126	0.35	2.5	1.7	0.144	1.8	0.98
PMR-106-2.2	6.2	1.7	0.128	0.58	6.2	1.7	0.128	0.59	2.8	1.8	0.160	1.7	0.94	6.2	1.8	0.132	0.64	2.9	1.8	0.161	1.8	0.94
PMR-106-3.1	5.7	1.8	0.130	0.38	5.7	1.8	0.129	0.44	3.1	1.9	0.175	1.8	0.97	5.7	1.9	0.129	0.41	3.1	1.9	0.175	1.9	0.98
PMR-106-3.2	7.3	1.7	0.109	0.30	7.3	1.7	0.108	0.35	2.0	1.7	0.137	1.7	0.98	7.3	1.8	0.108	0.41	2.0	1.7	0.136	1.8	0.97
PMR-106-4.1	6.1	1.7	0.122	0.33	6.1	1.7	0.121	0.35	2.7	1.7	0.163	1.7	0.98	6.2	1.7	0.120	0.36	2.7	1.7	0.163	1.7	0.98
PMR-106-4.2	6.2	1.7	0.122	0.55	6.2	1.7	0.121	0.56	2.7	1.8	0.161	1.7	0.95	6.2	1.8	0.123	1.24	2.7	2.0	0.162	1.8	0.79
PMR-106-5.1	8.4	1.7	0.098	0.32	8.4	1.7	0.097	0.41	1.6	1.8	0.119	1.7	0.97	8.4	1.8	0.098	0.46	1.6	1.7	0.119	1.8	0.97
PMR-106-6.1	7.4	1.7	0.107	0.50	7.4	1.7	0.105	0.67	2.0	1.8	0.135	1.7	0.93	7.4	1.7	0.103	0.69	1.9	1.8	0.135	1.7	0.92
PMR-106-7.1	5.7	1.7	0.130	0.39	5.7	1.7	0.129	0.45	3.1	1.8	0.174	1.7	0.97	5.8	1.7	0.120	0.48	2.9	1.8	0.172	1.7	0.96
PMR-106-8.1	7.0	1.7	0.114	0.44	7.0	1.7	0.113	0.54	2.2	1.8	0.143	1.7	0.95	7.0	1.7	0.112	0.48	2.2	1.8	0.143	1.7	0.96
PMR-106-9.1	4.0	1.7	0.148	0.41	4.0	1.7	0.148	0.42	5.1	1.8	0.251	1.7	0.97	4.0	1.7	0.145	0.44	5.0	1.8	0.250	1.7	0.97
PMR-106-10.1	7.6	1.8	0.114	0.36	7.6	1.8	0.112	0.44	2.0	1.8	0.132	1.8	0.97	7.6	1.8	0.112	0.46	2.0	1.8	0.132	1.8	0.97
PMR-106-2.3	4.7	1.8	0.149	0.29	4.7	1.8	0.148	0.33	4.3	1.8	0.213	1.8	0.98	4.7	1.8	0.146	0.50	4.3	1.8	0.212	1.8	0.96
PMR-106-11.1	5.8	1.7	0.138	0.31	5.8	1.7	0.137	0.35	3.3	1.7	0.173	1.7	0.98	5.8	1.7	0.130	0.36	3.1	1.7	0.171	1.7	0.98
PMR-106-12.1	6.6	2.2	0.126	0.37	6.6	2.2	0.124	0.49	2.6	2.2	0.152	2.2	0.98	6.6	2.3	0.127	0.51	2.7	2.2	0.152	2.3	0.97
PMR-106-13.1	4.0	2.9	0.153	2.48	4.1	2.9	0.147	2.70	5.0	4.0	0.246	2.9	0.74	4.1	3.1	0.144	2.73	4.9	3.9	0.245	3.1	0.72
PMR-106-14.1	8.3	1.7	0.104	0.37	8.3	1.7	0.103	0.43	1.7	1.8	0.120	1.7	0.97	8.3	1.8	0.104	0.49	1.7	1.8	0.120	1.8	0.96

OBS: Análises em negrito não foram utilizadas no cálculo de idade da amostra.

Tabela 06 – Tabela de análises isotópicas da amostra PMR-66.

Spot	204 /206	% err	207 /206	% err	208 /206	% err	206 /238	% err	7-corr 204Pb /206Pb	7-corr %com 206	ppm U	ppm Th	7-corr ppm 206*	232Th /238U	204corr 206Pb /238U Age	1σ err	207corr 206Pb /238U Age	1σ err	208corr 206Pb /238U Age	1σ err	204corr 207Pb /206Pb Age	1σ err	208corr 207Pb /206Pb Age	1σ err
PMR-66-1.1	1.6E-4	14	0.116	0.64	0.106	0.8	0.211	2.9	0.00356	6.22	2210	564	243	0.26	822	13	776	13	815	14	1868	13	1746	14
PMR-66-2.1	1.8E-4	13	0.093	0.38	0.174	0.6	0.191	2.4	0.00215	3.79	2546	722	242	0.29	699	12	676	12	673	13	1438	10	562	28
PMR-66-3.1	5.8E-4	7	0.110	0.31	0.325	0.4	0.208	3.2	0.00329	5.78	2712	697	268	0.27	736	12	703	12	659	13	1667	12		
PMR-66-3.2	3.2E-4	13	0.112	0.41	0.176	2.1	0.197	3.0	0.00317	5.51	1472	218	171	0.15	859	14	818	14	813	14	1760	12	614	37
PMR-66-4.1	8.2E-5	23	0.161	0.36	0.084	1.1	0.403	1.6	0.00429	6.78	704	185	179	0.27	1775	30	1671	31	1773	31	2459	7	2447	8
PMR-66-5.1	1.4E-4	18	0.118	0.37	0.093	0.9	0.195	2.8	0.00362	6.30	1678	402	194	0.25	865	15	815	15	860	16	1905	8	1830	9
PMR-66-6.1	1.0E-4	19	0.154	0.30	0.126	0.7	0.365	3.1	0.00474	7.76	1200	491	247	0.42	1485	23	1383	24	1486	25	2379	6	2388	9
PMR-66-6.2	8.3E-5	18	0.166	0.28	0.076	2.7	0.431	2.0	0.00344	5.24	931	196	284	0.22	2050	32	1959	35	2041	33	2509	5	2467	10
PMR-66-7.1	2.0E-4	14	0.106	0.66	0.201	3.6	0.152	2.7	0.00327	5.83	2425	1152	190	0.49	593	10	562	9	581	11	1690	14	1354	75
PMR-66-8.1	1.8E-4	14	0.113	0.35	0.111	0.8	0.178	3.5	0.00340	5.96	2358	578	247	0.25	785	13	743	12	775	13	1810	9	1626	10
PMR-66-9.1	8.6E-6	71	0.165	0.35	0.123	0.9	0.424	1.8	0.00481	7.67	680	260	164	0.39	1712	28	1595	29	1706	30	2504	6	2471	9
PMR-66-9.2	7.0E-5	19	0.135	0.56	0.053	1.0	0.261	3.7	0.00431	7.34	1905	239	282	0.13	1097	17	1024	17	1091	18	2149	10	2091	11
PMR-66-10.1	4.4E-5	30	0.163	0.34	0.099	1.0	0.425	2.7	0.00427	6.71	745	218	195	0.30	1822	29	1716	31	1814	31	2485	6	2443	8
PMR-66-11.1	9.5E-5	16	0.088	0.32	0.174	0.5	0.213	1.8	0.00177	3.12	3537	1944	340	0.57	704	12	684	12	705	13	1350	8	1383	12
PMR-66-12.1	8.8E-5	22	0.147	0.37	0.043	1.5	0.247	1.0	0.00475	7.94	1068	59	187	0.06	1286	20	1195	20	1274	20	2298	7	2196	8
PMR-66-13.1	1.0E-4	18	0.094	0.60	0.161	0.6	0.186	3.3	0.00226	3.99	2988	1600	269	0.55	666	13	642	12	671	14	1475	13	1578	14

OBS: Análises em negrito não foram utilizadas no cálculo de idade da amostra.

Tabela 06 – Tabela de análises isotópicas da amostra PMR-66 (continuação).

Spot	Total 238 /206	% err	Total 207 /206	% err	4corr 238 /206*	% err	4corr 207* /206*	% err	4corr 207* /235	% err	4corr 206* /238	% err	corr err	8corr 238 /206*	% err	8corr 207* /206*	% err	8corr 207* /235	% err	8corr 206* /238	% err	corr. err.
PMR-66-1.1	7.3	1.7	0.116	0.64	7.4	1.7	0.114	0.71	2.1	1.9	0.136	1.7	0.92	7.4	1.8	0.107	0.78	2.0	1.9	0.135	1.8	0.91
PMR-66-2.1	8.7	1.8	0.093	0.38	8.7	1.8	0.091	0.53	1.4	1.9	0.115	1.8	0.96	9.1	2.0	0.059	1.27	0.9	2.1	0.110	2.0	0.81
PMR-66-3.1	8.2	1.7	0.110	0.31	8.3	1.7	0.102	0.63	1.7	1.9	0.121	1.7	0.94	9.3	2.1	0.006	7.13	0.1	7.1	0.108	2.1	0.14
PMR-66-3.2	7.0	1.7	0.112	0.41	7.0	1.7	0.108	0.67	2.1	1.8	0.142	1.7	0.93	7.4	1.9	0.060	1.70	1.1	1.9	0.134	1.9	0.59
PMR-66-4.1	3.2	1.9	0.161	0.36	3.2	1.9	0.160	0.39	7.0	1.9	0.317	1.9	0.98	3.2	2.0	0.159	0.47	6.9	1.9	0.317	2.0	0.97
PMR-66-5.1	6.9	1.9	0.118	0.37	7.0	1.9	0.117	0.47	2.3	1.9	0.144	1.9	0.97	7.0	2.0	0.112	0.52	2.2	1.9	0.143	2.0	0.96
PMR-66-6.1	3.9	1.8	0.154	0.30	3.9	1.8	0.153	0.34	5.5	1.8	0.259	1.8	0.98	3.9	1.9	0.154	0.52	5.5	1.8	0.259	1.9	0.96
PMR-66-6.2	2.7	1.8	0.166	0.28	2.7	1.8	0.165	0.31	8.5	1.8	0.374	1.8	0.99	2.7	1.9	0.161	0.58	8.3	1.8	0.373	1.9	0.95
PMR-66-7.1	10.3	1.7	0.106	0.66	10.4	1.7	0.104	0.78	1.4	1.9	0.096	1.7	0.91	10.6	2.0	0.087	3.90	1.1	4.7	0.094	2.0	0.56
PMR-66-8.1	7.7	1.7	0.113	0.35	7.7	1.7	0.111	0.47	2.0	1.8	0.129	1.7	0.96	7.8	1.8	0.100	0.56	1.8	1.7	0.128	1.8	0.95
PMR-66-9.1	3.3	1.9	0.165	0.35	3.3	1.9	0.165	0.35	6.9	1.9	0.304	1.9	0.98	3.3	2.0	0.161	0.51	6.7	1.9	0.303	2.0	0.97
PMR-66-9.2	5.4	1.7	0.135	0.56	5.4	1.7	0.134	0.58	3.4	1.8	0.186	1.7	0.95	5.4	1.7	0.129	0.62	3.3	1.8	0.184	1.7	0.94
PMR-66-10.1	3.1	1.9	0.163	0.34	3.1	1.9	0.163	0.36	7.3	1.9	0.327	1.9	0.98	3.1	1.9	0.159	0.47	7.1	1.9	0.325	1.9	0.97
PMR-66-11.1	8.7	1.8	0.088	0.32	8.7	1.8	0.087	0.41	1.4	1.8	0.115	1.8	0.97	8.7	1.9	0.088	0.61	1.4	1.8	0.116	1.9	0.95
PMR-66-12.1	4.5	1.7	0.147	0.37	4.5	1.7	0.146	0.42	4.4	1.8	0.221	1.7	0.97	4.6	1.7	0.138	0.44	4.1	1.8	0.219	1.7	0.97
PMR-66-13.1	9.2	2.0	0.094	0.60	9.2	2.0	0.092	0.66	1.4	2.1	0.109	2.0	0.95	9.1	2.1	0.098	0.76	1.5	2.0	0.110	2.1	0.94

OBS: Análises em negrito não foram utilizadas no cálculo de idade da amostra.

Tabela 07 – Tabela de análises isotópicas da amostra PMR–67.

Spot Name	204 /206	% err	207 /206	% err	208 /206	% err	206 /238	% err	7-corr 204Pb /206Pb	7-corr %com 206	ppm U	ppm Th	7-corr ppm 206*	232Th /238U	204corr 206Pb /238U Age	1σ err	207corr 206Pb /238U Age	1σ err	208corr 206Pb /238U Age	1σ err	204corr 207Pb /206Pb Age	1σ err	208corr 207Pb /206Pb Age	1σ err
PMR-67-1.1	2.3E-4	19	0.1838	0.43	0.161	1.0	1.197	2.9	7.6E-4	1.05	140	80	60	0.59	2617	23	2601	30	2627	24	2662	9	2698	9
PMR-67-2.1	2.1E-4	19	0.1827	0.40	0.133	1.0	1.014	2.4	3.7E-4	0.51	179	70	78	0.40	2640	22	2635	29	2626	23	2654	8	2600	9
PMR-67-3.1	1.3E-4	18	0.1822	0.34	0.174	0.8	1.041	1.9	-1.5E-4	-0.20	261	160	116	0.63	2680	21	2689	29	2684	22	2658	6	2670	8
PMR-67-4.1	2.4E-4	18	0.1840	0.38	0.147	0.9	1.151	2.3	2.9E-4	0.40	186	89	81	0.50	2659	30	2657	41	2656	32	2663	8	2654	9
PMR-67-5.1	1.5E-4	17	0.1703	0.31	0.123	0.8	0.847	3.6	4.1E-3	6.39	443	170	128	0.40	1977	15	1871	16	1974	16	2542	6	2526	7
PMR-67-6.1	7.6E-4	27	0.2019	0.50	0.234	3.1	0.832	4.2	2.3E-3	3.23	267	178	113	0.69	2636	23	2588	30	2616	26	2765	23	2695	18
PMR-67-7.1	1.1E-4	20	0.1823	0.35	0.142	0.9	1.167	2.9	2.4E-4	0.33	220	111	96	0.52	2651	21	2648	28	2656	22	2662	6	2680	8
PMR-67-8.1	6.7E-5	32	0.1798	0.42	0.128	1.1	1.082	3.3	-7.3E-4	-0.99	164	72	74	0.46	2706	23	2730	32	2705	24	2643	7	2638	10
PMR-67-9.1	6.1E-4	23	0.1898	0.49	0.145	2.3	1.065	2.7	6.8E-4	0.94	113	45	50	0.41	2669	25	2666	33	2656	26	2675	18	2629	14
PMR-67-10.1	1.9E-4	20	0.1820	0.67	0.133	1.0	1.104	2.7	-2.7E-4	-0.37	166	77	74	0.48	2687	22	2701	31	2691	24	2650	12	2663	12
PMR-67-11.1	1.1E-4	19	0.1816	0.32	0.143	0.8	1.080	2.5	4.2E-5	0.06	259	131	114	0.52	2661	20	2663	28	2664	21	2655	6	2667	7
PMR-67-6.2	2.2E-4	19	0.2023	0.46	0.132	1.2	1.201	1.9	7.3E-4	0.98	106	47	49	0.46	2788	25	2773	36	2788	27	2823	9	2822	9
PMR-67-12.1	9.5E-5	24	0.1788	0.38	0.122	1.0	0.915	1.8	2.5E-3	3.69	220	79	81	0.37	2371	19	2300	23	2357	20	2631	7	2575	8
PMR-67-13.1	5.9E-5	19	0.1816	0.20	0.254	0.4	1.127	2.9	-1.7E-3	-2.22	659	700	313	1.10	2786	19	2837	28	2834	21	2661	4	2827	6
PMR-67-14.1	1.6E-5	58	0.1813	0.38	0.130	1.1	1.015	1.6	-5.7E-4	-0.77	197	88	89	0.46	2709	21	2726	30	2706	23	2663	6	2655	9
PMR-67-15.1	3.0E-4	14	0.1821	0.36	0.098	3.0	0.951	1.3	1.3E-3	1.82	231	51	95	0.23	2545	20	2516	26	2522	21	2638	8	2543	11

OBS: Análises em negrito não foram utilizadas no cálculo de idade da amostra.

Tabela 07 – Tabela de análises isotópicas da amostra PMR–67 (continuação).

Spot Name	Total 238 /206	% err	Total 207 /206	% err	4corr 238 /206*	% err	4corr 207* /206*	% err	4corr 207* /235	% err	4corr 206* /238	% err	err corr	8corr 238 /206*	% err	8corr 207* /206*	% err	8corr 207* /235	% err	8corr 206* /238	% err	err. corr.
PMR-67-1.1	1.99	1.1	0.1838	0.43	2.00	1.1	0.1810	0.53	12.49	1.2	0.501	1.1	0.9	1.99	1.1	0.1850	0.6	12.83	1.1	0.503	1.1	0.9
PMR-67-2.1	1.97	1.0	0.1827	0.40	1.98	1.0	0.1801	0.49	12.57	1.1	0.506	1.0	0.9	1.99	1.1	0.1744	0.5	12.09	1.1	0.503	1.1	0.9
PMR-67-3.1	1.94	0.9	0.1822	0.34	1.94	0.9	0.1805	0.38	12.83	1.0	0.516	0.9	0.9	1.94	1.0	0.1819	0.5	12.95	1.0	0.516	1.0	0.9
PMR-67-4.1	1.95	1.4	0.1840	0.38	1.96	1.4	0.1811	0.49	12.75	1.5	0.511	1.4	0.9	1.96	1.5	0.1801	0.5	12.66	1.4	0.510	1.5	0.9
PMR-67-5.1	2.78	0.9	0.1703	0.31	2.79	0.9	0.1684	0.37	8.33	0.9	0.359	0.9	0.9	2.79	0.9	0.1668	0.4	8.24	0.9	0.358	0.9	0.9
PMR-67-6.1	1.96	1.0	0.2019	0.50	1.98	1.1	0.1927	1.40	13.42	1.8	0.505	1.1	0.6	2.00	1.2	0.1846	1.1	12.74	1.5	0.500	1.2	0.7
PMR-67-7.1	1.96	1.0	0.1823	0.35	1.97	1.0	0.1809	0.39	12.69	1.0	0.509	1.0	0.9	1.96	1.0	0.1830	0.5	12.86	1.0	0.510	1.0	0.9
PMR-67-8.1	1.92	1.0	0.1798	0.42	1.92	1.0	0.1789	0.45	12.87	1.1	0.522	1.0	0.9	1.92	1.1	0.1784	0.6	12.83	1.1	0.521	1.1	0.9
PMR-67-9.1	1.93	1.1	0.1898	0.49	1.95	1.1	0.1824	1.06	12.90	1.6	0.513	1.1	0.7	1.96	1.2	0.1775	0.8	12.48	1.3	0.510	1.2	0.8
PMR-67-10.1	1.93	1.0	0.1820	0.67	1.93	1.0	0.1797	0.72	12.82	1.2	0.517	1.0	0.8	1.93	1.1	0.1811	0.7	12.93	1.2	0.518	1.1	0.8
PMR-67-11.1	1.95	0.9	0.1816	0.32	1.96	0.9	0.1803	0.36	12.70	1.0	0.511	0.9	0.9	1.95	1.0	0.1816	0.4	12.81	1.0	0.512	1.0	0.9
PMR-67-6.2	1.84	1.1	0.2023	0.46	1.85	1.1	0.1996	0.53	14.90	1.2	0.541	1.1	0.9	1.85	1.2	0.1995	0.6	14.88	1.2	0.541	1.2	0.9
PMR-67-12.1	2.25	0.9	0.1788	0.38	2.25	0.9	0.1776	0.41	10.89	1.0	0.445	0.9	0.9	2.26	1.0	0.1718	0.5	10.46	1.0	0.442	1.0	0.9
PMR-67-13.1	1.85	0.8	0.1816	0.20	1.85	0.8	0.1809	0.22	13.48	0.9	0.541	0.8	1.0	1.81	0.9	0.2000	0.4	15.23	0.8	0.552	0.9	0.9
PMR-67-14.1	1.91	1.0	0.1813	0.38	1.91	1.0	0.1811	0.38	13.04	1.0	0.522	1.0	0.9	1.92	1.0	0.1802	0.5	12.97	1.0	0.522	1.0	0.9
PMR-67-15.1	2.06	0.9	0.1821	0.36	2.07	0.9	0.1784	0.47	11.91	1.1	0.484	0.9	0.9	2.09	1.0	0.1686	0.6	11.13	1.0	0.479	1.0	0.8

OBS: Análises em negrito não foram utilizadas no cálculo da idade da amostra.

Tabela 08 – Tabela de análises isotópicas da amostra PMR–55.

Amostra	SPOT	RATIOS												Pb total comum %	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	AGES						Conc. 206/238 207/235	Conc. 206/238 207/206
		207/235	1 sigma	206/238	1 sigma	coef. corr	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma	T _{206/238}						1 sigma	T _{207/235}	1 sigma	T _{207/206}	1 sigma			
PMR-55	4.1	11.615	0.212	0.4913	0.004	0.55	2.0353	0.0166	0.1715	0.0028	0.0149	0.0052	0.52	5	0	6	0.06	2.576	0.017	2.574	0.017	2.572	0.027	100	100	
PMR-55	10.1	11.598	0.1993	0.4953	0.0038	0.01	2.0189	0.0153	0.1698	0.0027	0.0271	0.0214	1.45	2	0	2	0.04	2.594	0.016	2.573	0.016	2.556	0.027	100	101	
PMR-55	11.1	11.605	0.2155	0.4892	0.0039	0.01	2.0444	0.0162	0.1721	0.003	0.017	0.0079	-0.96	-3	0	-6	0.06	2.567	0.017	2.573	0.017	2.578	0.027	99	99	
PMR-55	35.1	11.859	0.1958	0.5033	0.0042	0.98	1.9868	0.0167	0.1709	0.003	0.0142	0.0025	0.14	106	11	149	0.07	2.628	0.018	2.593	0.015	2.566	0.029	101	102	
PMR-55	1.1	11.359	0.2098	0.5101	0.0041	0.01	1.9603	0.0157	0.1615	0.0027	0.0572	0.0062	1.14	4	1	7	0.15	2.657	0.017	2.553	0.017	2.471	0.027	104	107	
PMR-55	6.1	12.167	0.2114	0.514	0.004	0.01	1.9456	0.0151	0.1717	0.0026	0.0181	0.008	0.93	3	0	6	0.04	2.674	0.017	2.617	0.016	2.574	0.026	102	103	
PMR-55	9.1	12.101	0.2228	0.5166	0.0042	0.50	1.9359	0.0156	0.1699	0.0029	0.0207	0.0042	1.27	4	0	7	0.05	2.685	0.018	2.612	0.017	2.557	0.028	102	105	
PMR-55	36.1	12.121	0.181	0.5171	0.0039	0.45	1.934	0.0146	0.17	0.0027	0.0272	0.0011	0.11	53	10	86	0.12	2.687	0.017	2.614	0.014	2.558	0.027	102	105	
PMR-55	12.1	12.167	0.2003	0.5185	0.0038	0.86	1.9287	0.0142	0.1702	0.0027	0.0207	0.0053	0.12	22	2	29	0.06	2.693	0.016	2.617	0.016	2.560	0.026	102	105	
PMR-55	3.1	12.405	0.2222	0.5209	0.0042	0.93	1.9198	0.0153	0.1727	0.0028	0.0136	0.0036	0.46	12	1	15	0.05	2.703	0.018	2.636	0.017	2.584	0.027	102	104	
PMR-55	26.1	11.858	0.2069	0.5247	0.0044	0.70	1.906	0.0159	0.1639	0.003	0.0172	0.0043	0.88	7	1	14	0.05	2.719	0.018	2.593	0.015	2.496	0.031	104	108	
PMR-55	28.1	11.919	0.2331	0.5283	0.0055	0.84	1.8928	0.0196	0.1636	0.0034	0.0384	0.0118	0.33	15	3	22	0.13	2.734	0.022	2.598	0.018	2.493	0.035	105	109	
PMR-55	29.1	12.576	0.2132	0.5288	0.0046	0.71	1.8912	0.0164	0.1725	0.0031	0.0146	0.0032	0.24	20	1	27	0.03	2.736	0.019	2.648	0.015	2.582	0.030	103	105	
PMR-55	18.1	12.8	0.2267	0.5393	0.0047	0.30	1.8544	0.0161	0.1722	0.003	0.0154	0.0019	0.05	42	4	61	0.06	2.780	0.019	2.665	0.017	2.579	0.029	104	107	
PMR-55	31.1	13.112	0.227	0.5502	0.005	0.92	1.8175	0.0166	0.1728	0.0034	0.0361	0.0037	0.38	28	4	39	0.10	2.826	0.021	2.688	0.017	2.585	0.033	105	109	
PMR-55	23.1	13.481	0.2252	0.559	0.0045	0.70	1.7888	0.0145	0.1749	0.0029	0.0129	0.0181	0.87	8	1	13	0.04	2.863	0.019	2.714	0.017	2.605	0.028	105	109	
PMR-55	24.1	13.048	0.2404	0.5536	0.0049	0.01	1.8065	0.016	0.171	0.0031	0.015	0.0036	0.00	3	0	3	0.00	2.840	0.021	2.683	0.017	2.567	0.029	105	110	
PMR-55	5.1	12.489	0.2235	0.5352	0.0043	0.15	1.8684	0.0149	0.1692	0.0028	0.0252	0.0068	0.95	3	0	5	-0.01	2.763	0.018	2.642	0.018	2.550	0.029	104	108	
PMR-55	2.1	11.117	0.2826	0.4928	0.0052	0.94	2.0293	0.0214	0.1636	0.0044	0.0757	0.1231	0.51	8	-10	9	-1.10	2.583	0.022	2.533	0.023	2.493	0.046	101	103	
PMR-55	30.1	11.356	0.2018	0.4808	0.0045	0.90	2.0799	0.0196	0.1713	0.0032	0.0159	0.004	-1.17	-5	0	-6	0.06	2.531	0.019	2.553	0.016	2.570	0.031	99	98	
PMR-55	25.1	11.94	0.2283	0.5084	0.0048	0.62	1.9671	0.0185	0.1703	0.0032	0.02	0.0171	-2.82	-3	0	-1	0.04	2.650	0.020	2.600	0.016	2.561	0.031	101	103	
PMR-55	7.1	12.222	0.2145	0.5189	0.004	0.01	1.9272	0.0149	0.1708	0.0027	0.0147	0.0045	-1.05	-3	0	-5	0.04	2.694	0.017	2.622	0.016	2.566	0.026	102	105	
PMR-55	27.1	12.96	0.2169	0.5353	0.0046	0.01	1.8681	0.016	0.1756	0.0032	0.0073	0.0038	-22.88	0	0	-1	0.13	2.764	0.019	2.677	0.015	2.612	0.030	103	105	
PMR-55	16.1	11.845	0.2543	0.5358	0.005	0.75	1.8663	0.0175	0.1603	0.0032	0.012	0.0052	0.28	15	1	23	0.04	2.766	0.021	2.592	0.017	2.459	0.030	106	112	
PMR-55	21.1	12.74	0.2362	0.5387	0.0049	0.60	1.8565	0.0167	0.1715	0.0032	0.0315	0.0078	-2.26	-3	-1	-6	0.17	2.778	0.020	2.661	0.018	2.573	0.030	104	107	
PMR-55	34.1	12.916	0.2068	0.5472	0.0043	0.01	1.8274	0.0144	0.1712	0.0029	0.0125	0.0038	-1.93	-3	0	-4	0.08	2.814	0.018	2.674	0.014	2.569	0.027	105	109	
PMR-55	32.1	9.3659	0.1426	0.4124	0.0031	0.97	2.4246	0.0185	0.1647	0.0028	0.0301	0.0027	0.13	76	18	133	0.14	2.226	0.015	2.374	0.014	2.504	0.028	93	88	
PMR-55	13.1	12.278	0.2268	0.5421	0.0048	0.51	1.8448	0.0163	0.1643	0.0032	0.012	0.0051	0.19	27	1	38	0.04	2.792	0.020	2.626	0.018	2.500	0.031	106	111	
PMR-55	22.1	12.321	0.2553	0.5523	0.0052	0.92	1.8107	0.0172	0.1618	0.003	0.0223	0.0141	-0.45	-3	0	-8	0.00	2.835	0.021	2.629	0.018	2.475	0.030	107	114	
PMR-55	17.1	12.993	0.235	0.561	0.0048	0.36	1.7825	0.0153	0.168	0.003	0.024	0.0141	-0.72	-6	-1	-8	0.09	2.871	0.020	2.679	0.017	2.538	0.029	107	113	
PMR-55	33.1	13.354	0.2033	0.5674	0.0044	0.01	1.7626	0.0137	0.1707	0.003	0.011	0.0064	-1.94	-3	0	-4	-0.03	2.897	0.019	2.705	0.015	2.565	0.029	107	112	
PMR-55	15.1	13.303	0.2455	0.5686	0.0051	0.74	1.7588	0.0158	0.1697	0.0031	0.02	0.0032	0.13	24	2	33	0.07	2.902	0.021	2.701	0.018	2.555	0.030	107	113	
PMR-55	8.1	13.534	0.2256	0.5696	0.0042	0.41	1.7556	0.0129	0.1723	0.0026	0.0165	0.0026	0.07	88	8	127	0.06	2.906	0.017	2.718	0.016	2.580	0.026	106	112	
PMR-55	19.1	13.825	0.2446	0.5794	0.005	0.97	1.726	0.0148	0.1731	0.003	0.0146	0.0025	0.07	73	8	104	0.08	2.946	0.021	2.738	0.017	2.588	0.029	107	113	
PMR-55	20.1	13.069	0.238	0.5816	0.0049	0.53	1.7193	0.0145	0.163	0.0031	0.011	0.0058	-0.48	-2	0	-3	0.11	2.955	0.020	2.685	0.018	2.487	0.031	110	118	
PMR-55	14.1	12.514	0.2386	0.5326	0.0047	0.50	1.8774	0.0165	0.1704	0.0031	0.0119	0.0054	239.43	0	0	0	4.10	2.753	0.020	2.644	0.017	2.562	0.028	104	107	

2576 ± 7.4 Ma

Plotados porém não utilizados

pontos não utilizados

2576 ± 7.4 Ma

Plotados
porém
não
utilizados

pontos
não
utilizados

Tabela 09 – Tabela de análises isotópicas da amostra PMR–28.

SPOT	RATIOS											Pb total comum %	Pb rad ppm	Th ppm	U ppm	Th/U	AGES					Conc.		
	207/235	1sigma	206/238	1 sigma	coef corr	238/206	1 sigma	207/206	1 sigma	208/206	1 sigma						T _{206/238} 1 sigma T _{207/235} 1 sigma T _{207/206} 1 sigma					206/238 207/235	206/238 207/206	
PMR-28 21.1	2.8447	0.0429	0.1652	0.0010	0.94	6.0541	0.0361	0.1249	0.0021	0.1542	0.0809	0.08	59	159	288	0.55	0.985	0.006	1.367	0.012	2.027	0.030	72	48
PMR-28 22.1	3.8661	0.0664	0.2021	0.0014	0.73	4.9470	0.0333	0.1387	0.0023	0.1780	0.1582	0.90	8	135	6	24.60	1.187	0.007	1.607	0.013	2.211	0.029	73	53
PMR-28 20.1	5.4637	0.0913	0.2642	0.0017	0.76	3.7853	0.0246	0.1500	0.0027	0.1433	0.0245	0.09	69	122	202	0.61	1.511	0.009	1.895	0.014	2.346	0.029	79	64
PMR-28 12.1	6.1219	0.1005	0.2861	0.0024	0.94	3.4955	0.0296	0.1552	0.0026	0.1427	0.0139	0.14	22	22	50	0.44	1.622	0.012	1.993	0.014	2.404	0.028	81	67
PMR-28 13.1	6.0518	0.1039	0.2865	0.0020	0.84	3.4909	0.0239	0.1532	0.0026	0.1131	0.0148	0.13	72	149	182	0.82	1.624	0.010	1.983	0.015	2.382	0.029	81	68
PMR-28 14.1	6.1030	0.0935	0.2910	0.0018	0.97	3.4364	0.0208	0.1521	0.0026	0.1139	0.0105	0.17	70	89	191	0.47	1.647	0.009	1.991	0.015	2.370	0.030	82	69
PMR-28 10.1	6.5806	0.1032	0.3053	0.0026	0.68	3.2751	0.0274	0.1563	0.0026	0.1249	0.0637	0.30	47	67	108	0.62	1.718	0.013	2.057	0.014	2.416	0.028	83	71
PMR-28 8.1	7.9149	0.1303	0.3543	0.0030	0.84	2.8225	0.0242	0.1620	0.0028	0.1457	0.0598	0.03	31	63	57	1.10	1.955	0.014	2.221	0.014	2.477	0.029	88	78
PMR-28 4.1	8.3909	0.1369	0.3713	0.0032	0.92	2.6929	0.0232	0.1639	0.0029	0.0596	0.0067	0.54	21	9	41	0.21	2.036	0.015	2.274	0.015	2.496	0.029	89	81
PMR-28 18.1	8.4447	0.1406	0.3786	0.0026	0.97	2.6410	0.0179	0.1618	0.0027	0.1157	0.0167	0.31	75	56	121	0.46	2.070	0.012	2.280	0.015	2.474	0.029	90	83
PMR-28 9.1	9.2746	0.1615	0.4015	0.0037	0.92	2.4907	0.0231	0.1675	0.0030	0.0441	0.0035	0.18	57	12	87	0.14	2.176	0.017	2.366	0.015	2.533	0.030	91	85
PMR-28 1	9.0903	0.1495	0.4018	0.0035	0.94	2.4885	0.0219	0.1641	0.0029	0.0633	0.0051	0.54	72	45	134	0.33	2.178	0.016	2.347	0.015	2.498	0.030	92	87
PMR-28 23.1	9.3201	0.1981	0.4108	0.0036	0.73	2.4340	0.0215	0.1645	0.0032	0.0521	0.0092	0.17	27	8	45	0.18	2.219	0.016	2.370	0.017	2.503	0.034	93	88
PMR-28 5.1	10.1177	0.1671	0.4331	0.0040	0.81	2.3088	0.0211	0.1694	0.0029	0.2881	0.0172	0.00	19	13	22	0.61	2.320	0.018	2.446	0.015	2.552	0.030	94	90
PMR-28 3.1	3.6753	0.0636	0.1917	0.0016	0.59	5.2173	0.0448	0.1391	0.0024	0.1782	0.0179	0.00	22	46	74	0.63	1.130	0.009	1.566	0.013	2.216	0.030	72	51
PMR-28 15.1	10.5924	0.1802	0.4627	0.0032	0.99	2.1613	0.0149	0.1660	0.0028	0.0538	0.0027	0.09	92	40	132	0.30	2.451	0.014	2.488	0.015	2.518	0.028	98	97
PMR-28 7.1	6.3713	0.1219	0.3169	0.0033	0.91	3.1556	0.0328	0.1458	0.0032	0.1110	0.0207	0.34	60	45	130	0.34	1.775	0.016	2.028	0.017	2.297	0.038	87	77
PMR-28 24.1	5.9767	0.0979	0.2684	0.0018	0.85	3.7252	0.0244	0.1615	0.0028	0.0867	0.0089	0.00	34	62	109	0.57	1.533	0.009	1.972	0.015	2.471	0.029	77	62
PMR-28 6.1	11.0122	0.2101	0.5314	0.0054	0.97	1.8820	0.0191	0.1503	0.0033	0.0471	0.0111	0.00	44	9	71	0.12	2.747	0.023	2.524	0.017	2.349	0.036	108	116
PMR-28 19.1	4.4275	0.0720	0.2248	0.0015	0.77	4.4482	0.0288	0.1428	0.0024	0.2703	0.1825	11.07	50	244	121	2.02	1.307	0.008	1.718	0.014	2.262	0.030	76	57
PMR-28 17.1	4.7257	0.0737	0.2354	0.0015	0.62	4.2484	0.0267	0.1456	0.0024	0.2119	0.0436	0.00	-6	-110	-33	3.34	1.363	0.008	1.772	0.014	2.295	0.029	76	59
PMR-28 16.1	7.4924	0.1361	0.3400	0.0025	0.80	2.9409	0.0218	0.1598	0.0028	0.2729	0.1824	0.15	32	-12	35	-0.35	1.887	0.012	2.172	0.015	2.454	0.028	86	76
PMR-28 2	8.5519	0.1362	0.3496	0.0031	0.19	2.8603	0.0250	0.1774	0.0030	0.0558	0.0088	-2.58	-3	-4	-11	0.35	1.933	0.014	2.291	0.015	2.629	0.029	84	73
PMR-28 11.1	7.7613	0.1226	0.3514	0.0028	0.87	2.8455	0.0230	0.1602	0.0029	0.0648	0.0069	-0.74	-5	-4	-15	0.25	1.941	0.014	2.204	0.015	2.457	0.030	88	79

LI: 516 ± 19 Ma
UI: 2560 ± 13 Ma

pontos
plotados
mas não
utilizados

pontos
não
utilizados