

CENTRO FEDERAL DE EDUCAÇÃO TECNOLÓGICA DE MINAS GERAIS  
DEPARTAMENTO DE MINAS E CIVIL  
ENGENHARIA DE MINAS

CATALOGAÇÃO DO ACERVO DE ROCHAS DO LABORATÓRIO DE  
MINERALOGIA, PETROGRAFIA E GEOLOGIA DO CEFET-MG CAMPUS ARAXÁ

Luciano Fernandes de Magalhães

ARAXÁ

2015

Luciano Fernandes de Magalhães

CATALOGAÇÃO DO ACERVO DE ROCHAS DO LABORATÓRIO DE  
MINERALOGIA, PETROGRAFIA E GEOLOGIA DO CEFET-MG CAMPUS ARAXÁ

Trabalho de conclusão de curso apresentado  
ao Centro Federal de Educação Tecnológica  
de Minas Gerais como requisito parcial para  
obtenção do título de Engenheiro de Minas.

Orientador: Prof. Esp. Francisco de Castro Valente Neto

Co-orientador: Prof. Ms. Alexander Martin Silveira Gimenez

ARAXÁ

2015

Luciano Fernandes de Magalhães

CATALOGAÇÃO DO ACERVO DE ROCHAS DO LABORATORIO DE  
MINERALOGIA, PETROGRAFIA E GEOLOGIA DO CEFET-MG CAMPUS ARAXÁ

Trabalho de conclusão de curso apresentado  
ao Centro Federal de Educação Tecnológica  
de Minas Gerais como requisito parcial para  
obtenção do título de Engenheiro de Minas.

Data de aprovação: 10,08,15

Banca examinadora:



Prof. Esp. Francisco de Castro Valente Neto (orientador). Presidente da Banca  
Examinadora - CEFET MG



Prof. Ms Alexander Martin Silveira Gimenez (co-orientador). Membro - CEFET MG



Prof. Esp. Silvânia Alves Braga - CEFET MG



Prof. Esp. Thales Prado Fontes. Membro - CEFET MG

Dedico este trabalho aos meus pais e minha  
irmã, por todo incentivo e apoio que me foi dado.

## AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador Prof. Esp. Francisco de Castro Valente Neto e meu co-orientador Prof. Ms. Alexander Martin Silveira Gimenez, por todos os conselhos e conhecimentos passados, que tornaram possível a realização deste trabalho.

## RESUMO

O laboratório de Mineralogia, Petrografia e Geologia do CEFET-MG Campus Araxá conta com um valioso acervo de amostras de minerais e rochas. Tais amostras são utilizadas nas aulas práticas e avaliações dos alunos do curso técnico de Mineração e de Engenharia de Minas. Hoje, o registro detalhado das amostras de rochas é inexistente, o que acaba por dificultar tanto o aprendizado quanto o controle e preservação do estoque das amostras. O presente trabalho tem como objetivo a confecção de um catálogo, no qual serão registradas e codificadas todas as amostras de rochas presentes no laboratório, visando melhorar o controle de estoque das amostras e auxiliar na preservação do acervo.

**Palavras chaves:** Rochas, acervo didático, catalogação, classificação, preservação de acervo.

## ABSTRACT

The laboratory of Mineralogy, Petrography and geology of CEFET-MG Campus Araxá has a valuable collection of minerals and petrographic samples. Such samples are used in practical classes and student evaluations of the technical course of Mining and Mining Engineering. Today the detailed record of the rock samples is non-existent, which makes it difficult both the learning and the control and preservation of the stock of the samples. This paper aims at making a catalog, which will be recorded and coded all present petrographic samples in the laboratory, in order to improve inventory control samples and assist in collection preservation.

Keywords: Rocks, didactic collection, cataloging, classification, collection preservation.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Série de reações Bowen .....	19
Figura 2 - Relação entre grau metamórfico e minerais-índices .....	29
Figura 3 - Diagrama de fácies metamórficas .....	29
Figura 4 - Distribuição das amostras .....	49



## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Composição média dos magmas silicáticos .....	18
Tabela 2 - Classificação granulométrica de sedimentos.....	24
Tabela 3 - Relação entre grau metamórfico e fácies metamórficas.....	30

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	14
<b>2 OBJETIVO</b> .....	16
<b>3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....	17
<b>3.1 Rochas ígneas</b> .....	17
<b>3.2 Rochas sedimentares</b> .....	22
<b>3.3 Rochas metamórficas</b> .....	26
<b>4 ESTRUTURA DO CATÁLOGO DE AMOSTRAS PETROGRÁFICAS E METODOLOGIA</b> .....	31
<b>5 DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS E GÊNESE DOS LITOTIPOS</b> .....	33
<b>5.1 Amostras de rochas ígneas</b> .....	33
5.1.1 Rochas ígneas vulcânicas .....	33
5.1.1.1 <i>Basalto e diabásio</i> .....	33
5.1.1.2 <i>Brecha Vulcânica</i> .....	33
5.1.1.3 <i>Lapilito</i> .....	34
5.1.1.4 <i>Obsidiana</i> .....	34
5.1.1.5 <i>Pedra pomes</i> .....	34
5.1.1.6 <i>Tufo vulcânico</i> .....	35
5.1.1.7 <i>Fonólito</i> .....	35
5.1.1.8 <i>Riolito</i> .....	35
5.1.1.9 <i>Andesito</i> .....	36
5.1.2 Rochas ígneas plutônicas .....	36
5.1.2.1 <i>Granito</i> .....	36
5.1.2.2 <i>Carbonatito</i> .....	37
5.1.2.3 <i>Sienito</i> .....	37
5.1.2.4 <i>Diorito</i> .....	37
5.1.2.5 <i>Pegmatito</i> .....	38

5.1.2.6 Gabro .....	38
5.1.2.7 Peridotito .....	38
5.1.2.8 Piroxenito .....	39
5.1.2.9 Dunito.....	39
5.1.2.10 Kimberlito .....	39
<b>5.2 Amostras de rochas sedimentares .....</b>	<b>40</b>
5.2.1 Rochas sedimentares clásticas .....	40
5.2.1.1 Arenito.....	40
5.2.1.2 Conglomerado, brecha e tilito .....	40
5.2.1.3 Siltito .....	41
5.2.1.4 Argilito.....	41
5.2.1.5 Varvito.....	41
5.2.1.6 Folhelho .....	42
5.2.2 Rochas sedimentares não clásticas .....	42
5.2.2.1 BIF .....	42
5.2.2.2 Carvão mineral.....	42
5.2.2.3 Fosforito .....	43
5.2.2.4 Calcário.....	43
5.2.2.5 Dolomito.....	44
5.2.2.6 Sílex.....	44
<b>5.3 Amostras de rochas metamórficas.....</b>	<b>44</b>
5.3.1 Rochas metamórficas foliadas.....	44
5.3.1.1 Ardósia.....	45
5.3.1.2 Gnaisse.....	45
5.3.1.3 Filito .....	45
5.3.1.4 Xisto.....	46
5.3.1.5 Esteatito .....	46

5.3.2 Rochas metamórficas maciças .....	46
5.3.2.1 Quartzito.....	46
5.3.2.2 Mármore.....	47
5.3.2.3 Serpentinito.....	47
5.3.2.4 Itabirito .....	47
5.3.2.5 Milonito.....	48
5.3.2.6 Anfibolito .....	48
<b>6 CONCLUSÃO.....</b>	<b>50</b>
<b>7 REFERÊNCIAS .....</b>	<b>51</b>
<b>APÊNDICE A – Codificação das amostras de rocha .....</b>	<b>53</b>

## 1 INTRODUÇÃO

Define-se rocha como um material sólido resultante da associação de um ou mais minerais, e que ocorre de forma natural na litosfera. Pelos minerais que geralmente compõem as rochas, essas representam a composição média da crosta terrestre (MENEZES, 2013).

Segundo Menezes (2013), corpos de rochas individuais constituem milhares de quilômetros cúbicos do volume da Terra, diferindo de um lugar para outro por causa de seus diferentes processos de formação.

As rochas podem ser formadas por diferentes processos, sendo classificadas em três grupos: as ígneas, que são formadas por processos magmáticos, as sedimentares, que são formadas pelo acúmulo de sedimentos e precipitação de minerais, e as metamórficas, que são rochas ígneas, sedimentares ou mesmo metamórficas, que sofreram mudanças na sua condição de pressão e temperatura, e assim adquiriram novas características. Em cada grupo existe uma variedade de tipos individuais, diferentes uns dos outros, seja na composição mineralógica, seja na textura, com aspectos referentes ao tamanho, formato e arranjo dos grãos minerais (WICANDER & MONROE, 2009).

As rochas estão em constante transformação. O ciclo das rochas é o processo de transformação das rochas nos diferentes tipos, e que acontece continuamente através do tempo geológico. Wicander e Monroe (2009) afirmam que o movimento das placas tectônicas é o mecanismo responsável pela reciclagem de materiais rochosos e, portanto, condutor do ciclo das rochas.

A ciência responsável pelo estudo das rochas é a Petrografia. Através das características físicas e mineralogia presentes na rocha é possível classificá-la e nomeá-la. De acordo com Menezes (2013), no exame macroscópico de rocha é necessário observar todas as características importantes visíveis e registrá-las de modo a se fazer uma descrição clara da rocha, diferenciando-a das outras.

A correta nomenclatura das rochas é de grande importância para a classificação das mesmas. A classificação petrográfica é um quesito que agrega valor a um acervo, facilitando eventuais consultas e incentivando a melhoria de desempenho de pesquisadores e estudantes, além de auxiliar na preservação desse patrimônio.

O laboratório de Mineralogia, Petrografia e Geologia do CEFET-MG Campus Araxá possui um valioso acervo de amostras de minerais e rochas. Tais amostras são utilizadas nas aulas práticas e avaliações dos alunos do curso Técnico de Mineração e de Engenharia de Minas.

O sistema de registro utilizado nas amostras do laboratório em questão não é eficaz, devido à inclusão de novas amostras no acervo que não foram registradas e à perda do registro de outras. A quantidade de amostras é grande, porém não se tem conhecimento do número exato que compõe o acervo, sendo difícil o controle de estoque das amostras.

Constantemente, os alunos apresentam dúvidas na classificação de rochas, pois a teoria presente nas literaturas muitas vezes apresenta divergências de um autor para outro. Um catálogo detalhado com as características das amostras presentes no laboratório de mineralogia e petrografia contribuirá para facilitar o aprendizado dos alunos.

## **2 OBJETIVO**

O presente trabalho tem como objetivo a confecção de um catálogo, classificando as rochas de acordo com sua origem e ilustrando cada amostra presente no laboratório de Mineralogia, Petrografia e Geologia, o que facilitará a preservação do acervo e o acesso dos alunos às informações, despertando o interesse dos mesmos.

### 3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Uma rocha é formada pela associação de um ou mais minerais. Algumas rochas podem também ser formadas por matéria não mineral, como o vidro vulcânico, ou mesmo matéria orgânica. As rochas normalmente ocorrem em corpos de tamanho significativo, a ponto de serem mapeadas (MENEZES, 2013).

Dois aspectos importantes na identificação das rochas são a mineralogia e textura. A mineralogia nos dá a proporção dos minerais que compõem a rocha, enquanto a textura indica o tamanho e forma em que os minerais estão unidos (PRESS et al, 2006). Esses dois parâmetros descrevem a aparência da rocha, que indica sua origem geológica. Quanto à origem, as rochas são divididas em três grupos, podendo ser de origem ígnea, sedimentar ou metamórfica.

#### 3.1 Rochas ígneas

Rochas ígneas são aquelas formadas pelo resfriamento do magma. Este resfriamento pode se dar na superfície ou em profundidade. Os magmas são formados a partir da fusão parcial de rochas na astenosfera ou na parte inferior da litosfera. Já que se formam em profundidade, não é possível a observação direta dos processos de formação, mas dados podem ser obtidos por processos geofísicos (PRESS et al, 2006).

O magma é constituído basicamente por uma parte líquida, composta pelas rochas fundidas, uma parte sólida, composta pelos minerais já cristalizados, e uma parte gasosa, representada pelos elementos voláteis presentes, principalmente H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, SO<sub>4</sub>, entre outros (SZABÓ et al, 2009).

A composição do magma é variável, e depende de diversos fatores, como composição da rocha de origem ou processos que atuaram no magma durante seu transporte.

Os magmas podem ser classificados de acordo com sua porcentagem de sílica. Os magmas ácidos são aqueles que possuem teor de sílica superior a 66%, os intermediários possuem entre 66% e 52%, os básicos possuem entre 52% e 45% e os ultrabásicos possuem menos de 45% de sílica (SZABÓ et al, 2009). Há também



magmas que possuem composição carbonática, ao invés de silicática, porém estes são de ocorrência mais rara.

Basicamente, os magmas silicáticos são compostos pelos elementos apresentados na tabela 1.

Tabela 1 - Composição média dos magmas silicáticos

Elemento	% em peso
SiO <sub>2</sub>	30-78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3-34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0-5
FeO	0-15
MgO	0-40
CaO	0-20
Na <sub>2</sub> O	0-10
K <sub>2</sub> O	0-15

Fonte: adaptado de SGARBI, Patrícia, 2012, p. 196.

As características físicas de um magma são regidas em função de sua composição química. Magmas mais ricos em sílica possuem maior viscosidade, maior quantidade de elementos voláteis e menor temperatura, entre 700 e 800°C, enquanto os magmas com menos sílica possuem menor viscosidade, menor quantidade de elementos voláteis e maior temperatura, em torno de 1200°C. As unidades estruturais básicas da sílica, [SiO<sub>4</sub>]<sup>4-</sup>, fazem com que estruturas complexas sejam geradas à medida que o magma se cristaliza (SZABÓ et al, 2009).

Em magmas ricos em sílica, isto se dá já nas primeiras etapas da consolidação e em escala mais ampla, produzindo extensas cadeias de tetraedros de Si-O que dificultam o fluxo do magma, aumentando sua viscosidade. Já em magmas básicos [...] esse processo só adquire importância nas etapas mais avançadas da consolidação [...]. (SZABÓ et al, 2009, p. 157)

A quantidade de voláteis, que apresentam-se na forma de gás, tem influência na temperatura do magma, uma vez que a água diminui a temperatura de fusão das rochas. Assim, magmas ácidos, que possuem maior quantidade de voláteis, têm menor temperatura que os magmas básicos (SZABÓ et al, 2009).

Uma vez formado, o magma pode alterar sua composição por diversos processos que sofre durante sua trajetória pela litosfera. Dentre esses processos, destacam-se a sedimentação de cristais, mistura de magmas e assimilação (PRESS

et al, 2006). O processo de sedimentação de cristais baseia-se no fato de que diferentes minerais cristalizam-se em diferentes temperaturas, seguindo a série Bowen, mostrada na figura 1.

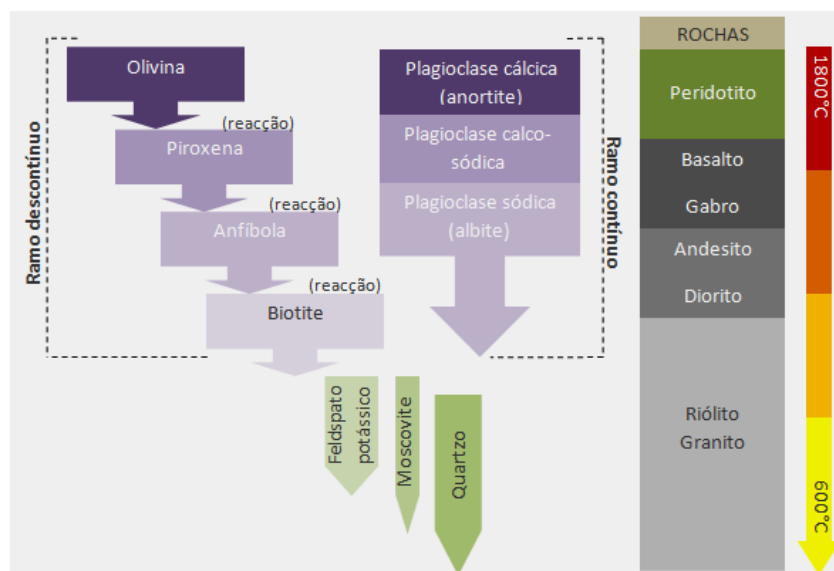


Figura 1 - Série de reações Bowen

Fonte: [http://www.netxplica.com/figuras\\_netxplica/tabelas/Imagem33.png](http://www.netxplica.com/figuras_netxplica/tabelas/Imagem33.png)

As duas séries de reações ocorrem separadamente e simultaneamente. O primeiro mineral a se cristalizar é a olivina. Pela sua alta densidade, ela afunda no magma e precipita no fundo da câmara magmática. À medida que a temperatura abaixa e os elementos químicos do magma vão sendo consumidos, o próximo mineral da série se cristaliza. As reações ocorrem até que grande parte do ferro e magnésio tenha sido consumida e o magma se torna mais rico em sílica, sódio e potássio. Dessa forma, um magma originalmente básico, pode tornar-se ácido (PRESS et al, 2006).

Magmas de diferentes composições podem ser lançados por um mesmo vulcão. Isso sugere que houve a mistura de diferentes magmas em profundidade, gerando um magma de composição intermediária entre os magmas parentais. Porém a viscosidade e densidade dos magmas é um fator que tende a inibir esse processo. A diferença entre as densidades irá determinar se a injeção de um magma na câmara magmática tenderá a ascender ou se acumular na base da câmara. Se houver a injeção de grande quantidade de magma, este produzirá um movimento convectivo de maior intensidade, favorecendo a mistura dos magmas (PRESSI, 2012). Apesar da mistura de magmas ser difícil de ser comprovada, há exemplos

que representam sua existência, como os agmatitos, que são rochas compostas por magmas de diferentes composições (SGARBI, Patrícia, 2012).

A composição do magma também pode ser alterada pela assimilação das rochas encaixantes. Algumas dessas rochas podem ser parcialmente ou totalmente consumidas pelo magma ascendente, alterando sua composição. A ocorrência da assimilação pode ser evidenciada pelos enclaves, que são fragmentos de rochas de composição diferente do magma que forma a rocha, e que não foi totalmente digerido por este (WICANDER & MONROE, 2009).

Alguns magmas apresentam maior conteúdo de álcalis, formado por  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$ . A quantidade de sílica presente nesses magmas não é suficiente para consumir todos os álcalis presentes, para a formação dos feldspatos, acarretando a formação de feldspatóides, que são minerais insaturados em sílica. As rochas formadas nesse processo são conhecidas como rochas alcalinas (SZABÓ et al, 2009).

A textura de uma rocha ígnea é definida pela forma e tamanho dos cristais minerais que a formam. O tamanho dos cristais está relacionado com a velocidade de resfriamento do magma que deu origem à rocha. Se o resfriamento ocorreu de forma mais lenta, no interior da crosta, os cristais tiveram mais tempo para se formar, originando rochas cujos minerais são visíveis a olho nu. Rochas que apresentam este tipo de formação são ditas plutônicas e apresentam textura fanerítica (SGARBI, Patrícia, 2012).

Uma textura comum em rochas ígneas é a chamada textura porfirítica, na qual cristais de dimensões diferentes estão presentes em uma mesma rocha. Isso ocorre quando o magma começa seu resfriamento em profundidade, iniciando a formação dos cristais, mas antes que a cristalização seja completada, o magma é lançado para a superfície, onde o resfriamento rápido faz com que o restante do magma forme cristais menores (PRESS et al, 2006).

Nas rochas vulcânicas, o resfriamento rápido do magma na superfície faz com que os cristais não tenham tempo suficiente para se formar, gerando rochas de granulação fina ou mesmo vítrea. Rochas que possuem cristais pequenos, que não possam ser identificados a olho nu, são ditas de textura afanítica (WICANDER & MONROE, 2009).

Os corpos intrusivos podem ocorrer de diversos modos, sendo algumas estruturas concordantes, quando são paralelos à estratificação das rochas

encaixantes, ou discordantes, quando cortam as estratificações das rochas encaixantes. Dentre os corpos concordantes, citam-se os *sills*, lacólitos, lopólitos e facólitos. Diques, batólitos, *stocks* e *necks* vulcânicos são exemplos de corpos ígneos discordantes.

Os *sills* são corpos tabulares, originados pela injeção de magma entre as camadas da rocha encaixante. A espessura destes corpos é variável, podendo atingir até vários metros, e podem estender-se em áreas consideráveis. Os *sills* podem assemelhar-se com derrames de lava que forem cobertos por sedimentos, sendo diferenciáveis destes por algumas características. Segundo Press et al (2006), os *sills* não possuem vesículas, características de escape de gases em derrames de lava; possuem cristais maiores, já que o resfriamento se deu em profundidade e as rochas encaixantes superiores e inferiores apresentam modificações devido à alta temperatura.

Os lacólitos ocorrem quando o magma de alta viscosidade fica represado próximo à fonte magmática. A rocha acima da intrusão é deformada em forma de cúpula, enquanto as rochas inferiores permanecem em seu formato original. A maneira com que as rochas superiores se deformam depende de suas propriedades físicas. Os lopólitos e facólitos são corpos intrusivos semelhantes, pois ambos são resultantes da injeção de magma em rochas dobradas. Os lopólitos se formam em dobras sinclinais, e os facólitos se formam em dobras anticlinais (LEINZ & AMARAL, 2005).

Os batólitos são corpos intrusivos de material magmático granítico que afloram na superfície, cobrindo uma área de pelo menos 100 km<sup>2</sup>. Se o afloramento possui área menor que 100 km<sup>2</sup>, este é chamado de *stock* (POPP, 1998). A rocha possui granulação grosseira, indicando que sua formação e resfriamento se deram em profundidade.

Diques são corpo tabulares, semelhantes aos *sills*, diferenciando-se destes por seccionarem as rochas encaixantes. São a principal rota de transporte de magma através da crosta, abrindo caminho pelas fraturas existentes, podendo possuir até dezenas de quilômetros. A textura é variável, podendo ser grosseira, se o resfriamento se deu em maior profundidade, ou mais fina, se a formação do dique foi mais superficial. Geralmente ocorrem em enxames, raramente ocorrendo de forma isolada (MENEZES, 2013).

Os *necks* vulcânicos são corpos formados pela consolidação do magma dentro das chaminés vulcânicas, que são os condutos pelos quais o magma chega à superfície através dos vulcões. O material piroclástico depositado pelo vulcão é erodido, expondo o magma consolidado (WICANDER & MONROE, 2009).

### **3.2 Rochas sedimentares**

As rochas sedimentares são formadas pela acumulação e compactação de sedimentos ou substâncias químicas precipitadas. Esta classe de rochas é a de menor ocorrência na crosta terrestre, compondo uma pequena porcentagem do seu volume. Apesar de sua pequena participação na composição da crosta, a exposição deste tipo de rocha abrange cerca de 75% da superfície terrestre. As rochas sedimentares são de grande importância econômica, pois devido suas propriedades físicas, como a alta porosidade e permeabilidade, permitem acumulações de água, gás natural e petróleo. As rochas sedimentares são as únicas capazes de preservar fósseis, devido seu tipo de formação, e por ter a capacidade de gravar as estruturas presentes na sua formação, tornam possível a interpretação da história geológica da região (SGARBI, Geraldo, 2012).

A composição das rochas sedimentares é variada, podendo ser clástica, quando composta por sedimentos, ou química e bioquímica, quando composta por minerais precipitados e/ou compostos orgânicos. Estes sedimentos ou minerais dissolvidos têm origem no intemperismo de rochas que estão expostas na superfície ou próximas a ela, sejam elas rochas ígneas, sedimentares ou metamórficas. Os processos de intemperismo das rochas podem ser físicos, químicos ou biológicos (PRESS et al, 2006).

No intemperismo físico, as rochas são desagregadas em partículas menores por processos físicos. Como exemplo citam-se os processos de alívio de pressão, expansão e contração da rocha e ciclos de congelamento e degelo. Na desagregação por alívio de pressão, o maciço rochoso se encontra em maior profundidade, estando submetido a uma determinada pressão. Quando o material subjacente é removido pela erosão, a pressão na qual o maciço estava submetido diminui, causando o fraturamento deste. Em terrenos desérticos, a temperatura pode variar de 43 a 15°C em um intervalo de poucas horas. Esta diferença na temperatura

faz com que a rocha dilate e contraia, acarretando na formação de fraturas (PRESS et al, 2009). Em regiões montanhosas, de clima frio, a água penetra nas fraturas pré-existentes nas rochas e congela, aumentando seu volume em cerca de 8%. Este aumento de volume exerce uma ação de cunha, expandindo as fraturas (SGARBI, Geraldo, 2012).

No intemperismo químico, as rochas têm seus minerais quimicamente alterados, pela reação com a água e o ar. Os minerais que compõem as rochas são formados em profundidade, em alta temperatura e pressão, sendo estáveis nestas condições. Ao se aproximar da superfície, as novas condições fazem com que os minerais se tornem instáveis, reagindo com a água ou o ar e assim, adotando uma forma estável nas novas condições (SGARBI, Geraldo, 2012).

O intemperismo biológico envolve a participação de agentes biológicos, como plantas e insetos. A concentração de íons  $H^+$  nas raízes das plantas faz com que ocorra a hidrólise dos minerais próximos. Estas também podem se inserir em fraturas ou planos de acamamento, fraturando as rochas. Alguns insetos podem remover grandes quantidades de material do subsolo, criando aberturas que facilitam a percolação de água e acelerando o processo de intemperização. Substâncias produzidas por organismos também é um fator que acelera o intemperismo das rochas. Giannini e Melo (2009, p.226) afirmam que “os ácidos orgânicos produzidos pelos micro-organismos são capazes de extrair até mil vezes mais ferro e alumínio dos silicatos que a água da chuva”.

O material formado a partir da intemperização pode permanecer no seu local de origem, formando o regolito. Porém, pela ação de água superficial, geleiras ou ventos, esse material pode ser erodido e transportado para longe de seu local de origem, geralmente de locais mais altos para terrenos mais baixos (GIANNINI & MELO, 2009). O material é classificado de acordo com sua granulometria, de acordo com a tabela 2.

Tabela 2 - Classificação granulométrica de sedimentos

<b>Tamanho da partícula (mm)</b>	<b>Classificação</b>	
<b>&gt;256</b>		Matacão
<b>256 / 64</b>	Cascalho	Bloco / Calhau
<b>64 / 4,0</b>		Seixo
<b>4,0 / 2,0</b>		Grânulo
<b>2,0 / 1,0</b>		Areia muito grossa
<b>1,0 / 0,50</b>	Areia	Areia grossa
<b>0,50 / 0,25</b>		Areia média
<b>0,25 / 0,125</b>		Areia fina
<b>0,125 / 0,062</b>		Areia muito fina
<b>0,062 / 0,031</b>		Silte grosso
<b>0,031 / 0,016</b>	Silte	Silte médio
<b>0,016 / 0,008</b>		Silte fino
<b>0,008 / 0,002</b>		Silte muito fino
<b>&lt;0,002</b>	Argila	Argila

Fonte: adaptado de SGARBI, Geraldo, 2012, p. 311.

As características e grau de seleção do material carregado dependem do agente transportador, assim como da intensidade deste. Quanto maior a velocidade do agente transportador, maiores serão as partículas que ele conseguirá transportar. À medida que a velocidade diminui, as partículas maiores vão sendo deixadas para trás, enquanto as menores continuam sendo carregadas (PRESS et al, 2006).

O grau de classificação dos sedimentos se refere à homogeneidade do tamanho das partículas. Sedimentos bem classificados são formados por partículas com tamanhos predominantemente iguais, enquanto os sedimentos mal selecionados são formados por partículas de diferentes tamanhos. Os sedimentos carregados pelo ar e pela água são bem classificados, uma vez que a velocidade destes agentes irá influenciar no tamanho das partículas depositadas em cada região, enquanto os depósitos originados pelo transporte pelo gelo são mal classificados. A forma das partículas reflete a distância que estas percorreram. Quanto maior a distância de transporte, menor e mais arredondadas as partículas se tornam, devido ao atrito e abrasão que elas sofrem, reduzindo seu tamanho e aparando as arestas (PRESS et al, 2006).

As rochas clásticas são formadas pelas partículas que foram transportadas até serem depositadas nas bacias de sedimentação. Os sedimentos são soterrados, e passam pelo processo de litificação, que é o conjunto de processos de compactação e cimentação, convertendo os sedimentos em rochas sedimentares.

Na compactação, o aumento da pressão faz com que as partículas se tornem mais compactas, expulsando a água presente e diminuindo sua porosidade. A compactação é suficiente para a litificação de partículas mais finas, como as lamas. No processo de cimentação, novos minerais, como hematita e limonita, são precipitados nos poros dos sedimentos, unindo as partículas. Esse processo é necessário para a litificação de partículas mais grosseiras, como o cascalho e areia (WICANDER & MONROE, 2009).

As rochas não-clásticas são aquelas formadas pela precipitação de substâncias dissolvidas na água, seja ela por meio da ação de organismos ou por processos inorgânicos. Faz-se então a distinção entre rochas químicas, formadas pela precipitação por processos inorgânicos, e rochas bioquímicas, formadas pela precipitação pela influência de organismos. As rochas bioquímicas são de maior ocorrência que as rochas químicas, sendo que as rochas carbonáticas representam grande parte desse tipo de rocha (GIANNINI & MELO, 2009).

As rochas e os sedimentos carbonáticos formam-se pela precipitação de minerais carbonáticos, como o carbonato de cálcio e o carbonato de cálcio e magnésio, principalmente por processos bioquímicos. Este tipo de rocha se forma principalmente em ambiente marinho, onde íons de cálcio ( $\text{Ca}^{2+}$ ), provenientes do intemperismo de rochas carbonáticas continentais, são abundantes. A maior parte dos sedimentos carbonáticos é formada por conchas de organismos que vivem nos oceanos (PRESS et al, 2006).

Seus esqueletos constituem peças individuais ou clastos de carbonato. Parte dos depósitos de carbonato é formada por detritos bioclásticos que foram quebrados e transportados por correntes, mas a maioria dos carbonatos simplesmente representa a acumulação *in situ* de diversos esqueletos de carbonato de cálcio. (PRESS et al, 2006, p. 212)

A precipitação de sedimentos carbonáticos também pode ocorrer por processos inorgânicos, a partir da reação entre os íons de cálcio e o bicarbonato ( $\text{HCO}_3^-$ ), porém este processo ocorre com menor frequência (GIANNINI & MELO, 2009).

Os recifes são estruturas orgânicas originadas a partir da precipitação de esqueletos de carbonato de milhões de organismos. Neste tipo de estrutura, o carbonato de cálcio forma uma estrutura rígida e resistente à ação das ondas, em contraste com o sedimento macio produzido em outras regiões (PRESS et al, 2006).



Dentre as rochas químicas, podem-se citar os evaporitos. Estas rochas são formadas a partir da precipitação de sais dissolvidos na água, podendo o processo se dar em ambiente marinho ou continental. Em regiões áridas, a chegada de água salgada nos ambientes evaporíticos não consegue acompanhar o ritmo da evaporação da água. À medida que a água evapora, a concentração de sais na água se torna maior, e os minerais começam a cristalizar. “A água do mar tem a mesma composição em todos os oceanos, o que explica por que os evaporitos são tão parecidos no mundo inteiro” (PRESS et al, 2006, p. 217).

### 3.3 Rochas metamórficas

As rochas metamórficas são formadas pela transformação de rochas pré-existentes, denominadas protólitos, sejam elas ígneas, sedimentares ou mesmo metamórficas. O metamorfismo ocorre através de reações químicas, que acontecem no estado sólido, alterando assim a mineralogia e/ou estrutura das rochas. O metamorfismo pode ocorrer em qualquer porção da crosta, sendo de maior ocorrência nos limites de placas tectônicas, onde temperatura e pressão são mais elevados (RUBERTI & MACHADO, 2009).

Diversos fatores controlam os processos metamórficos, como a temperatura, pressão, presença de fluidos e o tempo em que as rochas permanecem sob as condições do metamorfismo. Define-se gradiente geotérmico a taxa com que a temperatura aumenta com a profundidade. Segundo Yardley (*apud* DUSSIN, 2012), no interior de regiões estáveis da crosta, gradientes geotérmicos de 15 a 35°C/Km são comuns, enquanto em regiões delgadas da crosta ou com presença de atividades ígneas, o gradiente geotérmico pode chegar a 60°C/Km. A temperatura tem grande influência na mineralogia e textura das rochas. O aumento da temperatura faz com que a cinética das reações químicas seja alcançada, fazendo com que os minerais se tornem instáveis, sendo transformados em outros, estáveis sob as novas condições.

A pressão ocorre de duas formas na crosta terrestre, podendo ser litostática ou dirigida. A pressão litostática é dependente da profundidade e da densidade das rochas da região, e atua de forma uniforme em todas as direções, onde não há grandes deformações nas rochas. A pressão litostática é transmitida pelos contatos

dos minerais, e a presença de fluidos favorece o fraturamento das rochas. A pressão dirigida ocorre em limites de placas tectônicas, agindo de forma vetorial sobre as rochas, produzindo tensão em uma determinada direção. Isto faz com que as rochas sofram grandes deformações, resultando em texturas foliadas (DUSSIN, 2012).

A presença de fluidos tem influência na velocidade das reações químicas entre os minerais. Durante o metamorfismo, as reações acontecem com os minerais no estado sólido, onde acontece a difusão iônica por meio dos contatos entre os minerais. A presença de fluidos facilita o transporte de elementos químicos, aumentando a velocidade das reações (RUBERTI & MACHADO, 2009).

O metamorfismo se desenvolve em diversas condições na crosta terrestre, e possui extensões variáveis, envolvendo desde pequenas áreas até faixas quilométricas, podendo ocorrer em grandes profundidades, ou em partes superficiais da crosta. De acordo com os processos envolvidos, o metamorfismo pode ser classificado como regional, de contato, dinâmico, hidrotermal, de fundo oceânico e de impacto (RUBERTI & MACHADO, 2009).

O metamorfismo regional ocorre extensas regiões, estando associadas às zonas de convergência de placas. O processo atinge níveis profundos da crosta, combinando a ação de alta temperatura e grandes pressões litostáticas e dirigidas, que persistem por milhares de anos. A pressão dirigida provoca o alinhamento dos minerais, especialmente dos minerais plácóides, fazendo com que as rochas resultantes desse tipo de metamorfismo apresentem forte foliação. (DUSSIN, 2012).

O metamorfismo de contato resulta da elevação da temperatura das rochas encaixantes em torno de intrusões ígneas, sendo mais ocorrente em limites convergentes de placas. O calor do magma que ascende em direção à superfície é transferido para as rochas encaixantes, de menor temperatura. Nessas regiões, a pressão geralmente é baixa, e as rochas não sofrem grandes deformações. O aquecimento das rochas encaixantes não é suficiente para fundi-las, mas provoca recristalização mineral. A alteração das rochas é mais intensa nas proximidades do corpo intrusivo, diminuindo sua intensidade à medida que aumenta a distância, sendo a área afetada denominada auréola de metamorfismo (DUSSIN, 2012).

O metamorfismo dinâmico ocorre em zonas de falha, onde há o cisalhamento das rochas causado pelo movimento dos blocos. Em regiões superficiais, as rochas se comportam de maneira rúptil, gerando o fraturamento das rochas. Em regiões mais profundas, devido ao aumento da pressão litostática e da temperatura, as

rochas passam a se comportar de maneira dúctil, onde há a deformação plástica e o estiramento e recristalização dos minerais (PRESS et al, 2006).

Os tipos de metamorfismo hidrotermal e de fundo oceânico ocorrem de maneira similar. A percolação de água quente através das fraturas nas rochas faz com que determinados minerais percam a estabilidade e se recristalizem em temperaturas diferentes das quais foram formados, alterando a mineralogia das rochas. O metamorfismo de impacto tem pouca ocorrência na crosta terrestre, e se desenvolve pelo choque de meteoritos com a superfície. No momento do impacto, pressões e temperaturas extremamente altas, fundem e reequilibram os minerais instantaneamente. É o único tipo de metamorfismo presente em planetas e satélites onde não há dinâmica interna (RUBERTI & MACHADO, 2009).

Os minerais dependem do equilíbrio entre pressão, temperatura e elementos disponíveis, sendo que muitos se formam em amplas condições metamórficas. Alguns minerais se formam em uma estreita faixa de temperatura e pressão, sendo conhecidos como minerais-índices. Dentre estes, pode-se citar clorita, biotita, granada, estauroлита, cianita, sillimanita e andaluzita, que se formam nas rochas metamórficas nesta sequência. O limite entre a formação destes minerais não é fixo, podendo um mineral ocorrer em uma rocha metamórfica juntamente com o próximo da sequência, se as condições químicas forem favoráveis. Mapas geológicos são compostos por linhas aproximadamente paralelas, conhecidas como isógradas, que separam zonas onde um mineral índice aparece pela primeira vez, podendo ou não haver a presença do mineral-índice anterior (RUBERTI & MACHADO, 2009).

A intensidade do metamorfismo está relacionada com a intensidade das condições de pressão e temperatura à qual a rocha foi submetida. Assim, baixo grau metamórfico indica que a rocha foi formada em condições de metamorfismo baixas, médio grau indica a formação da rocha principalmente sob temperatura elevada, e alto grau metamórfico indica sua formação em condições de metamorfismo avançado (DUSSIN, 2012). Pode-se associar o grau metamórfico com os minerais-índice, conforme demonstrado na figura 2.

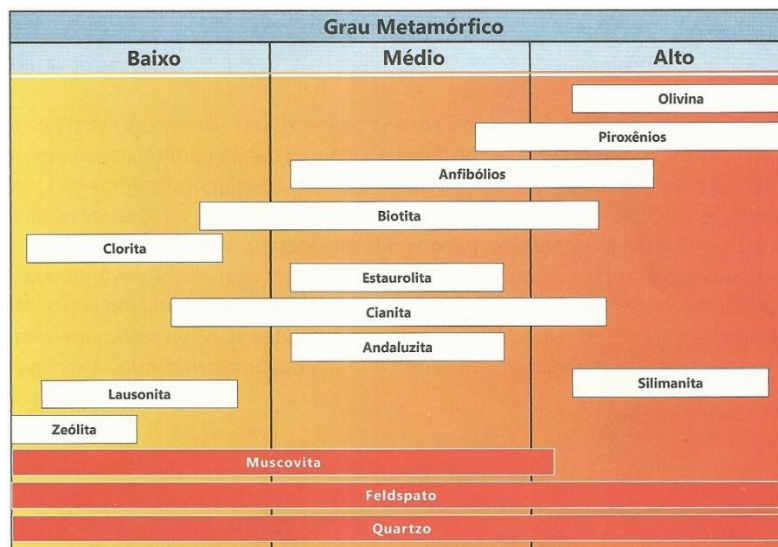


Figura 2 - Relação entre grau metamórfico e minerais-índices  
Fonte: DUSSIN, 2012, p.535

A necessidade de reconhecimento das relações entre conjuntos de minerais e as condições de temperatura e pressão fez com que fosse proposto o conceito de fácies metamórficas. Dussin (2012) define fácies metamórficas como conjuntos de minerais metamórficos formados sob um intervalo específico de pressão e temperatura. Rochas metamorfizadas em condições de uma mesma fácies, mas que apresentam composições diferentes serão caracterizadas por um conjunto de minerais, distintos dos demais. O diagrama de fácies metamórficas é mostrado na figura 3.

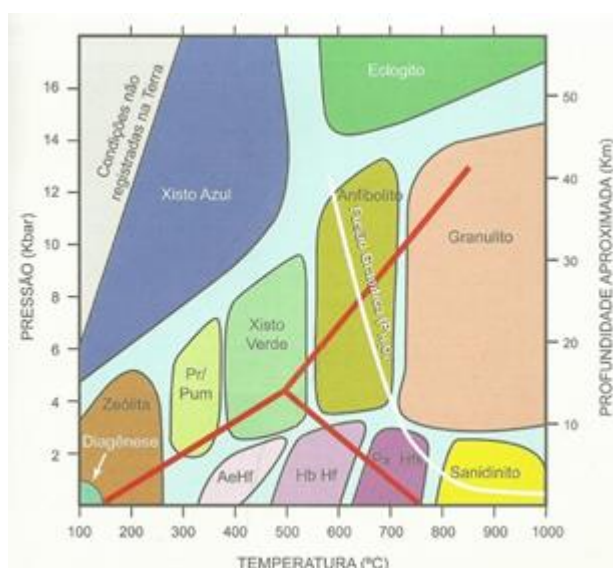


Figura 3 - Diagrama de fácies metamórficas  
Fonte: DUSSIN, 2012, p. 537

A transição entre as fácies pode ocorrer de forma gradacional ou abrupta, podendo haver o desaparecimento de algum mineral com o desenvolvimento de outro, ou a coexistência de minerais (DUSSIN, 2012). O grau metamórfico e as fácies metamórficas podem ser relacionados, uma vez que ambos refletem as condições de temperatura e pressão a qual as rochas foram submetidas. Esta relação é indicada na tabela 3.

Tabela 3 - Relação entre grau metamórfico e fácies metamórficas

<b>Grau metamórfico</b>	<b>Fácies metamórficas</b>
Baixo	Fácies zeólita, prehnita-pumpeíta, início das fácies xisto verde e xisto azul
Médio	Final das fácies xisto verde e início da fácies anfíbolito
Alto	Final da fácies anfíbolito, fácies granulito e fácies eclogito

Fonte: DUSSIN, 2012, p. 540

#### 4 ESTRUTURA DO CATÁLOGO DE AMOSTRAS PETROGRÁFICAS E METODOLOGIA

A catalogação do acervo de rochas foi proposta para facilitar a identificação das amostras pelos estudantes e demais usuários do laboratório de Mineralogia, Petrografia e Geologia. Para isso, foi adotado um sistema de codificação, que contabiliza as amostras e proporciona fácil identificação das mesmas.

O código possui o seguinte padrão:

RXY0000

O primeiro dígito, R, é padrão, identificando a amostra como uma rocha. O segundo dígito, X, informa o tipo de rocha, podendo ser I (ígneia), S (sedimentar) ou M (metamórfica). O terceiro dígito, Y, pode adotar as letras A ou B, e se refere ao subtipo da amostra, dependendo do tipo de rocha. A tabela 4 demonstra o sistema de codificação adotado.

Quadro 1 - Significado dos dígitos do código de amostra

1º dígito	2º dígito (X)	3º dígito (Y)
R	I (ígneia)	A (vulcânica)
		B (plutônica)
	S (sedimentar)	A (clástica)
		B (química)
	M (metamórfica)	A (foliada)
		B (maciça)

Fonte: elaborado pelo autor

Os últimos quatro dígitos são números que contabilizam as amostras. Esta numeração é contínua apenas para amostras de um mesmo subtipo, reiniciando a contagem para amostras de subtipo diferente.

A identificação das amostras foi feita por exame macroscópico, que leva em consideração os principais aspectos físicos e mineralógicos das rochas, sem a realização de análise química.

A identificação da textura foi necessária para a classificação das rochas ígneas, pois este aspecto indica se a rocha possui origem plutônica ou vulcânica. A

identificação de minerais também é de grande importância nas rochas ígneas. Alguns minerais, como quartzo e feldspato são diagnósticos para a maioria das rochas ígneas. Com o auxílio de lupa de aumento, foi possível a verificação de aspectos físicos dos minerais, como tipo de fratura e presença ou ausência de clivagem, de modo a identificá-los. A coloração foi de ajuda para a identificação do tipo de magma, sendo as rochas mais escuras originárias de magmas básicos ou ultrabásicos e as de tonalidade clara, originárias de magmas ácidos ou intermediários. Após a coleta de todas estas informações, através de comparação com bibliografia específica, foi possível a classificação das rochas ígneas.

Para as rochas sedimentares, o principal parâmetro analisado foi a textura. Nas rochas clásticas, a textura reflete a granulometria do sedimento que forma a rocha. Texturas mais ásperas ao toque são características de arenitos. Devido à granulometria mais fina, rochas como siltitos e argilitos têm grande capacidade de absorver água, sendo possível identificá-los tocando a amostra com a língua, sendo o siltito ligeiramente áspero ao toque. A estrutura e coloração das rochas também foram analisadas, especialmente em rochas químicas e bioquímicas. Devido ao tipo de formação, rochas como BIF (*banded iron formation*) e fosforitos, possuem cor e acamamento característicos. Em rochas como calcário e dolomito, a identificação foi feita através da reatividade das amostras com solução de ácido clorídrico. Por ser composto essencialmente por carbonato de cálcio, o calcário reage fortemente com a solução de ácido clorídrico, produzindo forte efervescência. Dolomitos são compostos por carbonato de cálcio e magnésio, e esta reação só foi visualizada quando a solução foi adicionada na amostra pulverizada.

Durante a identificação das rochas metamórficas, o principal quesito analisado foi a estrutura das amostras. Devido seu tipo de formação, as rochas apresentam bandamentos e foliações, que são características marcantes de cada tipo de rocha metamórfica. Nas rochas maciças, também foi considerada a textura das amostras, e em alguns casos, como o mármore, também foi utilizada solução de ácido clorídrico, uma vez que os protólitos deste tipo de rocha metamórfica são calcários e dolomitos. A observação e identificação de minerais foi necessária para a identificação de algumas rochas, como o milonito, que apresentam cristais grandes e deformados, e para a nomenclatura de outras, como os xistos.

As amostras foram identificadas, fotografadas e classificadas de acordo com sua origem, recebendo uma etiqueta com o código correspondente.

## 5 DESCRIÇÃO DAS AMOSTRAS E GÊNESE DOS LITOTIPOS

Neste capítulo será apresentada a descrição básica da gênese de cada tipo de rocha presente no laboratório de Mineralogia, Geologia e Petrografia, juntamente com. As imagens obtidas de cada amostra se encontram no catálogo em anexo a este trabalho. Os quadros contendo os códigos das amostras estão dispostos no Apêndice A.

### 5.1 Amostras de rochas ígneas

#### 5.1.1 Rochas ígneas vulcânicas

##### *5.1.1.1 Basalto e diabásio*

Os basaltos incluem todas as lavas de composição básica e por possuírem pouca quantidade de sílica, têm cor predominantemente escura. Ocorrem geralmente de forma vulcânica, apresentando granulação fina ou vítrea, impossibilitando a identificação dos minerais com o uso de lupa. Sua composição mineralógica constitui de plagioclásio cálcico, piroxênio e olivina. Frequentemente apresenta estrutura colunar, onde a contração da lava durante o resfriamento provoca a formação de colunas hexagonais. Pode ocorrer na forma de diques e veios, sendo possível a visualização dos cristais passando a ser denominado diabásio (SGARBI, Patrícia, 2012; SLATER, 1961). Os códigos das amostras de basalto e diabásio estão listados no Quadro 2, disposto no Apêndice A.

##### *5.1.1.2 Brecha Vulcânica*

É uma rocha formada a partir da compactação e cimentação de materiais piroclásticos, com tamanho predominantemente superior a 64mm. Os fragmentos



são angulosos, indicando que estavam sólidos durante a cimentação (SGARBI, Patrícia, 2012). Os códigos das amostras de brecha vulcânica estão listados no Quadro 3, disposto no Apêndice A.

#### *5.1.1.3 Lapilito*

Lapilitos são rochas piroclásticas resultantes da compactação e cimentação de partículas denominadas lapíli, que possuem tamanho entre 64 e 2mm (SGARBI, Patrícia, 2012). Os códigos das amostras de lapilito estão listados no Quadro 4, disposto no Apêndice A.

#### *5.1.1.4 Obsidiana*

É um tipo de vidro natural, sem a presença de grãos cristalinos, sendo resultante do resfriamento rápido do magma. Possui cor preta, mas a presença de óxidos pode torná-la acinzentada, marrom ou vermelha. Caracteristicamente, possui fratura conchoidal, e produz bordas afiladas (SLATER, 1961; WICANDER & MONROE, 2009). Os códigos das amostras de obsidiana estão listados no Quadro 5, disposto no Apêndice A.

#### *5.1.1.5 Pedra pomes*

É uma rocha composta por vidro vulcânico. Pode ser formada como crostas em fluxos de lava ou como material erodido de vulcões explosivos. Devido sua alta porosidade, a rocha pode flutuar na água, podendo ser transportada por grandes distâncias (WICANDER & MONROE, 2009). Os códigos das amostras de pedra pomes estão listados no Quadro 6, disposto no Apêndice A.

#### 5.1.1.6 *Tufo vulcânico*

São rochas piroclásticas resultante da compactação e cimentação de cinzas vulcânicas, que possuem dimensão inferior a 2mm (SGARBI, Patrícia, 2012). Os códigos das amostras de tufo vulcânico estão listados no Quadro 7, disposto no Apêndice A.

#### 5.1.1.7 *Fonólito*

É o correspondente extrusivo do sienito. Os fonólitos são constituídos principalmente por feldspatos, apresentando também nefelina na forma de prismas hexagonais, tanto como fenocristais quanto na matriz. Possui textura granular porfírica (SGARBI, Patrícia, 2012; SLATER, 1961). Os códigos das amostras de fonólito estão listados no Quadro 8, disposto no Apêndice A.

#### 5.1.1.8 *Riolito*

Riolitos são rochas de composição ácida, apresentando textura porfírica ou vítrea. É composto principalmente de quartzo e feldspato, com pequenas quantidades de minerais ferromagnesianos. O quartzo ocorre na forma de bi pirâmides hexagonais, com as arestas corroídas e invadidas pela matriz. Os fenocristais mais abundantes são os de feldspato alcalino na forma de cristais tabulares, frequentemente geminados. Inclusões de vidro são frequentes, e raramente apesem bolhas de gás. Possui cor avermelhada e frequentemente apresenta estrutura de fluxo (MENEZES, 2013; SGARBI, Patrícia, 2012; SLATER, 1961). Os códigos das amostras de riolito estão listados no Quadro 9, disposto no Apêndice A.

#### 5.1.1.9 *Andesito*

Andesitos são rochas de composição intermediária, cujo nome faz referência aos Andes, onde sua ocorrência é comum. Possui textura fina, frequentemente apresentando amígdalas, normalmente preenchidas com calcita. É composto por plagioclásio de composição intermediária e minerais ferromagnesianos. Quartzo está ausente ou presente em pequenas quantidades, assim como feldspatos alcalinos. O feldspato ocorre na matriz e como fenocristais, sendo que os da matriz possuem composição mais ácida, enquanto os fenocristais possuem composição mais básica, geralmente apresentando zonação, em decorrência da alteração da composição do magma durante a cristalização (SGARBI, Patrícia, 2012; SLATER, 1961). Os códigos das amostras de andesito estão listados no Quadro 10, disposto no Apêndice A.

#### 5.1.2 Rochas ígneas plutônicas

##### 5.1.2.1 *Granito*

São rochas compostas essencialmente por quartzo, feldspato potássico e mica, podendo ser biotita e/ou muscovita. Apresenta textura fanerítica, podendo ser porfírica. Por ter grande quantidade de minerais silicáticos, apresenta cores claras, podendo ser avermelhado, dependendo do feldspato presente. Em alguns casos pode haver a presença outros minerais como magnetita, turmalina e pirita. Os granitos constituem o tipo de rocha intrusiva mais comum na crosta terrestre (MENEZES, 2013; SGARBI, Patrícia, 2012; SLATER, 1961). Os códigos das amostras de granito estão listados no Quadro 11, disposto no Apêndice A.

### 5.1.2.2 Carbonatito

Os carbonatitos são rochas originadas a partir da cristalização de magmas de composição carbonática, ricos em carbonatos de cálcio, magnésio, ferro e sódio. Por apresentarem grande quantidade de carbonatos, reage fortemente com solução de ácido clorídrico. Forma-se em estruturas de pequenas dimensões, em formas ovais com diâmetro entre 1,5 a 2 km. Dentre as espécies minerais presentes, destacam-se pirocloro, apatita, barita, monazita, anatásio e rutilo (BIONDI, 2003). Os códigos das amostras de carbonatito estão listados no Quadro 12, disposto no Apêndice A.

### 5.1.2.3 Sienito

São rochas granulares provenientes de magmas alcalinos, constituídas basicamente por ortoclásio. Assemelha-se ao granito, diferenciando-se deste por apresentar pouco ou nenhum quartzo. Pode apresentar como minerais acessórios biotita, piroxênio, magnetita e nefelina, sendo que na presença deste a rocha é classificada como nefelina-sienito. Os feldspatos formam cristais tabulares, com tendência a se alinharem paralelamente entre si, devido ao movimento do magma durante a cristalização. A cor varia de branco a róseo ou cinzento, e pode apresentar textura porfírica. Assim como o granito, o sienito é muito usado na construção civil, e a ausência de quartzo o tornam mais resistentes a alta temperatura e mais fácil de ser trabalhado (SGARBI, Patrícia, 2012; SLATER, 1961). Os códigos das amostras de sienito estão listados no Quadro 13, disposto no Apêndice A.

### 5.1.2.4 Diorito

Dioritos são rochas granulares constituídas por plagioclásio e ortoclásio, anfibólio, biotita e pequenas quantidades de quartzo. Apresenta cor escura ou esverdeada. Possui textura fanerítica, semelhante aos granitos, sendo a textura porfírica menos comum, e ocorre geralmente na forma de *stocks* e lacólitos

(MENEZES, 2013; SGARBI, Patrícia, 2012; SLATER, 1961). Os códigos das amostras de diorito estão listados no Quadro 14, disposto no Apêndice A.

#### *5.1.2.5 Pegmatito*

São rochas associadas às regiões apicais de intrusões graníticas. Apresentam constituição química semelhante à do granito, porém os minerais formam cristais de tamanho variável, desde decímetros até dezenas de metros. É comum a presença de minerais, que devido seu tamanho e propriedades físicas, podem ser usados como gema, como berilo e turmalina. Elementos como tântalo, nióbio e urânio podem também estar associados aos pegmatitos (BIONDI, 2003). Os códigos das amostras de pegmatito estão listados no Quadro 15, disposto no Apêndice A.

#### *5.1.2.6 Gabro*

Os gabros são rochas granulares constituídas essencialmente por piroxênio e plagioclásio, podendo apresentar biotita, magnetita e olivina. É o equivalente plutônico do basalto, podendo apresentar textura porfirítica, devido a formação de fenocristais alongados de feldspatos. Possui cor escura, por vezes esverdeada, devido à grande quantidade de minerais ferromagnesianos. É de maior ocorrência na crosta oceânica, sendo a parte inferior desta composta por gabro (SGARBI, Patrícia, 2012; SLATER, 1961; WICANDER & MONROE, 2009). Os códigos das amostras de gabro estão listados no Quadro 16, disposto no Apêndice A.

#### *5.1.2.7 Peridotito*

Os peridotitos são rochas ultrabásicas que ocorrem somente na forma intrusiva. São compostos quase exclusivamente por minerais ferromagnesianos,

predominando a olivina e o piroxênio. Possui textura granular, geralmente grosseira, e sua cor varia de verde escuro a preto. É uma rocha altamente suscetível a alteração, na qual a olivina e o piroxênio se transformam em serpentina (SGARBI, Patrícia, 2012; SLATER, 1961). Os códigos das amostras de peridotito estão listados no Quadro 17, disposto no Apêndice A.

#### *5.1.2.8 Piroxenito*

Os piroxenitos são rochas ultrabásicas compostas quase exclusivamente por piroxênios. Possui textura granular grosseira, apresentando grandes superfícies de clivagem, devido à grande quantidade de piroxênio. Possui cor verde escuro a preto (SGARBI, Patrícia, 2012; SLATER, 1961). Os códigos das amostras de piroxenito estão listados no Quadro 18, disposto no Apêndice A.

#### *5.1.2.9 Dunito*

Os dunitos são rochas ultrabásicas compostas predominantemente por olivina. Possui textura granular fina, em contraste com os peridotitos e piroxenitos. Apresenta coloração mais clara em relação as outras rochas ultrabásicas, podendo ser verde ou amarelada (SGARBI, Patrícia, 2012; SLATER, 1961). O código da amostra de dunito está listado no Quadro 19, disposto no Apêndice A.

#### *5.1.2.10 Kimberlito*

Kimberlito é uma variedade de peridotito, sendo uma rocha ultrabásica potássica rica em voláteis. Apresenta macrocristais de olivina, piroxênio e flogopita em uma matriz fina, composta principalmente por olivina, flogopita, calcita, apatita e serpentina. É uma rocha em que é comum a presença de diamantes (SGARBI,

Patrícia, 2012; SLATER, 1961). O código da amostra de kimberlito está listado no Quadro 20, disposto no Apêndice A.

## **5.2 Amostras de rochas sedimentares**

### 5.2.1 Rochas sedimentares clásticas

#### *5.2.1.1 Arenito*

Arenitos são rochas formadas predominantemente por sedimentos com diâmetro entre 2 e 0,062mm. Geralmente são compostos por quartzo, porém podem apresentar uma maior quantidade de feldspato, sendo esta variedade conhecida como arcóseo. Apresenta coloração variada, dependendo dos minerais que estão cimentando as partículas, e possui textura áspera o tato. É um grupo de rochas de grande importância econômica, pois devido sua alta porosidade, constituem os maiores reservatórios de água, petróleo e gás natural (SGARBI, Geraldo, 2012). Os códigos das amostras de arenito estão listados no Quadro 21, disposto no Apêndice A.

#### *5.2.1.2 Conglomerado, brecha e tilito*

Conglomerados são rochas formadas por fragmentos acima de 2mm, unidas por cimentação. Nos conglomerados, os fragmentos são arredondados, indicando grande distância de transporte dos sedimentos. Se a rocha apresentar fragmentos angulosos, passa a ser chamada de brecha, na qual a partículas percorreram uma distância pequena. Conglomerados e brechas se formam em ambientes fluviais. Se a formação da rocha se deu em ambiente glacial, a rocha apresenta partículas angulosas em meio a uma matriz argilosa, e passa a ser designada como tilito (MENEZES, 2013; SGARBI, Geraldo, 2012). Os códigos das amostras de conglomerado, brecha e tilito estão listados no Quadro 22, disposto no Apêndice A.

### 5.2.1.3 *Siltito*

São formados predominantemente por quartzo, feldspato e mica, em grãos com diâmetro entre 0,062 e 0,002mm. É áspero ao tato, porém menos áspero em comparação com o arenito. Registram estruturas macroscópicas da região, como gretas de contração e marcas de onda, além de ser um dos tipos de rocha com maior ocorrência de fósseis (SGARBI, Geraldo, 2012). Os códigos das amostras de siltito estão listados no Quadro 23, disposto no Apêndice A.

### 5.2.1.4 *Argilito*

São rochas formadas por partículas muito finas, com diâmetro inferior a 0,002mm. Por possuir a capacidade de absorver rapidamente água, a amostra gruda na língua, sendo esta uma maneira de identificá-la. Registram estruturas macroscópicas da região, como gretas de contração e marcas de onda, além de ser um dos tipos de rocha com maior ocorrência de fósseis (SGARBI, Geraldo, 2012). Os códigos das amostras de argilito estão listados no Quadro 24, disposto no Apêndice A.

### 5.2.1.5 *Varvito*

Varvito é uma rocha originada na deposição e compactação de sedimentos no fundo de lagos glaciais, composta principalmente por camadas argilosas, siltosas e de matéria orgânica. As camadas podem apresentar espessura milimétrica a centimétrica (MENEZES, 2013). Os códigos das amostras de varvito estão listados no Quadro 25, disposto no Apêndice A.



#### 5.2.1.6 Folhelho

Folhelhos são rochas constituídas por silte e grande quantidade de argila, podendo também haver presença de matéria orgânica. Possui estrutura orientada em planos paralelos, facilmente rompidos em placas. Possui grande importância na indústria petrolífera, pois devido suas propriedades físicas, é um tipo de rocha que age como selante, permitindo a acumulação de petróleo (MENEZES, 2013; PRESS et al, 2006; THOMAS, 2001). Os códigos das amostras de folhelho estão listados no Quadro 26, disposto no Apêndice A.

### 5.2.2 Rochas sedimentares não clásticas

#### 5.2.2.1 BIF

São rochas sedimentares formadas a partir da precipitação de óxido de ferro e sílica, dando origem a uma estrutura acamadada, que é característica marcante deste tipo de rocha. A sedimentação ocorreu em ambiente marinho, durante o período pré-cambriano. Apresentam alto teor de Fe, e é responsável por 98% da produção mundial de ferro (MACAMBIRA, 2003). Os códigos das amostras de BIF estão listados no Quadro 27, disposto no Apêndice A.

#### 5.2.2.2 Carvão mineral

São rochas compostas pela acumulação de material orgânico, parcial ou totalmente alterado de seu estado original. Sua formação se dá quando o material orgânico se acumula em regiões sem a presença de oxigênio. À medida que a pressão e a temperatura aumentam, a matéria orgânica se torna mais compacta e enriquecida em carbono. É classificado de acordo com o grau de evolução e quantidade de carbono, podendo ser turfa, na qual o material é inconsolidado e possui 50% de carbono. Linhito é mais compacto, porém ainda se identificam

elementos orgânicos e possui 70% de carbono. Carvão betuminoso é tão compacto que já não se identificam elementos orgânicos, atingindo 80% de carbono. Antracito é a versão mais evoluída do carvão mineral, possuindo brilho semi-metálico e 98% de carbono (SGARBI, Geraldo, 2012; SLATER, 1961; WICANDER & MONROE, 2009). Os códigos das amostras de carvão mineral estão listados no Quadro 28, disposto no Apêndice A.

#### 5.2.2.3 Fosforito

A formação destas rochas se dá em ambiente marinho. A água do mar possui  $P_2O_5$  dissolvido, proveniente do intemperismo de rochas continentais trazidas pelas águas dos rios, e carapaças fosfáticas e carbonáticas de micro-organismos marinhos. A água fria de regiões mais profundas consegue dissolver maiores quantidades de  $P_2O_5$ , e ao atingir regiões mais rasas e quentes, precipita carbonato e colofano, dando origem ao fosforito. Apresenta bandamento característico (BIONDI, 2003; SGARBI, Geraldo, 2012). Os códigos das amostras de fosforito estão listados no Quadro 29, disposto no Apêndice A.

#### 5.2.2.4 Calcário

São rochas formadas pela precipitação de carbonato de cálcio, em ambiente marinho. O aumento da temperatura da água ou a presença de algas e micro-organismos que consomem o  $CO_2$  faz com que o carbonato se precipite, na forma dos minerais calcita e aragonita. As conchas e carapaças de micro-organismos também são elementos formadores dos calcários. Por serem compostos essencialmente por carbonato de cálcio, os calcários reagem fortemente com solução de ácido clorídrico, sendo esta uma forma de diferenciá-los dos dolomitos (SGARBI, Geraldo, 2012; SLATER, 1961). Os códigos das amostras de calcário estão listados no Quadro 30, disposto no Apêndice A.

#### 5.2.2.5 Dolomito

Dolomitos são rochas compostas na maior parte pelo mineral dolomita, além de calcita e aragonita. A dolomita não se forma como material precipitado ou a partir da de posição de conchas. A calcita e a aragonita do calcário são convertidas em dolomita após sua deposição, na qual íons de magnésio presentes na água do mar substituem parte dos íons de cálcio. Por não serem totalmente compostos por carbonato de cálcio, os dolomitos somente reagem com solução de ácido clorídrico quente ou se a amostra estiver pulverizada (PRESS et al, 2006). Os códigos das amostras de dolomito estão listados no Quadro 31, disposto no Apêndice A.

#### 5.2.2.6 Sílex

É uma rocha que assim como os calcários e dolomitos, é formada pela precipitação de substâncias, por processos químicos ou bioquímicos, sendo composta por sílica microcristalina. Alguns organismos marinhos possuem conchas e carapaças silicosas que ao se sedimentarem são compactadas e cimentadas. Pode ter origem também na substituição da dolomita por sílica, processo que ocorre em ambientes ácidos. O sílex é uma rocha que possui a característica de produzir bordas afiladas quando lascadas, permitindo sua utilização como ferramentas em tempos primitivos (PRESS et al, 2006; SGARBI, Geraldo, 2012). Os códigos das amostras de sílex estão listados no Quadro 32, disposto no Apêndice A.

### 5.3 Amostras de rochas metamórficas

#### 5.3.1 Rochas metamórficas foliadas

### 5.3.1.1 *Ardósia*

Ardósia é um tipo de rocha de baixo grau metamórfico, resultado do intemperismo de folhelhos ou em alguns casos, cinzas vulcânicas. Os cristais não são visíveis a olho nu, apenas com o uso de microscópio. Apresenta tendência a formar placas, característica denominada como clivagem ardosiana. A cor é variável, e depende da natureza do protólito. É muito utilizada na construção civil como rocha de revestimento (DUSSIN, 2012; MENEZES, 2013; PRESS et al, 2006). Os códigos das amostras de ardósia estão listados no Quadro 33, disposto no Apêndice A.

### 5.3.1.2 *Gnaisse*

São rochas de alto grau metamórfico. Os gnaisses são compostos principalmente por minerais granulares, havendo também uma porcentagem de minerais alongados e planos. Tipicamente apresenta bandamentos claros e escuros, de espessuras variadas. As faixas claras são compostas geralmente por quartzo e feldspato, enquanto as faixas escuras são compostas por biotita e hornblenda. Os gnaisses podem se originar de uma variedade de rochas, motivo pelo qual pode apresentar composição química variável. O bandamento gnaissico, apesar de demonstrar arranjo em camadas não permite clivagem acentuada, sendo a fratura dos gnaisses semelhantes às de rochas não foliadas (DUSSIN, 2012; SLATER, 1961; WICANDER & MONROE, 2009). Os códigos das amostras de gnaisse estão listados no Quadro 34, disposto no Apêndice A.

### 5.3.1.3 *Filito*

Os filitos são rochas resultantes do metamorfismo de folhelhos, porém em um grau mais elevado que as ardósias. Apresenta foliação mais definida, com brilho lustroso, devido ao crescimento de cristais de mica e clorita, porém não possui planos de partição paralelo, como na ardósia. Pode ter quantidades pequenas de

grafita, cloritóides, carbonato e hematita (DUSSIN, 2012; PRESS et al, 2006). Os códigos das amostras de filito estão listados no Quadro 35, disposto no Apêndice A.

#### *5.3.1.4 Xisto*

Xistos são rochas formadas sob condições metamórficas de baixo a médio grau, resultante de metamorfismo regional. Contém grande quantidade de minerais achatados e alongados, que tendem a formar bandas claras e escuras, produzindo uma foliação ondulada, conhecida como xistosidade, característica marcante deste tipo de rocha. Os minerais podem ser visíveis a olho nu quando a rocha sofreu maior grau de metamorfismo (PRESS et al, 2006; WICANDER & MONROE, 2009). Os códigos das amostras de xisto estão listados no Quadro 36, disposto no Apêndice A.

#### *5.3.1.5 Esteatito*

Conhecida como pedra sabão, o esteatito é uma rocha resultante do metamorfismo de baixo grau na qual há a hidratação de peridotitos. Possui baixa dureza, granulação fina e é untuosa ao tato. A coloração é variada, podendo ser cinza, azulada, esverdeada ou amarelada (DUSSIN, 2012). Os códigos das amostras de esteatito estão listados no Quadro 37, disposto no Apêndice A.

### 5.3.2 Rochas metamórficas maciças

#### *5.3.2.1 Quartzito*

São rochas resultantes de metamorfismo de arenitos quartzosos, sob condições de médio a alto grau. No quartzito os grãos são soldados uns aos outros devido a recristalização e/ou deposição de quartzo entre os grãos. Isso faz com que a rocha apresente uma textura na qual os grãos são quase imperceptíveis, e quando

quebrada, a fratura passa através dos grãos, ao invés de separá-los. Apresenta cor variável, devido a presença de minerais secundários (DUSSIN, 2012; SLATER, 1961; WICANDER & MONROE, 2009). Os códigos das amostras de quartzito estão listados no Quadro 38, disposto no Apêndice A.

#### 5.3.2.2 *Mármore*

É o resultado do metamorfismo de calcários ou dolomitos, sob diversas condições metamórficas. É composta por grãos de calcita e/ou dolomita, apresentando granulação variada. Suas características dependem do protólito no qual teve origem, apresentando coloração variada. Por ser composto basicamente por calcita, reage fortemente com solução de ácido clorídrico. Se teve origem dolomítica, a amostra reage com solução de ácido clorídrico quando pulverizada (DUSSIN, 2012; SLATER, 1961; WICANDER & MONROE, 2009). Os códigos das amostras de mármore estão listados no Quadro 39, disposto no Apêndice A.

#### 5.3.2.3 *Serpentinito*

É uma rocha composta predominantemente por serpentina. Tem origem no metamorfismo de baixo grau de rochas ricas em olivina, como peridotitos e dunitos, a qual a olivina é hidratada durante o metamorfismo e convertida em serpentina. Possui cor verde ou amarelada, podendo se tornar avermelhada na presença de ferro (DUSSIN, 2012; SLATER, 1961). Os códigos das amostras de serpentinito estão listados no Quadro 40, disposto no Apêndice A.

#### 5.3.2.4 *Itabirito*

Itabiritos são o resultado do metamorfismo de formações ferríferas bandadas, que foram fortemente oxidadas. Possui camadas de sílica e óxido de ferro, em

espessuras milimétricas a centimétricas. Seu nome é proveniente da região de Itabira, na região do quadrilátero ferrífero, que é uma das principais regiões produtoras de ferro do mundo (TOLENTINO, 2010). Os códigos das amostras de itabirito estão listados no Quadro 41, disposto no Apêndice A.

#### 5.3.2.5 *Milonito*

Milonitos são rochas que ocorrem em condição de metamorfismo regional, na qual o atrito nas zonas de cisalhamento deforma e fratura as rochas. Em regiões superficiais, as rochas têm comportamento rúptil e são fragmentadas. Nas regiões mais profundas, a rocha se comporta como material dúctil, sofrendo alta deformação e recristalização mineral, resultando no crescimento de minerais em meio a matriz (DUSSIN, 2012; MENEZES, 2013; SLATER, 1961). Os códigos das amostras de milonito estão listados no Quadro 42, disposto no Apêndice A.

#### 5.3.2.6 *Anfibolito*

São rochas metamórficas formadas em condições metamórficas de médio a alto grau, compostas principalmente por hornblenda, contendo quantidades menores de quartzo, feldspato e mica. Tem cor verde escuro a preto, e possui textura granular fina, por vezes grosseira. A hornblenda pode ser reconhecida a olho nu, pois se apresenta de forma prismática ou lamelar. Tem origem variada, podendo ser resultado do metamorfismo de rochas ígneas, como o gabro, ou de rochas sedimentares, como calcário argiloso rico em ferro (DUSSIN, 2012; SLATER, 1961). Os códigos das amostras de anfibolito estão listados no Quadro 43, disposto no Apêndice A.

Foram catalogadas 916 amostras de rochas, que estão distribuídas de acordo com sua origem conforme ilustrado na figura 4.

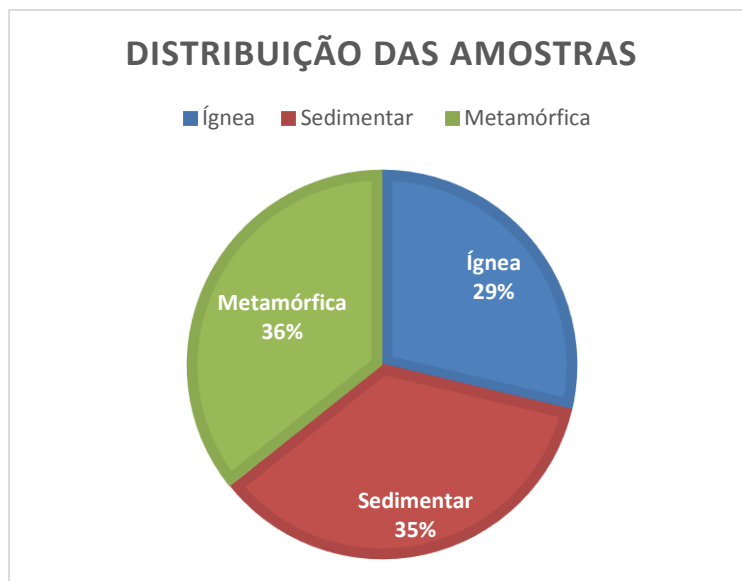


Figura 4 - Distribuição das amostras  
Fonte: elaborado pelo autor

Uma parcela das amostras não foi catalogada, pois por questão de organização do laboratório, elas serão armazenadas fora do mesmo e não serão utilizadas em aula. Não foi possível definir o número exato de amostras que ficaram sem codificação, pois como o laboratório estava sempre em uso durante o semestre, as amostras estavam em constante mudança de localização, impossibilitando a contagem. Porém, estima-se que tenha sido realizada a catalogação de mais de 80% das amostras.



## 6 CONCLUSÃO

Conforme discutido, o catálogo de rochas obtido como resultado desse trabalho irá colaborar para facilitar a consulta dos estudantes e visitantes do laboratório, pois foi confeccionado de maneira simples e objetiva.

Com a realização da catalogação do acervo de rochas, observou-se que o Laboratório de Mineralogia, Petrografia e Geologia possui uma grande quantidade de amostras de rochas, que quanto à origem, estão relativamente equilibradas, em relação à quantidade de amostras de cada tipo.

Pelo fato do armazenamento futuro de algumas amostras fora do laboratório e a movimentação de amostras dentro do mesmo, a catalogação do acervo em sua totalidade não foi possível. Entretanto, o sistema de codificação adotado permitirá a continuidade do trabalho, seja pela catalogação das amostras que não foram codificadas, ou pela inclusão de novas amostras.

## 7 REFERÊNCIAS

BIONDI, J. C. **Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros**. 1. ed. São Paulo: Oficina de textos, 2003, 528p.

DUSSIN, T. M. Rochas metamórficas. In: SGARBI, G. N. C. (Org). **Petrografia macroscópica das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas**. 2. ed. rev. e ampl. Belo Horizonte: UFMG, 2012, cap5, p. 495-592.

GIANNINI, P. C. F; MELO, M. S de. Do grão à rocha sedimentar: erosão, disposição e diagênese. In: TEIXEIRA, W. et al (Org). **Decifrando a Terra**. 2. ed. São Paulo: Nacional, 2009, cap. 9, p. 240-277.

LEINZ, V.; AMARAL, S. E. do. **Geologia geral**. 14. ed. São Paulo: Nacional, 2005, 399p.

MACAMBIRA, J. B. **O ambiente deposicional da Formação Carajás e uma proposta de modelo evolutivo para a Bacia Grão Pará**. Dissertação de doutorado, Programa de pós-graduação em Geociências, Unicamp, Campinas, 2003.

MENEZES, S.O. **Rochas: manual fácil de estudo e classificação**. 1. ed. São Paulo: Oficina de textos, 2013, 112p.

POPP, José H. **Geologia geral**. 5. ed. Rio de Janeiro: LTC, 1998, 376p.

PRESS, F et al. **Para entender a Terra**. 6. ed. São Paulo: Grupo A, 2006, 656p.

PRESSI, L. F. **Evolução magmática do plúton Piracaia (SP): parâmetros físico-químicos e evidências de mistura entre magmas monzodioríticos e sieníticos**. Dissertação de mestrado, Programa de pós-graduação em Mineralogia e Petrografia, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2012.

RUBERTI, E.; MACHADO, R. Metamorfismo: processos e produtos. In: TEIXEIRA, W. et al (Org). **Decifrando a Terra**. 2. ed. São Paulo: Nacional, 2009, cap. 15, p. 400-419.

SGARBI, G. N. C. Rochas sedimentares. In: SGARBI, G. N. C. (Org). **Petrografia macroscópica das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas**. 2. ed. rev. e ampl. Belo Horizonte: UFMG, 2012, cap. 4, p. 293-494.

SGARBI, P. B de A. Rochas ígneas. In: SGARBI, G. N. C. (Org). **Petrografia macroscópica das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas**. 2. ed. rev. e ampl. Belo Horizonte: UFMG, 2012, cap. 3, p. 182-291.

SLATER, A. C. **Rochas**. 2. ed. São Paulo: LEP, 1961, 188p.

SZABÓ, G. A. J. et al. Magma e seus produtos. In: TEIXEIRA, W. et al (Org). **Decifrando a Terra**. 2. ed. São Paulo: Nacional, 2009, cap. 6, p. 152-185.

THOMAS, J. E. et al. **Fundamentos de engenharia de petróleo**. 1. ed. Rio de Janeiro: Interciência, 2001, 271p.

TOLENTINO, M. V. C. **Estudo de viabilidade técnica do aproveitamento do resíduo arenoso da mineração do itabirito**. Dissertação de mestrado, Programa de pós-graduação em Ciência e Tecnologia das Radiações, Minerais e Materiais, Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear, Belo Horizonte, 2010.

WICANDER, R.; MONROE, J.S. **Fundamentos de geologia**. 1. ed. São Paulo: Cengage. Learning, 2009, 508p.

## APÊNDICE A – Codificação das amostras de rocha

Quadro 2 - Codificação das amostras de basalto e diabásio

RIA0001	RIA0002	RIA0003	RIA0004
RIA0005	RIA0006	RIA0007	RIA0008
RIA0009	RIA0010	RIA0011	RIA0012
RIA0013	RIA0014	RIA0015	RIA0016
RIA0017	RIA0018	RIA0019	RIA0020
RIA0021	RIA0022	RIA0023	RIA0024
RIA0025	RIA0026	RIA0027	RIA0028
RIA0029	RIA0030	RIA0031	RIA0035
RIA0036	RIA0037	RIA0038	RIA0040
RIA0041	RIA0042	RIA0043	RIA0074
RIA0094	RIA0095	RIA0096	RIA0097
RIA0098	RIA0099	RIA0100	RIA0101
RIA0102	RIA0103	RIA0104	RIA0105
RIA0106	RIA0107	RIA0108	RIA0109
RIA0110	RIA0111	RIA0112	RIA0113
RIA0114	RIA0115	RIA0116	RIA0117
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 64</b>			

Quadro 3 - Codificação das amostras de brecha vulcânica

RIA0055	RIA0056	RIA0057	RIA0058
RIA0059	-	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 5</b>			

Quadro 4 - Codificação das amostras de lapilito

RIA0048	RIA0049	RIA0050	RIA0064
RIA0075	-	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 5</b>			

Quadro 5 - Codificação das amostras de obsidiana

RIA0044	RIA0045	RIA0046	RIA0047
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 4</b>			

Quadro 6 - Codificação das amostras de pedra pomes

RIA0051	RIA0052	RIA0053	RIA0054
RIA0076	-	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 5</b>			

Quadro 7 - Codificação das amostras de tufo vulcânico

RIA0060	RI0061	RIA0062	RIA0063
RIA0065	RIA0066	RIA0067	RIA0068
RIA0069	RIA0070	RIA0077	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 11</b>			

Quadro 8 - Codificação das amostras de fonólito

RIA0073	RIA0078	RIA0079	RIA0080
RIA0081	-	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 5</b>			

Quadro 9 - Codificação das amostras de riolito

RIA0082	RIA0083	RIA0084	RIA0085
RIA0086	RIA0087	RIA0088	RIA0089
RIA0090	RIA0091	RIA0092	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 11</b>			

Quadro 10 - Codificação das amostras de andesito

RIA0071	RIA0072	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 2</b>			

Quadro 11 - Codificação das amostras de granito

RIB0001	RIB0002	RIB0003	RIB0004
RIB0005	RIB0006	RIB0007	RIB0008
RIB0009	RIB0010	RIB0011	RIB0012
RIB0013	RIB0014	RIB0015	RIB0016
RIB0017	RIB0018	RIB0019	RIB0020
RIB0021	RIB0022	RIB0023	RIB0024
RIB0025	RIB0026	RIB0027	RIB0028
RIB0029	RIB0030	RIB0031	RIB0032
RIB0033	RIB0034	RIB0035	RIB0036
RIB0037	RIB0038	RIB0039	RIB0040
RIB0041	RIB0042	RIB0043	RIB0044
RIB0045	RIB0046	RIB0047	RIB0048
RIB0049	RIB0050	RIB0085	RIB0086
RIB0096	RIB0146	RIB0147	RIB0100
RIB0101	RIB0102	RIB0103	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 59</b>			

Quadro 12 - Codificação das amostras de carbonatito

RIB0051	RIB0052	RIB0053	RIB0054
RIB0055	RIB0056	RIB0057	RIB0058
RIB0059	RIB0060	RIB0061	RIB0088
RIB0104	RIB0105	RIB0106	RIB0139
RIB0140	RIB0141	RIB0142	RIB0143
RIB0144	RIB0145	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 22</b>			

Quadro 13 - Codificação das amostras de sienito

RIB0062	RIB0063	RIB0064	RIB0065
RIB0066	RIB0067	RIB0068	RIB0069
RIB0070	RIB0071	RIB0072	RIB0073
RIB0074	RIB0075	RIB0076	RIB0077
RIB0078	RIB0079	RIB0080	RIB0081
RIB0082	RIB0083	RIB0084	RIB0087
RIB0097	RIB0098	RIB0099	RIB0136
RIB0137	RIB0138	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 30</b>			

Quadro 14 - Codificação das amostras de diorito

RIB0094	RIB0095	RIB0152	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 3</b>			

Quadro 15 - Codificação das amostras de pegmatito

RIB0089	RIB0090	RIB0091	RIB0092
RIB0093	-	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 5</b>			

Quadro 16 - Codificação das amostras de gabro

RIB0107	RIB0108	RIB0109	RIB0113
RIB0114	RIB0123	RIB0124	RIB0125
RIB0126	RIB0127	RIB0128	RIB0129
RIB0130	RIB0131	RIB0132	RIB0148
RIB0149	-	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 17</b>			

Quadro 17 - Codificação das amostras de peridotito

RIB0111	RIB0115	RIB0119	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 3</b>			

Quadro 18 - Codificação das amostras de piroxenito

RIB0110	RIB0112	RIB0116	RIB0117
RIB0118	RIB0120	RIB0121	RIB0122
RIB0134	RIB0135	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 10</b>			

Quadro 19 - Codificação da amostra de dunito

RIB0151	-	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 1</b>			

Quadro 20 - Codificação da amostra de kimberlito

RIB0133	-	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 1</b>			

Quadro 21 - Codificação das amostras de arenito

RSA0032	RSA0033	RSA0034	RSA0035
RSA0036	RSA0037	RSA0038	RSA0039
RSA0040	RSA0041	RSA0042	RSA0043
RSA0044	RSA0045	RSA0046	RSA0089
RSA0106	RSA0107	RSA0108	RSA0109
RSA0110	RSA0111	RSA0112	RSA0113
RSA0114	RSA0115	RSA0116	RSA0119
RSA0120	RSA0121	RSA0122	RSA0133
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 32</b>			

Quadro 22 - Codificação das amostras de conglomerado, brecha e tilito

RSA0001	RSA0002	RSA0003	RSA0005
RSA0006	RSA0007	RSA0008	RSA0009
RSA0010	RSA0011	RSA0012	RSA0013
RSA0014	RSA0015	RSA0016	RSA0017
RSA0018	RSA0019	RSA0020	RSA0021
RSA0022	RSA0023	RSA0025	RSA0026
RSA0027	RSA0028	RSA0092	RSA0093
RSA0094	RSA0095	RSA0103	RSA0124
RSA0125	RSA0126	RSA0127	RSA0128
RSA0129	RSA0130	RSA0131	RSA0132
RSA0134	RSA0024	RSA0029	RSA0030
RSA0031	-	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 45</b>			

Quadro 23 - Codificação das amostras de silito

RSA0047	RSA0048	RSA0049	RSA0050
RSA0051	RSA0052	RSA0053	RSA0054
RSA0055	RSA0056	RSA0057	RSA0058
RSA0059	RSA0060	RSA0061	RSA0062
RSA0090	RSA0091	RSA0104	RSA0105
RSA0118	-	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 21</b>			



Quadro 24 - Codificação das amostras de argilito

RSA0063	RSA0064	RSA0065	RSA0066
RSA0067	RSA0068	RSA0069	RSA0070
RSA0071	RSA0072	RSA0073	RSA0074
RSA0075	RSA0076	RSA0077	RSA0088
RSA0117	RSA0123	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 18</b>			

Quadro 25 - Codificação das amostras de varvito

RSA0078	RSA0079	RSA0080	RSA0081
RSA0082	RSA0083	RSA0084	RSA0085
RSA0086	RSA0087	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 10</b>			

Quadro 26 - Codificação das amostras de folhelho

RSA0096	RSA0097	RSA0098	RSA0099
RSA0100	RSA0101	RSA0102	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 7</b>			

Quadro 27 - Codificação das amostras de BIF

RSB0001	RSB0002	RSB0003	RSB0004
RSB0147	RSB0148	RSB0149	RSB0150
RSB0169	-	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 9</b>			

Quadro 28 - Codificação das amostras de carvão mineral

RSB0024	RSB0025	RSB0026	RSB0027
RSB0028	RSB0029	RSB0146	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 7</b>			

Quadro 29 - Codificação das amostras de fosforito

RSB0007	RSB0008	RSB0009	RSB0010
RSB0011	RSB0012	RSB0013	RSB0014
RSB0015	RSB0016	RSB0017	RSB0018
RSB0019	RSB0020	RSB0021	RSB0022
RSB0023	RSB0117	RSB0118	RSB0119
RSB0120	RSB0121	RSB0122	RSB0123
RSB0124	RSB0125	RSB0126	RSB0127
RSB0128	RSB0142	RSB0143	RSB0144
RSB0145	-	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 33</b>			

Quadro 30 - Codificação das amostras de calcário

RSB0030	RSB0031	RSB0032	RSB0033
RSB0034	RSB0035	RSB0036	RSB0037
RSB0038	RSB0039	RSB0040	RSB0041
RSB0042	RSB0043	RSB0044	RSB0045
RSB0046	RSB0047	RSB0048	RSB0049
RSB0050	RSB0051	RSB0052	RSB0053
RSB0054	RSB0055	RSB0056	RSB0057
RSB0058	RSB0059	RSB0060	RSB0061
RSB0062	RSB0063	RSB0064	RSB0065
RSB0066	RSB0067	RSB0068	RSB0069
RSB0070	RSB0071	RSB0072	RSB0073
RSB0074	RSB0075	RSB0076	RSB0077
RSB0078	RSB0079	RSB0081	RSB0082
RSB0129	RSB0130	RSB0131	RSB0132
RSB0139	RSB0140	RSB0141	RSB0160
RSB0167	RSB0168	RSB0170	RSB0171
RSB0173	RSB0174	RSB0175	RSB0176
RSB0177	RSB0178	RSB0179	RSB0180
RSB0181	RSB0182	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 74</b>			

Quadro 31 - Codificação das amostras de dolomito

RSB0080	RSB0083	RSB0084	RSB0085
RSB0086	RSB0087	RSB0088	RSB0089
RSB0090	RSB0091	RSB0092	RSB0093
RSB0094	RSB0095	RSB0096	RSB0097
RSB0098	RSB0099	RSB0100	RSB0101
RSB0102	RSB0103	RSB0104	RSB0105
RSB0106	RSB0107	RSB0108	RSB0109
RSB0110	RSB0111	RSB0112	RSB0113
RSB0114	RSB0115	RSB0116	RSB0133
RSB0161	RSB0162	RSB0163	RSB0164
RSB0165	RSB0166	RSB0183	RSB0184
RSB0185	RSB0186	RSB0187	RSB0188
RSB0189	RSB0190	RSB0191	RSB0192
RSB0193	RSB0194	RSB0195	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 55</b>			

Quadro 32 - Codificação das amostras de sílex

RSB0134	RSB0135	RSB0136	RSB0137
RSB0138	RSB0151	RSB0152	RSB0153
RSB0154	RSB0155	RSB0156	RSB0157
RSB0158	RSB0159	RSB0172	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 15</b>			

Quadro 33 - Codificação das amostras de ardósia

RMA0001	RMA0002	RMA0003	RMA0004
RMA0005	RMA0006	RMA0007	RMA0008
RMA0009	RMA0010	RMA0011	RMA0012
RMA0013	RMA0014	RMA0015	RMA0016
RMA0017	RMA0018	RMA0019	RMA0020
RMA0021	RMA0022	RMA0023	RMA0024
RMA0027	RMA0028	RMA0029	RMA0030
RMA0031	RMA0032	RMA0033	RMA0034
RMA0067	RMA0068	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 34</b>			

Quadro 34 - Codificação das amostras de gnaisse

RMA0025	RMA0026	RMA0035	RMA0036
RMA0069	RMA0070	RMA0071	RMA0072
RMA0073	RMA0074	RMA0075	RMA0076
RMA0077	RMA0078	RMA0079	RMA0087
RMA0126	-	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 17</b>			

Quadro 35 - Codificação das amostras de filito

RMA0037	RMA0038	RMA0039	RMA0040
RMA0041	RMA0042	RMA0043	RMA0044
RMA0045	RMA0046	RMA0047	RMA0048
RMA0049	RMA0050	RMA0051	RMA0052
RMA0053	RMA0054	RMA0055	RMA0056
RMA0059	RMA0066	RMA0089	RMA0090
RMA0096	RMA0146	RMA0147	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 27</b>			

Quadro 36 - Codificação das amostras de xisto

RMA0080	RMA0081	RMA0082	RMA0083
RMA0084	RMA0085	RMA0086	RMA0092
RMA0093	RMA0095	RMA0097	RMA0099
RMA0094	RMA0100	RMA0101	RMA0102
RMA0103	RMA0105	RMA0107	RMA108
RMA0109	RMA0110	RMA0111	RMA0112
RMA0113	RMA0114	RMA0115	RMA0117
RMA0120	RMA0121	RMA0122	RMA0123
RMA0124	RMA0125	RMA0127	RMA0129
RMA0130	RMA0131	RMA0132	RMA0134
RMA0135	RMA0136	RMA0137	RMA0138
RMA0145	-	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 45</b>			

Quadro 37 - Codificação das amostras de esteatito

RMA0139	RMA0140	RMA0141	RMA0142
RMA0143	RMA0144	RMA0150	RMA0151
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 8</b>			

Quadro 38 - Codificação das amostras de quartzito

RMB0024	RMB0025	RMB0026	RMB0027
RMB0028	RMB0029	RMB0030	RMB0031
RMB0032	RMB0033	RMB0034	RMB0035
RMB0036	RMB0037	RMB0038	RMB0039
RMB0040	RMB0041	RMB0042	RMB0043
RMB0044	RMB0045	RMB0046	RMB0047
RMB0048	RMB0049	RMB0050	RMB0051
RMB0052	RMB0053	RMB0054	RMB0055
RMB0056	RMB0057	RMB0058	RMB0059
RMB0060	RMB0061	RMB0062	RMB0063
RMB0064	RMB0065	RMB0066	RMB0067
RMB0068	RMB0069	RMB0070	RMB0071
RMB0072	RMB0073	RMB0074	RMB0075
RMB0076	RMB0077	RMB0078	RMB0079
RMB0080	RMB0081	RMB0082	RMB0083
RMB0084	RMB0085	RMB0086	RMB0087
RMB0088	RMB0089	RMB0090	RMB0091
RMB0092	RMB0093	RMB0094	RMB0095
RMB0096	RMB0097	RMB0098	RMB0099
RMB0100	RMB0101	RMB0102	RMB0111
RMB0112	RMB0113	RMB0114	RMB0115
RMB0116	RMB0117	RMB0133	RMB0134
RMB0135	RMB0136	RMB0165	RMB0166
RMB0167	RMB0168	RMB0169	RMB0170
RMB0171	RMB0172	RMB0218	RMB0219
RMB0215	RMB0216	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 102</b>			

Quadro 39 - Codificação das amostras de mármore

RMB0001	RMB0002	RMB0003	RMB0004
RMB0005	RMB0006	RMB0007	RMB0008
RMB0009	RMB0010	RMB0011	RMB0012
RMB0013	RMB0014	RMB0015	RMB0016
RMB0017	RMB0018	RMB0019	RMB0020
RMB0021	RMB0022	RMB0023	RMB0103
RMB0104	RMB0105	RMB0106	RMB0107
RMB0108	RMB0137	RMB0173	RMB0213
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 32</b>			

Quadro 40 - Codificação das amostras de serpentinito

RMB0109	RMB0110	RMB0132	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 3</b>			

Quadro 41 - Codificação das amostras de itabirito

RMB0057	RMB0058	RMB0138	RMB0139
RMB0174	RMB0175	RMB0176	RMB0177
RMB0178	RMB0179	RMB0207	RMB0208
RMB0210	RMB0211	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 15</b>			

Quadro 42 - Codificação das amostras de milonito

RMB0118	RMB0119	RMB0120	RMB0121
RMB0122	RMB0123	RMB0124	RMB0125
RMB0126	RMB0127	RMB0128	RMB0129
RMB0130	RMB0131	RMB0201	RMB0203
RMB0204	RMB0205	RMB0206	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 19</b>			

Quadro 43 - Codificação das amostras de anfíbolito

RMB0140	RMB0141	RMB0142	RMB0143
RMB0144	RMB0145	RMB0146	RMB0147
RMB0148	RMB0149	RMB0150	RMB0151
RMB0152	RMB0153	RMB0154	RMB0155
RMB0156	RMB0157	RMB0158	RMB0159
RMB0160	RMB0161	RMB0162	RMB0163
RMB0164	-	-	-
<b>TOTAL DE AMOSTRAS: 25</b>			