

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
CENTRO DE ESTUDOS GERAIS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
LABORATÓRIO DE GEOLOGIA MARINHA – LAGEMAR
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA

ANTÔNIO DE MORAIS MENDONÇA TELES

**COMPARAÇÕES GEOQUÍMICAS ENTRE ROCHAS ULTRAMÁFICAS DOS
MANTOS DOS PLANETAS TERRA E MARTE**

NITERÓI – RJ

– 2018 –

ANTÔNIO DE MORAIS MENDONÇA TELES

**COMPARAÇÕES GEOQUÍMICAS ENTRE ROCHAS ULTRAMÁFICAS DOS
MANTOS DOS PLANETAS TERRA E MARTE**

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geofísica Marinha da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre. Área de concentração: Geologia e Geofísica Marinha.

Orientadora:

Prof^a. Dr^a. Susanna Eleonora Sichel

Universidade Federal Fluminense

Niterói – RJ

– 2018–

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG

T269c Teles, Antônio de Morais Mendonça
Comparações geoquímicas entre rochas ultramáficas dos mantos dos planetas Terra e Marte / Antônio de Morais Mendonça Teles ; Susanna Eleonora Sichel, orientador. Niterói, 2018.
134 f. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2018.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2018.m.91423953720>

1. Comparações geoquímicas. 2. Rochas ultramáficas do manto do planeta Terra. 3. Rochas ultramáficas do manto do planeta Marte. 4. Serpentinização. 5. Produção intelectual. I. Título II. Sichel, Susanna Eleonora, orientador. III. Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências.

CDD -

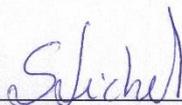
ANTÔNIO DE MORAIS MENDONÇA TELES

COMPARAÇÕES GEOQUÍMICAS ENTRE ROCHAS ULTRAMÁFICAS DOS MANTOS DOS PLANETAS TERRA E MARTE

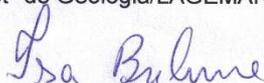
Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e Terra, da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre
Área de Concentração: Geologia e Geofísica Marinha

Aprovada em 10 / 09 / 2018

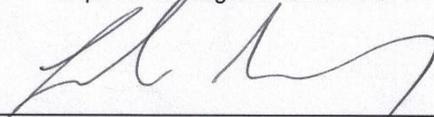
BANCA EXAMINADORA



Prof.^a Susanna Eleonora Sichel, Dra. (Orientadora)
Dept^o de Geologia/LAGEMAR-UFF



Prof.^a Isa Brehme, Dra.
Dept^o de Geologia/LAGEMAR-UFF



Prof. Estefan Monteiro da Fonseca, Dr.
Dept^o de Geologia/LAGEMAR-UFF



Prof. Thomas Ferreira da Costa Campos, Dr.
Dept^o de Geologia/UFRN



Prof. André Luiz Ferrari, Dr. (Suplente)
Dept^o de Geologia/LAGEMAR-UFF

Niterói – RJ

– 2018 –

Dedico este trabalho

Primeiramente a DEUS, à minha orientadora Susanna, à minha família, ao meu amor Cris, à minha amiga Adriana, aos meus amigos Minu, José, Sebastião, Álvaro, Bernardo Élis (*in memoriam*), e demais amizades pela fé, o apoio e a confiança.

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal Fluminense (UFF) representada pelo Instituto de Geociências e seus Professores, pela oportunidade de estudo.

À minha orientadora, Prof^a. Dr^a. Susanna Eleonora Sichel pelo incentivo e ajuda durante todo o desenvolvimento desta pesquisa.

Às secretárias e aos demais funcionários do Instituto.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo financiamento desta dissertação.

“Não me sinto obrigado a acreditar que o mesmo Deus que nos dotou de sentido, razão e intelecto, nos fez renunciarem aos seus usos”.

Galileo Galilei

RESUMO

No planeta Terra, existem algumas localidades conhecidas onde rochas peridotíticas do manto encontram-se expostas, por exemplo, no Marrocos, na Austrália e no Arquipélago de São Pedro e São Paulo, Oceano Atlântico. E existem várias localidades onde komatiitos (rochas vulcânicas ultramáficas, geologicamente antigas, de magmas derivadas do manto) afloraram, p. ex., na África do Sul, Austrália, China, Ucrânia, Canadá, no Grupo Quebra Osso (Minas Gerais, Brasil) e na ilha de Gorgona, Colômbia.

Coletamos na literatura informações geoquímicas (com dados dos elementos maiores, elementos-traço, gases nobres e elementos de terras raras (ETR)) sobre peridotitos do Arquipélago de São Pedro e São Paulo, e sobre komatiitos do Grupo Quebra Osso e da ilha de Gorgona, e também de basaltos das montanhas submersas meso-oceânicas (Middle Ocean Ridge Basalt (MORB)).

Sobre o planeta Marte, também coletamos informações geoquímicas de literatura sobre poucos meteoritos descobertos (~ 100), provenientes de Marte e que caíram na Terra ao longo de muitos milhões de anos, e informações geoquímicas de poucos dados obtidos recentemente por naves espaciais robóticas da Agência Espacial Americana (NASA) e da Agência Espacial Europeia (ESA) na superfície de Marte.

Escolhemos apenas estes quatro locais na Terra e utilizamos as poucas informações disponíveis de Marte, porque temos dados suficientes para este trabalho inicial, sendo necessárias muito mais informações geoquímicas para um trabalho mais abrangente.

Com estas informações sobre a Terra e Marte, obtivemos uma visão detalhada – tanto em espaço quanto no tempo – dos constituintes geoquímicos dos magmas derivados dos mantos destes dois planetas e os comparamos entre si.

Vimos, dentre algumas conclusões, que os magmas derivados dos mantos da Terra e de Marte são geoquimicamente diferentes, sendo que o manto de Marte esfriou muito mais rapidamente que o da Terra (que ainda possui muito calor). Porém, o magma mantélico da ilha de Gorgona é semelhante em diversos aspectos geoquímicos ao magma mantélico de Marte.

Também notamos que análises de minerais hidratados vindos do manto da Terra, e análises de rochas ultramáficas serpentinizadas terrestres e marcianas, mostram que tanto o manto da Terra quanto o manto de Marte provavelmente possuem grandes quantidades de água na forma de minerais hidratados, o que é bastante significativo para as evoluções geoquímicas destes dois planetas, e para a Astrobiologia.

Palavras-chave: Rochas ultramáficas. Manto. Planeta. Terra. São Pedro e São Paulo. Ilha de Gorgona. Marte. Meteoritos. Serpentinização.

ABSTRACT

On planet Earth, there are some known places where peridotitic rocks from the mantle are exposed, for example, in Morocco, in Australia and in the Archipelago of St. Peter and St. Paul, Atlantic Ocean. In addition, there are several localities where komatiites (geologically ancient ultramafic volcanic rocks of magmas derived from the mantle) surfaced, e.g., in South Africa, Australia, China, Ukraine, Canada, in the Quebra Osso Group (Minas Gerais, Brazil) and in the island of Gorgona, Colombia.

We collected in the literature geochemical information (with data of the major elements, trace elements, noble gases and rare earth elements (REE)) on peridotites of the São Pedro and São Paulo Archipelago, and on komatiites of the Quebra Osso Group and the island of Gorgona, and on the Middle Ocean Ridge Basalts (MORB).

About planet Mars, we also collected geochemical information from literature on few (~ 100) discovered meteorites from Mars that fell to Earth over many millions of years, and geochemical information from few recent data by robotic spacecraft, from NASA and the European Space Agency (ESA), on the surface of Mars.

We have chosen only these four sites on Earth and used the little available information from Mars because we have enough data for this initial work, and much more geochemical information is needed for a more comprehensive work.

With this information about Earth and Mars, we obtained a detailed view – both in space and time – of the geochemical constituents of the magmas derived from the mantles of these two planets and compared them to each other.

We have seen, among some conclusions, that the magmas derived from the mantles of the Earth and Mars are geochemically different, and the mantle of Mars cooled much faster than that of the Earth (which is still very hot). However, the mantle magma of the island of Gorgona is similar in several geochemical aspects to the mantle magma of Mars.

It was also noted that analysis of hydrated minerals from the Earth's mantle and analysis of terrestrial and Martian serpentine ultramafic rocks show that both the Earth's mantle and the Mars' mantle probably have large amounts of water in the form of hydrated minerals, which is quite significant for the geochemical evolution of these two planets, and for Astrobiology.

Keywords: Ultramafic rocks. Mantle. Planet. Earth. São Pedro and São Paulo. Gorgona island. Mars. Meteorites. Serpentinization.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1	Rochas contendo komatiitos	23
Figura 2	Amostras de komatiitos contendo estrutura <i>spinifex</i>	24
Figura 3	Amostras de komatiitos contendo estrutura <i>spinifex</i>	24
Figura 4	Distribuição mundial de komatiitos conhecidos.....	25
Figura 5	Diagrama simplificado da estrutura do manto da Terra (com velocidades)	28
Figura 6	Arquipélago de São Pedro e São Paulo.....	29
Figura 7	Mapa geológico do Arquipélago de São Pedro e São Paulo.....	30
Figura 8	Mapa geológico do Grupo Quebra Osso.....	32
Figura 9	Ilha de Gorgona (Colômbia).....	34
Figura 10	Mapa geológico da ilha de Gorgona.....	34
Figura 11	Planeta Marte	36
Figura 12	Planeta Marte	36
Figura 13	Fotografia feita pelo <i>rover</i> robô Curiosity na superfície do planeta Marte	37
Figura 14	Rochas na superfície do planeta Marte.....	37
Figura 15	Fotografia de campo do meteorito marciano MIL 03346.....	41
Figura 16	Amostra polida de um shergottite, Sayh al Uhaymir 005.....	41
Figura 17	Diagrama de dados para uma variedade de meteoritos marcianos shergottites.....	43
Figura 18	Gráfico mostrando variações nas composições isotópicas das regiões do manto	44
Figura 19	Diagrama com dados de composições isotópicas de análises de rochas inteiras de shergottites	46
Figura 20	Modelo para a formação de shergottite no manto marciano	48

Figura 21	Um diagrama provável do interior de Marte	49
Figura 22	Modelo dinâmico para o manto marciano	51
Figura 23	Concentrações de FeO na superfície de Marte (orbitadores).....	53
Figura 24	Concentrações de FeO na superfície de Marte (<i>rovers</i> e meteoritos)..	53
Figura 25	Pressões experimentais e calculadas e temperaturas em que as rochas marcianas se formaram.....	57
Figura 26	Primeiro espectro a laser de uma rocha na superfície de Marte	62
Figura 27	Gráfico de óxido de silício (sílica) <i>versus</i> óxido de magnésio (SiO_2 x MgO)	63
Figura 28	Gráfico de óxido de ferro total <i>versus</i> óxido de magnésio (FeO_t x MgO)	65
Figura 29	Gráfico de óxido de ferro total <i>versus</i> óxido de silício (sílica) (FeO_t x SiO_2).....	65
Figura 30	Gráfico de óxido de alumínio <i>versus</i> óxido de magnésio (Al_2O_3 x MgO)	67
Figura 31	Gráfico de óxido de alumínio <i>versus</i> número de magnésio (Al_2O_3 x Mg^*)	68
Figura 32	Gráfico de óxido de cálcio <i>versus</i> óxido de magnésio (CaO x MgO) ...	69
Figura 33	Gráfico de óxido de cálcio <i>versus</i> número de magnésio (CaO x Mg^*) para Marte.....	70
Figura 34	Marte – Syrtis Major Planum – carbonato de cálcio em Nili Fossae.....	72
Figura 35	Gráfico de óxido de sódio <i>versus</i> óxido de magnésio (Na_2O x MgO)...	73
Figura 36	Gráfico de óxido de potássio <i>versus</i> óxido de magnésio (K_2O x MgO)	74
Figura 37	Gráfico de óxido de titânio <i>versus</i> óxido de magnésio (TiO_2 x MgO) ...	75
Figura 38	Gráfico de óxido de manganês <i>versus</i> óxido de magnésio (MnO x MgO)	76
Figura 39	Gráfico de óxido de fósforo <i>versus</i> óxido de magnésio (P_2O_5 x MgO) .	77
Figura 40	Gráfico de $^3\text{He}/^4\text{He}$ x ^4He	80

Figura 41	Gráfico de $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ x $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	82
Figura 42	Gráfico de $^3\text{He}/^4\text{He}$ x $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	84
Figura 43	Gráfico de $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ x $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	85
Figura 44	Gráfico de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	88
Figura 45	Dados isotópicos Rb-Sr de rocha inteira para shergottites e nakhlites	89
Figura 46	Gráfico de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	90
Figura 47	Gráfico de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	90
Figura 48	Gráfico de $^3\text{He}/^4\text{He}$ x $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	91
Figura 49	Gráfico de $^3\text{He}/^4\text{He}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	92
Figura 50	Gráfico de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	93
Figura 51	Cratera Victoria, Marte	96
Figura 52	Gráfico dos elementos de terras raras (ETR) (normalizados ao condrito (C1)) de peridotitos do Arquipélago de São Pedro e São Paulo	98
Figura 53	Gráfico dos elementos de terras raras (ETR) (normalizados ao condrito (C1)) de milonitos do Arquipélago de São Pedro e São Paulo.....	98
Figura 54	Gráfico dos elementos de terras raras (ETR) (normalizados ao condrito (C1)) do Grupo Quebra Osso	99
Figura 55	Gráfico dos elementos de terras raras (ETR) (normalizados ao condrito (C1)) de amostras de locais variados da ilha de Gorgona	100
Figura 56	Gráfico dos elementos de terras raras (ETR) (normalizados ao condrito (C1)) de amostras de locais variados da ilha de Gorgona	100
Figura 57	Gráfico de elementos de terras raras (ETR) (normalizados ao condrito (C1)) de quatro classes distintas de meteoritos de Marte	101
Figura 58	Gráfico de elementos de terras raras (ETR) (normalizados ao condrito (C1)) de Marte vindas de amostras de meteoritos shergottites marcianos.....	102
Figura 59	Gráfico das abundâncias de elementos de terras raras (ETR) (normalizados ao condrito (C1)) dos MORB.....	103
Figura 60	Leito antigo de rio de água líquida em Marte	106
Figura 61	Óxido de ferro na superfície e atmosfera marcianas.....	115

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Relações de elementos de terras raras (ETR) em reservatórios enriquecidos e depletados de Marte47
Tabela 2	Meia-vida dos nuclídeos pais e isótopos filhos dos gases nobres hélio, neônio e argônio.....80
Tabela 3	Lista de alguns dos mais importantes sistemas de isótopos radiogênicos.....87
Tabela 4	Regras simples para elementos de terras raras (ETR), elementos-traço e reservatórios mantélicos.....96
Tabela A1a	Concentrações (wt%) de elementos maiores de amostras de SPSP .122
Tabela A1b	Concentrações (wt%) de elementos maiores de amostras de QO..... 123
Tabela A1c	Concentrações (wt%) de elementos maiores de amostras de Gorgona 123
Tabela A1d	Concentrações (wt%) de elementos maiores de amostras de Marte .124
Tabela A1e	Concentrações (wt%) de elementos maiores de amostras de MORB 125
Tabela A2a	Concentrações (ppm) de elementos-traço de amostras de SPSP 126
Tabela A2b	Concentrações (ppm) de elementos-traço de amostras de Gorgona.127
Tabela A2c	Concentrações (ppm) de elementos-traço de amostras de Marte..... 127
Tabela A2d	Concentrações (ppm) de elementos-traço de amostras de MORB 128
Tabela A3a	Concentrações (ccSTP/g) de gases nobres de amostras de SPSP...129
Tabela A3b	Concentrações (ccSTP/g) de gases nobres de amostras de Marte ... 129
Tabela A3c	Concentrações (ccSTP/g) de gases nobres de amostras de MORB..130
Tabela A4	Tabela de normalização dos elementos de terras raras (ETR) ao condrito (C1)..... 131
Tabela A4a	Tabela (valores sem normalização) com concentrações (ppm) de elementos de terras raras (ETR) de amostras de SPSP..... 132

Tabela A4b	Tabela (valores sem normalização) com concentrações (ppm) de elementos de terras raras (ETR) de amostras de Gorgona	132
Tabela A4c	Tabela (valores sem normalização) com concentrações (ppm) de elementos de terras raras (ETR) de amostras de Marte	132
Tabela A4d	Tabela (valores sem normalização) com concentrações (ppm) de elementos de terras raras (ETR) de amostras de MORB.....	133
Tabela A4e	Concentrações (ppm) de elementos de terras raras (ETR) (valores normalizados ao condrito (C1)) de amostras de SPSP.....	133
Tabela A4f	Concentrações (ppm) de elementos de terras raras (ETR) (valores normalizados ao condrito (C1)) de amostras de Gorgona.....	134
Tabela A4g	Concentrações (ppm) de elementos de terras raras (ETR) (valores normalizados ao condrito (C1)) de amostras de Marte	134
Tabela A4h	Concentrações (ppm) de elementos de terras raras (ETR) (valores normalizados ao condrito (C1)) de amostras de MORB.....	134

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	17
2	OBJETIVOS E METODOLOGIA	20
3	BASE TEÓRICA E CONCEITUAL	21
3.1	PLANETA TERRA	21
3.1.1	Komatiito	22
3.2	MANTO TERRESTRE	26
3.2.1	Definição do Manto Terrestre	26
3.2.2	Arquipélago de São Pedro e São Paulo (SPSP)	28
3.2.3	Grupo Quebra Osso (QO)	30
3.2.4	Ilha de Gorgona (Colômbia)	33
3.3	PLANETA MARTE	35
3.3.1	Coleta de Informações bibliográficas	36
3.3.2	Meteoritos Marcianos	38
3.4	MANTO MARCIANO	47
4	ANÁLISE DOS DADOS EXPERIMENTAIS E COMPARAÇÕES GEOQUÍMICAS	61
4.1	ELEMENTOS MAIORES	61
4.1.1	Óxido de Silício (Sílica) <i>versus</i> Óxido de Magnésio (SiO_2 x MgO)	63
4.1.2	Óxido de Ferro Total <i>versus</i> Óxido de Magnésio (FeO_t x MgO) e Óxido de Ferro Total <i>versus</i> Óxido de Silício (Sílica) (FeO_t x SiO_2).....	65
4.1.3	Óxido de Alumínio <i>versus</i> Número de Magnésio (Al_2O_3 x Mg*)	67
4.1.4	Óxido de Cálcio <i>versus</i> Óxido de Magnésio (CaO x MgO) e Óxido de Cálcio <i>versus</i> Número de Magnésio (CaO x Mg*)	69
4.1.5	Óxido de Sódio <i>versus</i> Óxido de Magnésio (Na_2O x MgO)	73
4.1.6	Óxido de Potássio <i>versus</i> Óxido de Magnésio (K_2O x MgO).....	74
4.1.7	Óxido de Titânio <i>versus</i> Óxido de Magnésio (TiO_2 x MgO)	75
4.1.8	Óxido de Manganês <i>versus</i> Óxido de Magnésio (MnO x MgO).....	76
4.1.9	Óxido de Fósforo <i>versus</i> Óxido de Magnésio (P_2O_5 x MgO)	77
4.2	GASES NOBRES (He, Ne e Ar)	78
4.2.1	Hélio (^3He , ^4He)	78
4.2.2	Neônio (^{20}Ne , ^{21}Ne , ^{22}Ne)	82

4.2.3	Argônio (³⁶ Ar, ⁴⁰ Ar)	83
4.3	ELEMENTOS-TRAÇO (ISÓTOPOS RADIOATIVOS)	86
4.3.1	Rubídio (Rb), Estrôncio (Sr), Chumbo (Pb), Tório (Th), Urânio (U)	88
4.4	ELEMENTOS DE TERRAS RARAS (ETR)	95
5	SERPENTINIZAÇÃO NOS PLANETAS TERRA E MARTE –	
	CASO PARA A ASTROBIOLOGIA.....	104
6	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS OBTIDOS	109
7	CONCLUSÕES.....	114
	REFERÊNCIAS	116
	ANEXOS	
	ANEXO 1: TABELAS COM ELEMENTOS MAIORES	122
	ANEXO 2: TABELAS COM ELEMENTOS-TRAÇO.....	126
	ANEXO 3: TABELAS COM GASES NOBRES.....	129
	ANEXO 4: TABELAS COM ELEMENTOS DE TERRAS RARAS (ETR)	131

1 INTRODUÇÃO

No início do Sistema Solar, há 4,6 bilhões de anos, a sua formação e evolução começaram com o colapso gravitacional de uma pequena parte de uma gigantesca nuvem molecular. A maior parte da massa colapsada foi para o centro, formando o Sol enquanto o resto se achatou em um disco protoplanetário do qual os planetas, luas, asteroides e outros pequenos corpos do Sistema Solar se formaram. (BOUVIER *et al.*, 2010; NASA, 2018; ESA, 2018).

A pressão de radiação do Sol impulsionava moléculas leves como o hidrogênio (H₂) e a água (H₂O) para longe, fazendo com que atualmente o Sistema Solar externo seja composto por planetas gigantes gasosos de H₂ e extremamente enriquecido em gelo de H₂O (existem muitos outros tipos de gelo), compondo as inúmeras luas congeladas e demais asteroides e cometas de gelo (NASA, 2018; ESA, 2018).

E, devido à gravidade do Sol, os elementos mais pesados, como por exemplo, magnésio (Mg), alumínio (Al), silício (Si), enxofre (S), ferro (Fe), níquel (Ni), os isótopos radioativos do potássio (K), chumbo (Pb), tório (Th), urânio (U), etc., foram atraídos para mais perto do Sol, fazendo com que atualmente o Sistema Solar interno seja rico em planetas rochosos, como a Terra e Marte (NASA, 2018; ESA, 2018).

Nos planetas Terra e Marte, estes elementos pesados, juntamente com a água, formaram inúmeros minerais que durante a evolução geofísico-química planetária se transformaram em rochas das crostas e dos mantos destes planetas.

Informações geofísicas e geoquímicas indiretas sobre o manto do planeta Terra têm sido analisadas há muitos anos e a evolução geoquímica deste nos mostra que a Terra é bastante dinâmica. Há alguns pontos em que o material mantélico aflora à superfície, por exemplo, o Arquipélago de São Pedro e São Paulo, localizado no Oceano Atlântico, o Grupo Quebra Osso, em Minas Gerais, e a Ilha Gorgona, na costa noroeste da Colômbia (SICHEL, 1990; RÉVILLON *et al.*, 2000).

O Arquipélago de São Pedro e São Paulo situa-se na Falha Transformante de São Paulo no limite entre a Placa Sul-Americana e a Placa Africana. O sistema da falha transformante de São Paulo é uma das maiores do Oceano Atlântico, que possui

630 km de descontinuidade dos segmentos da cadeia meso-oceânica. Esta é uma das regiões mais profundas do Oceano Atlântico e algumas localidades têm mais de 5 km de profundidade. A morfologia abissal apresenta que o Arquipélago se situa no topo de uma elevação morfológica submarina, com comprimento de 100 km, largura de 20 km e altura aproximada de 3,8 km a partir do fundo do oceano, denominada Cadeia Peridotítica de São Pedro e São Paulo. A rocha constituinte do Arquipélago de São Pedro e São Paulo é peridotito serpentizado milonitizado, uma rocha ultramáfica representante do manto (SICHEL, 1990).

O Grupo Quebra Osso está localizado no quadrilátero ferrífero de Minas Gerais. As rochas são constituídas por uma sequência de rochas ultramáficas alteradas e deformadas tais como talco xistos, serpentinitos, peridotitos, komatiitos, etc., localmente com “pillows” e textura *spinifex*, e são de idade arqueana (SICHEL, 1983).

A ilha de Gorgona, localizada na costa noroeste da Colômbia, é uma das partes menos deformadas do platô Caribenho. Amplamente conhecida por sua sequência ultramáfica que inclui uma das poucas ocorrências mundiais de komatiitos mesozoicos (250 a 65 milhões de anos atrás) (RÉVILLON *et al.*, 2000).

Comparando-se os dados geoquímicos destes três lugares dá-se uma melhor compreensão sobre o manto do planeta Terra.

O planeta Marte é o quarto planeta em distância ao Sol e leva aproximadamente dois anos terrestre para completar sua órbita em torno do Sol (NASA, 2018) – características astronômicas, físicas, químicas e geológicas de Marte podem ser encontradas em literatura *online*. Nesta dissertação, focaremos na comparação geológica planetária dos mantos dos planetas Terra e Marte.

A superfície de Marte é composta principalmente de basalto toleítico. Regiões de baixo albedo (luminosidade detectada por câmeras imageadoras) apresentam concentrações de plagioclásios. Partes das terras altas ao sul incluem quantidades detectáveis de piroxênios com alto teor de cálcio. Concentrações localizadas de hematita e olivina também foram encontradas (NASA, 2018). A maior parte da superfície está profundamente coberta por uma camada de pó de óxido de ferro com textura fina. Além do silício e do oxigênio, os elementos mais abundantes na crosta marciana são ferro, magnésio, alumínio, cálcio e potássio.

A espessura média da crosta do planeta Marte é cerca de 50 km, com uma espessura máxima de 125 km (TAYLOR, 2013).

O manto de Marte tem provavelmente uma espessura de 1.300 a 1.800 km. Correntes de convecção térmicas seriam responsáveis pelas elevações de alguns lugares da crosta, como a região de Tharsis, os vulcões marcianos e as fraturas que formaram o Valles Marineris (BERTKA *et al.*, 1997; TAYLOR, 2013).

Modelos atuais do interior do planeta implicam uma região central de cerca de 1.790 km de raio, composta principalmente por ferro e níquel, que somados seriam aproximadamente 86% do núcleo, e com cerca de 10–16% de enxofre. Este núcleo de sulfureto de ferro é parcialmente fluido (Argonne National Laboratory, 2018).

Comparamos a geoquímica de peridotitos de São Pedro e São Paulo, e dos komatiitos de Quebra Osso e Gorgona, na Terra, com a geoquímica de aproximadamente 100 meteoritos marcianos (preservados) – vários deles são rochas ultramáficas – que caíram na Terra há centenas de milhões de anos. Comparamos também com basaltos na superfície de Marte analisadas por naves espaciais robóticas (orbitadores e *rovers*) da Agência Espacial Americana (NASA) e da Agência Espacial Européia (ESA). E fizemos uma análise detalhada das diferenças e semelhanças da evolução geoquímica destes dois planetas.

Sabemos que os meteoritos vieram de Marte devido às razões isotópicas de argônio ($^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$) características da atmosfera de Marte, medidas dentro de microbolhas contendo ar dentro dos meteoritos (NASA, 2018).

Os meteoritos marcianos vieram de locais geográficos distintos de Marte. A maior parte dos meteoritos marcianos são máficos e uma pequena quantidade são ultramáficos, os shergottites peridotitos, formados em magmas profundos da crosta e representam melhor o manto de Marte (NASA, 2018).

Doravante, para agilizar a leitura e cognição no texto, chamaremos o Arquipélago de São Pedro e São Paulo por **SPSP**, o Grupo Quebra Osso por **QO**, a Ilha de Gorgona por **Gorgona**, o planeta Marte por **Marte**, e os basaltos das montanhas submersas meso-oceânicas (Middle Ocean Ridge Basalt (MORB)) por **MORB**.

2 OBJETIVOS E METODOLOGIA

O primeiro objetivo deste trabalho é apresentar as diferenças e semelhanças geoquímicas entre rochas máficas e ultramáficas do manto do planeta Terra e do manto do planeta Marte. As rochas terrestres, aqui representadas, são peridotitos do Arquipélago de São Pedro e São Paulo (SPSP), e komatiitos do Grupo Quebra Osso (QO) e da Ilha de Gorgona, na Colômbia (Gorgona). As rochas marcianas são meteoritos da crosta, sendo alguns poucos meteoritos peridotitos do fundo do magma mantélico. Utilizaram-se também dados geoquímicos dos basaltos das montanhas submersas meso-oceânicas do Oceano Atlântico Equatorial e Sul (Middle Ocean Ridge Basalt (MORB)) para se comparar com as inúmeras rochas basálticas na superfície marciana, analisadas *in situ* por naves espaciais robóticas.

Não foram utilizados dados do grupo International Cooperation in Ridge-Crest Studies (InterRidge) para MORB e nem *sites* com dados do manto terrestre. Escolhemos apenas estes quatro locais na Terra e utilizamos poucas informações de Marte, porque temos dados suficientes para este trabalho inicial, sendo necessárias muito mais informações geoquímicas para um trabalho mais abrangente.

Pretendemos mostrar quais locais da Terra têm material mantélico mais semelhante ao do manto de Marte, apresentar possíveis explicações, e traçar possível paralelo entre as evoluções geoquímicas dos mantos destes dois planetas.

O segundo objetivo é mostrar que, além da Terra, existem rochas ultramáficas serpentinizadas em Marte, e sugerir a possibilidade de microorganismos em Marte.

A metodologia utilizada foi fazer um levantamento bibliográfico com informações geoquímicas sobre as rochas ultramáficas destes locais (SPSP, QO, MORB, Gorgona e Marte). Depois fizemos tabelas com todos os dados geoquímicos disponíveis e confiáveis (erro estatístico < 0.8%) da literatura. Foram relacionados os elementos maiores, gases nobres, elementos-traço e elementos de terras raras em gráficos para o estudo de uma possível relação entre os magmas mantélicos destes dois planetas. Após isto, fizemos as análises das comparações geoquímicas pelos gráficos, tabelas e demais informações, e finalmente discutimos os resultados.

3 BASE TEÓRICA E CONCEITUAL

3.1 PLANETA TERRA

O manto do planeta Terra é composto por rochas máficas e ultramáficas (ou ultrabásicas). Ultrabásico é um termo mais abrangente que inclui rochas ígneas com baixo teor de sílica que podem não ser extremamente enriquecidas em Fe e Mg, como carbonatitos e rochas ígneas ultrapotássicas (BALLHAUS *et al.*, 1995).

Máfico é um mineral ou rocha ígnea que, quimicamente, tem baixo teor de sílica (SiO_2) (45–52%) e é enriquecido em ferro (Fe), magnésio (Mg) e cálcio (Ca). Rochas máficas comuns incluem basalto, diabásio e gabro. As rochas máficas frequentemente contêm também variedades de feldspato plagioclásio ricas em Ca. A maioria dos minerais máficos é de cor escura, e minerais máficos comuns formadores de rocha incluem olivina, piroxênio, anfibólio e biotita. Em contraste, as rochas félsicas são tipicamente de cor clara e enriquecidas em alumínio (Al) e silício (Si), juntamente com potássio (K) e sódio (Na). As rochas máficas também possuem densidade maior que as rochas félsicas (BALLHAUS *et al.*, 1995).

A lava máfica, antes do resfriamento, apresenta baixa viscosidade, em comparação com a lava félsica, devido ao menor teor de SiO_2 no magma máfico. Água e outros voláteis podem escapar mais facilmente e gradualmente da lava máfica. Como resultado, as erupções de vulcões feitos de lavas máficas são menos violentas do que as erupções de lava félsica. A maioria dos vulcões de lava máfica são vulcões tipo escudo, como os do Havaí (BALLHAUS *et al.*, 1995).

Ultramáfico são rochas ígneas e meta-ígneas (metamorfizadas) com teor muito baixo de sílica (menos de 45%), geralmente $> 18\%$ MgO, alto FeO, baixo K, e são compostas por normalmente mais de 90% de minerais máficos (alto teor de Mg e Fe). Existem dois tipos de rochas ultramáficas: intrusivas e vulcânicas (BALLHAUS *et al.*, 1995).

Rochas ultramáficas intrusivas são frequentemente encontradas em intrusões ultramáficas onde tipos diferenciados de rochas geralmente ocorrem em camadas. Esse tipo de rocha não representa a química do magma a partir do qual essas rochas se cristalizaram. As rochas ultramáficas intrusivas incluem os dunitos, peridotitos e piroxenitos (BALLHAUS *et al.*, 1995).

As rochas ultramáficas vulcânicas são raras fora do Arqueano (3,85 a 2,5 bilhões de anos atrás) e são essencialmente restritas à era Neoproterozóica (1 bilhão de anos a 545 milhões de anos atrás). Um exemplo é o komatiito (HILL *et al.*, 1990).

3.1.1 Komatiito

Komatiito é um tipo de rocha vulcânica ultramáfica de origem mantélica. Os komatiitos têm teores baixos de silício, potássio e alumínio e teor de magnésio elevado a muito elevado. Komatiito foi assim denominado por causa de ter sido localizado inicialmente nas margens do rio Komati na África do Sul. Os komatiitos verdadeiros são muito raros e essencialmente restritos às rochas da Idade Arqueana (3,85 a 2,5 bilhões de anos (Ga)), sendo conhecidos poucos komatiitos do Proterozóico (2,5 bilhões de anos – 540 milhões de anos) ou do Fanerozóico (últimos 542 milhões de anos (Ma)). Pensa-se que esta restrição na idade se deve ao arrefecimento do manto, que pode ter sido até 500 °C mais quente durante o período Arqueano inicial ao médio (3,8 Ga – 2,8 Ga). A Terra jovem produzia muito mais calor, devido ao calor residual da acreção planetária, bem como à maior abundância de elementos radioativos (ARNDT *et al.*, 2004).

Os komatiitos estão entre as lavas mais antigas da Terra e representam algumas das mais antigas rochas ultramáficas magmáticas preservadas na crosta. A lava komatiítica era extremamente fluida quando eruptia (possuindo viscosidade próxima à da água, mas com densidade de rocha, e temperatura de ~ 1.600 °C). Comparada com a lava basáltica dos basaltos de pluma havaianos a ~ 1.200 °C, que flui como o mel, a lava komatiítica teria fluído rapidamente pela superfície, deixando fluxos de lava extremamente finos (até 10 mm de espessura) (ARNDT *et al.*, 2004).

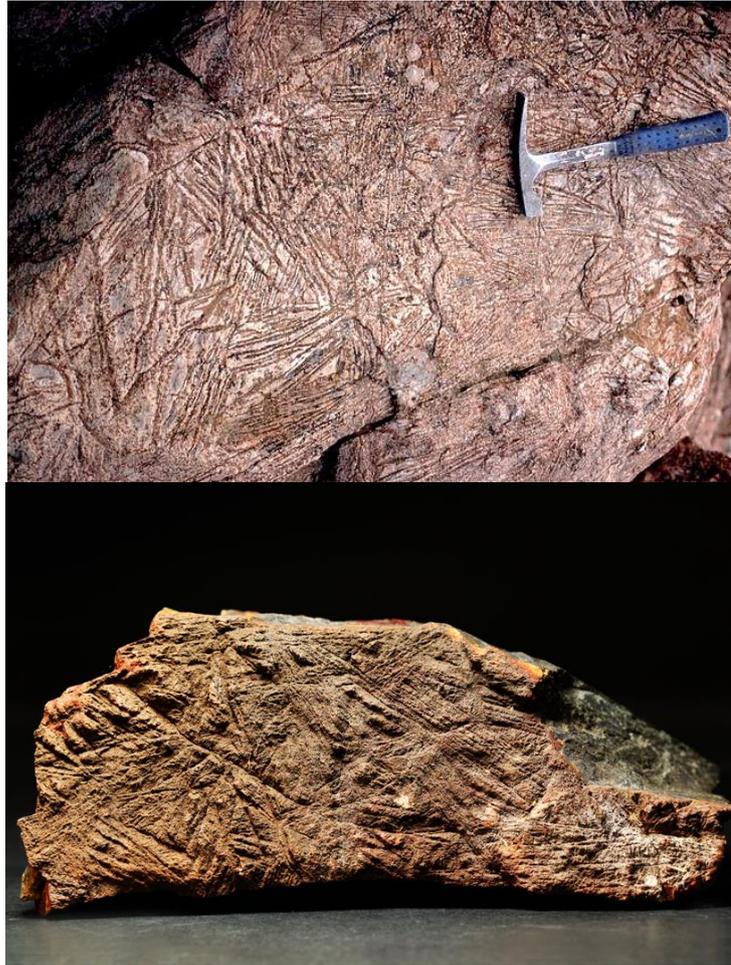
As principais sequências komatiíticas preservadas em rochas arqueanas são tubos de lava, lagoas de lava etc., onde a lava komatiítica se acumulou.

A química do komatiito é diferente daquela do basalto e de outros magmas comuns produzidos pelo manto, devido às diferenças nos graus de fusão parcial. Os komatiitos são considerados como tendo sido formados por altos graus de fusão parcial, geralmente maior que 50%, e, portanto, possuem alto MgO com baixo K₂O e outros elementos incompatíveis. Magmas com composições komatiíticas têm um ponto de fusão muito alto, com temperaturas de erupção calculadas acima de 1.600 °C. Em comparação, lavas basálticas atuais normalmente têm temperaturas de erupção de cerca de 1.100 a 1.250 °C (BALLHAUS *et al.*, 1995; ARNDT *et al.*, 2004).

Além disso, os komatiitos não estão restritos ao nosso planeta – eles podem ser encontrados em outras configurações extraterrestres no Sistema Solar, particularmente em Marte e Io (lua vulcânica do planeta Júpiter) (NASA, 2018).



Figura 1: Rochas contendo komatiitos de 2,7 bilhões de anos (L'Abitibi, Canadá) (Nicollet, 2017).



Figuras 2 e 3: Amostras de komatiitos, com 3,5 bilhões de anos, contendo estrutura *spinifex* (linhas “agulha”). Figura 3 – Southern Cross, Austrália (Hausel, 2007). Figura 4 – Barberton, África do Sul (Stephen Hui Geological Museum, 2018).

Um aspecto comum dos komatiitos é a textura *spinifex* que é uma textura típica de rochas komatiíticas de rápido resfriamento com olivina ou piroxênio, e com crescimento acentuado na forma de lâminas ou “agulhas” de tamanho milimétrico ao decimétrico, entrelaçadas e envolvidas por matriz fina ultramáfica (WINGE, 2018).

Geograficamente, os komatiitos têm a sua distribuição restrita às áreas dos escudos arqueanos. Ocorrem com outras rochas vulcânicas máficas altamente magnesianas em cinturões de rochas verdes do Arqueano. Estão distribuídos nas seguintes regiões: norte do Canadá, o escudo da Guiana (as três Guianas, leste da Venezuela, nordeste da Colômbia e noroeste da Amazônia brasileira), a ilha de Gorgona (noroeste da Colômbia), centro e sudeste do Brasil, Escandinávia, Ucrânia, centro e sul da África, nordeste da Sibéria, e oeste e sul da Austrália (figura 4).

Os komatiitos mais recentes (< 500 Ma) encontra-se no platô oceânico de Gorgona ao largo da costa noroeste da Colômbia no Oceano Pacífico (KERR, 2005).

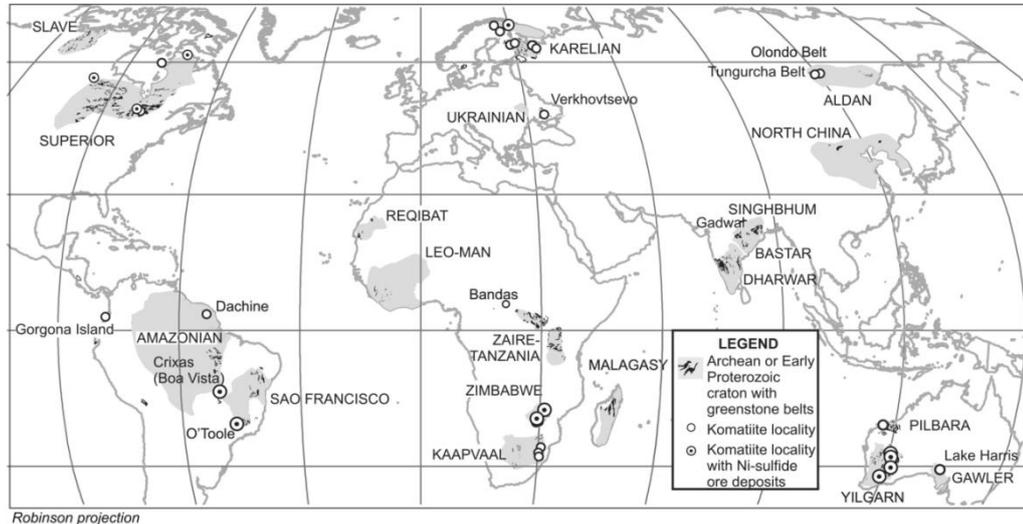


Figura 4: Distribuição mundial de komatiitos conhecidos (Ernst, 2014).

Tradução: dentro da caixa de legendas – “*legend; early; with; belts; locally; sulfide; ore deposits*” = “legendas; anterior; com; cinturões; localmente; sulfeto; depósitos de minérios”.

Os komatiitos podem ser classificados de acordo com os seguintes critérios geoquímicos; as concentrações relativas estão em colchetes:

- [SiO₂] tipicamente 40 – 45%
- [MgO] > 18%
- [K₂O] baixa (< 0,5%)
- Baixa [CaO] e de [Na₂O] (< 2% combinados)
- Enriquecimento baixo de Ba, Cs, Rb (elemento incompatível) (< 1.000 ppm)
- [Ni] alta (> 400 ppm), [Cr] (> 800 ppm), [Co] (> 150 ppm)

A classificação geoquímica acima deve ser a química do magma essencialmente inalterada e não o resultado do acúmulo de cristais (como no peridotito) (ISLEY *et al.*, 2002). Através de uma sequência típica de fluxo de komatiito, a química da rocha irá mudar de acordo com o fracionamento interno que ocorre durante a erupção. Isso tende a diminuir as concentrações de MgO, Cr e Ni e aumentar as de Al, K₂O, Na, CaO e SiO₂ em direção ao topo do fluxo de magma (ARNDT *et al.*, 2004).

3.2 MANTO TERRESTRE

3.2.1 Definição do Manto Terrestre

O interior do planeta Terra, semelhante aos outros planetas rochosos (ou terrestres), é dividido em camadas com diferentes composições. O manto é uma camada entre a crosta e o núcleo externo. As informações sobre a estrutura e a composição do manto foram obtidas a partir de análises geofísicas e geoquímicas. O manto da Terra é uma camada rochosa de silicato com uma espessura média de 2.886 km. O manto representa 84% do volume da Terra. É predominantemente sólido, mas no tempo geológico se comporta como um fluido viscoso. O manto envolve o núcleo quente e rico em ferro e níquel, que representa 15% do volume da Terra. Episódios passados de fusão e vulcanismo no topo do manto produziram uma crosta relativamente fina de produtos fundidos cristalizados perto da superfície. Esta crosta fina é conhecida como a parte superior da litosfera, que envolve o manto e tem cerca de 5 a 75 km de espessura. A litosfera é a camada sólida mais externa de um planeta rochoso e é constituída por rochas e solo. No caso da Terra, é formada pela crosta terrestre e por parte do manto superior (THOMPSON *et al.*, 2007).

O manto é dividido em seções que são baseadas em dados sismológicos (velocidades de compressão (V_p) e de cisalhamento (V_s)). Essas camadas (e suas espessuras/profundidades) são as seguintes: o manto superior (começando no “Moho”, ou base da crosta em torno de 7 a 35 km para baixo a 410 km), a zona de transição (410–660 km), o manto inferior (660–2.891 km), e o limite do núcleo–manto com uma espessura variável (em média ~ 200 km) (THOMPSON *et al.*, 2007).

O topo do manto é definido por um súbito aumento na velocidade sísmica, que foi observado pela primeira vez por Andrija Mohorovičić em 1909; este limite é agora referido como a descontinuidade de Mohorovičić ou “Moho”. O manto superior e a crosta subjacente são relativamente rígidos e formam a litosfera, uma camada irregular com uma espessura máxima de 200 km (THOMPSON *et al.*, 2007).

Abaixo da litosfera, o manto superior torna-se notavelmente mais plástico. Em algumas regiões abaixo da litosfera, a velocidade de cisalhamento sísmico é reduzida; esta é conhecida como a zona de baixa velocidade (low velocity zone (LVZ)) se estende até uma profundidade de várias centenas de quilômetros (figura 5). Inge Lehmann descobriu uma descontinuidade sísmica a cerca de 220 km de profundidade; embora essa descontinuidade tenha sido encontrada em outros estudos, não se sabe se a descontinuidade é onipresente (THOMPSON *et al.*, 2007).

Duas zonas principais são distinguíveis no manto superior: a parte mais baixa da litosfera composta de rocha rígida de cerca de 50 a 120 km de espessura, e a astenosfera composta de rocha fluida plástica de espessura variável, em média cerca de 200 km de espessura. A zona de transição é uma área de grande complexidade, separa fisicamente o manto superior e inferior, e possivelmente há grande quantidade de água na forma de minerais hidratados como, p. ex., o ringwoodite (FEI *et al.*, 2017). A zona de transição é uma área de grande complexidade; separa fisicamente o manto superior e inferior.

Muito pouco se sabe sobre o manto inferior, além de parecer relativamente homogêneo sismicamente. A camada D" no limite do núcleo–manto separa o manto do núcleo.

A figura 5 mostra a estrutura e as velocidades dimensionais da Terra. Diagrama **a**: Estrutura radial da Terra mostrando as principais divisões. As linhas sólidas marcam descontinuidades devido às mudanças de fase e alterações de composição geoquímica. A região entre a base da crosta e o topo do manto superior é a descontinuidade “Moho”. A camada D” está entre a base do manto inferior e o topo do núcleo externo; diagrama **b**: Estrutura de velocidades dependentes da profundidade correspondendo a ondas de compressão (V_p) e ondas de cisalhamento (V_s), respectivamente; diagrama **c**: Estrutura de densidades dependentes da profundidade.

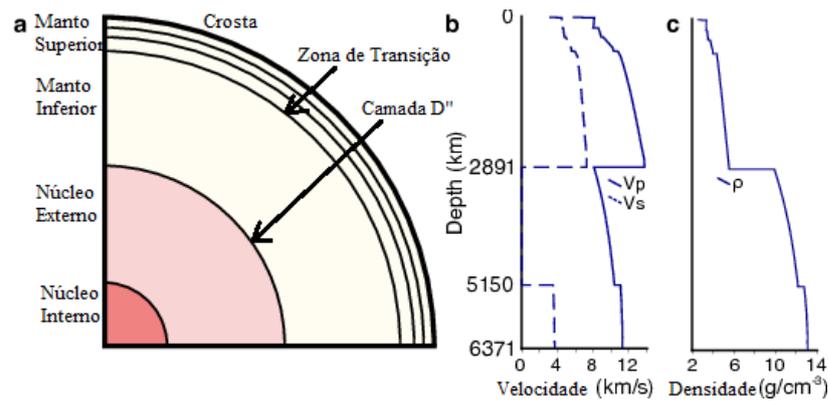


Figura 5: Diagrama simplificado da estrutura do manto da Terra (com velocidades) (Dziewonski *et al.*, 1981).

Tradução: dentro da figura – “depth” = “profundidade”.

3.2.2 Arquipélago de São Pedro e São Paulo (SPSP)

O Arquipélago de São Pedro e São Paulo é um conjunto de pequenas ilhas rochosas pertencentes ao estado brasileiro de Pernambuco. Situa-se na parte central do Oceano Atlântico equatorial, distando 627 km do arquipélago de Fernando de Noronha e 987 km a partir de Natal, no estado do Rio Grande do Norte.

A rocha exposta é peridotito e peridotito serpentinizado, sendo a única exposição mundial do manto abissal acima do nível do mar. Este fato é devido ao soerguimento tectônico ativo que ocorre há 10 milhões de anos. O arquipélago está no processo ativo de ascensão com taxa anual de soerguimento de 1.5 mm, sendo que, essa velocidade é muito rápida como um movimento tectônico (MOTOKI *et al.*, 2009; SICHEL *et al.*, 2012; MAIA *et al.*, 2016).

Este movimento tectônico é causado pela compressão do segmento norte da dorsal oceânica em cima da transformante de SPSP, que induziu a migração e segmentação da referida falha transformante, gerando “*restraining stepovers*”. Simultaneamente, houve uma movimentação anti-horária e sinistral das placas tectônicas que estão separadas pela dorsal atlântica (placas sul-americana e africana). Essa movimentação gerou as montanhas transversais que se encontram dentro da transformante de SPSP, e que foram soerguidas por transpressão,

gerando o arquipélago de São Pedro e São Paulo e as outras montanhas submarinas que existem dentro da referida transformante (MOTOKI *et al.*, 2011).

A sobreposição do ramo norte da dorsal atlântica, vizinha a SPSP, por sobre a transformante de SPSP foi devido a um aumento do magma proveniente da anomalia geotérmica de Serra Leoa, África. O soerguimento contínuo de SPSP, que se iniciou a cerca de 10 milhões de anos é devido aos esforços compressivos associados à natureza do manto na região e não devido à modificação do regime de “stress” (CAMPOS *et al.*, 2005; MOTOKI *et al.*, 2009).



Figura 6: Arquipélago de São Pedro e São Paulo, Oceano Atlântico (Seale, 2008).

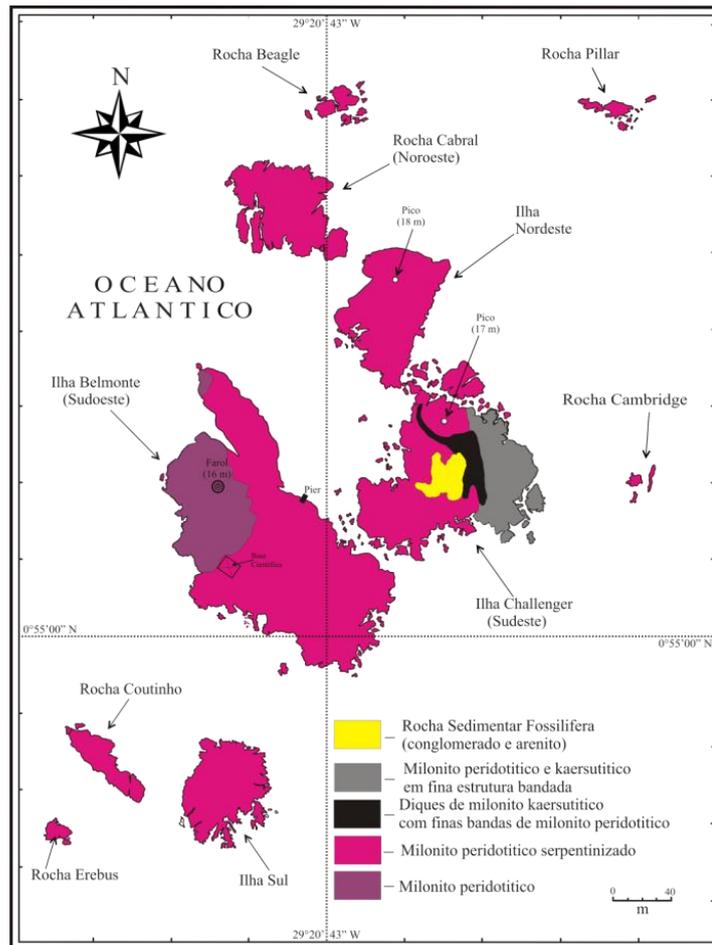


Figura 7: Mapa geológico do Arquipélago de São Pedro e São Paulo (Campos *et al.*, 2003).

3.2.3 Grupo Quebra Osso (QO)

O Grupo Quebra Osso constitui a unidade inferior do “*greenstone belt*” Rio das Velhas. As rochas do QO mostram contatos gradacionais com as do grupo máfico intermediário, denominado de Grupo Nova Lima. Este último é formado por metassedimentos, filitos grafitosos e carbonáticos, formações ferríferas e raros conglomerados.

O Grupo Nova Lima (e, portanto, o Grupo Quebra Osso adjacente) se caracterizam por terem sido uma bacia marinha tectonicamente ativa, com vulcanismo e ilhas vulcânicas parcialmente expostas à erosão, gerando ambientes deposicionais múltiplos e relativamente restritos, rasos e profundos (SCHORSCHER, 1992).

A atividade vulcânica foi diversificada, eruptiva e exalativa. No Grupo Nova Lima não existe evidências de áreas continentais com rochas graníticas expostas à erosão (SCHORSCHER, 1992).

O Grupo Quebra Osso é essencialmente composto por rochas máficas e ultramáficas efusivas do tipo lavas brechadas e derrames maciços, de composição química peridotítica serpentinizada. São classificadas como komatiitos, com base na presença de textura *spinifex*, “*pillow*” e “*quench structure*”, e altos conteúdos de MgO (>25%) (SICHEL, 1983). Os komatiitos do QO têm idade arqueana, e a temperatura do manto no arqueano era maior e, por isso, o manto peridotítico teve maior percentagem de fusão formando os komatiitos ao invés de basaltos (SICHEL, 1983).

O metamorfismo arqueano e a idade do “*greenstone belt*” Rio das Velhas são ainda assuntos pouco estudados. As rochas do Rio das Velhas indicam uma fase de metamorfismo compatível com o evento regional proterozóico (~ 2 Ga) Minas/Espinhaço (SCHORSCHER, 1992).

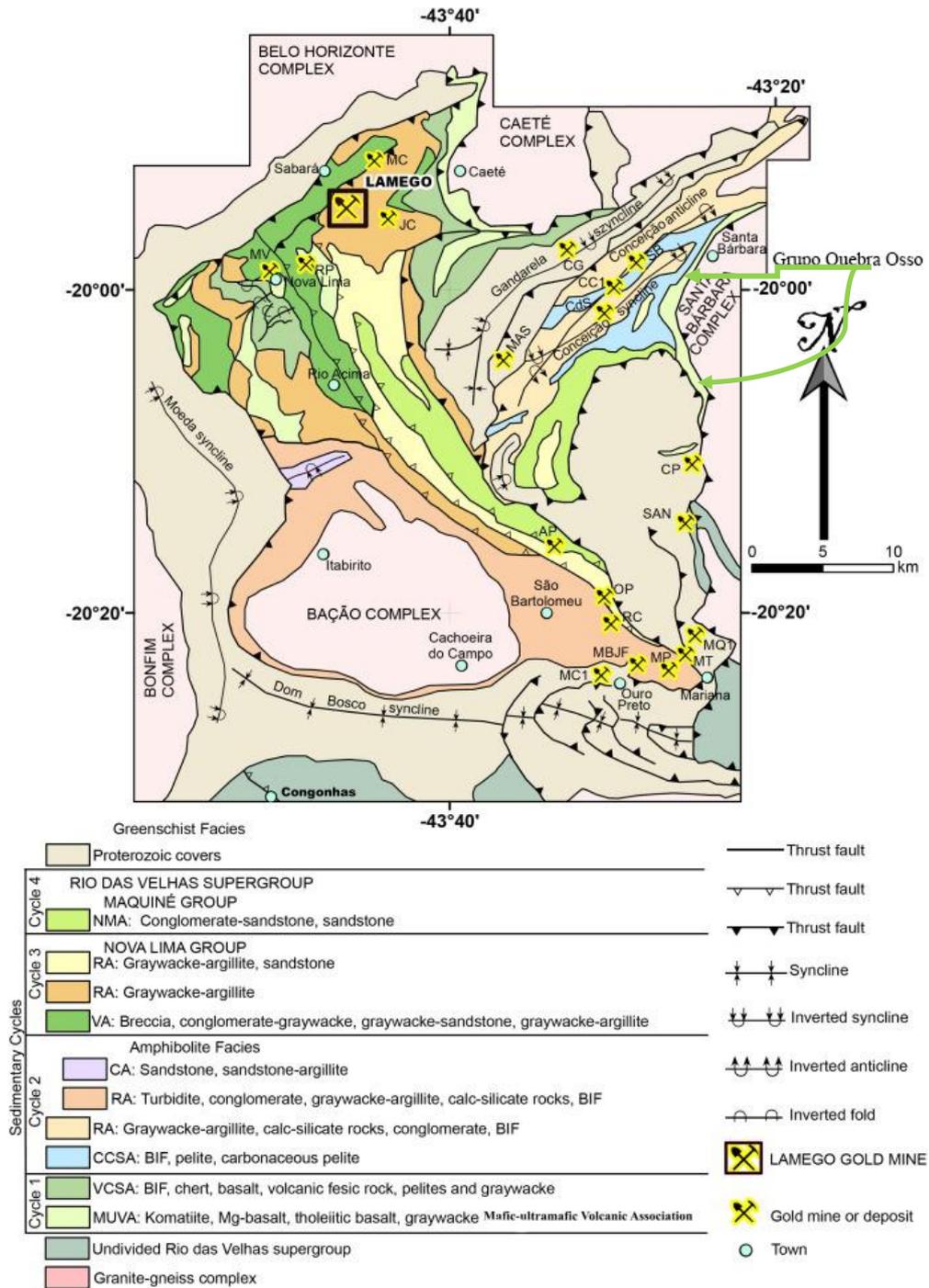


Figura 8: Mapa geológico do Grupo Quebra Osso (Baltazar *et al.*, 2007).

Tradução: dentro da figura – “complex” = “complexo”; dentro das legendas – “sedimentary; cycles; facies; covers; group; conglomerate; sandstone; rocks; silicate; carbonaceous; basalt; volcanic; undivided; thrust fault; syncline; inverted; fold; gold mine; deposit; town” = “sedimentários; ciclos; fácies; coberturas; grupo; conglomerado; rocha sedimentar, rochas; silicatos; carbonáticos; basalto; vulcânico, não dividido; falha por força; sinclinal; invertido; dobra; mina de ouro; depósito; município”.

3.2.4 Ilha de Gorgona (Colômbia)

Gorgona é uma ilha colombiana no Oceano Pacífico situada a 35 km da costa. A ilha tem 9 km de largura e 2,5 km de largura, com uma altura máxima de 338 m e uma área total de 26 km². Gorgona é separada do continente por uma depressão submarina com 270 m de profundidade.

Gorgona consiste de uma série de blocos delimitados por falhas (~ 1 km de largura por ~ 2 km de comprimento) compreendendo gabro, wehrlito, dunito, basalto, sedimentos e brecha de tufo picrítico, além dos komatiitos. Os fluxos de komatiitos texturizados por *spinifex* de ~ 90 Ma em Gorgona estão intercalados com fluxos basálticos e são essencialmente planos. As melhores exposições de komatiitos ocorrem na costa leste em torno de Punta Trinidad, com outros afloramentos localizados de komatiitos encontrados na costa oeste. Os fluxos de komatiitos podem ser traçados em distâncias de até 300 m, são comumente dispostos em camadas e variam de 1 a 3 m de espessura. Essa estratificação é semelhante à encontrada nos komatiitos arqueanos (DIETRICH *et al.*, 1981; GURENKO *et al.*, 2011).

A concentração de MgO superior das rochas ultramáficas parentais de Gorgona foi o resultado da fusão mais profunda anterior para produzir magmas de MgO elevado com altas concentrações de elementos-traço, e resíduos depletados que se fundiram para produzir as lavas ultramáficas de Gorgona (RÉVILLON *et al.*, 2000 e 2002).

Com base na evidência de elementos-traço e nos dados de isótopos de Pb, três diferentes regiões de origem do manto são necessárias para explicar a disseminação de dados heterogêneos de Gorgona: um membro final enriquecido e dois membros finais depletados (KERR, 2005; STARKEY *et al.*, 2016).

Embora a questão de quanta água estivesse contida na região de origem do manto de Gorgona seja objeto de pesquisas em andamento, se os komatiitos de Gorgona contiverem teores de água superiores aos esperados, isso terá implicações importantes para muitos dos modelos e conclusões (VIDITO, 2014).



Figura 9: Ilha de Gorgona (Colômbia) (Colectivo Unidos por Gorgona, 2017).

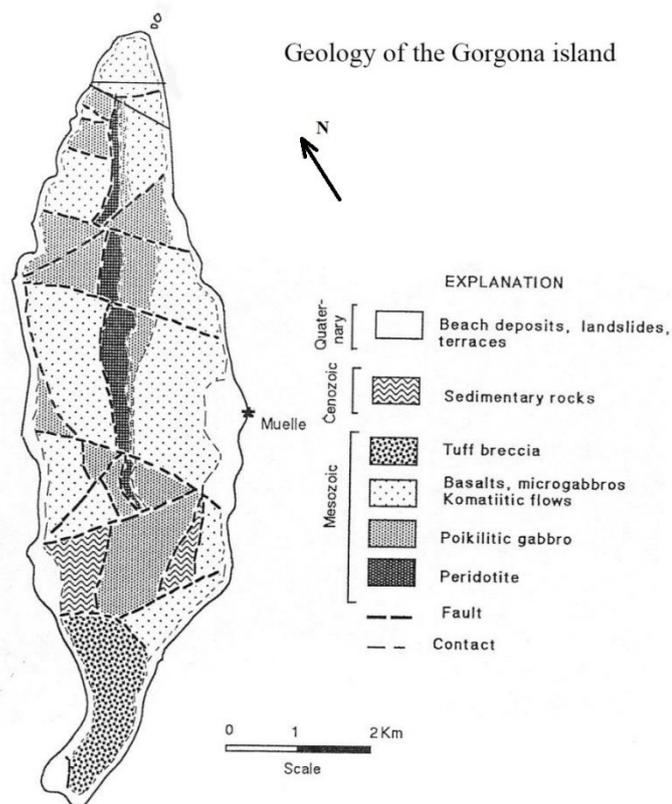


Figura 10: Mapa geológico da ilha de Gorgona (Révillon *et al.*, 2000).

Tradução: em cima – “*geology of the gorgona island*” = “geologia da ilha de gorgona”; dentro da figura – “*explanation; beach deposits; landslides; terraces; sedimentary rocks; tuff breccia; flows; fault; contact; scale*” = “explicação; depósitos em praias; deslizamentos de terra; terraços; rochas sedimentares; breccia de tufos; derrames; falha, contato; escala”.

3.3 PLANETA MARTE

A história geológica de Marte pode ser dividida em vários períodos, mas os seguintes são os três períodos principais:

- Período Noachiano (nomeado a partir da Noachis Terra): formação das mais antigas superfícies existentes de Marte, entre 4,5 bilhões e 3,5 bilhões de anos. As superfícies neste período são marcadas por crateras de impactos muito grandes. Acredita-se que a protuberância de Tharsis, um planalto vulcânico, tenha se formado durante este período, com extensas inundações por água líquida no final dessa época;
- Período Hesperiano (nomeado a partir da Hesperia Planum): de 3,5 bilhões a 3,3–2,9 bilhões de anos atrás. O período Hesperiano é marcado pela formação de extensas planícies de lava;
- Período Amazônico (nomeado a partir da Amazonis Planitia): de 3,3 a 2,9 bilhões de anos atrás até o presente. Regiões amazônicas têm poucas crateras de impacto de meteoritos, mas são bastante variadas. O Monte Olimpo formou-se durante este período, juntamente com fluxos de lava em outros locais de Marte (NASA, 2018).

Alguma atividade geológica ainda ocorre no planeta. O Athabasca Valles apresenta vestígios de derramamento de lava com cerca de 200 milhões de anos. A água corrente no Cerberus Fossae ocorreu há menos de 20 milhões de anos, indicando intrusões vulcânicas igualmente recentes. Em 2008, as imagens da sonda Mars Reconnaissance Orbiter da NASA mostraram evidências de avalanches (“*gullies*”) a partir de um precipício de 700 metros de altura, podendo ter sido criado por água líquida bastante salina bem próxima à superfície (NASA, 2018).



Figura 11: Planeta Marte visto por aparelho telescópico (fotografia pelo autor, 2018).



Figura 12: Marte visto pelo Hubble Space Telescope mostrando sua superfície desértica e regiões de H₂O e CO₂ congelados (NASA, 2001 – <<https://www.spacetelescope.org/images/opo0124a/>>).

3.3.1 Coleta de Informações bibliográficas

Os dados geoquímicos de meteoritos provenientes de Marte, que caíram na Terra ao longo de muitos milhões de anos, foram coletados de vários *papers* publicados em *journals* científicos, por exemplo: *Science*, *Nature*, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *Earth and Planetary Science Letters*, *Geochemical Journal*, *Journal of Petrology*, etc. E mais informações também foram obtidas por naves espaciais robóticas da Agência Espacial Americana (NASA) e da Agência Espacial Europeia (ESA) em órbita e na superfície de Marte.

3.3.2 Meteoritos Marcianos

Amostras de planetas, a Lua e asteroides armazenam informações muito detalhadas sobre composição, origem e tempo. Cosmoquímicos utilizam instrumentos analíticos de alta tecnologia para extrair essas informações. Uma vasta gama de equipamentos analíticos fornece dados sobre elementos-traço e abundância de isótopos, composições mineralógicas, idades e propriedades geofísicas. A única desvantagem dos meteoritos marcianos é que não sabemos ao certo de onde eles vêm no planeta e parece que eles não são representativos de todas as rochas da crosta marciana. No entanto, a análise de meteoritos marcianos fornece informações sobre a história geoquímica de Marte. Como o magma basáltico se forma pela fusão parcial do manto, os fluxos de lava de Marte dão dados confiáveis sobre o interior profundo do manto (TAYLOR, 2013).

Grande parte da superfície de Marte é feita de vulcões e planícies de lava, ou rochas sedimentares feitas a partir deles. Vales fluviais de água líquida deixaram marcas geomorfológicas através de áreas com vulcões e fluxos de lava solidificados, e, há quatro bilhões de anos, pedaços de asteroides e cometas impactaram a superfície para formar as terras altas marcianas basálticas (que, por isso, contêm muitas crateras), tornando a superfície metamorfizada por sucessivos impactos. No entanto, remanescentes das lavas komatiíticas permanecem. Impactos mais recentes lançaram ao espaço pedaços de rochas (meteoritos) dos antigos fluxos de lava e de rochas ígneas máficas e ultramáficas (algumas são peridotitos) do planeta. Uma quantidade das rochas ejetadas foi para a Terra; sendo encontradas cerca de 100 deles – alguns preservados no gelo na Antártida, alguns em desertos africanos, e em outros locais. Estas amostras meteoríticas de Marte são inestimáveis para nos ajudar a entender a história geológica do Planeta Vermelho (TAYLOR, 2013).

A principal evidência de que as rochas realmente vêm de Marte é de gases aprisionados em alguns deles (selados por vitrificação da sílica pelas altas temperaturas durante a formação dos meteoritos). Esta mistura de gases está em correspondência impressionante com a atmosfera marciana (AVICE *et al.*, 2018), medida pelos *landers* da missão espacial Viking da NASA, em meados da década de

1970 (NASA, 2018). Todos os meteoritos marcianos compartilham uma composição isotópica de oxigênio única (BECKER *et al.*, 1984 e 1986; TAYLOR, 2013).

Uma parte particularmente importante da percepção cosmoquímica dos estudos de meteoritos é que duas regiões composicionalmente distintas no manto se formaram há 4,5 bilhões de anos, e permaneceram inalteradas por quatro bilhões de anos, apesar do vulcanismo generalizado e fusão do manto. Então, começando a cerca de 500 milhões de anos atrás, estas regiões distintas começaram a se fundir esporadicamente para formar a classe de meteoritos marcianos conhecidos como shergottites. Os shergottites se formaram de fluxos de lava e compõem o maior grupo de meteoritos marcianos. As duas regiões distintas do manto marciano são caracterizadas por várias propriedades químicas, como mostrado nos diagramas (figuras 17, 18 e 19). Os parâmetros incluem abundância elementar, como a razão lantânio/itérbio (La/Yb) e várias razões isotópicas associadas a isótopos radioativos, como samário/neodímio (Sm/Nd), rubídio/estrôncio (Rb/Sr) e lutécio/háfnio (Lu/Hf) (BLICHERT-TOFT *et al.*, 1999). Essas proporções envolvem elementos que podem se separar uns dos outros durante o processamento planetário, como a fusão parcial do manto para criar o magma. Quando combinadas com o decaimento do isótopo radioativo, os cosmoquímicos podem determinar quando a separação (conhecida por “fracionamento”) ocorreu. Essas diferenças elementares e isotópicas são acompanhadas por diferenças distintas no estado de oxidação do manto (TAYLOR, 2013).

Existem vários grupos de meteoritos marcianos, sendo a classe Shergottite-Nakhlite-Chassignite (SNC) a mais representativa, pela quantidade, heterogeneidade geoquímica e origens diferentes de Marte. Os nomes das classes de meteoritos marcianos derivam dos nomes das localidades na Terra onde foi descoberto o primeiro tipo de cada meteorito. Por exemplo, os shergottites são nomeados após o primeiro deles, o meteorito Shergotty, que foi descoberto em Sherghati, Índia, em 1865; os nakhlites são nomeados após o primeiro deles, o meteorito Nakhla, que foi descoberto em El-Nakhla, Alexandria, Egito, em 1911; e os chassignites são nomeados após o primeiro deles, o meteorito de Chassigny, que foi descoberto em Chassigny, Haute-Marne, França, em 1815. Cada classe de meteoritos tem propriedades geoquímicas distintas entre si. Destas, a mais comum é a dos shergottites, que em sua maioria são basaltos (TAYLOR, 2013).

Shergottites – aproximadamente três quartos de todos os meteoritos marcianos podem ser classificados como shergottites, que podem ser pedaços de fluxos de lava superficiais espessos ou magma solidificado que resfriou em diques abaixo da superfície. Os shergottites são rochas ígneas com litologia máfica a ultramáfica. Com base na ampla gama dos seus tamanhos de cristais e conteúdos minerais, os shergottites se dividem em três grupos principais, o basáltico, o *ol-phyric* (olivina) (como o grupo Tissint encontrado no Marrocos em 2011) e os shergottites lherzolíticos (apenas seis), que são peridotitos, sendo representativos do manto marciano (AVICE *et al.*, 2018). Os shergottites tendem a ter muito menos feldspato e plagioclase do que basaltos terrestres típicos, mas como basaltos em todos os planetas, eles se formaram pela fusão parcial do interior (TAYLOR, 2013).

Nakhlites – os meteoritos nakhlites são rochas ígneas ricas em augita e foram formadas a partir de magma basáltico, durante cerca de 90 milhões de anos, de 1.416 a 1.322 milhões de anos atrás. Eles contêm cristais de augita e olivina. Suas idades de cristalização, comparadas à cronologia por contagem de crateras em diferentes regiões em Marte (as crateras foram formadas por impactos ocorridos em diferentes épocas), sugerem que os nakhlites se formaram durante grande atividade vulcânica nas regiões de Tharsis, Elysium e Syrtis Major Planum. Foi demonstrado que os nakhlites foram inundados com água líquida em Marte aproximadamente a 620 milhões de anos atrás, e que foram ejetados há cerca de 10,75 milhões de anos por um impacto de asteroide. Eles caíram na Terra nos últimos 10.000 anos (TAYLOR, 2013).

Pela composição química dos meteoritos marcianos pode-se determinar o tempo de diferenciação inicial de Marte, daí a época em que o manto se formou, e deduzir as variações na composição dentro do manto.



Figura 15: Fotografia de campo do meteorito marciano MIL 03346 coletado pelo Programa Antártico de Busca por Meteoritos (Antarctic Search for Meteorites Program (ANSMET)) em um campo de gelo na Cordilheira de Miller, Antártida, 2003 (NASA, 2010).

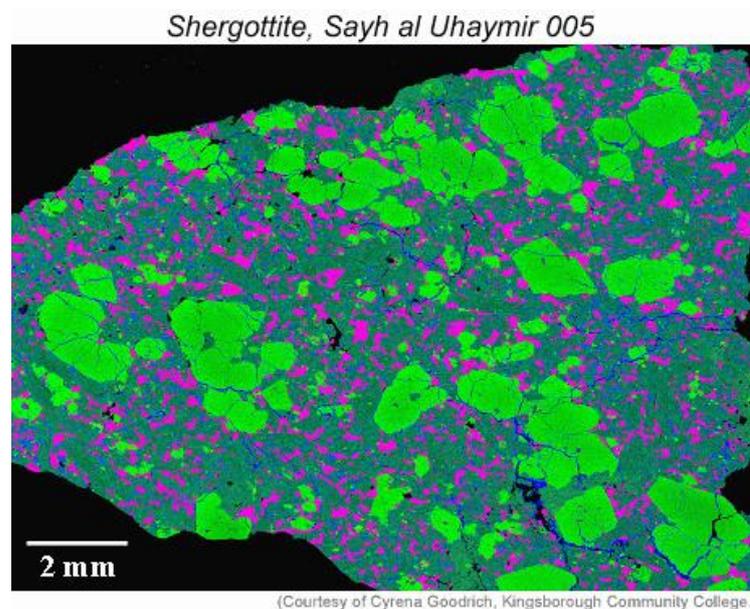


Figura 16: Amostra polida de um shergottite, Sayh al Uhaymir 005, encontrado em Omã (Goodrich *et al.*, 2003).

A imagem da figura 16 é um mapa de raios-X obtido em uma microsonda de elétrons. Verde claro é olivina, verde escuro é piroxênio, e rosa é maskelynite

(feldspato plagioclásio impactado contra um vidro). Os meteoriticistas chamam esses shergottites ricos em olivina de "olivina-sicotófitas" para diferenciá-los dos shergottites (semelhantes, mas com pouca ou nenhuma olivina) e dos shergottites lherzolíticos (grandes quantidades de olivina e piroxênio, plagioclásio e provavelmente não derivados de fluxos de lava).

Como vimos anteriormente, os shergottites vêm de magmas que entraram em erupção entre cerca de 500 milhões de anos a 150 milhões de anos atrás. Nakhilites (rochas ricas em piroxênio que se formaram em tipos de fluxos de lava diferentes dos que formaram os shergottites) e o meteorito Chassigny são mais velhos, 1.3 bilhões de anos. O mais antigo meteorito marciano identificado é o Allan Hills 84001 (ALH 84001), formado a partir de um magma intrudido nas profundezas da crosta marciana há 4,3 bilhões de anos (TAYLOR, 2013).

Embora os shergottites sejam todos bastante jovens em comparação com a idade de 4,55 bilhões de anos dos planetas, eles contêm um claro registro do tempo em que suas regiões de origem manto se formaram. Os cosmoquímicos referem-se à região do manto de um planeta que se fundia para dar origem a um magma como a região de origem do magma. Isto foi mostrado pela medição das concentrações dos isótopos de rubídio (Rb) e estrôncio (Sr) nos meteoritos (BORG *et al.*, 2003).

Os cosmoquímicos obtêm informações sobre a idade do samário (Sm) e do neodímio (Nd), dois elementos de terras raras (ETR). Sm tem dois elementos radioativos: o ^{147}Sm decai para o ^{143}Nd com uma meia-vida longa de 106 bilhões de anos. Por outro lado, o ^{146}Sm decai para o ^{142}Nd com uma meia-vida muito mais curta, apenas 103 milhões de anos. O ^{146}Sm decai rápido o suficiente para ser quase completamente transformado em ^{142}Nd em cerca de cinco meias-vidas, cerca de 500 milhões de anos. Os shergottites têm evidências claras de que esse isótopo de vida curta estava presente em suas fontes mantélicas, de modo que as fontes se formaram antes de 4,0 bilhões de anos atrás (TAYLOR, 2013).

Os shergottites revelam outra característica fundamental dos reservatórios distintos do manto: os reservatórios enriquecidos são significativamente mais oxidantes do que os depletados. Isto é mostrado pela determinação de um parâmetro chamado de fugacidade de oxigênio ($f\text{O}_2$), que está relacionado à pressão parcial de oxigênio disponível em uma rocha para oxidar elementos que podem ocorrer em mais de um

estado de valência (GOODRICH *et al.*, 2003). Os cosmoquímicos determinam a fugacidade de oxigênio medindo a composição de minerais contendo ferro em uma rocha. Especificamente, eles determinam a quantidade de Fe^{2+} e Fe^{3+} em cada mineral. Os exemplos são dois minerais de óxido de ferro-titânio ou um óxido de ferro chamado espinélio associado a piroxênio e olivina (também ambos minerais que contêm ferro). Requer observações muito cuidadosas da mineralogia e da maneira como os minerais se misturam nas rochas para escolher os minerais certos a serem analisados (HERD, 2003). Também requer análises extremamente precisas por microsonda de elétrons, porque a quantidade de Fe^{3+} não pode ser determinada diretamente, apenas o Fe total pode ser medido. A quantidade de ferro di- e tri-valente é determinada pelo cálculo da fórmula precisa para um mineral.

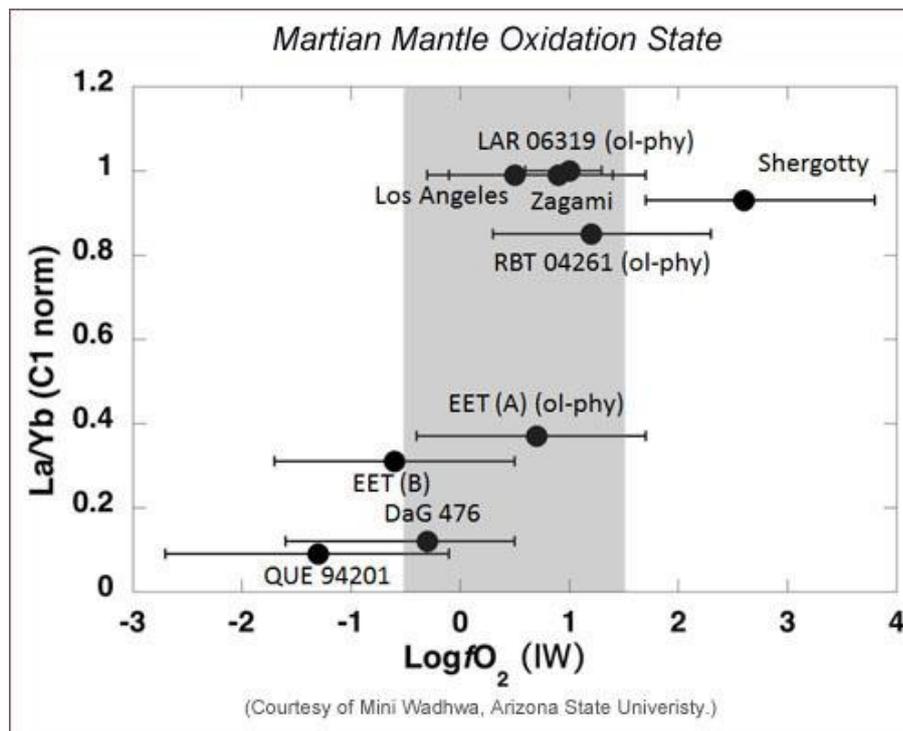


Figura 17: Diagrama de dados para uma variedade de meteoritos marcianos shergottites (Wadhwa, 2001).

Tradução: em cima – “*Martian mantle oxidation state*” = “estado de oxidação do manto marciano”.

A figura 17 mostra como o estado de oxidação, expresso como a fugacidade de oxigênio (relacionada à pressão parcial de oxigênio disponível para reagir), varia com a proporção de lantânio para itérbio. A razão elementar La/Yb é dividida pela

razão em condritos carbonáceos primitivos (é o que significa a "norma C1"). A fugacidade de oxigênio é em relação ao valor quando tanto ferro metálico quanto óxido de ferro (FeO) estão presentes em equilíbrio entre si e com oxigênio. Observe os dois grupos distintos, um mais reduzido (menor fO_2) com menor La/Yb do que o outro. Os pontos mostram a fO_2 das regiões de origem do manto, determinada pela abundância de európio (que é muito sensível às condições de oxidação). A área cinzenta mostra o intervalo em fO_2 dos fluxos de lava de shergottite, que podem ter sido afetados pela cristalização ou perda de voláteis, portanto apenas indiretamente registrar as condições de oxidação no manto (TAYLOR *et al.*, 2012).

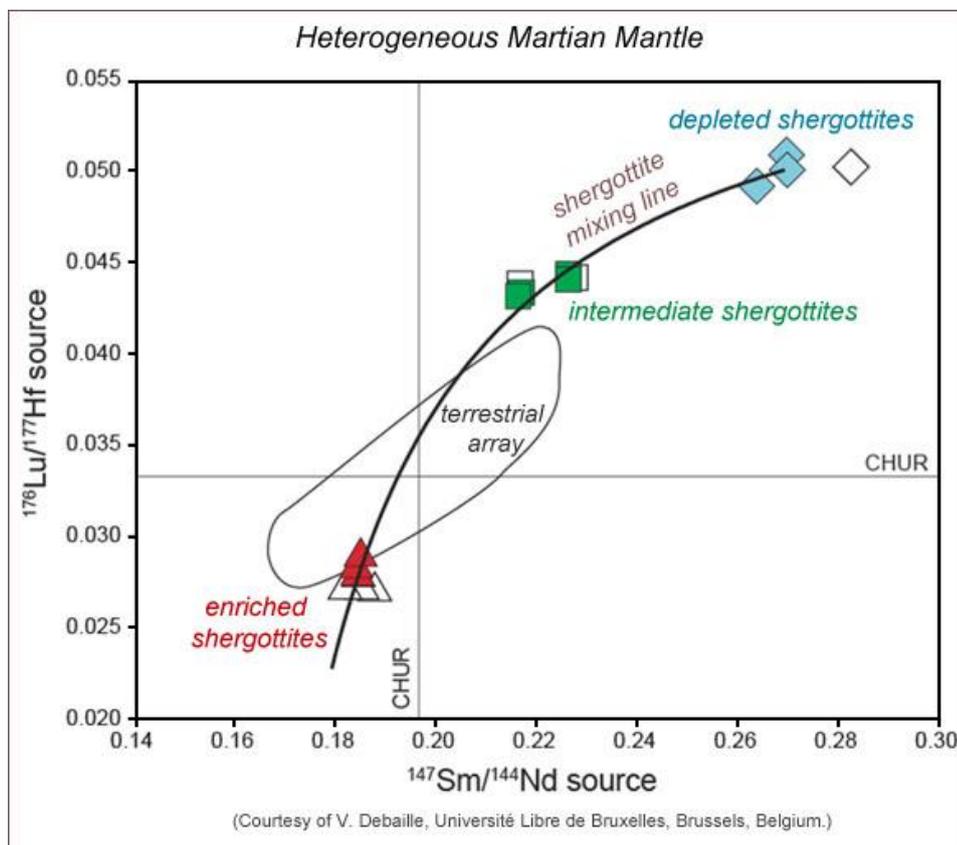


Figura 18: Gráfico mostrando variações nas composições isotópicas das regiões do manto de Marte (chamadas "regiões fonte") nas quais diferentes meteoritos marcianos shergottites se formaram (Debaille, 2012).

Tradução: eixos x e y – “source” = “fonte”; em cima – “heterogeneous Martian mantle” = “manto marciano heterogêneo”; dentro da figura – “mixing line; intermediate; terrestrial array; enriched” = “linha de mistura; intermediários; campo terrestre; enriquecidos”.

Na figura 18, CHUR significa reservatório uniforme condritico, um tipo de linha de base da composição química média dos condritos com que os cosmoquímicos gostam de fazer comparações. A extensão dos meteoritos marcianos é muito maior do que a disseminação de rochas terrestres (veja o campo esboçado em preto), indicando que o manto marciano é bastante heterogêneo (TAYLOR *et al.*, 2012).

Medições isotópicas dos produtos do decaimento radioativo mostram que as diversas regiões-fonte de shergottites se formaram há 4,5 bilhões de anos. A idade antiga deriva de medições de isótopos de neodímio (Nd) e samário (Sm). Os cosmoquímicos acham que a proporção de ^{142}Nd para ^{144}Nd aumenta à medida que a razão de Sm para Nd aumenta, indicando que ^{142}Nd estava presente no manto marciano quando se formou (TAYLOR *et al.*, 2012; TAYLOR, 2013). Isso é um grande problema porque o ^{146}Sm decai para o ^{142}Nd com uma meia-vida relativamente curta, 103 milhões de anos. Isso faz com que seja um indicador sensível de eventos que aconteceram há muito tempo quando Marte era jovem (MCLENNAN, 2003). Os dados no diagrama (figura 19) mostram que os shergottites caem em uma linha que indica uma idade de 4,5 bilhões de anos. Os nakhlites (outro grupo de meteoritos marcianos) saem da linha, indicando que eles vêm de uma região distinta do manto. Os nakhlites também diferem em outros sistemas isotópicos, como o tungstênio, reforçando a ideia de que eles vêm de um lugar diferente no manto do que os shergottites (BRIDGES *et al.*, 2006).

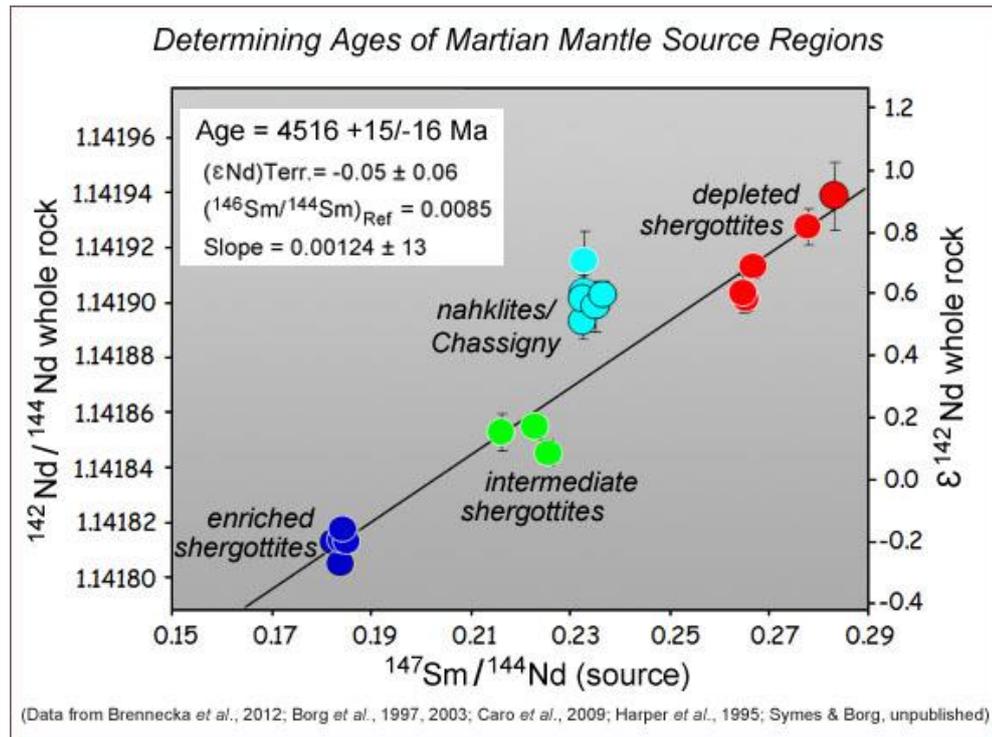


Figura 19: Neste diagrama todos os dados são composições isotópicas de análises de rochas marcianas inteiras de shergottites (círculos azul, verde e vermelho) e nahklites (círculos turquesa) (Taylor *et al.*, 2012).

Tradução: eixo x – “source” = “fonte”; eixo y – “whole rock” = “rocha inteira”; dentro da figura – “enriched; intermediate; depleted” = “enriquecido; intermediário; empobrecido”; dentro do campo branco – “age; slope” = “idade; curva”.

Na figura 19, o eixo horizontal é na verdade apenas a razão elementar de Sm para Nd. O eixo y é a abundância de ^{142}Nd , que é o produto de decaimento de curta duração (meia-vida de 103 milhões de anos), ^{146}Sm , normalizado com a quantidade de Nd na rocha. A correlação linear entre os shergottites (tudo exceto os círculos turquesa) indica que o ^{142}Nd era um produto da deterioração de Sm. Os dados caem em uma linha que definem uma idade de cerca de 4,516 bilhões de anos, indicando que essas regiões de origem no manto de Marte se formaram muito cedo na história do planeta. As distintas diferenças em Sm/Nd, juntamente com as outras diferenças, tais como estado de oxidação e La/Yb, demonstram que existem pelo menos duas regiões de origem que produziram shergottites, com outra intermediária entre elas (TAYLOR *et al.*, 2012).

3.4 MANTO MARCIANO

Os dados geoquímicos (publicados na literatura) obtidos por naves espaciais em Marte e de meteoritos marcianos, tomados em conjunto, indicam claramente pelo menos dois reservatórios distintos no manto de Marte (TAYLOR, 2013). É interessante notar que a gama de composições de diferentes partes do manto marciano mostra que o manto é quimicamente e mineralogicamente heterogêneo.

A tabela 1 resume as propriedades de dois reservatórios mantélicos distintos geradores dos magmas que criaram os shergottites:

Reservatório Enriquecido	alta La/Yb baixa Sm/Nd ($-\epsilon_{Nd}$) alto Rb (alta $^{87}Sr/^{86}Sr$) oxidado
Reservatório Depletado	baixa La/Yb alta Sm/Nd ($+\epsilon_{Nd}$) baixo Rb (baixa $^{87}Sr/^{86}Sr$) reduzido

Tabela 1: Relações de elementos de terras raras (ETR) em reservatórios enriquecidos e depletados de Marte (Taylor *et al.*, 2012).

O reservatório enriquecido pode ser considerado como “semelhante à crosta”. Isto é, crostas planetárias podem ser mais enriquecidas em elementos-traço em comparação com os mantos subjacentes. Também é consistente com as observações pelo espectrómetro de raios gama da nave espacial robótica em órbita de Marte, Mars Odyssey, que mostrou níveis mais elevados de K e Th (ambos os elementos se comportam como elementos de terras raras) em comparação com meteoritos marcianos (NASA, 2018). No entanto, nos modelos teóricos, colocando-se o componente enriquecido como pertencente à crosta, necessitar-se-ia que os magmas depletados interagissem com as rochas crustais para se tornarem mais enriquecidos em elementos-traço e $^{87}Sr/^{86}Sr$, e depletados

em Sm/Nd, de maneiras tão precisas que requereriam propriedades e processos químicos equilibradamente únicos e muito precisos para cada magma – um evento improvável. A solução teórica nos modelos foi colocar os reservatórios não na crosta, mas sim no manto (TAYLOR *et al.*, 2012; TAYLOR, 2013).

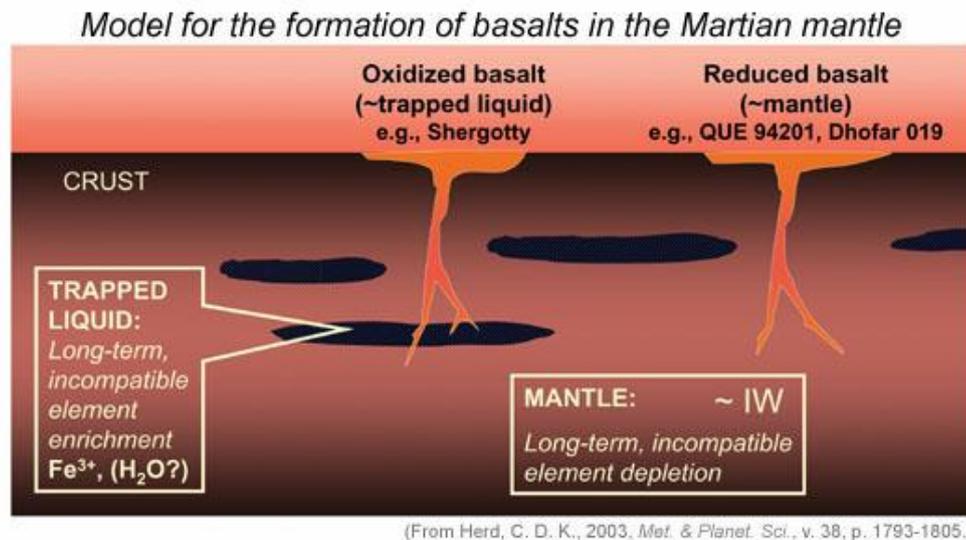


Figura 20: Modelo para a formação de shergottite (e basaltos marcianos em geral) no manto marciano (Herd, 2003).

Tradução: em cima – “*model for the formation of basalts in the Martian mantle*” = “modelo para a formação de basaltos no manto marciano”; dentro da figura – “*crust; oxidized basalt; trapped liquid; reduced basalt; mantle; long-term, incompatible element enrichment; long-term, incompatible element depletion*” = “crosta; basalto oxidado; líquido aprisionado; basalto reduzido; manto; enriquecimento de elementos incompatíveis a longo prazo; empobrecimento de elementos incompatíveis a longo prazo”.

Na figura 20, é mostrado modelo de dois reservatórios que foram produzidos no início da história marciana. Um deles está depletado em elementos-traço e é altamente redutor. O outro é enriquecido em elementos-traço e é oxidante. Este contém substancialmente mais Fe^{3+} do que o reservatório depletado, mas também pode conter H_2O (embora isso não é necessário para fazer com que o estado de oxidação seja maior do que no reservatório depletado) (TAYLOR *et al.*, 2012).

A idade muito antiga dos reservatórios pode indicar que Marte foi cercado por um oceano de magma quando se formou como a maioria dos cientistas planetários acha que aconteceu com a Lua quando ela se formou. Se for assim, enquanto a

cristalização continuava, o magma tornar-se-ia progressivamente enriquecido em elementos de terras raras excluídos dos sólidos (que estavam se cristalizando), talvez alcançando valores cem vezes mais elevados. Isso poderia produzir uma grande variedade de mantos, desde manto depletado para altamente enriquecido. E, como o Fe^{3+} tende a ser excluído de minerais se cristalizando de forma mais intensa do que o Fe^{2+} , a proporção de Fe^{3+} para Fe^{2+} aumenta, tornando os reservatórios enriquecidos mais oxidantes. Se H_2O estivesse presente, também se concentraria nos reservatórios enriquecidos. Em Marte, a profundidade do oceano de magma importa muito porque quanto mais profundo o oceano de magma, maior a pressão perto de sua base. A diferença da pressão resulta em diferentes minerais se cristalizando e estes minerais diferem na medida em que excluem ou incluem elementos-traço (MCLENNAN *et al.*, 2003).

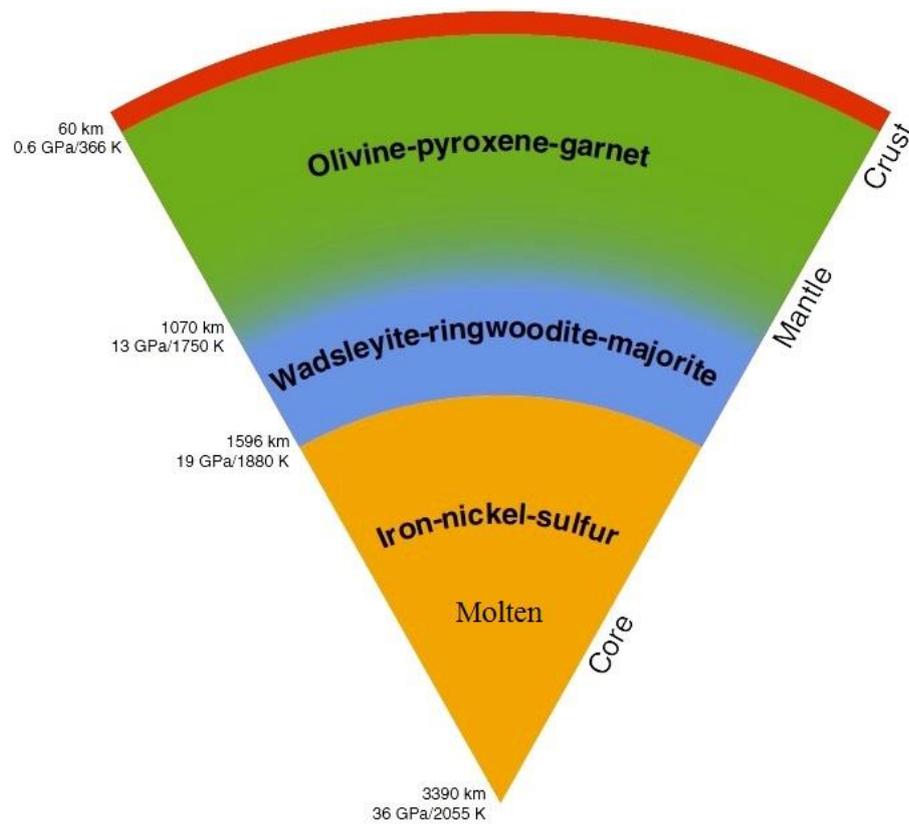


Figura 21: Um diagrama provável da estrutura interior de Marte, baseada em modelos teóricos e experimentos de laboratório (Hoolst *et al.*, 2014).

Tradução: dentro da figura – “*crust; mantle; core; molten; iron; sulfur*” = “crosta; manto; núcleo; fundido; ferro; enxofre”.

Na figura 21, o modelo para o manto superior de Marte consiste em olivina e piroxênio, com uma pequena quantidade de granada (zona verde). Estes são minerais bastante comuns na Terra, nos outros planetas, na Lua e em asteroides. No entanto, a uma profundidade de cerca de 1.100 km, com uma pressão estimada de 13 GPa e temperatura de 1.477 °C (1.750 K), a olivina começa a se converter em uma forma mais densa, chamada gama-espinélio, sem alterar sua composição química (TAYLOR, 2013).

A conversão fica completa a uma profundidade de 1.300 km, na zona de transição no manto marciano (zona azul), em pressões mais altas ($P \sim 16$ GPa e $T \sim 1.547$ °C (1.820 K)) (HOOLST *et al.*, 2014) na qual, juntamente com a conversão da olivina em uma estrutura de cristal espinélio, a granada e o piroxênio se convertem no mineral majorite, que tem uma estrutura cristalina semelhante a granada, mas está próximo ao piroxênio na composição química.

A zona de transição no manto marciano é composta principalmente dos minerais wadsleyite e ringwoodite, podendo conter grande quantidade de água na forma destes minerais hidratados, e pode estar em contato direto com o núcleo marciano. A água contida nos minerais (wadsleyite e ringwoodite) da zona de transição no manto possivelmente reage com o núcleo marciano (SHIBAZAKI *et al.*, 2009).

Neste modelo (baseado em teorias e dados experimentais, tanto de Marte quanto de laboratórios na Terra), o núcleo de Marte é totalmente fundido (não cristalizado) – contendo ferro e enxofre fundidos e níquel (HOOLST *et al.*, 2014) – e composto por duas regiões: o núcleo externo (zona laranja) que começa a cerca de 1.600 km de profundidade, e o núcleo interno (laranja) que começa a cerca de 2.000 km e continua até o centro a uma profundidade de 3.390 km (HOOLST *et al.*, 2014).

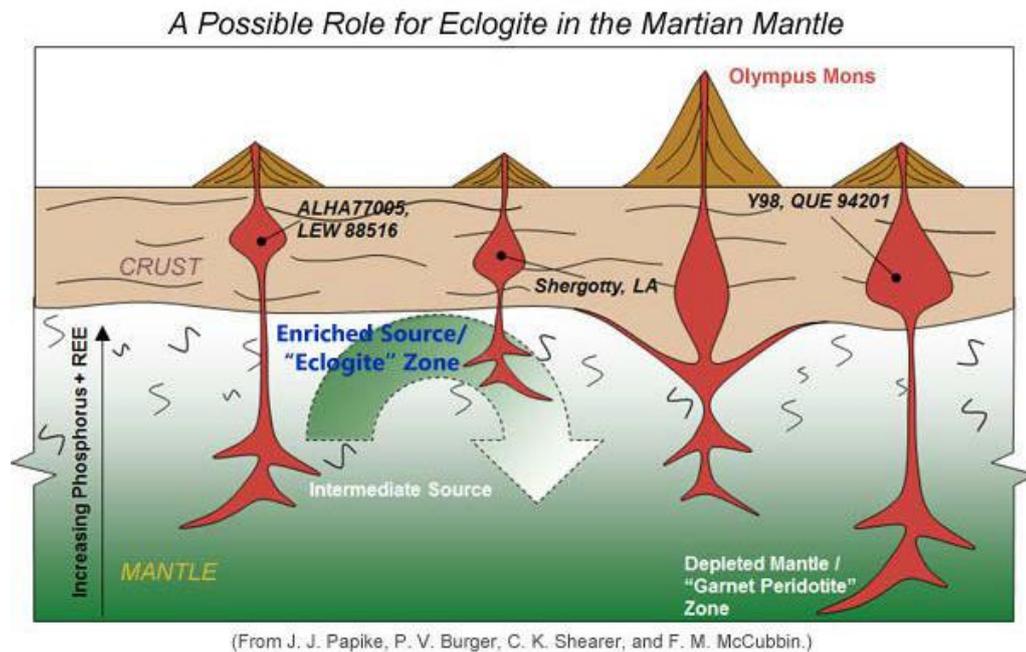


Figura 22: Modelo dinâmico para o manto marciano (Taylor *et al.*, 2012).

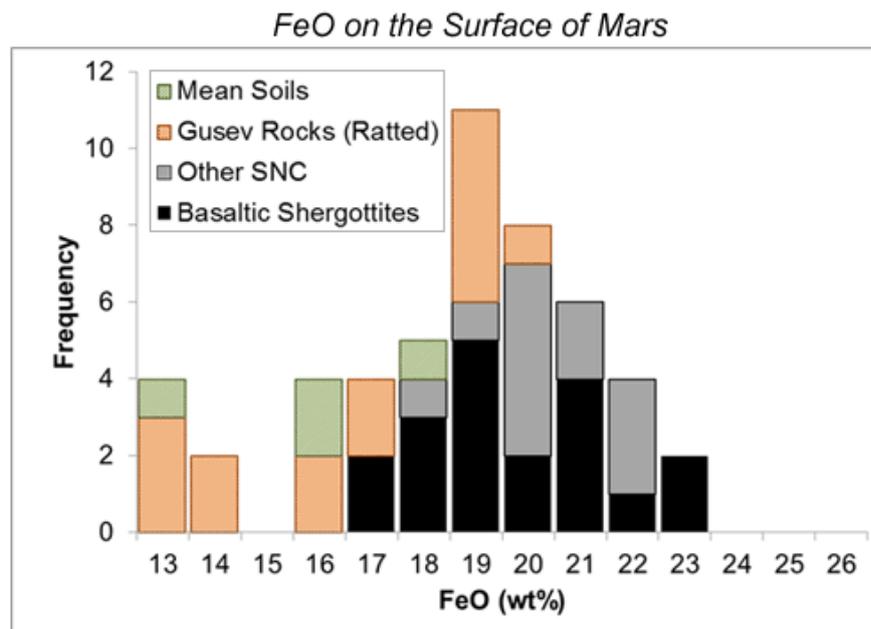
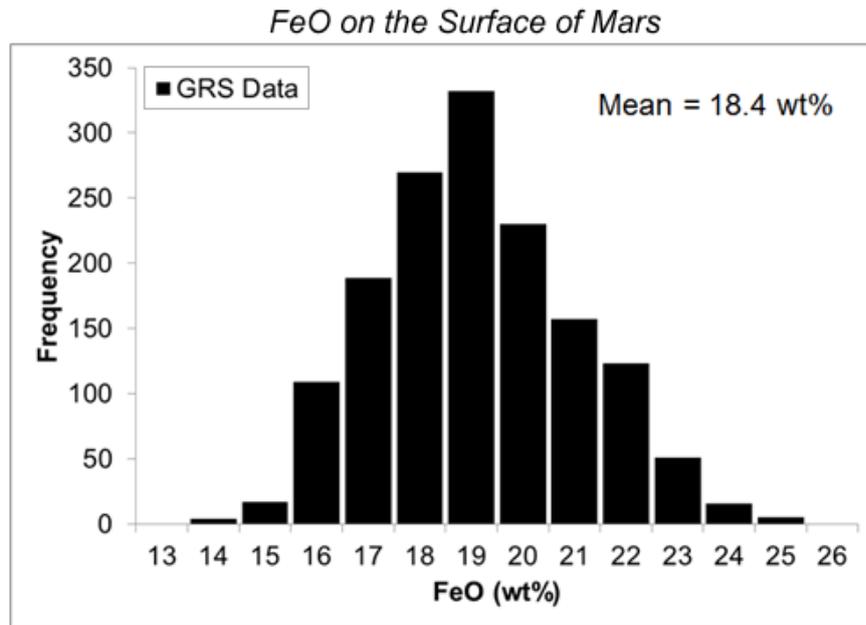
Tradução: em cima – “*a possible role for eclogite in the Martian mantle*” = “uma possível função para o eclogito no manto marciano”; eixo vertical – “*increasing phosphorus; REE*” = “aumento de fósforo; ETR”; dentro da figura – “*olympus mons; crust; mantle; enriched source; zone; intermediate source; depleted mantle*” = “monte olimpos; crosta; manto; fonte enriquecida; zona; fonte intermediária; manto depletado”.

Na figura 22, o denso eclogito (contendo granada) é uma rocha de alta pressão com a composição do basalto, e desempenha um papel na produção de regiões de origem mista de shergottite no manto de Marte. A fonte enriquecida pode representar magmas basálticos que foram enterrados no fundo da crosta em crescimento, formando eclogite. Os nomes dos meteoritos são mostrados em preto (TAYLOR *et al.*, 2012).

Os detalhes da criação primária das diversas fontes de shergottite e sua subsequente fusão são muito pouco conhecidos. De fato, não sabemos ao certo quantas fontes existem no manto marciano. Diferenças entre os shergottites e nakhlites, e entre todos os meteoritos marcianos e as rochas analisadas por robôs na superfície de Marte, indicam que há quase certamente mais fontes de manto do que apenas as duas principais representadas pelos shergottites. O manto pode ser ainda mais heterogêneo do que os meteoritos indicam (TAYLOR *et al.*, 2012).

Praticamente em todas as estimativas de composições planetárias, se assumem que elementos refratários estavam presentes em proporções condriticas quando os planetas se formaram. Estudos de meteoritos condriticos e inclusões refratárias neles tendem a confirmar essa suposição (TAYLOR *et al.*, 2012).

Uma diferença significativa entre a composição modelada de Marte e a composição global da Terra é que Marte contém significativamente mais FeO do que a Terra. Com base em poucos meteoritos marcianos, estima-se que Marte contém 18% em peso (wt%) de FeO, em comparação com 8 wt% na Terra. Dados globais do espectrômetro de raios gama (Gamma-Ray Spectrometer (GRS)) a bordo da espaçonave Mars Odyssey, em órbita de Marte (TELES, 2015; NASA, 2018), e novos dados de meteoritos e análises de rochas e solos em locais de pouso em Marte indicam que este enriquecimento em FeO é confiável (figuras 23 e 24). Os dados de GRS, por exemplo, mostram que cada região com 500 km² é mais rica em FeO do que nos basaltos terrestres. O ferro em Marte parece estar muito mais oxidado que na Terra, i.e., uma porcentagem maior de seu ferro está oxidada, e não na forma metálica (TAYLOR *et al.*, 2012). Poder-se-ia dizer então que os meteoritos marcianos se formaram depois da diferenciação do núcleo de Marte, pois o Fe não tinha ainda se precipitado do núcleo para o manto.



Figuras 23 e 24: Concentrações de FeO na superfície de Marte (Taylor *et al.*, 2012).

Tradução: eixo y – “frequency” = “frequência”; em cima – “on the surface of Mars” = “na superfície de Marte”; dentro das figuras – “data; mean; mean soils; rocks; ratted; other; basaltic” = “dados; média; solos principais; rochas; fracionadas; outros; basálticos”.

Concentrações de FeO na superfície de Marte conforme determinado a partir de espectrometria de raios gama a partir de órbita (figura 24) e de meteoritos e de robôs na superfície do planeta (figura 25). Note-se que todas as frequências

amostradas são muito maiores do que a concentração de FeO no silicato da Terra como um todo (cerca de 8 wt%). No histograma inferior (figura 25), os dados de rochas da cratera Gusev são apenas para rochas que foram analisadas após a moagem com o Rock Abrasion Tool (RAT) dos robôs Mars Exploration Rovers Spirit e Opportunity. Os dados de solo mostrados são médias estatísticas para os locais de pouso (TAYLOR *et al.*, 2012; NASA, 2018).

O alto teor de FeO na superfície corresponde ao alto teor de FeO no interior. Utilizando-se a proporção de manganês para ferro em meteoritos marcianos, sabe-se através dos poucos meteoritos marcianos que o interior marciano contém 18 wt% de FeO (como dito anteriormente). No entanto, outras abordagens baseadas em análises e experimentos terrestres indicam que o interior de Marte pode ter em média de 15 wt% de FeO. Os dados geofísicos de Marte como um todo são consistentes com um teor de ferro nessa faixa, que ainda é aproximadamente o dobro do da Terra (TAYLOR *et al.*, 2012; TAYLOR, 2013).

Existe uma relação entre Fe e Mg (relacionada à abundância de FeO), conhecida como “número de magnésio”, e que é expressa matematicamente pela relação $Mg^* = (Mg/(Mg + Fe)) \times 100$. Esta é quase sempre expressa em porcentagem de moles (refletindo a abundância de átomos, não seus pesos). A proporção reflete a quantidade de fusão parcial que ocorreu para produzir magma ou a quantidade de cristalização fracionária que ocorreu antes do magma cristalizar na crosta. O comportamento geoquímico do magnésio faz este tender a ficar na fase sólida, na forma de silicatos de magnésio-ferro, como olivina e piroxênio (em vez de ficar na fase fundida do magma), enquanto o comportamento geoquímico do ferro é neutro (tanto pode ficar na fase sólida quanto na fase fundida). Isso leva a fracionamentos grandes de ferro do magnésio. Modelos de Marte indicam um valor de Mg/(Mg + Fe) de 75% molar. Se a concentração de FeO for mais baixa (em torno de 15 wt%) então o valor de Mg/(Mg + Fe) estaria mais próximo de 80% em mol – ainda muito menor do que na Terra, em torno de 89% em mol. Isso tem implicações importantes para a fusão parcial dentro de Marte, porque as rochas com baixo Mg/(Mg + Fe) se fundem a temperaturas mais baixas do que aquelas com valores mais altos, com outros fatores sendo iguais (TAYLOR *et al.*, 2012).

Abundâncias de elementos voláteis são maiores em Marte do que na Terra. Tanto os meteoritos marcianos quanto os dados globais de raios gama indicam uma razão entre potássio e tório de 6.000, em comparação com cerca de 2.900 na Terra. Elementos altamente voláteis, como o tálio e o cádmio, também parecem ser um pouco mais enriquecidos em Marte em comparação com a Terra, mas as concentrações desses elementos de baixa abundância são bastante incertas em ambos os planetas (TAYLOR *et al.*, 2012; TAYLOR, 2013).

Um dos compostos voláteis mais interessantes é a água (H₂O). Ela afeta as temperaturas de fusão e seu transporte para a superfície pode causar alterações nos ambientes – formando rios, lagos e oceanos – em que a vida pode se formar. O conteúdo de água nos meteoritos marcianos indica que a [H₂O] interior é aproximadamente a mesma que na Terra, no entanto, não conhecemos muito bem o volume de água da Terra. O manto terrestre tem regiões que são muito mais úmidas do que outras, particularmente em zonas de subducção (TAYLOR, 2013).

Um ponto particularmente interessante é que as fontes distintas para os meteoritos marcianos não parecem diferir significativamente no conteúdo de H₂O. A sobreposição nas concentrações de H₂O, combinada com a enorme variação no ϵNd das diversas regiões de origem do manto, indica que a água já estava presente em Marte quando se diferenciou a 4,5 bilhões de anos atrás (TAYLOR *et al.*, 2012; TAYLOR, 2013).

Uma incerteza fundamental é que os meteoritos marcianos não são representativos da variedade completa dos tipos de rochas em Marte, e que mesmo eles representam vários reservatórios distintos no manto.

Como mencionado anteriormente, basaltos planetários dão informações sobre a composição do interior. O registro da composição do manto fica menos preciso por tudo o que aconteceu ao magma quando foi subindo do manto para a superfície (cristalização parcial em profundidade, reações com rochas crustais mais antigas) e o basalto cristalizado foi afetado por processos superficiais tais como reações com água. Isso leva os cosmoquímicos a procurar por magmas primários – rochas cujas composições químicas em massa representam uma fusão

parcial do manto. Uma vez encontrados, experimentos e modelagens teóricas geoquímicas podem ser utilizados para inferir parâmetros composicionais sobre o manto e sobre a pressão e a temperatura na qual um magma se formou (TAYLOR *et al.*, 2012; TAYLOR, 2013).

Os geoquímicos identificam magmas primários procurando por rochas que possuem alto teor de $Mg/(Mg + Fe)$, tanto em análises químicas totais quanto em análises do interior de cristais de olivina. O alto teor de $Mg/(Mg + Fe)$ de Marte indica que pouca cristalização fracionada ocorreu. Além disso, os elementos que entram prontamente na olivina (geralmente entre os primeiros minerais a cristalizar), como níquel e cromo, têm quantidades maiores das que nos magmas evoluídos que tiveram cristalização fracionada. As fusões primárias são ideais para se utilizar em experimentos com alta temperatura e pressão para encontrar as condições sob as quais dois ou mais minerais coexistem em uma fusão (magma). A pressão e temperatura para isso acontecer nos experimentos em laboratório fornecem uma boa estimativa para a pressão e temperatura reais no interior, portanto, para a profundidade de origem. Além disso, as composições dos minerais fornecem dados sobre a composição química do interior, tais como o número de magnésio ($Mg/(Mg + Fe) \times 100$) (TAYLOR *et al.*, 2012).

Quatro meteoritos marcianos foram considerados primários ou próximos a isto. Estes magmas primários parecem ter se separado de suas regiões de fonte do manto a pressões correspondentes a profundidades entre 90 e 150 km (figura 26). Esta profundidade corresponde ao manto superior, um lugar perfeitamente razoável para eles se formarem por fusão parcial. Algumas rochas foram analisadas por instrumentos a bordo dos robôs *rovers* Spirit e Opportunity, mas apenas duas (“Fastball” e “Humphrey”) foram utilizadas para experimentos de saturação múltipla. Eles parecem ter se separado de suas regiões de origem mantélica a profundidades de 80 a 100 km (TAYLOR *et al.*, 2012; NASA, 2018).

Sobre as amostras de Marte, a maior parte dos meteoritos analisados é de origem basáltica, enquanto alguns – shergottites lherzolíticos – são peridotitos. Os shergottites lherzolíticos são rochas ultramáficas de origem plutônica, e apenas

seis foram encontrados. E todas as rochas analisadas até o presente por sondas espaciais robóticas na superfície de Marte são basaltos (TAYLOR, 2013).

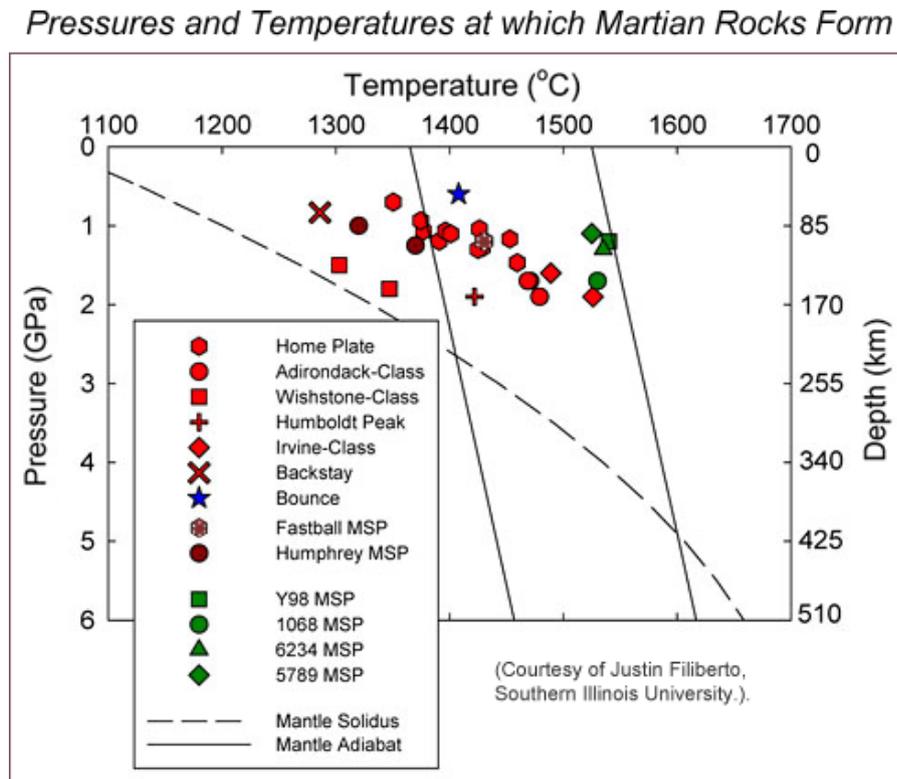


Figura 25: Pressões experimentais e calculadas (profundidades, eixo vertical da direita) e temperaturas em que as rochas marcianas se formaram (Filiberto, 2011).

Tradução: eixo y – “*pressure; depth*” = “*pressão; profundidade*”; em cima – “*pressures and temperatures at which Martian rocks form*” = “*pressões e temperaturas nas quais rochas marcianas se formam*”; dentro da figura – “*class; mantle; solidus; adiabat*” = “*classe; manto; sólido; adiabático*”.

Na figura 25, meteoritos (símbolos verdes) e rochas de superfície (os outros símbolos) estão incluídos. Profundidades inferidas correspondem ao manto superior de Marte. A linha tracejada mostra como a temperatura inicial de fusão do modelo de Marte varia com a pressão (profundidade); é baseado em experimentos. Por causa do teor maior de FeO e elementos alcalinos em Marte, uma curva semelhante para a Terra seria de 30 a 50 °C mais quente. Linhas sólidas são exemplos de como a temperatura de uma parte das rochas varia dentro de Marte se for movida da pressão mais baixa para a mais alta, adiabaticamente – a diferença de temperatura decorre do trabalho realizado para

comprimir ou expandir as rochas. Tomados em conjunto, os dados e cálculos indicam que os magmas basálticos marcianos se separaram de suas regiões de origem do manto a profundidades entre 80 e 150 km (TAYLOR *et al.*, 2012).

Cálculos geoquímicos baseados em experimentos de particionamento de elementos indicam que os basaltos começaram a se fundir (presumivelmente em plumas ascendentes de manto quente) em profundidades variando de 230 a 425 km, e que o manto marciano, até mesmo no período Noachiano (há mais de 3,5 bilhões de anos), foi até 200 °C mais frio que o manto da Terra primitiva. Isso é consistente com um corpo menor resfriando mais rápido, mas levanta questões sobre como as regiões-fonte do manto para os jovens shergottites (todos com menos de 500 milhões de anos) podem ter ficado quentes o suficiente para se fundirem. Isto poderia ter sido devido ao calor gerado por decaimento radioativo (TAYLOR *et al.*, 2012; TAYLOR, 2013).

As concentrações de elementos alcalinos (potássio e sódio em particular) afetam a temperatura de fusão, mas não sabemos suas abundâncias, como elas variam por todo o manto, e quanto reside na crosta. Isso afeta muito as temperaturas de fusão do manto e como elas podem ter variado com o tempo devido à transferência de elementos alcalinos para a superfície. De fato, não sabemos a taxa na qual os elementos produtores de calor – potássio, urânio e tório – foram extraídos do manto e depositados na crosta crescente, dificultando ainda mais nosso entendimento da evolução do manto, a transferência de calor do núcleo para o manto e vice-versa, e a história da convecção no núcleo de Fe e S fundidos (HOOLST *et al.*, 2014). Uma grande incerteza na produção de magma no manto é o papel dos impactos espaciais (meteoritos, asteroides, cometas) no início da história marciana. A NASA identificou 20 bacias de impacto com mais de 1.000 quilômetros de extensão e cinco bacias de impacto com mais de 2.500 quilômetros, todas formadas no início da história marciana, quando a maior parte da crosta foi produzida (TAYLOR *et al.*, 2012; TAYLOR, 2013; NASA, 2018).

Pequenas diferenças de densidade (geralmente impulsionadas por pequenas diferenças de temperatura) fazem com que as regiões mais fluidas do manto subam, e as mais densas afundem. Massas ascendentes dentro de planetas começam a se fundir quando chegam a regiões com menores pressões, causando a produção de magma e a construção da crosta. Os geofísicos modelam teoricamente a convecção dentro da Terra e de Marte (TAYLOR *et al.*, 2012; TAYLOR, 2013).

Uma questão não resolvida é até que ponto a produção de magma marciano envolveu fusão descompressiva ao longo da história marciana. A temperatura de fusão aumenta com a pressão, então mover uma massa quente do manto para baixar a pressão pode fazer com que ela comece a se fundir. Uma quantidade significativa de crosta pode ter se formado como resultado direto da cristalização de um oceano de magma. Parece provável que a convecção desempenhe um papel na geração de magma, mas não sabemos como o tipo e a força da convecção mudaram com o tempo (TAYLOR, 2013).

Ainda é incerto como um manto marciano convectivo preservou as regiões de origem distintas identificadas através de estudos de meteoritos marcianos. Como discutido anteriormente, essas regiões se formaram há 4,5 bilhões de anos, mas não se misturaram. Pela geofísica, a convecção na Terra e em Marte parecem ser bem diferentes, com a subducção de placas reciclando materiais da crosta de volta ao manto da Terra, pois em Marte não há placas tectônicas detectáveis (pelas poucas observações geológicas presentes). No entanto, mesmo na Terra, antigos reservatórios de manto existem como mostram dados isotópicos de lavas da ilha Baffin no ártico canadense e no oeste da Groenlândia. Essas regiões-fonte se formaram há cerca de 4,5 bilhões de anos, mas foram preservadas apesar da convecção energética dentro da Terra (TAYLOR, 2013).

Para se avaliar completamente os reservatórios, suas idades e modelos de suas formações, precisamos de muito mais amostras, particularmente basaltos das terras altas antigas marcianas. Podemos esperar encontrar mais meteoritos, mas ainda poderemos ter apenas as rochas que foram ejetadas de Marte durante os últimos milhões de anos. Idealmente, obteremos mais amostras de Marte enviando naves

espaciais robóticas a Marte para coletarem e retornarem amostras para estudo em laboratórios na Terra (TAYLOR *et al.*, 2012; TAYLOR, 2013).

Os dados do espectrômetro de raios gama (Gamma Ray Spectrometer (GRS)), abordo de espaçonaves em Marte, em particular os elementos-traço K e Th, nos permitirão compará-los com as composições dos shergottites e avaliar a consistência de toda a composição crustal com o conceito de reservatórios de manto enriquecidos e depletados (TAYLOR *et al.*, 2012; TAYLOR, 2013).

4 ANÁLISE DOS DADOS EXPERIMENTAIS E COMPARAÇÕES GEOQUÍMICAS

4.1 ELEMENTOS MAIORES

Os conteúdos de elementos maiores são apresentados por convenção como percentagem de peso em óxido (wt%). No anexo 1 se apresentam os resultados da análise dos elementos maiores, que em geral é maior que 1 wt%. Como nas rochas máficas e ultramáficas a concentração de SiO₂ não possui grandes variações, os diagramas de variação foram elaborados para os principais elementos (silício, magnésio, ferro, alumínio, cálcio, sódio, potássio, titânio, manganês e fósforo) (Si, Mg, Fe, Al, Ca, Na, K, Ti, Mn e P, respectivamente) *versus* a concentração de óxido de magnésio (MgO wt%) (ANGEL-AMAYA, 2010).

Como os elementos maiores são os mais abundantes e mais distribuídos nos reservatórios rochosos crustais e mantélicos da Terra, Marte e de outros planetas e luas do Sistema Solar, aqueles elementos são comumente utilizados para a compreensão geoquímica das rochas e suas comparações dentro da planetologia comparada.

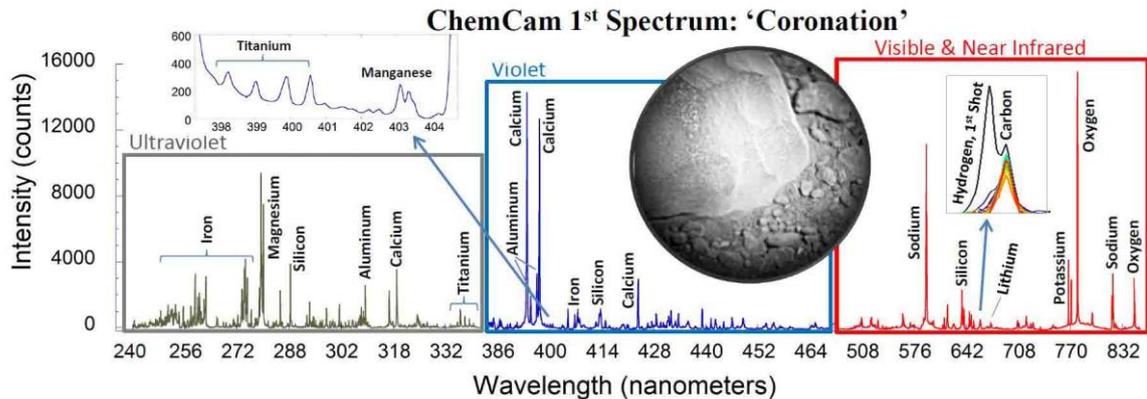


Figura 26: Este é o primeiro espectro a laser do instrumento Chemistry and Camera (ChemCam) no rover Curiosity da NASA, enviado de Marte em 19 de agosto de 2012 (NASA–JPL–Caltech, LANL/CNES/IRAP/UNM, 2012).

Tradução: eixo x – “*wavelength; nanometers*” = “comprimento de onda; nanômetros”; eixo y – “*intensity; counts*” = “intensidade; contagens”; dentro da figura – “*spectrum; coronation; near infrared*” = “espectro; coroação; infravermelho próximo”.

Na figura 26, o gráfico mostra linhas de emissão de diferentes elementos presentes no alvo, uma rocha perto do local de pouso do rover apelidado de “Coroação” (fotografia). Os detectores da ChemCam observam a luz nas faixas de ultravioleta (UV), violeta, visível e infravermelho-próximo utilizando três espectrômetros, cobrindo comprimentos de onda de 240 a 850 nanômetros. A luz é produzida quando o pulso de laser da ChemCam atinge um alvo, gerando gases ionizados na forma de plasma, que são então analisados pelos espectrômetros para se detectar a presença de elementos específicos. Os detectores podem coletar até 16.000 contagens produzidas pela luz em qualquer um dos seus 6.144 canais para cada pulso de laser. O gráfico é um conjunto de espectros obtidos em 30 pulsos de laser em um único ponto com diâmetro de 0,4 mm no alvo. Uma inserção à esquerda mostra detalhes dos elementos menores titânio e manganês na faixa de 398 a 404 nanômetros. Uma inserção à direita mostra os picos de hidrogênio e carbono. O pico de carbono era do dióxido de carbono no ar de Marte. O pico do hidrogênio estava presente apenas no primeiro disparo do laser, indicando que o elemento estava apenas na própria superfície da rocha. O magnésio também foi ligeiramente enriquecido na superfície. As alturas dos picos não indicam diretamente as abundâncias relativas dos elementos

na rocha, já que algumas linhas de emissão são mais facilmente excitadas que outras. Uma análise preliminar indica que o espectro é consistente com o basalto, que é conhecido em missões anteriores como sendo abundante em Marte. A rocha “Coroação” tem 7,6 cm de diâmetro, e estava localizada a 1,5 m do *rover* Curiosity e a 2,7 m da ChemCam no mastro da nave espacial.

Nos gráficos e tabelas a seguir utilizaremos as seguintes cores diferentes – **SPSP**, **QO**, **Gorgona**, **Marte** e MORB.

E também nos gráficos a seguir, OL significa olivina, Cpx é clinopiroxênio, e PL é plagioclase, e $Mg^* = (Mg / (Mg + Fe_t)) \times 100$.

Os meteoritos basálticos marcianos são todos os pontos em vermelho nas plotagens que não estão envolvidos por curvas fechadas. Enquanto que os meteoritos shergottites peridotitos – que representam o manto marciano – estão claramente identificados, e se encontram dentro dos círculos vermelhos.

4.1.1 Óxido de Silício (Sílica) *versus* Óxido de Magnésio ($SiO_2 \times MgO$)

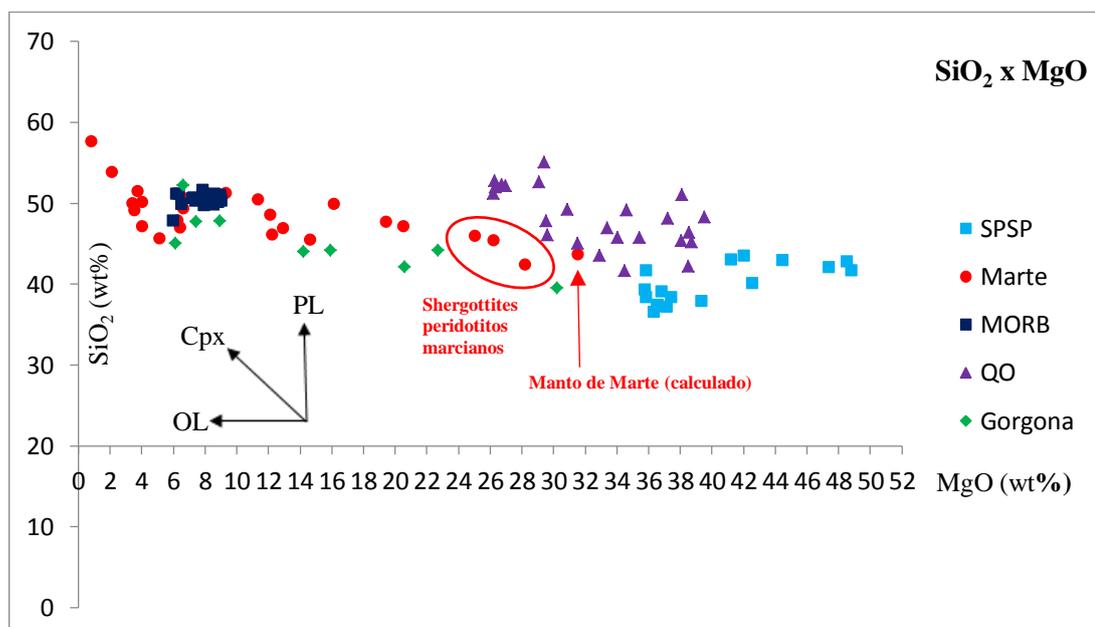


Figura 27: Gráfico de óxido de silício (sílica) *versus* óxido de magnésio ($SiO_2 \times MgO$) (SPSP: Angel-Amaya, 2010; QO e MORB: Sichel, 1990; Gorgona: Kerr, 2005; Marte: Bridges *et al.*, 2006).

Analisando o gráfico (figura 27) de SiO_2 x MgO , percebemos que o manto terrestre, aqui representado por SPSP, é mais enriquecido em Mg. E que os mantos (SPSP) (e os komatiitos de Gorgona e QO) da Terra e o de Marte possuem concentrações de SiO_2 semelhantes. Todas as amostras estão no mesmo *trend* sendo que o manto de SPSP é mais enriquecido em MgO . O gráfico sugere cristalização fracionária de olivina em SPSP, pois quando o MgO diminui SiO_2 fica constante, o que é indicativo de cristalização de olivina.

O gráfico sugere cristalização fracionária de clinopiroxênio nos basaltos de Marte, derivados de um manto primitivo.

Vemos também que os meteoritos shergottites peridotitos marcianos e o manto calculado de Marte possuem concentrações bem próximas de SiO_2 e MgO , indicando que estes tipos de shergottites podem ter sido formados perto do manto. Os basaltos de Marte mostram maior variação em SiO_2 e MgO sugerindo que houve cristalização fracionária de clinopiroxênio e olivina.

Os MORB plotam dentro do campo de basalto de Marte. O teor de SiO_2 de ambos os grupos de basalto é similar, entretanto os basaltos de Marte têm maior variação em MgO o que pode sugerir uma maior percentagem de fusão parcial do manto marciano em comparação ao terrestre.

4.1.2 Óxido de Ferro Total *versus* Óxido de Magnésio (FeO_t x MgO) e Óxido de Ferro Total *versus* Óxido de Silício (Sílica) (FeO_t x SiO_2)

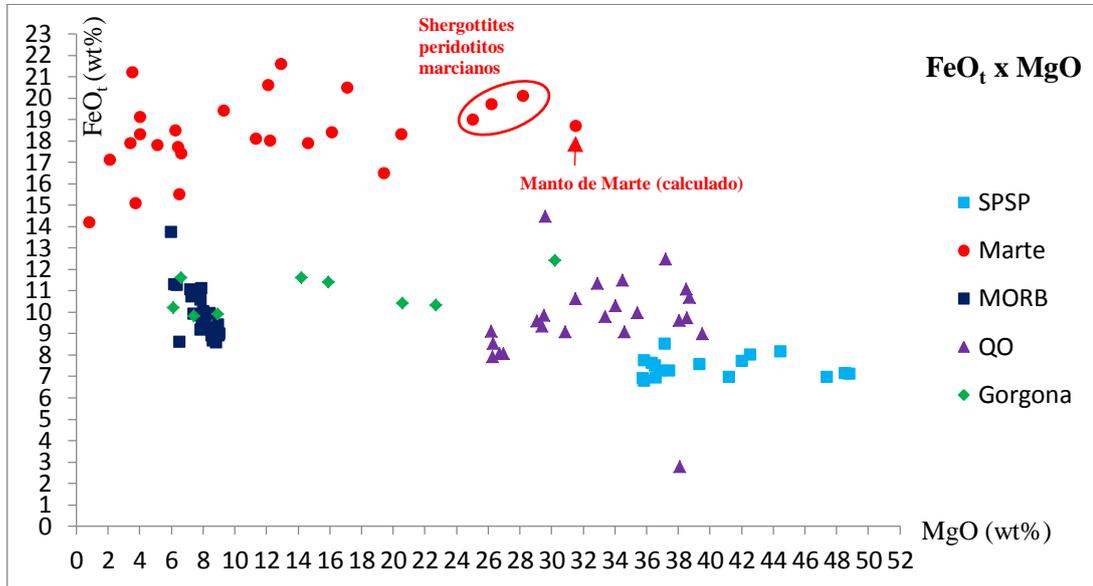


Figura 28: Gráfico de óxido de ferro total *versus* óxido de magnésio (FeO_t x MgO) (SPSP: Angel-Amaya, 2010; QO e MORB: Sichel, 1990; Gorgona: Kerr, 2005; Marte: Bridges *et al.*, 2006).

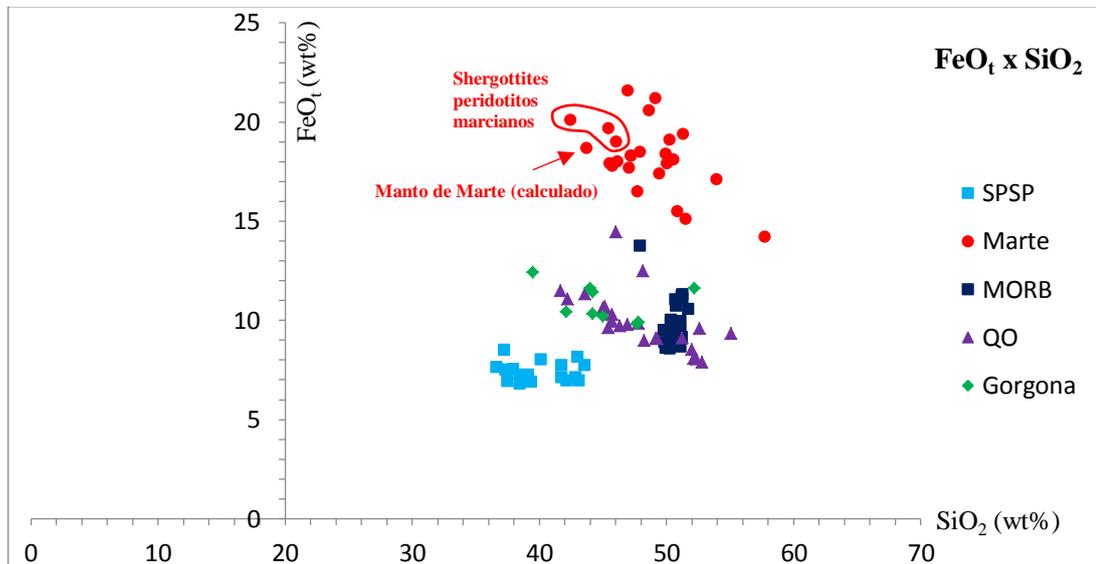


Figura 29: Gráfico de óxido de ferro total *versus* óxido de silício (sílica) (FeO_t x SiO_2) (SPSP: Angel-Amaya, 2010; QO e MORB: Sichel, 1990; Gorgona: Kerr, 2005; Marte: Bridges *et al.*, 2006).

Analisando os gráficos (figuras 28 e 29) de $\text{FeO}_t \times \text{MgO}$ e de $\text{FeO}_t \times \text{SiO}_2$, percebemos que o enriquecimento de ferro é duas vezes maior em Marte do que no manto (SPSP) e os komatiitos de Gorgona e QO terrestres – Marte é muito enriquecido em ferro.

Os gráficos mostram que o manto de SPSP e os komatiitos de QO são mais enriquecidos em MgO do que Gorgona e Marte, sendo que o conteúdo de magnésio nestes dois é semelhante.

Marte tem menos olivina que SPSP e QO. O manto de Marte foi inicialmente enriquecido em Fe. O manto calculado (teórico) de Marte tem maior concentração de SiO_2 , indicando um manto com menor probabilidade de gerar komatiitos, mas isto é incerto, pois são modelos teóricos.

Os meteoritos shergottites peridotitos marcianos e o manto calculado de Marte possuem concentrações bem próximas de FeO_t , indicando que estes tipos de shergottites podem ter sido formados por maior fusão parcial do manto.

Na Terra, precipitou-se mais Fe para o núcleo, ficando o manto terrestre mais depletado em Fe. Em Marte, pelos modelos teóricos atuais, baseados em amostras de meteoritos marcianos e medições por naves espaciais robóticas, tanto os basaltos como as rochas mantélicas de Marte são mais enriquecidos em Fe, podendo sugerir que o núcleo de Marte teve menor diferenciação que o da Terra e conseqüentemente o manto marciano é enriquecido em ferro.

Sobre o enxofre, os dados dos meteoritos marcianos indicam baixas concentrações, assim a concentração de S no manto de Marte é aparentemente um pouco menor do que no manto da Terra. Isso é indicativo de que durante a diferenciação manto-núcleo o enxofre afundou para o núcleo.

Sobre o níquel (Ni), os dados laboratoriais das amostras extraídas de todos os meteoritos marcianos SNC (Shergottite-Nakhlite-Chassignite), indicam baixas concentrações de níquel e outros elementos que se ligam facilmente ao enxofre, assim a concentração de Ni no manto de Marte é aparentemente menor do que no manto da Terra. Consegue-se fazer experimentos com pressões e temperaturas similares aos do núcleo da Terra e de Marte. Dados de experimentos realizados em sistemas de ferro-enxofre e ferro-níquel-enxofre, com pressões correspondentes ao

centro de Marte, indicam que seu núcleo é quase completamente líquido e que não é um núcleo interno rico em ferro cristalizado, como na Terra, e contendo aproximadamente 10–16% de enxofre (Argonne National Laboratory, 2018).

Os MORB têm concentrações de FeO_t semelhantes às de Gorgona, porém menores que as de Marte, e são depletados em MgO . Em termos das concentrações de SiO_2 , tanto os MORB quanto as amostras marcianas estão aproximadamente no mesmo intervalo.

4.1.3 Óxido de Alumínio *versus* Óxido de Magnésio (Al_2O_3 x MgO) e Óxido de Alumínio *versus* Número de Magnésio (Al_2O_3 x Mg^+)

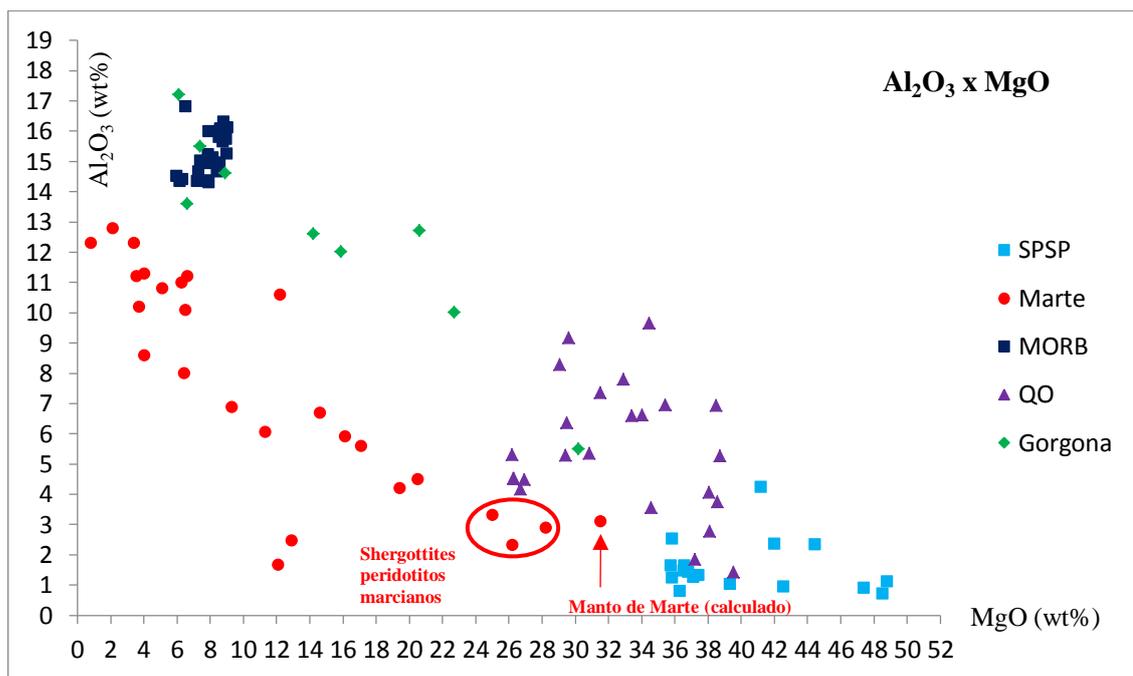


Figura 30: Gráfico de óxido de alumínio *versus* óxido de magnésio (Al_2O_3 x MgO) (SPSP: Angel-Amaya, 2010; QO e MORB: Sichel, 1990; Gorgona: Kerr, 2005; Marte: Bridges *et al.*, 2006).

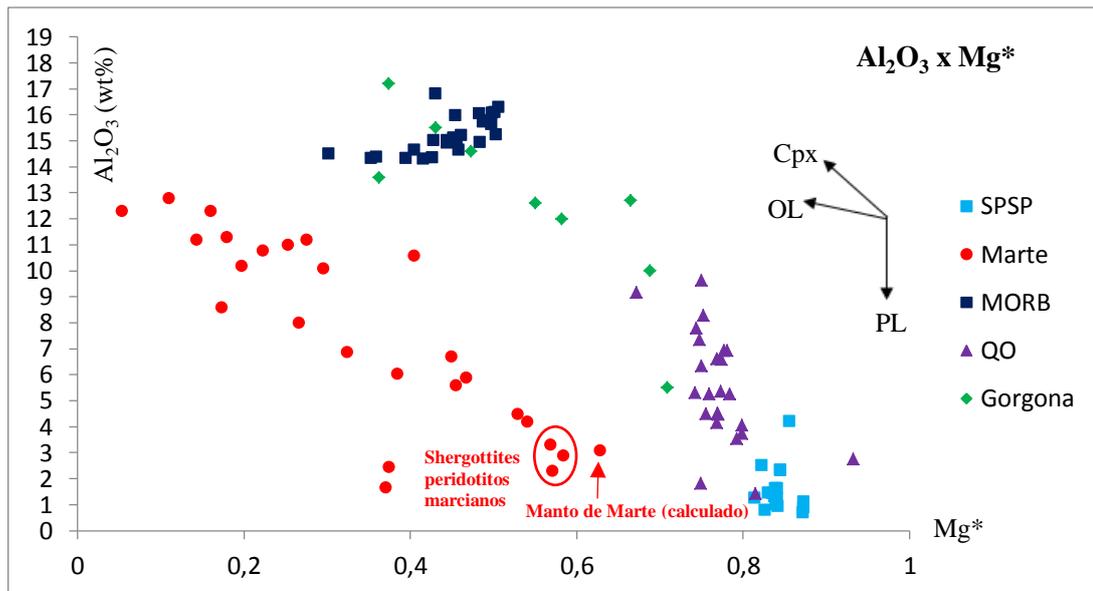


Figura 31: Gráfico de óxido de alumínio versus número de magnésio ($\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{Mg}^*$) (SPSP: Angel-Amaya, 2010; QO e MORB: Sichel, 1990; Gorgona: Kerr, 2005; Marte: Bridges *et al.*, 2006).

Analisando os gráficos (figuras 30 e 31) de $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{MgO}$ e $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{Mg}^*$, percebemos que as rochas ultramáficas provenientes de Marte (meteoritos peridotitos shergottites) são geoquimicamente parecidas com os komatiitos de Gorgona. E tem maior concentração de alumínio que o manto de SPSP (que é depletado em Al_2O_3) e os komatiitos de QO. Marte mostra um *trend* entre $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{Mg}^*$ – uma correlação inversamente proporcional. Esta correlação pode ser explicada pela participação de clinopiroxênio e plagioclase.

Observa-se que cada área do gráfico $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{MgO}$ demonstra um campo distinto, com as amostras do manto terrestre (SPSP), os komatiitos de Gorgona e QO e as amostras de Marte separadas umas das outras. Isso mostra a heterogeneidade das amostras em termos de $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{MgO}$.

As amostras de Marte mostram um *trend* paralelo ao komatiitos de Gorgona, do magma derivado do manto terrestre, sugerindo evolução semelhante destes dois locais, porém com menor valor de MgO nas amostras de Marte.

Vemos que Gorgona e Marte têm concentrações semelhantes de Al_2O_3 , e maiores que SPSP e QO. E que o intervalo de variação de Gorgona e de Marte é semelhante – mostrando heterogeneidade destes dois locais.

Também notamos que o manto calculado de Marte e os meteoritos peridotitos shergottites marcianos possuem concentrações bem próximas de Al_2O_3 e Mg, indicando que estes tipos de shergottites podem ter sido formados por alta percentagem de fusão parcial do manto. Porém os MORB são mais enriquecidos do que os basaltos de Marte.

Uma observação: definimos o número de Mg como $\text{Mg}^* = (\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_t)) \times 100$. Devido à alta concentração de Fe em Marte, o Mg^* vai ser menor em Marte, porém isto não necessariamente representa um manto mais depletado em Mg.

4.1.4 Óxido de Cálcio *versus* Óxido de Magnésio ($\text{CaO} \times \text{MgO}$) e Óxido de Cálcio *versus* Número de Magnésio ($\text{CaO} \times \text{Mg}^*$)

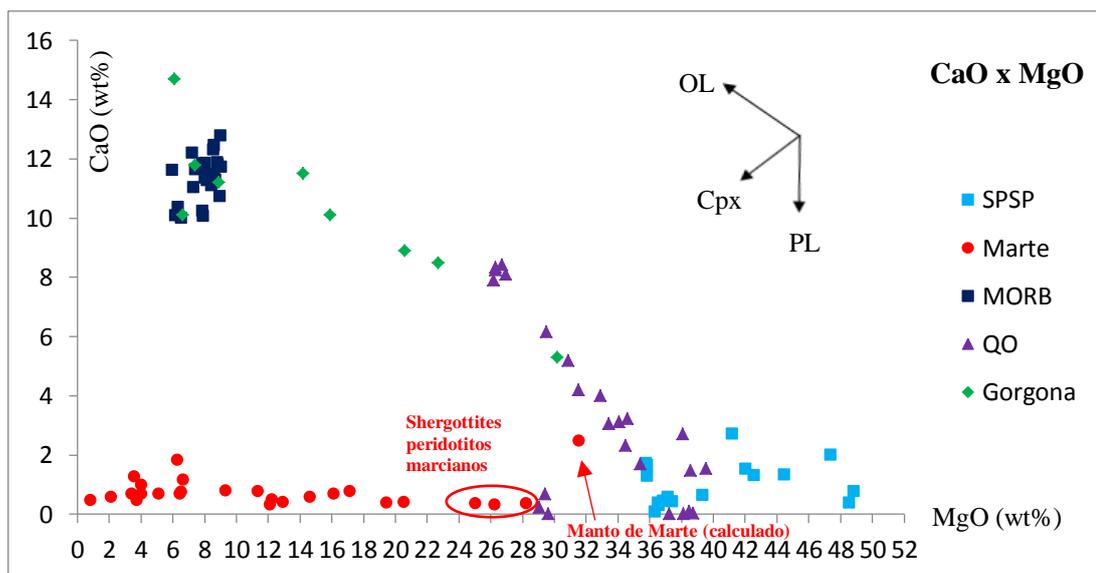


Figura 32: Gráfico de óxido de cálcio *versus* óxido de magnésio ($\text{CaO} \times \text{MgO}$) (SPSP: Angel-Amaya, 2010; QO e MORB: Sichel, 1990; Gorgona: Kerr, 2005; Marte: Bridges *et al.*, 2006).

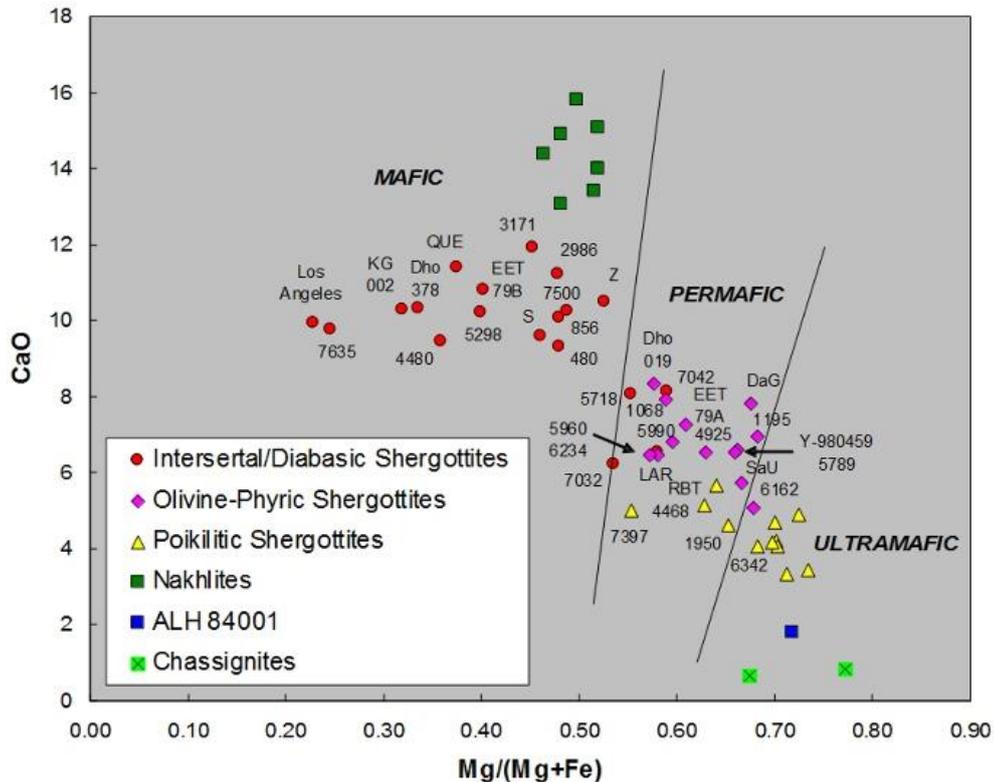


Figura 33: Gráfico de óxido de cálcio versus número de magnésio ($\text{CaO} \times \text{Mg}^*$) para Marte (NASA, 2018).

Na figura 33, os dados vêm de cinquenta e três meteoritos marcianos, distribuídos nas classes meteoríticas – shergottites, nakhlites, o ALH 84001 e os chassignites (que são apenas dois).

Analisando o gráfico (figura 32) de $\text{CaO} \times \text{MgO}$, vemos que SPSP é depletado de CaO . Os komatiitos de QO sugerem cristalização fracionada de plagioclase (diminuição de CaO com MgO pouco variável) e clinopiroxênio. As rochas na superfície marciana mostram a concentração de cálcio baixa, podendo os basaltos de Marte ter sido formados a partir de um manto depletado.

Porém, analisando o gráfico (figura 33) de $\text{CaO} \times \text{Mg}^*$ de Marte, com dados recentes (NASA, 2018), vemos que os meteoritos marcianos mostram campos distintos entre si, quando divididos em locais de formação. E também na figura 33, há uma variação extensa nas concentrações de Ca para cada classe distinta de meteoritos marcianos – shergottites, nakhlites, etc. – significando que o manto de Marte é heterogêneo. Esta heterogeneidade pode ser devido a diferentes quantidades de produção de basalto, depletando assim o manto. Devido ao alto conteúdo de CaO

em Marte é muito provável a geração de magma basáltico no manto atual, devido a grande quantidade de clinopiroxênio. Com os Iherzolitos no manto marciano há muito Ca para formar basaltos. Isto significa a presença de um manto primário enriquecido que passou por pouca fusão parcial gerando magmas basálticos. Os meteoritos nakhlites são os mais enriquecidos em Ca do que todos os meteoritos conhecidos de Marte, e do que os mantos (inferidos pelos komatiitos) da Terra.

Comparando os dois gráficos das figuras 32 e 33, também notamos que as concentrações de Ca em Marte são semelhantes às de Gorgona, e também são semelhantes em heterogeneidade e variam no mesmo trend. A variação de Ca em Gorgona (figura 33) está no mesmo *trend* que a variação de Ca em Marte (figura 34) através das diferentes classes de meteoritos marcianos, e mostra uma correlação inversamente proporcional. Assim, notamos mais uma vez que o manto de Marte é semelhante aos komatiitos que vieram do manto de Gorgona.

Estes dois gráficos sugerem que ocorre participação bastante significativa de plagioclase e clinopiroxênio em Marte, tanto quanto as amostras do manto terrestre. QO mostra possível participação de plagioclase, enquanto que o manto de Marte mostra claramente a participação de clinopiroxênio.

Os basaltos de MORB são enriquecidos em cálcio, porém depletados em MgO.



Figura 34: Marte – Syrtis Major Planum (área escura), com o local Nili Fossae que contem quantidades significativas de carbonatos de cálcio (Viking orbiter, NASA, 1980 – <https://astrogeology.usgs.gov/search/map/Mars/Viking/syrtis_major_enhanced>).

4.1.5 Óxido de Sódio *versus* Óxido de Magnésio ($\text{Na}_2\text{O} \times \text{MgO}$)

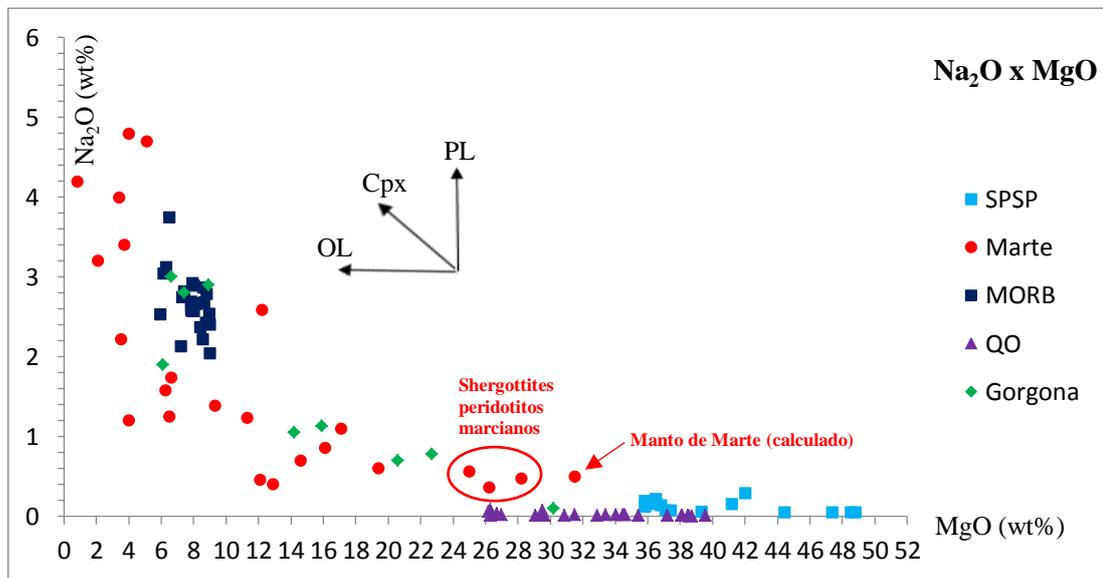


Figura 35: Gráfico de óxido de sódio *versus* óxido de magnésio ($\text{Na}_2\text{O} \times \text{MgO}$) (SPSP: Angel-Amaya, 2010; QO e MORB: Sichel, 1990; Gorgona: Kerr, 2005; Marte: Bridges *et al.*, 2006).

Analisando o gráfico (figura 35) de $\text{Na}_2\text{O} \times \text{MgO}$, vemos que Marte tem semelhança com Gorgona, ambos seguindo um mesmo *trend*. Marte é mais enriquecido em sódio que o manto de SPSP e os komatiitos de QO (com baixíssimas concentrações). As concentrações de sódio nas amostras de Marte são dispersas (não concentradas), sugerindo cristalização de plagioclase em diferentes percentagens.

Vemos de novo que o manto calculado de Marte e os meteoritos peridotitos shergottites marcianos possuem concentrações bem próximas de sódio, indicando que estes tipos de shergottites podem ter sido formados no manto depletado de Marte.

Os MORB têm concentrações de sódio na média estatística da maioria dos meteoritos marcianos e de análises na superfície de Marte por robôs.

4.1.6 Óxido de Potássio *versus* Óxido de Magnésio (K_2O x MgO)

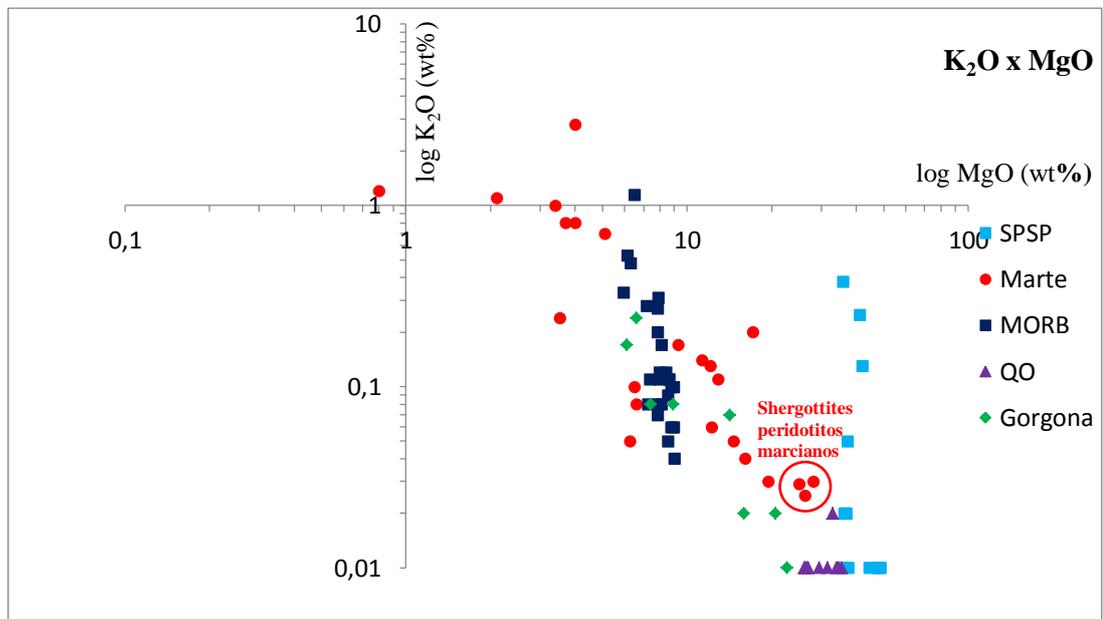


Figura 36: Gráfico de óxido de potássio *versus* óxido de magnésio (K_2O x MgO) (SPSP: Angel-Amaya, 2010; QO e MORB: Sichel, 1990; Gorgona: Kerr, 2005; Marte: Bridges *et al.*, 2006).

Analisando o gráfico (figura 36) de K_2O x MgO , vemos que o manto de SPSP e os komatiitos de Gorgona têm aproximadamente o mesmo tamanho de variação das concentrações de potássio. E que os basaltos de Marte têm maior variação de K_2O do que os MORB. SPSP é o que mais tem MgO em relação ao K_2O . Vemos que os meteoritos peridotitos shergottites marcianos possuem concentrações baixas de potássio.

E também vemos que Marte tem semelhança com Gorgona e os MORB.

4.1.7 Óxido de Titânio *versus* Óxido de Magnésio (TiO₂ x MgO)

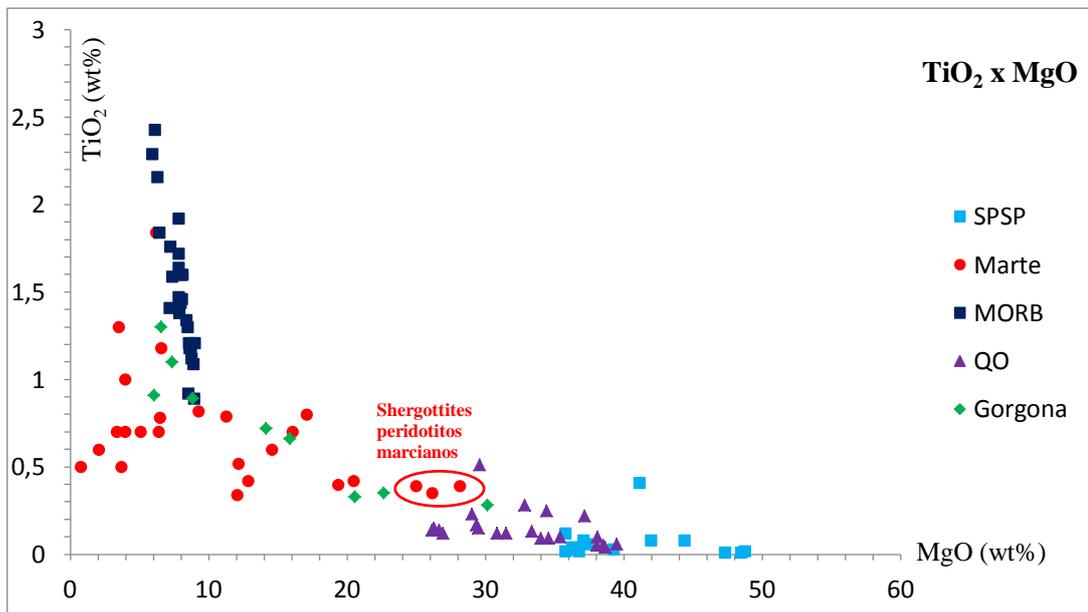


Figura 37: Gráfico de óxido de titânio *versus* óxido de magnésio (TiO₂ x MgO) (SPSP: Angel-Amaya, 2010; QO e MORB: Sichel, 1990; Gorgona: Kerr, 2005; Marte: Bridges *et al.*, 2006).

Analisando o gráfico (figura 37) de TiO₂ x MgO, percebemos que Marte e Gorgona têm a mesma variação de TiO₂ e mostram concentrações semelhantes de TiO₂, porém as concentrações de óxido de titânio em Marte são mais dispersas do que as de Gorgona. Notamos também que Marte e Gorgona estão no mesmo *trend*.

Vemos que os meteoritos marcianos possuem concentrações um pouco maiores de TiO₂ do que os komatiitos de QO e o manto de SPSP.

Os MORB apresentam maior intervalo de variação em TiO₂.

4.1.8 Óxido de Manganês *versus* Óxido de Magnésio (MnO x MgO)

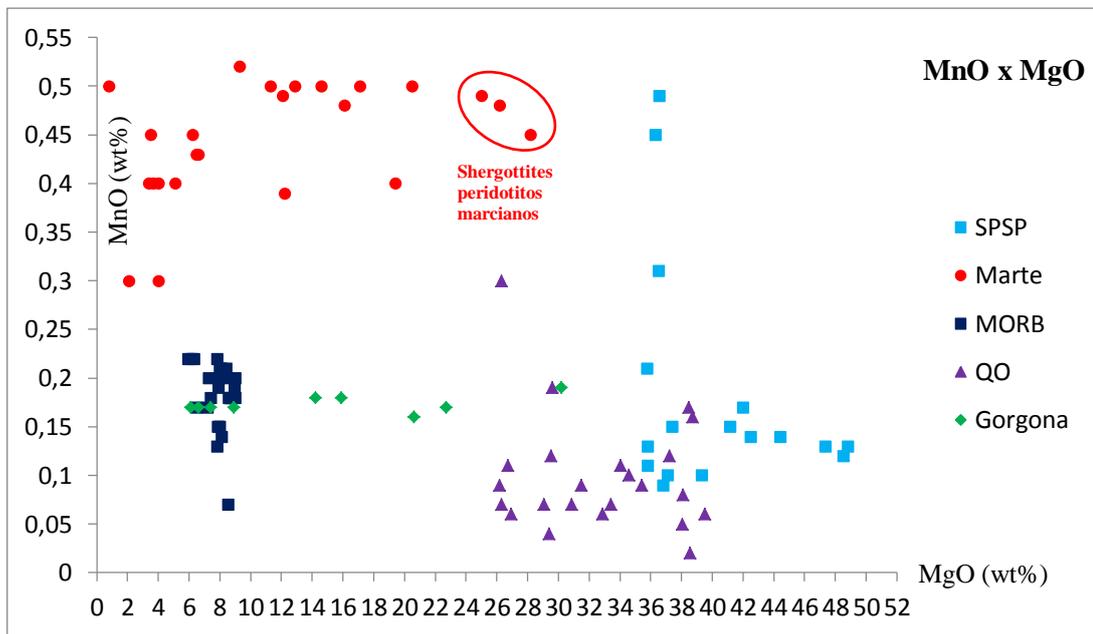


Figura 38: Gráfico de óxido de manganês *versus* óxido de magnésio (MnO x MgO) (SPSP: Angel-Amaya, 2010; QO e MORB: Sichel, 1990; Gorgona: Kerr, 2005; Marte: Bridges *et al.*, 2006).

Analisando o gráfico (figura 38) de MnO x MgO, vemos que Marte não tem ampla variação da concentração de MnO, sendo sua concentração maior que todos os locais na Terra. Ao contrário de Marte, SPSP tem maior variação.

Marte é cinco vezes mais enriquecido em manganês do que o manto terrestre (SPSP) e os komatiitos de Gorgona e QO. E Marte e Gorgona apresentam aproximadamente a mesma variação de MgO. Os meteoritos marcianos possuem concentrações altas de manganês.

Os MORB têm pouco manganês em comparação com os basaltos de Marte.

4.1.9 Óxido de Fósforo versus Óxido de Magnésio (P_2O_5 x MgO)

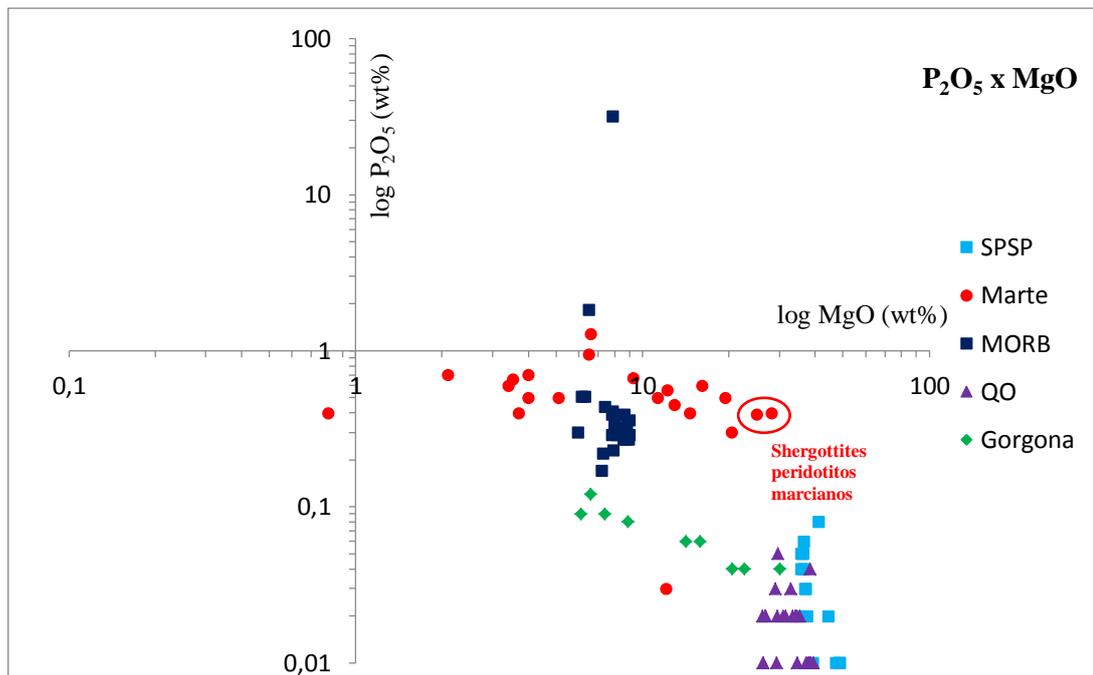


Figura 39: Gráfico de óxido de fósforo versus óxido de magnésio (P_2O_5 x MgO) (SPSP: Angel-Amaya, 2010; QO e MORB: Sichel, 1990; Gorgona: Kerr, 2005; Marte: Bridges *et al.*, 2006).

Analisando o gráfico (figura 39) de P_2O_5 x MgO, percebemos que Marte é mais enriquecido em fósforo do que o manto terrestre (SPSP) e do que os komatiitos de Gorgona e QO, e que SPSP tem concentração bem menor de P_2O_5 . Mas chamamos atenção ao fato que Marte tem variação na concentração aproximadamente semelhante à Gorgona, neste caso, de MgO.

Vemos que os meteoritos marcianos possuem concentrações relativas altas de fósforo.

E a concentração de fósforo nos MORB é aproximadamente semelhante aos valores de Marte.

Portanto, resumindo, em termos de elementos maiores (exceto ferro, cálcio e manganês), Marte tem composição química do manto mais parecida com o manto (komatiitos) de Gorgona (500 Ma) do que os de SPSP e do que os komatiitos de QO. E o manto de SPSP é o mais rico em magnésio.

4.2 GASES NOBRES (He, Ne, Ar)

4.2.1 Hélio (^3He , ^4He)

O ^3He é um isótopo não radioativo do hélio, e é um elemento químico primordial no manto da Terra, considerado como tendo sido retido dentro da Terra durante a formação planetária do Sistema Solar inicial – feito na nucleossíntese estelar, há 4,55 bilhões de anos, juntamente com o ^4He . A maior parte do ^3He (e também do ^4He) escapou termodinamicamente para o espaço (pois é o elemento químico mais leve depois do hidrogênio (H)), e desde então vem sendo criado pelo bombardeio de raios cósmicos em núcleos atômicos na atmosfera e na crosta da Terra, e também por reações de impacto de nêutrons de altas-energias em núcleos atômicos de lítio (Li), que geralmente ocorrem na crosta terrestre (NASA, 2018). E também um pouco de ^3He vem sendo adicionado a Terra por poeira de meteoritos, acumulando-se principalmente no fundo dos oceanos. E em sentido inverso, como o ^3He é mais leve que o ^4He , o ^3He é transportado para a superfície dentro das redes cristalinas atômicas de minerais através de inclusões fluidas do manto à crosta. E também, o ^3He é degaseificado a partir dos sedimentos oceânicos durante a subducção das placas oceânicas. Portanto, o ^3He cosmogênico não afeta significamente a razão $R = ^3\text{He} / ^4\text{He}$ no manto, sendo assim aproximadamente estável (DICKIN, 2005). A razão $R = ^3\text{He} / ^4\text{He}$ é frequentemente utilizada para representar o conteúdo de ^3He . R é geralmente tido como um múltiplo da razão atmosférica atual (R_a).

Valores comuns para R / R_a :

- Crosta continental antiga: < 1
- Basaltos da Cordilheira Mesoceânica (MORB): 7 – 9
- Rochas de riftes mesoocceânicos: 9,1 +/- 3,6
- Rochas de *hotspots*: 5 – 42
- Águas oceânicas e terrestres: 1
- Água de formações sedimentares: < 1
- Águas termais: 3 – 11

E o ^4He é um isótopo não radioativo do hélio, conhecido por “hélio primordial”, presente na nébula solar planetária inicial. No entanto, o hélio primordial está praticamente ausente da Terra, tendo escapado ao espaço durante a fase de alta temperatura da formação do planeta. E, apesar da pouca quantidade presente, é de longe o mais abundante dos dois isótopos naturais do hélio, sendo 99,99986% do hélio na Terra (NASA, 2018). A fonte da maioria do ^4He encontrado na Terra é criada por produção radiogênica (decaimento radioativo) alfa de elementos pesados – como os isótopos do tório (^{232}Th) e de urânio (^{235}U e ^{238}U) (tabela 2) – na crosta terrestre, após o planeta ter-se esfriado e solidificado (BRANDON *et al.*, 2007). A crosta continental tornou-se enriquecida com esses elementos em relação ao manto, sendo fortemente depletado. A maior quantidade de ^4He é produzida na crosta (GRAHAM *et al.*, 1992).

Os dados dos gases nobres de Marte vêm de meteoritos marcianos, que foram “selados” vitrificamente dentro destes pelos impactos (NASA, 2018).

Assim, resumindo, a quantidade de ^3He em uma amostra significa o quanto deste isótopo primordial está presente em um planeta terrestre rochoso – como a Terra e Marte, pois a média estatística do quanto de ^3He que é recebido e o quanto escapa ao espaço é aproximadamente constante. E a quantidade de ^4He em uma amostra significa o quanto deste isótopo primordial vem sendo produzido, e há quanto tempo, por decaimentos radioativos de minerais contendo radionuclídeos pesados – servindo para determinar períodos geológicos destes planetas, e estimar o quanto os reservatórios mantélicos são enriquecidos ou depletados em relação às crostas planetárias (GRAHAM *et al.*, 2002). A razão $^3\text{He}/^4\text{He}$ é diferente para cada planeta terrestre (ou rochoso), pois depende da evolução geológica de cada um, portanto serve como “assinaturas” geoquímicas destes (NASA, 2018).

Nuclídeo	Meia-Vida	Isótopo Filho	Rendimento químico (átomo/decaimento)	Comentários
^3H	12,26 a	^3He	1	
^{238}U	4,468 Ga	^4He	8	
^{235}U	0,7038 Ga	^4He	7	$^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$
^{232}Th	14,01 Ga	^4He	6	Th/U = 3.8 na Terra
^{40}K	1,251 Ga	^{40}Ar	0,1048	$^{40}\text{K} = 0,01167\%$ total K
^{24}Mg		^{21}Ne		(n, α) Reação nuclear
^{25}Mg		^{22}Ne		(n, α) Reação nuclear

Tabela 2: Meia-vida dos nuclídeos pais e isótopos filhos dos gases nobres hélio, neônio e argônio (Porcelli *et al.*, 2002).

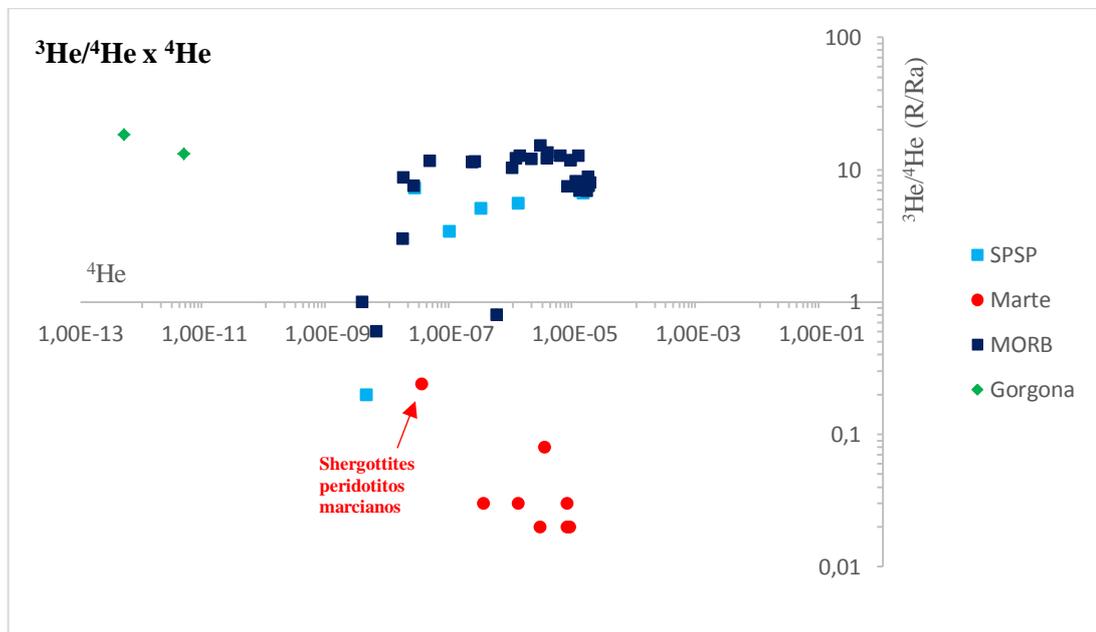


Figura 40: Gráfico de $^3\text{He}/^4\text{He} \times ^4\text{He}$ (SPSP: Angel-Amaya, 2010; Gorgona: Kerr, 2005; Marte: Schwenzer *et al.*, 2007; MORB: Jambon *et al.*, 1985).

Analisando o gráfico (figura 40) de $^3\text{He}/^4\text{He} \times ^4\text{He}$, observa-se que os valores de $^3\text{He}/^4\text{He}$ em Marte estão abaixo do valor atmosférico, e que a concentração de ^3He de Marte é muito menor que a concentração de ^3He nos mantos terrestres (SPSP e os komatiitos de Gorgona) e nos MORB. Em SPSP o ^3He foi liberado provavelmente durante o processo de serpentinização.

Isto sugere que Marte sofreu maior degaseificação que a Terra, muito provavelmente devido ao intenso vulcanismo em Marte, no período Noachiano (mais antigo) – 4,1 a 3,7 bilhões de anos atrás – e devido ao fato da gravidade em Marte ser 0,375 da gravidade na Terra, favorecendo a perda de gases da atmosfera, dos gases nobres na crosta e dos mares, lagos e rios de água líquida que ainda existiam em Marte.

Vemos que os meteoritos peridotitos shergottites marcianos – que têm minerais formados no manto de Marte – possuem concentrações muito baixas de ^3He , porém são as maiores dos meteoritos marcianos.

Notamos que o intervalo de variação de ^4He é praticamente idêntico para Marte, SPSP e MORB. E que Gorgona tem $^3\text{He}/^4\text{He}$ semelhante à de SPSP. Porém, as amostras de Gorgona têm muito menos (umas cinco ordens de grandeza) ^4He que as outras, mostrando que Gorgona é extremamente depletado de ^4He , indicando heterogeneidade do manto gerador dos komatiitos de Gorgona.

Em Marte, o ^3He pôde ter escapado rapidamente para a atmosfera por fraturas na crosta. A quantidade medida de ^3He foi obtida de dados de meteoritos marcianos. Ainda não houve uma missão robótica a Marte para analisar os conteúdos de gases nobres dentro de rochas na superfície ou no subsolo marciano. Mas há projetos para o envio, em futuro próximo, de naves espaciais robóticas para a coleta e retorno de material a laboratórios ultra-limpos na Terra.

4.2.2 Neônio (^{20}Ne , ^{21}Ne , ^{22}Ne)

O neônio (Ne) é o segundo gás nobre mais leve. O neônio possui três isótopos não radioativos: ^{20}Ne (90,48%), ^{21}Ne (0,27%) e ^{22}Ne (9,25%). Os ^{21}Ne e ^{22}Ne são parcialmente primordiais (da nebulosa solar planetária inicial) e parcialmente nucleogênicos (isto é, feitos por reações nucleares de outros núclídeos com nêutrons) e suas variações na abundância natural são bem compreendidas. Em contraste, o ^{20}Ne é o principal isótopo primordial feito na nucleossíntese estelar (DICKIN, 2005).

A análise isotópica de rochas terrestres expostas demonstrou a produção cosmogênica (por raios cósmicos) de ^{21}Ne . Este isótopo é gerado por reações de impactos de altas-energias em núcleos atômicos de magnésio, sódio, silício e alumínio, presentes na crosta. Ao analisar todos os três isótopos, o componente cosmogênico pode ser resolvido a partir de neônio magmático e neônio nucleogênico. Isso sugere que o neon é uma ferramenta útil na determinação da idade de exposição de rochas superficiais e meteoritos (NASA, 2018).

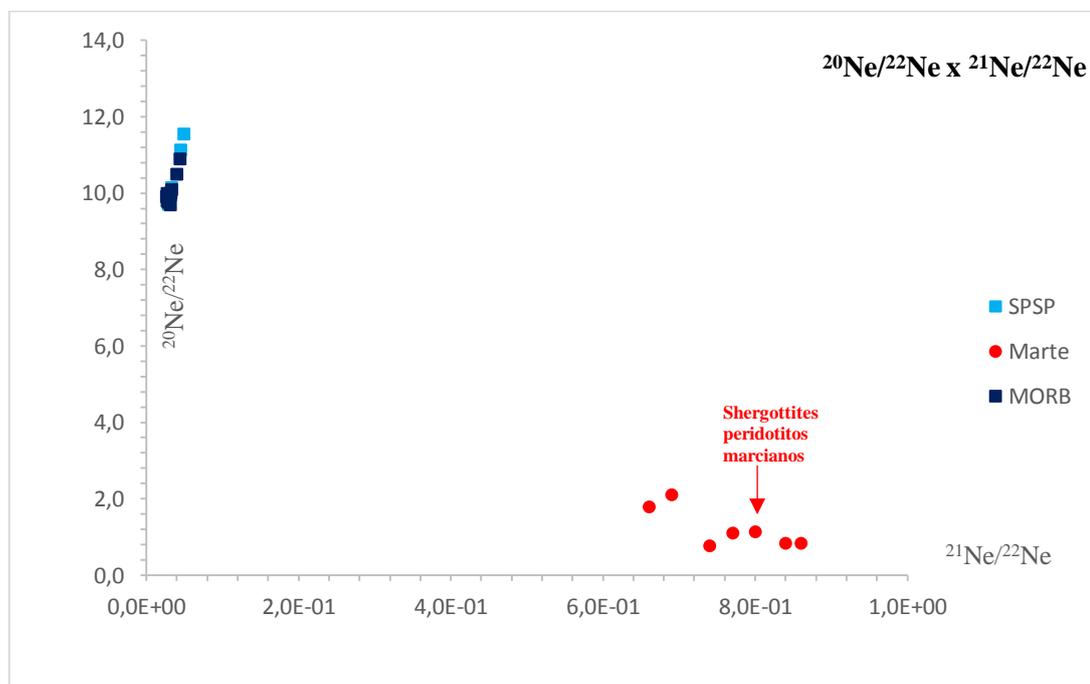


Figura 41: Gráfico de $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ x $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ (SPSP: Angel-Amaya, 2010; Marte: Schwenzer *et al.*, 2007; MORB: Jambon *et al.*, 1985).

Analisando o gráfico (figura 41) de $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ x $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, vemos que $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ é bem menor em Marte do que na Terra – Marte deixou escapar muito ^{20}Ne para a atmosfera.

Marte se mostra sensivelmente mais enriquecido de ^{21}Ne do que SPSP, e é depletado de ^{20}Ne , sugerindo que ainda há muito ^{22}Ne para decair. Notamos assim que Marte deixou escapar muito ^{20}Ne para a atmosfera.

Vemos que os meteoritos peridotitos shergottites marcianos – que têm minerais formados no manto de Marte – possuem concentrações muito baixas de ^{20}Ne e altas de ^{21}Ne , como todos os meteoritos marcianos dos quais o hélio foi coletado e analisado. Em termos de $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, MORB está no mesmo *trend* de SPSP.

4.2.3 Argônio (^{36}Ar , ^{40}Ar)

O argônio (Ar) é o terceiro gás nobre mais leve, e é o terceiro gás mais abundante na atmosfera terrestre, com 0,934%. É em média mais do que duas vezes mais abundante que o vapor de água (H_2O), 23 vezes mais que o dióxido de carbono (CO_2) e mais de 500 vezes mais abundante que o neônio (Ne). E o argônio é o gás nobre mais abundante na crosta terrestre, compreendendo 0,00015% da crosta (DICKIN, 2005).

O argônio possui sete isótopos, sendo que três são não radioativos: ^{36}Ar (0,34%), ^{38}Ar (0,06%) e ^{40}Ar (99,6%). Quase todo o argônio na atmosfera da Terra é o ^{40}Ar que é radiogênico – derivado do decaimento do ^{40}K na crosta terrestre. No Universo observado, através de espectrofotometria, o ^{36}Ar é o isótopo de argônio mais comum, pois é o mais facilmente produzido pela nucleossíntese estelar em supernovas (NASA, 2018).

Detalhadamente, o potássio ^{40}K , com uma meia-vida de $11,93 \times 10^9$ anos, decai para o argônio ^{40}Ar (11,2%) estável, através da captura de elétrons ou emissão de pósitrons. Estas propriedades e razões ($^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$) são utilizadas para determinar a idade de rochas por datação por K – Ar (DICKIN, 2005).

A composição isotópica do argônio varia muito em locais diferentes no Sistema Solar. Quando a principal fonte de argônio ^{40}Ar é o decaimento radioativo de ^{40}K em rochas, o ^{40}Ar será o isótopo dominante – como é na Terra e em Marte. E quando o argônio ^{40}Ar é produzido diretamente pela nucleossíntese estelar, o processo de criação deste é dominado pela reação de captura alfa pelo nuclídeo ^{36}Ar (DICKIN, 2005; NASA, 2018).

As atmosferas do planeta Marte e da lua Titã (a maior lua do planeta Saturno) contêm argônio, predominantemente ^{40}Ar , e sua concentração pode ser tão alto quanto o valor 1,93% de Marte (NASA, 2018).

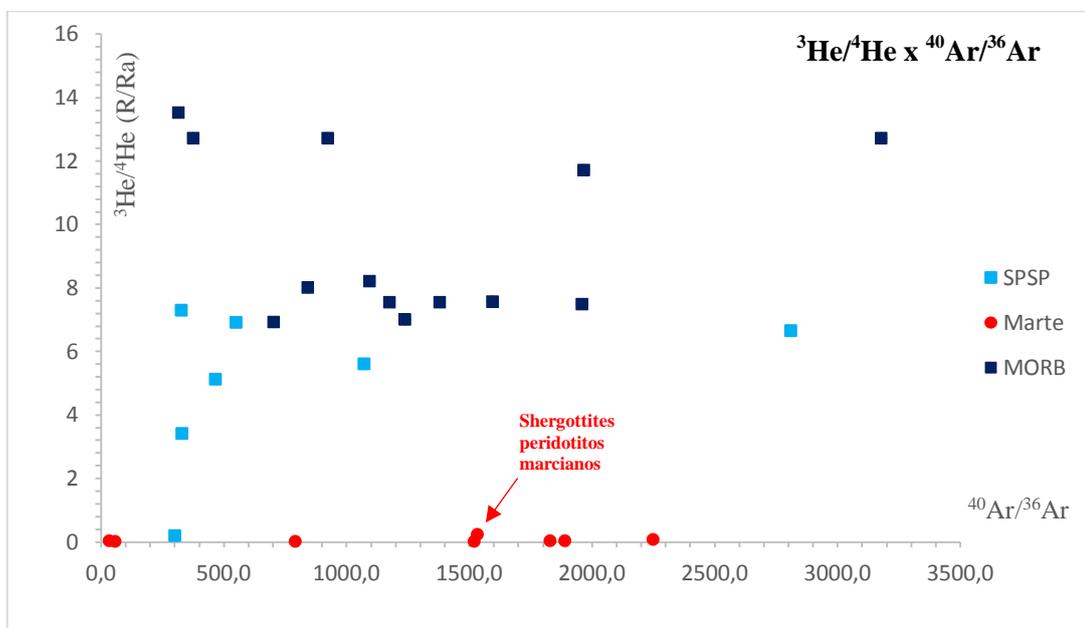


Figura 42: Gráfico de $^{3}\text{He}/^{4}\text{He} \times ^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (SPSP: Angel-Amaya, 2010; Marte: Schwenzer *et al.*, 2007; MORB: Jambon *et al.*, 1985).

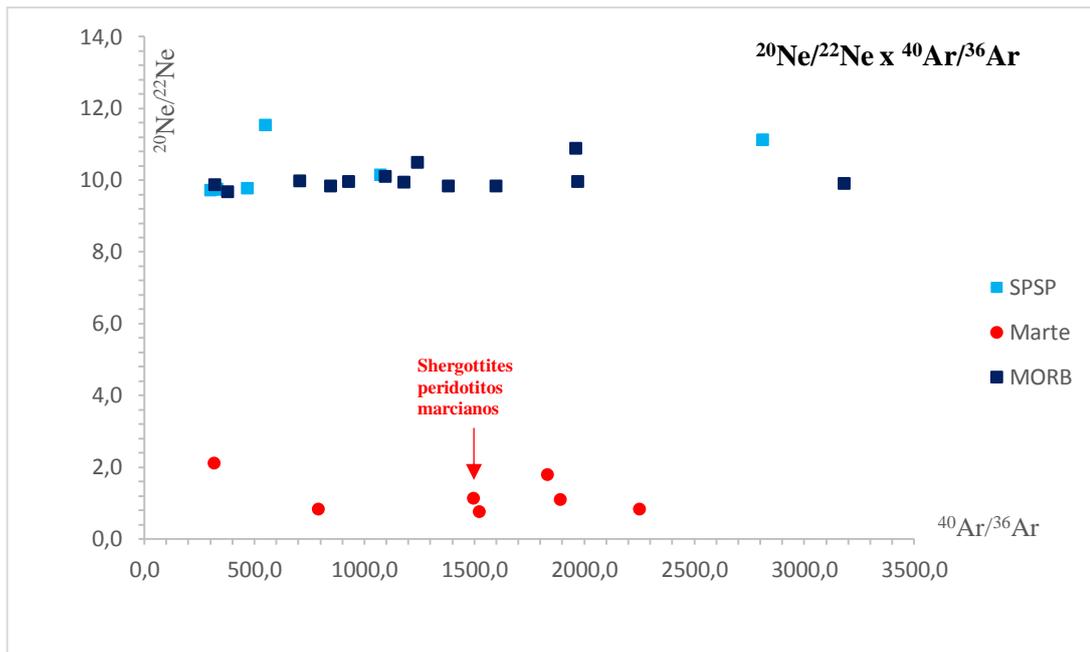


Figura 43: Gráfico de $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} \times ^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (SPSP: Angel-Amaya, 2010; Marte: Schwenzer *et al.*, 2007; MORB: Jambon *et al.*, 1985).

Analisando os valores das razões $^3\text{He}/^4\text{He} \times ^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ e de $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} \times ^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, vemos que a razão $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (e o intervalo de variação) em Marte é aproximadamente semelhante à de SPSP e a dos MORB, e que $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ é bem maior em SPSP do que em Marte.

Vemos que os meteoritos peridotites shergottites marcianos – que têm minerais formados no manto de Marte – possuem concentrações muito baixas de ^3He e ^{20}Ne , como todos os meteoritos marcianos dos quais hélio e neônio foram coletados e analisados.

Também mostramos novamente que Marte é depletado em ^3He e ^{20}Ne , ao contrário de SPSP, Gorgona (figura 40) e os MORB. Marte perdeu quase todos os gases nobres.

O berílio (Be) a altas pressões forma anéis atômicos deste elemento químico. A análise de rochas contendo berílio mostra que este acomoda grandes quantidades de ^{40}Ar original (longe dos efeitos de contaminação atmosférica), porque o argônio (Ar) é mais pesado que o hélio (He) e o neônio (Ne) e assim fica preso dentro de anéis de berílio. E os basaltos do leito oceânico são também uma importante fonte de informação sobre a quantidade de gases nobres no manto atual. Isto porque em

zonas de subducção de placas tectônicas e de *rifting* submarino, as altas pressões e temperatura da lava na água (na área) vitrificam os basaltos, e assim estes retêm argônio magmático inicial nas amostras. Em adição, o rápido esfriamento dos vidros basálticos reduz a contaminação por argônio atmosférico dissolvido na água do mar, ao contrário de colunas basálticas cristalinas aonde ocorre grande troca de gases nobres com o ambiente marinho (DICKIN, 2005).

4.3 ELEMENTOS-TRAÇO (ISÓTOPOS RADIOATIVOS)

Os isótopos radiogênicos são ótimos traçadores para o estudo das idades e origens da Terra, Marte, e outros planetas terrestres (ou rochosos), por meio da análise da evolução da crosta terrestre e do manto da Terra através do tempo geológico. Eles são particularmente úteis para o entendimento de processos de misturas entre diferentes minerais, porque as razões de isótopos radiogênicos (pesadas) não são geralmente fracionadas por processos químicos de cristalização.

Os elementos-traço são encontrados naturalmente nas rochas em baixas concentrações (ppm, ppb), e suas variações de concentração não afetam as relações de estabilidade de fases (cristalino/fundido) no sistema considerado. Entram na estrutura dos minerais por: substituições catiônicas em sítios específicos e ocupando defeitos em estruturas cristalinas (DICKIN, 2005).

Durante o processo de fusão parcial da crosta ou manto os elementos-traço podem apresentar preferência por: permanecer no sólido residual, sendo denominados de elementos compatíveis; ou, migrar para o fundido, sendo denominados de elementos incompatíveis. Durante o processo de diferenciação ocorre a concentração dos elementos incompatíveis na crosta continental pela formação de magmas no manto e ascensão por diferença de densidade (TAYLOR, 2013).

Os traçadores isotópicos radiogênicos são melhores utilizados em conjunto com outros traçadores: quanto mais traçadores forem usados, maior o controle sobre os processos de mistura (BORG *et al.*, 2003). Na tabela 3 temos uma relação dos traçadores isotópicos radiogênicos comumente utilizados.

Nuclídeo Parente	Nuclídeo Filho	Constante de Decaimento (a^{-1})	Meia-Vida
^{190}Pt	^{186}Os	1.477×10^{-12}	469.3 Ga *
^{147}Sm	^{143}Nd	6.54×10^{-12}	106 Ga
^{87}Rb	^{87}Sr	1.402×10^{-11}	49.44 Ga
^{187}Re	^{187}Os	1.666×10^{-11}	41.6 Ga
^{176}Lu	^{176}Hf	1.867×10^{-11}	37.1 Ga
^{232}Th	$^{208}\text{Pb}^{**}$	4.9475×10^{-11}	14.01 Ga
^{40}K	^{40}Ar	5.81×10^{-11}	11.93 Ga
^{238}U	$^{206}\text{Pb}^{**}$	1.55125×10^{-10}	4.468 Ga
^{40}K	^{40}Ca	4.962×10^{-10}	1.397 Ga
^{235}U	$^{207}\text{Pb}^{**}$	9.8485×10^{-10}	0.7038 Ga
^{129}I	^{129}Xe	4.3×10^{-8}	16 Ma
^{10}Be	^{10}B	4.6×10^{-7}	1.5 Ma
^{26}Al	^{26}Mg	9.9×10^{-7}	0.7 Ma
^{36}Cl	$^{36}\text{Ar/S}$	2.24×10^{-6}	310 Ka
^{234}U	^{230}Th	2.826×10^{-6}	245.25 Ka
^{230}Th	^{226}Ra	9.1577×10^{-6}	75.69 Ka
^{231}Pa	^{227}Ac	2.116×10^{-5}	32.76 Ka
^{14}C	^{14}N	1.2097×10^{-4}	5730 a
^{226}Ra	^{222}Rn	4.33×10^{-4}	1600 a

Tabela 3: A tabela lista alguns dos mais importantes sistemas de isótopos radiogênicos utilizados na geologia, por ordem decrescente da meia-vida do isótopo radioativo parente (Borg *et al.*, 2003).

Na tabela 3, os valores dados para a meia-vida e a constante de decaimento são os valores de consenso atuais na comunidade de geologia isotópica. Nesta tabela: * Ga = giga ano = 10^9 anos, Ma = mega ano = 10^6 anos, Kyr = kilo ano = 10^3 anos; ** indica o produto final de decaimento de uma série.

4.3.1 Rubídio (Rb), Estrôncio (Sr), Chumbo (Pb), Tório (Th), Urânio (U)

- **Rubídio x Estrôncio ($^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$)**

O ^{87}Rb tem uma meia-vida de $49,44 \times 10^9$ anos, que é mais de três vezes a idade do Universo conhecido (com $13.799 \pm 0.021 \times 10^9$ anos), tornando-o um nuclídeo primordial (DICKIN, 2005).

O rubídio tem sido amplamente utilizado na datação de rochas. O ^{87}Rb decai por emissão beta para o isótopo de estrôncio ^{87}Sr , que é estável. Durante a cristalização fracionária no manto, o estrôncio tende a se concentrar em plagioclase, deixando o rubídio na fase líquida. Assim, a relação Rb/Sr no magma residual pode aumentar com o tempo, e a diferenciação progressiva resulta em rochas com proporções elevadas de Rb/Sr (DICKIN, 2005). Em termos de rochas da crosta e de origem mantélica, se a quantidade inicial de estrôncio for conhecida ou se puder ser extrapolada, então a idade da rocha pode ser determinada pela medição das concentrações de Rb e Sr e da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. As datas indicam a verdadeira idade dos minerais apenas se as rochas não foram alteradas posteriormente (TAYLOR, 2013).

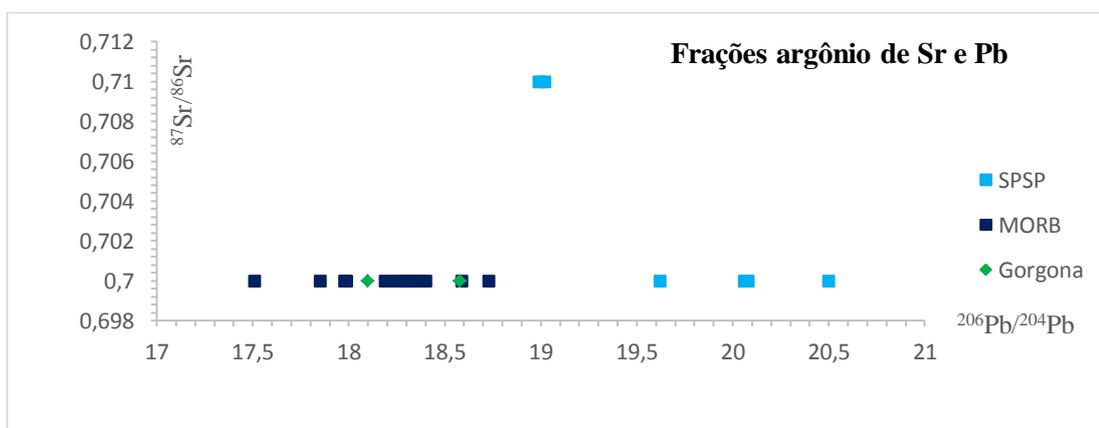


Figura 44: Gráfico de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (SPSP: Angel-Amaya, 2010; Gorgona: Kerr, 2005; MORB: Jambon *et al.*, 1985).

Analisando o gráfico (figura 44) de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, vemos que, fora poucas amostras de SPSP, este local e Gorgona e os MORB estão no mesmo *trend*, sendo que SPSP tem maior fração isotópica de chumbo (Pb) que os outros locais. Isto significa que SPSP tem mais elementos radioativos do que Gorgona e MORB.

Na figura 45 é mostrada a relação de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ x $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ em Marte dada por meteoritos marcianos.

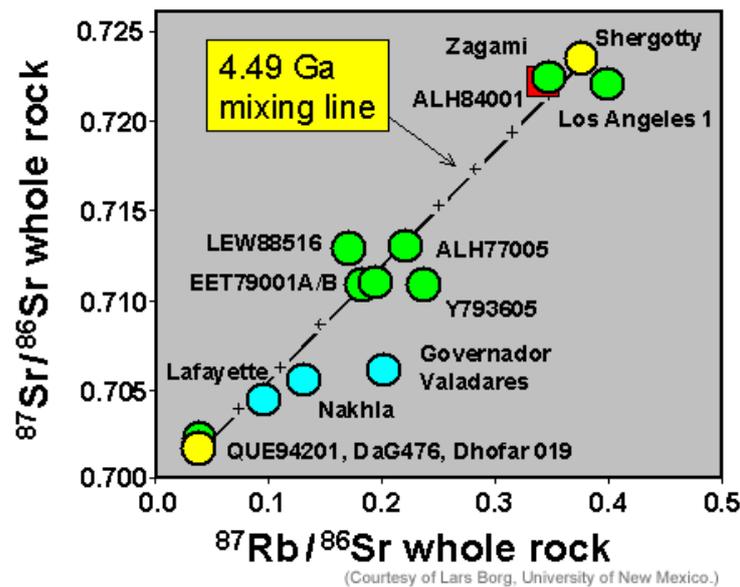


Figura 45: Dados isotópicos Rb-Sr de rocha inteira para shergottites e nakhlites (Borg, 2004).

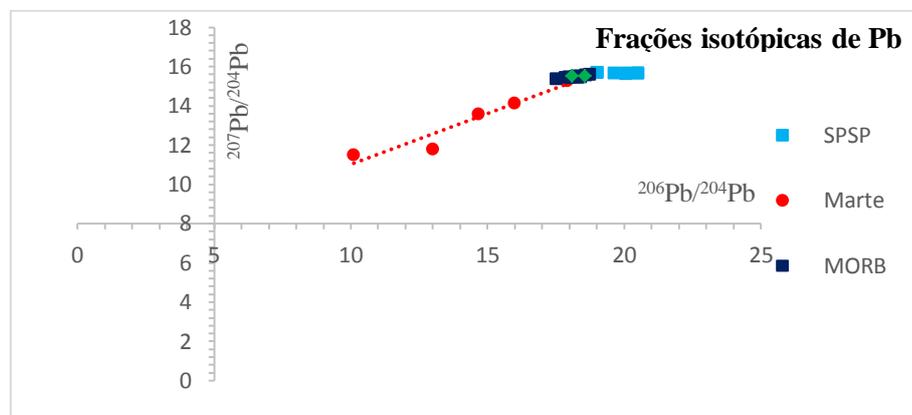
Tradução: eixos x e y – “*whole rock*” = “rocha inteira”; legenda amarela – “*mixing line*” = “linha de mistura”.

Na figura 45, os shergottites caem ao longo de uma linha sugerindo uma idade antiga de 4,49 bilhões de anos. Essa idade pode representar o momento em que fontes distintas se formaram no manto marciano.

Frações isotópicas do chumbo (^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb)

O chumbo (Pb) tem quatro isótopos estáveis – ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb e um isótopo radioativo de ^{202}Pb com uma meia-vida de ~ 53.000 anos.

Os isótopos de chumbo são criados na Terra, em Marte e em qualquer lugar no Universo conhecido, através do decaimento radioativo de elementos transurânicos, principalmente o urânio (U) e tório (Th) (NASA, 2018). A geoquímica dos isótopos de chumbo é bastante útil por fornecer datação de uma grande variedade de rochas e sedimentos. Como os isótopos de chumbo são criados assim, as proporções dos quatro isótopos de chumbo entre si são utilizadas para caracterizar reservatórios-fonte de materiais fundidos em rochas ígneas de origem mantélica e do magma na crosta (DICKIN, 2005), e também em sedimentos, tanto na Terra como em Marte.



Analisando os gráficos (figuras 46 e 47) de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, percebemos que Marte está no mesmo *trend* que Gorgona e MORB, mas SPSP está em um *trend* diferente do de Marte. E Marte tem menor fração isotópica de chumbo do que os mantos terrestres (SPSP e os komatiitos de Gorgona) e os MORB, porque Marte tem menos elementos radioativos que a Terra. SPSP é o mais enriquecido em chumbo.

Isto significa que o calor radiogênico produzido no interior de Marte é bem menor do que o calor radiogênico produzido no interior da Terra, porque Marte tem menos elementos radioativos que a Terra. Isso é devido ao fato que a enorme massa do Sol contribui para que os elementos pesados migrassem gravitacionalmente para mais perto deste durante a era da nebulosa solar protoplanetária, onde estavam se formando os planetas e luas do Sistema Solar, há 4,55 bilhões de anos. Estas nebulosas estelares protoplanetárias – com criação de inúmeros planetas rochosos e gigantes gasosos – são atualmente observadas diretamente por telescópios espaciais, como o Spitzer, Kepler, Hubble, etc. (NASA, 2018).

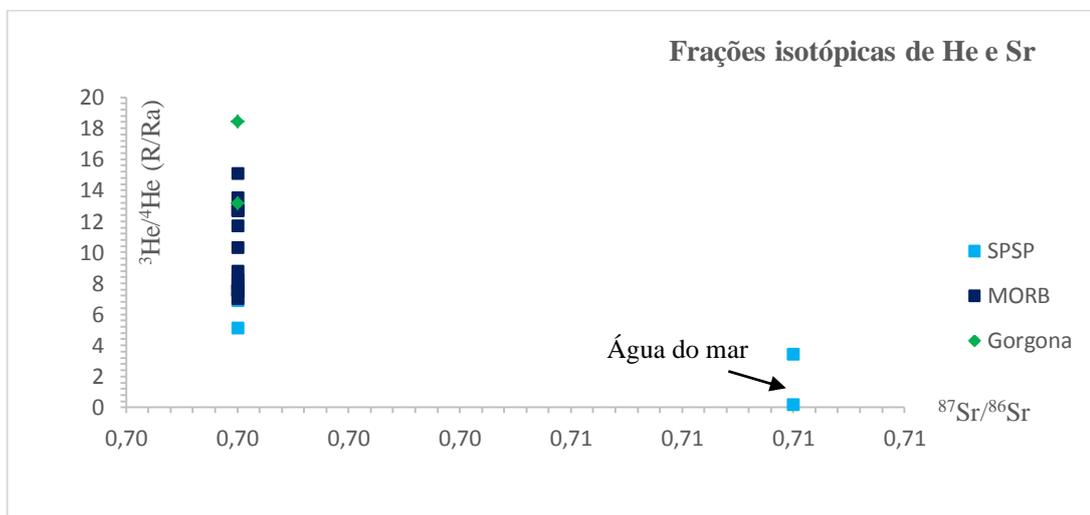


Figura 48: Gráfico de $^3\text{He}/^4\text{He}$ x $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (SPSP: Angel-Amaya, 2010; Gorgona: Kerr, 2005; MORB: Jambon *et al.*, 1985).

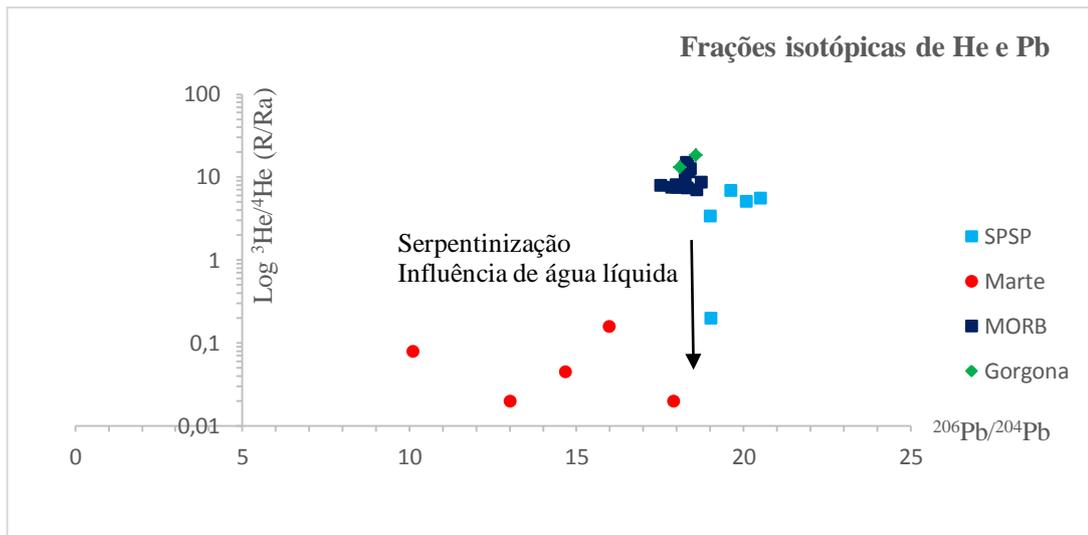


Figura 49: Gráfico de ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \times {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ (SPSP: Angel-Amaya, 2010; Gorgona: Kerr, 2005; Marte: Schwenzer *et al.*, 2007; MORB: Jambon *et al.*, 1985).

Na figura 49, os concentrados parciais de serpentinita e olivina mais o piroxênio dos peridotitos, mostram as menores frações isotópicas de Pb, com baixas frações de He relacionadas ao grau de serpentinização e de interação com a água do mar. O peridotito mais serpentinizado liberou hélio radiogênico (${}^3\text{He}/{}^4\text{He} < 1$).

Analisando os gráficos (figuras 48 e 49) de ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \times {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ e de ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \times {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$, vemos que algumas amostras de SPSP têm concentrações médias de ${}^3\text{He}$ e baixa fração isotópica de estrôncio (Sr), estando no mesmo *trend* que Gorgona e MORB. E SPSP tem poucas amostras com muito baixas concentrações de ${}^3\text{He}$ e relativamente maior fração isotópica de estrôncio que os outros locais.

Esta mínima concentração de ${}^3\text{He}$ indica a presença de água do mar nos peridotitos de SPSP, o que significa serpentinização dos minerais destas amostras em particular. Os peridotitos não deformados mostram uma composição isotópica de Pb muito homogênea (${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} \sim 19$), enquanto os baixos valores de ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ variam com o grau de serpentinização seguindo uma correlação negativa, onde o peridotito mais serpentinizado liberou o He mais radiogênico (ANGEL-AMAYA, 2010).

Se as indicações preliminares se mostrarem corretas e a região de origem dos komatiitos de Gorgona também apresentarem quantidades significativas de água, isso exigirá uma revisão das estimativas de temperatura do manto e modelos de

fusão para a pluma de Gorgona. Uma fonte com água significaria que a temperatura inferida da fonte mantélica dos komatiitos de Gorgona (~ 1.600 °C – fonte seca (NISBET *et al.*, 1993)) seria significativamente menor do que isso.

Os dados de $^3\text{He}/^4\text{He}$ e a análise de clinopiroxênio das lavas de Gorgona mostram que os altos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram causados por alteração hidrotermal dos komatiitos (RÉVILLON *et al.*, 2002; GURENKO *et al.*, 2011; SOBOLEV *et al.*, 2016).

Marte possui menos elementos radioativos que a Terra, por isso menor fração isotópica de chumbo relativamente aos outros locais. Marte também apresenta dados confiáveis de serpentinização (água líquida) em minerais de suas amostras meteoríticas.

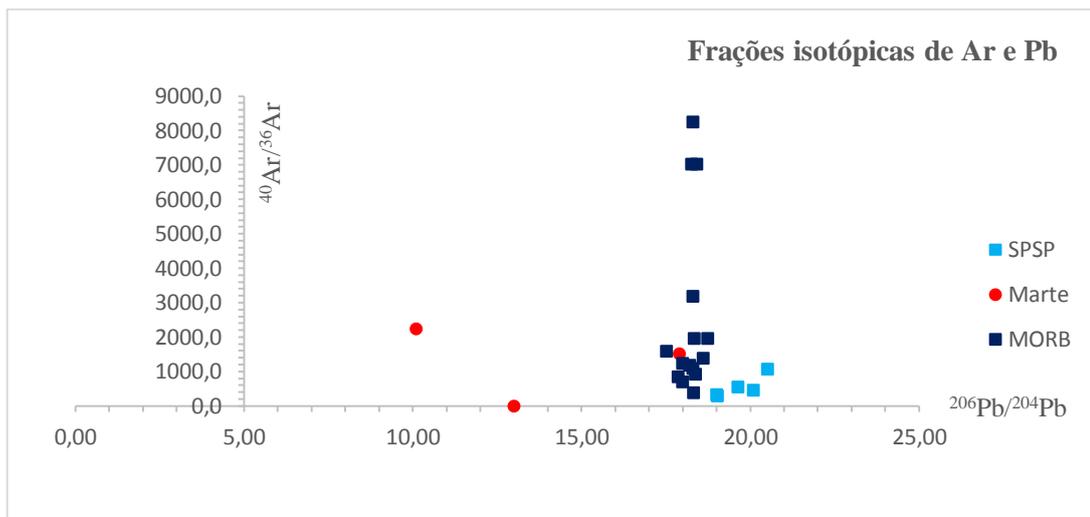


Figura 50: Gráfico de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \times ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (SPSP: Angel-Amaya, 2010; Marte: Schwenger *et al.*, 2007; MORB: Jambon *et al.*, 1985).

Analisando o gráfico (figura 50) de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \times ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, notamos que SPSP e Marte têm baixas concentrações de argônio (Ar), porém SPSP têm maior fração isotópica de chumbo porque tem mais elementos radioativos que Marte.

Dos MORB há algumas amostras com altas concentrações de argônio e outras amostras com baixas concentrações de argônio – para praticamente a mesma fração isotópica de chumbo.

- **Tório x Urânio (Th/U)**

A termo geocronologia pela razão (U–Th)/He é baseada no acúmulo de ^4He em rochas e minerais ao longo do tempo geológico devido ao decaimento radioativo de um nuclídeo-pai natural (neste caso, U, Th e/ou Sm) para um produto derivado estável (neste caso, ^4He). U e Th decaem radioativamente pelo que é chamado de “decaimento em cadeia”, o que significa que existem muitos nuclídeos intermediários no processo, e o decaimento de um destes para o próximo é feito por meio de decaimento alfa ou beta. Embora o ^4He seja constantemente produzido por decaimento, quando as rochas estão muito quentes, o hélio não fica retido nos cristais e, ao invés disso, se difunde para fora das rochas (e para a atmosfera e o espaço). Contudo, uma vez que um mineral está suficientemente frio, o hélio fica retido na rede cristalina. Portanto, quando se calcula a idade (U–Th)/He de uma rocha ou mineral, se está efetivamente calculando o tempo que passou desde que o sistema mudou de comportamento aberto (quente) para fechado (frio). A temperatura de transição é chamada de temperatura de fechamento e é diferente para cada mineral (DICKIN, 2005). Os dados de ^4He estão dispostos nos gráficos de $^3\text{He}/^4\text{He}$ (figuras 40, 42, 48 e 49) e nas tabelas de gases nobres no anexo 3.

4.4 ELEMENTOS DE TERRAS RARAS (ETR)

Os padrões geoquímicos de elementos de terras raras (ETR) observados em rochas ígneas são primariamente uma função da química da fonte de onde a rocha se formou, bem como da história da cristalização fracionária pela qual a rocha passou. O fracionamento, por sua vez, é uma função dos coeficientes de partição químico-estatísticos de cada elemento. Os coeficientes de partição são responsáveis pelo fracionamento de elementos traços (incluindo elementos de terras raras) na fase líquida (fundido/magma) na fase sólida (mineral). Como visto anteriormente, se um elemento permanece preferencialmente na fase sólida é denominado “compatível” e se é permanece preferencialmente na fase de fusão é descrito como “incompatível”. Cada elemento tem um coeficiente de partição diferente e, portanto, é fracionado em fases sólida e fundida distintamente (DICKIN, 2005). Como grupo, os elementos de terras raras (ETR) se comportam de forma similar em uma série de sistemas geoquímicos. A diminuição do raio atômico iônico dentro do grupo é conhecida como a “contração dos lantanídeos”.

Os ETR têm sido amplamente utilizados em estudos petrogenéticos pois são excelentes indicadores de processos geológicos. Nas rochas ígneas, os processos de fusão parcial e de cristalização fracionada levam a um enriquecimento relativo dos elementos de terras raras leves (ETRL) na fase fundida de sistemas silicatos cristal-líquido. Desse modo, há um enriquecimento de ETRL em rochas crustais, particularmente nas mais félsicas. Os minerais que participam nesses processos produzem efeitos característicos nos padrões de ETR das fusões, permitindo a identificação de sua atuação (DICKIN, 2005).

As concentrações de elementos de terras raras (ETR) são divididas (normalizadas) por aquelas em condritos carbonáceos (representando os materiais primitivos do Sistema Solar), para tornar o gráfico com padrões mais suaves. Sem essa normalização, o padrão para cada rocha teria a forma de “zigs-zags” porque os ETR com números atômicos pares são mais abundantes que os ETR com números atômicos ímpares.

Os meteoritos shergottite são atualmente a melhor janela disponível para se compreender a química do manto de Marte. Assim, as abundâncias dos elementos de terras raras (ETR) nos meteoritos marcianos dão informações geoquímicas valiosas sobre a composição do manto que gerou um magma e como este foi fundido antes de erupzir. Os mantos que tiverem maiores concentrações de elementos de terras raras leves (ETRL) (La – Sm) é que tiveram menor fusão parcial (DICKIN, 2005).

Um conjunto de regras simples envolvendo os elementos de terras raras (ETR), elementos-traço e reservatórios mantélicos depletados e enriquecidos, estão na tabela 4:

Quanto MAIOR (alta) La/Yb é reservatório ENRIQUECIDO e MENOR (baixa) La/Yb é reservatório DEPLETADO
Quanto MAIOR (alta) Sm/Nd é reservatório DEPLETADO e MENOR (baixa) Sm/Nd é reservatório ENRIQUECIDO
Quem tem MAIOR Rb (alta $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) é reservatório ENRIQUECIDO e quem tem MENOR Rb (baixa $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) é reservatório DEPLETADO

Tabela 4: Regras simples para elementos de terras raras (ETR), elementos-traço e reservatórios mantélicos.

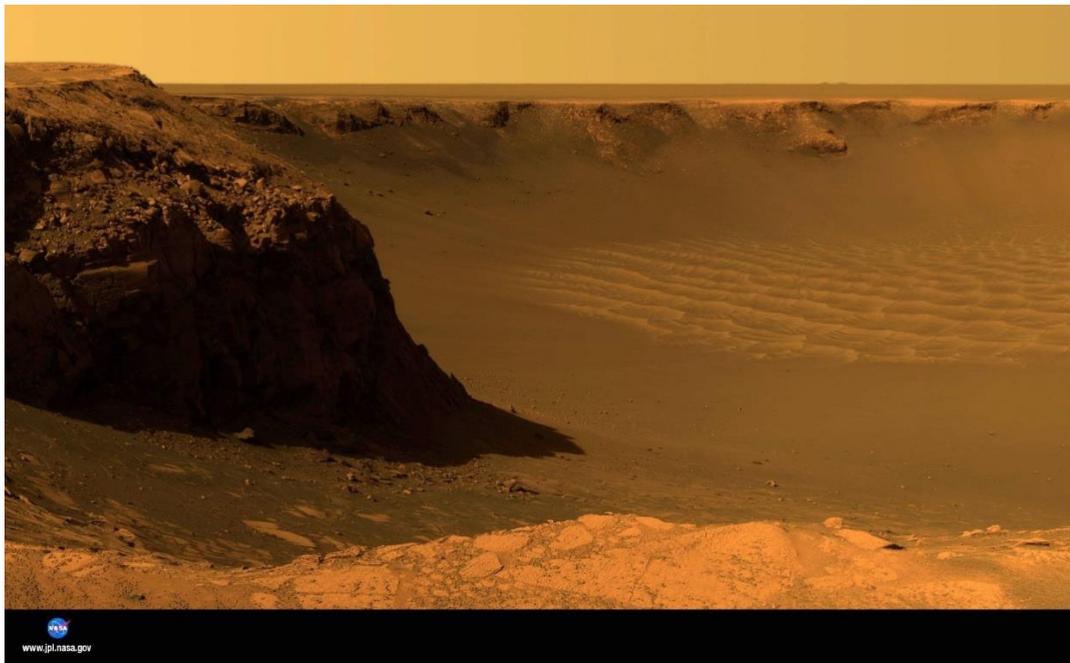


Figura 51: Cratera Victoria, Marte (<<https://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/?IDNumber=PIA09104>> – Opportunity rover, NASA–JPL, 2006).

- **Samário x Neodímio ($^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$)**

O sistema isotópico geoquímico samário (Sm) x neodímio (Nd) é utilizado para fornecer dados das formações de rochas mantélicas e crustais. O ^{147}Sm decai radioativamente produzindo ^{143}Nd com uma meia vida de $1,06 \times 10^{11}$ anos, e a razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é determinada (DICKIN, 2005).

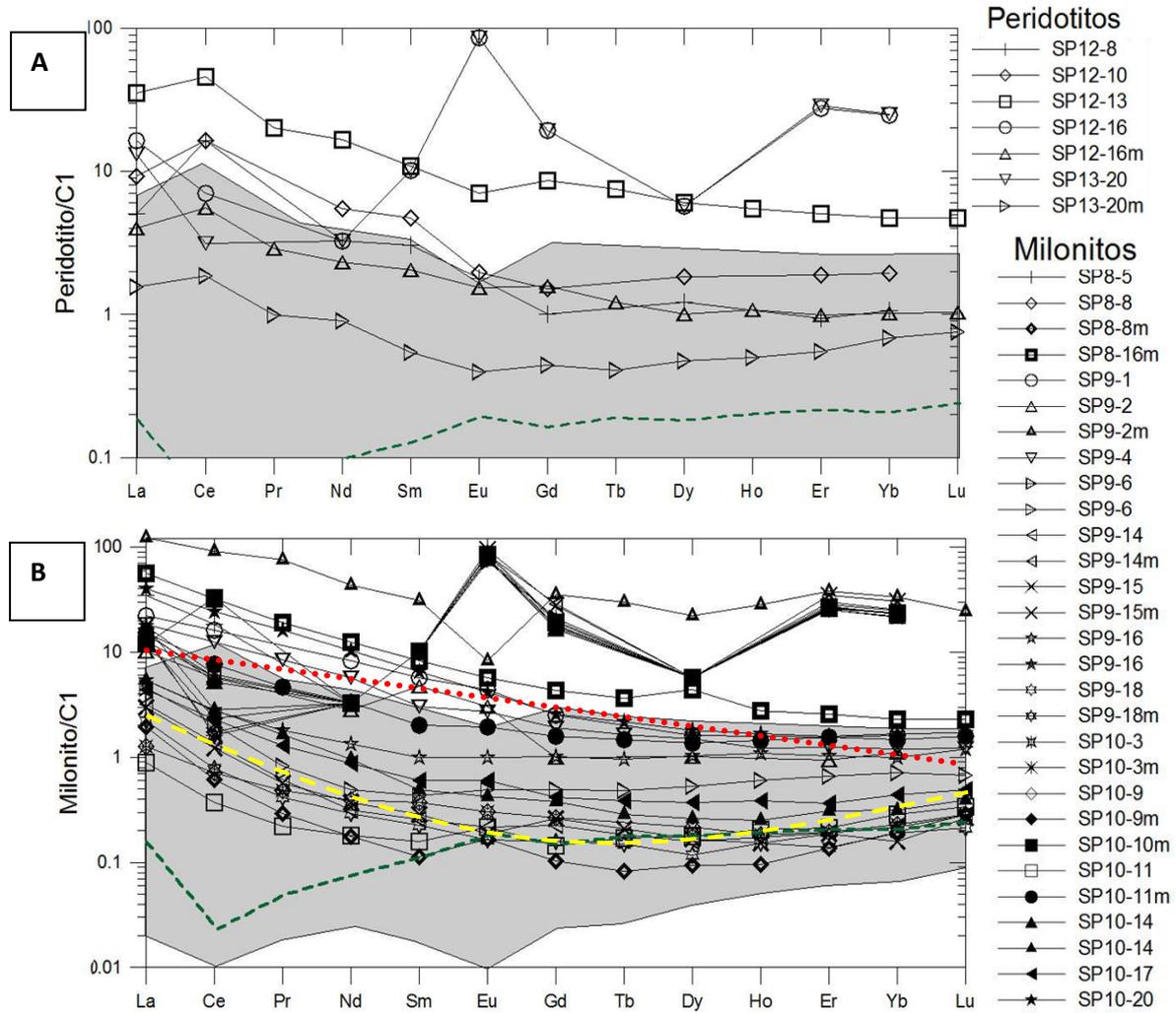
Esta razão inicial é modelada em relação ao CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*), Reservatório Uniforme Condritico, que é uma aproximação do material condritico que formou o Sistema Solar. O CHUR foi determinado pela análise de meteoritos de condrito e acondrito (DICKIN, 2005).

Condritos são meteoritos rochosos que não foram modificados devido à fusão ou diferenciação do corpo de origem e são formados quando vários tipos de poeira e pequenos grãos presentes no início do Sistema Solar se acretam para formar asteroides primitivos (NASA, 2018).

A concentração de Sm e Nd em minerais com silicato aumenta na ordem em que eles cristalizam a partir de um magma. O Sm se cristaliza mais facilmente dentro de minerais máficos, portanto, uma rocha máfica que cristaliza minerais máficos irá concentrar mais Nd na fase fundida em relação ao Sm que ficará cristalizado. Por isso, à medida que a massa fundida sofre cristalização fracionada de uma composição máfica para uma mais félsica, a abundância de Sm e Nd muda, assim como a razão entre Sm e Nd (DEPAOLO *et al.*, 1976)..

Assim, as rochas ultramáficas possuem altas concentrações de Sm e baixas de Nd e, portanto, altas razões Sm/Nd. As rochas félsicas têm baixas concentrações de Sm e altas de Nd e, portanto, baixas razões Sm/Nd. Por exemplo, os komatiitos têm 1,14 partes por milhão (ppm) de Sm e 3,59 ppm de Nd (alta Sm/Nd), enquanto os riolitos têm 4,65 ppm de Sm e 21,6 ppm de Nd (baixa Sm/Nd) (MCCULLOCH *et al.*, 1978).

1) SPSP:



Figuras 52 e 53: Gráficos dos elementos de terras raras (ETR) do Arquipélago de São Pedro e São Paulo (Angel-Amaya, 2010).

Nas figuras 52 e 53, se mostram os gráficos dos elementos de terras raras (ETR) do Arquipélago de São Pedro e São Paulo (normalizados pelo manto primitivo – condrito (C1), McDonough *et al.*, 1992) para os peridotitos não deformados (figura 52 (plotagem A)) e para os peridotitos milonitizados (figura 53 (plotagem B)) do Arquipélago de São Pedro e São Paulo. Quando comparadas aos peridotitos abissais (campo cinza) algumas amostras de São Pedro e São Paulo são mais enriquecidas em elementos de terras raras leves (ETRL). A linha tracejada representa o padrão mais comum para peridotitos oceânicos. As amostras com

anfíbólio mostram um padrão semelhante à linha tracejada vermelha e amostras com espinélio têm um padrão côncavo simbolizado com a linha amarela.

Analisando as figuras 52 e 53, e comparando com os gráficos de Marte (figuras 57 e 58) percebemos que SPSP tem maior La/Yb e por isso é o mais enriquecido em ETR dos mantos terrestres aqui analisados, e bem mais enriquecido do que Marte.

2) QO:

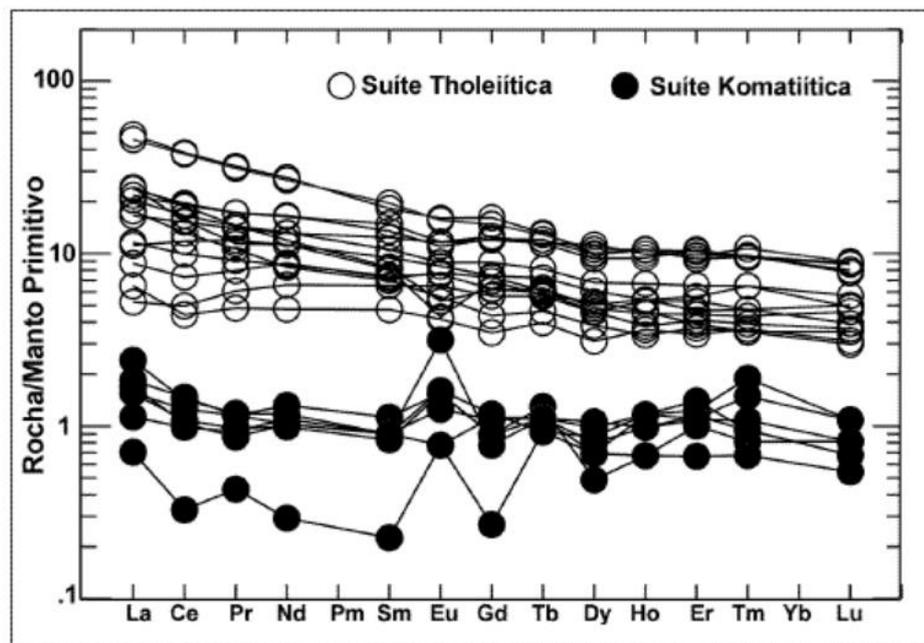
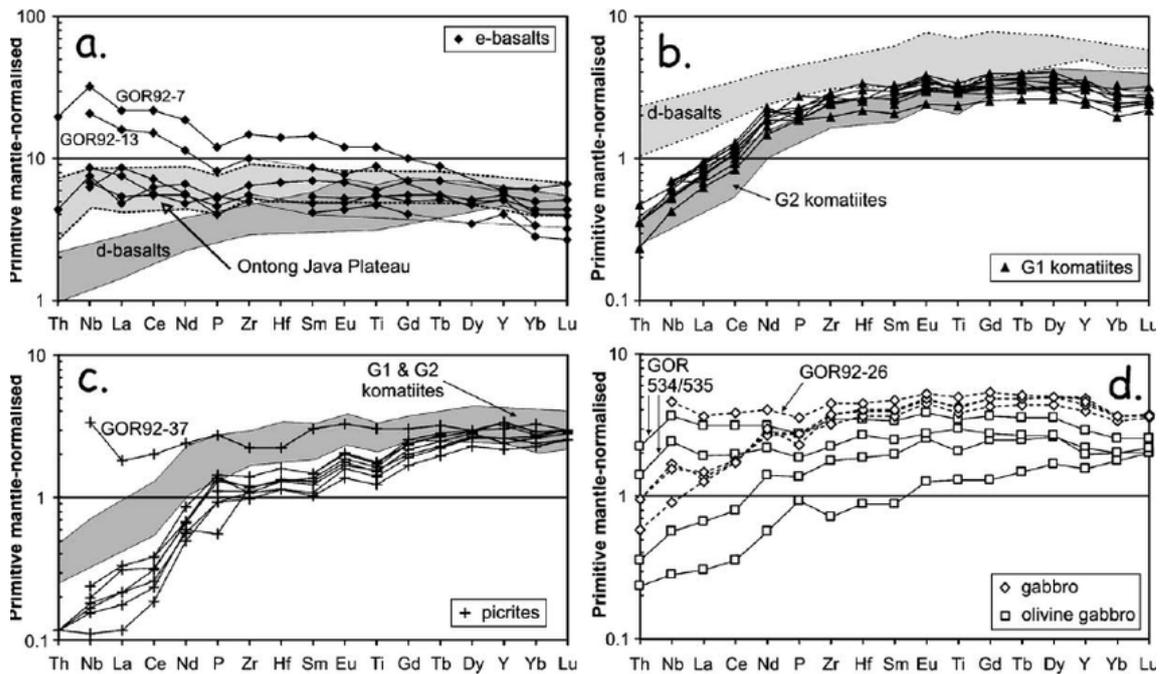
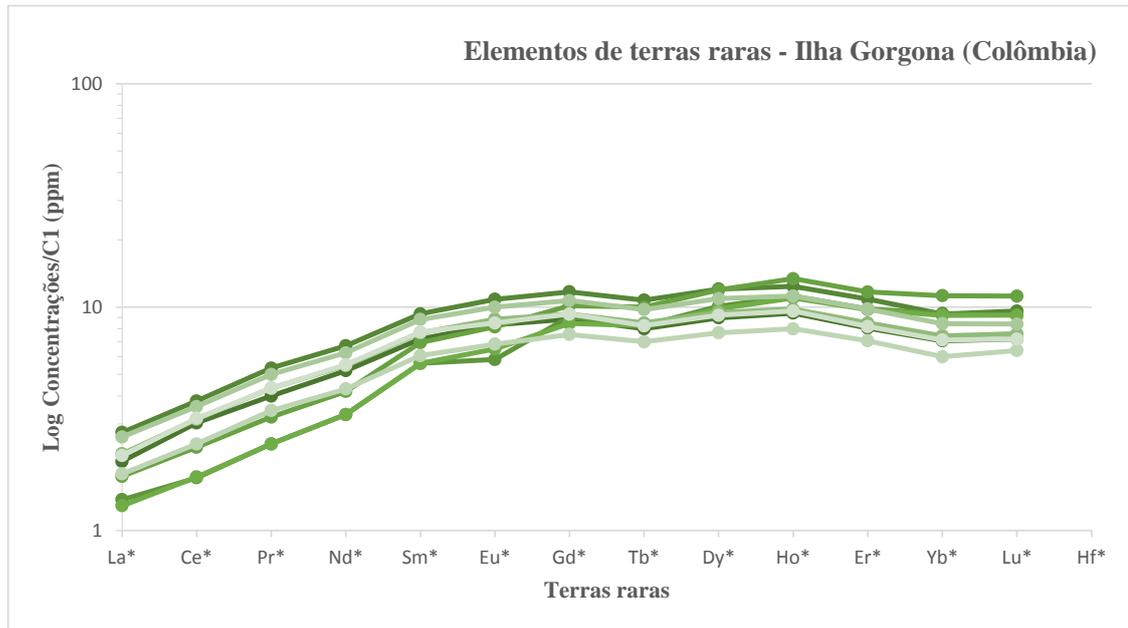


Figura 54: Gráfico dos elementos de terras raras (ETR) do Grupo Quebra Osso (Silva *et al.*, 2009).

Na figura 54, se mostra o gráfico dos elementos de terras raras (ETR) do Grupo Quebra Osso (normalizados pelo manto primitivo – condrito (C1), McDonough *et al.*, 1992) das suites metakomatiíticas e metatholeiíticas do Grupo Quebra Osso – Sequência Metavulcanossedimentar Rio Manso (SMRM), no domínio geológico do Quadrilátero Ferrífero em Minas Gerais, exibindo o fracionamento magmático e o aspecto cogenético das suas rochas.

3) Gorgona:



Figuras 55 e 56: Gráficos dos elementos de terras raras (ETR) (normalizados pelo manto primitivo – condrito (C1), McDonough *et al.*, 1992) de amostras de locais variados da ilha de Gorgona (Colômbia) (Kerr, 2005).

Tradução (figura 56): eixo y – “*primitive mantle-normalized*” = “manto primitivo-normalizado”.

Analisando os gráficos (figuras 55 e 56), percebemos que Gorgona tem baixa La/Yb e por isso tem reservatório mantélico depletado.

4) Marte:

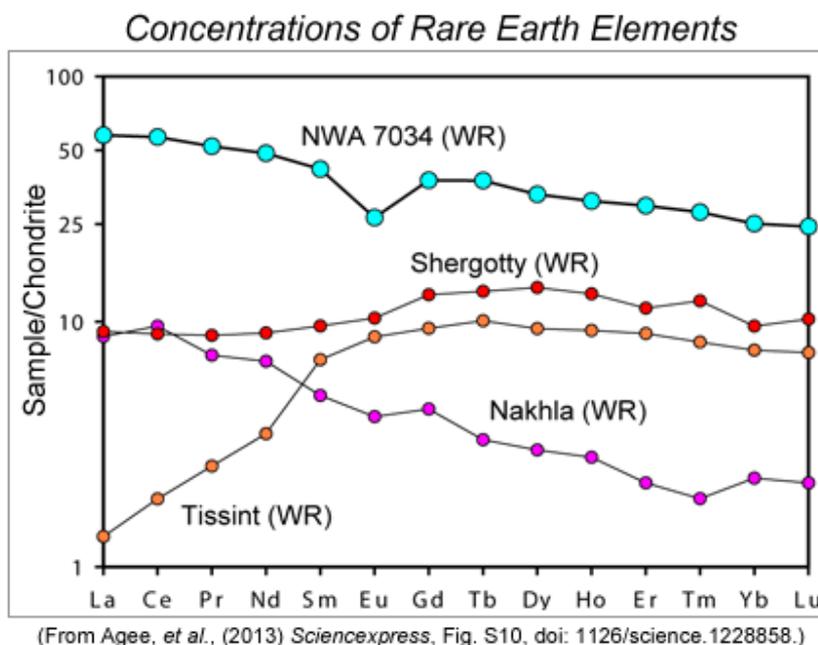


Figura 57: Gráfico de concentrações de elementos de terras raras (ETR) (normalizados pelo manto primitivo – condrito (C1), McDonough *et al.*, 1992) de quatro classes distintas de meteoritos de Marte (Agee *et al.*, 2013).

Tradução: eixo y – “*sample; chondrite*” = “amostra; condrito”; em cima – “*concentrations of rare earth elements*” = “concentrações de elementos de terras raras”.

Na figura 57, note que os três representantes das rochas marcianas plotados, anteriormente conhecidos – Shergotty, Tissint e Nakhla – são bastante distintos entre si. E o meteorito NWA 7034 tem as maiores concentrações de ETR (e de outros elementos também) e tem um padrão que se inclina para baixo – de La para Lu. WR é “*whole rock*” (rocha inteira), significando que essas análises foram feitas utilizando-se lascas inteiras representativas dos meteoritos.

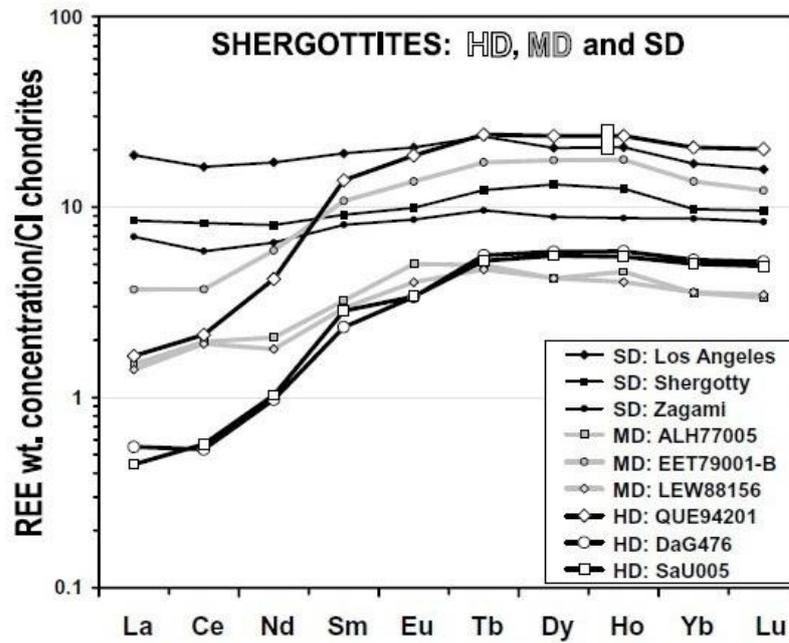


Figura 58: Gráfico de elementos de terras raras (ETR) (normalizados pelo manto primitivo – condrito (C1), McDonough *et al.*, 1992) de Marte vindas de amostras de meteoritos shergottites marcianos (Bridges *et al.*, 2006).

Tradução: eixo y – “REE; concentration; chondrites” = “ETR; concentração; condritos”.

Analisando os gráficos (figuras 57 e 58), percebemos que Marte tem razão intermediária de La/Yb, porém, tem relativamente alta Sm/Nd, e por isso apresenta um reservatório depletado, provavelmente devido a intenso vulcanismo. E comparando os gráficos (figuras 55, 56, 57 e 58) vemos que Marte é parecido com Gorgona, sendo um pouco mais enriquecido em ETR leves (La – Sm) do que este.

5) MORB:

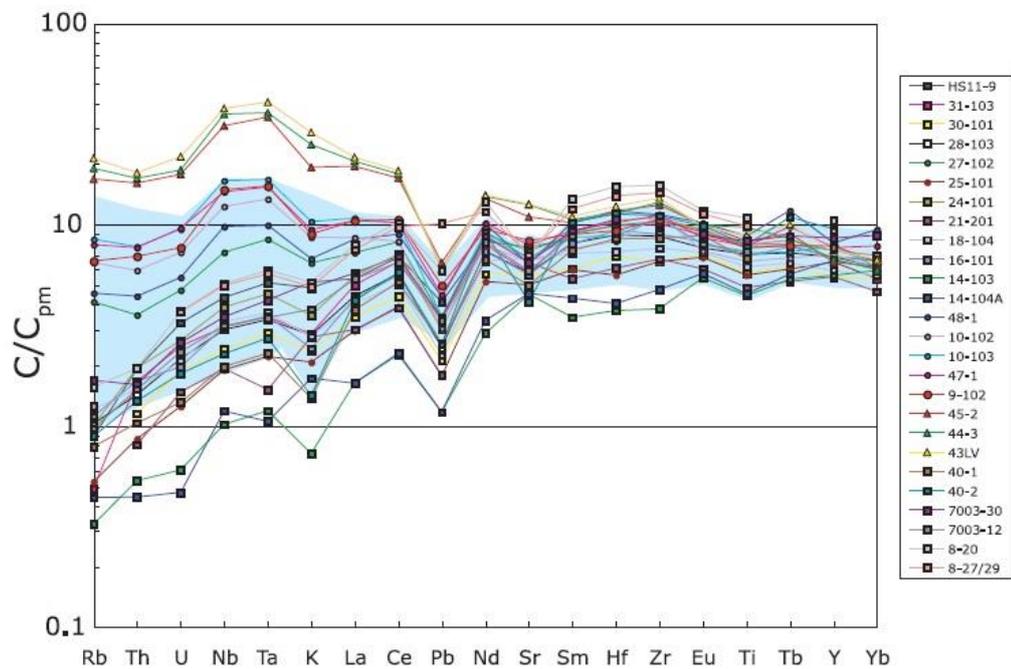


Figura 59: Gráfico das abundâncias de elementos de terras raras (ETR) (normalizados pelo manto primitivo – condrito (C1), McDonough *et al.*, 1992) dos MORB (Hémond *et al.*, 2006).

Na figura 59, os N-MORB depletados são mostrados como quadrados, os “T-MORB” intermediários são mostrados como círculos e os E-MORB enriquecidos são mostrados como triângulos.

Analisando o gráfico (figura 59), percebemos que os MORB têm razão intermediária La/Yb, e por isso tem reservatório intermediário. Porém, SPSP é bem mais enriquecido que os MORB, sendo mais enriquecido em ETR leves (La – Sm). Nota-se que SPSP é o manto mais enriquecido em ETR leves (La – Sm) de todos. SPSP é um manto anormalmente enriquecido.

5 SERPENTINIZAÇÃO NOS PLANETAS TERRA E MARTE – CASO PARA A ASTROBIOLOGIA

Serpentinização é um processo metamórfico geológico de baixa temperatura (numa faixa de temperaturas inferiores a 500 °C), envolvendo água em que rochas máficas e ultramáficas com baixas concentrações de sílica (SiO_2) são oxidadas (oxidação anaeróbica de Fe^{2+} pelos prótons de água levando à formação de hidrogênio molecular (H_2)) e hidrolisadas com água formando serpentinita. Da mesma forma, a interação com a água do mar influencia na razão isotópica de Sr.

O peridotito e o dunito, no fundo do mar e nos cinturões de montanhas, são convertidos em serpentina, brucite, magnetita e outros minerais – alguns raros, como o awaruite (Ni_3Fe) e até mesmo o ferro puro. No processo, grandes quantidades de água são absorvidas pela rocha, aumentando o volume, reduzindo a densidade e destruindo a estrutura (MUKHOPADHYAY, 2018).

Foi descoberto em 2000 durante uma expedição científica no Oceano Atlântico Norte, a 800 metros de profundidade, o Campo Hidrotermal de Lost City, contendo um ecossistema vivo com inúmeros micro-organismos quimiossintéticos (utilizam energia química ao invés da energia da luz, fotossíntese), alimentados pelo processo de serpentinização dos peridotitos presentes nas formações rochosas de Lost City (sistema com várias estruturas semelhantes que emitem água marinha morna) (KELLEY *et al.*, 2007). À medida que a água marinha penetra nas profundezas do maciço, o peridotito é transformado em serpentinita e a água infiltrada torna-se mais alcalina em decorrência dessa reação. Ao reemergir e se misturar novamente com as águas oceânicas, essa água está repleta de cálcio, liberado durante a serpentinização. Mais importante é que esses fluidos ficam altamente reduzidos, isto é, desprovidos de todo oxigênio, que é substituído por gases ricos em energia, como hidrogênio, metano e sulfeto de hidrogênio (KELLEY *et al.*, 2007). É possível que este tipo de sistema energético possa também ter ocorrido nos oceanos antigos de Marte.

Através de medições recentes por naves espaciais robóticas de diversos países (NASA, ESA e Agência Espacial da Índia) em órbita e no solo de Marte, a teoria vigente sobre o desaparecimento da água líquida na superfície marciana e seu

congelamento é que, após intenso vulcanismo na época inicial, muita lava rica em ferro fez diminuir consideravelmente a quantidade de íons de ferro líquido circulando dentro do manto marciano, enfraquecendo assim, gradativamente (durante o primeiro bilhão de anos das eras marcianas) o campo magnético global de Marte. O campo magnético global de Marte cessou há aproximadamente 3,5 bilhões de anos, restando vários campos magnéticos localizados devido às rochas que permaneceram magnetizadas (NASA, 2018; ESA, 2018).

Conseqüentemente, os elétrons e íons altamente energéticos do vento solar foram constantemente diminuindo (através de *sputtering*) a atmosfera de Marte (NASA, 2018). Isto porque com o campo magnético se enfraquecendo, este não conseguia mais desviar e absorver as partículas do vento solar.

Assim, termodinamicamente, com pressão atmosférica cada vez menor na superfície, parte da água líquida evaporou ao espaço e parte congelou abaixo da superfície. Outra propriedade termodinâmica, sobre condução térmica, é que Marte tendo um volume comparativamente pequeno, a área superficial do globo de Marte é grande o suficiente para liberar calor interno mais facilmente do que na Terra.

Como o volume do planeta Marte é aproximadamente metade do da Terra, o calor interno de Marte foi escapando facilmente para o espaço, fazendo com que o manto superior inicial de Marte se consolidasse rapidamente como crosta ao longo dos primeiros 2 bilhões de anos. A Terra ainda conserva muito calor devido aos núclídeos radiogênicos em concentrações maiores do que em Marte (ATREYA *et al.*, 2013). Em um artigo recente (BOUVIER *et al.*, 2018), indica-se a evidência (através da análise de zircões em meteoritos marcianos) de que o oceano de magma inicial se cristalizou de forma extremamente rápida formando uma crosta em Marte. Isto corrobora nossos resultados das análises comparativas geoquímicas.

Marte é conhecido por abrigar grandes quantidades de água em forma sólida (gelo) (BELL III, 1996), e muitas rochas na superfície mostram evidências claras de que houve água líquida no planeta no passado distante.

Esta água congelada subsuperficial foi encontrada pela análise de grandes quantidades de prótons de hidrogênio (significando gelo subsuperficial) localizadas em enormes regiões pela sonda robótica orbitadora Mars Odyssey da NASA, em 2001 (NASA, 2018). E gelo subsuperficial também foi encontrado pela sonda

Phoenix da NASA, por raspagem mecânica de pontos na superfície marciana perto do polo Norte, em 2008 (NASA, 2018). Estes reservatórios podem ter desempenhado papel significativo na serpentinização de muitos minerais em Marte. Foi descoberta, através de naves robóticas orbitadoras, serpentinita em alguns pontos na superfície onde o manto está exposto, por exemplo, no local conhecido por Nili Fossae, na região Syrtis Major do hemisfério norte de Marte (NASA, 2018).

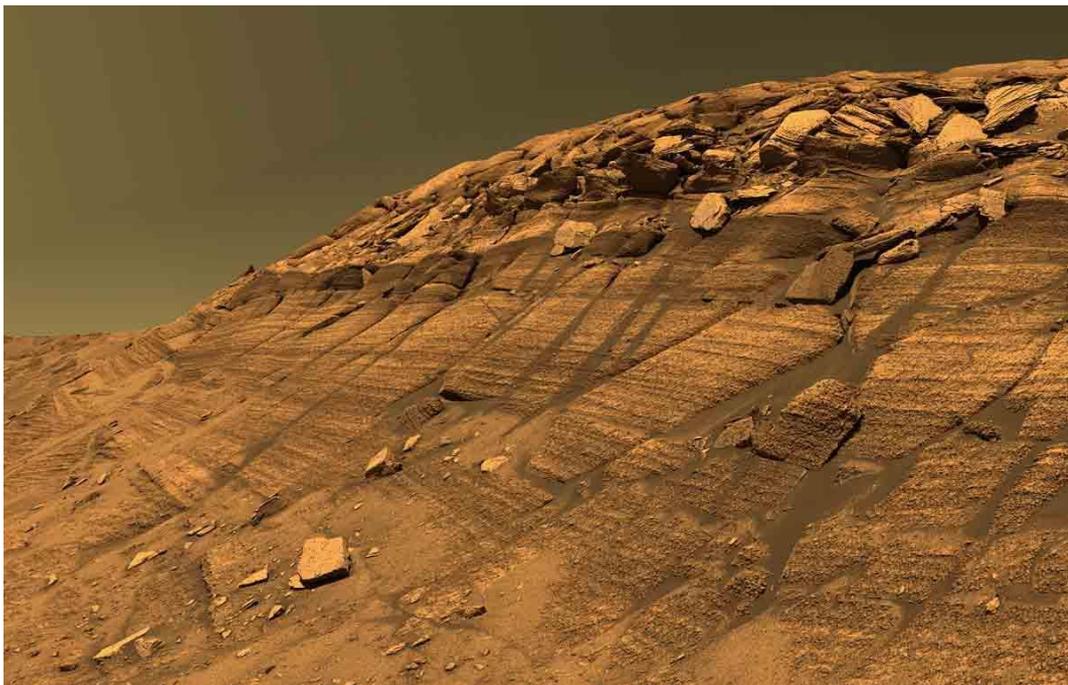


Figura 60: Leito antigo de rio de água líquida em Marte (Opportunity rover, NASA, 2004 – <<https://mars.jpl.nasa.gov/mer/gallery/press/opportunity/20040506a.html>>).

Esta serpentinização em Marte está de acordo com as baixas concentrações de ^3He , extraídos de meteoritos marcianos (seção 4.1 sobre gases nobres).

Neste momento, há forte indício da descoberta de água líquida em Marte pela evidência de radar de um lago subterrâneo perto do polo sul de Marte, abaixo de camadas de gelo de água e dióxido de carbono.

OROSEI *et al.* (2018) utilizaram o instrumento MARSIS (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding), Radar Avançado de Marte para Subsuperfície e Ionosfera – um radar de baixa frequência na nave espacial robótica Mars Express, da Agência Espacial Europeia (ESA) – para se procurar por água

líquida subsuperficial debaixo da calota de gelo do sul de Marte. Os perfis de radar coletados entre maio de 2012 e dezembro de 2015 contêm evidências de água líquida aprisionada abaixo do gelo dos depósitos em camadas sul-polares. Detectou-se um lago de água líquida com 20 km de largura sob o gelo sólido da região de Planum Australe (OROSEI *et al.*, 2018). A água é provavelmente impedida de se congelar por causa de sais dissolvidos e pela pressão do gelo acima do lago. Poder-se-ia dizer que há semelhanças com o lago Vostok que fica abaixo de 4 km de gelo na Antártida, perto do polo sul da Terra. A presença de água líquida em Marte tem implicações para a Astrobiologia e a futura exploração tripulada humana.

A liberação de H₂ por serpentinização, uma fonte de energia térmica e de elétrons – que na Terra são utilizados por grande número de micro-organismos quimiossintéticos – pode também ser um sistema químico energético muito importante para uma hipotética origem deste tipo de micro-organismos em Marte (MCKAY, C. P. *et al.*, 2014), onde havia água líquida em abundância e uma mineralogia altamente redutora que provavelmente estava disseminada em uma crosta indiferenciada. Sabe-se que minerais precipitados durante a serpentinização têm a capacidade de preservar bioassinaturas – foram encontradas moléculas orgânicas na superfície de Marte pelo *rover* Curiosity (MING *et al.*, 2014; NASA, 2018). E na área de Nili Fossae, na região de Syrtis Major Planum em Marte, foram detectadas serpentinita e concentrações significativas de carbonatos de cálcio (NASA, 2018).

Análises recentes do mineral ringwoodite hidratado do manto sugerem que há presença significativa de água no manto terrestre – entre uma e três vezes mais água na zona de transição entre o manto inferior e superior do que em todos os oceanos do mundo combinados; ou seja, o manto da Terra é bastante húmido (PEARSON *et al.*, 2014; FEI *et al.*, 2017).

Particularmente no caso de Gorgona, modelos teóricos e experimentos de laboratório com amostras de rochas máficas e ultramáficas desta ilha, sugerem que o manto gerador dos komatiitos de Gorgona tem presença significativa de água (GURENKO *et al.*, 2011 e 2016; SOBOLEV *et al.*, 2016).

E análises de amostras meteoríticas e observações *in situ* de Marte (juntamente com modelos teóricos) também indicam a presença significativa de água no manto de Marte (SHIBAZAKI *et al.*, 2009; MCCUBBIN *et al.*, 2016; NASA, 2018).

Assim, podemos notar que tanto o manto gerador dos komatiitos de Gorgona quanto possivelmente o manto marciano são húmidos, i.e., hidratados. Mais uma semelhança geoquímico-física entre Gorgona e Marte.

Portanto, a serpentinização que ocorreu na parte superior peridotítica (fria) da pluma de origem mantélica que deu origem aos komatiitos de Gorgona (DIETRICH *et al.*, 1981; RÉVILLON *et al.*, 2000 e 2002; KERR, 2005), também pode ter ocorrido nas partes superiores (frias) das plumas vulcânicas (*hot spots*) – único modo de vulcanismo – em Marte. Mais uma semelhança (plumas vulcânicas – *hot spots*) entre estes dois locais. E, através da serpentinização (que fornece energia química a micro-organismos quimiossintéticos na Terra), atividade microbiológica pode ter ocorrido – ou estar ocorrendo – no interior da crosta de Marte (TELES, 2015).

Sobre os komatiitos é importante notar que estes podem ser bastante significativos no estudo das origens e evolução da vida na Terra e em Marte. Preservam não apenas indícios geoquímicos essenciais da interação entre as rochas e a atmosfera primitivas da Terra, mas também podem ter sido potenciais microambientes apropriados para que processos biogeoquímicos e biológicos (possível geração de hidrocarbonetos leves e hipotéticos micro-organismos) tenham se desenvolvido em Marte e em outros locais do Sistema Solar (NNA-MVONDO *et al.*, 2007).

Os meteoritos tipo *ol-phyric* têm aproximadamente dois bilhões de anos, sendo que um meteorito em especial, ALH 84001, ejetado das profundezas da crosta marciana há 4,3 bilhões de anos por um grande impacto, apresenta possível atividade microbiológica marciana na forma de possíveis estruturas nano-fossilizadas e de moléculas PAHs dentro deste meteorito (MCKAY *et al.*, 1996; NASA, 2018).

Isto acima é bem interessante à Astrobiologia (anteriormente conhecida como Exobiologia), que é a ciência interdisciplinar com a qual se procura pelas origens da vida na Terra e em outros locais do Cosmos.

6 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS OBTIDOS

Com base nos estudos geoquímicos terrestres (representado por SPSP, Gorgona, QO e os MORB) e de Marte, analisando todos os gráficos no texto, percebemos que o manto terrestre é o mais enriquecido em Mg. E que o manto de SPSP, os komatiitos de Gorgona e QO, e o manto de Marte possuem concentrações de SiO₂ semelhantes.

SPSP é depletado em CaO, enquanto Marte é enriquecido em cálcio. SPSP tem muito mais ³He e Ne do que Marte, mas tem concentrações semelhantes de argônio. SPSP é mais enriquecido em radionuclídeos (Pb, Th, U) do que Marte. Isto foi devido á gravidade do Sol atrair mais elementos pesados para a região da órbita terrestre do que para a de Marte, durante a formação destes planetas na nebulosa protoplanetária do Sistema Solar. SPSP é mais enriquecido em ETR leves do que Marte.

Os basaltos de Marte mostram maior variação em SiO₂ e MgO sugerindo que houve cristalização fracionária de clinopiroxênio e olivina.

Os MORB plotam (figura 27) dentro do campo de basalto de Marte. O teor de SiO₂ de ambos os grupos de basalto é similar, entretanto os basaltos de Marte têm maior variação em MgO o que pode sugerir uma maior percentagem de fusão parcial do manto marciano em comparação ao terrestre, devido a maior calor. Porém, o manto de Marte é mais frio que o da Terra. Talvez este calor para maior fusão parcial tenha vindo de convecções ascendentes profundas em Marte.

O enriquecimento de Fe é duas vezes maior em Marte do que no manto (SPSP) e os komatiitos de QO e Gorgona (figura 28). O manto de Marte foi inicialmente enriquecido em Fe, o que gerou basaltos com altas concentrações deste elemento.

Os meteoritos shergottites peridotitos marcianos e o manto calculado de Marte possuem concentrações bem próximas de FeO_t, indicando que estes tipos de shergottites podem ter sido formados por maior fusão parcial do manto.

Na Terra, precipitou-se mais Fe para o núcleo, ficando o manto terrestre mais depletado em Fe. Em Marte, pelos modelos teóricos atuais, baseados em amostras

de meteoritos marcianos (como vimos anteriormente) e medições por naves espaciais robóticas, tanto os basaltos como as rochas mantélicas de Marte são mais enriquecidos em Fe, podendo sugerir que o núcleo de Marte teve menor diferenciação que o da Terra e conseqüentemente o manto marciano é enriquecido em ferro.

Isto pode ter sido devido ao fato que a gravidade de Marte (0,375 g) é menor que na Terra (1 g), fazendo com que o Fe ficasse distribuído aproximadamente homogeneamente no interior do planeta ao invés de precipitar (afundar) para o núcleo.

Sobre o enxofre, os dados dos meteoritos marcianos indicam baixas concentrações, assim a concentração de S no manto de Marte é aparentemente um pouco menor do que no manto da Terra. Isso é indicativo de que durante a diferenciação manto-núcleo o enxofre afundou para o núcleo talvez devido à menor temperatura inicial deste, em que as correntes térmicas convectivas não levaram muito S para o manto marciano em formação, ao contrário da Terra onde o calor era e é maior. Considera-se que as concentrações iniciais de S nos dois planetas tenham sido semelhantes, devido a ser um elemento leve e a gravidade do Sol na nebulosa protoplanetária não tenha atraído muito S para a órbita da Terra em formação, mantendo quantidades semelhantes na órbita de Marte.

A concentração de Ni no manto de Marte é aparentemente menor do que no manto da Terra. Consegue-se fazer experimentos com pressões e temperaturas similares aos do núcleo da Terra e de Marte. Dados de experimentos realizados em sistemas de ferro-enxofre e ferro-níquel-enxofre, com pressões correspondentes ao centro de Marte, indicam que seu núcleo é quase completamente líquido (com bastante enxofre) e que não é um núcleo interno rico em ferro cristalizado, como na Terra, e contendo aproximadamente 10–16% de enxofre (Argonne National Laboratory, 2018).

Em termos das concentrações de SiO_2 , tanto os MORB quanto as amostras marcianas estão aproximadamente no mesmo intervalo.

O teor de Al_2O_3 nas amostras provenientes de Marte (meteoritos peridotitos shergottites) é geoquimicamente parecido com o dos komatiitos de Gorgona. E as amostras de Marte têm maior concentração de alumínio que o manto de SPSP e os komatiitos de QO. Marte mostra um *trend* entre Al_2O_3 x Mg^* (figura 31) – uma

correlação inversamente proporcional. Esta correlação pode ser explicada pela participação de clinopiroxênio e plagioclase.

O manto representado por SPSP e os komatiitos de Gorgona e QO estão no mesmo *trend*, onde SPSP é depletado em Al_2O_3 e é o mais enriquecido em MgO, indicando menos piroxênio e mais olivina.

Observa-se que cada área do gráfico Al_2O_3 x MgO (figura 30) mostra um campo distinto, com as amostras do manto terrestre (SPSP) e os komatiitos do QO e Gorgona, e as amostras de Marte, separadas umas das outras. Isso demonstra a heterogeneidade das amostras em termos de Al_2O_3 x MgO, sugerindo mantos não homogêneos.

Analisando o gráfico de CaO x MgO (figura 32), vemos que SPSP é depletado de CaO. Os komatiitos de QO sugerem cristalização fracionada de plagioclase (diminuição de CaO com MgO pouco variável) e clinopiroxênio.

Analisando o gráfico de CaO x Mg* (figura 33) de Marte, com dados recentes (NASA, 2018), vemos que os meteoritos marcianos mostram campos distintos entre si, quando divididos em locais de formação.

E também na figura 33, há uma variação extensa nas concentrações de Ca para cada classe distinta de meteoritos marcianos – shergottites, nakhlites, etc. – significando que o manto de Marte é heterogêneo. Esta heterogeneidade pode ser devido a diferentes quantidades de produção de basalto, depletando assim o manto.

Devido ao alto conteúdo de CaO em Marte é muito provável a geração de magma basáltico no manto atual, devido a grande quantidade de clinopiroxênio. Com os lherzolitos no manto marciano há muito Ca para formar basaltos. Isto significa a presença de um manto primário enriquecido que passou por pouca fusão parcial gerando magmas basálticos.

Os meteoritos nakhlites são os mais enriquecidos em Ca do que todos os meteoritos conhecidos de Marte, e do que os mantos (inferidos pelos komatiitos) da Terra.

Comparando os dois gráficos (figuras 32 e 33), também notamos que as concentrações de Ca em Marte são semelhantes às de Gorgona, e também são semelhantes em heterogeneidade. A variação de Ca em Gorgona (figura 32) está no mesmo *trend* que a variação de Ca em Marte (figura 33) através das diferentes

classes de meteoritos marcianos. Assim, notamos mais uma vez que o magma originário do manto de Marte é geoquimicamente semelhante aos komatiitos que vieram do manto de Gorgona.

O gráfico de $\text{Na}_2\text{O} \times \text{MgO}$ (figura 35), mostra que Marte tem semelhança com Gorgona. As concentrações de Na nas amostras de Marte são dispersas (não concentradas), sugerindo cristalização de plagioclase em diferentes percentagens.

Em termos de elementos maiores (exceto ferro, cálcio e manganês), Marte tem composição química do manto mais parecida com os komatiitos de Gorgona do que os de SPSP e do que os komatiitos de QO. E o manto de SPSP é o mais rico em magnésio.

Em termos de gases nobres, analisando o gráfico (figura 40) de gases nobres ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \times {}^4\text{He}$, observa-se que os valores de ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ em Marte estão abaixo do valor atmosférico, e que a concentração de ${}^3\text{He}$ de Marte é muito menor que a concentração de ${}^3\text{He}$ nos mantos terrestres (SPSP e os komatiitos de Gorgona) e nos MORB. Em SPSP o ${}^3\text{He}$ pode ter sido liberado provavelmente durante o processo de serpentinização.

Isto sugere que Marte sofreu maior degaseificação que a Terra, muito provavelmente devido ao intenso vulcanismo em Marte (gases expelidos pelos vulcões), no período Noachiano (mais antigo) – 4,1 a 3,7 bilhões de anos atrás – e ao fato da gravidade em Marte ser 0,375 da gravidade na Terra, favorecendo a perda de gases da atmosfera, dos gases nobres na crosta e dos mares, lagos e rios de água líquida que ainda existiam em Marte. Em Marte, o ${}^3\text{He}$ também pôde ter escapado rapidamente para a atmosfera por fraturas na crosta.

Como em Marte aparentemente não houve tectônica de placas, o vulcanismo em Marte foi através de plumas mantélicas por *hot spots* (NASA, 2018). E os komatiitos de Gorgona foram provavelmente formados em uma pluma mantélica (KERR, 2005) – outra semelhança entre Gorgona e Marte.

Analisando o gráfico (figura 41) de ${}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne} \times {}^{21}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne}$, vemos que ${}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne}$ é bem menor em Marte do que na Terra – Marte deixou escapar muito ${}^{20}\text{Ne}$ para a atmosfera.

Marte é depletado em ^3He e ^{20}Ne , ao contrário de SPSP, Gorgona (figura 40) e os MORB. Marte perdeu quase todos os gases nobres leves.

Dos gráficos $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \times ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \times ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (figuras 46 e 47, respectivamente), se observa que Marte tem menor fração isotópica de chumbo do que o manto terrestre e os MORB, e também Marte tem menos elementos radioativos que a Terra. SPSP é o mais enriquecido em chumbo.

Isto significa que o calor radiogênico produzido no interior de Marte é bem menor do que o calor radiogênico produzido no interior da Terra, porque Marte tem menos elementos radioativos que a Terra. Isso é devido ao fato que a enorme massa do Sol contribuiu para que os elementos pesados migrassem gravitacionalmente para mais perto da Terra do que de Marte durante a era da nebulosa solar protoplanetária, onde estavam se formando os planetas e luas do Sistema Solar, há 4,55 bilhões de anos.

Marte também apresenta dados confiáveis de serpentinização em minerais de suas amostras meteoríticas, indicando a presença de água líquida na crosta e no manto há alguns bilhões de anos. Isto é bem significativo para a possível origem e evolução de algum tipo de vida microbiana marciana.

Analisando o gráfico de SPSP (figuras 52 e 53), e comparando com o gráfico de Marte (figuras 57 e 58) percebemos que SPSP tem maior La/Yb e por isso é mais enriquecido em ETR do que QO e Gorgona, e bem mais enriquecido do que Marte. Gorgona tem baixa La/Yb e por isso tem reservatório mantélico depletado.

Marte tem razão intermediária de La/Yb, porém, tem relativamente alta Sm/Nd, e por isso apresenta um reservatório depletado, provavelmente devido ao intenso vulcanismo. Marte é parecido com Gorgona, sendo um pouco mais enriquecido em ETR leves (La – Sm) do que este. Nota-se que SPSP é o mais enriquecido em ETR leves (La – Sm) de todos locais. SPSP é um manto anormalmente enriquecido.

Na figura 57, vemos que o meteorito marciano NWA 7034 é bastante enriquecido em ETR, indicando heterogeneidade dos locais de origem destas rochas em Marte, e mostrando que muito mais amostras são necessárias para melhor compreensão comparativa entre as evoluções geoquímicas dos mantos dos planetas Terra e Marte.

7 CONCLUSÕES

Das análises geoquímicas de todos os dados neste trabalho, comparando SPSP, Gorgona e Marte (apesar de ainda termos poucas amostras marcianas (~ 100 meteoritos)) entre si, concluímos o seguinte:

- 1) O manto terrestre, aqui representado por SPSP, possui menos Al e muito menos Fe e Ca que o manto de Marte (sendo, portanto, um manto primitivo), mas Gorgona tem concentrações de Ca semelhantes às de Marte. Terra e Marte possuem concentrações de SiO₂ e de ⁴⁰Ar semelhantes. O manto terrestre é mais enriquecido em Mg, ³He e ²⁰Ne que o manto de Marte. E a Terra é mais enriquecida em radionuclídeos geradores de calor (Pb, Th, U) e em elementos de terras raras leves (ETRL) que Marte. Isto foi devido à gravidade do Sol atrair mais destes elementos para a região da órbita da Terra do que para a de Marte, durante a formação destes na nebulosa protoplanetária do Sistema Solar;
- 2) Marte produziu magma mais rico em Fe (devido ao menor campo gravitacional de Marte), e passou por maior degaseificação (principalmente de gases nobres) do que a Terra. Marte não tem tectônica de placas – perde calor por *hot spots* – sendo que as correntes de convecção são devidas à combinação de calor e gravidade;
- 3) O manto de Marte perdeu muito calor e o oceano de magma inicial se cristalizou de forma extremamente rápida formando uma crosta em Marte, mais espessa que a da Terra;
- 4) De todos estes locais, Gorgona é o mais parecido geoquimicamente com o planeta Marte. Os dados das amostras dos komatiitos (< 500 Ma) de Gorgona e os dados das amostras dos meteoritos marcianos, como também análises *in situ* de rochas em Marte – por sondas espaciais robóticas – mostram que os komatiitos de Gorgona têm semelhanças geoquímicas ao magma gerado inicialmente no manto de Marte, tanto em composições químicas, quanto nos *trends* das variações elementais.

Outras semelhanças entre Gorgona e o magma de Marte são que os komatiitos de Gorgona e o manto marciano são geoquimicamente heterogêneos. E que também têm presença significativa de água em suas composições – o manto gerador dos komatiitos de Gorgona e o manto de Marte são húmidos. Assim, podemos ver que Gorgona e Marte apresentam evoluções geoquímicas bastante semelhantes.

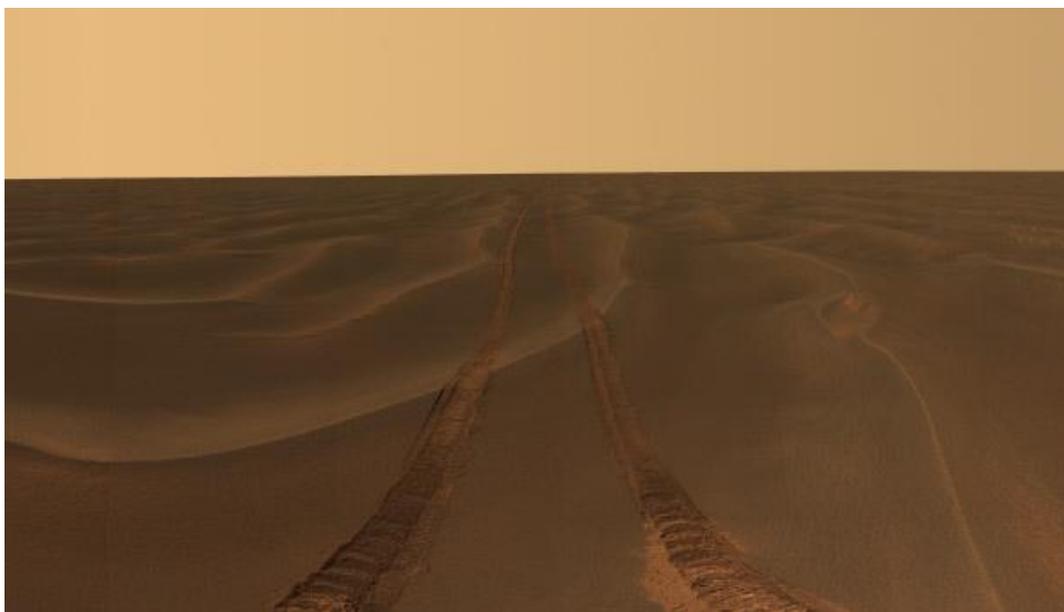


Figura 61: Óxido de ferro na superfície e atmosfera marcianas (Opportunity rover, NASA, 2005 – <https://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA07216>>).

REFERÊNCIAS

- AGEE, C. B.; WILSON, N. V.; MCCUBBIN, F. M.; ZIEGLER, K.; POLYAK, V. J.; SHARP, Z. D.; ASMEROM, Y.; NUNN, M. H.; SHAHEEN, R.; THIEMENS, M. H.; STEELE, A.; FORGEL, M. L.; BOWDEN, R.; GIAMOCLIJIA, M.; ZHANG, Z.; ELARDO, S. M. Unique Meteorite from Early Amazonian Mars: Water-Rich Basaltic Breccia Northwest Africa 7034. *Science*, v. 339, n. 6121, p. 780-785, 2013.
- ANGEL-AMAYA, J. **Geologia e Geoquímica Isotópica de Sr, Pb e Gases Nobres (He, Ne e Ar) das Rochas Mantélicas do Maciço de São Pedro e São Paulo (Oceano Atlântico Equatorial)**. 2010. 112 f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha) – Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2010.
- ARGONNE NATIONAL LABORATORY (ANL), APS X-rays reveal secrets of Mars' core. Disponível em: <<https://web.archive.org/web/20090221180506/http://cars9.uchicago.edu/gsecars/LVP/publication/News/X-rays%20reveal%20secrets%20of%20Mars%27%20core.htm>>. Acesso em: 29 jun. 2018.
- ARNDT, N. T.; LESHNER, C. M. Komatiite. In: SELLEY, R. C. *et al.* (Ed.) *Encyclopedia of Geology*. Amsterdam: Elsevier, 2004. p. 260-268.
- ATREYA, S. K.; TRAINER, M. G.; FRANZ, H. B.; WONG, M. H.; MANNING, H. L. K.; MALESPIN, C. A.; MAHAFFY, P. R.; CONRAD, P. G.; BRUNNER, A. E.; LESHIN, L. A.; JONES, J. H.; WEBSTER, C. R.; OWEN, T. C.; PEPIN, R. O.; NAVARRO-GONZÁLEZ, R. Primordial argon isotope fractionation in the atmosphere of Mars measured by the SAM instrument on Curiosity and implications for atmospheric loss. *Geophysical Research Letters*, v. 40, p. 5605-5609, 2013.
- AVICE, G.; BEKAERT, D. V.; CHENNAOUI AOUJJEHANE, H.; MARTY, B. Noble gases and nitrogen in Tissint reveal the composition of the Mars atmosphere. *Geochemical Perspectives Letters*, v. 6, p. 11-16, 2018.
- BALLHAUS, C. G.; GLIKSON, A. Y. The petrology of layered mafic-ultramafic intrusions of the Giles Complex, western Musgrave Block, central Australia. *Australian Geological Survey Organization Journal*, v. 16, n. 1–2, p. 69-90, 1995.
- BALTAZAR, O. F.; ZUCCHETTI, M. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: A review of the setting of gold deposits. *Ore Geology Reviews*, v. 32, n. 3–4, p. 471-499, nov. 2007.
- BECKER, R. H.; PEPIN, R. O. The case for a Martian origin of the shergottites: nitrogen and noble gases in EETA79001. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 69, p. 225-242, 1984.
- BECKER, R. H.; PEPIN, R. O. Nitrogen and light noble gases in Shergotty. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 50, p. 993-1000, 1986.
- BELL III, J. F. Iron, sulfate, carbonate, and hydrated minerals on Mars. In: DYAR, M. D. *et al.* (Ed.) *Mineral Spectroscopy: A Tribute to Roger G. Burns*. Special Publication n. 5. Washington, D.C.: The Geochemical Society, 1996. p. 359-380.
- BERTKA, C. M.; FEI, Y. Mineralogy of the Martian interior up to core/mantle boundary pressures. *Journal of Geophysical Research*, v. 102, p. 5251-5264, 1997.
- BLICHERT-TOFT, J.; GLEASON, J. D.; TELOUK, P.; ALBAREDE, F. The Lu-Hf isotope geochemistry of shergottites and the evolution of the Martian mantle/crust system. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 173, p. 25-39, 1999.

BORG, L. E.; DRAPER, D. S. A petrogenetic model for the origin and compositional variation of the Martian basaltic meteorites. *Meteoritics & Planetary Science*, v. 38, p. 1713-1731, 2003.

BORG, L. E.; NYQUIST, L. E.; WEISSMAN, H.; SHIH, C.-Y.; REESE, Y. The age of Dar al Gani 476 and the differentiation history of the Martian meteorites inferred from their radiogenic isotopic systematics. *Geochimica Cosmochimica Acta*, v. 67, p. 3519-3536, 2003.

BOUVIER, A.; WADHWA, M. The age of the solar system redefined by the oldest Pb-Pb age of a meteoritic inclusion. *Nature Geoscience*, v. 3, p. 637-641, 2010.

BOUVIER, L. C.; COSTA, M. M.; CONNELLY, J. N.; JENSEN, N. K.; WIELANDT, D.; STOREY, M.; NEMCHIN, A. A.; WHITEHOUSE, M. J.; SNAPE, J. F.; BELLUCCI, J. J.; MOYNIER, F.; AGRANIER, A.; GUERGUEN, B.; SCHÖNBÄCHLER, M.; BIZZARRO, M. Evidence for extremely rapid magma ocean crystallization and crust formation on Mars. *Nature*, v. 558, p. 586-589, 2018.

BRANDON, A. D.; GRAHAM, D. W.; WRIGHT, T.; GAUTASON, B. ^{186}Os and ^{187}Os enrichments and high- $^3\text{He}/^4\text{He}$ sources in the Earth's mantle: Evidence from Icelandic picrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 71, p. 4570-4591, 2007.

BRIDGES, J. C.; WARREN, P. H. The SNC meteorites: basaltic igneous processes on Mars. *Journal of the Geological Society, London*, v. 163, p. 229-251, 2006.

CAMPOS, T. F. DA C.; NETO, J. DAS V.; SRIVASTAVA, N. K.; PETTA, R. A.; HARTMANN, L. A.; DE MORAES, J. F. S.; MENDES, L.; SILVEIRA, S. R. M. Arquipélago de São Pedro e São Paulo: Soerguimento tectônico de rochas infracrustais no Oceano Atlântico. In: WINGE, M. *et al.* (Ed.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. 2005. p. 1-13. Disponível em: <<http://www.lume.ufrgs.br/handle/10183/130488>>. Acesso em 29 jun. 2018.

COLECTIVO UNIDOS POR GORGONA Joyas del Pacífico. Disponível em: <<https://www.elespectador.com/vivir/buen-viaje-vip/joyas-del-pacifico-articulo-729120>>. Acesso em: 29 jun. 2018.

DEBAILLE, V.; O'NEILL, C.; BRANDON, A. D.; HAENECOUR, P.; YIN, Q. -Z.; MATTIELLI, N.; TREIMAN, A. H. How to preserve a chemically heterogeneous martian mantle? A Plate tectonics point of view. *Meteoritics & Planetary Science*, v. 47, Suppl. s1, p. A116, 2012.

DEPAOLO, D. J.; WASSERBURG, G. J. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Gheophysical Research Letters*, v. 3, n. 5, p. 249-252, mai. 1976.

DICKIN, A. P. In: *Radiogenic Isotope Geology*. 2. ed. New York: Cambridge University Press, 2005. p. 287.

DIETRICH, V. J.; GANSSER, A.; SOMMERAUER, J.; CAMERON, W. E. Palaeogene komatiites from Gorgona Island, East Pacific: A primary magma for ocean floor basalts?. *Geochemical Journal*, v. 15, p. 141-161, 1981.

DZIEWONSKI, A. M.; ANDERSON, D. L. Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 25, n. 4, p. 297, jun. 1981. Disponível em: <https://www.deep-earth.org/wiki_cider/REFERENCE_MODELS>. Acesso em: 29 jun. 2018.

ERNST, R. Global Distribution of Archean Greenstone Belts, 2014. Disponível em: <https://static.cambridge.org/resource/id/urn:cambridge.org:id:binary:20160818043205740-0477:87177fig6_6.png?pub-status=live>. Acesso em: 29 jun. 2018.

EUROPEAN SPACE AGENCY (ESA). Disponível em: <<http://www.esa.int/ESA>>. Acesso em: 29 jun. 2018.

- FEI, H.; YAMAZAKI, D.; SAKURAI, M.; MIYAJIMA, N.; OHFUJI, H.; TOMOO KATSURA, T.; Y, T. A nearly water-saturated mantle transition zone inferred from mineral viscosity. *Science Advances*, v. 3, n. 6, p. e1603024, 2017.
- FILIBERTO, J.; DASGUPTA, R. Fe⁺² –Mg partitioning between olivine and basaltic melts: Applications to genesis of olivine-phyric shergottites and conditions of melting in the Martian interior. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 304, p. 527-537, 2011.
- GOODRICH, C. A.; HERD; C. D. K.; TAYLOR, L. A. Spinels and oxygen fugacity in olivine-phyric and lherzolitic shergottites. *Meteoritics & Planetary Science*, v. 38, p.1773-1792, 2003.
- GRAHAM, D. W.; JENKINS, W. J.; SCHILLING, J.-G.; THOMPSON, G.; KURZ, M. D.; HUMPHRIS, S. E. Helium isotope geochemistry of mid-ocean ridge basalts from the South Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 110, p. 133-147, 1992.
- GRAHAM, D. W. Noble Gas Isotope Geochemistry of Mid-Ocean Ridge and Ocean Island Basalts: Characterization of Mantle Source Reservoirs. In: Porcelli, D. *et al.* (Ed.) *Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Washington: Mineralogical Society of America, 2002. p. 247-318.
- GURENKO, A. A.; KAMENETSKY, V. S. Boron isotopic composition of olivine-hosted melt inclusions from Gorgona komatiites, Colombia: New evidence supporting wet komatiite origin. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 312, p. 201-212, 2011.
- GURENKO, A. A.; KAMENETSKY, V. S.; KERR, A. C. Oxygen isotopes and volatile contents of the Gorgona komatiites, Colombia: A confirmation of the deep mantle origin of H₂O. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 454, p. 154-165, 2016.
- HAUSEL, W. D. Disponível em: <<https://www.flickr.com/photos/sokeshodai/756847342>>. 8 jul. 2007. Acesso em: 29 jun. 2018.
- HÉMOND, C.; HOFMANN, A. W.; VLASTÉLIC, I.; NAURET, F. Origin of MORB enrichment and relative trace element compatibilities along the Mid-Atlantic Ridge between 10° and 24° N. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 7, n. 12, p. 1-22, 2006.
- HERD, C. D. K. The oxygen fugacity of olivine-phyric Martian basalts and the components within the mantle and crust of Mars. *Meteoritics & Planetary Science*, v. 38, p. 1793-1805, 2003.
- HILL, R. E. T; BARNES, S. J.; GOLE, M. J.; DOWLING, S. E. **Physical volcanology of komatiites; A field guide to the komatiites of the Norseman-Wiluna Greenstone Belt, Eastern Goldfields Province, Yilgarn Block, Western Australia**. 2. ed. Perth: Geological Society of Australia, 1990. 100 p.
- HOOLST, T.; RIVOLDINI, A. Interior Structure and Evolution of Mars. In: SPOHN, T. *et al.* (Ed.) **Encyclopedia of the Solar System**. 3. ed. Amsterdam: Elsevier, 2014, cap. 18, p. 379-396.
- ISLEY, A. E.; ABBOTT, D. H. Implications of the Temporal Distribution of High-Mg Magmas for Mantle Plume Volcanism through Time. *The Journal of Geology*, v. 110, n. 2, p. 141-158, 2002.
- JAMBON, A.; WEBER, H. W.; BEGEMANN, F. Helium and argon from an Atlantic MORB glass: concentration, distribution and isotopic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 73, p. 255-267, 1985.
- KELLEY, D. S; FRÜH-GREEN, G. L.; JEFFERY A. KARSON, J. A.; LUDWIG, K. A. The Lost City Hydrothermal Field Revisited. *Oceanography*, v. 20, n. 4, dec. 2007.

KERR, A. C. La Isla de Gorgona, Colombia: A petrological enigma?. *Lithos*, v. 84, p. 77-101, 2005.

MAIA, M.; SICHEL, S. E.; BRIAIS, A.; BRUNELLI, D.; LIGI, M.; FERREIRA, N.; CAMPOS, T. F. DA C.; MOUGEL, B.; BREHME, I.; HÉMOND, C.; MOTOKI, A.; MOURA, D.; SCALABRIN, C.; PESSANHA, I.; ALVES, E.; AYRES, A.; OLIVEIRA, P. Extreme mantle uplift and exhumation along a transpressive transform fault. *Nature Geoscience*, v. 9, p. 619-623, 2016.

MCCUBBIN, F. M.; BOYCE, J. W.; SRINIVASAN, P.; SANTOS, A. R.; ELARDO, S. M.; FILIBERTO, J.; STEELE, A.; SHEARER, C. K. Heterogeneous distribution of H₂O in the Martian interior: Implications for the abundance of H₂O in depleted and enriched mantle sources. *Meteoritics & Planetary Science*, v. 51, n. 11, nov. 2016.

MCCULLOCH, M. T.; WASSERBURG, G. J. Sm-Nd and Rb-Sr Chronology of Continental Crust Formation. *Science*, v. 200, n. 4345, p. 1003-1011, 1978.

MCDONOUGH, W. F.; SUN, S. S. The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, v. 120, p. 223-253, 1995.

MCKAY, C. P.; DAVIS, W. L. Astrobiology. In: SPOHN, T. *et al.* (Ed.) **Encyclopedia of the Solar System**. 3. ed. Amsterdam: Elsevier, 2014, cap. 10, p. 209-231.

MCKAY, D. S.; GIBSON JR., E. K.; THOMAS-KEPRTA, K. L.; VALI, H.; ROMANEK, C. S.; CLEMETT, S. J.; CHILLIER, X. D. F.; MAECHLING, C. R.; ZARE, R. N. Search for Past Life on Mars: Possible Relic Biogenic Activity in Martian Meteorite ALH84001. *Science*, v. 273, n. 5277, p. 924-930, ago. 1996.

MCLENNAN, S. M. Large-ion lithophile element fractionation during the early differentiation of Mars and the composition of the Martian primitive mantle. *Meteoritics and Planetary Science*, v. 38, p. 895-904, 2003.

MING, D. W.; MARS SCIENCE TEAM. Volatile and organic compositions of sedimentary rocks in Yellowknife Bay, Gale Crater, Mars. *Science*, v. 343, n. 6159, p. 1245-1267, 2014.

MOTOKI, A.; SICHEL, S. E.; CAMPOS, T. F. DA C.; SRIVASTAVA, N. K.; SOARES, R. Taxa de soerguimento atual do arquipélago de São Pedro e São Paulo, Oceano Atlântico Equatorial. *Revista Escola de Minas*, v. 62, n. 3, p. 331-342, 2009.

MOTOKI, A.; MOTOKI, K. F.; SICHEL, S. E.; CAMPOS, T. F. DA C. Pirita no peridotito de manto abissal do Arquipélago de São Pedro e São Paulo, Oceano Atlântico Equatorial, e sua relação com a serpentinização. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE CIÊNCIAS DO MAR, 14., 2011, Balneário Camburiú. Resumos... Balneário Camburiú: Associação Latino-Americana de Pesquisadores em Ciências do Mar, 2011. p. 1-3.

MOTOKI, A.; SICHEL, S. E.; CAMPOS, T. F. DA C.; VARGAS, T.; SZATMARI, P.; SOARES, R.; MOTOKI, K. F. Tectonismo Quaternário do Arquipélago de São Pedro e São Paulo, Oceano Atlântico Equatorial: o Soerguimento Ativo Mais Rápido do Brasil. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 13., 2011, Armação dos Búzios. Resumos... São Paulo: Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 2011. Disponível em: <http://www.abequa.org.br/mostra_ano.php?ano=2011>. Acesso em: 29 jun. 2018.

MOTOKI, A.; SICHEL, S. E.; CAMPOS, T. F. DA C.; ANGEL-AMAYA, J.; VARGAS, T.; MAIA, M.; NETO, J. A. B.; KOGA, M. S.; MOTOKI, K. F.; SZATMARI, P. Origem e evolução geotectônica do manto abissal exumado da Cadeia Peridotítica de São Pedro e São Paulo, Oceano Atlântico Equatorial. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOFÍSICA, 5., 2012, Salvador. Anais... Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 2012. p. 1-6.

MUKHOPADHYAY, S. Noble Gas Constraints on Mantle Structure and Convection. In: MEETING OF YOUNG RESEARCHERS IN EARTH SCIENCE, MYRES I: HEAT, HELIUM, HOTSPOTS, AND WHOLE MANTLE CONVECTION, 2004, La Jolla. PowerPoint@ presentation... Disponível em: <<http://www.myres.org/meetings.html>>. Acesso em: 29 jun. 2018.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA). Curation/Antarctic Meteorites. Lab Photo of Sample MIL 03346 Showing Top North View, 2010. Disponível em: <https://curator.jsc.nasa.gov/antmet/samples/antmet_img.cfm?image=MIL03346,0TN.jpg&sample=MIL03346>. Acesso em: 9 jul. 2017.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA). Disponível em: <<https://www.nasa.gov/>>. Acesso em: 29 jun. 2018.

NICOLLET, C. Les Komatiites de l'Abitibi. Disponível em: <<http://christian.nicollet.free.fr/page/Canada/komatiites.html>>. Acesso em: 29 jun. 2018.

NNA-MVONDO, D.; MARTÍNEZ-FRIAS, J. Review Komatiites: From Earth's Geological Settings to Planetary and Astrobiological Contexts. *Earth, Moon, and Planets*, v. 100, n. 3-4, p. 157-179, 2007.

OROSEI, R.; LAURO, S. E.; PETTINELLI, E.; CICCHETTI, A.; CORADINI, M.; COSCIOTTI, B.; DI PAOLO, F.; FLAMINI, E.; MATTEI, E.; PAJOLA, M.; SOLDOVIERI, F.; CARTACCI, M.; CASSENTI, F.; FRIGERI, A.; GIUPPI, S.; MARTUFI, R.; MASDEA, A.; MITRI, G.; NENNA, C.; NOSCHESI, R.; RESTANO, M.; SEU, R. Radar evidence of subglacial liquid water on Mars. *Science*, v. 361, n. 6401, pp. 490-493, ago. 2018.

PEARSON, D. G.; BRENKER, F. E.; NESTOLA, F.; MCNEILL, J.; NASDALA, L.; HUTCHISON, M. T.; MATVEEV, S.; MATHER, K.; SILVERSMIT, G.; SCHMITZ, S.; VEKEMANS, B.; VINCZE, L. Hydrous mantle transition zone indicated by ringwoodite included within diamond. *Nature*, v. 507, p. 221-224, 2014.

PORCELLI, D.; BALLENTINE, C. J.; WIELER, R. An Overview of Noble Gas Geochemistry and Cosmochemistry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 47, n. 1, p. 1-19, jan. 2002.

RÉVILLON, S.; ARNDT, N. T.; CHAUVEL, C.; HALLOT, E. Geochemical Study of Ultramafic Volcanic and Plutonic Rocks from Gorgona Island, Colombia: The Plumbing System of an Oceanic Plateau. *Journal of Petrology*, v. 41, n. 7, pp. 1127-1153, 2000.

RÉVILLON, S.; CHAUVEL, C.; ARNDT, N. T.; PIK, R.; MARTINEAU, F.; FOURCADE, S.; MARTY, B. Heterogeneity of the Caribbean plateau mantle source: Sr, O and He isotopic compositions of olivine and clinopyroxene from Gorgona Island. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 205, p. 91-106, 2002.

SCHORSCHER, J. H. D. **Arcabouço Petrográfico e Evolução Crustal de Terrenos Pré-cambrianos do Sudeste de Minas Gerais: Quadrilátero Ferrífero, Espinhaço Meridional e Domínios Granito-Gnáissicos Adjacentes**. 1992. 141 f. Tese de Livre-Docência - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1992.

SCHWENZER, S. P.; HERRMANN, S.; MOHAPATRA, R. K.; OTT, U. Noble gases in mineral separates from three shergottites: Shergotty, Zagami, and EETA79001. *Meteoritics & Planetary Science*, v. 42, n. 3, p. 387-412, 2007.

SHIBAZAKI, Y.; OHTANI, E.; TERASAKI, H.; SUSUKI, A.; FUNAKOSHI, K-I. Hydrogen partitioning between iron and ringwoodite: Implications for water transport into the Martian core. *Earth and Planetary Science Letter*, v. 287, n. 3-4, p. 463-470, 2009.

SICHEL, S. E. **Geologia das Rochas Pré-Cambrianas da Região de Barão de Cocais e Geoquímica Preliminar dos Komatiitos do Supergrupo Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG**. 1983. 117 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1983.

SICHEL, S. E. **Petrology and Geochemistry of South Atlantic Ridge Basalts and Geochemical Variations along the Cameroon Line**. 1990. 442 f. Tese (Doutorado em Oceanografia) – Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island, Kingston, 1990.

SICHEL, S. E.; MOTOKI, A.; CAMPOS, T. F. DA C.; ANGEL-AMAYA, J.; GARRIDO, T. C. V.; MAIA, M.; KURZ, M. D.; KOGA, M. S.; NETO, J. A. B.; MOTOKI, K. F.; GORINI, M. A.; SZATMARI, P. Origem e evolução das rochas mantélicas da Cadeia Peridotítica de São Pedro e São Paulo, Oceano Atlântico Equatorial. *Boletim das Geociências – Petrobras*, v. 20, n. 1-2, p. 97-128, 2011-2012.

SEALE, A. No Arquipélago de São Pedro e São Paulo. Disponível em: <<http://www.luciamalla.com/blog/2008/03/no-arquipelago-de-sao-pedro-e-sao-paulo.html>>. Acesso em: 29 jun. 2018.

SILVA, G. P. A. E.; CARNEIRO, M. A. A suíte metatholeítica da sequência metavulcanossedimentar Rio Manso, Quadrilátero Ferrífero (MG). *Revista Escola de Minas*, v. 62 n. 4, out./dez. 2009.

SOBOLEV, A. V.; ASAFOV, E. V.; GURENKO, A. A.; ARNDT, N. T.; BATANOVA, V. G.; PORTNYAGIN, M. V.; GARBE-SCHÖNBERG, D.; KRASHENINNIKOV, S. P. Komatiites reveal a hydrous Archaean deep-mantle reservoir. *Nature*, v. 531, p. 628-636, 2016.

STARKEY, N. A.; JACKSON, C. R. M.; GREENWOOD, R. C.; PARMAN, S.; FRANCHI, I. A.; JACKSON, M.; FITTON, J. G.; STUART, F. M.; KURZ, M.; LARSEN, L. M. Triple oxygen isotopic composition of the high-³He/⁴He mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 176, p. 227-238, 2016.

STEPHEN HUI GEOLOGICAL MUSEUM Archean Beginnings 3800-2500 Ma. Disponível em: <http://www.earthsciences.hku.hk/shmuseum/earth_evo_03_arc01.php>. Acesso em: 29 jun. 2018.

TAYLOR, G. J.; MARTEL, L. M. V. Exploring the Mantle of Mars. *Planetary Science Research Discoveries*, out. 2012. Disponível em: <<http://www.psrhawaii.edu/Oct12/Mantle-of-Mars.html>>. Acesso em: 29 jun. 2018.

TAYLOR, G. J. The Bulk Composition of Mars. *Chemie der Erde*, v. 73, p. 401-420, 2013.

TELES, A. DE M. M. Mars Astrobiology: Recent Status and Progress. In: JIN, S. *et al.* (Ed.) **Planetary Exploration and Science: Recent Results and Advances**. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, Springer Geophysics series, 2015. cap. 8, p. 147-245.

THOMPSON, G. R.; TURK, J. Earth science and the environment. 4^a ed. (International student edition). Australia: Thomson Brooks/Cole, 2007. p. 133-134.

VIDITO, C. A. **Petrological Implications from the Chemistry of Olivine Phenocrysts**. 2014. 224 f. Tese (Doutorado em Ciências Geológicas) – School of Graduate Studies, Rutgers University, The State University of New Jersey, New Brunswick, 2014.

WADHWA, M. Redox State of Mars' Upper Mantle and Crust from Eu Anomalies in Shergottite Pyroxenes. *Science*, v. 291, n. 5508, p. 1527-1530, 2001.

WINGE, M. Glossário Geológico Ilustrado. Disponível em: <<http://sigep.cprm.gov.br/glossario/index.html>>. Acesso em: 29 jun. 2018.

ANEXO 1

TABELAS COM ELEMENTOS MAIORES

Elementos maiores (wt%)

Espaços em branco = n.d.

SPSP				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
ID amostra													
SP-8-2				37.9	0.03	1.03	7.56	0.1	39.3	0.66	0.06		0.01
SP-8-5				43.07	0.41	4.24	6.96	0.15	41.17	2.74	0.15	0.25	0.08
SP-9-1				41.7	0.12	2.54	7.74	0.13	35.8	1.32	0.19	0.38	0.05
SP-9-2				37.2	0.08	1.27	8.52	0.1	37.1	0.61	0.07	0.05	0.03
SP-9-4				42.97	0.08	2.34	8.17	0.14	44.43	1.36	0.05	0.01	0.02
SP-9-14				42.11	0.01	0.91	6.96	0.13	47.36	2.02	0.05	0.01	0.01
SP-9-18 m				42.82	0.01	0.72	7.14	0.12	48.5	0.4	0.05	0.01	0.01
SP-10-3				41.69	0.02	1.13	7.13	0.13	48.79	0.79	0.05	0.01	0.01
SP-10-17				40.11		0.95	8.02	0.14	42.51	1.34			
SP-10-20				43.54	0.08	2.37	7.73	0.17	42	1.55	0.29	0.13	
SP-12-8				36.6	0.04	0.81	7.64	0.45	36.3	0.1	0.16	0.02	0.05
SP-12-10				37.3	0.03	1.47	7.5	0.31	36.5	0.4	0.22	0.02	0.04
SP-12-12				39.1	0.02	1.44	7.26	0.09	36.8	0.46	0.14	0.02	0.03
SP-12-13				37.48	0.04	1.65	6.94	0.49	36.55	0.33	0.15		0.06
SP-12-16				38.4	0.06	1.33	7.27	0.15	37.4	0.45	0.07	0.01	0.02
SP-13-13				38.4	0.02	1.25	6.79	0.11	35.8	1.68	0.12	0.01	0.02
SP-13-20				39.32		1.64	6.9	0.21	35.74	1.75			0.04

Tabela A1a: Concentrações (wt%) de elementos maiores de amostras de SPSP (Angel-Amaya, 2010).

QO			SiO2	TiO2	Al2O3	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
ID amostra												
Amostra 1			52.8	0.14	4.52	7.88	0.07	26.29	8.25	0.01	0.01	0.01
Amostra 2			52.16	0.12	4.47	8.05	0.06	26.95	8.11	0.02	0.01	0.02
Amostra 3			45.71	0.09	6.6	10.27	0.11	34.05	3.12	0.02	0.01	0.02
Amostra 4			52.32	0.14	4.16	8.04	0.11	26.71	8.43	0.03	0.01	0.02
Amostra 5			52	0.15	4.5	8.51	0.3	26.31	8.33	0.08	0.01	0.01
Amostra 6			48.26	0.06	1.42	8.97	0.06	39.53	1.54	0.01	0	0.01
Amostra 7			45.38	0.05	4.05	9.6	0.05	38.07	2.72	0.01	0	0.01
Amostra 8			42.19	1.16	6.92	11.07	0.17	38.49	0.11	0.01	0	0.04
Amostra 9			46.34	0.05	3.74	9.71	0.02	38.56	1.48	0	0	0.01
Amostra 10			51.22	0.14	5.31	9.09	0.09	26.19	7.9	0.06	0.01	0.02
Amostra 11			41.67	0.25	9.64	11.49	0.99	34.47	2.33	0.02	0.01	0.02
Amostra 12			47.76	0.15	6.35	9.83	0.12	29.51	6.16	0.07	0.01	0.02
Amostra 13			45.01	0.12	7.34	10.62	0.09	31.51	4.21	0.02	0.01	0.02
Amostra 14			52.61	0.23	8.27	9.56	0.07	29.06	0.24	0.01	0	0.03
Amostra 15			45.73	0.1	6.94	9.94	0.09	35.42	1.7	0.01	0.01	0.02
Amostra 16			51.05	0.1	2.76	2.76	0.08	38.11	0.01	0.01	0	0.01
Amostra 17			49.25	0.12	5.35	9.05	0.07	30.87	5.2	0.01	0	0.02
Amostra 18			46.91	0.13	6.58	9.77	0.07	33.4	3.06	0.02	0	0.02
Amostra 19			30.7	1.49	24.25	19.52	0.5	22.36	0.03	0.01	1.13	1.12
Amostra 20			32.61	1.72	24.53	18.93	0.42	20.24	0.09	0.09	1.31	0.18
Amostra 21			48.13	0.22	1.83	12.47	0.12	37.21	0.01	0.01	0	0.01
Amostra 22			55.09	0.17	5.27	9.32	0.04	29.41	0.68	0.01	0	0.01
Amostra 23			45.16	0.04	5.26	10.67	0.16	38.71	0.05	0	0	0.01
Amostra 24			49.16	0.09	3.54	9.05	0.1	34.58	3.23	0.02	0	0.01
Amostra 25			46.03	0.51	9.17	14.45	0.19	29.62	0.02	0.01	0	0.05
Amostra 26			43.57	0.28	7.79	11.32	0.06	32.89	4.01	0.01	0.02	0.03

Tabela A1b: Concentrações (wt%) de elementos maiores de amostras de QO (Sichel, 1990).

Colombia			SiO2	TiO2	Al2O3	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
ID amostra												
45			45	0.91	17.2	10.2	0.17	6.1	14.7	1.9	0.17	0.09
46			39.5	0.28	5.5	12.4	0.19	30.2	5.3	0.1	0	0.04
47			52.2	1.3	13.6	11.6	0.17	6.6	10.1	3	0.24	0.12
48			44.2	0.66	12	11.4	0.18	15.9	10.1	1.13	0.02	0.06
49			44	0.72	12.6	11.6	0.18	14.2	11.5	1.05	0.07	0.06
51			47.8	0.89	14.6	9.9	0.17	8.9	11.2	2.9	0.08	0.08
59			42.1	0.33	12.7	10.4	0.16	20.6	8.9	0.7	0.02	0.04
60			47.7	1.1	15.5	9.8	0.17	7.4	11.8	2.8	0.08	0.09
69			44.2	0.35	10	10.3	0.17	22.7	8.5	0.78	0.01	0.04

Tabela A1c: Concentrações (wt%) de elementos maiores de amostras de Gorgona (Kerr, 2005).

Marte				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
ID amostra													
<i>Pathfinder</i> soil-free (1)				57.7	0.5	12.3	14.2	0.5	0.8	0.5	4.2	1.2	0.4
Humphrey (2)				46.1	0.52	10.6	18	0.39	12.2	0.52	2.59	0.06	0.56
Bounce (2)				50.8	0.78	10.1	15.5	0.43	6.5	0.78	1.25	0.1	0.95
Viking soil (3)				47	0.7	8	17.7	0.3	6.4	0.7		0	
Barnacle (4)				53.9	0.6	12.8	17.1	0.4	2.1	0.6	3.2	1.1	0.7
Yogi (4)				45.7	0.7	10.8	17.8	0.3	5.1	0.7	4.7	0.7	0.5
Wedge (4)				47.2	0.7	11.3	18.3	0.4	4	0.7	4.8	0.8	0.5
Shaok (4)				51.5	0.5	10.2	15.1	0.4	3.7	0.5	3.4	0.8	0.4
Half Dome (4)				50	0.7	12.3	17.9	0.45	3.4	0.7	4	1	0.6
ALH77005	}	<i>Peridotite shergottites</i> (5)		42.4	0.39	2.9	20.1	0.49	28.2	0.39	0.47	0.03	0.4
LEW88516				46	0.39	3.31	19	0.48	25	0.39	0.56	0.029	0.39
Y793605				45.4	0.35	2.32	19.7	0.45	26.2	0.35	0.36	0.025	
Los Angeles	}			49.1	1.3	11.2	21.2	0.43	3.53	1.3	2.22	0.24	0.66
EET79001B				49.4	1.18	11.2	17.4	0.52	6.6	1.18	1.74	0.08	1.28
Shergoty	}	<i>Basaltic shergottites</i>		51.3	0.82	6.88	19.4	0.45	9.3	0.82	1.39	0.17	0.67
QUE94201				47.9	1.84	11	18.5	0.5	6.25	1.84	1.58	0.05	
Zagami				50.5	0.79	6.05	18.1	0.5	11.3	0.79	1.23	0.14	0.5
Dhofar019	}			45.5	0.6	6.7	17.9	0.5	14.6	0.6	0.7	0.05	0.4
NWA6234					0.8	5.6	20.5	0.5	17.1	0.8	1.1	0.2	
DaG476	}	<i>Ol-Phyric shergottites</i>		47.7	0.8	4.2	16.5	0.4	19.4	0.4	0.6	0.2	0.5
SaU005				47.2	0.4	4.5	18.3	0.5	20.5	0.42		0.03	0.3
EET79001A				49.9	0.42	5.91	18.4	0.48	16.1	0.7	0.86	0.04	0.6
Nakhla	}	<i>Nakhlites</i>		48.6	0.7	1.68	20.6	0.49	12.1	0.34	0.46	0.13	0.03
Lafayette				46.9	0.34	2.47	21.6	0.5	12.9	0.42	0.4	0.11	0.45
<i>Nakhlite melt</i> (6)				50.2	0.42	8.6	19.1	0.4	4	1	1.2	2.8	0.7
<i>Mars mantle</i> (7)				43.7	1	3.1	18.7		31.5	2.5	0.5		

Tabela A1d: Concentrações (wt%) de elementos maiores de amostras de Marte (Bridges *et al.*, 2006).

MORB				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
ID amostra													
EN-61-1A				51.08	1.21	16.09	8.67	0.18	8.58	11.51	2.87	0.11	0.27
EN61-2				50.34	1.21	16.13	8.99	0.18	9.01	11.74	2.4	0.04	0.36
EN61-3				51.04	1.19	15.66	8.87	0.18	8.76	11.9	2.43	0.06	0.27
EN61-4				50.97	1.46	15.13	9.87	0.21	8.11	11.48	2.66	0.08	0.3
EN61-5				51.08	1.34	14.67	9.95	0.21	8.4	11.12	2.37	0.12	0.32
EN61-6				51.05	1.09	15.74	9.41	0.19	8.94	10.76	2.54	0.1	0.27
EN61-7				51.66	1.72	14.38	10.58	0.22	7.84	10.27	2.63	0.27	0.39
EN61-8				51.22	1.92	14.32	11.12	0.2	7.88	10.08	2.58	0.31	0.41
EN61-9				47.89	2.29	14.53	13.75	0.22	5.94	11.64	2.53	0.33	0.3
EN61-10				50.65	1.41	14.36	11.06	0.17	7.19	12.22	2.13	0.28	0.17
EN61-11				51.21	2.43	14.35	11.3	0.22	6.14	10.1	3.04	0.53	0.51
EN61-12				51.19	2.16	14.41	11.26	0.22	6.3	10.39	3.12	0.48	0.51
EN61-13				51.17	0.92	14.97	9.14	0.2	8.55	12.48	2.22	0.09	0.32
EN61-14				50.74	0.89	15.25	8.9	0.2	8.98	12.8	2.04	0.06	0.29
EN61-15				50.2	1.12	16.31	8.59	0.18	8.79	11.83	2.79	0.1	0.34
EN61-16				50.23	1.18	16.08	9.26	0.18	8.63	11.31	2.68	0.11	0.39
EN61-17				50.33	1.44	14.94	10.03	0.21	7.99	11.37	2.89	0.11	0.32
EN61-18				49.9	1.84	16.83	8.6	0.17	6.48	10.03	3.75	1.15	1.84
EN61-19				50.96	1.6	15.1	9.78	0.14	8.12	11.3	2.67	0.17	0.29
EN61-20				51.18	1.47	15.23	9.17	0.13	7.84	11.71	2.58	0.2	0.29
EN61-21				50.73	1.64	15.03	9.84	0.15	7.85	11.85	2.69	0.07	0.32
EN61-22				50.97	1.6	14.97	9.58	0.15	8	11.88	2.57	0.12	0.34
EN61-23				49.76	1.38	16	9.52	0.19	7.91	11.71	2.92	0.08	0.23
EN61-25				50.71	1.76	14.66	10.73	0.2	7.27	11.06	2.75	0.08	0.22
EN63-18				50.33	1.59	15.03	9.91	0.18	7.39	11.67	2.82	0.11	0.44
EN63-1				49.81	1.3	15.81	8.91	0.07	8.53	12.33	2.67	0.05	0.31

Tabela A1e: Concentrações (wt%) de elementos maiores de amostras de MORB (Sichel, 1990).

ANEXO 2

TABELAS COM ELEMENTOS-TRAÇO

Elementos-traço (ppm) ppm = micro g/g

Espaços em branco = n.d.

SPSP												
ID amostra	Depth (m)		⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	206Pb/204Pb	207Pb/204Pb	208Pb/204Pb	Rb (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Sr (ppm)	Pb (ppm)	
SP-8-2 (p)	2762						0.3			9		
SP-8-5 (p)	2670						7.87			92.01		
SP-8-8 (ms)	2580						2.78			11.34	0.2	
SP-8-16 (m)	1526			20.50	15.67	40.10	6.12	0.63	1.75	50.71	0.4	
SP-9-1 (m)	3727						12.5			48		
SP-9-2 (m)	3693						4.19	3.15	13.46	30.48	2.46	
SP-9-4 (m)	3618						1.81	0.38	0.45	35.36		
SP-9-6 (m)	3567						2.37	0.1	0.03	55.56	0.55	
SP-9-10	3335		0.70	20.08	15.66	39.74						
SP-9-11	3253		0.70							48		
SP-9-14 (m)	3066						2.52	0.67		278.33	0.62	
SP-9-15 (m)	3046						3.00	0.11		6.9	0.15	
SP-9-16 (p)	2965		0.7	20.50	15.67	40.10	2.60	0.42	0.05	484.00	0.47	
SP-9-18 (m)	2936		0.71				2.44	0.54	0.03	27.75	1.03	
SP-10-3 (m)							2.40	0.05	0.01	38.50		
SP-10-9 (m)							2.51	0.23	0.02	51.72	1.38	
SP-10-10 (m)							1.46	0.10	0.10	27.15	1.38	
SP-10-11 (m)							2.85	0.07	0.07	8.14	0.88	
SP-10-14 (m)							2.60	0.74	0.07	189.11	2.45	
SP-10-16	1573		0.70	19.62	15.67	39.42			0.053			
SP-10-17 (m)	1452		0.70				0.87	0.9	0.08	105.8	2.5	
SP-10-20 (m)	1249		0.70	20.06	15.65	39.86	2.87	0.44	1.01	64.80	0.96	
SP-12-8 (sp)							0.30			14.00		
SP-12-9 (s)	1523		0.71	19.02	15.71	39.09						
SP-12-10 (sp)							0.20					
SP-12-12 (p)	1394		0.71	18.99	15.71	39.05	0.30			5		
SP-12-13 (p)							0.14	1	1.72	32.75	29.42	
SP-12-16 (p)							2.47	0.65	0.28	7	5.6	
SP-13-13 (p)							0.15			34		
SP-13-14 (s)	2052		0.70									
SP-13-20 (p)	1768		0.70				2.9	0.57	0.074	48.82	1.8	

Tabela A2a: Concentrações (ppm) de elementos-traço de amostras de SPSP (Angel-Amaya, 2010).

Colombia					87Sr/86Sr	206Pb/204Pb	207Pb/204Pb	208Pb/204Pb	Rb (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Sr (ppm)	Pb (ppm)
ID amostra													
GOR-501 - Komatite									0.69	0.02	0.04	44.17	0.19
GOR-502 - Komatite									0.93	0.02	0.04	58.5	0.18
GOR-519 - Komatite									3.51	0.01	0.02	207.82	0.11
GOR-520 - Komatitic basalt									0.39	0.01	0.03	73.61	0.1
GOR-521 - Komatite									1.27	0.01	0.03	108	0.12
GOR-525 - Komatite									1.17	0.01	0.03	66.39	0.15
GOR-537 - Komatite									0.87	0.01	0.03	108.57	0.69
GOR-538 - Komatite									0.61	0.01	0.02	40.21	0.13
GOR-539 - Komatite									0.61	0.01	0.03	91.14	0.09

Tabela A2b: Concentrações (ppm) de elementos-traço de amostras de Gorgona (Kerr, 2005).

Marte						87Sr/86Sr	206Pb/204Pb	207Pb/204Pb	208Pb/204Pb	Rb (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Sr (ppm)	Pb (ppm)
ID amostra														
ALH77005A											0.0062	0.0024		
Y-000593	}	<i>Peridotite shergottites</i>								3.9	0.055	0.23	75	
Y-793605											0.0036	0.013		
Y-980459												0.1	0.34	
ALH84001		<i>Orthopyroxenite</i>					10.1	11.5	29.7		0.016	0.037		
EET79001A, Lith. A											0.016	0.067		
EET79001A, Lith. B											0.037	0.14		
DaG 476	}	<i>Ol-Phyric shergottite</i>					15.97	14.15	35.95	0.53	0.091	0.012	57.95	0.36
Dhofar 019										0.65	0.11	0.04	307.1	
SaU 005/008/094											0.3	0.05	0.012	79.3
Tissint						0.7				0.23	0.007		25.62	0.25
Governador Valadares										4.06	0.067	0.17	58.27	
Lafayette	}	<i>Nakhlites</i>									0.028	0.13		
Nahkla							13	11.8	33.41	6.9	0.044	0.18	90	1.4
NWA 480											2.31	0.064	0.21	46.4
ShergottyB (90% glass)											0.089	0.37		
ZagamiA	}	<i>Basaltic shergottite</i>					17.9	15.3	37.92		0.1	0.34		2.1
QUE94201											0.012	0.05		
Los Angeles								14.67	13.58	35.09		0.12	0.57	
Chassigny		<i>Chassignite</i>									0.019	0.051		
LEW 88516		<i>Lherzolithic Shergottite</i>									0.011	0.04		

Tabela A2c: Concentrações (ppm) de elementos-traço de amostras de Marte (Bridges *et al.*, 2006).

MORB				87Sr/86Sr	206Pb/204Pb	207Pb/204Pb	208Pb/204Pb	Rb (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Sr (ppm)	Pb (ppm)
ID amostra		Depth (m)										
(all glasses)												
DR8		4339		0.70	18.73	15.61	38.44	0.76	0.08		141.00	1.52
P7003 (pillow int.)		4600		0.70	18.30	15.48	37.73	0.58	0.05	0.12	117.00	0.50
2IID		4375		0.70	17.98	15.45	37.42	0.53	0.04	0.11	82.70	0.38
DR09		3600		0.70	18.59	15.57	38.31	3.96	0.16	0.55	166.00	0.75
DR10		3650		0.70	18.19	15.49	37.64	5.08	0.19	0.62	135.00	0.53
DR14		3760		0.70	17.85	15.45	37.32	0.26	0.01	0.04	90.40	0.18
DR16		3800		0.70	17.51	15.38	36.91	0.67	0.04	0.13	113.00	0.38
DR18		3550		0.70	17.99	15.47	37.38	0.73	0.04	0.12	135.00	0.34
DR21		3740							0.03	0.06	129.00	0.27
DR24		3540		0.70	18.32	15.49	37.72	0.61	0.05	0.15	135.00	0.45
DR25		3400		0.70	18.34	15.52	37.78	0.32	0.03	0.07	100.00	0.26
DR27		4420		0.70	18.37	15.50	37.77	2.48	0.10	0.28	147.00	0.52
DR28		3900		0.70	18.29	15.52	37.80	0.62	0.04	0.11	115.00	0.37
DR30		3072		0.70	18.40	15.49	37.82		0.04	0.09	114.70	0.32
DR31		3660		0.70	18.25	15.52	37.83	0.29	0.05	0.13	115.00	0.51
HS		3544		0.70	18.29	15.49	37.73	0.53	0.07	0.15	154.00	0.62
Lost City - 68-M2/5		800		0.71								
Lost City - 68-M2-2A		800		0.71								
Lost City - 64-M1-7/2		800		0.71								
Lost City - 65-M2-2/3		800		0.71								
Lost City - 71-M2-1		800		0.71								
Lost City - 71-M2-4		800		0.71								
Lost City - 68-M2-4/2		800		0.71								
Lost City - 67-M1-1/3		800		0.71								

Tabela A2d: Concentrações (ppm) de elementos-traço de amostras de MORB (Jambon *et al.*, 1985).

ANEXO 3

TABELAS COM GASES NOBRES

Gases nobres (ccSTP/g)

Espaços em branco = n.d.

SPSP														
ID amostra	Depth (m)			36Ar	40Ar	40Ar/36Ar	4He	3He	3He/4He (R/I)	20Ne	21Ne	22Ne	21Ne/22Ne	20Ne/22Ne
SP-8-16	1526			7.26E-09	7.78E-06	1072.3	1.21E-06	6.76E-06	5.6				3.3E-02	10.1
SP-9-10	3335			2.33E-09	1.09E-06	467.15	2.99E-07	1.53E-06	5.13	4.06E-10	1.25E-12	4.16E-11	3.01E-02	9.77
SP-9-11	3253			1.20E-09	3.38E-06	2810.44	1.36E-05	9.04E-05	6.65	3.07E-10	1.23E-12	2.76E-11	4.46E-02	11.13
SP-10-16	1573			5.64E-10	3.10E-07	549.93	1.22E-05	8.43E-05	6.91	3.33E-10	1.41E-12	2.89E-11	4.90E-02	11.54
SP-12-9 (s)	1523			6.69E-10	2.01E-07	300.37	4.19E-09	8.38E-10	0.2	8.83E-11	2.63E-13	9.09E-12	2.89E-02	9.71
SP-12-12 (s)	1394			1.40E-08	4.65E-06	331.43	9.22E-08	3.15E-07	3.42	1.35E-10	4.04E-13	1.38E-11	2.92E-02	9.76
SP-13-14 (s)	2052			9.88E-08	3.24E-05	327.94	2.52E-08	1.84E-07	7.3	8.13E-10	2.40E-12	8.35E-11	2.88E-02	9.74

Tabela A3a: Concentrações (ccSTP/g) de gases nobres de amostras de SPSP (Angel-Amaya, 2010).

Marte														
ID amostra				36Ar	40Ar	40Ar/36Ar	4He	3He	3He/4He (R/I)	20Ne	21Ne	22Ne	21Ne/22Ne	20Ne/22Ne
ALH77005A	}	<i>Peridotite shergottites</i>		2.58E-09	3.96E-06	1535	3.30E-08	7.99E-08	0.24					
Y-793605				6.20E-09	9.27E-06	1495					3.61E-09	1.01E-08	1.26E-08	0.8
ALH84001		<i>Orthopyroxenite</i>		4.89E-09	1.10E-05	2249	3.27E-06	2.66E-07	0.08	3.60E-08	3.60E-08	4.29E-08	0.84	0.84
EET79001A		<i>Ol-Phyric shergottite</i>		2.89E-08	5.29E-05	1830	3.30E-07	9.74E-09	0.03	2.10E-09	1.26E-09	1.91E-09	0.66	1.79
Governador Valadares	}	<i>Nakhlites</i>		1.19E-08	9.44E-06	791	7.48E-06	1.86E-07	0.02	1.60E-08	2.50E-08	1.93E-08	0.86	0.83
Lafayette				3.65E-07	1.26E-05	34.52	7.63E-06	1.98E-07	0.03		2.12E-08	2.55E-08	0.83	
Nahkla				2.52E-07	1.43E-05	56.75	8.36E-06	1.99E-07	0.02		2.55E-08	2.93E-08	0.87	
Shergotty B (90% glass)	}	<i>Basaltic shergottite</i>		1.05E-08	1.98E-05	1890	1.21E-06	3.81E-08	0.03	1.70E-09	4.60E-09	5.97E-09	0.77	1.1
ZagamiA				3.87E-08	5.88E-05	1520	2.74E-06	4.74E-08	0.02	6.55E-09	6.29E-09	8.50E-09	0.74	0.77
QUE94201				9.89E-09	3.11E-06	314.46					1.25E-08	4.10E-09	5.94E-09	0.69

Tabela A3b: Concentrações (ccSTP/g) de gases nobres de amostras de Marte (Schwenzer *et al.*, 2007).

MORB			36Ar	40Ar	40Ar/36Ar	4He	3He	3He/4He (R)	20Ne	21Ne	22Ne	21Ne/22Ne	20Ne/22Ne
ID amostra	Depth (m)												
(*)	{3500}												
EN061-2D-1	3885		3.95E-10	7.75E-07	1961	1.68E-05	1.47E-04	8.78					
EN061-7D-1	4025		7.80E-10	8.54E-07	1095	7.71E-06	5.77E-05	7.48					
EN061-14D-1	3438		5.73E-10	7.10E-07	1239	1.06E-05	8.68E-05	8.19					
EN061-16D-1	3575		4.99E-10	6.90E-07	1382	1.23E-05	8.61E-05	7					
EN061-17D-1	2862		6.38E-10	7.51E-07	1178	1.61E-05	1.21E-04	7.54					
EN061-18D-1	2860		1.37E-09	1.16E-06	845	2.50E-08	1.88E-07	7.53					
EN061-20D-1	3465		1.23E-09	1.96E-06	1596	1.80E-05	1.44E-04	7.99					
EN061-22D-1	3675		8.39E-09	5.92E-06	705	1.69E-05	1.28E-04	7.55					
EN061-23D-1	3537		6.91E-09	2.20E-06	318	1.58E-05	1.09E-04	6.91					
32-5 (MORB-1)	2360		2.33E-09	8.81E-07	378	3.65E-06	4.93E-05	13.5	9.26E-11	2.94E-13	9.25E-12	3.18E-02	10.01
33-3 (MORB-1)	2102		2.43E-10	4.78E-07	1970	5.93E-06	7.53E-05	12.7	1.49E-11	6.03E-14	1.37E-12	4.40E-02	10.9
36-2 (MORB-1)	2160		2.23E-09	2.06E-06	926	8.62E-06	1.01E-04	11.7	8.83E-11	2.88E-13	8.74E-12	3.29E-02	10.1
38-3 (MORB-1)	2212		7.39E-10	2.35E-06	3181	1.17E-05	1.49E-04	12.7	3.07E-11	1.16E-13	2.92E-12	3.97E-02	10.5
39-1 (MORB-1)	2327		2.37E-10	1.67E-06	7030	3.66E-06	4.65E-05	12.7	1.96E-10	5.88E-13	1.99E-11	2.95E-02	9.85
31-1 (E-MORB)	2160		2.63E-10	1.85E-06	7023	9.70E-07	9.99E-06	10.3	7.08E-11	2.22E-13	7.12E-12	3.12E-02	9.95
23-2 (MORB-smt.)	1627		1.57E-10	1.29E-06	8240	2.85E-06	4.30E-05	15.1	8.05E-11	2.49E-13	8.18E-12	3.04E-02	9.84
41-1 (MORB-2)	2387					5.53E-07	4.42E-07	0.8	6.29E-10	1.86E-12	6.38E-11	2.91E-02	9.85
42-1 (MORB-2)	2485					2.21E-07	2.52E-06	11.4	2.60E-11	7.03E-14	2.60E-12	2.70E-02	9.99
44-1 (MORB-2)	2615					3.59E-06	4.34E-05	12.1	1.59E-10	4.85E-13	1.61E-11	3.01E-02	9.88
45-3 (MORB-2)	2620					1.30E-06	1.65E-05	12.7	5.80E-11	1.86E-13	5.99E-12	3.10E-02	9.69
28-1 (BABB)	2405					2.02E-06	2.42E-05	12	2.86E-11	8.33E-14	2.87E-12	2.90E-02	9.96
34-1 (BABB)	2477					1.14E-06	1.38E-05	12.1	3.80E-11	1.11E-13	3.81E-12	2.90E-02	9.97
40-6 (BABB)	2305					2.41E-07	2.77E-06	11.5	4.12E-11	1.08E-13	4.16E-12	2.60E-02	9.91
41-3 (BABB)	2387					4.50E-08	5.22E-07	11.6	1.65E-11	4.55E-14	1.68E-12	2.70E-02	9.8
14-5 (arc-type)	1852					3.67E-09	3.67E-09	1	2.65E-10	7.87E-13	2.71E-11	2.90E-02	9.76
17-1 (arc-type)	1772					6.20E-09	3.72E-09	0.6	1.37E-10	4.00E-13	1.39E-11	2.88E-02	9.87
19-12 (BABB s.r.)	2630					1.65E-08	4.95E-08	3	8.07E-12	2.50E-14	8.07E-13	3.10E-02	10
24-9 (XBABB)	2170					1.71E-08	1.49E-07	8.7	4.06E-10	1.20E-12	4.14E-11	2.90E-02	9.82
(*)													
0													
1													
2													
3													
4													
5													
6													
7													
71													
72													
94													
95													
96													
97													
98													
99													

Tabela A3c: Concentrações (ccSTP/g) de gases nobres de amostras de MORB (Jambon *et al.*, 1985).

ANEXO 4

TABELAS COM ELEMENTOS DE TERRAS RARAS (ETR)

Terras raras (ppm)

ppm = micro g / g

Espaços em branco = n.d.

Normalização ao condrito (C1) (Sun and McDonough, 1995)

McDonough, W. F. and Sun, S. S., 1995, The Composition of the Earth; Chemical Geology, v. 120, p. 223-253.

Chondrite normalizing factors (C1)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
0.24	0.61	0.09	0.46	0.15	0.06	0.2	0.04	0.25	0.05	0.16	0.16	0.025
La* = La/La (C1)	Ce* = Ce/Ce (C1)	Pr* = Pr/Pr (C1)	Nd* = Nd/Nd (C1)	Pm* = Pm/Pm (C1)	Sm* = Sm/Sm (C1)	Eu* = Eu/Eu (C1)	Gd* = Gd/Gd (C1)					
Tb* = Tb/Tb (C1)	Dy* = Dy/Dy (C1)	Ho* = Ho/Ho (C1)	Er* = Er/Er (C1)	Tm* = Tm/Tm (C1)	Yb* = Yb/Yb (C1)	Lu* = Lu/Lu (C1)	Hf* = Hf/Hf (C1)					

Tabela A4: Tabela de normalização dos elementos de terras raras (ETR) pelo manto primitivo – condrito (C1) (McDonough *et al.*, 1992).

a) Valores sem normalização:

SPSP																
ID amostra	Depth (m)	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	
SP-8-5 (p)	2670	8.29	11.37		1.50	1.50	4.32	4.15		1.40		4.10	3.79			
SP-8-8 (ms)	2580	3.13	1.07	0.03	1.50	1.50	4.95	3.97	0.00	1.40	0.01	4.75	4.12	0.01		
SP-8-16 (m)		13.26	19.63	1.79	5.72	1.22	0.32	0.85	0.13	1.08	0.15	0.41	0.37	0.06		
SP-9-1 (m)	3727	5.30	10.00		3.80	0.85	0.25	0.50		0.40		0.25	0.26			
SP-9-2 (m)	3693	29.33	56.59	7.08	19.81	4.59	0.47	7.07	1.07	5.48	1.55	6.10	5.35	0.60		
SP-9-4 (m)	3618	4.37	7.62	0.78	2.61	0.45	0.15	0.38	0.06	0.37	0.07	0.20	0.19	0.03		
SP-9-6 (m)	3567	3.03	3.59	0.08	1.50	1.50	4.12	4.17	0.02	1.40	0.03	4.55	3.99	0.02		
SP-9-14 (m)	3066	3.53	3.60	0.06	1.50	1.50	4.73	5.71	0.01	1.40	0.01	4.38	3.73	0.01		
SP-9-15 (m)	3046	4.19	3.74	0.05	1.50	1.50	5.37	5.55	0.01	1.40	0.01	5.58	4.94	0.01		
SP-9-16 (p)	2965	4.24	1.72	0.17	1.50	1.50	4.31	3.40	0.03	1.40	0.06	4.05	3.45	0.03		
SP-9-18 (m)	2936	3.40	0.99	0.00	1.50	1.50	4.40	3.57	0.00	1.40	0.00	4.20	3.70	0.01		
SP-10-3 (m)		3.06	1.44	0.05	1.50	1.50	4.45	3.60	0.00	1.40	0.01	4.22	3.69	0.01		
SP-10-9 (m)		2.87	20.00	0.02	1.50	1.50	4.73	3.80	0.01	1.40	0.01	4.32	3.79	0.01		
SP-10-10 (m)		3.61	4.69	0.43	1.53	0.30	0.11	0.31	0.05	0.34	0.08	0.25	0.24	0.04		
SP-10-11 (m)		3.70	3.22	0.15	1.50	1.50	4.32	3.27	0.01	1.40	0.01	4.05	3.49	0.01		
SP-10-14 (m)		4.26	1.99	0.09	1.50	1.50	4.89	3.91	0.03	1.40	0.05	4.61	4.17	0.03		
SP-10-17 (m)	1452	1.04	1.40	0.12	0.40	0.09	0.03	0.08	0.01	0.09	0.02	0.06	0.07	0.01		
SP-10-20 (m)	1249	9.59	14.97	1.52	4.78	0.96	0.23	0.51	0.08	0.44	0.09	0.25	0.27	0.04		
SP-12-8 (sp)		1.20	10.00		1.50	0.45	0.10	0.20		0.30		0.15	0.17			
SP-12-10 (sp)		2.20	10.00		2.50	0.70	0.11	0.30		0.45		0.30	0.31			
SP-12-13 (p)		8.31	28.03	1.88	7.62	1.60	0.40	1.72	0.27	1.49	0.30	0.81	0.76	0.12		
SP-12-16 (p)		3.91	4.28	0.27	1.50	1.50	4.84	3.86	0.04	1.40	0.06	4.41	3.97	0.03		
SP-13-20 (p)	1768	3.14	1.92	0.09	1.50	1.50	4.82	3.83	0.01	1.40	0.03	4.62	4.04	0.02		

Tabela A4a: Tabela (valores sem normalização) com concentrações (ppm) de elementos de terras raras (ETR) de amostras de SPSP (Angel-Amaya, 2010).

Colombia																
ID amostra		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	
GOR-501 - Komatite		0.49	1.85	0.36	2.39	1.08	0.5	1.77	0.32	2.24	0.47	1.29	1.13	0.18	0.79	
GOR-502 - Komatite		0.66	2.32	0.48	3.09	1.4	0.65	2.34	0.43	3.01	0.62	1.74	1.49	0.24	1.04	
GOR-519 - Komatite		0.33	1.05	0.22	1.52	0.84	0.35	1.81	0.33	2.52	0.56	1.57	1.5	0.23	0.61	
GOR-520 - Komatitic basalt		0.42	1.44	0.29	1.93	1.04	0.49	2.03	0.4	2.98	0.67	1.87	1.8	0.28	0.75	
GOR-521 - Komatite		0.31	1.06	0.22	1.52	0.84	0.39	1.69	0.33	2.46	0.55	1.56	1.47	0.23	0.59	
GOR-525 - Komatite		0.53	1.92	0.39	2.52	1.15	0.53	1.86	0.34	2.37	0.49	1.36	1.19	0.19	0.83	
GOR-537 - Komatite		0.63	2.19	0.45	2.87	1.32	0.6	2.14	0.39	2.73	0.56	1.57	1.35	0.21	0.95	
GOR-538 - Komatite		0.43	1.49	0.31	1.98	0.91	0.41	1.51	0.28	1.92	0.4	1.13	0.96	0.16	0.68	
GOR-539 - Komatite		0.52	1.94	0.39	2.54	1.16	0.51	1.86	0.33	2.3	0.48	1.31	1.14	0.18	0.82	

Tabela A4b: Tabela (valores sem normalização) com concentrações (ppm) de elementos de terras raras (ETR) de amostras de Gorgona (Kerr, 2005).

Marte																
ID amostra		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	
Y-000593	<i>Peridotite shergottites</i>	7.1	6.13	4.42	3.56	3.34	2.67	2.56	1.83	2.1	1.84	1.84	2.12	0.85	0.23	
ALH84001	<i>Orthopyroxenite</i>	0.27	0.7	0.06	0.52	0.16	0.06	0.17	0.062	0.69	0.081	0.21	0.35	0.06	0.2	
DaG735		0.15	0.6		0.42	0.38	0.22		0.23	1.8	0.28		0.84	0.13	0.4	
SaU 005/008/094	<i>Ol-Phyric shergottite</i>	0.13	0.79		0.79	0.45	0.26		0.23	1.7	0.29		0.91	0.14	0.48	
Tissint		0.28	1.01	0.21	1.45	0.99	0.44	1.79	0.35	2.4	0.5	1.39	1.27	0.18	0.9	
Governador Valadares		2.27	6.00		3.53	0.84	0.25		0.12				0.41	0.06	0.37	
Nahkla	<i>Nakhlites</i>	4.83	4.29	3.08	2.5	2.41	1.92	1.86	1.33	1.51	1.35	1.34	2.01	0.06	0.19	
Zagami	<i>Basaltic shergottite</i>				3.31	1.33								0.22	2.77	

Tabela A4c: Tabela (valores sem normalização) com concentrações (ppm) de elementos de terras raras (ETR) de amostras de Marte (Bridges *et al.*, 2006).

MORB			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
ID amostra	Depth (m)															
(all glasses)																
DR8	4339		5.14	17.2	3.37	16.3	5.45	1.81	6.65	1.12	8.10	1.8	5.28	5.42	0.81	4.36
P7003 (pillow int.)	4600		3.48	10.9	3.37	10.2	3.57	1.23	6.65	0.82	8.10	1.8	5.28	0.82	0.81	2.8
2IID	4375		2.71	9.69	3.37	11.4	4.16	1.52	6.65	0.97	8.10	1.8	5.28	4.2	0.81	3.2
DR09	3600		6.78	17.7	3.37	11.9	3.63	1.41	6.65	0.78	8.10	1.8	5.28	2.86	0.81	2.64
DR10	3650		6.98	17	3.37	11.6	3.52	1.23	6.65	0.72	8.10	1.8	5.28	2.72	0.81	2.49
DR14	3760		1.06	3.85	3.37	4.18	1.75	0.88	6.65	0.56	8.10	1.8	5.28	2.67	0.81	1.15
DR16	3800		2.77	9.42	3.37	9.19	3.26	1.27	6.65	0.77	8.10	1.8	5.28	2.96	0.81	2.64
DR18	3550		2.63	8.5	3.37	8.28	2.93	1.12	6.65	0.64	8.10	1.8	5.28	2.47	0.81	2.07
DR21	3740		1.95	6.47	3.37	16.30	2.19	0.93	6.65	0.52	8.10	1.8	5.28	2.05	0.81	1.72
DR24	3540		3.6	12	3.37	11	3.71	1.44	6.65	0.83	8.10	1.8	5.28	3.1	0.81	2.97
DR25	3400		1.93	6.56	3.37	6.52	2.42	1.06	6.65	0.6	8.10	1.8	5.28	2.38	0.81	1.59
DR27	4420		4.7	13.7	3.37	11.2	3.64	1.46	6.65	0.78	8.10	1.8	5.28	2.92	0.81	2.81
DR28	3900		2.86	9.54	3.37	9.24	3.28	1.18	6.65	0.72	8.10	1.8	5.28	2.72	0.81	2.52
DR30	3072		2.25	7.38	3.37	7.1	2.54	1.09	6.65	0.61	8.10	1.8	5.28	2.37	0.81	1.97
DR31	3660		3.25	11	3.37	9.94	3.7	1.37	6.65	0.79	8.10	1.8	5.28	2.92	0.81	2.79
HS	3544		3.73	11.6	3.37	10.3	3.43	1.93	6.65	1.20	8.10	1.8	5.28	5.42	0.81	4.08

Tabela A4d: Tabela (valores sem normalização) com concentrações (ppm) de elementos de terras raras (ETR) de amostras de MORB (Sichel, 1990).

b) Valores normalizados pelo manto primitivo – condrito (C1) (McDonough *et al.*, 1992):

SPSP			La/C1	Ce/C1	Pr/C1	Nd/C1	Sm/C1	Eu/C1	Gd/C1	Tb/C1	Dy/C1	Ho/C1	Er/C1	Yb/C1	Lu/C1
ID amostra	Depth (m)														
SP-8-5 (p)	2670		34.528	18.637		3.261	10.000	71.921	20.768		5.600		25.639	23.708	
SP-8-8 (ms)	2580		13.036	1.753	0.301	3.261	10.000	82.485	19.829	0.074	5.600	0.106	29.671	25.726	0.283
SP-8-16 (m)			55.249	32.184	19.923	12.433	8.121	5.363	4.271	3.322	4.329	3.033	2.586	2.314	2.263
SP-9-1 (m)	3727		22.083	16.393		8.261	5.667	4.167	2.500		1.600		1.563	1.625	
SP-9-2 (m)	3693		122.189	92.770	78.695	43.073	30.590	7.783	35.343	26.833	21.924	30.951	38.107	33.425	23.813
SP-9-4 (m)	3618		18.217	12.495	8.656	5.676	2.987	2.567	1.910	1.475	1.464	1.340	1.238	1.200	1.200
SP-9-6 (m)	3567		12.645	5.887	0.852	3.261	10.000	68.588	20.869	0.432	5.600	0.664	28.445	24.935	0.666
SP-9-14 (m)	3066		14.706	5.902	0.633	3.261	10.000	78.904	28.554	0.167	5.600	0.190	27.383	23.308	0.274
SP-9-15 (m)	3046		17.471	6.138	0.591	3.261	10.000	89.419	27.750	0.187	5.600	0.165	34.892	30.861	0.261
SP-9-16 (p)	2965		17.674	2.828	1.853	3.261	10.000	71.818	17.022	0.866	5.600	1.199	25.311	21.552	1.172
SP-9-18 (m)	2936		14.160	1.625	0.000	3.261	10.000	73.333	17.826	0.000	5.600	0.000	26.223	23.118	0.209
SP-10-3 (m)			12.764	2.356	0.500	3.261	10.000	74.103	17.980	0.003	5.600	0.200	26.394	23.058	0.280
SP-10-9 (m)			11.940	32.787	0.227	3.261	10.000	78.786	19.000	0.154	5.600	0.225	27.013	23.708	0.330
SP-10-10 (m)			15.029	7.694	4.787	3.332	1.980	1.834	1.566	1.333	1.341	1.570	1.561	1.471	1.567
SP-10-11 (m)			15.406	5.285	1.709	3.261	10.000	71.978	16.330	0.257	5.600	0.275	25.314	21.808	0.384
SP-10-14 (m)			17.738	3.261	1.036	3.261	10.000	81.505	19.543	0.631	5.600	0.934	28.841	26.037	1.084
SP-10-17 (m)	1452		4.325	2.300	1.322	0.872	0.600	0.567	0.415	0.350	0.364	0.420	0.369	0.444	0.480
SP-10-20 (m)	1249		39.958	24.546	16.841	10.387	6.428	3.900	2.555	1.980	1.776	1.816	1.581	1.681	1.685
SP-12-8 (sp)			5.000	16.393		3.261	3.000	1.667	1.000		1.200		0.938	1.063	
SP-12-10 (sp)			9.167	16.393		5.435	4.667	1.833	1.500		1.800		1.875	1.938	
SP-12-13 (p)			34.613	45.950	20.849	16.565	10.684	6.617	8.610	6.738	5.944	6.028	5.044	4.738	4.632
SP-12-16 (p)			16.294	7.019	2.986	3.261	10.000	80.623	19.318	1.104	5.600	1.181	27.593	24.817	1.016
SP-13-20 (p)	1768		13.077	3.153	1.027	3.261	10.000	80.324	19.149	0.367	5.600	0.546	28.903	25.264	0.738

Tabela A4e: Concentrações (ppm) de elementos de terras raras (ETR) (valores normalizados pelo manto primitivo – condrito (C1)), McDonough *et al.*, 1992) de amostras de SPSP (Angel-Amaya, 2010).

Colombia			La/C1	Ce/C1	Pr/C1	Nd/C1	Sm/C1	Eu/C1	Gd/C1	Tb/C1	Dy/C1	Ho/C1	Er/C1	Yb/C1	Lu/C1
ID amostra															
GOR-501 - Komatite			2.041667	3.032787	4	5.195652	7.2	8.333333	8.85	8	8.96	9.4	8.0625	7.0625	7.2
GOR-502 - Komatite			2.75	3.803279	5.333333	6.717391	9.333333	10.83333	11.7	10.75	12.04	12.4	10.875	9.3125	9.6
GOR-519 - Komatite			1.375	1.721311	2.444444	3.304348	5.6	5.833333	9.05	8.25	10.08	11.2	9.8125	9.375	9.2
GOR-520 - Komatitic basalt			1.75	2.360656	3.222222	4.195652	6.933333	8.166667	10.15	10	11.92	13.4	11.6875	11.25	11.2
GOR-521 - Komatite			1.291667	1.737705	2.444444	3.304348	5.6	6.5	8.45	8.25	9.84	11	9.75	9.1875	9.2
GOR-525 - Komatite			2.208333	3.147541	4.333333	5.478261	7.666667	8.833333	9.3	8.5	9.48	9.8	8.5	7.4375	7.6
GOR-537 - Komatite			2.625	3.590164	5	6.23913	8.8	10	10.7	9.75	10.92	11.2	9.8125	8.4375	8.4
GOR-538 - Komatite			1.791667	2.442623	3.444444	4.304348	6.066667	6.833333	7.55	7	7.68	8	7.0625	6	6.4
GOR-539 - Komatite			2.166667	3.180328	4.333333	5.521739	7.733333	8.5	9.3	8.25	9.2	9.6	8.1875	7.125	7.2

Tabela A4f: Concentrações (ppm) de elementos de terras raras (ETR) (valores normalizados pelo manto primitivo – condrito (C1)), McDonough *et al.*, 1992) de amostras de Gorgona (Kerr, 2005).

Marte			La/C1	Ce/C1	Pr/C1	Nd/C1	Sm/C1	Eu/C1	Gd/C1	Tb/C1	Dy/C1	Ho/C1	Er/C1	Yb/C1	Lu/C1
ID amostra															
Y-000593		<i>Peridotite shergottites</i>	29.58333	10.04918	49.11111	7.73913	22.26667	44.5	12.8	45.75	8.4	36.8	11.5	13.25	34
ALH84001		<i>Orthopyroxenite</i>	1.125	1.147541	0.666667	1.130435	1.066667	1	0.85	1.55	2.76	1.62	1.3125	2.1875	2.4
DaG735			0.625	0.983607		0.913043	2.533333	3.666667		5.75	7.2	5.6		5.25	5.2
SaU 005/008/094		<i>Ol-Phyric shergottite</i>	0.541667	1.295082		1.717391	3	4.333333		5.75	6.8	5.8		5.6875	5.6
Tissint			1.166667	1.655738	2.333333	3.152174	6.6	7.333333	8.95	8.75	9.6	10	8.6875	7.9375	7.2
Governador Valadares			9.458333	9.836066		7.673913	5.6	4.166667		3				2.5625	2.4
Nakhla		<i>Nakhlites</i>	20.125	7.032787	34.22222	5.434783	16.06667	32	9.3	33.25	6.04	27	8.375	12.5625	2.4
Zagami		<i>Basaltic shergottite</i>				7.195652	8.866667								8.8

Tabela A4g: Concentrações (ppm) de elementos de terras raras (ETR) (valores normalizados pelo manto primitivo – condrito (C1)), McDonough *et al.*, 1992) de amostras de Marte (Bridges *et al.*, 2006).

MORB			La/C1	Ce/C1	Pr/C1	Nd/C1	Sm/C1	Eu/C1	Gd/C1	Tb/C1	Dy/C1	Ho/C1	Er/C1	Yb/C1	Lu/C1
ID amostra	Depth (m)														
(all glasses)															
DR8	4339		21.41667	28.19672	37.44444	35.43478	36.33333	30.16667	33.25	28	32.4	36	33	33.875	32.4
P7003 (pillow int.)	4600		14.5	17.86885	37.44444	22.17391	23.8	20.5	33.25	20.5	32.4	36	33	5.125	32.4
2IID	4375		11.29167	15.88525	37.44444	24.78261	27.73333	25.33333	33.25	24.25	32.4	36	33	26.25	32.4
DR09	3600		28.25	29.01639	37.44444	25.86957	24.2	23.5	33.25	19.5	32.4	36	33	17.875	32.4
DR10	3650		29.08333	27.86885	37.44444	25.21739	23.46667	20.5	33.25	18	32.4	36	33	17	32.4
DR14	3760		4.416667	6.311475	37.44444	9.086957	11.66667	14.66667	33.25	14	32.4	36	33	16.6875	32.4
DR16	3800		11.54167	15.44262	37.44444	19.97826	21.73333	21.16667	33.25	19.25	32.4	36	33	18.5	32.4
DR18	3550		10.95833	13.93443	37.44444	18	19.53333	18.66667	33.25	16	32.4	36	33	15.4375	32.4
DR21	3740		8.125	10.60656	37.44444	35.43478	14.6	15.5	33.25	13	32.4	36	33	12.8125	32.4
DR24	3540		15	19.67213	37.44444	23.91304	24.73333	24	33.25	20.75	32.4	36	33	19.375	32.4
DR25	3400		8.041667	10.7541	37.44444	14.17391	16.13333	17.66667	33.25	15	32.4	36	33	14.875	32.4
DR27	4420		19.58333	22.45902	37.44444	24.34783	24.26667	24.33333	33.25	19.5	32.4	36	33	18.25	32.4
DR28	3900		11.91667	15.63934	37.44444	20.08696	21.86667	19.66667	33.25	18	32.4	36	33	17	32.4
DR30	3072		9.375	12.09836	37.44444	15.43478	16.93333	18.16667	33.25	15.25	32.4	36	33	14.8125	32.4
DR31	3660		13.54167	18.03279	37.44444	21.6087	24.66667	22.83333	33.25	19.75	32.4	36	33	18.25	32.4
HS	3544		15.54167	19.01639	37.44444	22.3913	22.86667	32.16667	33.25	30	32.4	36	33	33.875	32.4

Tabela A4h: Concentrações (ppm) de elementos de terras raras (ETR) (valores normalizados pelo manto primitivo – condrito (C1)), McDonough *et al.*, 1992) de amostras de MORB (Sichel, 1990).