

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

ANTÔNIO DE MORAIS MENDONÇA TELES

**ROCHAS ULTRAMÁFICAS SERPENTINIZADAS E MICROFÓSSEIS –
PLANETAS TERRA E MARTE**

NITERÓI – RJ

– 2024 –

ANTÔNIO DE MORAIS MENDONÇA TELES

**ROCHAS ULTRAMÁFICAS SERPENTINIZADAS E MICROFÓSSEIS –
PLANETAS TERRA E MARTE**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, da Universidade Federal Fluminense, como requisito parcial para a obtenção do grau de Doutor. Área de concentração: Geologia e Geofísica Marinha.

Orientador:

Prof. Dr. Arthur Ayres Neto
Universidade Federal Fluminense

Orientadora:

Prof^a. Dr^a. Susanna Eleonora Sichel (*in memoriam*)
Universidade Federal Fluminense

Co-Orientadora:

Dr^a. Adriana C. Ocampo Uría
National Aeronautics and Space Administration

Niterói – RJ

– 2024 –

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo
autor

T269r Teles, Antônio de Morais Mendonça
Rochas Ultramáficas Serpentinizadas e Microfósseis -
Planetas Terra e Marte / Antônio de Morais Mendonça Teles.
-2024.
247 f.: il.

Orientador: Arthur Ayres Neto.
Coorientador: Adriana C. Ocampo
Uría.
Tese (doutorado)-Universidade Federal Fluminense,
Instituto de Geociências, Niterói, 2024.

1. Análise de rochas ultramáficas. 2. Serpentinização.
3. Planetas Terra e Marte. 4. Microfósseis. 5. Produção
intelectual. I. Neto, Arthur Ayres, orientador. II. Uría,
Adriana C. Ocampo, coorientadora. III. Universidade
Federal Fluminense. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDD - XXX

ANTÔNIO DE MORAIS MENDONÇA TELES

ROCHAS ULTRAMÁFICAS SERPENTINIZADAS E MICROFÓSSEIS – PLANETAS TERRA E MARTE

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

Aprovada em 8 / 07 / 2024

BANCA EXAMINADORA

Prof. Arthur Ayres Neto, Dr. (Orientador)
Dept.º de Geologia e Geofísica/LAGEMAR – UFF

Prof.ª Susanna Eleonora Sichel, Dra. (Orientadora) (*in memoriam*)
Dept.º de Geologia e Geofísica/LAGEMAR – UFF

Adriana C. Ocampo Uría, Dra. (Co-Orientadora)
Headquarters – National Aeronautics and Space Administration

Niterói – RJ

– 2024 –

Prof.^a Isa Brehme, Dra.
Dept.º de Geologia e Geofísica/LAGEMAR – UFF

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

Prof. Estefan Monteiro da Fonseca, Dr.
Dept.º de Geologia e Geofísica/LAGEMAR – UFF

Prof. Cleverson Guizan Silva, Dr.
Dept.º de Geologia e Geofísica/LAGEMAR – UFF

Prof. Guillermo Alvarado Induni, Dr.
Academia Nacional de Ciencias, Costa Rica

Prof.^a Cátia Fernandes Barbosa, Dra. (Suplente)
Dept.º de Geoquímica – UFF

Prof. André Luiz Ferrari, Dr. (Suplente)
Dept.º de Geologia e Geofísica/LAGEMAR – UFF

Niterói – RJ

– 2024 –

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho primeiramente a DEUS, à minha família, especialmente à minha mãe, Maria, por tudo de bom, às minhas orientadoras e amigas Susanna (*in memoriam*) e Adriana, à minha amiga Cristina (O.F.M.), aos meus amigos Minu, Helayël, Sebastião, Álvaro, João dos Anjos, Ronald Shellard (*in memoriam*), aos médicos oftalmologistas Dr. Paulo Galvão (*in memoriam*) e Dr. Lúcio Dantas, que me devolveram a luz do mundo, e às demais amizades pela fé, o apoio e a confiança.

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal Fluminense (UFF), representada pelo Departamento de Geologia e Geofísica e seus Professores, pela oportunidade de estudo.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa de doutorado, à Fundação Euclides da Cunha e ao Professor Dr. Estefan Monteiro da Fonseca, Departamento de Geologia e Geofísica, UFF, pela verba de pesquisa recebida, e à Comissão de Pós-Graduação, especialmente ao Professor Dr. José Antonio Baptista Neto, pelas tão necessárias extensões de prazo recebidas.

Ao meu orientador, Professor Dr. Arthur Ayres Neto (também pela agilização dos procedimentos acadêmicos), Departamento de Geologia e Geofísica, UFF, à minha orientadora, Professora Dr^a. Susanna Eleonora Sichel (*in memoriam*), Departamento de Geologia e Geofísica, UFF, e à minha coorientadora, Dr^a. Adriana C. Ocampo Uría, *Headquarters, National Aeronautics and Space Administration* (NASA–HQ), e aos colaboradores, Professor Dr. Thomas Ferreira da Costa Campos, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN), e Professor Dr. Guillermo E. Alvarado Induni, *Academia Nacional de Ciencias*, Costa Rica, pelas coletas de amostras de rochas ultramáficas e pelo incentivo e ajuda durante todo o desenvolvimento deste trabalho de pesquisa. À Professora Dr^a. Isa Brehme, Departamento de Geologia e Geofísica, UFF, pelos valiosos comentários. Também aos colaboradores, Professor Dr. Magnus Ivarsson, *Department of Paleobiology, Swedish Museum of Natural History*, e Professor *Emeritus* Dr. James William Schopf, *Department of Earth, Planetary, and Space Sciences, University of California at Los Angeles* (UCLA), pela ajuda nas análises de imagens microscópicas das amostras.

Ao pessoal técnico-administrativo do laboratório *Brazilian RockHounds*, São Paulo, pelo corte, polimento e laminação petrográfica das amostras de rochas ultramáficas. Ao Professor Dr. Marcelo Barbosa de Andrade, Departamento de Física, Universidade Federal de Ouro Preto, e seu aluno de doutorado, Ms. Gerson Anderson de Carvalho Lopes, Instituto de Física de São Carlos, Universidade de São Paulo (USP), pelas análises espectroscópicas Raman. À Professora Dr^a. Anelize Manuela Bahniuk Rumbelsperg, Diretora, Instituto Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR), Universidade Federal do Paraná (UFPR), e equipe técnica, pela análise geoquímica das amostras de rochas ultramáficas. À Professora Dr^a. Cátia Fernandes Barbosa, Departamento de Geoquímica, UFF, pelas análises microscópicas eletrônicas de varredura ambiental das lâminas.

E às secretárias e aos demais funcionários do Departamento de Geologia e Geofísica, UFF.

“A beleza de algo vivo não é sobre os átomos que vão dentro dele, mas o jeito em que aqueles átomos são postos juntos”.

Carl Sagan

RESUMO

Pesquisas recentes mostram que a serpentinização de rochas ultramáficas resfriadas (peridotitos e komatiitos) na Terra produz H_2 como subproduto químico para o metabolismo de microrganismos quimiossintéticos, e seus restos fossilizados podem ser encontrados em veios carbonáceos. Ambos os tipos de rochas estão presentes em Marte, indicando um estágio inicial da evolução planetária de magmas ultramáficos de temperatura muito alta derivados do manto, o que pode ter permitido habitats propícios à vida. Para explorar a possível ocorrência inicial e os prováveis habitats para a vida em Marte, comparamos dados geoquímicos de amostras ultramáficas (peridotitos) do arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP), Oceano Atlântico, e komatiitos da ilha Gorgona, Colômbia, e de Tortugal, Costa Rica, com dados químicos disponíveis de Marte.

Observamos que, entre peridotitos e komatiitos, os komatiitos de Gorgona e Tortugal são geoquimicamente semelhantes aos meteoritos shergottites marcianos, apesar da maior concentração de FeO_t marciano. Assim, microrganismos quimiossintéticos que evoluíram em ambientes geoquímicos semelhantes na Terra, também poderiam ter utilizado o mesmo tipo de geoquímica de ambientes semelhantes aos komatiíticos em Marte, se a vida (hipoteticamente) surgiu lá. Coletamos amostras de peridotitos mantélicos serpentinizados de ASPSP, Oceano Atlântico, e komatiitos de Tortugal, Costa Rica. Obtivemos dados geoquímicos laboratoriais sobre os elementos maiores dessas rochas. Utilizando microscopia óptica, microscopia eletrônica de varredura ambiental e espectroscopia Raman, buscamos, respectivamente, por: bioformas e permineralização de possíveis microrganismos (tamanho $\sim 1 - 300 \mu m$) (incluindo quimiossintéticos), colônias de microfósseis, e possíveis assinaturas bioquímicas (biomoléculas orgânicas) dentro das amostras. Apresentaremos os resultados das comparações biogeoquímicas.

Com base na quantidade relativamente grande de dados coletados, as análises mostraram possíveis assinaturas bioquímicas, como microfósseis (tamanho $\sim > 1 \mu m$), e colônias deles, em algumas amostras. Assim, propomos que em Marte: a) numa época em que havia abundância de água líquida na superfície e vulcanismo do tipo pluma no planeta, então poderia ter havido uma possibilidade de que microrganismos quimiossintéticos pudessem ter evoluído, utilizando H_2 da serpentinização de lavas tipo komatiíticas; e b) poderiam ter sido fossilizados em veios carbonáceos daquelas rochas ultramáficas do “planeta vermelho”. Assim, gostaríamos de sugerir que a equipe do *rover* Perseverance da NASA, e futuras missões a Marte, considerem a coleta de amostras de lavas serpentinizadas tipo komatiíticas e possíveis rochas serpentinizadas tipo peridotíticas na busca por bioassinaturas e microfósseis *in situ*. Isto é interessante para a ciência multidisciplinar Astrobiologia.

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

ABSTRACT

Recent research shows that Earth serpentinization of cooled ultramafic rocks (peridotites and komatiites) produces H_2 as chemical byproduct for the metabolism of chemosynthetic microorganisms, and their fossilized remains can be found in carbonaceous veins. Both rock types are present at Mars, indicating an early stage of planetary evolution of very high temperature ultramafic mantle-derived magmas, which may have enabled habitats conducive to life.

To explore the possible early occurrence and probable habitats for life at Mars, we compared geochemical data from ultramafic samples (peridotites) from the Saint Peter and Saint Paul archipelago (ASPSP), Atlantic Ocean, and komatiites from Gorgona island, Colombia, and from Tortugal, Costa Rica, with available chemical Mars data. We observed that, among peridotites and komatiites, the komatiites from Gorgona and Tortugal are geochemically similar to the Martian shergottites meteorites, despite the greater concentration of Martian FeO_t . Thus, chemosynthetic microorganisms which evolved in similar geochemical environments on Earth, could also have used the same kind of geochemistry of komatiitic-like environments at Mars, if life (hypothetically) arose there.

We collected samples of serpentinized mantellic peridotites from ASPSP, Atlantic Ocean, and komatiites from Tortugal, Costa Rica. We obtained laboratory geochemical data on the major elements of those rocks. Using optical microscopy, environmental scanning electronic microscopy and Raman spectroscopy, we searched, respectively, for: bio-forms and permineralization of possible microorganisms (size $\sim 1 - 300 \mu m$) (including chemosynthetic ones), colonies of microfossils, and possible biochemical signatures (organic biomolecules) within the samples. We will present the results of the biogeochemical comparisons.

Based on the relatively large amount of gathered data, the analysis showed possible biochemical signatures, as microfossils (size $\sim > 1 \mu m$), and colonies of them, in some samples. Thus, we propose that at Mars: a) in an epoch when there was plenty of surface liquid water and plume-type volcanism on the planet, then there could have been a possibility that chemosynthetic microorganisms could have evolved, using H_2 from serpentinization of komatiite-like lavas; and b) they could have been fossilized in carbonaceous veins in those ultramafic rocks on the "red planet". Thus, we would like to suggest that NASA Perseverance rover Team, and future missions to Mars, consider collecting samples of serpentinized komatiite-like lavas and possible serpentinized peridotite-like rocks in the search for biosignatures and in situ microfossils. This is interesting for the multidisciplinary science Astrobiology.

Keywords: Ultramafic rocks, Mantle, Planet, Earth, Archipelago of Saint Peter and Saint Paul, Gorgona island, Tortugal, Mars, Meteorites, Serpentinization, Chemosynthesis, Microfossils.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1	DUNITO E OLIVINA	24
FIGURA 2	CLASSIFICAÇÃO DE PERIDOTITOS	26
FIGURA 3	ROCHA CONTENDO KOMATIITOS	27
FIGURA 4	AMOSTRA DE KOMATIITOS CONTENDO ESTRUTURA <i>SPINIFEX</i>	28
FIGURA 5	AMOSTRA DE KOMATIITOS CONTENDO ESTRUTURA <i>SPINIFEX</i>	28
FIGURA 6	DISTRIBUIÇÃO MUNDIAL DE KOMATIITOS CONHECIDOS	29
FIGURA 7	LEITO ANTIGO DE RIO DE ÁGUA LÍQUIDA EM MARTE	33
FIGURA 8	FOTOGRAFIA FEITA PELO ROVER ROBÔ PERSEVERANCE NA SUPERFÍCIE DO PLANETA MARTE	34
FIGURA 9	EQUAÇÃO QUÍMICA DE FORMAÇÃO DE SERPENTINITA.....	35
FIGURA 10	EQUAÇÃO QUÍMICA DE FORMAÇÃO DE TALCO.....	36
FIGURA 11	IMAGEM MICROSCÓPICA DE BACTÉRIAS METABOLIZADORAS DE H ₂	40
FIGURA 12	IMAGENS MICROSCÓPICAS DE MICROFÓSSEIS DE BACTÉRIAS	50
FIGURA 13	PLANETA MARTE	54
FIGURA 14	PLANETA MARTE	54
FIGURA 15	MODELO PARA A FORMAÇÃO DE SHERGOTTITE NO MANTO MARCIANO	56
FIGURA 16	UM DIAGRAMA PROVÁVEL DO INTERIOR DE MARTE.....	57
FIGURA 17	MODELO DINÂMICO PARA O MANTO MARCIANO	58
FIGURA 18	CONCENTRAÇÕES DE FeO NA SUPERFÍCIE DE MARTE (ORBITAIS)	60

FIGURA 19	CONCENTRAÇÕES DE FeO NA SUPERFÍCIE DE MARTE (ROVERS E METEORITOS)	60
FIGURA 20	PRESSÕES EXPERIMENTAIS E CALCULADAS E TEMPERATURAS EM QUE AS ROCHAS MARCIANAS SE FORMARAM.....	64
FIGURA 21	FOTOGRAFIA FEITA PELO ROVER ROBÔ CURIOSITY NA SUPERFÍCIE DO PLANETA MARTE.....	67
FIGURA 22	ROCHAS NA SUPERFÍCIE DO PLANETA MARTE	68
FIGURA 23	FOTOGRAFIA DE CAMPO DO METEORITO MARCIANO MIL 03346	71
FIGURA 24	AMOSTRA POLIDA DE UM SHERGOTTITE, SAYH AL UHAYMIR 005	72
FIGURA 25	DIAGRAMA DE DADOS PARA UMA VARIEDADE DE METEORITOS MARCIANOS SHERGOTTITES	74
FIGURA 26	GRÁFICO MOSTRANDO VARIAÇÕES NAS COMPOSIÇÕES ISOTÓPICAS DAS REGIÕES DO MANTO MARCIANO	75
FIGURA 27	DIAGRAMA COM DADOS DE COMPOSIÇÕES ISOTÓPICAS DE ANÁLISES DE ROCHAS INTEIRAS DE SHERGOTTITES.....	76
FIGURA 28	SOERGUMENTO DAS ROCHAS MANTÉLICAS DO ARQUIPÉLAGO DE SÃO PEDRO E SÃO PAULO (ASPSP) (OCEANO ATLÂNTICO).....	78
FIGURA 29	MAPA GEOLÓGICO DO ARQUIPÉLAGO DE SÃO PEDRO E SÃO PAULO	79
FIGURA 30	ARQUIPÉLAGO DE SÃO PEDRO E SÃO PAULO	79
FIGURA 31	MAPA GEOLÓGICO DA ILHA GORGONA (COLÔMBIA).....	81
Figura 32	Ilha Gorgona.....	81
Figura 33	Mapa geológico do oeste da Costa Rica.....	83
Figura 34	Evolução geológica da CLIP.....	85
Figura 35	Komatiitos no solo de Tortugal (Costa Rica).....	87
Figura 36	Amostra P-SPSP-C-DR-18BisA de peridotito de ASPSP.....	94
Figura 37	Amostra P-SPSP-C-DR-24B de peridotito de ASPSP.....	95
Figura 38	Amostra P-SPSP-C-DR-24C de peridotito de ASPSP.....	95

Figura 39	Amostra P-SPSP-C-DR-25A de peridotito de ASPSP.....	96
Figura 40	Amostra P-SPSP-C-DR-25B de peridotito de ASPSP.....	96
Figura 41	Amostra P-SPSP-C-DR-25C de peridotito de ASPSP.....	97
Figura 42	Amostra P-SPSP-C-DR-25D de peridotito de ASPSP.....	97
Figura 43	Amostra P-SPSP-C-DR-25X de peridotito de ASPSP.....	98
Figura 44	Amostra P-SPSP-EM-THOMAS-1 de peridotito de ASPSP.....	98
Figura 45	Amostra K-TOR-2 de komatiito de Tortugal,.....	99
Figura 46	Amostra K-TOR-3B de komatiito de Tortugal.....	99
Figura 47	Lâminas petrográficas das amostras coletadas de rochas ultramáficas	100
Figura 48	Esterilização de rocha ultramáfica.....	101
Figura 49	Primeiro espectro a laser de uma rocha na superfície de Marte.....	105
FIGURA 50	GRÁFICO DE ÓXIDO DE SILÍCIO (SÍLICA) <i>VERSUS</i> ÓXIDO DE MAGNÉSIO (SiO_2 X MgO).....	108
FIGURA 51	GRÁFICO DE ÓXIDO DE FERRO TOTAL <i>VERSUS</i> ÓXIDO DE MAGNÉSIO (FeO_T X MgO)	110
FIGURA 52	GRÁFICO DE ÓXIDO DE FERRO TOTAL <i>VERSUS</i> ÓXIDO DE SILÍCIO (SÍLICA) (FeO_T X SiO_2	110
FIGURA 53	GRÁFICO DE ÓXIDO DE ALUMÍNIO <i>VERSUS</i> ÓXIDO DE MAGNÉSIO (Al_2O_3 X MgO).....	113
FIGURA 54	GRÁFICO DE ÓXIDO DE ALUMÍNIO <i>VERSUS</i> NÚMERO DE MAGNÉSIO (Al_2O_3 X Mg*)	113
FIGURA 55	GRÁFICO DE ÓXIDO DE CÁLCIO <i>VERSUS</i> ÓXIDO DE MAGNÉSIO (CaO X MgO)	115
FIGURA 56	GRÁFICO DE ÓXIDO DE CÁLCIO <i>VERSUS</i> NÚMERO DE MAGNÉSIO (CaO X Mg*) PARA MARTE	115
FIGURA 57	MARTE – SYRTIS MAJOR PLANUM – CARBONATO DE CÁLCIO EM NILI FOSSAE	117
FIGURA 58	GRÁFICO DE ÓXIDO DE SÓDIO <i>VERSUS</i> ÓXIDO DE MAGNÉSIO (Na_2O X MgO) ..	118
FIGURA 59	GRÁFICO DE ÓXIDO DE POTÁSSIO <i>VERSUS</i> ÓXIDO DE MAGNÉSIO (K_2O X MgO)	119

FIGURA 60	GRÁFICO DE ÓXIDO DE TITÂNIO <i>VERSUS</i> ÓXIDO DE MAGNÉSIO (TiO_2 X MgO).....	120
FIGURA 61	GRÁFICO DE ÓXIDO DE MANGANÊS <i>VERSUS</i> ÓXIDO DE MAGNÉSIO (MnO X MgO)	121
FIGURA 62	GRÁFICO DE ÓXIDO DE FÓSFORO <i>VERSUS</i> ÓXIDO DE MAGNÉSIO (P_2O_5 X MgO)	122
FIGURA 63	GRÁFICO DE $^3\text{He}/^4\text{He}$ X ^4He	126
FIGURA 64	GRÁFICO DE $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ X $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	128
FIGURA 65	GRÁFICO DE $^3\text{He}/^4\text{He}$ X $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	130
FIGURA 66	GRÁFICO DE $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ X $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	130
FIGURA 67	GRÁFICO DE $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ X $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	134
FIGURA 68	DADOS ISOTÓPICOS Rb-Sr DE ROCHA INTEIRA PARA SHERGOTTITES E NAKHLITES	135
FIGURA 69	GRÁFICO DE $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ X $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	136
FIGURA 70	GRÁFICO DE $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ X $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	137
FIGURA 71	GRÁFICO COMPARATIVO DE $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ X $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	137
FIGURA 72	GRÁFICO DE $^3\text{He}/^4\text{He}$ X $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	138
FIGURA 73	GRÁFICO DE $^3\text{He}/^4\text{He}$ X $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	139
FIGURA 74	GRÁFICO DE $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ X $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	140
FIGURA 75	CRATERA VICTORIA, MARTE	144
FIGURA 76	GRÁFICO DOS ELEMENTOS DE TERRAS RARAS (ETR) (NORMALIZADOS AO CONDRITO (C1)) DE PERIDOTITOS DO ARQUIPÉLAGO DE SÃO PEDRO E SÃO PAULO	146
FIGURA 77	GRÁFICO DOS ELEMENTOS DE TERRAS RARAS (ETR) (NORMALIZADOS AO CONDRITO (C1)) DE AMOSTRAS DE LOCAIS VARIADOS DA ILHA GORGONA ...	147
FIGURA 78	GRÁFICO DOS ELEMENTOS DE TERRAS RARAS (ETR) (NORMALIZADOS AO CONDRITO (C1)) DE AMOSTRAS DE LOCAIS VARIADOS DA ILHA GORGONA ...	147

FIGURA 79	GRÁFICO DOS ELEMENTOS DE TERRAS RARAS (ETR) (NORMALIZADOS AO CONDRITO (C1)) DE AMOSTRAS DE LOCAIS VARIADOS DE TORTUGAL.....	148
FIGURA 80	GRÁFICO DE ELEMENTOS DE TERRAS RARAS (ETR) (NORMALIZADOS AO CONDRITO (C1)) DE QUATRO CLASSES DISTINTAS DE METEORITOS DE MARTE.....	149
Figura 81	Gráfico de elementos de terras raras (ETR) (normalizados ao condrito (C1)) de Marte vindas de amostras de meteoritos shergottites marcianos.....	150
FIGURA 82	GRÁFICO DAS ABUNDÂNCIAS DE ELEMENTOS DE TERRAS RARAS (ETR) (NORMALIZADOS AO CONDRITO (C1)) DOS MORB	151
FIGURA 83	CÁLCULO DE RAZÃO ISOTÓPICA DO CARBONO	152
FIGURA 84	AMOSTRA P-SPSP-C-DR-24A DE PERIDOTITO DE ASPSP.....	155
FIGURA 85	LÂMINA PETROGRÁFICA A1 DA AMOSTRA PERIDOTÍTICA P-SPSP-C-DR-24A	156
FIGURA 86	LÂMINA PETROGRÁFICA A1 DA AMOSTRA PERIDOTÍTICA P-SPSP-C-DR-24A	156
FIGURA 87	IMAGEM MICROSCÓPICA DO POI A	157
FIGURA 88	IMAGEM MICROSCÓPICA (MEV-A) DO POI A.....	157
FIGURA 89	IMAGEM MICROSCÓPICA NA REGIÃO EM TORNO DO POI A.....	158
FIGURA 90	IMAGEM MICROSCÓPICA (MEV-A) NA REGIÃO EM TORNO DO POI A	158
FIGURA 91	IMAGEM MICROSCÓPICA (MEV-A) NA REGIÃO EM TORNO DO POI A	159
FIGURA 92	IMAGEM MICROSCÓPICA (MEV-A) NA REGIÃO EM TORNO DO POI A	159
FIGURA 93	IMAGEM MICROSCÓPICA (MEV-A) NA REGIÃO EM TORNO DO POI A	160
FIGURA 94	IMAGEM MICROSCÓPICA (MEV-A) NA REGIÃO EM TORNO DO POI A	160
FIGURA 95	IMAGEM MICROSCÓPICA (MEV-A) NA REGIÃO EM TORNO DO POI A	161
FIGURA 96	IMAGEM MICROSCÓPICA (MEV-A) NA REGIÃO EM TORNO DO POI A	161
FIGURA 97	IMAGEM MICROSCÓPICA (MEV-A) NA REGIÃO EM TORNO DO POI A	162

FIGURA 98	LÂMINA PETROGRÁFICA A2 DA AMOSTRA PERIDOTÍTICA P-SPSP-C-DR-24A	163
FIGURA 99	LÂMINA PETROGRÁFICA A2 DA AMOSTRA PERIDOTÍTICA P-SPSP-C-DR-24A...	163
FIGURA 100	IMAGEM MICROSCÓPICA DO POI A	164
FIGURA 101	IMAGEM MICROSCÓPICA DO POI A	164
FIGURA 102	IMAGEM MICROSCÓPICA DO POI B	165
FIGURA 103	IMAGEM MICROSCÓPICA DO POI B	165
FIGURA 104	IMAGEM MICROSCÓPICA DO POI C	166
FIGURA 105	IMAGEM MICROSCÓPICA DO POI D(R)	167
FIGURA 106	FORAMINÍFEROS MICROFOSSILIZADOS	168
FIGURA 107	FORAMINÍFEROS MICROFOSSILIZADOS	168
FIGURA 108	FORAMINÍFEROS MICROFOSSILIZADOS	169
FIGURA 109	FORAMINÍFEROS MICROFOSSILIZADOS	169
FIGURA 110	AMOSTRA K-TOR-1A DE KOMATIITO DE TORTUGAL.....	170
FIGURA 111	LÂMINA PETROGRÁFICA 1A DA AMOSTRA KOMATÍTICA K-TOR-1A.....	171
FIGURA 112	LÂMINA PETROGRÁFICA 1A DA AMOSTRA KOMATÍTICA K-TOR-1A.....	171
FIGURA 113	IMAGEM MICROSCÓPICA DO POI A	171
FIGURA 114	AMOSTRA K-TOR-3C DE KOMATIITO DE TORTUGAL.....	172
FIGURA 115	LÂMINA PETROGRÁFICA 3C DA AMOSTRA KOMATÍTICA K-TOR-3C.....	173
FIGURA 116	LÂMINA PETROGRÁFICA 3C DA AMOSTRA KOMATÍTICA K-TOR-3C.....	173
FIGURA 117	IMAGEM MICROSCÓPICA DO POI A	173
FIGURA 118	AMOSTRA K-TOR-3D DE KOMATIITO DE TORTUGAL.....	174
FIGURA 119	LÂMINA PETROGRÁFICA 3D DA AMOSTRA KOMATÍTICA K-TOR-3D.....	175

FIGURA 120	LÂMINA PETROGRÁFICA 3D DA AMOSTRA KOMATÍTICA K-TOR-3D.....	175
FIGURA 121	LÂMINA PETROGRÁFICA 3D DA AMOSTRA KOMATÍTICA K-TOR-3D.....	175
FIGURA 122	IMAGEM MICROSCÓPICA DO POI A	176
FIGURA 123	IMAGEM MICROSCÓPICA DO POI A	176
FIGURA 124	IMAGEM MICROSCÓPICA DO POI B	177
FIGURA 125	IMAGEM MICROSCÓPICA DO POI C	178
FIGURA 126	IMAGEM MICROSCÓPICA DO POI C	178
FIGURA 127	IMAGEM MICROSCÓPICA NA REGIÃO EM TORNO DO POI C.....	179
FIGURA 128	IMAGEM MICROSCÓPICA DO POI D(R)	179
FIGURA 129	MICROFÓSSEIS MARROM ESCUROS	180
FIGURA 130	INCLUSÕES DE CRISTAIS ESCUROS ALINHADOS	180
FIGURA 131	MICROFÓSSIL FILAMENTOSO	181
FIGURA 132	AMOSTRA K-TOR-5A DE KOMATIITO DE TORTUGAL.....	182
FIGURA 133	LÂMINA PETROGRÁFICA 5A DA AMOSTRA KOMATÍTICA K-TOR-5A.....	183
FIGURA 134	LÂMINA PETROGRÁFICA 5A DA AMOSTRA KOMATÍTICA K-TOR-5A.....	183
FIGURA 135	IMAGEM MICROSCÓPICA DO POI A	184
FIGURA 136	IMAGEM MICROSCÓPICA DO POI A	184
FIGURA 137	IMAGEM MICROSCÓPICA (MEV-A) DO POI A.....	185
FIGURA 138	IMAGEM MICROSCÓPICA DO POI A	185
FIGURA 139	IMAGEM MICROSCÓPICA (MEV-A) DO POI A.....	186
FIGURA 140	IMAGEM MICROSCÓPICA DO POI A	187
FIGURA 141	GRÁFICO DO ESPECTRO RAMAN DO POI A DA AMOSTRA K-TOR-3D	189
FIGURA 142	GRÁFICO DO ESPECTRO RAMAN DO POI A DA AMOSTRA K-TOR-3D	190

FIGURA 143	IMAGEM MICROSCÓPICA DE UMA REGIÃO EM TORNO DO POI C NA LÂMINA 3D DA AMOSTRA K-TOR-3D.....	191
FIGURA 144	GRÁFICO DO ESPECTRO RAMAN DO POI C DA AMOSTRA K-TOR-3D	192
FIGURA 145	GRÁFICO DO ESPECTRO RAMAN DO POI C DA AMOSTRA K-TOR-3D	193
FIGURA 146	IMAGEM MICROSCÓPICA DE UMA REGIÃO EM TORNO DO POI D(R) NA LÂMINA 3D DA AMOSTRA K-TOR-3D	194
FIGURA 147	GRÁFICO DO ESPECTRO RAMAN DO POI D(R) DA AMOSTRA K-TOR-3D ...	195
FIGURA 148	GRÁFICO DO ESPECTRO RAMAN DO POI D(R) DA AMOSTRA K-TOR-3D ...	196
FIGURA 149	GRÁFICO DO ESPECTRO RAMAN DO POI A DA AMOSTRA K-TOR-5A.....	197
FIGURA 150	ÓXIDO DE FERRO NA SUPERFÍCIE E ATMOSFERA MARCIANAS.....	214
FIGURA 151	CERTIFICADO TÉCNICO Nº 2023 204 FRX (LAMIR)	227
FIGURA 152	CERTIFICADO TÉCNICO Nº 2023 204 FRX 05 (LAMIR)	228
FIGURA 153	RAZÃO ISOTÓPICA DE CARBONO E OXIGÊNIO	238
FIGURA 154	HOMENAGEM À SUSANNA ELEONORA SICHEL (<i>IN MEMORIAM</i>).....	239

LISTA DE TABELAS

TABELA 1: RELAÇÕES DE ELEMENTOS DE TERRAS RARAS (ETR) EM RESERVATÓRIOS ENRIQUECIDOS E DEPLETADOS DE MARTE	55
TABELA 2: INFORMAÇÕES SOBRE AS AMOSTRAS DE PERIDOTITOS	91
TABELA 3: INFORMAÇÕES SOBRE AS AMOSTRAS DE KOMATIITOS	91
TABELA 4: INFORMAÇÕES DESCRITIVAS BREVES SOBRE AS AMOSTRAS DE PERIDOTITOS....	92
TABELA 5: INFORMAÇÕES DESCRITIVAS BREVES SOBRE AS AMOSTRAS DE KOMATIITOS.....	93
TABELA 6: MEIA-VIDA DOS NUCLÍDEOS PAIS E ISÓTOPOS FILHOS DOS GASES NOBRES HÉLIO, NEÔNIO E ARGÔNIO	125
TABELA 7: ALGUNS DOS MAIS IMPORTANTES SISTEMAS DE ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS	133
TABELA 8: REGRAS SIMPLES PARA ELEMENTOS DE TERRAS RARAS (ETR), ELEMENTOS-TRAÇO E RESERVATÓRIOS MANTÉLICOS	143
TABELA 9: RAZÕES ISOTÓPICAS DE CARBONO E OXIGÊNIO EM DUAS AMOSTRAS.....	153
TABELA A1A: CONCENTRAÇÕES (WT%) DE ELEMENTOS MAIORES DE AMOSTRAS DE ASPSP	224
TABELA A1B: CONCENTRAÇÕES (WT%) DE ELEMENTOS MAIORES DE AMOSTRAS DE GORGONA.....	225
TABELA A1C: CONCENTRAÇÕES (WT%) DE ELEMENTOS MAIORES DE AMOSTRAS DE MARTE	225
TABELA A1D: CONCENTRAÇÕES (WT%) DE ELEMENTOS MAIORES DE AMOSTRAS DE MORB	226
TABELA A1E: CERTIFICADO TÉCNICO Nº 2023 204 FRX	227
TABELA A1F: CERTIFICADO TÉCNICO Nº 2023 204 FRX 05	228
TABELA A2A: CONCENTRAÇÕES (CCSTP/G) DE GASES NOBRES DE AMOSTRAS DE ASPSP	229
TABELA A2B: CONCENTRAÇÕES (CCSTP/G) DE GASES NOBRES DE AMOSTRAS DE MARTE	229

TABELA A2C: CONCENTRAÇÕES (CCSTP/G) DE GASES NOBRES DE AMOSTRAS DE MORB	230
TABELA A3A: CONCENTRAÇÕES (PPM) DE ELEMENTOS–TRAÇO DE AMOSTRAS DE ASPSP	231
TABELA A3B: CONCENTRAÇÕES (PPM) DE ELEMENTOS–TRAÇO DE AMOSTRAS DE GORGONA	232
TABELA A3C: CONCENTRAÇÕES (PPM) DE ELEMENTOS–TRAÇO DE AMOSTRAS DE MARTE	232
TABELA A3D: CONCENTRAÇÕES (PPM) DE ELEMENTOS–TRAÇO DE AMOSTRAS DE MORB	233
TABELA A4: TABELA DE NORMALIZAÇÃO DOS ELEMENTOS DE TERRAS RARAS (ETR) AO CONDRITO (C1)	234
TABELA A4A: TABELA (VALORES SEM NORMALIZAÇÃO) COM CONCENTRAÇÕES (PPM) DE ELEMENTOS DE TERRAS RARAS (ETR) DE AMOSTRAS DE ASPSP	235
TABELA A4B: TABELA (VALORES SEM NORMALIZAÇÃO) COM CONCENTRAÇÕES (PPM) DE ELEMENTOS DE TERRAS RARAS (ETR) DE AMOSTRAS DE GORGONA.....	235
TABELA A4C: TABELA (VALORES SEM NORMALIZAÇÃO) COM CONCENTRAÇÕES (PPM) DE ELEMENTOS DE TERRAS RARAS (ETR) DE AMOSTRAS DE MARTE	235
TABELA A4D: TABELA (VALORES SEM NORMALIZAÇÃO) COM CONCENTRAÇÕES (PPM) DE ELEMENTOS DE TERRAS RARAS (ETR) DE AMOSTRAS DE MORB	236
TABELA A4E: CONCENTRAÇÕES (PPM) DE ELEMENTOS DE TERRAS RARAS (ETR) (VALORES NORMALIZADOS AO CONDRITO (C1)) DE AMOSTRAS DE ASPSP.	236
TABELA A4F: CONCENTRAÇÕES (PPM) DE ELEMENTOS DE TERRAS RARAS (ETR) (VALORES NORMALIZADOS AO CONDRITO (C1)) DE AMOSTRAS DE GORGONA.....	237
TABELA A4G: CONCENTRAÇÕES (PPM) DE ELEMENTOS DE TERRAS RARAS (ETR) (VALORES NORMALIZADO AO CONDRITO (C1)) DE AMOSTRAS DE MARTE	237
TABELA A4H: CONCENTRAÇÕES (PPM) DE ELEMENTOS DE TERRAS RARAS (ETR) (VALORES NORMALIZADOS AO CONDRITO (C1)) DE AMOSTRAS DE MORB	237
TABELA A5A: RAZÃO (‰ VPDB) DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE CARBONO ($\delta^{13}\text{C}$) E OXIGÊNIO ($\delta^{15}\text{O}$) POR ESPECTROSCOPIA DE MASSA.	238

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
2	OBJETIVOS E METODOLOGIA	18

PARTE CONCEITUAL ASTROBIOLÓGICA

3	ROCHAS ULTRAMÁFICAS	21
3.1	PERIDOTITOS	21
3.2	KOMATIITOS	26
4	SERPENTINIZAÇÃO DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS	31
5	QUIMIOSÍNTESE MICROBIANA POR H₂ DE SERPENTINIZAÇÃO	38
5.1	AUTOTRÓFICOS FACULTATIVOS (QUIMIOAUTOTRÓFICOS FACULTATIVOS)	38
5.2	BACTÉRIAS AERÓBICAS OXIDANTES DE HIDROGÊNIO.....	42
5.3	BACTÉRIAS ANAERÓBICAS OXIDANTES DE HIDROGÊNIO	44
6	MICROFÓSSEIS	45
6.1	CONTEXTO GEOLÓGICO.....	46
6.2	CRITÉRIOS PARA ENDOGENICIDADE.....	48
6.3	CRITÉRIOS PARA BIOGENICIDADE.....	48
7	PLANETA MARTE	53
7.1	INTRODUÇÃO À GEOLOGIA DE MARTE	53
7.2	METEORITOS MARCIANOS	67
8	PLANETA TERRA	78
8.1	ARQUIPÉLAGO DE SÃO PEDRO E SÃO PAULO (ASPSP)	78
8.2	GORGONA (COLÔMBIA)	80
8.3	TORTUGAL (COSTA RICA).....	82

PARTE ANALÍTICA ASTROBIOLÓGICA

9	MATERIAIS E MÉTODOS	90
9.1	INFORMAÇÕES SOBRE A COLETA DAS AMOSTRAS	90
9.2	IMAGENS DAS AMOSTRAS DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS.....	94
9.3	PREPARAÇÃO, CORTE E POLIMENTO DAS AMOSTRAS	101
9.4	ANÁLISES LABORATORIAIS DAS AMOSTRAS.....	103
10	RESULTADOS LABORATORIAIS GEOQUÍMICOS	105
10.1	ELEMENTOS MAIORES	105
10.1.1	Óxido de Silício (Sílica) versus Óxido de Magnésio (SiO ₂ x MgO).....	108
10.1.2	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).....	110
10.1.3	Óxido de Alumínio versus Óxido de Magnésio (Al ₂ O ₃ x MgO) e Óxido de Alumínio versus Número de Magnésio (Al ₂ O ₃ x Mg*).....	113
10.1.4	Óxido de Cálcio versus Óxido de Magnésio (CaO x MgO) e Óxido de Cálcio versus Número de Magnésio (CaO x Mg*)	115

10.1.5	Óxido de Sódio versus Óxido de Magnésio (Na_2O x MgO)	118
10.1.6	Óxido de Potássio versus Óxido de Magnésio (K_2O x MgO)	119
10.1.7	Óxido de Titânio versus Óxido de Magnésio (TiO_2 x MgO)	120
10.1.8	Óxido de Manganês versus Óxido de Magnésio (MnO x MgO)	121
10.1.9	Óxido de Fósforo versus Óxido de Magnésio (P_2O_5 x MgO)	122
10.2	GASES NOBRES (HE, NE, AR)	123
10.2.1	Hélio (^3He , ^4He)	123
10.2.2	Neônio (^{20}Ne , ^{21}Ne , ^{22}Ne)	127
10.2.3	Argônio (^{36}Ar , ^{40}Ar)	129
10.3	ELEMENTOS-TRAÇO (ISÓTOPOS RADIOATIVOS)	132
10.3.1	Rubídio x Estrôncio ($^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$)	134
10.3.2	Frações isotópicas do chumbo (^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb)	136
10.3.3	Tório x Urânio (Th/U)	141
10.4	ELEMENTOS DE TERRAS RARAS (ETR)	142
10.4.1	Samário x Neodímio ($^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$)	144
10.5	RAZÃO ISOTÓPICA DE CARBONO E OXIGÊNIO	152
11	RESULTADOS LABORATORIAIS DAS LÂMINAS PETROGRÁFICAS	154
11.1	ANÁLISE MICROSCÓPICA	154
11.2	ANÁLISE ESPECTROSCÓPICA	188
12	DISCUSSÃO GERAL DOS RESULTADOS OBTIDOS	198
12.1	PARTE GEOQUÍMICA	198
12.2	PARTE ISOTÓPICA E MICROSCÓPICA	204
12.2.1	Amostras de peridotitos	204
12.2.2	Amostras de komatiitos	205
12.3	PARTE ESPECTROSCÓPICA	207
12.3.1	Amostras de peridotitos	207
12.3.2	Amostras de komatiitos	208
13	CONCLUSÕES	211
	REFERÊNCIAS	215
	ANEXO 1	224
	ANEXO 2	229
	ANEXO 3	231
	ANEXO 4	234
	ANEXO 5	238

1 INTRODUÇÃO

No início do Sistema Solar, há aproximadamente 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, 2024; ESA, 2024).

Nas histórias da evolução geológica dos planetas Terra e Marte, mesmo sendo diferentes, a evolução geoquímica teve semelhanças, como por exemplo, a presença significativa de ferro, magnésio, carbono, e abundância de água nas crostas planetárias (TELES, 2018; NASA, 2024).

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 aflorou à superfície, por exemplo, o Arquipélago de São Pedro e São Paulo, localizado no Oceano Atlântico (SICHEL, 1990), a Ilha Gorgona, na costa noroeste do Oceano Pacífico, na Colômbia (RÉVILLON *et al.*, 2000), e a Província (região) de Tortugal, na crosta centro-oeste do Oceano Pacífico, na Costa Rica (ALVARADO *et al.*, 1997; TRELA, 2017).

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 200 km, largura de 60 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

serpentinizado milonitizado, uma rocha ultramáfica representante do manto (SICHEL, 1990).

A ilha 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).

A província de Tortugal está situada na região do Golfo de Nicoya, na parte central da costa do Oceano Pacífico, na Costa Rica, que faz parte de um arco intraoceânico entre os oceanos Pacífico e Caribe. O Complexo Ofiolito Nicoya–Tortugal está localizado ao longo de sua fronteira com o Pacífico e é composto por crosta oceânica formada por cristas que sofreram forte estresse compressivo durante o final do período Santoniano. Os komatiitos de lá têm aproximadamente 90 milhões de anos (ALVARADO *et al.*, 1997; HAUFF *et al.*, 2000).

Sobre os meteoritos marcianos, estes vieram de locais geográficos distintos de Marte. A maior parte dos meteoritos marcianos são máficos e uma pequena quantidade são ultramáficos, os shergottites peridotites, formados em magmas profundos da crosta e representam melhor o manto de Marte (NASA, 2024).

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, 2024).

Através de semi-contínuas fontes de energias térmica e química, e condições de alguma estabilidade geoquímica, por tempos longos o suficiente, as reações químicas envolvendo água evoluíram para estados de reações bioquímicas, em um provável “mundo RNA”, desenvolvendo-se para originarem as primeiras formas celulares biológicas – vida – na Terra e, possivelmente, em Marte, há aproximadamente 4,3 bilhões de anos (TELES, 2015; NASA, 2024).

A primeira parte da tese é que como as geoquímicas terrestre e marciana têm semelhanças, se a vida (hipoteticamente) também se originou em Marte, por equivalência físico-química ela também poderia ter se desenvolvido (como foi na Terra) até existirem colônias de microrganismos que se alimentavam de

hidrogênio molecular (H₂), produzido pela serpentinização de rochas ultramáficas nos mares primitivos que existiam nos dois planetas (TELES, 2015; NASA, 2024).

E a segunda parte da tese é que como na Terra estes microrganismos fossilizaram-se em meios carbonáticos nestas rochas ultramáficas serpentinizadas, talvez em Marte tenha ocorrido semelhantemente o mesmo, e por isso, futuramente, tais hipotéticos microfósseis marcianos talvez possam vir a ser descobertos – questão importante para a Astrobiologia.

Há poucos anos, microfósseis de microrganismos foram descobertos em peridotitos (rochas ultramáficas) logo abaixo da superfície da crosta oceânica no Oceano Atlântico norte, podendo representar restos de uma colônia microbial que viveu em microfraturas abertas à circulação de fluido (água, H₂, e outras substâncias (IVARSSON *et al.*, 2017).

Doravante, para agilizar a leitura e cognição no texto, chamaremos o Arquipélago de São Pedro e São Paulo por **ASPSP**, a Ilha Gorgona por **Gorgona**, a província de Tortugal por **TOR** e o planeta Marte por **Marte**.

2 OBJETIVOS E METODOLOGIA

Em um estudo anterior (TELES, 2018), comparando-se geoquimicamente rochas ultramáficas dos planetas Terra e Marte, viu-se que os komatiitos da ilha Gorgona (Colômbia) são bem mais semelhantes geoquimicamente às rochas marcianas (meteoritos e análises robóticas *in situ* (NASA, 2024)) do que aos komatiitos de outros lugares da Terra, aos peridotitos mantélicos do arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP) (Oceano Atlântico), e aos basaltos das montanhas submersas meso-oceânicas (*Middle Ocean Ridge Basalt*) (MORB). Sabe-se que na serpentinização de rochas ultramáficas são liberadas continuamente quantidades consideráveis de gás hidrogênio (H₂). E também se sabe que várias espécies de microrganismos quimiossintéticos metabolizam a energia do H₂ para viverem, e depois são microfossilizados em regiões carbonáceas destas rochas ultramáficas.

Assim, os métodos estruturados para se alcançar os objetivos deste trabalho foram:

1. Coletamos amostras serpentinizadas de peridotitos de ASPSP e de komatiitos da província (região) de Tortugal, na costa central do Oceano Pacífico, na Costa Rica. Uma amostra foi não-serpentinizada para controle;
2. De forma estatística (espaço amostral com maior probabilidade de se encontrar microfósseis nas amostras), foram extraídos de dentro de cada uma destas rochas pequenos pedaços (em lugares específicos) para posterior corte, desbaste e polimento delas. Foram produzidas lâminas petrográficas;
3. Pedacinhos pequenos de todas as amostras coletadas foram analisadas geoquimicamente em laboratório e, com base nestes resultados, as lâminas petrográficas foram analisadas (umas mais do que outras) utilizando-se microscopias óptica e eletrônica de varredura ambiental, e

por espectroscopia Raman, em busca, respectivamente, por: bioformas e permineralização de possíveis microrganismos (tamanho ~ 1 – 300 μm) (incluindo quimiossintéticos), colônias de microfósseis, e possíveis assinaturas bioquímicas (biomoléculas orgânicas) dentro das amostras;

- 4. Tese:** Caso não tenham sido, ou caso tenham sido identificadas – **e foram sim** – estruturas microbiológicas (formas e subestruturas de microfósseis), biomineralizações, e bioassinaturas químicas associadas (moléculas orgânicas), sugerimos (**1ª parte**): como os komatiitos de Gorgona (veremos no texto sobre Tortugal) são geoquimicamente semelhantes aos basaltos e meteoritos shergottites marcianos, apesar da maior concentração de FeO_t marciano, então, por equivalência geo-física-química, microrganismos quimiossintéticos que evoluíram em ambientes geoquímicos semelhantes na Terra, também poderiam ter utilizado o mesmo tipo de geoquímica de ambientes semelhantes aos komatiíticos em Marte para seus metabolismos, e, (**2ª parte**), microfossilizados em veios carbonáceos nas rochas ultramáficas, se a vida (hipoteticamente) surgiu também no “planeta vermelho”.

E, assim, propomos que: além da coleta de meteoritos marcianos, futuras missões espaciais robóticas e tripuladas colem em Marte amostras de rochas ultramáficas tipo peridotíticas e tipo komatiíticas, para posteriores análises laboratoriais e possível identificação de biomoléculas orgânicas e, talvez, de microfósseis marcianos.

Sobre a metodologia utilizada na apresentação deste trabalho, este é composto por duas partes fundamentais – a primeira (da página 21 a 88), é conceitual astrobiológica, e a segunda (da página 90 a 210), é analítica astrobiológica.

Astrobiologia é uma nova Ciência interdisciplinar cujos objetivos são: compreender a origem da vida no planeta Terra, e procurar (robótica e tripulada) por vida, e estudá-la, em outros planetas, luas e demais corpos celestes no Sistema Solar e nos outros sistemas extra-solares no Universo.

O foco desta tese é a astrobiologia do planeta Marte em conjunto com o que sabemos sobre rochas ultramáficas e microrganismos no planeta Terra.

PARTE CONCEITUAL ASTROBIOLÓGICA

3 ROCHAS ULTRAMÁFICAS

Rochas ultramáficas 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). Exemplos: peridotitos e komatiitos (HILL *et al.*, 1990).

3.1 PERIDOTITOS

Peridotitos são um grupo de rochas ígneas ultramáficas contendo mais de 40% em volume de olivina com ou sem ortopiroxênio e clinopiroxênio. As fases acessórias incluem granada, espinélio, plagioclásio, ilmenita, cromita e magnetita. Os peridotitos compreendem a maior parte do manto superior da Terra e estão presentes como xenólitos em uma ampla gama de magmas derivados do manto e nas sequências do manto de ofiolitos. A fase aluminosa presente no peridotito do manto muda com a pressão com plagioclásio presente em baixa pressão, espinélio em pressão intermediária e granada em alta pressão. Muitos peridotitos do manto são resíduos de fusão parcial ou cristalizaram a partir de fusão parcial. Os peridotitos também podem se formar como cumulados em intrusões em

camadas; os peridotitos desses complexos ígneos em camadas variam amplamente, refletindo as proporções relativas de piroxênios, cromita, plagioclásio e anfibólio. Os peridotitos cumulados geralmente têm texturas cumuladas e exibem orientação cristalina preferida (STREKEISEN, 2024).

O peridotito é a rocha geradora do basalto. O magma basáltico se forma quando o peridotito é parcialmente fundido. A fusão começa quando o manto ascendente cruza os peridotitos sólidos. Com a diminuição da pressão acima dos sólidos, a extensão da fusão aumenta e pode variar de ~ 1% a ~ 20%. A quantidade de fusão é limitada pelo calor disponível, uma vez que o calor de fusão é grande. A temperatura, a pressão, e o percentual de fusão determinam a composição do magma basáltico produzido (STREKEISEN, 2024).

O peridotito é encontrado em várias partes do manto terrestre, e sua ocorrência e distribuição são complexas e dinâmicas. Algumas das principais ocorrências de peridotito no manto da Terra incluem (GEOLOGYSCIENCE, 2024):

- **Plumas do manto:** as plumas do manto são ressurgências muito quentes de material do manto profundo que podem subir à superfície da Terra e criar *hotspots* (pontos quentes), como as ilhas havaianas e a Islândia. O peridotito é um componente importante das plumas do manto, e a fusão do peridotito nestas regiões é responsável pela formação de grandes volumes de magma basáltico;
- **Manto superior:** acredita-se que o peridotito componha uma porção significativa do manto superior, que se estende desde a base da crosta até uma profundidade de cerca de 400 quilômetros ou mais. Esta é a região onde acredita-se que ocorra a maior parte da fusão do manto, levando à formação de crosta basáltica e deixando para trás resíduos de peridotito;

- **Zona de transição:** a zona de transição é uma região no manto que fica entre o manto superior e inferior, normalmente entre profundidades de cerca de 400 a 660 quilômetros. Acredita-se também que o peridotito ocorra nessa região, embora sua composição e propriedades possam diferir daquelas do manto superior devido a mudanças na pressão e na temperatura;
- **Manto Inferior:** o manto inferior é a região do manto que se estende desde o fundo da zona de transição até o limite do núcleo–manto, que fica a cerca de 2,900 quilômetros abaixo da superfície da Terra. A composição e as propriedades do peridotito no manto inferior não são bem conhecidas devido às condições extremas nessas profundidades, mas acredita-se que seja mais enriquecido em ferro e outros elementos em comparação com o peridotito no manto superior.

A composição do peridotito normalmente consiste dos seguintes minerais (GEOLOGYSCIENCE, 2024):

- **Olivina:** a olivina é o mineral dominante no peridotito e pode representar mais de 90% de sua composição. A olivina é um mineral de silicato com uma fórmula química de $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$. A olivina é tipicamente de cor verde e tem uma textura vítrea ou granular;
- **Piroxênio:** os piroxênios são outro grupo importante de minerais no peridotito. São minerais de silicato que podem ter uma variedade de composições químicas, mas no peridotito, são tipicamente ricos em ferro e/ou magnésio. Os piroxênios comuns encontrados no peridotito incluem ortopiroxênio – $(\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$ e clinopiroxênio – $(\text{Ca,Mg,Fe})(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$;

- **Anfibólio:** os anfibólios são outro grupo de minerais de silicato que podem ser encontrados no peridotito, embora normalmente estejam presentes em quantidades menores em comparação com a olivina e os piroxênios. Os anfibólios são minerais complexos com composições químicas variadas, mas geralmente contêm cálcio, magnésio e ferro. Anfibólios comuns encontrados no peridotito incluem tremolita a – $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ e a actinolita $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$.

Além destes minerais primários, o peridotito também pode conter pequenas quantidades de outros minerais, como espinel – MgAl_2O_4 , granada (um grupo de minerais de silicato com composições variadas), e cromita – FeCr_2O_4 , entre outros, dependendo da composição específica e das condições de formação. O peridotito é tipicamente de granulação grossa, o que significa que seus cristais minerais individuais são visíveis sem o auxílio de microscópio óptico, e pode ter uma variedade de texturas que variam de granular a maciça (GEOLOGYSOURCE, 2024).



Figura 1: À esquerda, dunito (peridotito) contendo marcas de serpentinização e algum material carbonático (marcas esbranquiçadas); à direita, cristal verde de olivina (anônimo, 2010).

Existem vários tipos de peridotito com base em sua mineralogia, textura e composição. Alguns dos tipos comumente reconhecidos de peridotitos incluem (GEOLOGYSCIENCE, 2024):

- **Harzburgita:** Harzburgito é um tipo de peridotito composto predominantemente por olivina e ortopiroxênio, com pequenas quantidades de clinopiroxênio e/ou espinélio. É uma rocha de granulação grossa com textura granular e é frequentemente encontrada no manto da Terra;
- **Dunita:** Dunito é um tipo de peridotito composto quase inteiramente de olivina, com pouco ou nenhum piroxênio ou outros minerais. É uma rocha ultramáfica com alto teor de olivina, e muitas vezes ocorre como lentes ou bolsões dentro de outras rochas peridotíticas. O dunito é tipicamente de cor verde clara devido ao seu alto teor de olivina;
- **Wehrlite:** Wehrlite é um tipo de peridotito que contém tanto olivina quanto clinopiroxênio, normalmente com a olivina sendo mais abundante que o piroxênio. É uma rocha de granulação grossa com textura granular e também pode conter pequenas quantidades de outros minerais, como espinélio ou plagioclásio;
- **Lherzolita:** Lherzolito é um tipo de peridotito que contém tanto olivina quanto piroxênio, sendo o clinopiroxênio mais abundante que o ortopiroxênio. Tem uma aparência manchada característica devido à presença de grãos de piroxênio arredondados ou alongados dentro da matriz de olivina;
- **Piroxenita:** O piroxenito é um tipo de peridotito composto predominantemente por minerais piroxênios, como clinopiroxênio ou ortopiroxênio, com quantidades menores de outros minerais. É tipicamente de cor escura e pode ocorrer como rochas intrusivas, xenólitos em outras rochas ou como parte de conjuntos de rochas do manto.

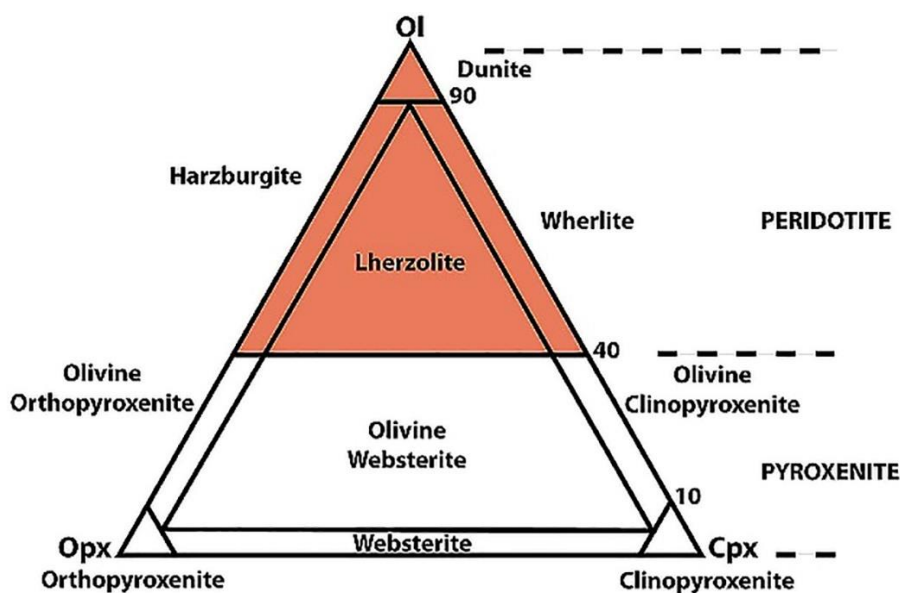


Figura 2: Classificação modal de peridotitos (rochas ultramáficas) (Strekeisen, 2024).

3.2 KOMATIITOS

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 da sua localidade nas margens do rio Komati na África do Sul. Os komatiitos verdadeiros são muito raros e essencialmente restringidos a 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 era extruída (possuindo viscosidade próxima à da água, mas com densidade de rocha). Comparada com a lava basáltica dos basaltos de pluma havaianos a $\sim 1.200\text{ }^{\circ}\text{C}$, 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).

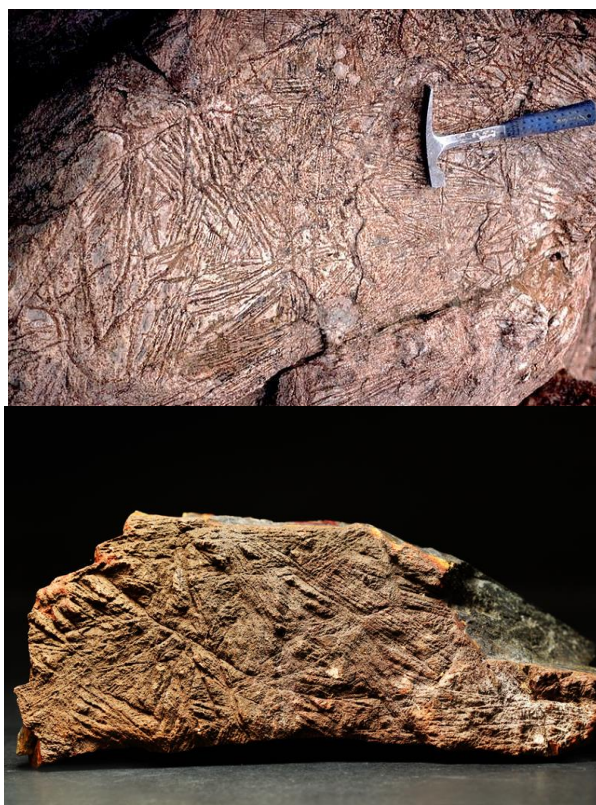
As principais sequências komatiíticas preservadas em rochas arqueanas são tubos de lava, lagoas de lava *etc.*, onde a lava komatiítica se acumulou.

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 K_2O e outros elementos incompatíveis. Magmas com composições komatiíticas têm um ponto de fusão muito alto, com temperaturas de erupção calculadas acima de $1.600\text{ }^{\circ}\text{C}$. Em comparação, lavas basálticas atuais normalmente têm temperaturas de erupção de cerca de 1.100 a $1.250\text{ }^{\circ}\text{C}$ (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, 2024).



Figura 3: Rocha contendo komatiitos de 2,7 bilhões de anos (L'Abitibi, Canadá) (Nicollet, 2017).



Figuras 4 e 5: Amostras de komatiitos, com 3,5 bilhões de anos, contendo estrutura *spinifex* (linhas “agulha”). Em cima – Southern Cross, Austrália (Hausel, 2007). Em baixo – 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 restringida às áreas dos escudos arqueanos (figura 6). Ocorrem com outras rochas vulcânicas máficas altamente magnesianas (picríticas) em cinturões de rochas verdes do Arqueano. Estão distribuídos nas seguintes regiões: norte do Canadá, Tortugal (oeste da Costa Rica), o escudo da Guiana (as três Guianas, leste da Venezuela, nordeste da Colômbia, e noroeste da Amazônia brasileira), a ilha 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 (< 90 Ma) encontram-se em platô oceânico de Tortugal, ao largo da costa central da Costa Rica no Oceano Pacífico (ALVARADO *et al.*, 1997).

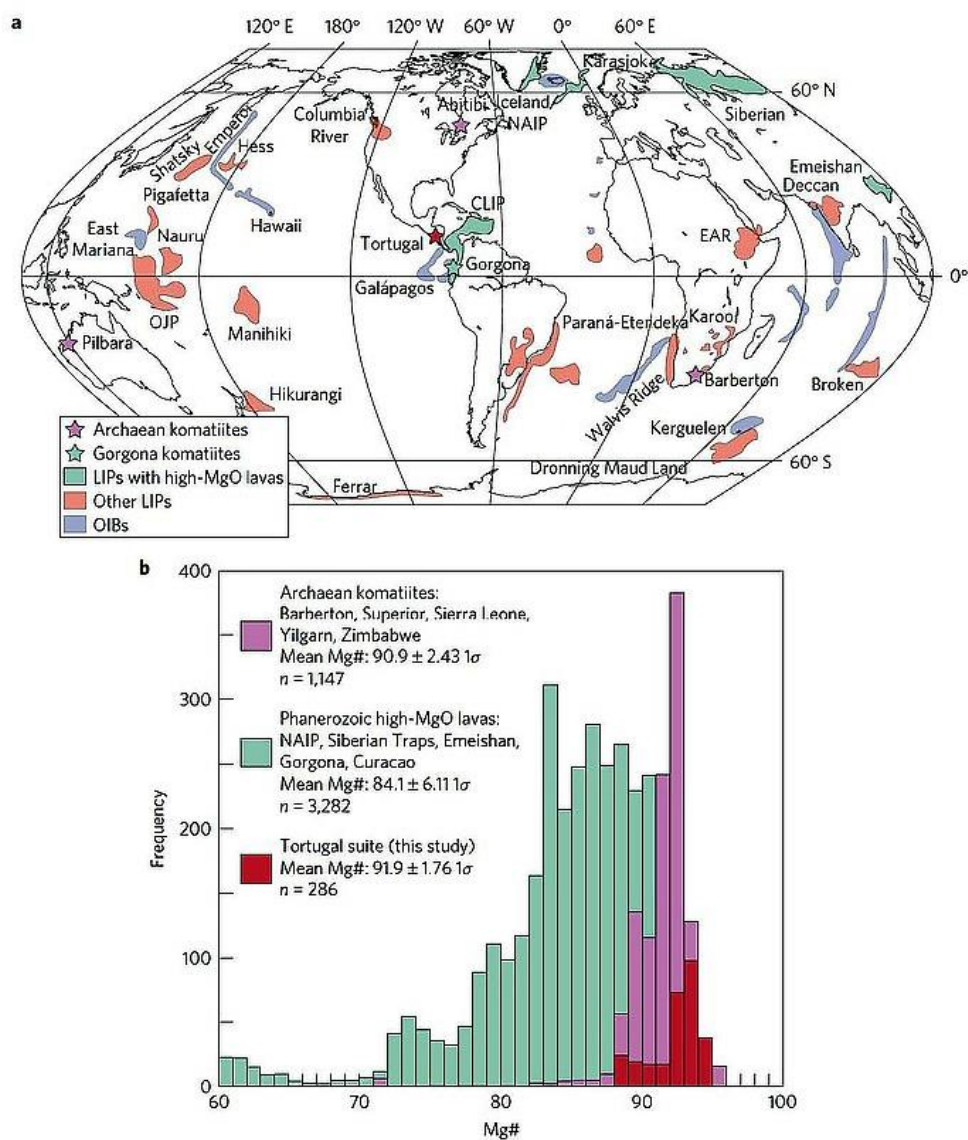


Figura 6: Distribuição mundial de komatiitos conhecidos (Trela, 2017; Trela *et al.*, 2017).

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.*, 1989 e 2004).

4 SERPENTINIZAÇÃO DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS

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 (SiO₂) são oxidadas (oxidação anaeróbica de Fe²⁺ pelos prótons de água levando à formação de hidrogênio molecular (H₂)) e hidrolisadas com água formando serpentinita. Da mesma forma, a interação com a água do mar influencia na razão isotópica de estrôncio (Sr).

O peridotito no fundo do mar e nos cinturões de montanhas, é convertido em serpentina, brucite, magnetita e outros minerais – alguns raros, como o awaruite (Ni₃Fe) 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 micrelementosorganismos 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, 2024; ESA, 2024).

Consequentemente, os elétrons e íons altamente energéticos do vento solar foram constantemente diminuindo (através de *sputtering*) a atmosfera de Marte (NASA, 2024). 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 como crosta ao longo dos primeiros 2 bilhões de anos. A crosta e o manto de Marte esfriaram bem mais rapidamente do que a Terra, que ainda conserva muito calor devido aos núclídeos radiogênicos em concentrações maiores do que em Marte (ATREYA *et al.*, 2013).

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 orbital Mars Odyssey da

NASA, em 2001 (NASA, 2024). 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, 2024). Estes reservatórios podem ter desempenhado papel significativo na serpentinização de muitos minerais em Marte. Foi descoberta, através de naves robóticas orbitais, 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, 2024).

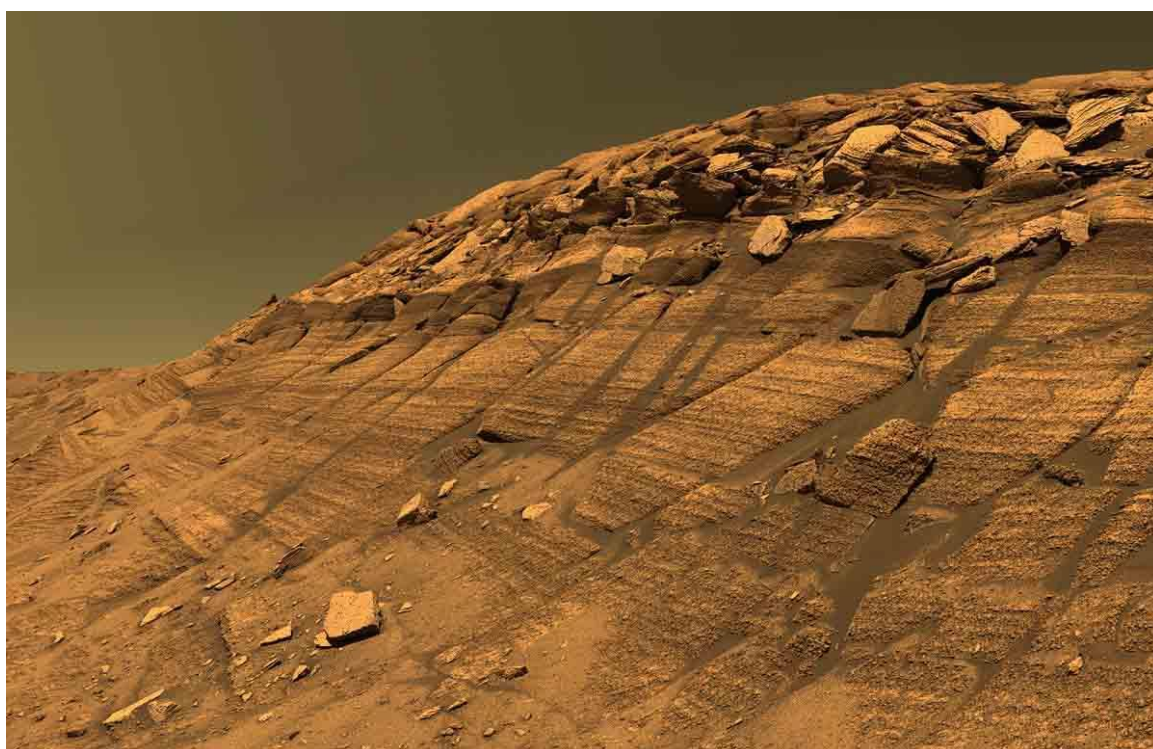


Figura 7: Leito antigo de rio de água líquida em Marte (Curiosity rover, NASA, 2014).



Figura 8: Rochas vulcânicas ígneas basálticas no solo da cratera Jezero (onde havia muita água líquida no passado), como essa no centro (denominada 'Rochette'), da qual o robô *rover* Perseverance extraiu uma amostra (Perseverance *rover*, NASA/JPL–Caltech, 2022).

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 (figura 9), uma fonte de energia térmica e de elétrons – que na Terra são utilizados por grande número de microrganismos quimiossintéticos – pode também ser um sistema químico energético muito importante para uma hipotética origem deste tipo de microrganismos em Marte (MCKAY *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 (como talco) durante a serpentinização (figura 10) têm a capacidade de preservar bioassinaturas – foram encontradas moléculas orgânicas na superfície (solo e rochas) de Marte pelos rovers Curiosity e Perseverance (MING *et al.*, 2014; NASA, 2024). E na área de Nili Fossae e na cratera Jezero na região de Syrtis Major Planum em Marte, foram detectadas serpentinita e concentrações significativas de carbonatos de cálcio (NASA, 2024).

A liberação de H₂ do intemperismo de minerais ultramáficos (como a olivina) em rochas (serpentinização – devido à formação de minerais serpentinos como produtos da alteração), é também através da redução de H₂O. A formação de H₂ molecular também pode ser ligada à formação de magnetita. Nesta reação, o ferro ferroso é oxidado em ferro férrico juntamente com a redução da H₂O a H₂ (NEUBECK *et al.*, 2011):

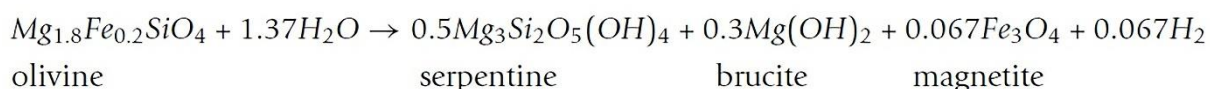


Figura 9: Equação de um tipo de reação química para formar serpentinita e produzir hidrogênio molecular (H₂) (Neubeck *et al.*, 2011).

Tradução: “*olivine; serpentine; brucite; magnetite*” = “olivina; serpentinita; brucita; magnetita”.

Daí a interação abiótica entre a água e minerais máficos e ultramáficos podem resultar na formação de H₂ e CH₄ (metano), que representam doadores de elétrons para microrganismos quimiossintéticos (p. ex., hidrogenotróficos e metanotróficos).

No entanto, se a atividade da sílica for alta, a serpentina ou a brucita irão incorporar o ferro na estrutura cristalina, evitando que ele se oxide, e assim evitar a formação de H_2 (NEUBECK *et al.*, 2011).

O talco geralmente ocorre ao longo de fissuras, progressivamente pseudomorfizando os cristais maiores. Também está presente em rochas deformadas, como principal constituinte dos talcos-xistos serpentinitos. É comumente associado à alteração de ortopiroxênio e resulta da seguinte reação (MÉVEL, 2003):

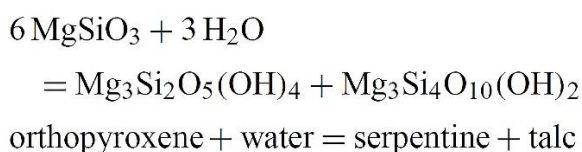


Figura 10: Equação de uma reação química para formar talco (Mével, 2003).

Tradução: “orthopyroxene; water, serpentine; talc” = “ortopiroxênio; água; serpentinita; talco”.

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, 2024).

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) e Tortugal (ALVARADO *et al.*, 1997; TRELA *et al.*, 2017), também pode ter ocorrido nas partes superiores (frias) das plumas vulcânicas (*hotspots*) – único modo de vulcanismo – em Marte. Mais uma semelhança (plumas vulcânicas – *hotspots*) entre estes dois locais. E, através da serpentinização (que fornece energia química a microrganismos quimiossintéticos na Terra), atividade microbiológica pode ter ocorrido – ou estar ocorrendo – no interior da crosta de Marte (TELES, 2015).

Em Nili Fossae, Marte, existem grandes quantidades de carbonatos juntamente com uma presença significativa de olivina, talco e outros minerais, acima de derrames de lavas (ultra quentes) komatiíticas (~ 2 a 3 Ga) (NASA, 2024). Na literatura nota-se que a produção laboratorial de H₂ por serpentinização em peridotitos e komatiitos é maior quanto maior for a temperatura (UEDA *et al.*, 2016 e 2021), e também que a produção laboratorial de H₂ por serpentinização é muito maior com menor concentração de alumínio em komatiitos (SHIBUYA *et al.*, 2015). Em Marte há uma concentração menor de alumínio do que na Terra (TELES, 2018), então a liberação catalítica de H₂ foi provavelmente bem maior lá.

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, através de sua serpentinização, também podem ter sido potenciais microambientes apropriados para que processos biogeoquímicos e biológicos (possível química pré-biótica e hipotéticos microrganismos) tenham evoluído em Marte e em outros locais do Sistema Solar (NNA-MVONDO *et al.*, 2007; SHIBUYA *et al.*, 2015).

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, 2024).

5 QUIMIOSÍNTESE MICROBIANA POR H₂ DE SERPENTINIZAÇÃO

Bactérias oxidantes de hidrogênio são espécies que podem utilizar hidrogênio gasoso (H₂), de serpentinização de rochas ultramáficas (peridotitos e komatiitos) como doador de elétrons (podem oxidar hidrogênio), para seus metabolismos energéticos. Elas estão divididas em três grupos principais: Autotróficos Facultativos (Quimiolitototróficos Facultativos), Bactérias Aeróbicas, e Bactérias Anaeróbicas (oxidantes de hidrogênio) (MICROSCOPE MASTER, 2024).

A seguir, características principais e alguns exemplos destes tipos de microrganismos quimiossintéticos.

5.1 AUTOTRÓFICOS FACULTATIVOS (QUIMILITOTOTRÓFICOS FACULTATIVOS)

Em comparação com outras bactérias oxidantes de hidrogênio, as autotróficas facultativas podem fixar dióxido de carbono. No entanto, eles também podem utilizar vários substratos orgânicos como fonte de energia. Devido à sua capacidade de utilizar fontes orgânicas e inorgânicas, estas espécies estão amplamente distribuídas na Natureza. Eles podem ser encontrados em ambientes aquáticos e terrestres, incluindo pântanos, campos de arroz, intestinos de alguns animais, solos, desertos, e também viver dentro de rochas. Coletivamente, essas bactérias também são conhecidas como bactérias Knallgas, que podem fixar dióxido de carbono através da oxidação do hidrogênio e usando oxigênio como acceptor terminal de elétrons.

Um dos autotróficos facultativos mais bem estudados é a bactéria *Aquaspirillum autotrophyum*, membro da família *Neisseriaceae*. Comumente encontrada em ambientes eutróficos de água doce (por exemplo, lagos eutróficos), a bactéria é caracterizada por uma morfologia em forma de bastonete e flagelos bipolares.

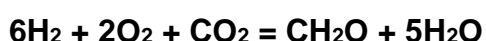
Outras bactérias que pertencem a este grupo incluem: *Firmicutes*, *Aquificales* e *Proteobacteria*.

Este grupo, bactérias Knallgas, compreende bactérias de diferentes unidades taxonômicas. Por esse motivo, apresentam características diversas em morfologia, ecologia e nutrição. Enquanto o filo *Firmicutes* consiste em membros Gram-positivos que estão envolvidos no metabolismo de carboidratos no intestino, as *Aquificales* são principalmente espécies Gram-negativas que podem ser encontradas em ambientes extremos/adversos, como fontes termais. As *Proteobacteria*, por outro lado, consistem em espécies Gram-negativas (patógenos e de vida livre).

Embora as bactérias Knallgas precisem de oxigênio como aceptor terminal de elétrons, a maioria das espécies cresce bem em condições micro aerófilas (MICROSCOPE MASTER, 2024).

Isto se deve em grande parte ao fato de que a enzima (conhecida como hidrogenase) necessária para a oxidação do hidrogênio é afetada/inibida pelo oxigênio.

Geralmente, a fixação de dióxido de carbono usando hidrogênio como doador de elétrons é representada da seguinte forma:



Este processo é comumente referido como reação de Knallgas.

A enzima envolvida neste processo é a hidrogenase. Existem dois tipos de enzima hidrogenase que incluem a hidrogenase citoplasmática específica de NAD (também conhecida como hidrogenase hidrogenase) e a hidrogenase ligada à membrana.

Alguns membros deste grupo contêm um tipo de enzima, enquanto outros contêm ambos. Para espécies que contêm os dois tipos de enzima, o hidrogênio é primeiro oxidado pela hidrogenase ligada à membrana. Os elétrons são então transportados através da cadeia de transporte de elétrons para as quinonas e citocromos.

A segunda enzima hidrogenase (hidrogenase citoplasmática) serve para gerar poder redutor (NADH) que é utilizado para fixar dióxido de carbono no ciclo de Calvin.

- ***Firmicutes***

O filo *Firmicutes* consiste em bactérias Gram-positivas. No entanto, algumas das espécies (p. ex., espécies *Pectinatus*) não conseguem reter a mancha primária (no teste Gram) devido à membrana externa porosa. Elas exibem variação significativa na morfologia, desde esférica (cocóides) até em forma de bastonete (reta ou curva). Elas também produzem esporos que lhes permitem sobreviver às condições ambientais adversas, altas temperaturas ou alta salinidade, também conhecidas por microrganismos “extremófilos” (MICROSCOPE MASTER, 2024).

Alguns dos gêneros deste grupo incluem: *Enterococcus*, *Ruminococcus*, *Bacillus*, *Clostridium* e *Paenibacillus*.

Membros do filo Firmicutes podem ser encontrados em ambientes terrestres, em plantas e no intestino de vários animais. Um bom número de espécies deste grupo contém Fe-hidrogenase, que é utilizada em condições micro aerófilas.

Na figura 11, vários esporos de microrganismos (bactérias) *Bacillus subtilis* do filo *Firmicutes*, do grupo Quimiolitotróficos Facultativos (que também podem viver dentro de rochas):

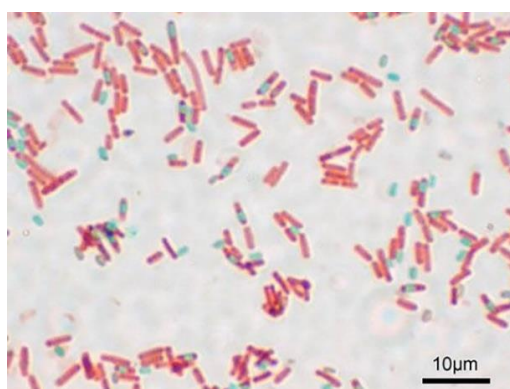


Figura 11: Imagem por microscópica óptica (magnificação = 1000x) da formação de esporos bacterianos de *Bacillus subtilis* (ATCC 6633); coloração: esporos (verde), vegetativos (vermelho) (Tambe, 2005).

- **Aquificales**

Aquificales é uma ordem de bactérias do filo *Aquificae*. Os membros deste grupo são bastonetes Gram-negativos extremófilos que crescem em áreas com uma faixa de temperatura entre 60 e 90 °C (em fontes termais, fontes termais oceânicas e piscinas de enxofre, etc.).

Algumas espécies deste grupo incluem: *Thermocrinis ruber*, *Calderobacterium Hydrogenophilum*, *Hydrogenobacter marinus* e *Thermocrinis minervae* (MICROSCOPE MASTER, 2024).

Membros do gênero *Aquifex* (p. ex., *Aquifex aeolicus*) são algumas das bactérias oxidantes de hidrogênio mais populares do grupo. Tal como as outras espécies oxidantes de hidrogênio, produzem hidrogenase (Hidrogenase I) que lhes permite fixar dióxido de carbono (quimiolitotóxicos) (MICROSCOPE MASTER, 2024).

- **Proteobacteria**

Proteobacteria é um grande filo de bactérias Gram-negativas. Alguns dos gêneros deste grupo incluem *Escherichia*, *Salmonella*, *Legionellales* e *Vibrio*, etc. Como mencionado, a maioria dos membros do grupo possui flagelos utilizados para movimento (bactérias peritricias). Por exemplo, as espécies de *Vibrio* são monótricas e, portanto, utilizam um único flagelo polar para movimento.

Outros não possuem flagelos e dependem do deslizamento para se deslocarem de um ponto a outro. Algumas das espécies (p. ex., alguns membros da classe *Alphaproteobacteria* como as espécies *Rhizobium*) são de vida livre.

Gammaproteobacteria, uma classe do filo *Proteobacteria*, é um exemplo de bactéria oxidante de hidrogênio. Comuns no ambiente marinho, essas bactérias demonstraram ser capazes de produzir a enzima hidrogenase (Fe hidrogenase) que é utilizada para a oxidação do hidrogênio (MICROSCOPE MASTER, 2024).

5.2 BACTÉRIAS AERÓBICAS OXIDANTES DE HIDROGÊNIO

Em comparação com as bactérias Knallgas (que fixam o dióxido de carbono), as bactérias aeróbicas oxidantes de hidrogênio utilizam hidrogênio sem fixar o dióxido de carbono. Aqui, entretanto, vale a pena notar que algumas das bactérias descritas como bactérias Knallgas são aeróbicas (precisam de oxigênio como aceitador de elétrons). Da mesma forma, nem todas as bactérias aeróbicas oxidantes de hidrogênio são bactérias Knallgas (MICROSCOPE MASTER, 2024).

Algumas das bactérias que utilizam hidrogênio sem fixar dióxido de carbono incluem as espécies: *Acetobacter* e *Azotobacter*.

- ***Acetobacter***

O gênero *Acetobacter* consiste em bactérias do ácido acético. Os membros deste grupo são caracterizados pela sua capacidade de converter etanol em ácido acético aerobicamente. Morfologicamente, as espécies de *Acetobacter* podem ser cocóides (ovóides) ou em forma de bastonete. As espécies em forma de bastonete são retas ou curvas (entre 1,0 e 4,0 um de comprimento).

Dependendo da espécie, podem ocorrer isoladamente ou formar cadeias curtas. Algumas das espécies se movem por meio de flagelos. Na Terra, as espécies de *Acetobacter* (*Acetobacter Hansenii*) estão amplamente distribuídas na vegetação e são responsáveis pelo apodrecimento de frutas como peras e maçãs.

Utilizando a hidrogenase, espécies como *Acetobacter peroxydans* podem absorver hidrogênio e utilizá-lo como doador de elétrons. A redução do peróxido de hidrogênio por esta bactéria também resulta na produção de hidrogênio que é utilizado para reduzir a quinona e o oxigênio (MICROSCOPE MASTER, 2024).

- ***Azotobacter***

Azotobacter é um gênero do filo *Proteobacteria*. Os membros deste grupo são organismos Gram-positivos que formam cistos de paredes espessas. Eles podem ter formato oval ou esférico (cocóides), variando de 2 a 10 µm de tamanho dependendo da espécie, e vivem principalmente livres no solo.

Espécies como *Azotobacter vinelandii* se movem por meio de flagelos. No entanto, essas estruturas geralmente são perdidas durante o encistamento. Embora sejam onipresentes na Natureza, as espécies de *Azotobacter* são comumente encontradas em habitats com pH neutro a fraco.

Exemplos de espécies deste grupo incluem: *Azotobacter vinelandii*, *Azotobacter salinestris*, *Azotobacter chroococcum*, *Azotobacter beijerinckii*.

Como algumas bactérias Knallgas, *Azotobacter vinelandii*, contém uma enzima hidrogenase ligada à membrana envolvida na oxidação reversível do hidrogênio molecular. Este hidrogênio é então reoxidado.

Em condições aeróbicas, a bactéria, utilizando a enzima, oxida o di-hidrogênio para produzir prótons e elétrons. Esses elétrons são então transportados, através da cadeia de transporte de elétrons, para o oxigênio, que atua como aceptor de elétrons.

Este processo também foi observado em bactérias do ácido acético. Aqui, entretanto, várias moléculas podem atuar como aceitadoras de hidrogênio na ausência de oxigênio (MICROSCOPE MASTER, 2024).

5.3 BACTÉRIAS ANAERÓBICAS OXIDANTES DE HIDROGÊNIO

Assim como as espécies aeróbicas, as bactérias que oxidam o hidrogênio anaerobicamente não fixam o dióxido de carbono .

Alguns dos membros mais populares deste grupo incluem: *Acetobacterium woodii* e *Clostridium acetivum*.

- ***Acetobacterium woodii***

Acetobacterium woodii é um membro do gênero *Acetobacterium*. Como as outras *Acetobacteria*, é um organismo Gram-positivo anaeróbico em forma de bastonete e não produz esporos. Pode ser encontrado em vários habitats, incluindo poeira atmosférica, sedimentos aquáticos e vários habitats no solo.

A bactéria produz a enzima hidrogenase. Aqui, entretanto, a utilização do hidrogênio ocorre de forma anaeróbica (MICROSCOPE MASTER, 2024).

- ***Clostridium acetivum***

Membro do gênero *Clostridium*, *Clostridium acetivum* é um organismo Gram-positivo encontrado em habitats anaeróbicos. Como alguns dos outros membros do gênero, *Clostridium acetivum* tem forma de bastonete e se move por meio de flagelos.

Quimioorganotrophicamente, *Clostridium acetivum* utiliza compostos como frutose e L-glutamato para crescimento. Contudo, também pode utilizar hidrogênio e dióxido de carbono para crescer em condições anaeróbicas; quimiolitotrophicamente (*i.e.*, dentro de rochas) (MICROSCOPE MASTER, 2024; autor, 2024).

6 MICROFÓSSEIS

Microfósseis são restos microscópicos de microrganismos. Os microrganismos podem ser células procarióticas dos domínios Bacteria ou *Archæa*, eucariontes unicelulares (protistas), eucariontes multicelulares inteiros ou partes de eucariotos multicelulares microscópicos. Os vírus podem ser incluídos, embora até agora existam poucos relatos sugerindo sua presença no registro fóssil (KYLE *et al.*, 2008). O tamanho de um microfóssil varia desde a menor célula viva (250 ± 50 nm constitui um limite de tamanho inferior razoável para a vida como a conhecemos (JAVAUX *et al.*, 2009), até tamanhos maiores que só são visíveis ao microscópio óptico, *e.g.*, ~ 300 μ m. Os microfósseis são uma característica comum do registro geológico, desde o Pré-cambriano até o Holoceno. São mais comuns em depósitos de ambientes marinhos, mas também ocorrem em água salobra, água doce e depósitos sedimentares terrestres.

Os microrganismos podem produzir biominerais que eventualmente facilitam a sua preservação, tais como carbonatos de cálcio precipitados em bainhas de cianobactérias (ou seja, envelopes polissacarídeos fibrosos que se formam fora da parede celular), fosfato de cálcio de conodontes,. Neste caso, a composição mineral da parede do microfóssil é primária. Alternativamente, a composição mineral pode ser secundária, em que as paredes ou invólucros carbonáceos ou minerais originais, neste caso, sendo parcial ou completamente substituídas por outros minerais. Estes minerais como pirita, óxidos de ferro, sílica, calcita e fosfato podem formar impressões ou moldes de micro restos durante a diagênese, após dissolução ou permineralização da estrutura original (JAVAUX *et al.*, 2009).

Um problema-chave encontrado no estudo de microfósseis é que morfologias relativamente complexas podem ser produzidas por processos puramente abióticos (GARCIA-RUIZ *et al.*, 2003) e podem, assim, dificultar a sua identificação.

Produtos abióticos conhecidos que podem imitar morfologias ou químicas da vida incluem: inclusões fluidas, formas filamentosas carbonáceas resultantes da migração de matéria orgânica (com fracionamento isotópico de carbono

semelhante a padrões de vida) em torno de moldes minerais em ambientes hidrotérmicos (BRASIER *et al.*, 2005; BRASIER *et al.*, 2006), agregados de esferas e bastões de sílica em águas ricas em sílica de fontes hidrotermais, migração de materiais carbonáceos ao longo de microfraturas (VAN ZUILEN *et al.*, 2007) ou em torno de esferas de sílica formadas em água saturada de sílica (estas têm menos de 5 μm de diâmetro e são formadas em condições hidrotérmicas (JEHLICKA *et al.*, 2003; JAVAUX *et al.*, 2009).

Experimentos de laboratório são fundamentais para se procurar por possíveis características específicas (se houver) que possam ser utilizadas para discriminar objetos abióticos de biológicos. Por mais detalhadas que sejam as observações da morfologia dos septos “celulares”, a morfologia e a distribuição da população “biótica” na rocha podem alertar o pesquisador, pois microfósseis reais muito provavelmente não seriam encontrados em sedimentos siliciclásticos (pela ausência de compostos de carbono – elemento químico essencial à vida como a conhecemos na Terra) de granulação fina, onde os filamentos são preservados como objetos carbonáceos achatados em duas dimensões (JAVAUX *et al.*, 2009).

Vários critérios têm sido propostos na literatura para testar a biogenicidade de microestruturas preservadas tridimensionalmente em sílex ou carbonatos silicificados (HOFMANN, 1976; SCHOPF *et al.*, 1983; BUICK, 1990; WESTALL *et al.*, 2003; HOFMANN, 2004; BRASIER, 2005; SCHOPF, 2006; SCHOPF *et al.*, 2006; SCHOPF *et al.*, 2007; SUGITANI *et al.*, 2007; BOTTA *et al.*, 2008). A maioria deles sublinha a importância de comprovar a endogenicidade e a biogenicidade das microestruturas em questão em um contexto geológico bem caracterizado (JAVAUX *et al.*, 2009). Explicamos brevemente esses critérios abaixo:

6.1 CONTEXTO GEOLÓGICO

O primeiro passo para o reconhecimento de vestígios de vida passada é a determinação das condições paleoambientais de preservação. As amostras

deverão provir de rochas de procedência conhecida, de idade estabelecida e que demonstrem extensão geográfica. Além disso, os possíveis vestígios devem ocorrer num contexto geológico plausível para a vida: estes critérios aplicam-se principalmente a ambientes sedimentares. Tem sido tradicionalmente inferido que as rochas magmáticas e metamórficas não eram apropriadas para a busca de fósseis, pois as primeiras se formam em condições incompatíveis com a vida e as últimas experimentaram condições de temperatura e pressão que poderiam ter apagado qualquer vestígio de vida. No entanto, estudos recentes sugeriram que mesmo os basaltos podem ser alterados pela vida (TORSVIK *et al.*, 1998) e pode reter vestígios desta bioatividade, embora ainda haja alguma discussão (FURNES *et al.*, 2001; FURNES *et al.*, 2004; BENZERARA *et al.*, 2006; FURNES *et al.*, 2007). Além disso, foi demonstrado que fósseis de esporos de plantas poderiam ser muito bem preservados em rochas que sofreram metamorfismo de alto grau, ~ 14 kbar e 360 °C, ou seja, em um soterramento de ~ 35 km (BERNARD *et al.*, 2007; JAVAUX *et al.*, 2009).

Sobre a serpentinização de peridotitos (rochas ultramáficas), a fase peridotítica original não contém microfósseis (fundição abissal sugerindo temperaturas entre 1300 °C e 1450 °C). Observa-se que a matéria orgânica que compreende a matéria permineralizada (“petrificada”) dos microfósseis degradam-se muito com a alta temperatura (as proteínas, por exemplo, desnaturam a > 120 °C) (SCHOPF, 2020).

Assim, numa primeira aproximação, a possível preservação de microfósseis dependerá do tipo de serpentina amostrada. Não haverá microfósseis na fase ortocrisotila (aquecida a ~ 200 °C – 120°C), quase certamente não na fase lagardita e “serpentina poligonal” (faixa de ~ 120 °C – 80°C), mas é possível na fase clinochrysotila–lizardita da serpentinização (< ~ 100 °C) (SCHOPF, 2020).

Estudos recentes (IVARSSON *et al.*, 2017) demonstram a existência de microfósseis filamentosos preservados em carbonatos anexados à rochas ultramáficas (peridotitos), subsuperficiais, Oceano Atlântico norte, assim estendendo um pouco o contexto geológico em que podem ser encontrados.

6.2 CRITÉRIOS PARA ENDOGENICIDADE

Rochas, mesmo presentes em profundidade, podem ser colonizadas secundariamente por microrganismos recentes através de fraturas, por exemplo. É, portanto, importante mostrar que os microfósseis são claramente endógenos à rocha (sem serem contaminantes), *i.e.*, encerrados nos minerais que compõem a rocha ou entre os grãos antes da cimentação da rocha. Eles devem ser observados em seções finas cortadas na rocha perpendicularmente à estratificação. Se os microfósseis tiverem paredes orgânicas e forem preservados em duas dimensões em siliciclásticos de granulação fina, após a sedimentação com outras partículas finas, seções finas adicionais paralelas à estratificação irão mostrá-los mais claramente (em seções transversais, eles aparecem em microscopia óptica como filamentos ou faixas finas marrom–pretas). O uso repetido de técnicas analíticas *in situ* para estudar microfósseis em amostras de rochas permite verificar se esses objetos não resultam de contaminação/artefatos produzidos durante a coleta ou preparação da amostra (JAVAUX *et al.*, 2009).

A endogenicidade, entretanto, não é suficiente para determinar se o objeto observado é um microfóssil. Na verdade, alguns microrganismos, chamados microrganismos endolíticos, podem penetrar nas rochas e viver no seu interior. Eles foram, em particular, abundantemente documentados em depósitos carbonáticos e estromatólitos (COCKELL *et al.*, 2008). Consequentemente, pode-se potencialmente encontrar um micróbio mais jovem do que sua rocha hospedeira (JAVAUX *et al.*, 2009).

6.3 CRITÉRIOS PARA BIOGENICIDADE

Como mencionado acima, os processos abióticos podem formar morfologias relativamente complexas semelhantes às produzidas pela vida. Além da

morfologia, alguns critérios foram propostos na literatura (CADY *et al.*, 2003). As microestruturas devem ser relativamente abundantes (uma população, como aleatoriamente ou não distribuídos em pequenos ou grandes grupos), ter uma morfologia biológica (comparável àquela exibida por microrganismos modernos ou fósseis bem documentados de sucessões mais jovens) e ter faixas de tamanho biológico (maiores que os menores microrganismos de vida livre existentes ($> 0,01 \mu\text{m}^3$) (JAVAUX *et al.*, 2009).

Microestruturas mineralizadas devem exibir morfologias relativamente complexas, e idealmente deve mostrar uma parede celular carbonácea estruturalmente distinta. Microestruturas de paredes orgânicas podem mostrar lúmen celular (cavidades celulares originalmente cheias de citoplasma), embora isto seja difícil de observar em espécimes achatados em seções finas através de lama compactada ou lodo, mas é mais facilmente visto em microfósseis preservados em 3-D. Devem apresentar evidências de degradação tafonômica (IVARSSON, 2024), como finas dobras concêntricas, dobras em si mesmas, ou dobras lanceoladas (afinamentos ou encurtamentos das porções terminais das células (SCHOPF, 2024)), e, se preservados em sedimentos de granulação fina, achatamento em duas dimensões, demonstrando a flexibilidade da parede celular original (JAVAUX *et al.*, 2009), e inchaços e ramificações (IVARSSON *et al.*, 2017).

A figura 12 mostra como exemplo alguns microfósseis reais bem documentados (SCHOPF, 1999 e 2024).

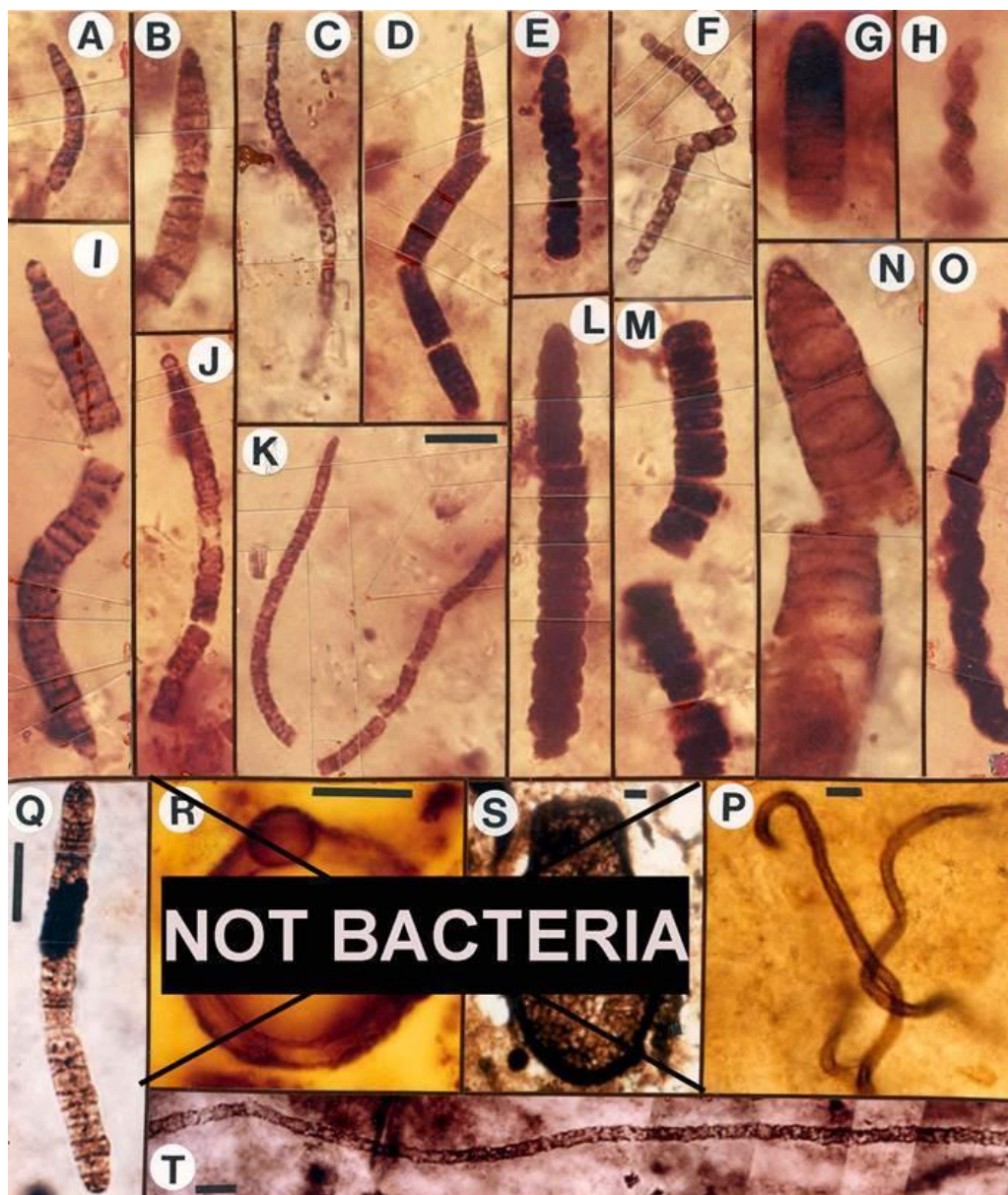


PLATE 1 In: Schopf, J. W., 1999, *Cradle of Life, The Discovery of Earth's Earliest Fossils* (Princeton University Press: Princeton, NJ), 367 pp.

Figura 12: Imagens por microscopia ótica de microfósseis. Bactérias microfossilizadas (petrificadas) em sílex. As cianobactérias filamentosas são abundantes em estromatólitos em Barney Creek (1.5 Ga) (Q), Bitter Springs (850 Ma) (A – P) e na Dolomita Skilloalee (770 Ma) (T), na Austrália. Microrganismos: *Cephalophytarion* (A, B, I, J); *Cyanonema* (C, K); *Caudiculophycus* (D); *Filiconstrictosus* (E, L); *Veteronostocale* (F); *Palæolyngbya* (G); *Heliconema* (H, O); *Oscillatorioopsis* (M, Q); *Obconicophycus* (N); *Eomycetopsis* (P); e um tricoma sem nome. Como os filamentos microfossilizados são tridimensionais e sinuosos, a maioria é mostrada em fotografias compostas. As barras de escala representam 10 µm, e a barra em (K) mostra a ampliação de (A – O) (SCHOPF, 1999 e 2024).

Tradução: em baixo – “plate; in” = “placa; em”.

Várias técnicas fornecem informações importantes sobre a composição de partículas carbonáceas possivelmente biogênica, por exemplo, microespectroscopia Raman e razão isotópica de carbono e oxigênio (JEHLICKA *et al.*, 2003; GALIMOV, 2006).

A biogenicidade das microestruturas é ainda reforçada pela observação da sua distribuição na rocha e do comportamento fossilizado: orientação e distribuição causada pela mobilidade e interação com o ambiente, presença de pigmentação nas superfícies das colônias e divisão celular (BUICK, 1990; KNOLL *et al.*, 1992; LEE *et al.*, 1999; HOFMANN, 2004; JAVAUX *et al.*, 2009).

Assim, resumindo, para se minimamente identificar candidatos a possíveis microfósseis, diferenciando-os de microestruturas abióticas, é importante utilizar todas as técnicas experimentais disponíveis, e também notar, como um todo somado, as seguintes características (como em um “*checklist*”) –

- As amostras virem de contextos geológicos conhecidos e plausíveis à vida;
- As microestruturas serem claramente endógenas às rochas;
- Os “microfósseis” terem uma morfologia geral compatível com microfósseis documentados, com formas cocóides, de bastonetes, ou filamentos;
- Terem cor marrom-clara, ou marrom-escura carbonácea, ou preta;
- As microestruturas devem apresentar evidências de dobras e afinamentos/encurtamentos, inchaços ou ramificações;
- Os “microfósseis” terem evidência de celularidade (septos) e paredes orgânicas identificáveis e preservadas;
- Terem dimensões aproximadas entre ~ 0,1 μm e ~ 300 μm ;
- Demonstrarem orientação e distribuição causada pela mobilidade e interação com o ambiente, sendo agrupados em pequenos ou maiores grupos;
- Terem razões isotópicas de carbono e oxigênio compatível com carbonatos;
- E a micro espectroscopia Raman demonstrar a presença inconfundível de moléculas orgânicas (C, H, O, N), também pela banda D, de grupos funcionais associados às biomoléculas (e.g., aminoácidos, lipídios).

Considerando a rocha hospedeira como ultramáfica e a geoquímica do ambiente caracterizada pela serpentinização, a maioria dos microrganismos pertenceriam a uma biosfera dependente de H₂. E com algumas exceções, a maioria das bactérias e archæobactérias envolvidas no ciclo do hidrogênio não formam filamentos, mas cocóides ou células alongadas em forma de bastonete (IVARSSON *et al.*, 2017).

Mais estudos são fundamentais para se investigar a gama de processos abióticos que imitam as propriedades da vida, para definir traços inequívocos de vida para a paleobiologia (JAVAUX *et al.*, 2009). E necessita-se a caracterização de bioassinaturas (traços de vida microfossilizada ou existente), e também requer protocolos mais certos para a busca de vida fora da Terra, por exemplo, a astrobiologia do planeta Marte, e em outros locais no Sistema Solar (TELES, 2015).

A vida, como a conhecemos no planeta Terra, quando há tempo suficiente, e condições energéticas, físico-bio-químicas e geológicas disponíveis e aproveitáveis para a replicação molecular e suas vias metabólicas, ela consegue subsistir, se adaptar, evoluir, existir em novos habitats minimamente propícios à sua manutenção (microrganismos extremófilos), alterar estes habitats, e também é gregária, *i.e.*, a vida está, em pequenos ou grandes grupos, temporal e espacialmente associados biologicamente entre si.

7 PLANETA MARTE

As amostras de rochas marcianas analisadas são de meteoritos e de rochas *in situ*.

7.1 INTRODUÇÃO À GEOLOGIA DE 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, 2024).

Alguma atividade geológica ainda ocorre no planeta. O Athabasca Valles apresenta vestígios de derramamento de lava de 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, 2024).

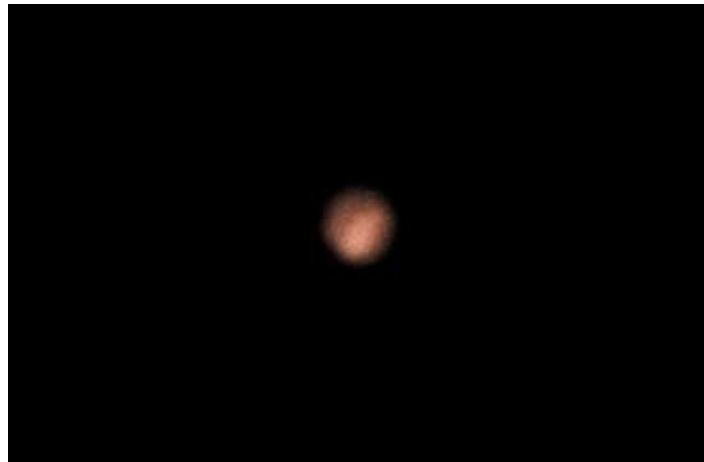


Figura 13: Planeta Marte visto por aparelho telescópico (fotografia pelo autor, 2018).



Figura 14: Planeta Marte visto pelo Hubble Space Telescope mostrando sua superfície desértica e regiões de água e dióxido de carbono congelados (NASA, 2017).

Os dados geoquímicos (publicados na literatura) obtidos por sondas 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 dos dois reservatórios distintos utilizados pelos magmas que criaram os meteoritos marcianos shergottites:

Tabela 1: Relações de elementos de terras raras (ETR) em reservatórios enriquecidos e depletados de Marte (Taylor, 2004).

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

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 espectrômetro 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 que se comportam como elementos de terras raras) em comparação com meteoritos marcianos (NASA, 2024). 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, 2013).

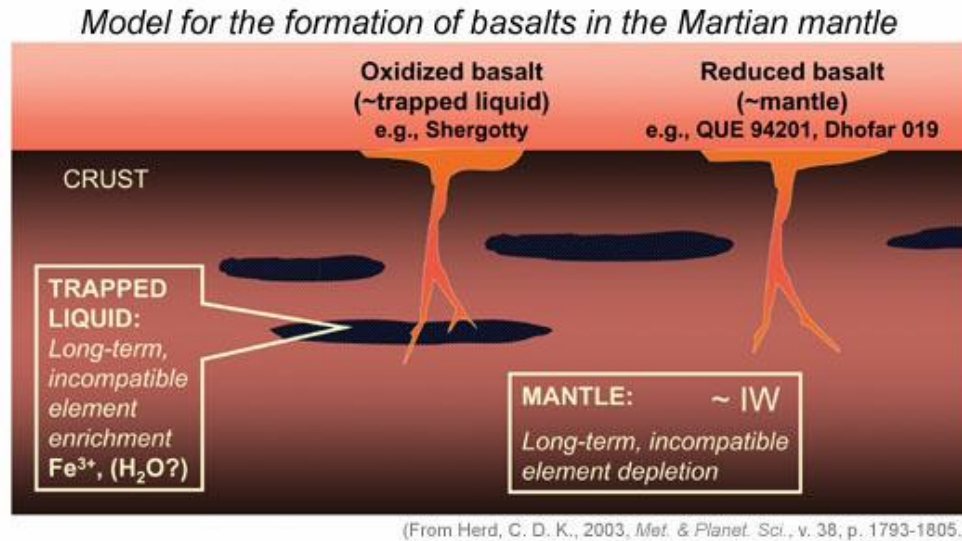


Figura 15: Modelo para a formação de shergottite (e basaltos marcianos em geral) no manto marciano (Herd, 2003).

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 15, 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).

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).

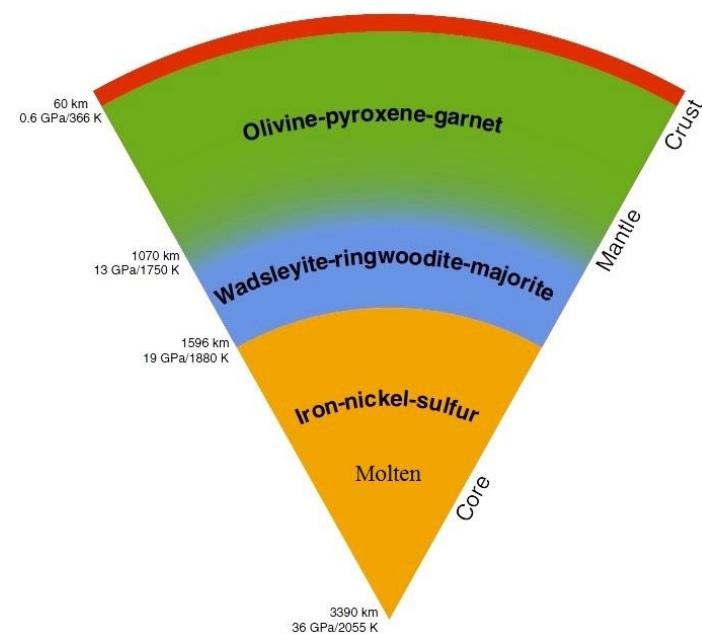


Figura 16: Um diagrama provável da estrutura interior de Marte, baseada em modelos teóricos e experimentos de laboratório (Hoolst *et al.*, 2014).

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

Na figura 16, 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).

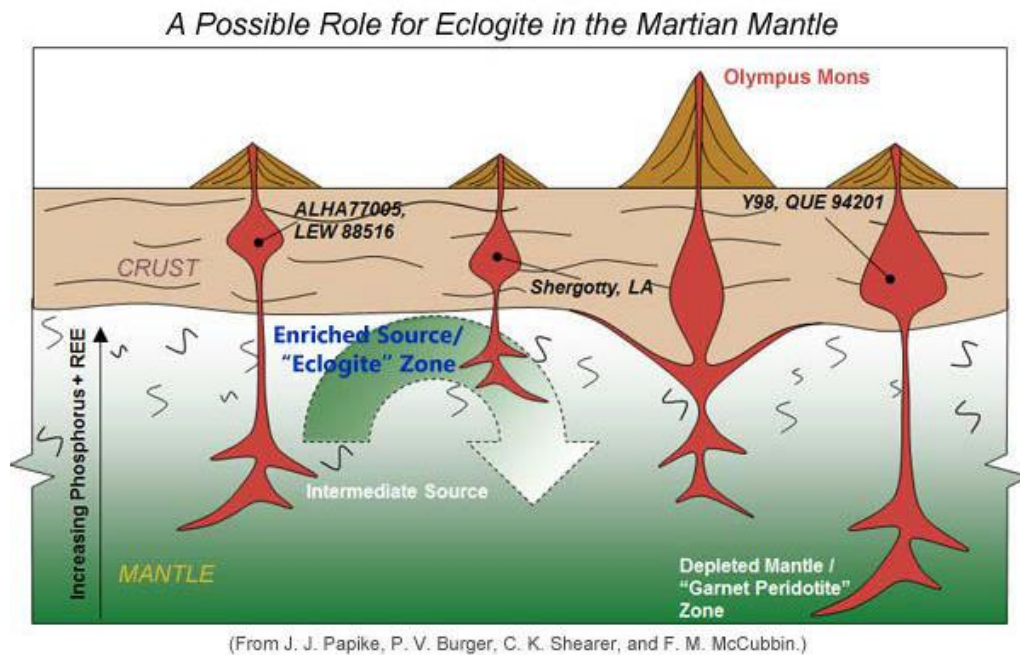


Figura 17: Modelo dinâmico para o manto marciano (Taylor *et al.*, 2012).

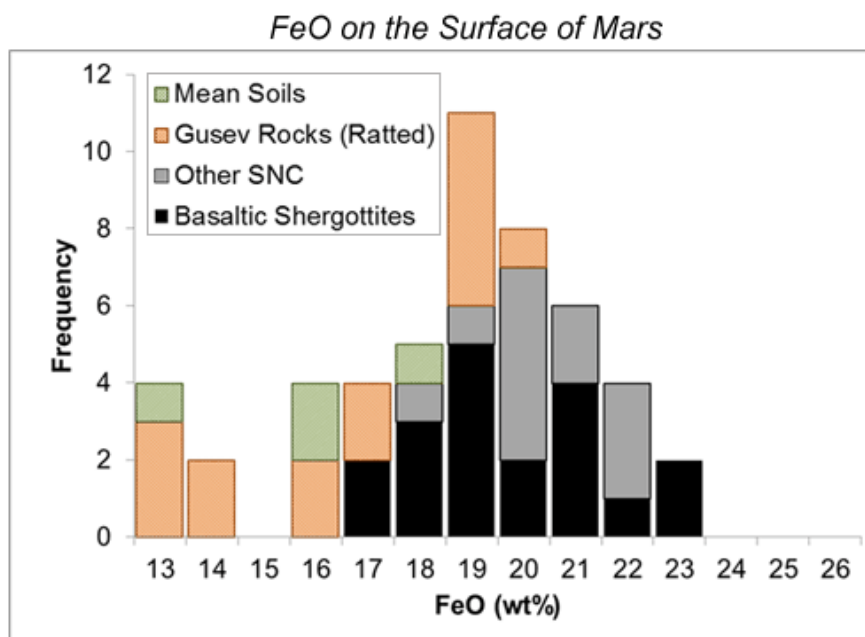
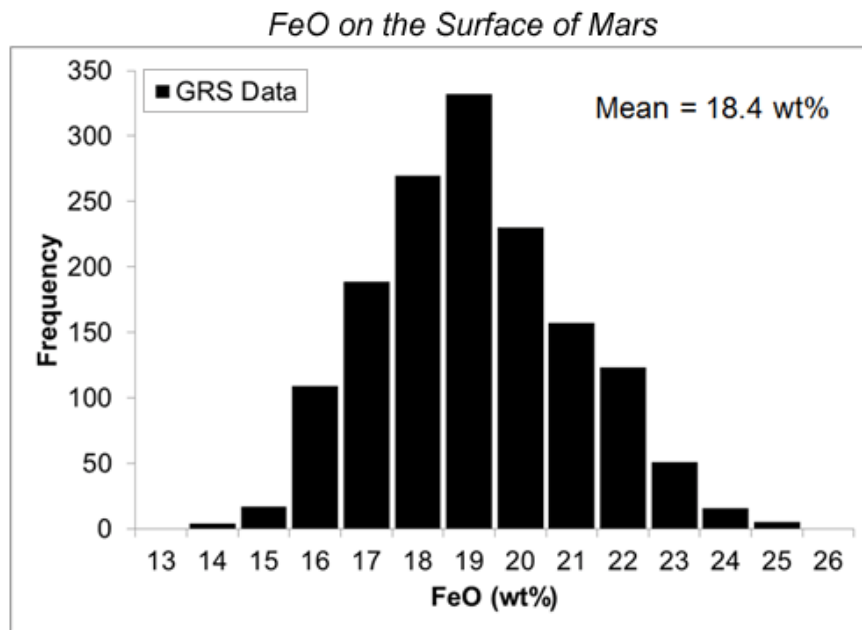
Tradução: em cima – “*a possible role for eclogite in the Martian mantle*” = “uma possível função para o eclogito no manto marciano”; eixo vertical – “*increasing phosphorus; REE*” = “aumento de fósforo; ETR”; dentro da figura – “*olympus mons; crust; mantle; enriched source; zone; intermediate source;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

Na figura 17, 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 eclogito. Os nomes dos meteoritos são mostrados em preto.

Os detalhes da criação primária das diversas fontes de shergottite e sua subsequente fusão são obscuros. 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, 2013).

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.

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, 2024), 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 18 e 19). Os dados de GRS, por exemplo, mostram que cada região com 500 km é mais rica em FeO do que em 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, 2013). 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 18 e 19: Concentrações de FeO na superfície de Marte (Taylor, 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 18) e de meteoritos e de robôs na superfície do planeta (figura 19). 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 (NASA, 2024).

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. 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, 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, 2013).

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, 2013).

Um dos compostos voláteis mais interessantes é a H_2O . Ela afeta as temperaturas de fusão e seu transporte para a superfície pode causar alterações nos ambientes (rios, lagos e oceanos) em que a vida pode se formar. O conteúdo de água em meteoritos marcianos indica que a H_2O interior é aproximadamente o mesmo 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 H_2O . A sobreposição nas concentrações de H_2O , 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 4,5 bilhões de anos atrás (TAYLOR, 2013).

Uma incerteza fundamental é que os meteoritos marcianos não são representativos da variedade completa ou 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, 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 sofreram 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, 2013).

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 20). 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, 2013; NASA, 2024).

Sobre as amostras de Marte, a maior parte dos meteoritos analisados é de origem basáltica, enquanto alguns – shergottites lherzólíticos – são peridotitos. Os shergottites lherzólíticos 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).

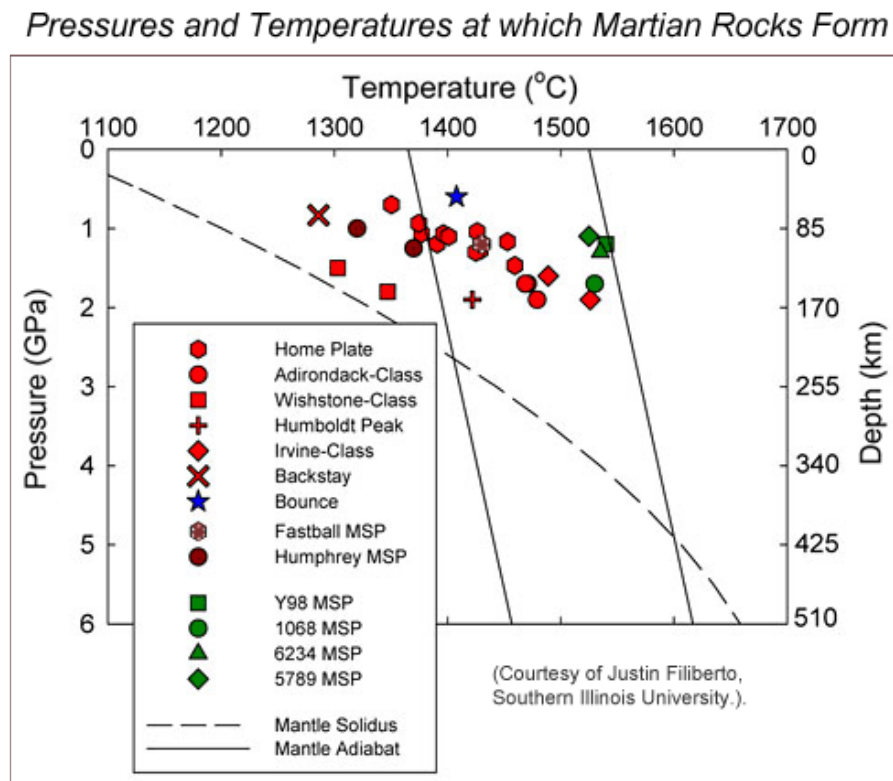


Figura 20: Pressões experimentais e calculadas (profundidades, eixo vertical da direita) e temperaturas em que as rochas marcianas se formaram (Filiberto, 2011).

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 20, 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, 2013).

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, 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, obscurecendo ainda mais nossa visão 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, 2013; NASA, 2024).

Os interiores planetários não são pilhas estagnadas de rochas quentes. Pequenas diferenças de densidade (geralmente impulsionadas por pequenas diferenças de temperatura) fazem com que as regiões flutuantes 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 modelaram a convecção dentro da Terra e de Marte (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.

Estas 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, 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, 2013).

7.2 METEORITOS MARCIANOS

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.



Figura 21: Fotografia feita pelo rover robô Curiosity na superfície do planeta Marte (NASA, 2017).



Figura 22: Rochas na superfície do planeta Marte (Curiosity rover, NASA, 2016).

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 (algumas são peridotitos) máficas e ultramáficas do planeta. Uma quantidade das rochas ejetadas foi para a Terra; sendo encontradas cerca de 60 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, 2024). 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 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 formam como 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 25, 26 e 27). 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 combinado 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 superficiais espessos ou magma solidificado que resfriou em diques abaixo da superfície. Os shergottites são rochas ígneas de 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 plagioclásio 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 que são 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 a 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 23: 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).

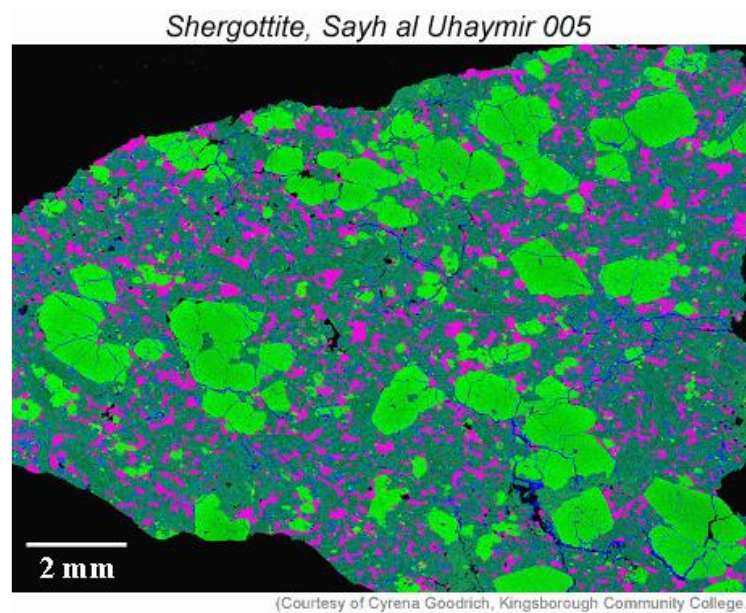


Figura 24: Amostra polida de um shergottite, Sayh al Uhaymir 005, encontrado em Omã (Goodrich, 2003).

A imagem da figura 24 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 lherzólíticos (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. Nakhrites (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 de duas maneiras: a primeira foi investigar os isótopos de rubídio (Rb) e estrôncio (Sr) (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 (fO_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.

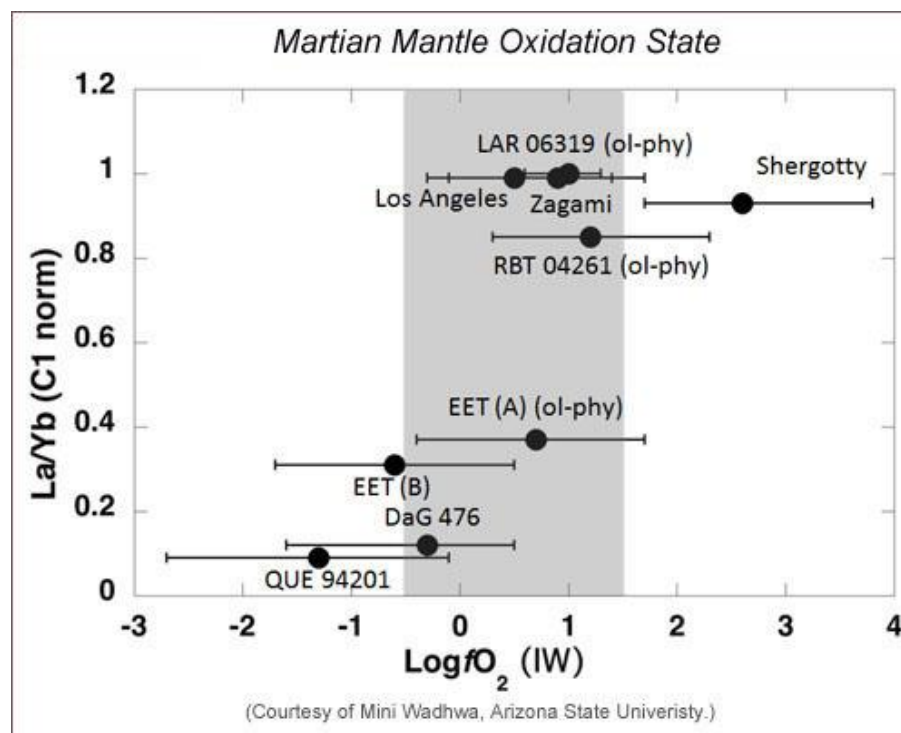


Figura 25: Diagrama de dados para uma variedade de meteoritos marcianos shergottites (Wadhwa, 2001).

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

A figura 25 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.

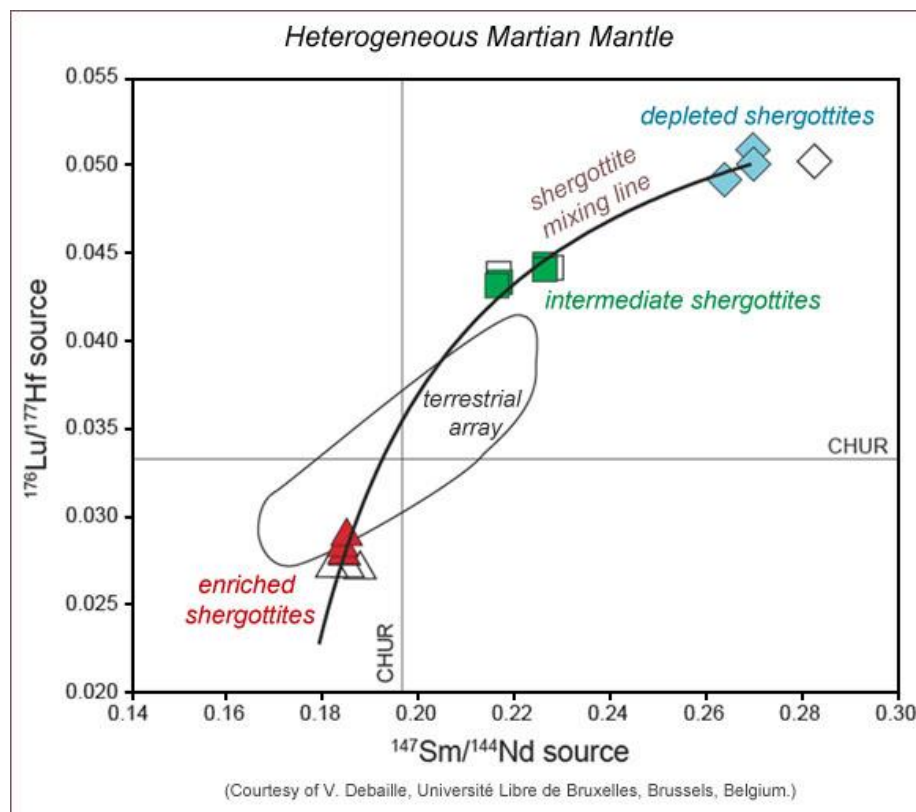


Figura 26: Gráfico mostrando variações nas composições isotópicas das regiões do manto de Marte (chamadas "regiões fonte") nas quais diferentes meteoritos marcianos shergottites se formaram (Debaille, 2012).

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 26, 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.

Medições isotópicas dos produtos do decaimento radioativo mostram que as diversas regiões-fonte de shergottite 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, 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 27) 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) caem 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).

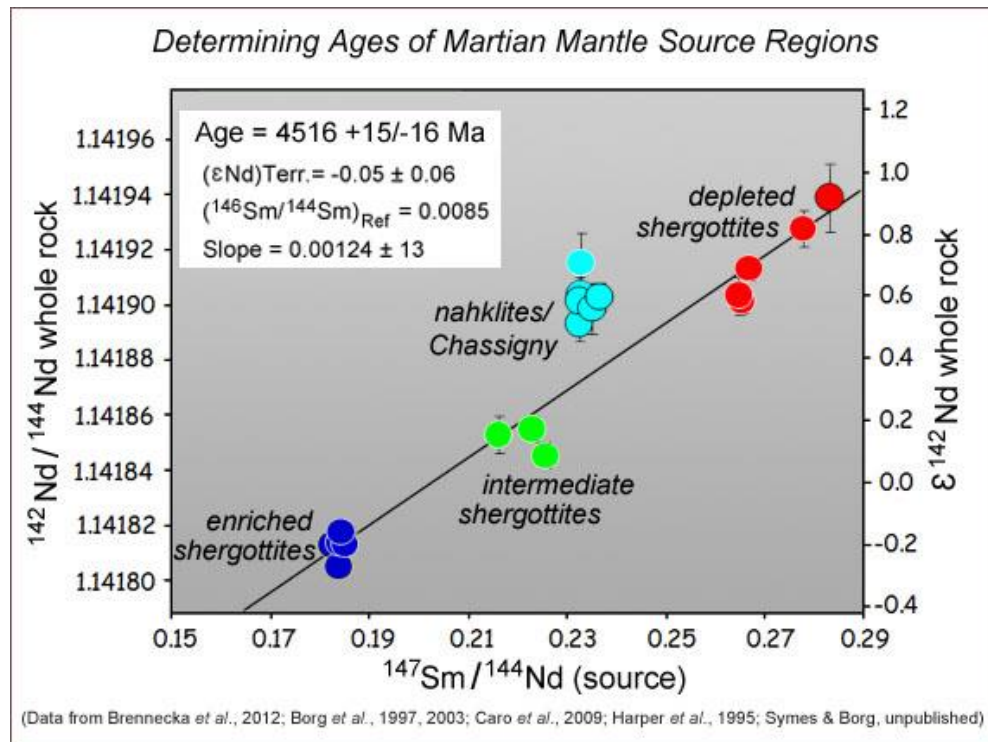


Figura 27: Neste diagrama todos os dados são composições isotópicas de análises de rochas marcianas inteiras de shergottites (círculos azul, verde e vermelho) e nakhlites (círculos turquesa) (Taylor *et al.*, 2012).

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 27, 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.

8 PLANETA TERRA

As amostras de rochas ultramáficas terrestres analisadas são de São Pedro e São Paulo, Gorgona e Tortugal.

8.1 ARQUIPÉLAGO DE SÃO PEDRO E SÃO PAULO (ASPSP)

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 520 km do arquipélago de Fernando de Noronha e 1.100 km a partir de Natal, no estado do Rio Grande do Norte.

A rocha exposta é peridotito e peridotito serpentizado, sendo a única exposição mundial do manto abissal acima (~ 18 m) 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 (figura 28) (MOTOKI *et al.*, 2009; SICHEL *et al.*, 2012).

Este movimento tectônico é causado pela compressão do segmento norte da dorsal oceânica em cima da transformante de ASPSP, 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 ASPSP, e que foram soergidas 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 ASPSP, por sobre a transformante de ASPSP foi devido a um aumento do magma proveniente da anomalia geotérmica de Serra Leoa. O soerguimento contínuo de ASPSP, 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” (figura 28) (CAMPOS *et al.*, 2005; MOTOKI *et al.*, 2009).

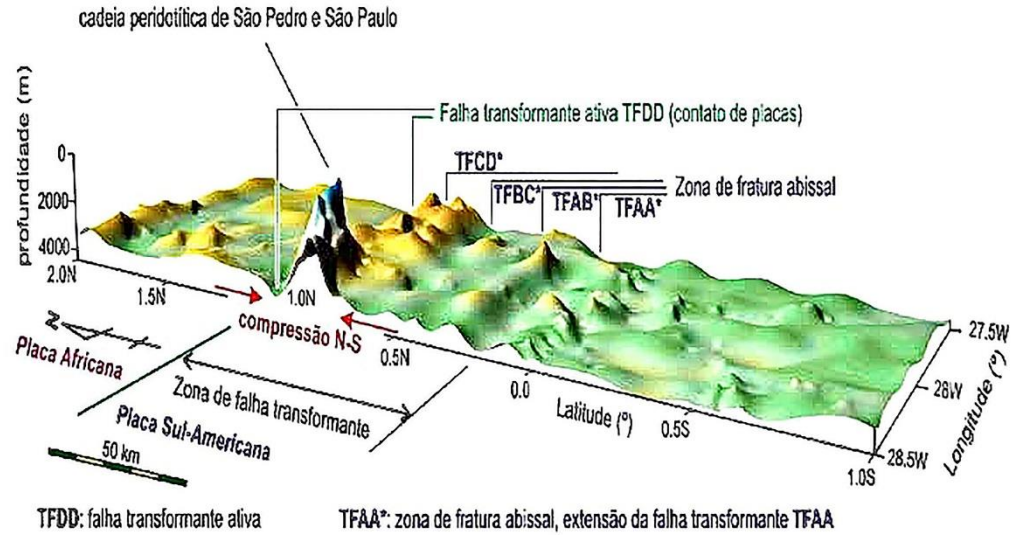


Figura 28: Soergimento das rochas mantélicas peridotíticas do arquipélago de São Pedro e São Paulo, Oceano Atlântico, na falha transformante (Motoki *et al.*, 2009).

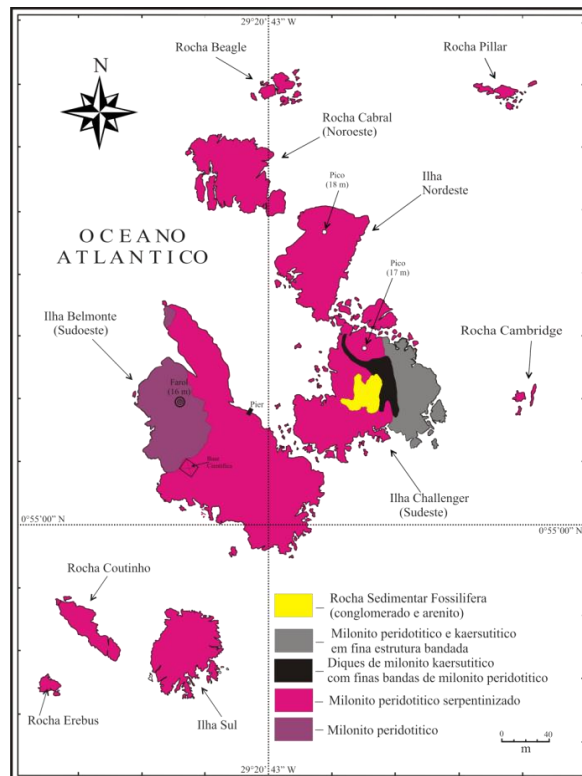


Figura 29: Mapa geológico do Arquipélago de São Pedro e São Paulo (Campos *et al.*, 2003).



Figura 30: Arquipélago de São Pedro e São Paulo, Oceano Atlântico (Seale, 2008).

8.2 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 e picritos de Gorgona contiverem teores de água superiores aos esperados, isso terá implicações importantes para muitos dos modelos e conclusões (VIDITO, 2014).

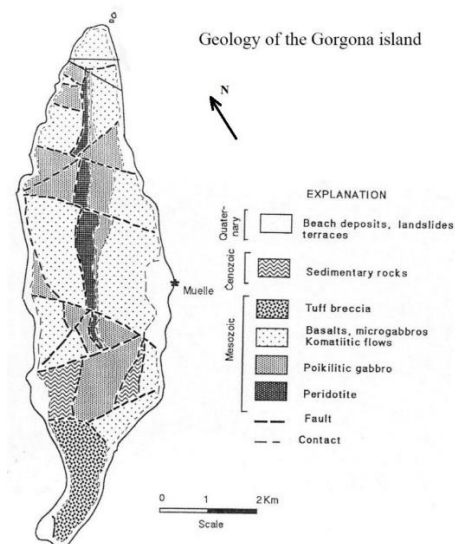


Figura 31: Mapa geológico da ilha Gorgona (Révillon *et al.*, 2000).

Tradução: em cima – “*geology of the gorgona island*” = “geologia da ilha 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”.



Figura 32: Ilha Gorgona (Colômbia) (*Colectivo Unidos por Gorgona*, 2017).

8.3 TORTUGAL (COSTA RICA)

Tortugal é um município em uma grande província (de mesmo nome) contendo *villas*, e está situado na região do Golfo de Nicoya, na parte central da costa do Oceano Pacífico, na Costa Rica.

A Costa Rica faz parte de um arco intraoceânico entre os oceanos Pacífico e Caribe. O Complexo Ofiolito Nicoya–Tortugal está localizado ao longo de sua fronteira com o Pacífico e é composto por crosta oceânica formada por cristas que sofreram forte estresse compressivo durante o final do período Santoniano. A principal componente desta tensão compressiva foi direcionada de leste a oeste. A partir desta época, o complexo estava situado entre uma placa subdutora e um arco vulcânico. Da Campânia até o Eoceno Médio, a zona era ondulada e estava à grande profundidade abaixo do nível do mar. Durante a época Eoceno–Oligoceno, uma nova tensão tectônica afetou a área, produzindo dobramento aberto com

empurrão para cima no complexo do ofiolito e dobramento por empurrão da série de rochas sobrejacentes. Como resultado do espessamento da crosta durante esta fase tectônica, a área foi soerguida. Essas ondulações são atribuídas à compressão da subducção da Placa Coco, a oeste da área (KUIJPERS, 1980).

O complexo ígneo de Tortugal (figura 33) é constituído por uma unidade basal picrítica – komatítica, intrudida por diques basálticos alcalinos e uma unidade superior constituída por lava toleítica e gabro. A natureza do contato entre essas unidades é desconhecida (ALVARADO *et al.*, 1997). Sedimentos litorâneos discordantes da formação Barbudal da Campânia tardia (74 – 71 Ma) (SEYFRIED *et al.*, 1985) fornecem uma idade mínima para o complexo magmático (HAUFF *et al.*, 2000).

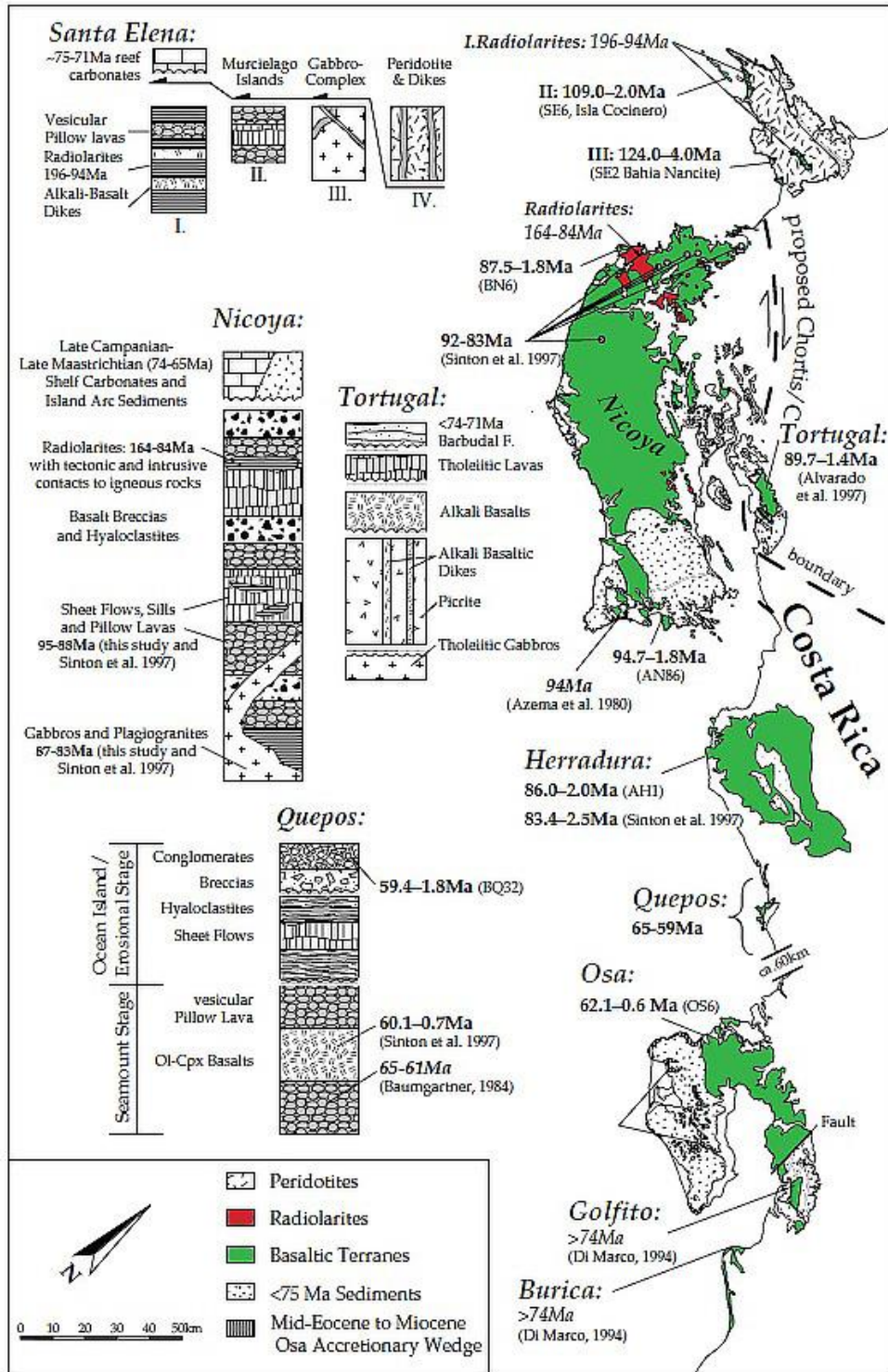


Figura 33: Mapa geológico ao longo da costa do Pacífico da Costa Rica, mostrando as regiões de Santa Elena, Nicoya, Tortugal, Herradura, Quepos, etc. (Hauff et al., 2000).

Na figura 33, mostram-se complexos ígneos básicos ao longo da costa do Pacífico da Costa Rica e colunas lito estratigráficas inferidas. As relações estruturais para a Península de Santa Elena estão mostradas (ASTORGA, 1997). As datas de idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ do embasamento ígneo estão em negrito (ALVARADO *et al.*, 1997). As idades bioestratigráficas dos fósseis de sedimentos *intrapillow* estão em negrito e itálico. Outras idades bioestratigráficas (em itálico) são principalmente de microrganismos radiolários e são, muitas vezes, consideravelmente mais antigas que as idades radiométricas das rochas ígneas e intrudidas (HAUFF *et al.*, 2000).

Komatiitos foram relatados pela primeira vez na parte norte do Golfo de Nicoya, Costa Rica (ALVARADO *et al.*, 1997). Essas rochas (plagioclásio), datadas em $89,7 \pm 1,4$ Ma (Turoniano) pelos métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (que está dentro da faixa etária relatada em Nicoya e Herradura), ocorrem como um corpo grande e alongado (14 km de comprimento, 1,5 km de largura), direcionado de norte a oeste em 60° , no Complexo ofiolítico de Nicoya–Tortugal. Rochas ultramáficas e alcalinas, entretanto, não foram relatadas em Nicoya. Estas lavas têm proporções altas de MgO (26% – 29%), Ni e Cr, também têm proporções altas de $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,98% – 1,08%), moderadas de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (5,55% – 8,44%), e estão esgotadas em Al_2O_3 (4% – 5,5%), K_2O (0,02% – 0,37%) e TiO_2 (0,59% – 0,9%). Embora estas lavas sejam cumuladas, a sua composição geoquímica indica uma origem a partir de um magma komatítico primário, com uma temperatura de fusão de 1700°C a uma profundidade de 150 km. Semelhanças na petrologia e idade (88 – 90 Ma) das rochas vulcânicas máficas e ultramáficas de Gorgona, Curaçao e Nicoya–Tortugal, sugerem que essas rochas tiveram uma origem comum. Estas ocorrências sugerem um único centro de *hotspot* sobre uma grande área da região Mesozóica do Caribe e do Pacífico Oriental devido a uma grande anomalia térmica no manto, como uma pluma mantélica convectiva muito quente e ascendente. Desta grande pluma surgiu a *Caribbean Large Igneous Province* (CLIP) das Galápagos (figura 34) (ALVARADO, *et al.*, 1997; TRELA, *et al.*, 2017)).

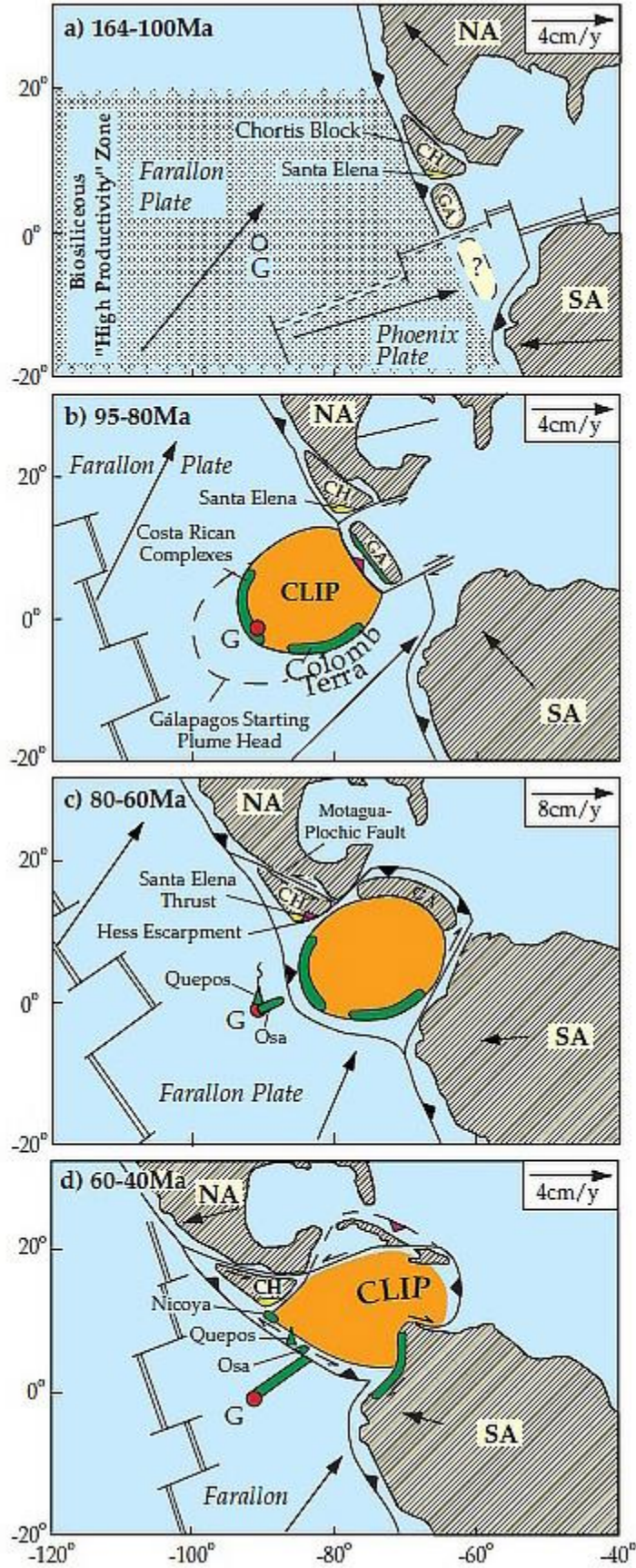


Figura 34: Evolução geológica da CLIP (Hauff *et al.*, 2000).

Na figura 34 (com traduções abaixo), mostra-se a evolução geodinâmica (a uma velocidade média de ~ 4 cm/ano) da América Central com base na idade e geoquímica de complexos ígneos no oeste da Costa Rica e reconstruções das placas tectônicas. (a) Durante o Jurássico Superior até meados do Cretáceo ocorreu a abertura do Mar Proto–Caribenho com o Arco das Grandes Antilhas (GA) e o bloco Chortis (CH em sua margem ocidental). Os microrganismos radiolários foram depositados em uma zona de ressurgência equatorial do Pacífico oriental; (G) é a localização posterior do *hotspot* de Galápagos; (NA) é América do Norte; (SA) é América do Sul. (b) Durante o Cretáceo médio ao final ocorreu a formação da Grande Província Ígnea do Caribe (*Caribbean Large Igneous Province* (CLIP)) a ~ 90 Ma (círculo tracejado) acima do *hotspot* de Galápagos. A migração para nordeste do planalto oceânico levou à colisão com o Arco das Grandes Antilhas em ~ 80 Ma e causou uma reversão da polaridade de subducção e falhas de transformação entre o CLIP e o bloco Chortis e a América do Sul, respectivamente. (c) Durante o Cretáceo Superior ao início do Terciário, a inserção do CLIP entre as Américas continuou, e a subducção da crosta oceânica normal ao longo da margem ocidental do CLIP começou estabelecendo-se o precursor do atual arco da América Central. O deslocamento lateral esquerdo ao longo da falha Motagua Polochic pode ter causado a colisão com o CLIP (bloco Chorotega) ao longo da Escarpa Hess e o empurrão do complexo de Santa Elena. Acima da pluma mantélica de Galápagos, a ilha oceânica de Quepos e as cristas assísmicas de Osa formaram-se e foram posteriormente transportadas em direção ao Arco Centro-Americano. (d) Durante o início ao final do Terciário, no final de meados do Eoceno (~ 45 Ma), a crista assísmica de Osa e a ilha oceânica submersa de Quepos entram na trincheira da América Central e foram agregadas à crosta CLIP. Uma discordância regional amplamente distribuída do início ao final do Oligoceno (34 – 28 Ma) em toda a América Central pode estar relacionada à colisão com estruturas de *hotspots* de Quepos e Osa que causou deformação em grande escala e elevação de todo o arco, bem como o deslocamento paralelo à trincheira de complexos de embasamento ígneos (p. ex., Nicoya) (HAUFF *et al.*, 2000).



Figura 35: Komatiitos expostos em um campo na província de Tortugal (Alvarado, 2020).

PARTE ANALÍTICA ASTROBIOLÓGICA

9 MATERIAIS E MÉTODOS

9.1 INFORMAÇÕES SOBRE A COLETA DAS AMOSTRAS

Peridotitos: foram escolhidas e coletadas 10 amostras do arquipélago São Pedro e São Paulo (ASPSP), Oceano Atlântico, no Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, pelo autor, em dezembro de 2019. As dragagens bentônicas foram realizadas pelo cruzeiro de pesquisas oceanográficas *COLD Mantle Exhumation and Intra-transform Accretion* (COLMEIA), em fevereiro de 2013. Realização: *Institut Universitaire Européen de la Mer* (IUEM), França.

Komatiitos: foram escolhidas e coletadas 6 amostras da região (província) de Tortugal (TOR), Costa Rica, *in situ* pelo Dr. Guillermo Alvarado, em maio de 2020. Realização: Dr. Guillermo E. Alvarado Induni, *Centro de Investigación en Ciencias Geológicas, Universidad de Costa Rica* (UCR), e *Academia Nacional de Ciencias*, Costa Rica.

O critério das escolhas das rochas foi de serem serpentinizadas e conterem áreas (manchas, veios, *patches*) carbonáticas. Um komatiito não estava serpentinizado, para o controle experimental das análises.

Nas tabelas 2 e 3, a seguir, informações sobre as amostras de peridotitos de ASPSP e dos komatiitos de Tortugal:

[Profundidade: nível médio do mar (2013 – 2020)].

Sistema de coordenadas utilizado: *World Geodetic System 84* (WGS 84)].

Tabelas 2 e 3: Informações sobre as amostras de peridotitos e dos komatiitos (autor, 2024).

Peridotitos									
ID amostra	Profundidade (m)	Coordenadas (lat., lon.)	Tamanho (cm)	Peso (g)	Peso (g) de mini amostras para análises geoquímicas: [C ^δ , O ^δ] FRX				
Coleta: Fevereiro, 2013									
P-SPSP/C-DR-18BisA	2740	0.8349, -26.5120	8.5	139	8	24			
P-SPSP/C-DR-24A	3270	0.8179, -26.2396	8.5	146	8	24			
P-SPSP/C-DR-24B	3270	"	11	586	9	23			
P-SPSP/C-DR-24C	3270	"	6.3	30	9				
P-SPSP/C-DR-25A	4065	0.8108, -26.3147	9.4	355	8	24			
P-SPSP/C-DR-25B	4065	"	12.3	531	8	24	(= + 25C + 25D)		
P-SPSP/C-DR-25C	4065	"	10.6	259	8				
P-SPSP/C-DR-25D	4065	"	9.5	270	9				
P-SPSP/C-DR-25X	4065	"	5.7	77	8				
P-SPSP-EM-THOMAS-1	~ -10		10	189	8	23	(coleta: 2018)		

Komatiitos									
ID amostra	Profundidade (m) (média)	Coordenadas (lat., lon.)	Tamanho (cm)	Peso (g)	Peso (g) de mini amostras para análises geoquímicas: [C ^δ , O ^δ] FRX				
Coleta: 14 de maio, 2020									
K-TOR-1A	(-25)	10.22848, -85.10537	13	1271	9	27			
K-TOR-2	(-25)	10.23081, -85.11052	11.5	1190	9	27			
K-TOR-3B	(-25)	10.18494, -85.04033	13.5	1114	9	25			
K-TOR-3C	(-25)	"	14.2	1093	8	25			
K-TOR-3D	(-25)	"	15.5	1825	9	25			
K-TOR-5A	(-25)	10.16959, -85.00238	12.3	633	8	25			

9.2 IMAGENS DAS AMOSTRAS DE ROCHAS ULTRAMÁFICAS

A seguir, imagens de parte das amostras de rochas ultramáficas coletadas de ASPSP e Tortugal, e por fim, todas as lâminas preparadas. As demais imagens de amostras estão no capítulo 11 – Resultados Laboratoriais das Lâminas Petrográficas, página 154.

As localizações e os tamanhos dos cortes e fatias que foram extraídas das amostras rochosas estão identificados (setas) nas figuras a seguir. Os traços escuros (e um azulado) significam cortes perpendiculares às superfícies das rochas. De dentro das fatias retangulares retiradas, foram depois escolhidas as maiores áreas esbranquiçadas (carbonatos) possíveis existentes, para os polimentos destas para as lâminas petrográficas produzidas.



Figura 36: Amostra P-SPSP-C-DR-18BisA de peridotito de ASPSP. Barra de escala (régua) em cm (autor, 2020).

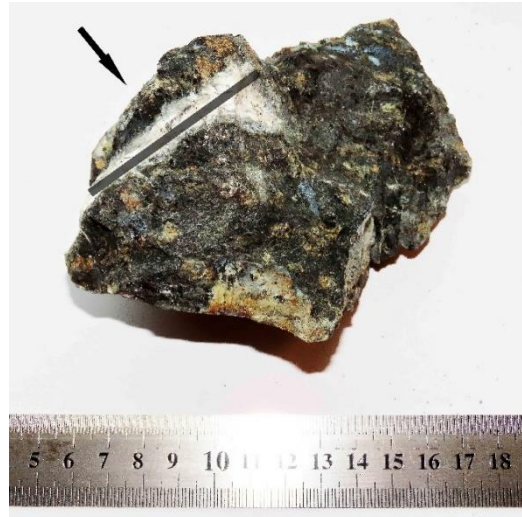


Figura 37: Amostra P-SPSP-C-DR-24B de peridotito de ASPSP. Barra de escala (régua) em cm (autor, 2020).



Figura 38: Amostra P-SPSP-C-DR-24C de peridotito de ASPSP. Barra de escala (régua) em cm (autor, 2020).



Figura 39: Amostra P-SPSP-C-DR-25A de peridotito de ASPSP. Barra de escala (régua) em cm (autor, 2020).

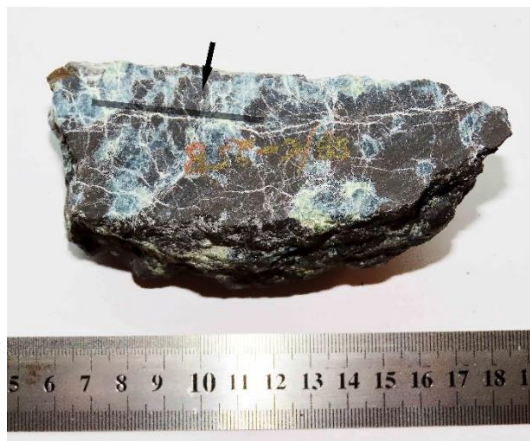


Figura 40: Amostra P-SPSP-C-DR-25B de peridotito de ASPSP. Barra de escala (régua) em cm (autor, 2020).



Figura 41: Amostra P-SPSP-C-DR-25C de peridotito de ASPSP. Barra de escala (régua) em cm (autor, 2020).



Figura 42: Amostra P-SPSP-C-DR-25D de peridotito de ASPSP. Os dois planos azulados significam dois cortes tangenciais à superfície da rocha. O corte no topo (inclinado) da figura contém também a superfície esbranquiçada–colorida da rocha. E o corte na face vertical (marcada com caneta “pilot”) também contém a superfície da rocha, com os dois veios esbranquiçados (carbonáticos). De dentro das duas fatias retangulares retiradas, foram escolhidas as duas maiores áreas esbranquiçadas possíveis existentes, para os polimentos destas para as duas lâminas petrográficas produzidas. Barra de escala (régua) em cm (autor, 2020).



Figura 43: Amostra P-SPSP-C-DR-25X de peridotito de ASPSP. Barra de escala (régua) em cm (autor, 2020).



Figura 44: Amostra P-SPSP-EM-THOMAS-1 de peridotito emerso (bem acima da linha média d'água do mar) de ASPSP. Barra de escala (régua) em cm (autor, 2020).



Figura 45: Amostra K-TOR-2 de komatiito de Tortugal. Barra de escala (régua) em cm (autor, 2020).



Figura 46: Amostra K-TOR-3B de komatiito de Tortugal. Barra de escala (régua) em cm (autor, 2020).

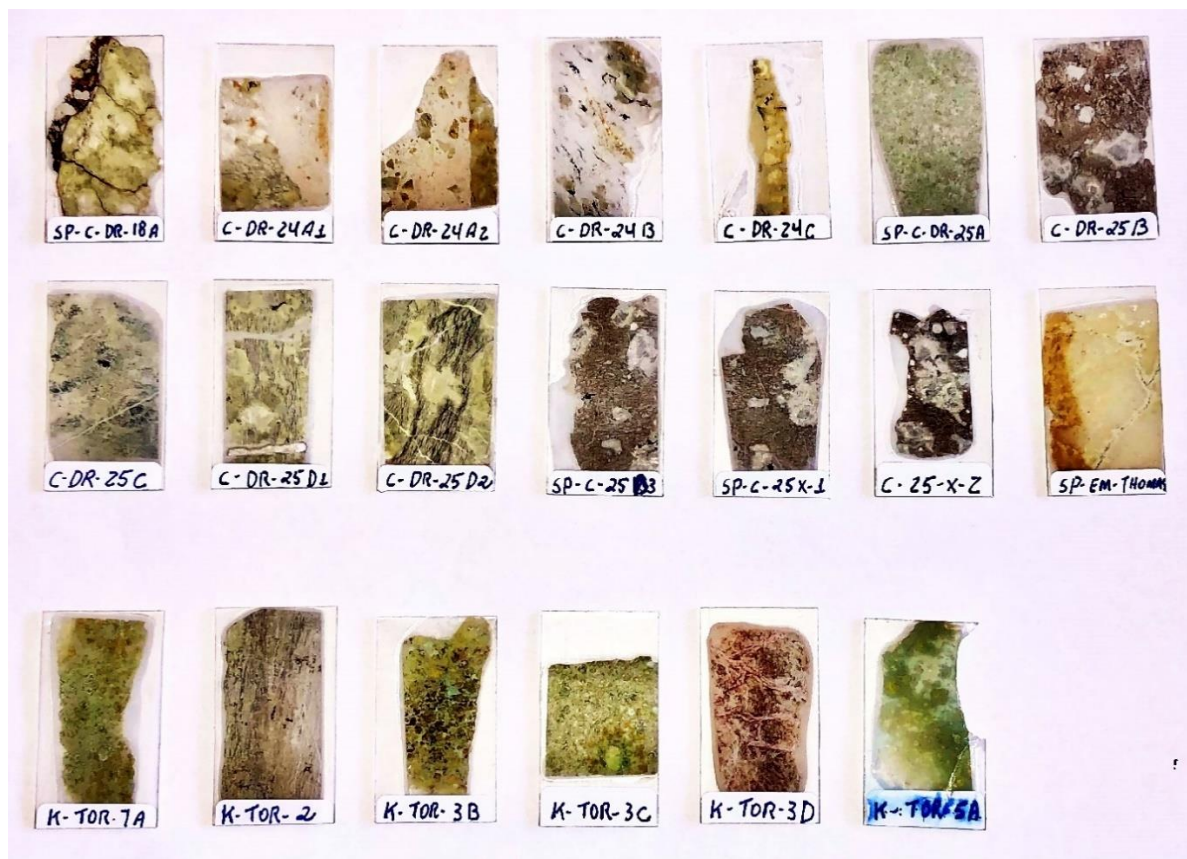


Figura 47: Lâminas petrográficas retiradas em locais específicos de todas as amostras coletadas de rochas ultramáficas. As quatorze primeiras são de ASPSP, sendo uma emersa (lâmina SP-EM-THOMAS), e as outras seis (K-TOR) são komatiitos de Tortugal (autor, 2023).

9.3 PREPARAÇÃO, CORTE E POLIMENTO DAS AMOSTRAS

No total foram 16 amostras de rochas ultramáficas coletadas. Para minimizar a contaminação delas por impurezas para as análises laboratoriais, elas foram previamente lavadas com água corrente e sabão neutro, e depois limpas com água tri-destilada. Após secagem, foram esterilizadas por raios ultravioleta (UV-C) durante duas horas (nos dois lados principais de cada amostra). As amostras foram então acondicionadas dentro de plásticos “zipados” (também esterilizados interna e externamente com raios UV-C, por 2 minutos cada), e estes colocados dentro de sacos plásticos limpos. Na figura 48, a esterilização de uma das amostras rochosas.



Figura 48: Amostra de rocha ultramáfica sendo esterilizada por raios UV-C (autor, 2022).

Todas foram acondicionadas em uma caixa limpa e seca, e entregue no laboratório geológico *Brazilian RockHounds*, em São Paulo, SP, para o corte e polimento delas. No manuseio das amostras foram utilizadas luvas cirúrgicas esterilizadas.

Para os cortes e polimentos foi utilizada a máquina lapidadora politriz de lâminas petrográficas Logitech, LTD.

No total foram feitos 20 cortes, de onde se extraíram fatias retangulares das rochas (“tijolinhos”) com comprimentos e larguras de poucos centímetros, e espessuras de aproximadamente 3 milímetros. Estes “tijolinhos” das amostras foram desbastados com polimentos sucessivos até chegarem a aproximadamente 30 μm (micra) de espessura, resultando na confecção de 20 lâminas petrográficas para microscopia.

O método de escolha dos locais de cortes em cada amostra, dos quais se produziram as lâminas petrográficas, foi um método estatístico simples. A saber:

Vesículas de carbonato de cálcio e de talco são locais onde há maior concentração de minerais dissolvidos do que em outros locais de uma rocha. E minerais são importantes para o metabolismo de microrganismos. Se a rocha está bastante serpentizada, então os carbonatos estão em locais onde há uma possibilidade de que microrganismos terem vividos nelas.

Assim, identifiquei nas superfícies das amostras serpentizadas onde há maior concentração estatística de carbonatos, e solicitei ao laboratório que cortassem as rochas e extraíssem pedaços destes locais específicos. Pois há nestes maior probabilidade qualitativa de, talvez, encontrar-se algum microrganismo fossilizado.

9.4 ANÁLISES LABORATORIAIS DAS AMOSTRAS

- **Análise laboratorial geoquímica das amostras**

As análises foram realizadas no Instituto Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR), Universidade Federal do Paraná (UFPR). Foram utilizados os seguintes equipamentos e técnicas: espectrômetro de fluorescência de raios X (FRX) PANalytical, modelo AXIOS MAX, tubo de ródio 4 KV, com técnicas de pastilha fundida e pó solto; espectrômetro de massa de razão isotópica (IRMS), modelo Delta V Advantage – Thermo Fisher Scientific, aceleração de 3 KV; e o sistema preparador/injetor de gases, modelo GasBench II – Thermo Fisher Scientific.

No sistema GasBench II o carbonato é reagido com ácido fosfórico em uma atmosfera inerte de hélio à 72 °C por duas horas, produzindo CO₂ que é purificado e seco e então enviado diretamente para o espectrômetro de massas IRMS.

- **Análise por microscopia ótica das lâminas petrográficas**

A microscopia foi feita no Departamento de Geoquímica, Universidade Federal Fluminense (UFF), e na residência do autor. Foram utilizados dois microscópios óticos por luz transmitida: microscópio petrográfico, modelo TNP-09-NT – Opton (UFF); microscópio ótico, modelo B120C-E1 – AmScope (autor).

- **Análise por microscopia eletrônica das lâminas petrográficas**

A microscopia foi realizada no Departamento de Geoquímica, UFF. Foi utilizado um microscópio eletrônico de varredura ambiental (MEV-A) Hitachi, modelo Tabletop Microscope TM3000, com voltagem de aceleração de 15 KV.

- **Análise por espectroscopia Raman das lâminas petrográficas**

As análises foram conduzidas nos Institutos de Física e de Química de São Carlos, Universidade de São Paulo (USP). Foi utilizado um espectrômetro Raman confocal a laser, modelo LabRAM HR Evolution – Horiba, equipado com um detector semicondutor CCD (*charge-coupled device*) multicanal, com 1600 x 400 pixels, refrigerado a ar ($-75\text{ }^{\circ}\text{C}$). A excitação foi fornecida por uma fonte de laser de íons de LED (*Light Emmiting Diode*) ($\lambda = 473\text{ nm}$). Os espectros foram obtidos utilizando-se o laser em baixa potência (0,9 mW) nas superfícies das lâminas petrográficas das amostras, para evitar a degradação delas induzida pelo laser.

Um microscópio confocal Olympus U-5RE-2 fica acoplado ao equipamento. O feixe de laser foi focado através de uma objetiva de 100x para se obter um ponto focal com $\sim 1\text{ }\mu\text{m}$. As aquisições foram obtidas por uma grade de difração com 600 linhas/mm (500 nm), com filtro Edge. Os espectros Raman foram obtidos com o *software* LabSpec 6 – Horiba.

10 RESULTADOS LABORATORIAIS GEOQUÍMICOS

10.1 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 geoquímica 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.

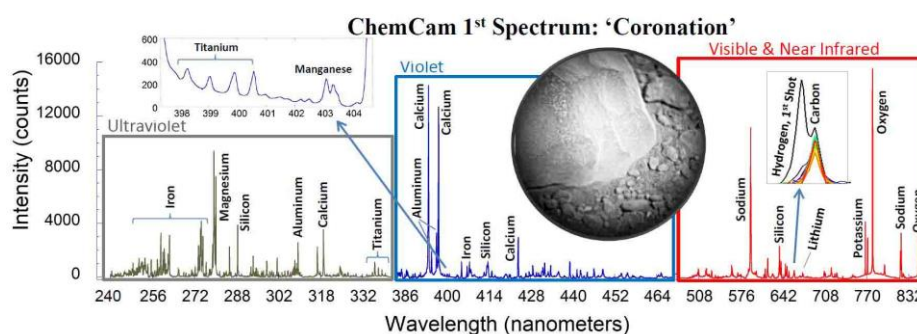


Figura 49: Este é o primeiro espectro a laser do instrumento Chemistry and Camera (ChemCam) no rover Curiosity da NASA, enviado de Marte em 19 de agosto de 2012 (NASA–JPL–Caltech, LANL/CNES/IRAP/UNM, 2012).

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 49, 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 (nm). 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 nm. 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** (de ASPSP), **Gorgona**, **Tortugal**, **Marte** e MORB. Uma observação: os dados referentes a estes vêm da literatura, enquanto **SPSP 2** (de ASPSP) e **TOR 2** (de Tortugal) vêm das amostras coletadas.

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

Os meteoritos basálticos marcianos são todos os pontos nas plotagens em vermelho 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.

Em relação às amostras coletadas, peridotitos de SPSP 2 (de ASPSP) e komatiitos de TOR 2, para se obter dados sobre os elementos maiores presentes nelas, foi realizada (com base no certificado técnico Nº 2023 204 FRX (LAMIR) (anexo 1)), a análise química quantitativa total por espectrometria de fluorescência de raios X (FRX), com a técnica de pastilhas fundidas, das seguintes amostras: P-SPSP-C-DR-18 Bis A, P-SPSP-C-DR-24A, P-SPSP-C-DR-24B, P-SPSP-C-DR-25B, P-SPSP-EM-THOMAS-1, K-TOR-1A, K-TOR-2, K-TOR-3B, K-TOR-3C, K-TOR-3D e K-TOR-5A. A perda ao fogo (P.F.) ficou entre 5,85% e 28,12%.

E com base no certificado técnico Nº 2023 204 FRX 05 (LAMIR) (anexo 1), da amostra P-SPSP-C-DR-25A foi feita a análise química semiquantitativa total por FRX, com a técnica de pó solto. A P.F. ficou em 12,89%.

Sobre as demais amostras de peridotitos coletados – P-SPSP-C-DR-24C, P-SPSP-C-DR-25C, P-SPSP-C-DR-25D e P-SPSP-C-DR-25X – não foi possível obter análises.

Os resultados geoquímicos estão plotados nos gráficos a seguir e no anexo 1 (tabelas A1) (após as referências).

10.1.1 Óxido de Silício (Sílica) versus Óxido de Magnésio ($\text{SiO}_2 \times \text{MgO}$)

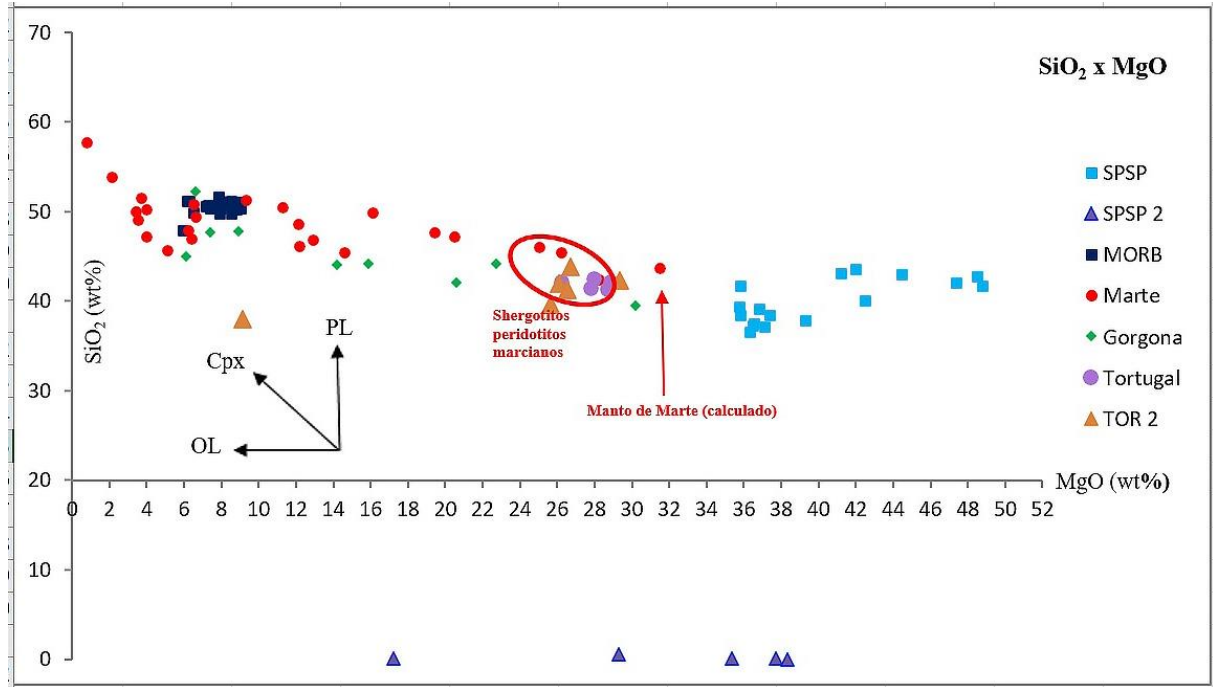


Figura 50: Gráfico de óxido de silício (sílica) versus óxido de magnésio ($\text{SiO}_2 \times \text{MgO}$) (SPSP: Angel-Amaya, 2010; SPSP 2: presente trabalho, 2024; MORB: Sichel, 1990; Gorgona: Kerr, 2005; Tortugal: Alvarado *et al.*, 1997; TOR 2: presente trabalho, 2024; Marte: Bridges *et al.*, 2006).

Analisando o gráfico (figura 50) de $\text{SiO}_2 \times \text{MgO}$, percebemos que manto terrestre, aqui representado por ASPSP, é mais enriquecido em Mg. E que os mantos (ASPSP, Gorgona e Tortugal) da Terra e o de Marte possuem concentrações de SiO_2 semelhantes. Todas as amostras estão no mesmo *trend* sendo que o manto de ASPSP é mais enriquecido em MgO. O gráfico sugere cristalização fracionária de olivina em ASPSP, 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. Notamos também que os komatiitos de Tortugal têm concentrações de SiO_2 e MgO bem próximas às dos meteoritos shergottites peridotitos marcianos, indicando que os processos de vulcanismo e as lavas que deram à formação destas rochas ultramáficas foram semelhantes nos dois planetas.

Sobre os basaltos da cordilheira submarina meso-oceânica, em inglês, *Mid-Ocean Ridge Basalts* (MORB), estes 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.

10.1.2 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)

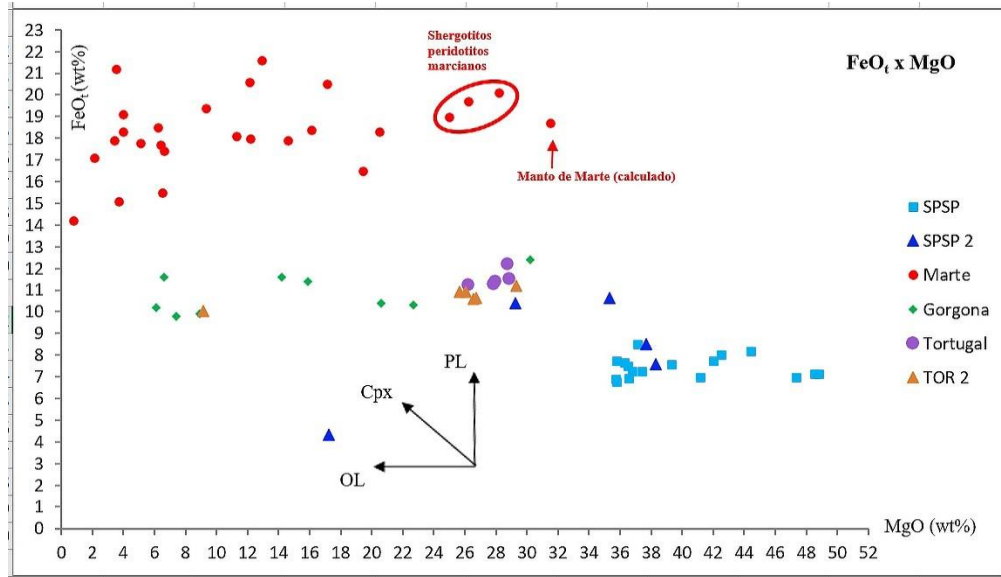


Figura 51: Gráfico de óxido de ferro total *versus* óxido de magnésio (FeO_t x MgO) (SPSP: Angel-Amaya, 2010; SPSP 2: presente trabalho, 2024; Gorgona: Kerr, 2005; Tortugal: Alvarado *et al.*, 1997; TOR 2: presente trabalho, 2024; Marte: Bridges *et al.*, 2006).

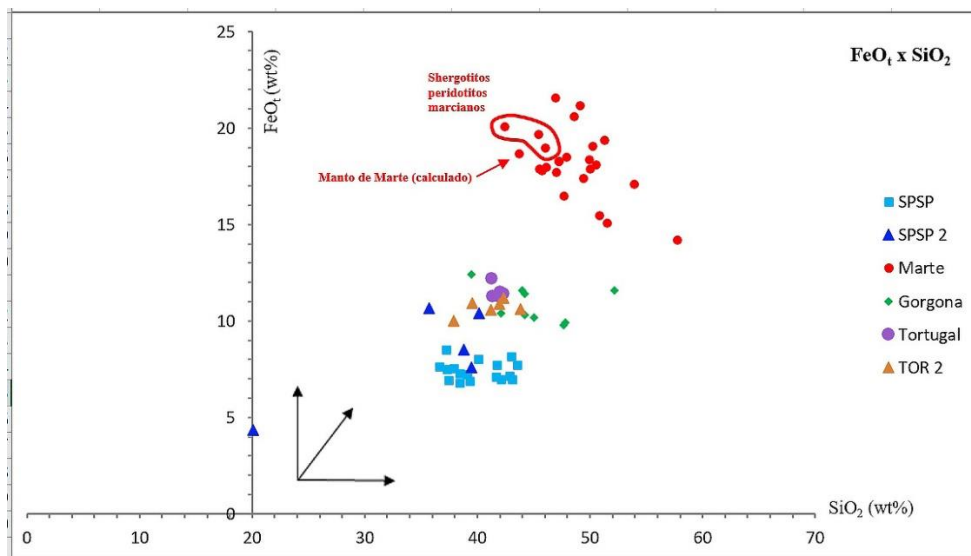


Figura 52: Gráfico de óxido de ferro total *versus* óxido de silício (sílica) (FeO_t x SiO_2) (SPSP: Angel-Amaya, 2010; SPSP 2: presente trabalho, 2024; Gorgona: Kerr, 2005; Tortugal: Alvarado *et al.*, 1997; TOR 2: presente trabalho, 2024; Marte: Bridges *et al.*, 2006).

Analisando os gráficos (figuras 51 e 52) de FeO_t x MgO e de FeO_t x SiO_2 , percebemos que o enriquecimento de ferro é duas vezes maior em Marte do que nos mantos (ASPSP, Gorgona e Tortugal) terrestres – Marte é muito enriquecido em ferro.

Os gráficos mostram que os mantos de ASPSP são mais enriquecidos em MgO do que Gorgona, Tortugal e Marte, sendo que o conteúdo de magnésio nestes três é semelhante.

Marte tem menos olivina que ASPSP. 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 (ANL, 2018).

10.1.3 Óxido de Aluminio versus Óxido de Magnésio ($\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{MgO}$) e Óxido de Aluminio versus Número de Magnésio ($\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{Mg}^*$)

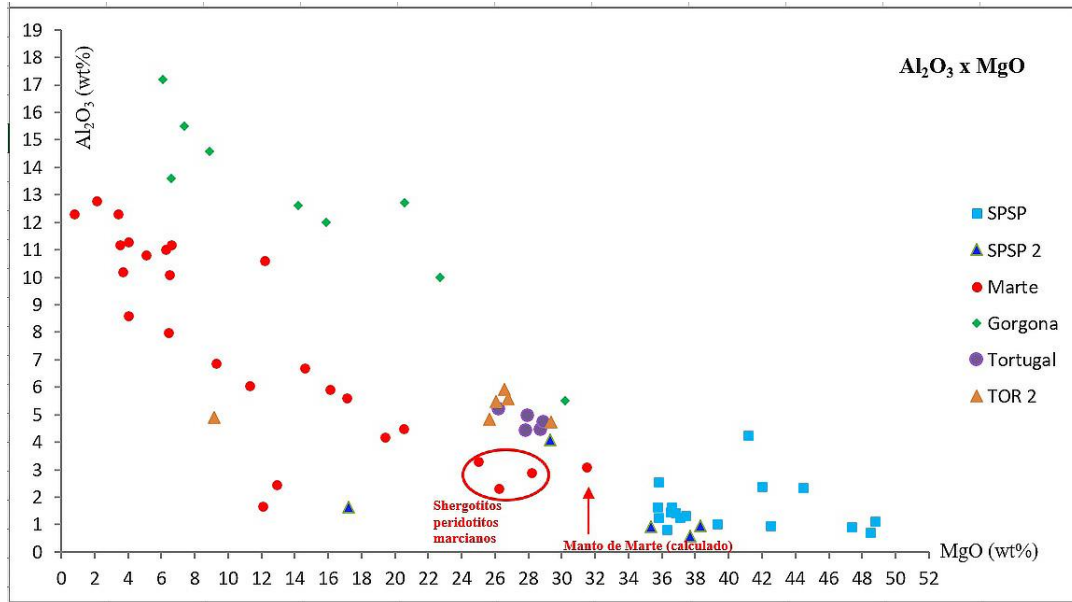


Figura 53: Gráfico de óxido de alumínio versus óxido de magnésio ($\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{MgO}$) (SPSP: Angel-Amaya, 2010; SPSP 2: presente trabalho, 2024; Gorgona: Kerr, 2005; Tortugal: Alvarado *et al.*, 1997; TOR 2: presente trabalho, 2024; Marte: Bridges *et al.*, 2006).

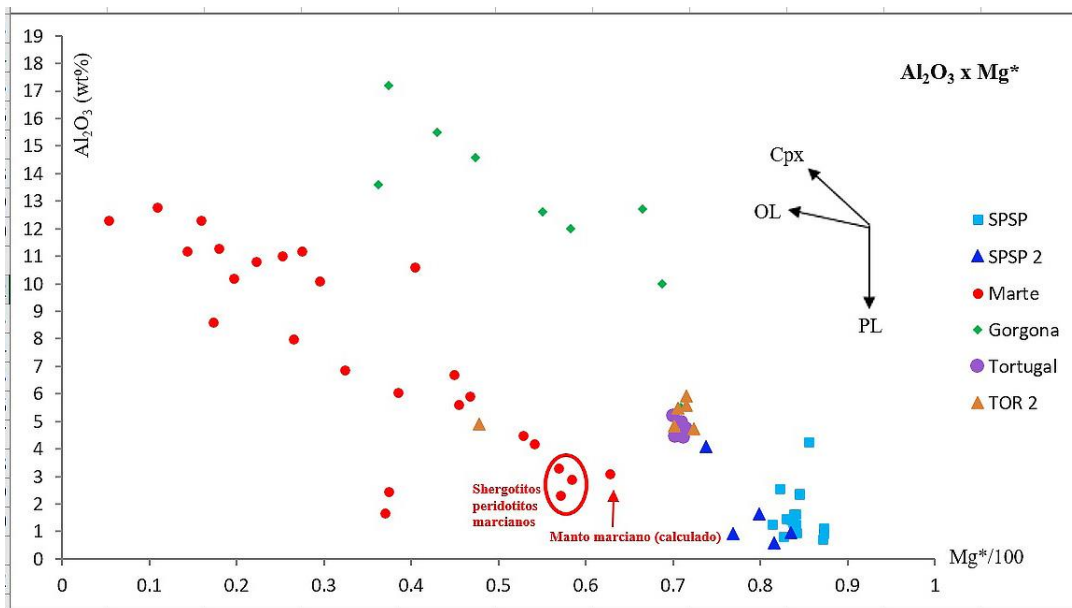


Figura 54: Gráfico de óxido de alumínio versus número de magnésio ($\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{Mg}^*$) (SPSP: Angel-Amaya, 2010; SPSP 2: presente trabalho, 2024; Gorgona: Kerr, 2005; Tortugal: Alvarado *et al.*, 1997; TOR 2: presente trabalho, 2024; Marte: Bridges *et al.*, 2006).

]

Analisando os gráficos (figuras 53 e 54) de Al_2O_3 x MgO e Al_2O_3 x Mg^* , percebemos que as rochas ultramáficas provenientes de Marte (meteoritos peridotitos shergottites) são geoquimicamente parecidas com os komatiitos de Gorgona e Tortugal. E tem maior concentração de alumínio que o manto de ASPSP (que é depletado em Al_2O_3). Marte mostra um *trend* entre Al_2O_3 x Mg^* – uma correlação inversamente proporcional. Esta correlação pode ser explicada pela participação de clinopiroxênio e plagioclásio.

Observa-se que cada área do gráfico Al_2O_3 x MgO demonstra um campo distinto, com as amostras dos mantos terrestres (ASPSP, Gorgona e Tortugal) e as amostras de Marte separadas umas das outras. Isso mostra a heterogeneidade das amostras em termos de Al_2O_3 x 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 a variação de concentrações de Al_2O_3 semelhante, e maiores que ASPSP. E que o intervalo de variação de Gorgona e de Marte é semelhante – mostrando heterogeneidade destes dois locais. Porém, Gorgona e Tortugal têm mais Al_2O_3 que Marte, sendo que os komatiitos de Tortugal têm concentrações de MgO semelhantes às dos shergottites marcianos.

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.

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 .

10.1.4 Óxido de Cálcio *versus* Óxido de Magnésio (CaO x MgO) e Óxido de Cálcio *versus* Número de Magnésio (CaO x Mg*)

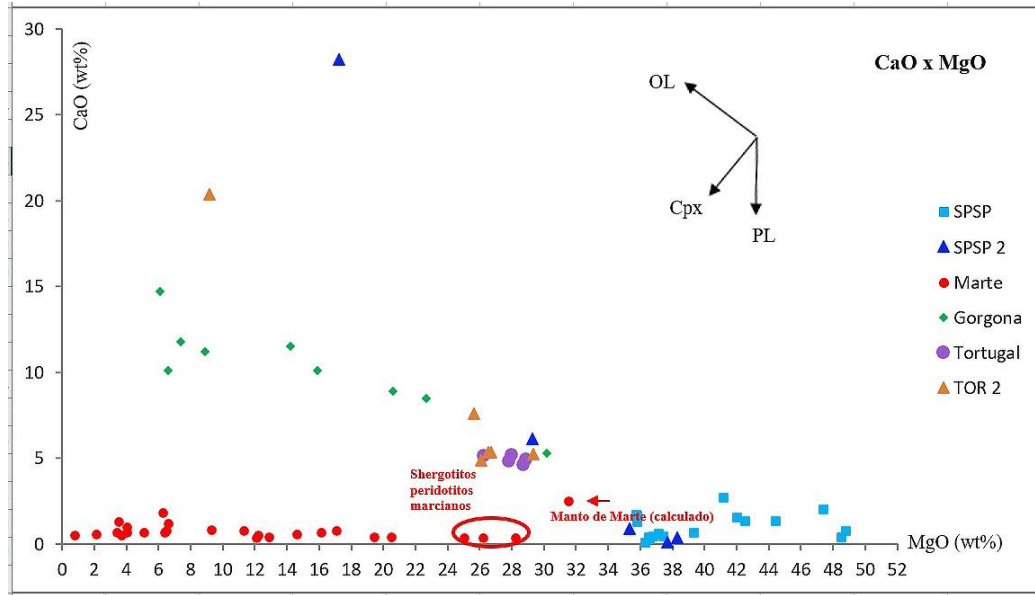


Figura 55: Gráfico de óxido de cálcio *versus* óxido de magnésio (CaO x MgO) (SPSP: Angel-Amaya, 2010; SPSP 2: presente trabalho, 2024; Gorgona: Kerr, 2005; Tortugal: Alvarado *et al.*, 1997; TOR 2: presente trabalho, 2024; Marte: Bridges *et al.*, 2006).

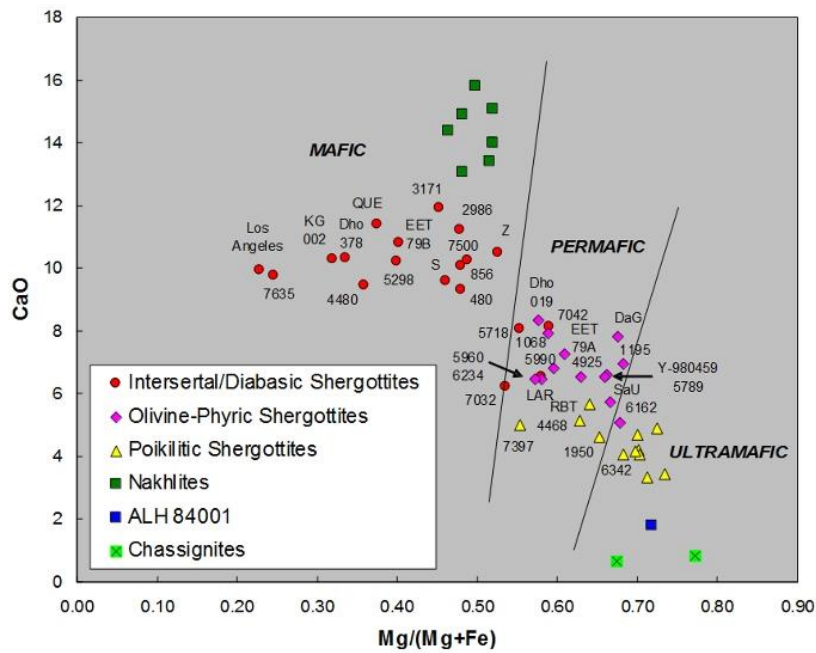


Figura 56: Gráfico de óxido de cálcio *versus* número de magnésio (CaO x Mg*) para Marte (NASA, 2024).

Na figura 56, 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 55) de CaO x MgO, vemos que ASPSP é depletado de CaO. 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 56) de CaO x Mg* de Marte, com dados recentes (NASA, 2024), vemos que os meteoritos marcianos mostram campos distintos entre si, quando divididos em locais de formação. E também na figura 56, 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 das figuras 55 e 56, também notamos que as concentrações de Ca em Marte são semelhantes às de Gorgona e Tortugal, e também são semelhantes em heterogeneidade e variam no mesmo trend, sendo que, particularmente, os komatiitos de Tortugal têm concentrações semelhantes de Ca e Mg aos shergottites peridotitos marcianos. A variação de Ca em Gorgona (figura 55) está no mesmo *trend* que a variação de Ca em Marte (figura 56) através das diferentes classes de meteoritos marcianos. Assim, notamos mais uma vez que o manto de Marte é semelhante aos komatiitos que vieram do manto de Gorgona e de Tortugal.

Estes dois gráficos sugerem que ocorre participação bastante significativa de plagioclásio e clinopiroxênio em Marte, tanto quanto as amostras do manto terrestre. O manto de Marte mostra claramente a participação de clinopiroxênio.



Figura 57: Marte – Syrtis Major Planum (área escura), com o local Nili Fossae que contem quantidades significativas de carbonatos de cálcio, olivina e lavas tipo-komatiíticas (NASA, 2024).

10.1.5 Óxido de Sódio versus Óxido de Magnésio (Na_2O x MgO)

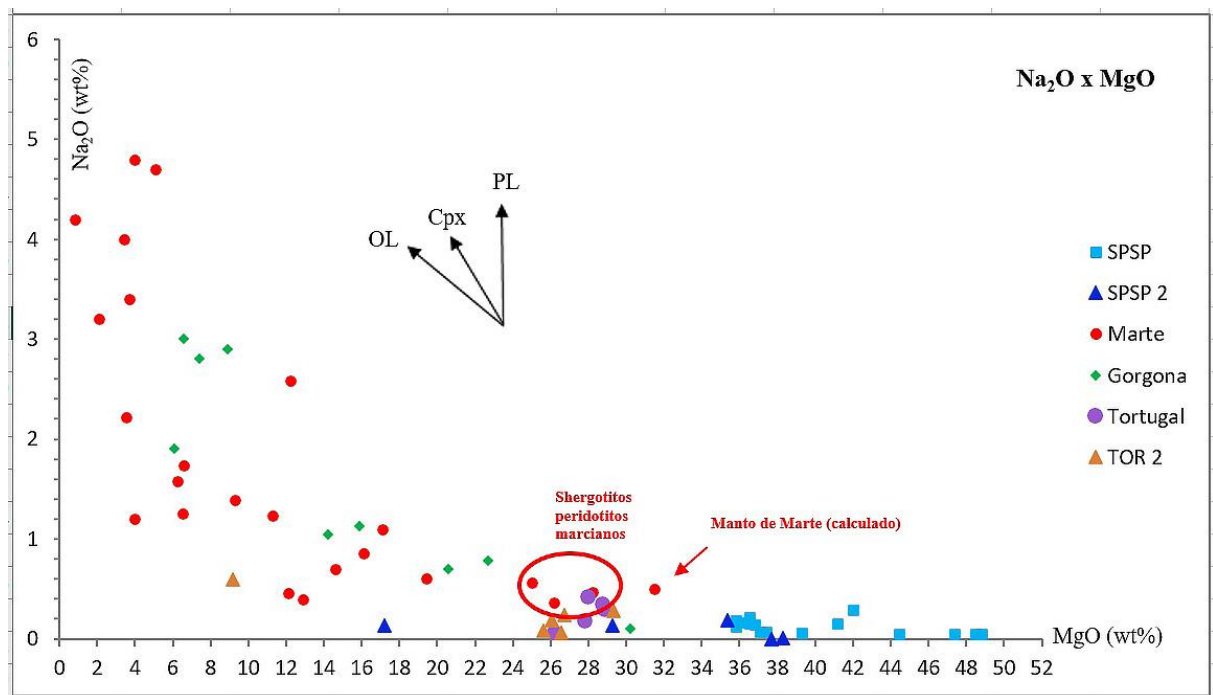


Figura 58: Gráfico de óxido de sódio versus óxido de magnésio (Na_2O x MgO) (SPSP: Angel-Amaya, 2010; SPSP 2: presente trabalho, 2024; Gorgona: Kerr, 2005; Tortugal: Alvarado *et al.*, 1997; TOR 2: presente trabalho, 2024; Marte: Bridges *et al.*, 2006).

Analisando o gráfico (figura 58) de Na_2O x MgO , vemos que Marte tem semelhança com Gorgona, ambos seguindo um mesmo *trend*. Marte é mais enriquecido em sódio que os mantos de ASPSP (com baixíssimas concentrações). As concentrações de sódio nas amostras de Marte são dispersas (não concentradas), sugerindo cristalização de plagioclásio em diferentes percentagens.

Vemos de novo que o manto calculado de Marte e os meteoritos peridotites shergottites marcianos possuem concentrações bem próximas de sódio (meteoritos marcianos e análises na superfície de Marte por robôs), indicando que estes tipos de shergottites podem ter sido formados no manto depletado de Marte.

E notamos que os komatiitos de Tortugal têm concentrações de Na_2O próximas às dos shergottites marcianos.

10.1.6 Óxido de Potássio versus Óxido de Magnésio (K_2O x MgO)

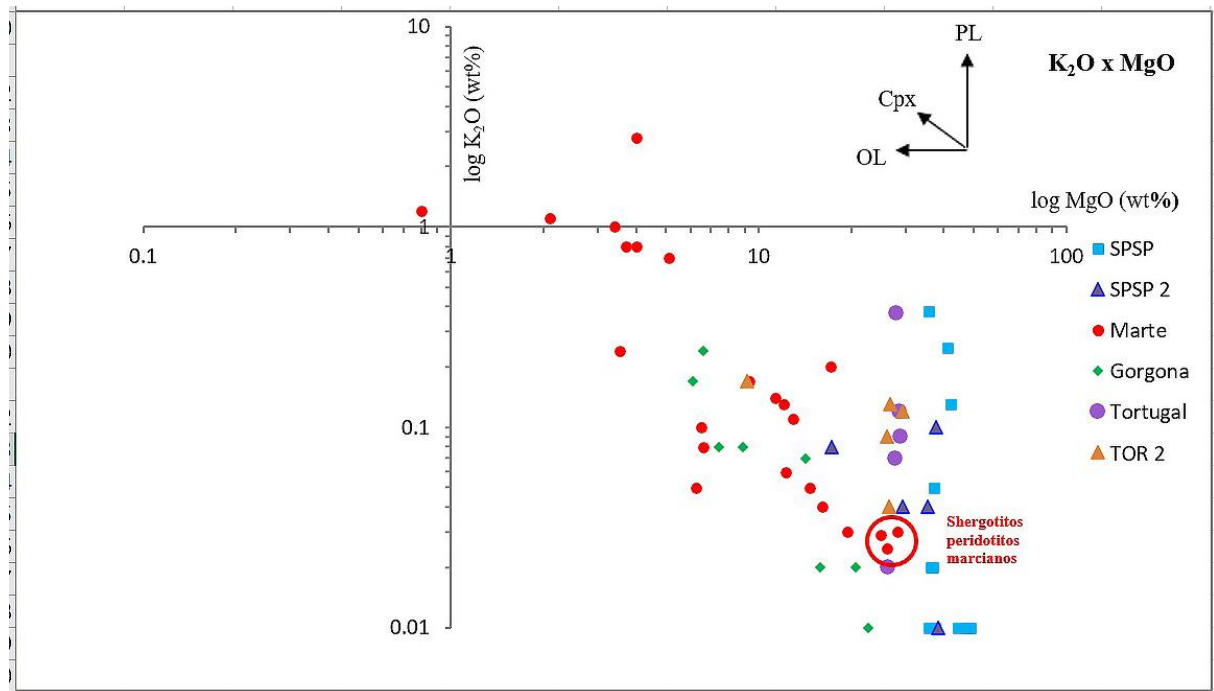


Figura 59: Gráfico de óxido de potássio versus óxido de magnésio (K_2O x MgO) (SPSP: Angel-Amaya, 2010; SPSP 2: presente trabalho, 2024; Gorgona: Kerr, 2005; Tortugal: Alvarado *et al.*, 1997; TOR 2: presente trabalho, 2024; Marte: Bridges *et al.*, 2006).

Analisando o gráfico (figura 59) de K_2O x MgO , vemos que os mantos de ASPSP, Gorgona e Tortugal, e o manto marciano, têm aproximadamente o mesmo tamanho de variação das concentrações de potássio. ASPSP é o que mais tem MgO em relação ao K_2O . Vemos que os meteoritos peridotitos shergottites marcianos e Gorgona possuem concentrações baixas de potássio, enquanto Tortugal tem mais.

E também vemos que Marte tem semelhança com Gorgona e Tortugal.

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

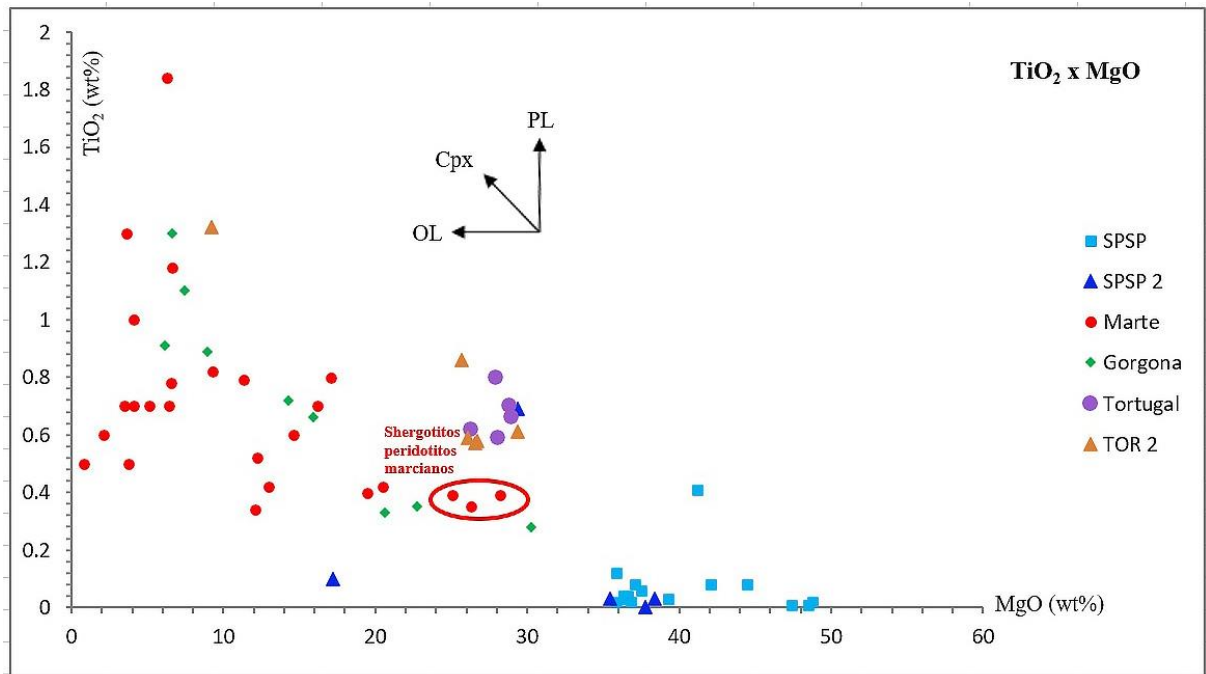


Figura 60: Gráfico de óxido de titânio *versus* óxido de magnésio (TiO₂ x MgO) (SPSP: Angel-Amaya, 2010; SPSP 2: presente trabalho, 2024; Gorgona: Kerr, 2005; Tortugal: Alvarado *et al.*, 1997; TOR 2: presente trabalho, 2024; Marte: Bridges *et al.*, 2006).

Analisando o gráfico (figura 60) 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 o manto de ASPSP. E os komatiitos de Tortugal têm concentrações um pouco maiores de TiO₂ do que os shergottites, porém com as mesmas de MgO.

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

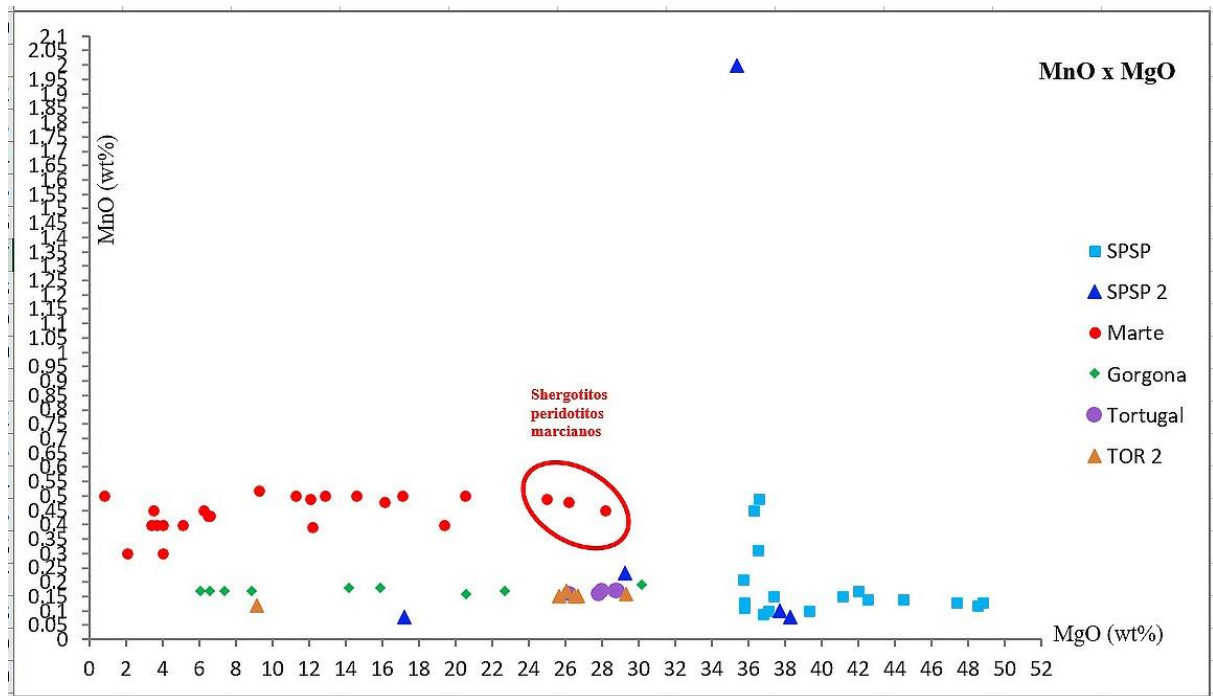


Figura 61: Gráfico de óxido de manganês *versus* óxido de magnésio (MnO x MgO) (SPSP: Angel-Amaya, 2010; SPSP 2: presente trabalho, 2024; Gorgona: Kerr, 2005; Tortugal: Alvarado *et al.*, 1997; TOR 2: presente trabalho, 2024; Marte: Bridges *et al.*, 2006).

Analisando o gráfico (figura 61) 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, ASPSP tem maior variação.

Marte é cinco vezes mais enriquecido em manganês do que os mantos terrestres (ASPSP, Gorgona e Tortugal). E Marte e Gorgona apresentam aproximadamente a mesma variação de MgO, enquanto Tortugal é mais centrado em torno da pequena variação dos shergottites.. Os meteoritos marcianos possuem concentrações altas de manganês.

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

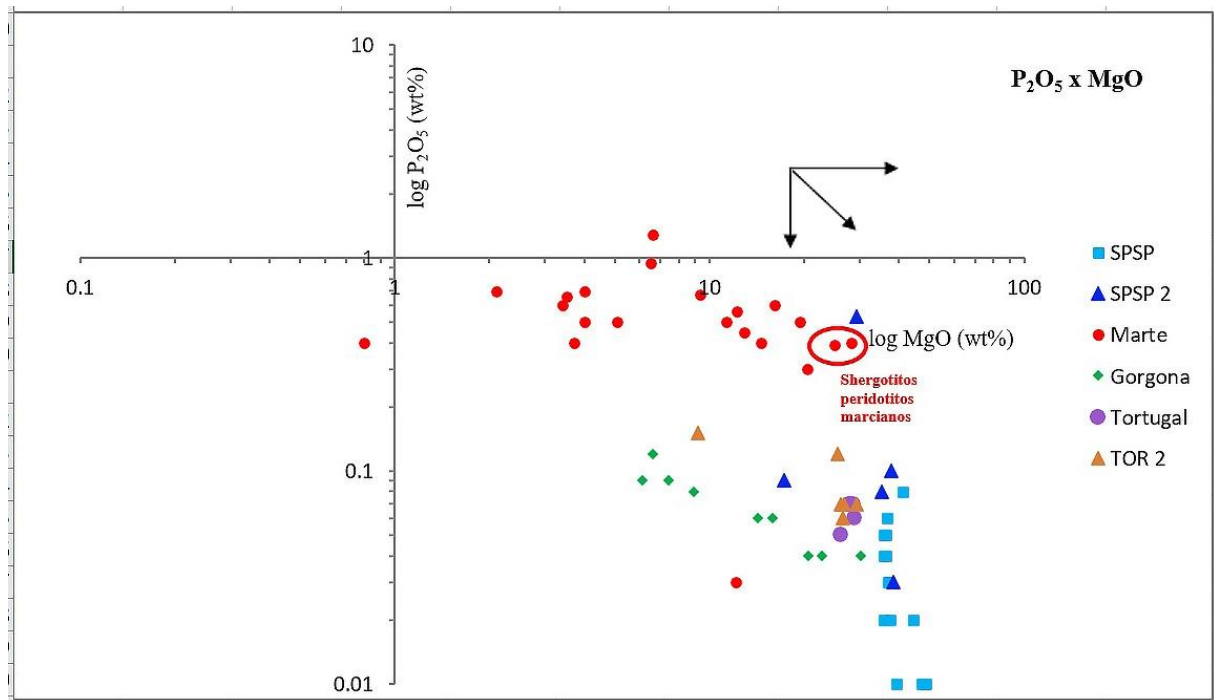


Figura 62: Gráfico de óxido de fósforo versus óxido de magnésio (P_2O_5 x MgO) (SPSP: Angel-Amaya, 2010; SPSP 2: presente trabalho, 2024; Gorgona: Kerr, 2005; Tortugal: Alvarado *et al.*, 1997; TOR 2: presente trabalho, 2024; Marte: Bridges *et al.*, 2006).

Analisando o gráfico (figura 62) de P_2O_5 x MgO, percebemos que Marte é mais enriquecido em fósforo do que os mantos terrestres (ASPSP, Gorgona e Tortugal), e que ASPSP tem concentração bem menor de P_2O_5 .

Porém, nota-se um ponto no gráfico onde há uma amostra de SPSP 2 (logo acima dos shergottites) com quase 5 vezes mais fósforo que a média das outras amostras de ASPSP. Por quê isto? Esta amostra específica é emersa, coletada de uma parte da rocha acima da linha do mar, onde muitas aves depositam guano, rico em fósforo. Não coletamos mais amostras emersas de ASPSP por causa disto – contaminações, tanto naturais quanto humanas (poluição atmosférica, *etc.*), ficando apenas com as amostras submersas profundas para tê-las as mais “prístinas” possíveis para as análises.

Também chamamos atenção ao fato que Marte tem as variações nas concentrações de P_2O_5 e de MgO aproximadamente semelhantes à Gorgona.

Vemos que os meteoritos marcianos possuem concentrações relativas altas de fósforo, e os shergottites têm concentrações altas de magnésio como Tortugal.

Portanto, resumindo, em termos de elementos maiores (exceto ferro, cálcio e manganês), Marte tem composição química do manto mais parecida com o manto de Gorgona (500 Ma) e Tortugal (90 Ma) do que os de ASPSP. E o manto de ASPSP é o mais rico em magnésio.

10.2 GASES NOBRES (He, Ne, Ar)

Os resultados geoquímicos estão plotados nos gráficos a seguir e no anexo 2 (tabelas A2) (após as referências).

10.2.1 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, 2024). 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 significativamente 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, 2024). 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 6) – 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, 2024).

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, 2024).

Tabela 6: Meia-vida dos nuclídeos pais e isótopos filhos dos gases nobres hélio, neônio e argônio (Porcelli *et al.*, 2002).

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

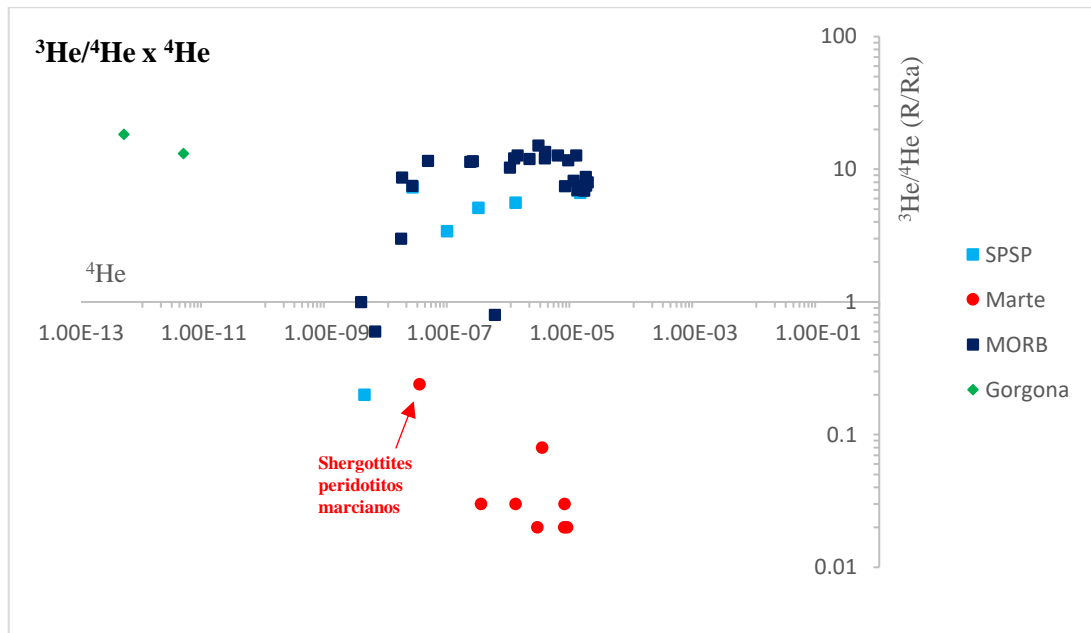


Figura 63: Gráfico de $^3\text{He}/^4\text{He} \times ^4\text{He}$ (SPSP: Angel-Amaya, 2010; Gorgona: Kerr, 2005; Marte: Schwenzer *et al.*, 2007; MORB: Jambon *et al.*, 1985).

Analisando o gráfico (figura 63) 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 (ASPSP e os komatiitos de Gorgona) e nos MORB. Em ASPSP 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 peridotites 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, ASPSP e MORB. E que Gorgona tem $^3\text{He}/^4\text{He}$ semelhante à de ASPSP. 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.

10.2.2 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 (*i.e.*, 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, 2024).

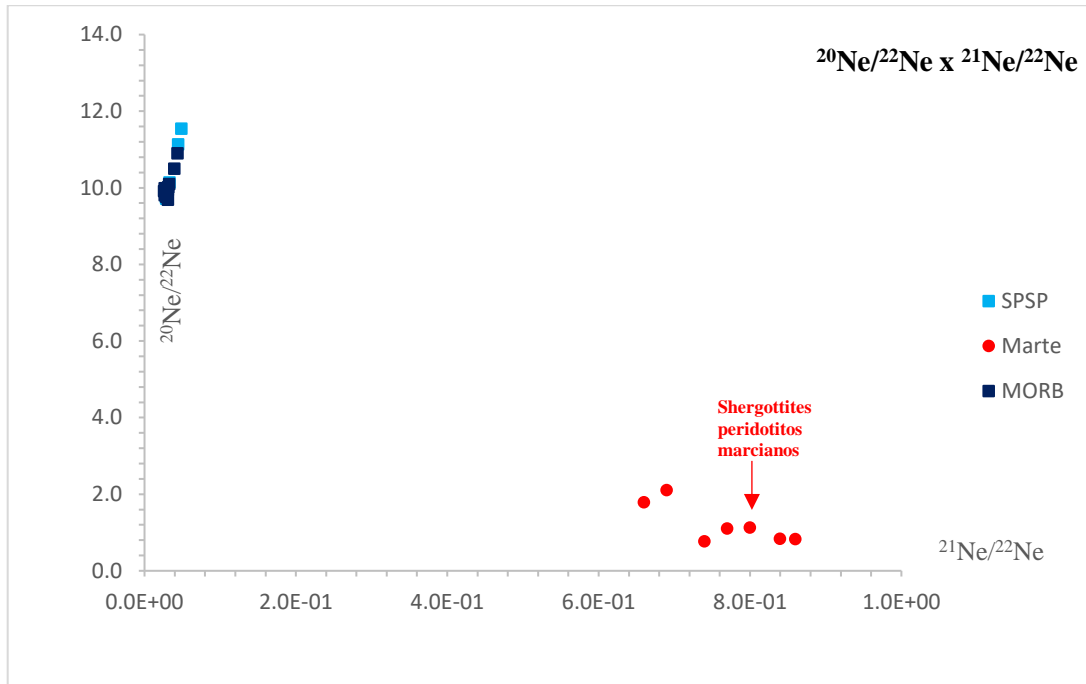


Figura 64: Gráfico de $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} \times ^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ (SPSP: Angel-Amaya, 2010; Marte: Schwenger *et al.*, 2007; MORB: Jambon *et al.*, 1985).

Analisando o gráfico (figura 64) 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}Ne para a atmosfera.

Marte se mostra sensivelmente mais enriquecido de ^{21}Ne do que ASPSP, 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 ASPSP.

10.2.3 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, 2024).

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, 2024).

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, 2024).

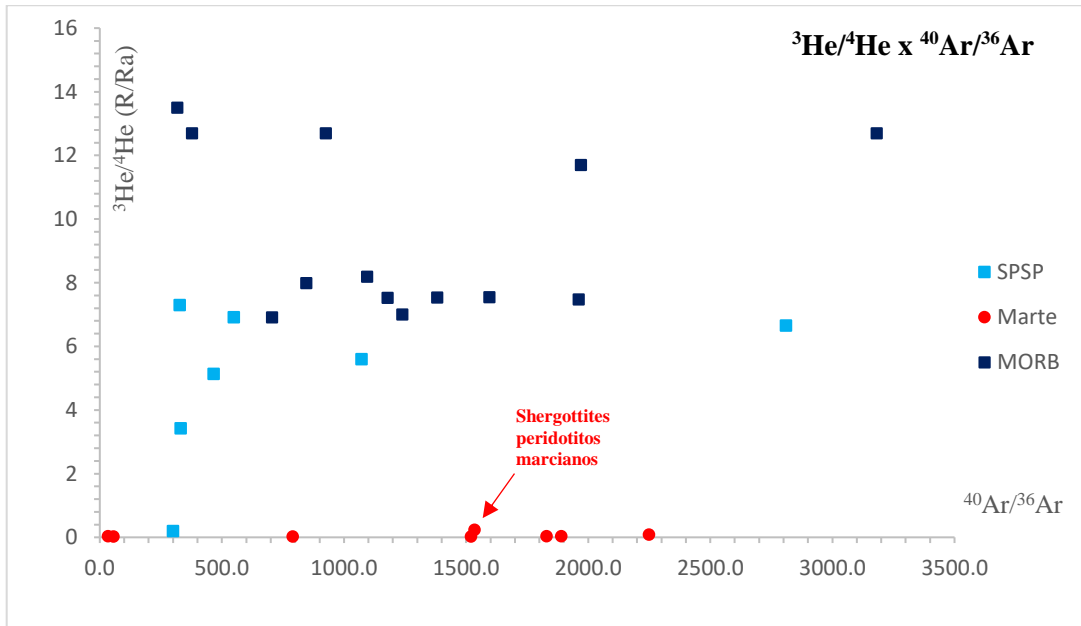


Figura 65: Gráfico de ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \times {}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ (SPSP: Angel-Amaya, 2010; Marte: Schwenzer *et al.*, 2007; MORB: Jambon *et al.*, 1985).

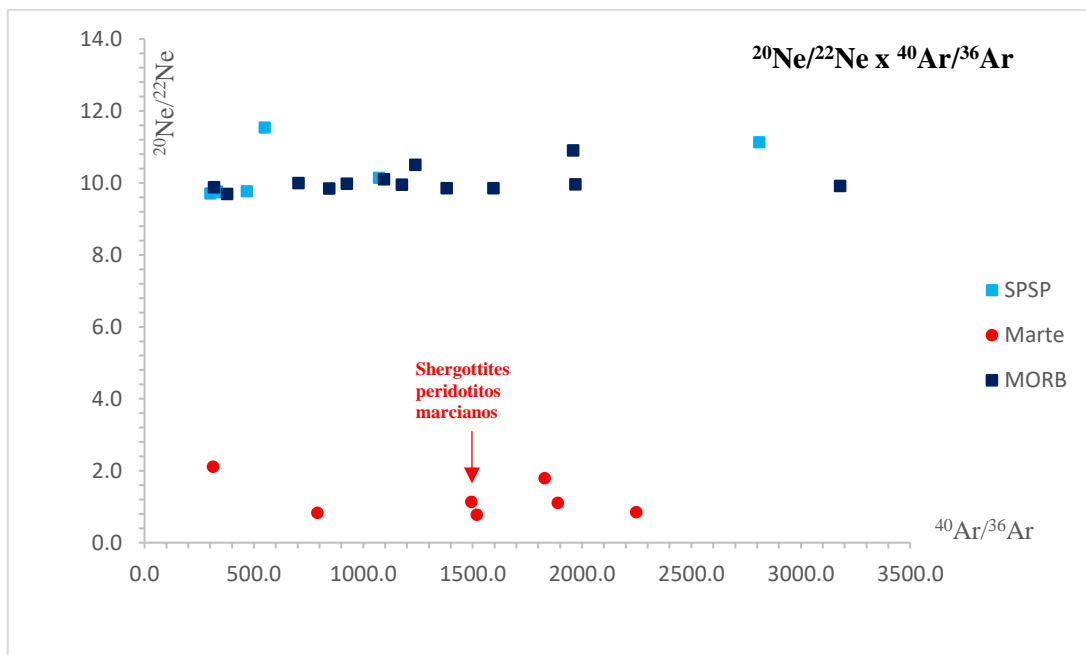


Figura 66: Gráfico de ${}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne} \times {}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ (SPSP: Angel-Amaya, 2010; Marte: Schwenzer *et al.*, 2007; MORB: Jambon *et al.*, 1985).

Analisando os valores das razões $^3\text{He}/^4\text{He} \times ^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ e de $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} \times ^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (figuras 65 e 66), vemos que a razão $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (e o intervalo de variação) em Marte é aproximadamente semelhante à de ASPSP e a dos MORB, e que $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ é bem maior em ASPSP do que em Marte.

Vemos que os meteoritos peridotitos 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 ASPSP, Gorgona (figura 63) 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).

10.3 ELEMENTOS–TRAÇO (ISÓTOPOS RADIOATIVOS)

Os resultados geoquímicos estão plotados nos gráficos a seguir e no anexo 3 (tabelas A3) (após as referências).

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.

Tabela 7: 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).

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

Na tabela 7, 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.

A seguir: Rubídio (Rb), Estrôncio (Sr), Chumbo (Pb), Tório (Th), Urânio (U).

10.3.1 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 fracionaria no manto, o estrôncio tende a se concentrar em plagioclásio, 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).

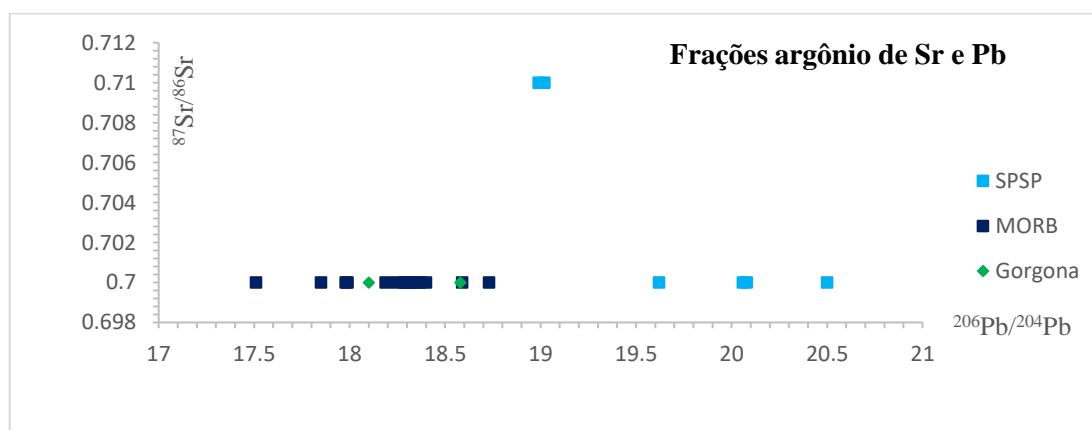


Figura 67: Gráfico de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (SPSP: Angel-Amaya, 2010; Gorgona: Kerr, 2005; MORB: Jambon *et al.*, 1985).

Analisando o gráfico (figura 67) de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, vemos que, fora poucas amostras de ASPSP, este local e Gorgona e os MORB estão no mesmo *trend*, sendo que ASPSP tem maior fração isotópica de chumbo (Pb) que os outros locais. Isto significa que ASPSP tem mais elementos radioativos do que Gorgona e MORB.

Na figura 68 é mostrada a relação de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ x $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ em Marte dada por meteoritos marcianos.

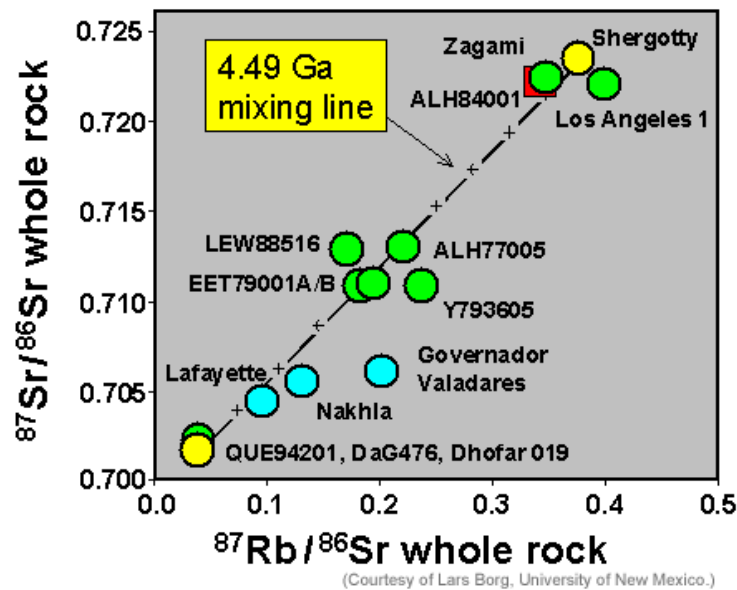


Figura 68: Dados isotópicos Rb-Sr de rocha inteira para shergottites e nakhlites (Borg, 2004).

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

Na figura 68, 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.

10.3.2 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, 2024). 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.

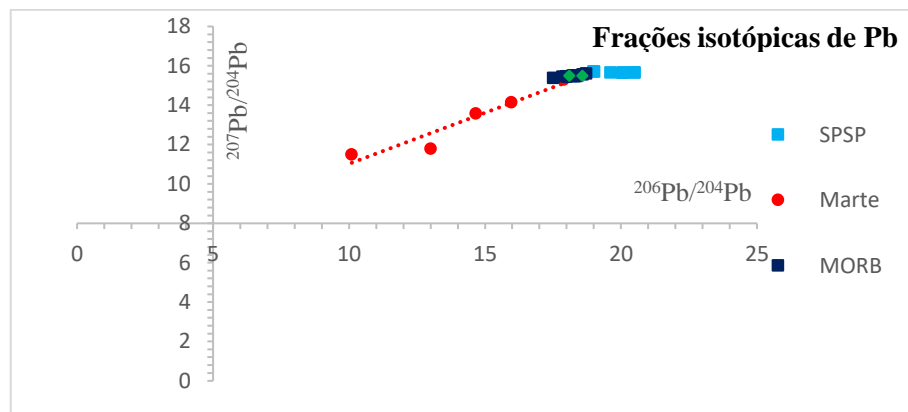


Figura 69: Gráfico de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (SPSP: Angel-Amaya, 2010; Marte: Bridges *et al.*, 2006; MORB: Jambon *et al.*, 1985).

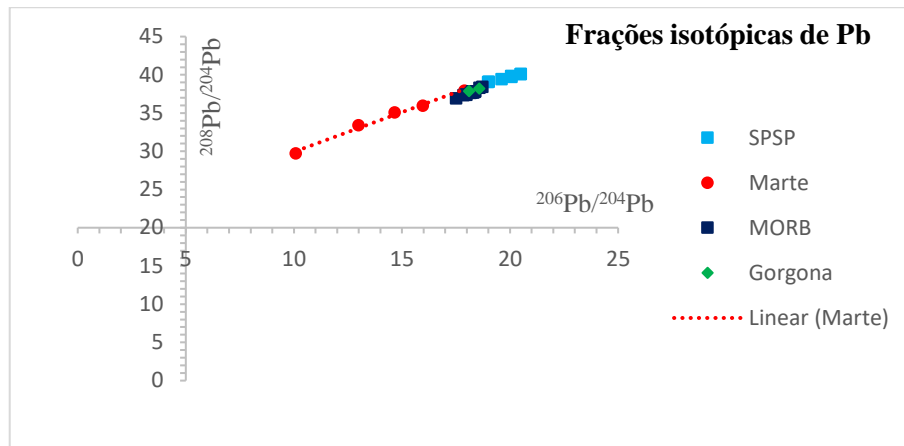


Figura 70: Gráfico de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (SPSP: Angel-Amaya, 2010; Gorgona: Kerr, 2005; Marte: Bridges *et al.*, 2006; MORB: Jambon *et al.*, 1985).

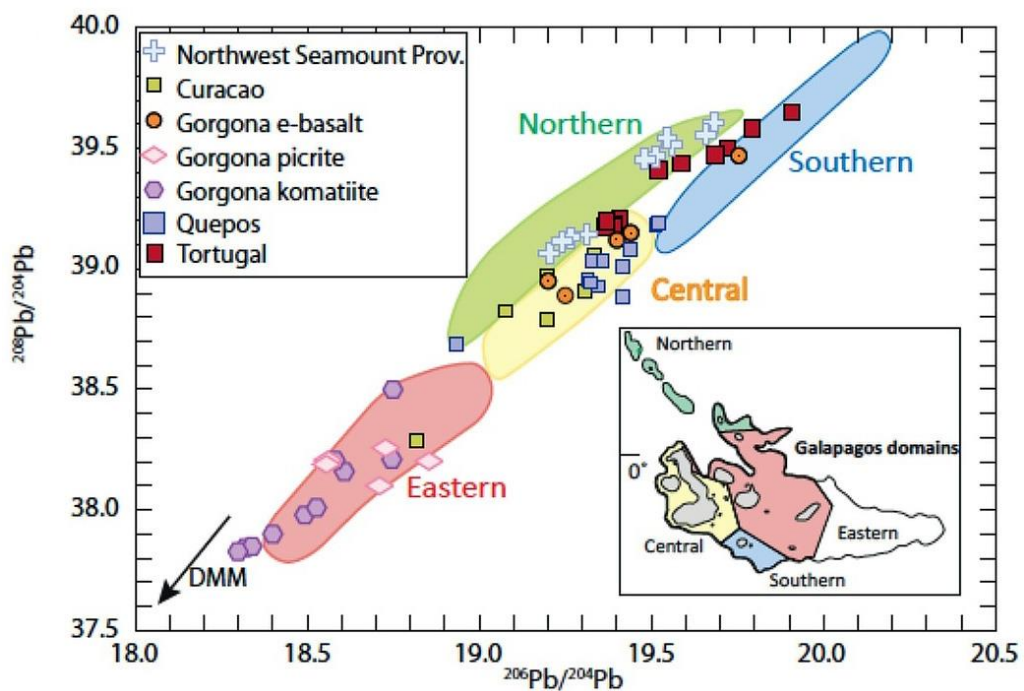


Figura 71: Gráfico comparativo de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de Tortugal e Quepos (Costa Rica), Gorgona (Colômbia) e Curaçao, com as rochas da Galápagos Large Igneous Province (LIP). DMM = Depleted MORB mantle (Trela, 2017; Trela *et al.*, 2017).

Tradução: retângulo menor em cima – “northwest; seamount; prov.” = “noroeste; montanha submarina; província”; retângulo maior – “northern; southern; central; eastern” = “norte; sul; centro, leste”; retângulo menor em baixo – “domains” = “domínios”.

Analisando os gráficos (figuras 69, 70 e 71) 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 Tortugal, Gorgona e MORB, mas ASPSP está em um *trend* diferente do de Marte. E Marte tem menor fração isotópica de chumbo do que os mantos terrestres (ASPSP e os komatiitos de Tortugal e de Gorgona) e os MORB, porque Marte tem menos elementos radioativos que a Terra. ASPSP é o mais enriquecido em chumbo, sendo mais que Tortugal, e este, mais que Gorgona.

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 Hubble, Spitzer, Kepler, Webb, etc. (NASA, 2024).

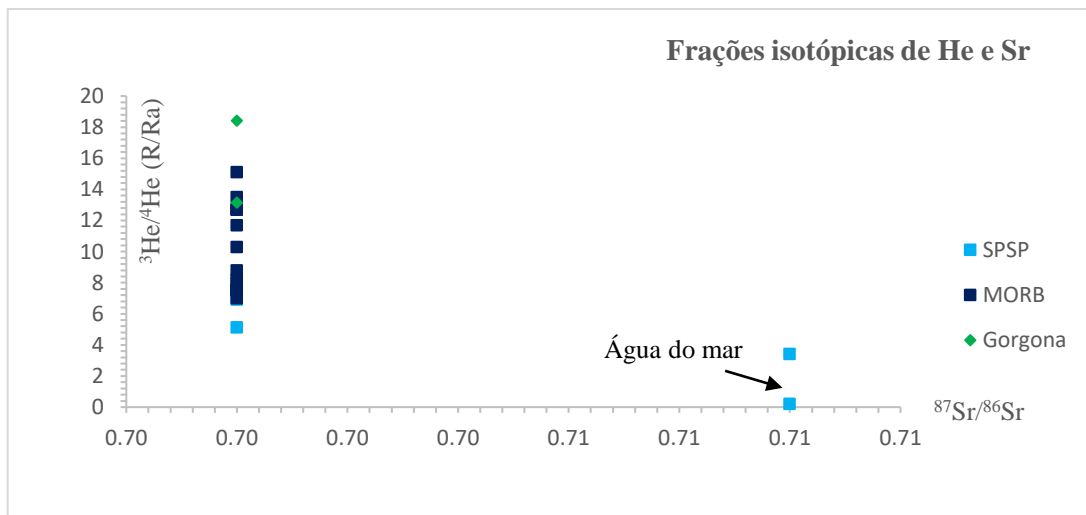


Figura 72: Gráfico de $^3\text{He}/^4\text{He}$ x $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (SPSP: Angel-Amaya, 2010; Gorgona: Kerr, 2005; MORB: Jambon *et al.*, 1985).

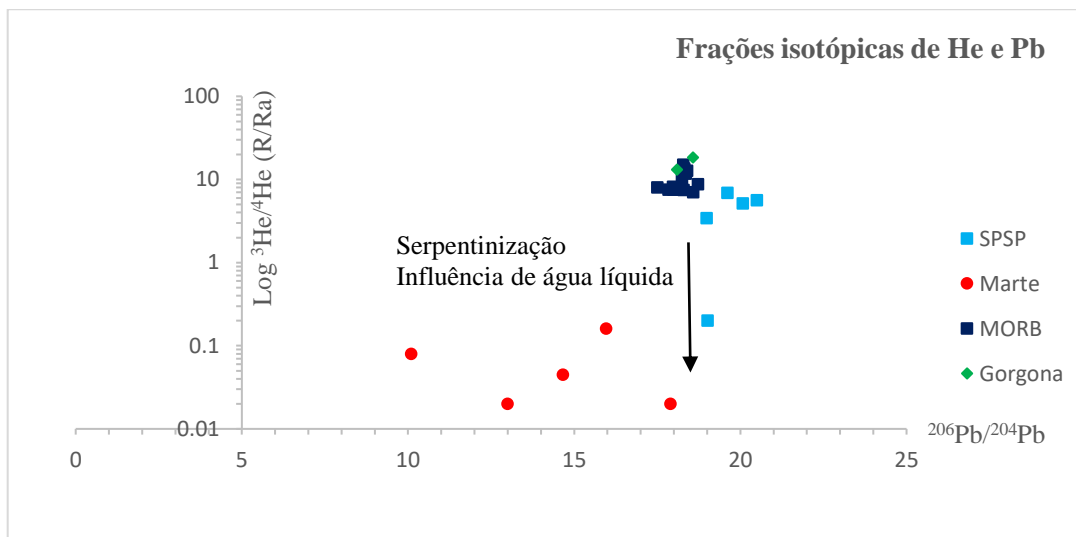


Figura 73: Gráfico de $^3\text{He}/^4\text{He} \times ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (SPSP: Angel-Amaya, 2010; Gorgona: Kerr, 2005; Marte: Schwenzer *et al.*, 2007; MORB: Jambon *et al.*, 1985).

Na figura 73, 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 72 e 73) 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 ASPSP têm concentrações médias de ^3He e baixa fração isotópica de estrôncio (Sr), estando no mesmo *trend* que Gorgona e MORB. E ASPSP tem poucas amostras com muito baixas concentrações de ^3He e relativamente maior fração isotópica de estrôncio que os outros locais.

Esta mínima concentração de ^3He indica a presença de água do mar nos peridotitos de ASPSP, 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.

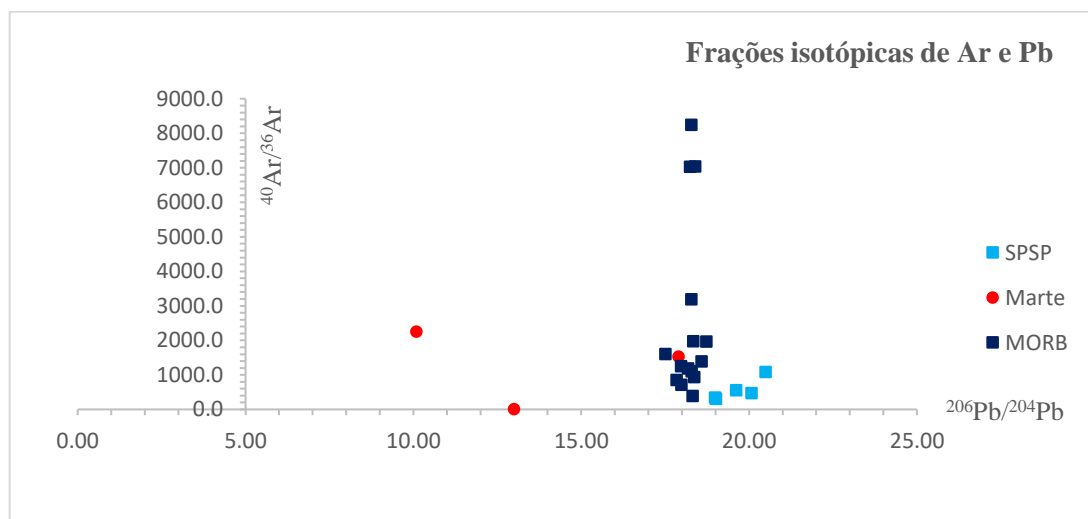


Figura 74: Gráfico de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (SPSP: Angel-Amaya, 2010; Marte: Schwenzer *et al.*, 2007; MORB: Jambon *et al.*, 1985).

Analisando o gráfico (figura 74) de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ x $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, notamos que ASPSP e Marte têm baixas concentrações de argônio (Ar), porém ASPSP 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.

10.3.3 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 63, 65, 72 e 73) e nas tabelas de gases nobres no anexo 3.

10.4 ELEMENTOS DE TERRAS RARAS (ETR)

Os resultados geoquímicos estão plotados nos gráficos a seguir e no anexo 4 (tabelas A4) (após as referências).

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 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 shergottites 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 ser extruído. 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 8 (extraídas da tabela 1 – página 55):

Tabela 8: Regras simples para elementos de terras raras (ETR), elementos-traço e reservatórios mantélicos (Taylor, 2004; autor, 2018).

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



Figura 75: Cratera Victoria, Marte (<<https://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/?IDNumber=PIA09104>> – Opportunity rover, NASA–JPL, 2006).

10.4.1 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, 2024).

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:

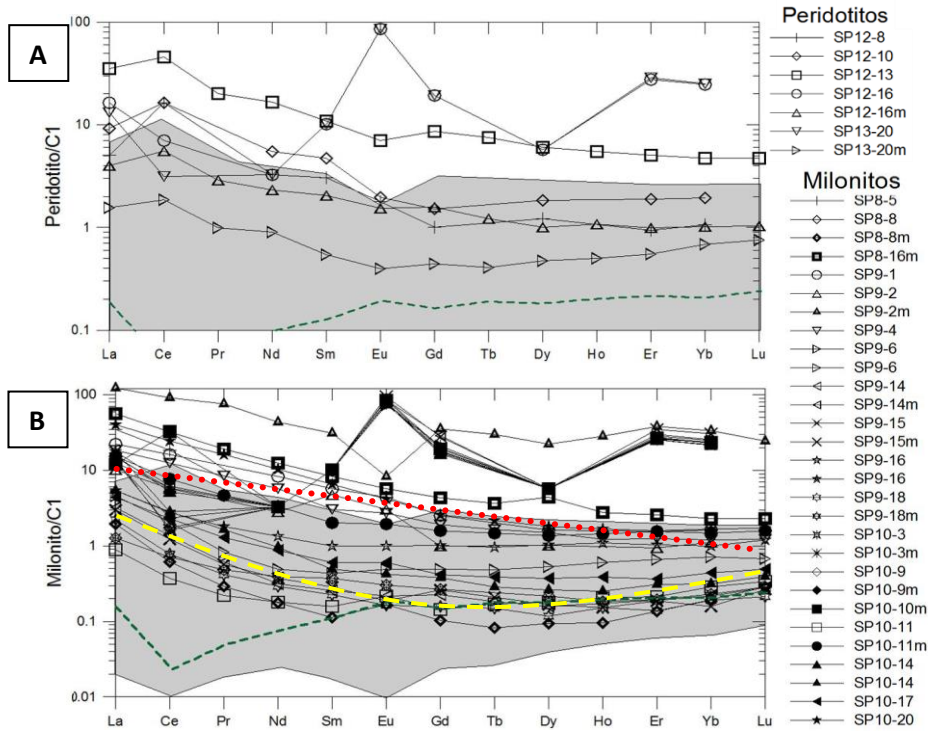
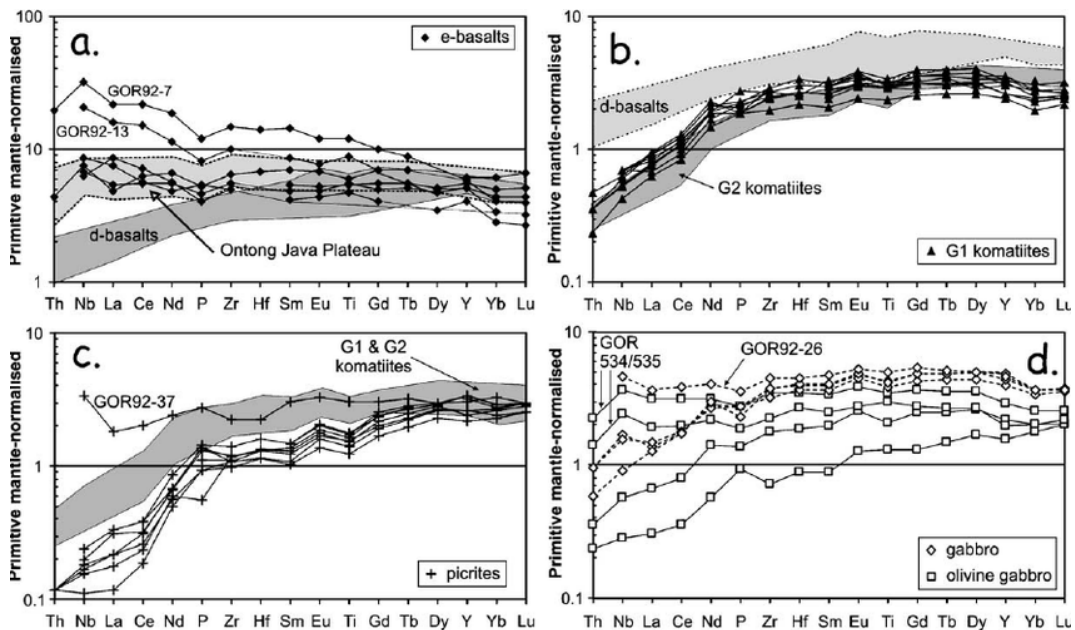
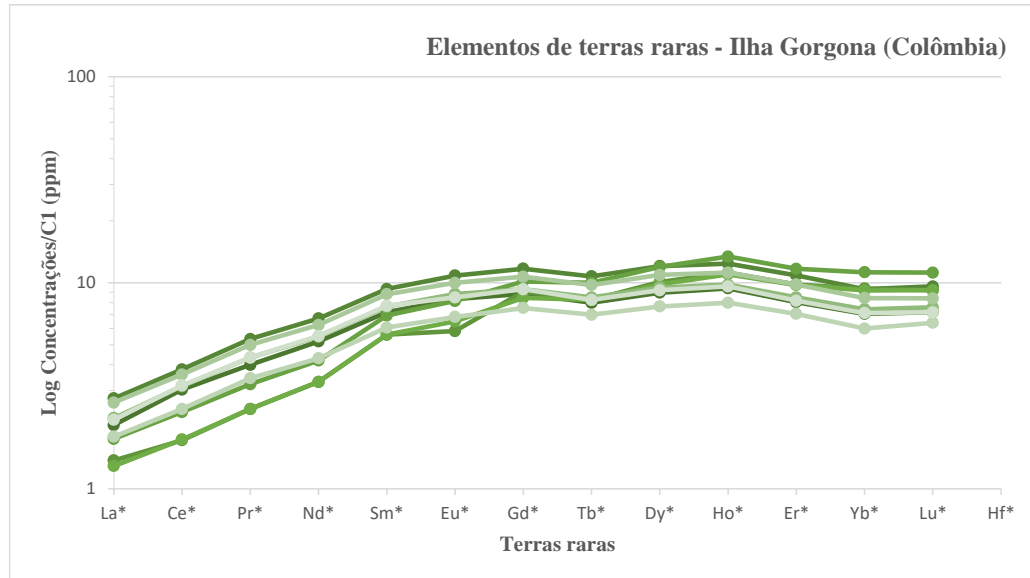


Figura 76: Gráficos dos elementos de terras raras (ETR) do Arquipélago de São Pedro e São Paulo (Angel-Amaya, 2010).

Na figura 76, 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 (plotagem A) e para os peridotitos milonitizados (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 anfibólio mostram um padrão semelhante à linha tracejada vermelha e amostras com espinélio têm um padrão côncavo simbolizado com a linha amarela.

2) Gorgona:



Figuras 77 e 78: Gráficos dos elementos de terras raras (ETR) (normalizados pelo manto primitivo – condrito (C1), McDonough *et al.*, 1992) de amostras de locais variados da ilha Gorgona (Colômbia) (Kerr, 2005).

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

Analisando os gráficos (figuras 77 e 78), percebemos que Gorgona tem baixa La/Yb e por isso tem reservatório mantélico depletado.

3) Tortugal:

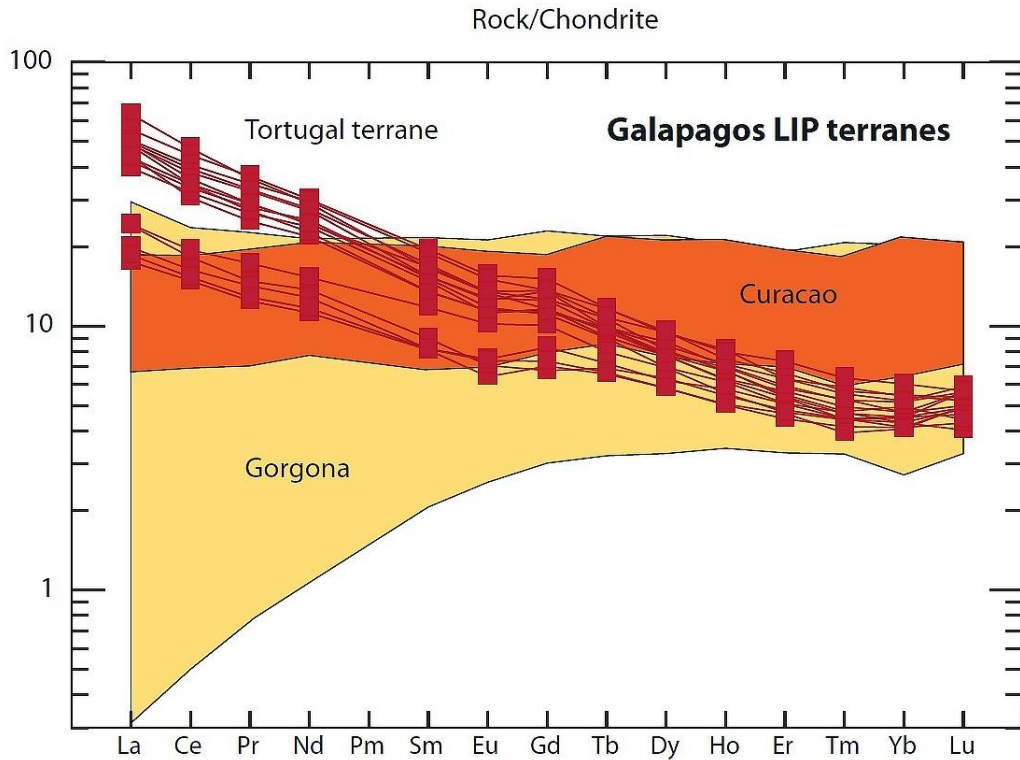


Figura 79: Gráfico dos elementos de terras raras (ETR) (normalizados pelo manto primitivo – condrito (C1), McDonough *et al.*, 1992) de amostras de locais variados de Tortugal (Costa Rica) (Trela *et al.*, 2017).

Tradução: em cima – “*rock; chondrite; terranes*” = “rocha; condrito; terrenos”.

Este gráfico (figura 79) mostra as posições relativas, em termos de ETR, de rochas da Galápagos LIP (*Large Igneous Province*) – komatiitos de Tortugal e de Gorgona, e basaltos de Curaçao. Comparando o gráfico de Tortugal com o gráfico de ASPSP (figura 76), com o gráfico de Gorgona (figuras 77 e 78), e com o gráfico de Marte (figuras 80 e 81), percebemos que Tortugal tem maior La/Yb e por isso é mais enriquecido em ETR do que os peridotitos de ASPSP e os komatiitos de Gorgona, e bem mais enriquecido do que Marte. Nota-se que Tortugal é o mais enriquecido em ETR leves (La – Sm) de todos locais. Tortugal é um manto anormalmente enriquecido.

4) Marte:

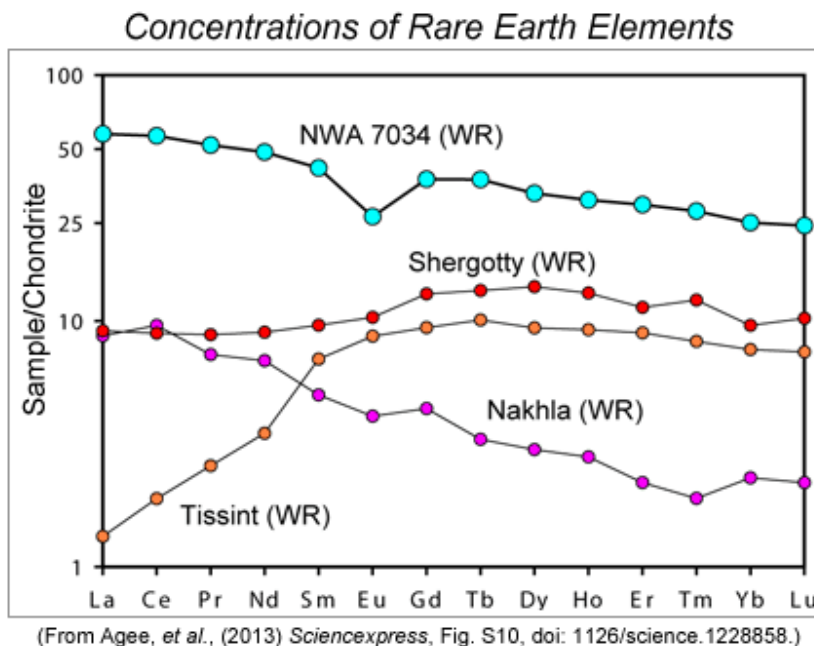


Figura 80: Gráfico de concentrações de elementos de terras raras (ETR) (normalizados pelo manto primitivo – condrito (C1), McDonough *et al.*, 1992) de quatro classes distintas de meteoritos de Marte (Agee *et al.*, 2013).

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

Na figura 80, 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.

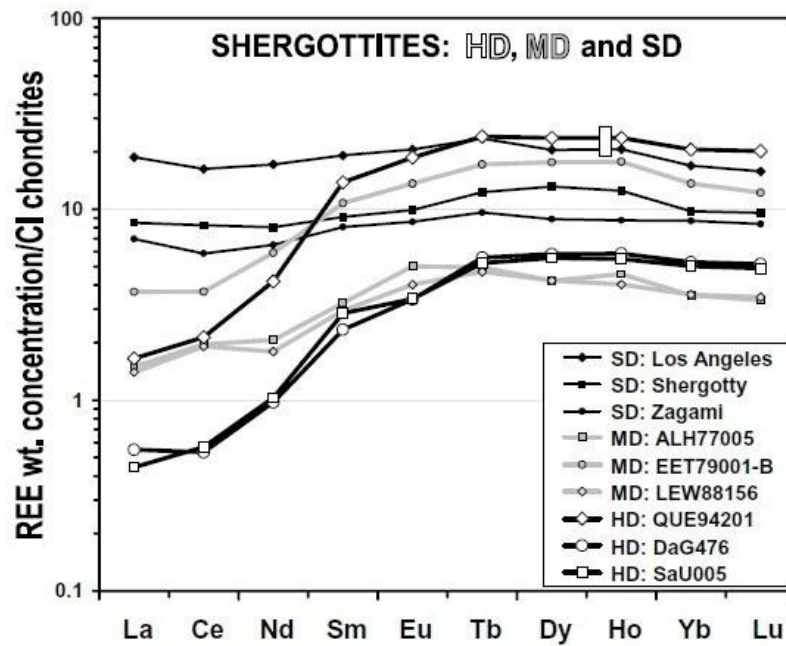


Figura 81: Gráfico de elementos de terras raras (ETR) (normalizados pelo manto primitivo – condrito (C1), McDonough *et al.*, 1992) de Marte vindas de amostras de meteoritos shergottites marcianos (Bridges *et al.*, 2006).

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

Analisando os gráficos (figuras 80 e 81), 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 77, 78, 80 e 81) vemos que Marte é parecido com Gorgona, sendo um pouco mais enriquecido em ETR leves (La – Sm) do que este.

5) MORB:

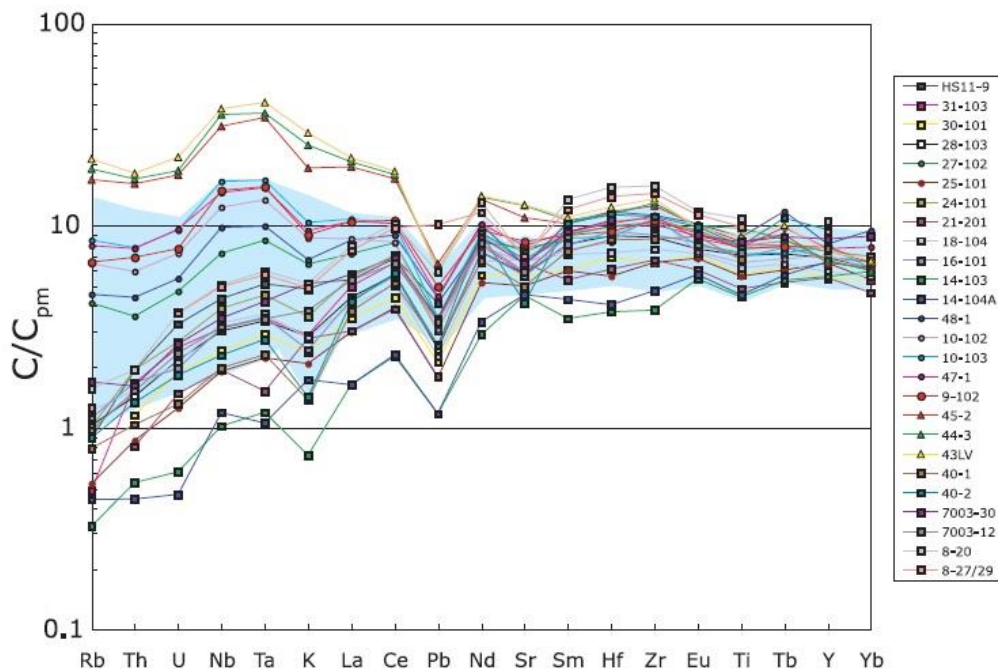


Figura 82: Gráfico das abundâncias de elementos de terras raras (ETR) (normalizados pelo manto primitivo – condrito (C1), McDonough *et al.*, 1992) dos MORB (Hémond *et al.*, 2006).

Na figura 82, 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 82), percebemos que os MORB têm razão intermediária La/Yb, e por isso tem reservatório intermediário. Porém, ASPSP é bem mais enriquecido que os MORB, sendo mais enriquecido em ETR leves (La – Sm). Nota-se que ASPSP é o manto mais enriquecido em ETR leves (La – Sm) de todos. ASPSP é um manto anormalmente enriquecido.

Analisando as figuras 76, 77, 78 e 79, e comparando com os gráficos de Marte (figuras 80 e 81) percebemos que Tortugal 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.

10.5 RAZÃO ISOTÓPICA DE CARBONO E OXIGÊNIO

Foi feita a análise geoquímica de razão isotópica de carbono e oxigênio, *i.e.*, isótopos estáveis de C e O por espectrometria de massa, de todas as 16 amostras coletadas de peridotitos (ASPSP) e komatiitos (Tortugal).

“O princípio básico da análise de isótopos estáveis é a quantificação de um isótopo pesado de um elemento com referência à quantidade do isótopo mais comum deste mesmo elemento, sendo o motivo que a técnica é chamada também de análise de razão isotópica. Foi utilizado um *Isotope Ratio Mass Spectrometer* (IRMS) que selecionou e mediu a quantidade de íons de acordo sua razão massa-carga elétrica” (LAMIR, 2024).

“Tradicionalmente, utiliza-se a notação delta (δ) para expressar os resultados deste tipo de análise, ao invés de uma simples razão, devido à necessidade de sempre comparar o resultado com um padrão aceito pela comunidade científica. É uma grandeza adimensional, dada em permilagem (‰) na escala padrão de referência internacional de cada elemento. Utiliza-se o padrão *Vienna Peedee Belemnite* (VPDB) em ‰” (LAMIR, 2024).

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{amostra}}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{VPDB}}} - 1 \right]$$

Figura 83: Exemplo de cálculo de razão isotópica do carbono (LAMIR, 2024).

No certificado técnico N° 2023 204 FRX (LAMIR) (anexo 5), foi observado que as amostras P-SPSP-C-DR-24A (peridotito) e -3D (komatiito) “contém cálcio e uma perda ao fogo compatível com traços de carbonato. As demais amostras não geraram gás CO₂ suficiente para análise, o que indica baixas quantidades de carbonatos” (LAMIR, 2024). Os dados estão reproduzidos na tabela 9:

Tabela 9: Razões isotópicas de carbono e oxigênio em duas amostras (LAMIR, 2024; autor, 2024).

ID amostra	N° LAMIR	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB)	$\delta^{15}\text{O}$ (‰ VPDB)	data da análise
P-SPSP-C-DR- 24A	204/23-02	1,48	2,91	31/1/2024
K-TOR-3D	204/23-15	-10,96	-7,44	31/1/2024

11 RESULTADOS LABORATORIAIS DAS LÂMINAS PETROGRÁFICAS

11.1 ANÁLISE MICROSCÓPICA

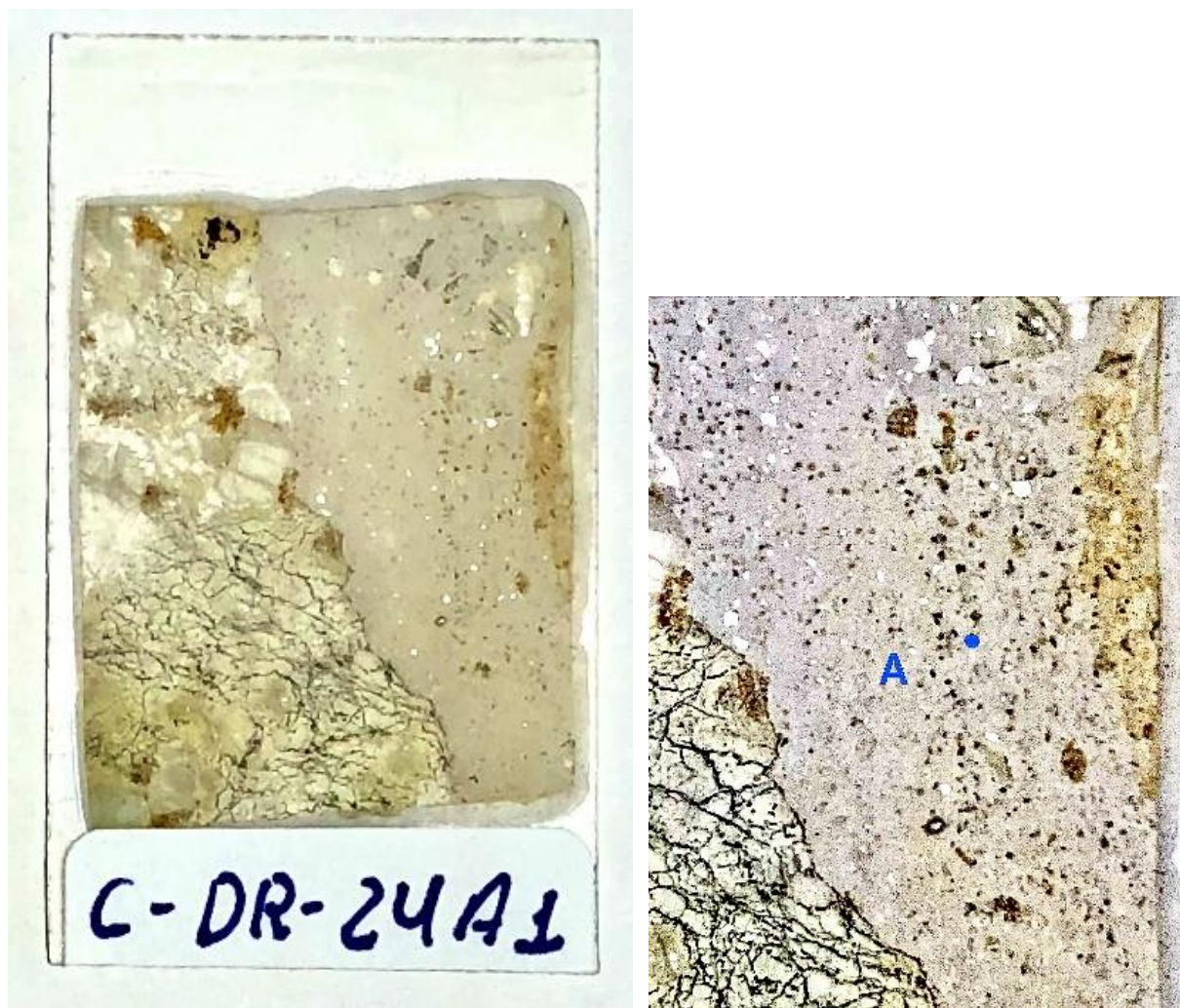
Com base nos resultados geoquímicos de todas as amostras de rochas ultramáficas coletadas, especialmente nos resultados de razão isotópica, identificamos as lâminas petrográficas produzidas daquelas amostras, com maior probabilidade de se encontrar microfósseis, como sendo 6 lâminas (das 20 totais): A1 e A2 da amostra peridotítica P-SPSP-C-DR-24A, 1A da amostra komatiítica K-TOR-1A, 3C da amostra komatiítica K-TOR-3C, 3D da amostra komatiítica K-TOR-3D e 5A da amostra komatiítica K-TOR-5A.

As localizações e os tamanhos dos cortes e fatias que foram extraídas das amostras rochosas estão identificados (setas) nas figuras a seguir. Os traços escuros e azulados significam cortes perpendiculares às superfícies das rochas. De dentro das fatias retangulares retiradas, foram depois escolhidas as maiores áreas esbranquiçadas (carbonatos) possíveis existentes, para os polimentos destas para as lâminas petrográficas produzidas.

As análises descritivas microscópicas das lâminas estão nas legendas das figuras a seguir, pois as imagens são autoexplicativas.



Figura 84: Amostra P-SPSP-C-DR-24A de peridotito (com carbonato anexado) de ASPSP. Os dois traços escuros significam dois cortes perpendiculares à superfície da rocha. De dentro das duas fatias retangulares retiradas, foi escolhida a área (para cada fatia) com metade situada na região esbranquiçada (carbonatos) e metade situada na região escura (peridotito) (marcada com caneta "pilot"), para os polimentos destas para as duas lâminas petrográficas produzidas. Barra de escala (régua) em cm (autor, 2020).



Figuras 85 e 86: Lâmina petrográfica A1 da amostra peridotítica P-SPSP-C-DR-24A (figura 84) de ASPSP e, respectivamente, detalhe da lâmina mostrando (em azul) o ponto de interesse (em inglês: *point of interest* (POI)) A, onde estão localizadas estruturas microscópicas bastante interessantes (autor, 2023 e 2024).



Figura 87: Imagem por microscópio óptico do POI A (figura 86), mostrando três estruturas lineares em faixas finas escuras paralelas, sendo possíveis mineralizações de microfósseis (ver sub-título 12.3.1 – Amostras de peridotitos, página 207). Barra de escala (preta-branca) = 50 μm (autor, 2024).

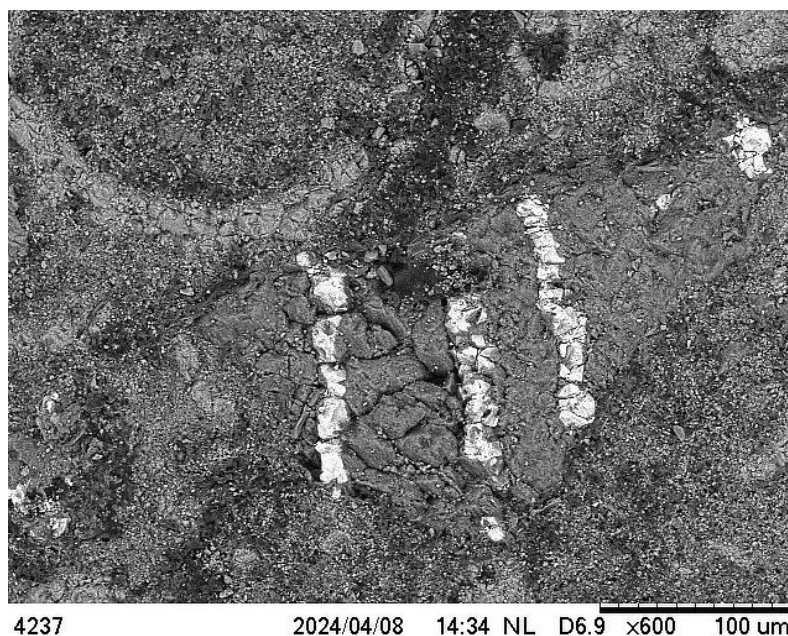


Figura 88: Imagem por microscópio eletrônico de varredura ambiental (MEV-A) do POI A, mostrando as mesmas três estruturas lineares (brancas) paralelas. Barra de escala (preta) = 100 μm (autor e Barbosa, 2024).

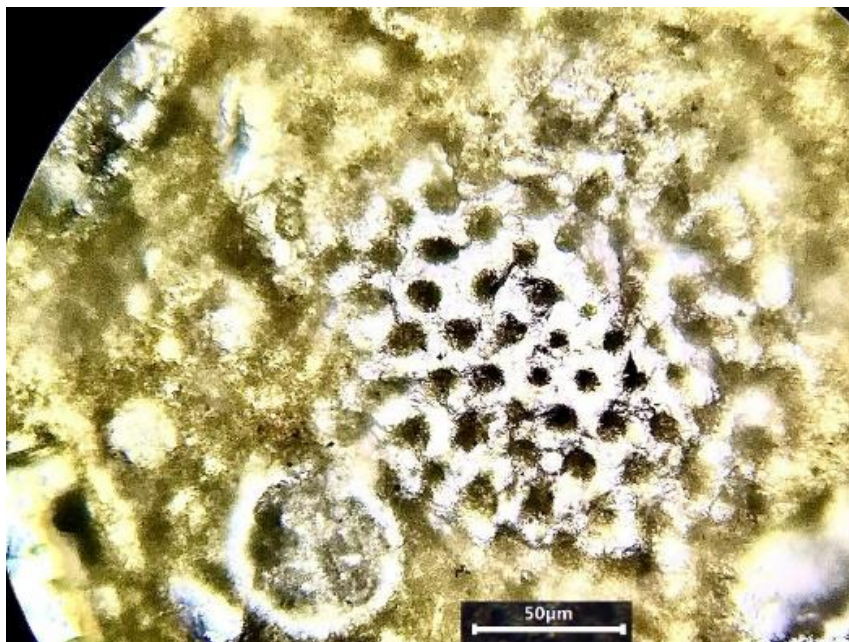


Figura 89: Imagem por microscópio ótico na região em torno do POI A, mostrando várias estruturas de cavidades redondas escuras organizadas, provavelmente provenientes de microrganismos. Barra de escala (preta-branca) = 50 μm (autor, 2024).

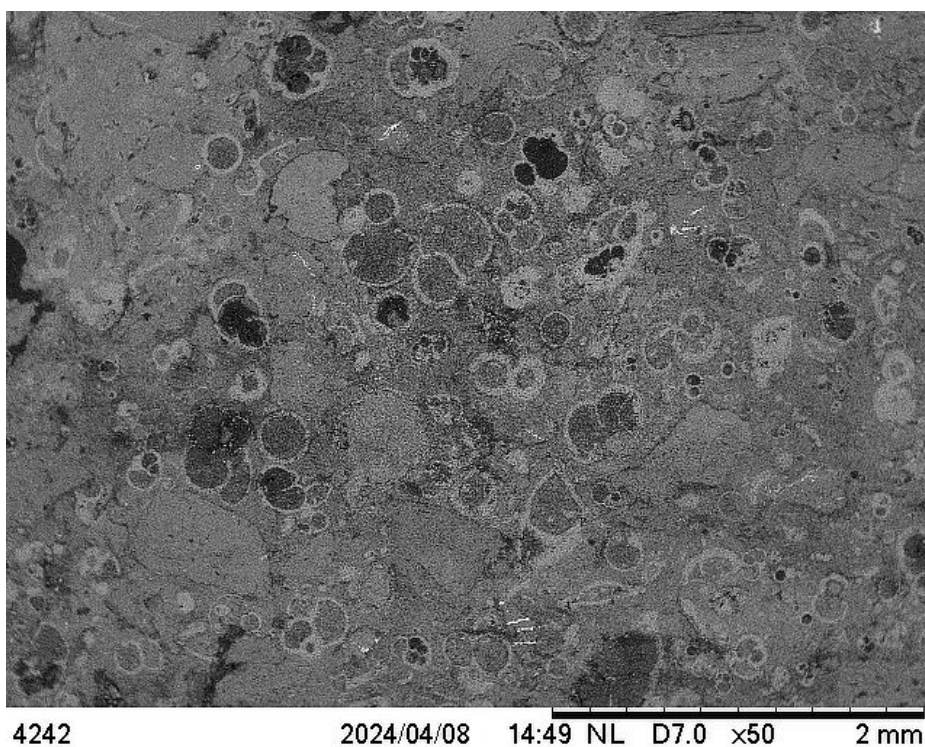


Figura 90: Imagem por MEV-A na região em torno do POI A, mostrando muitos foraminíferos microfossilizados em uma vasa. Barra de escala (preta) = 2 mm (Barbosa, 2024).

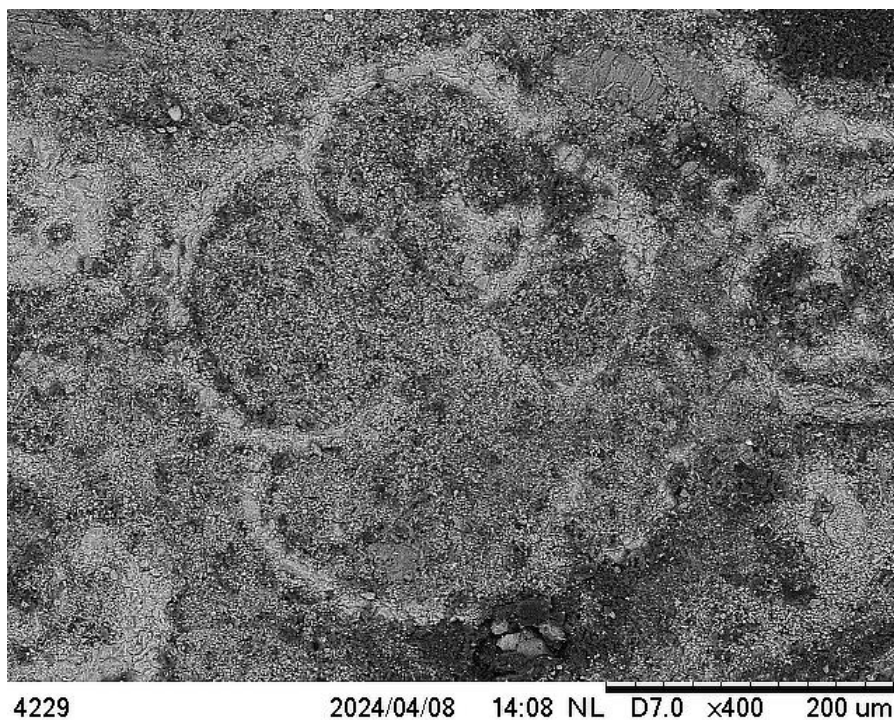


Figura 91: Imagem por MEV-A na região em torno do POI A, mostrando foraminífero microfossilizado. Barra de escala (preta) = 200 μm (Barbosa e autor, 2024).

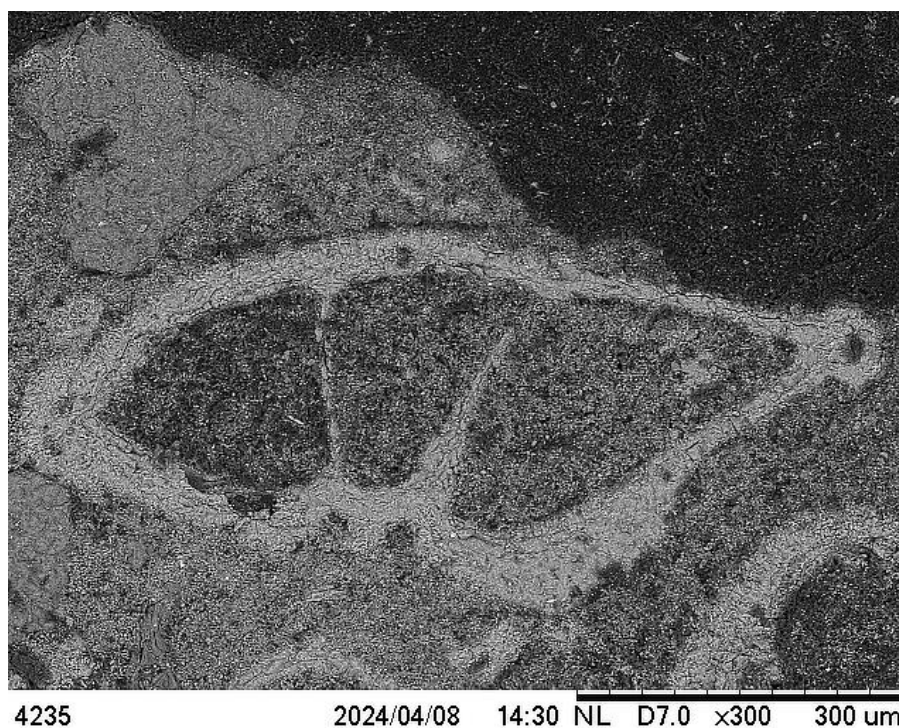


Figura 92: Imagem por MEV-A na região em torno do POI A, mostrando foraminífero microfossilizado. Barra de escala (preta) = 300 μm (Barbosa, 2024).

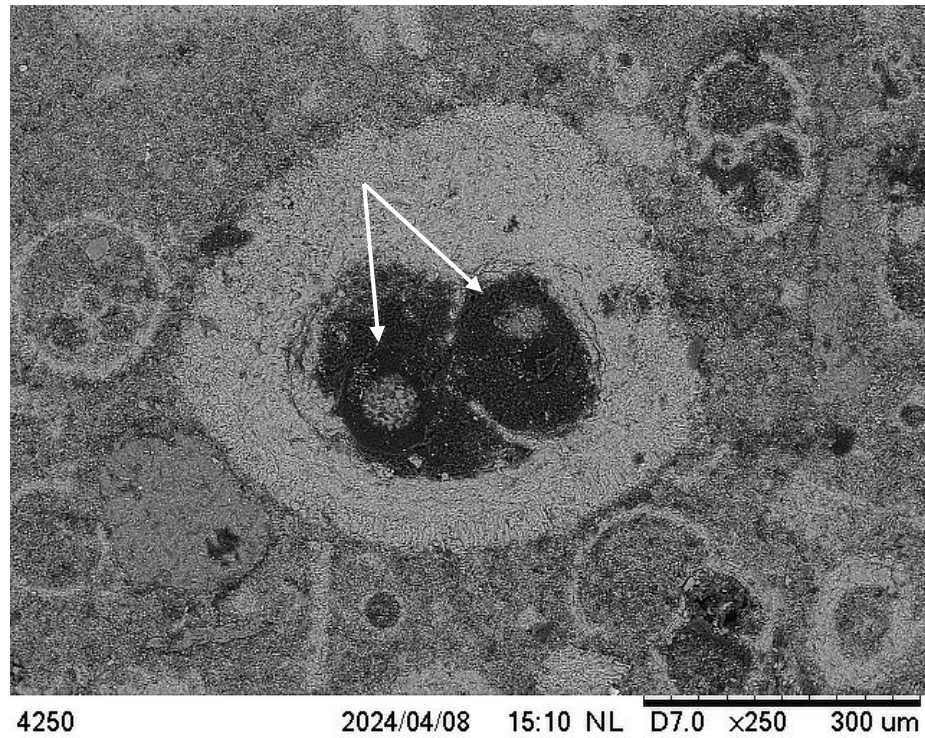


Figura 93: Imagem por MEV-A na região em torno do POI A, mostrando foraminífero microfossilizado com parede espessa e com duas estruturas circulares (setas brancas) no interior em cada ventrículo. Barra de escala (preta) = 300 μm (Barbosa e autor, 2024).

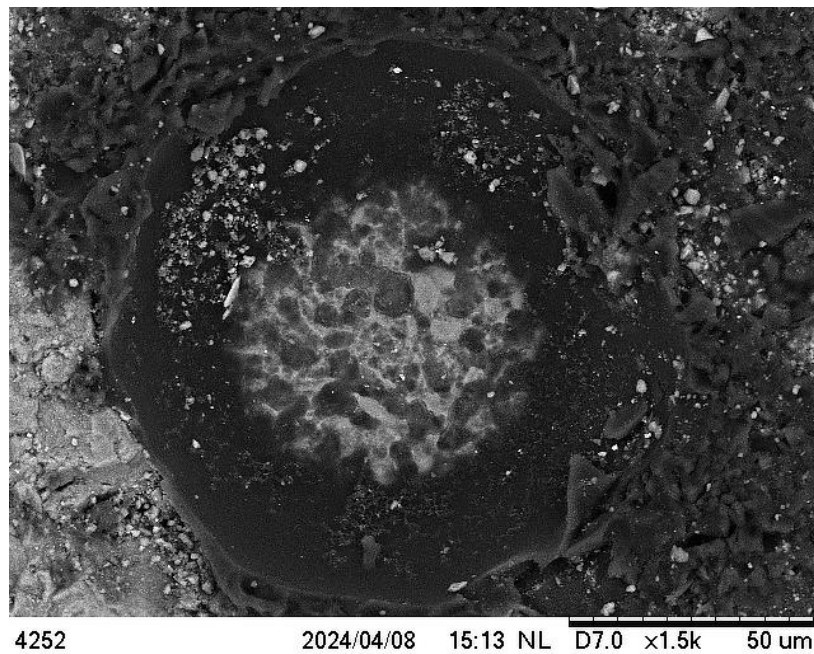


Figura 94: Imagem por MEV-A na região em torno do POI A, mostrando com detalhes uma estrutura circular interna ao foraminífero microfossilizado (figura 93), contendo formas escurecidas organizadas. Barra de escala (preta) = 50 μm (autor e Barbosa, 2024).

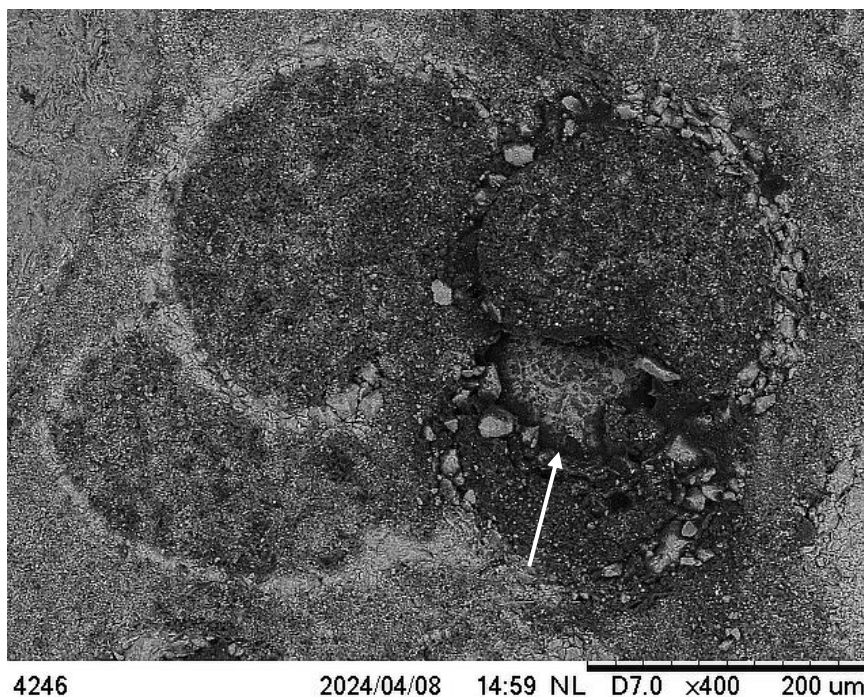


Figura 95: Imagem por MEV-A na região em torno do POI A, mostrando foraminífero microfossilizado com parede fina e com uma estrutura semi-triangular (seta branca) no interior, perto do centro à direita. Barra de escala (preta) = 200 μm (Barbosa e autor, 2024).

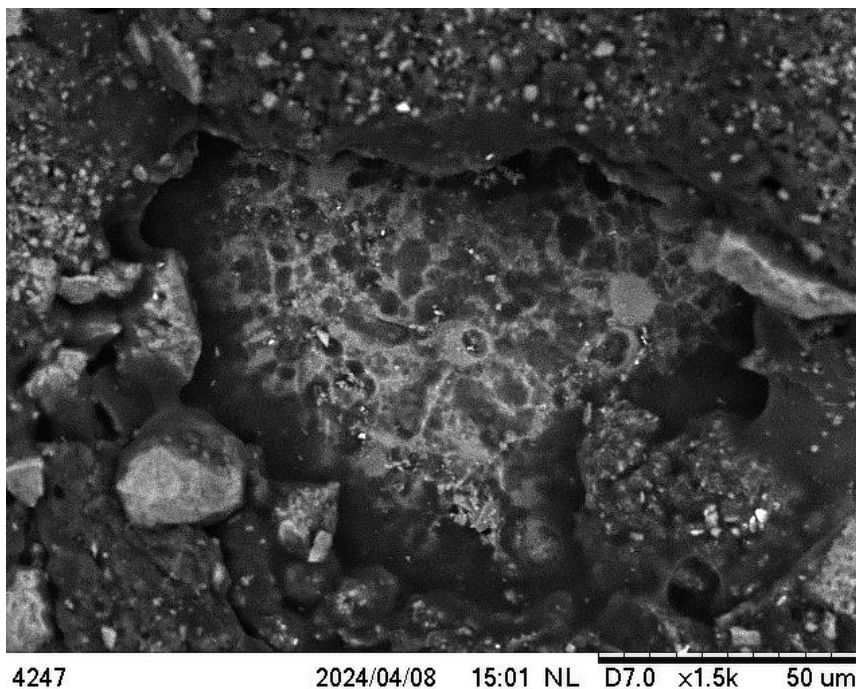


Figura 96: Imagem por MEV-A na região em torno do POI A, mostrando com detalhes a estrutura semi-triangular interna ao foraminífero microfossilizado (figura 95), contendo formas escurecidas organizadas. Barra de escala (preta) = 50 μm (autor e Barbosa, 2024).

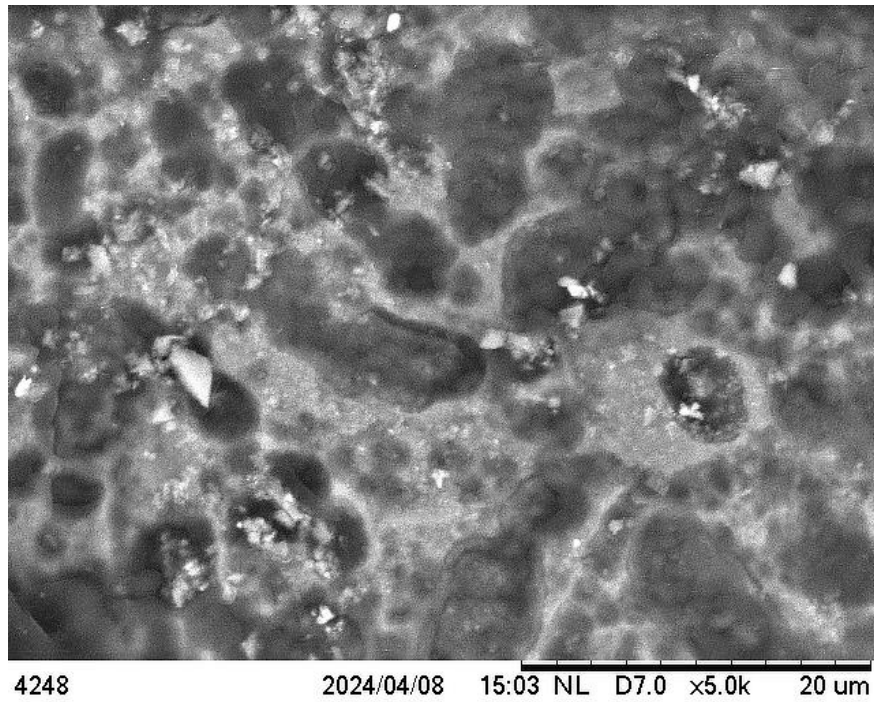
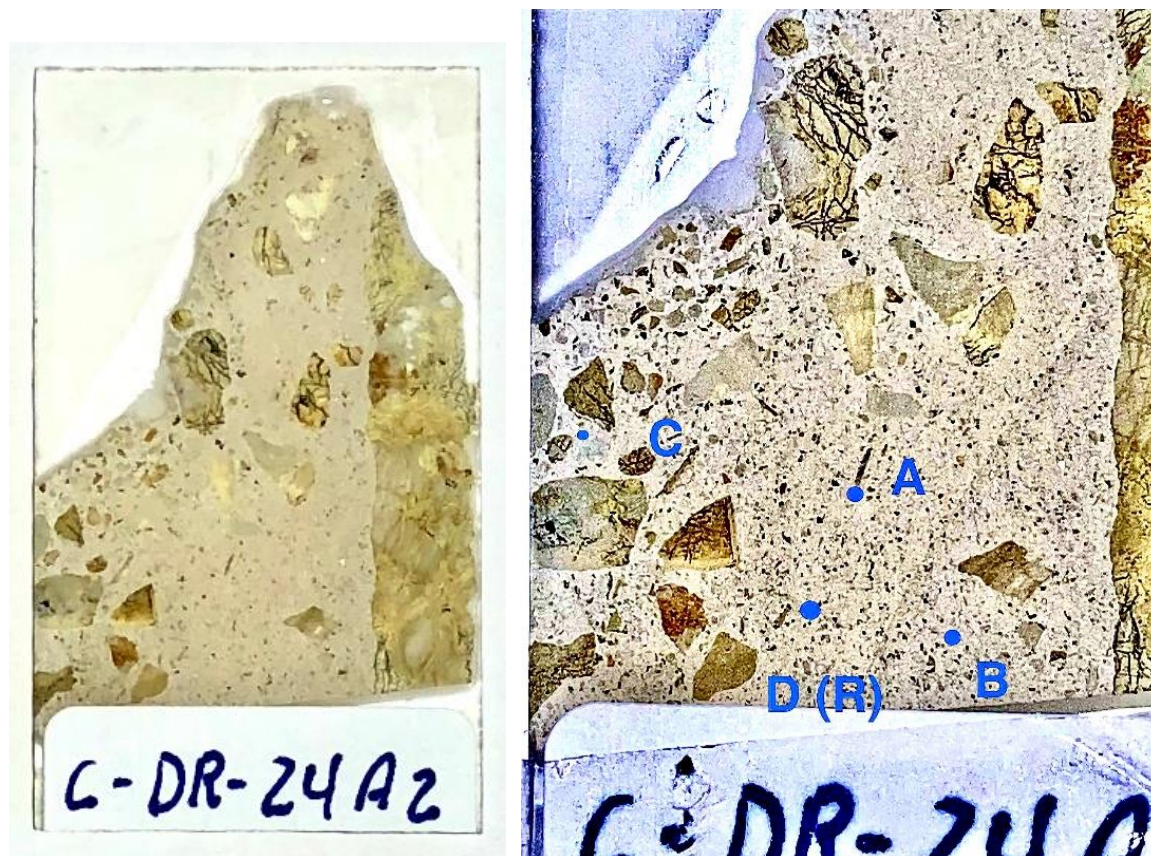


Figura 97: Imagem por MEV-A na região em torno do POI A, mostrando detalhes da figura 96. Barra de escala (preta) = 20 µm (autor e Barbosa, 2024).



Figuras 98 e 99: Lâmina petrográfica A2 da amostra peridotítica P-SPSP-C-DR-24A (figura 84) de ASPSP e, respectivamente, detalhe da lâmina mostrando (em azul) os POI A, B, C, D(R), onde estão localizadas estruturas microscópicas bastante interessantes (autor, 2023 e 2024).

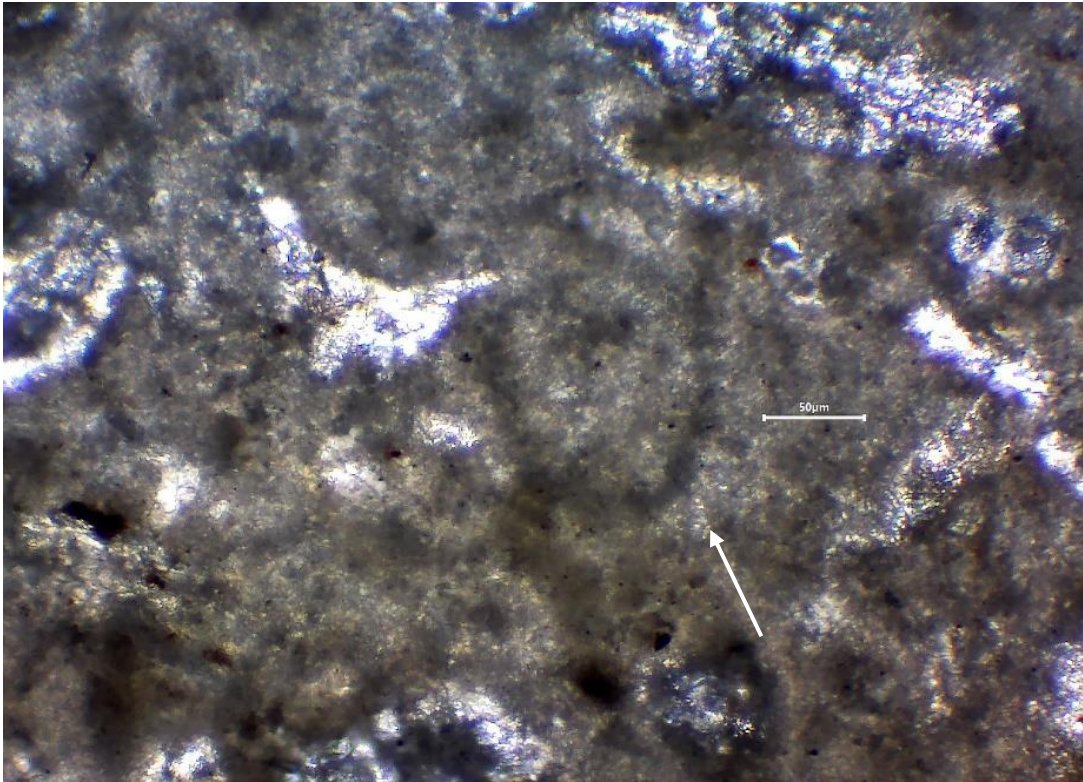


Figura 100: Imagem por microscópio ótico do POI A (figura 99), mostrando provável microfóssil em forma de U (seta branca). Note a estrutura celular septada bem preservada. Barra de escala (branca) = 50 μm (autor, 2024).

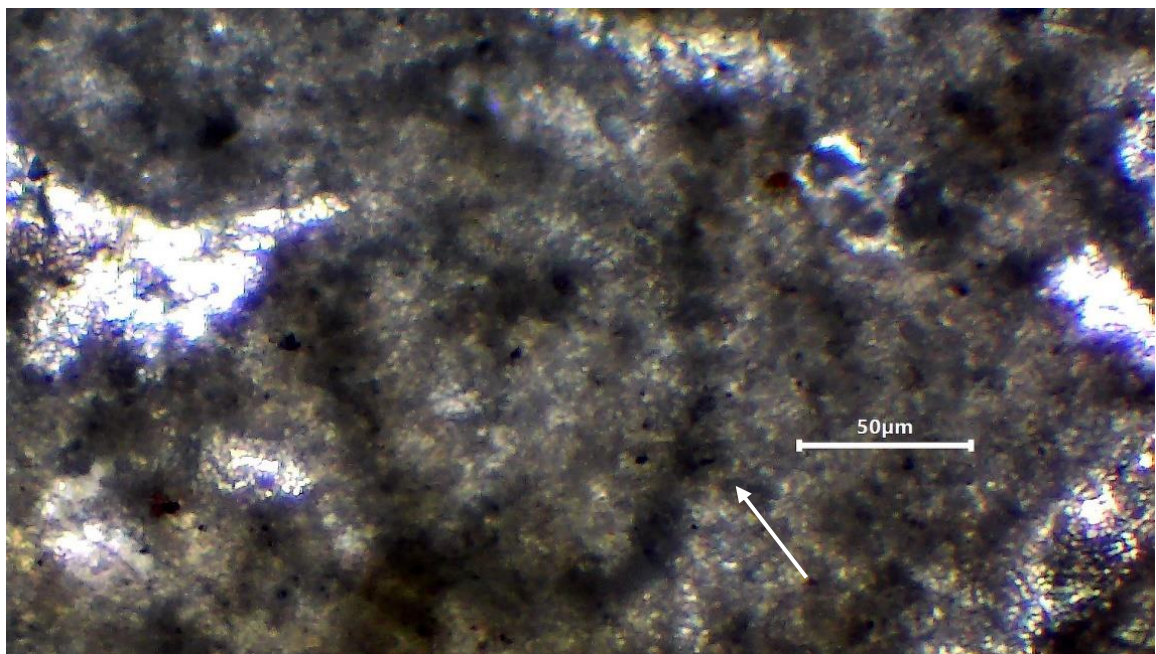


Figura 101: Imagem por microscópio ótico do POI A, mostrando ampliadamente o provável microfóssil em forma de U (seta branca) (figura 100). Note as estrutura celular septada bem preservada. O filamento encontra-se achatado e preservado por permineralização (“petrificação”, como madeira petrificada) no carbonato, o que reflete com precisão seu tamanho original de célula. Barra de escala (branca) = 50 μm (autor, 2024).

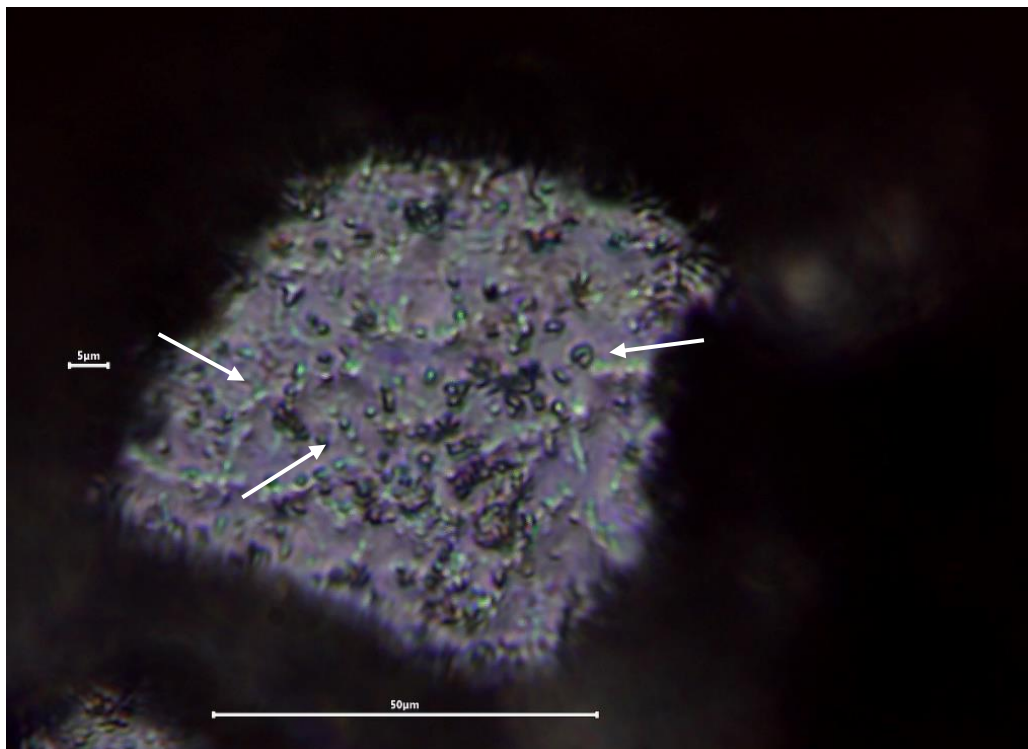


Figura 102: Imagem por microscópio ótico do POI B (figura 99), mostrando vários possíveis microfósseis (setas brancas), distribuídos aleatoriamente mas juntos em pequenos grupos. Barra de escala (branca pequena) = 5 μm ; barra de escala (branca longa) = 50 μm (autor, 2024).

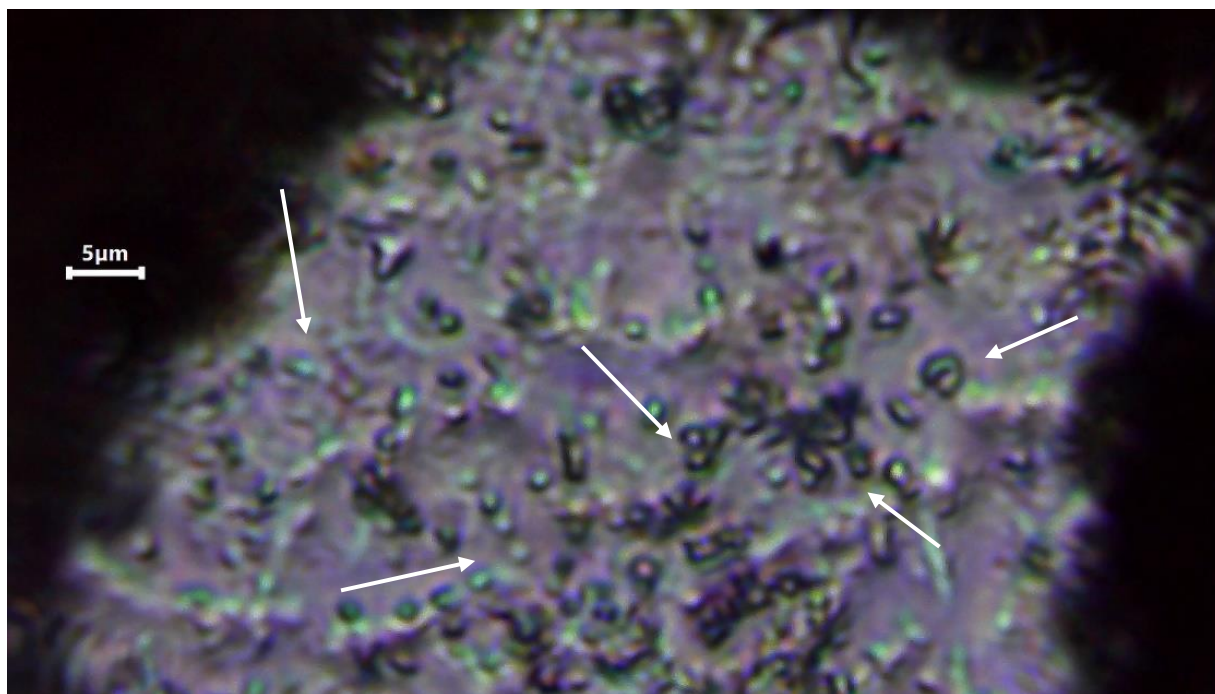


Figura 103: Imagem por microscópio ótico do POI B, mostrando ampliadamente vários possíveis microfósseis (cada um com $\sim 1 \mu\text{m}$ de diâmetro) (figura 102), com formas cocóides (esféricas) e alguns bastonetes (um pouco alongados e curvos) (setas brancas), distribuídos aleatoriamente mas juntos em pequenos grupos. Barra de escala (branca) = 5 μm (autor, 2024).

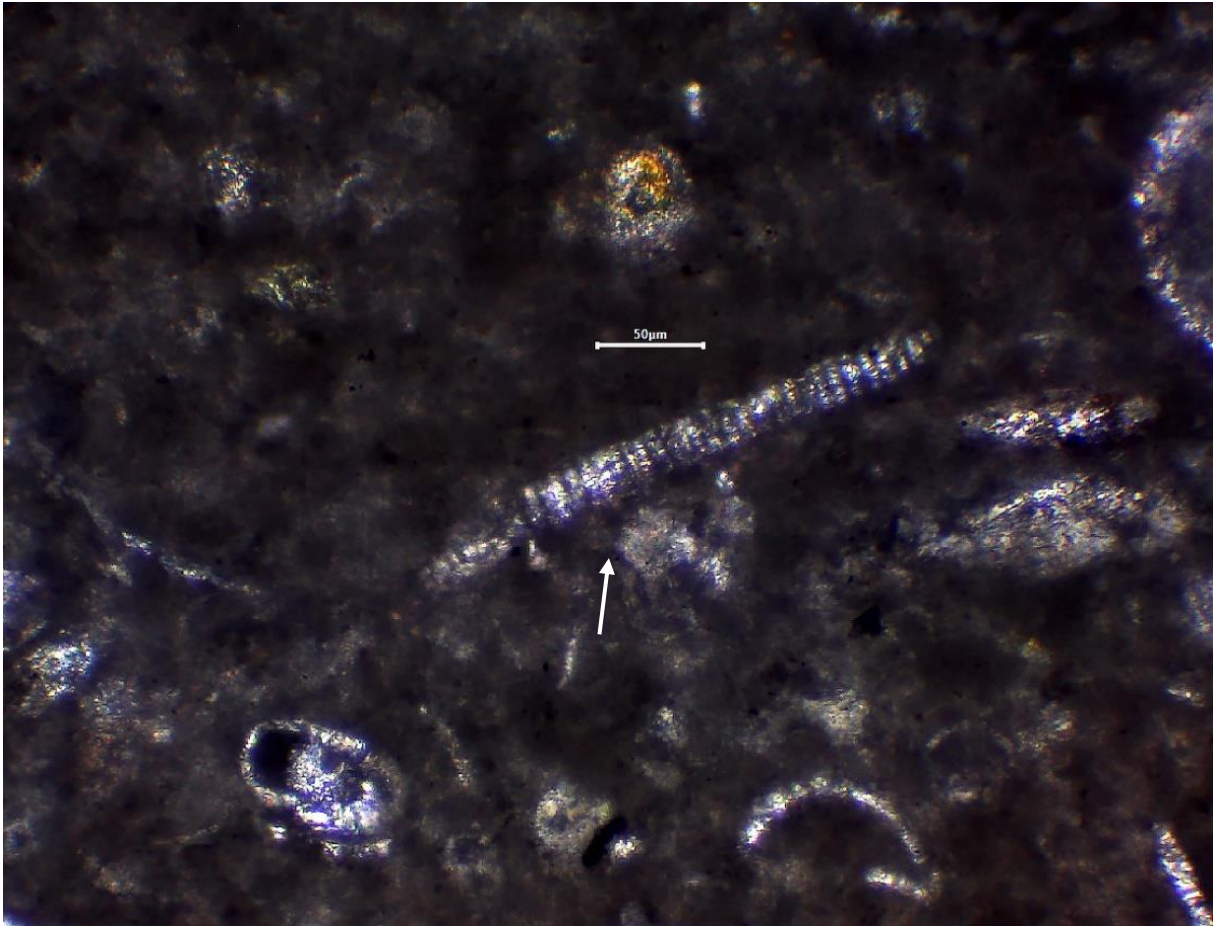


Figura 104: Imagem por microscópio ótico do POI C (figura 99), mostrando possível microfóssil em forma cilíndrica com estrutura celular septada (seta branca). Barra de escala (branca) = 50 μm (autor, 2024).

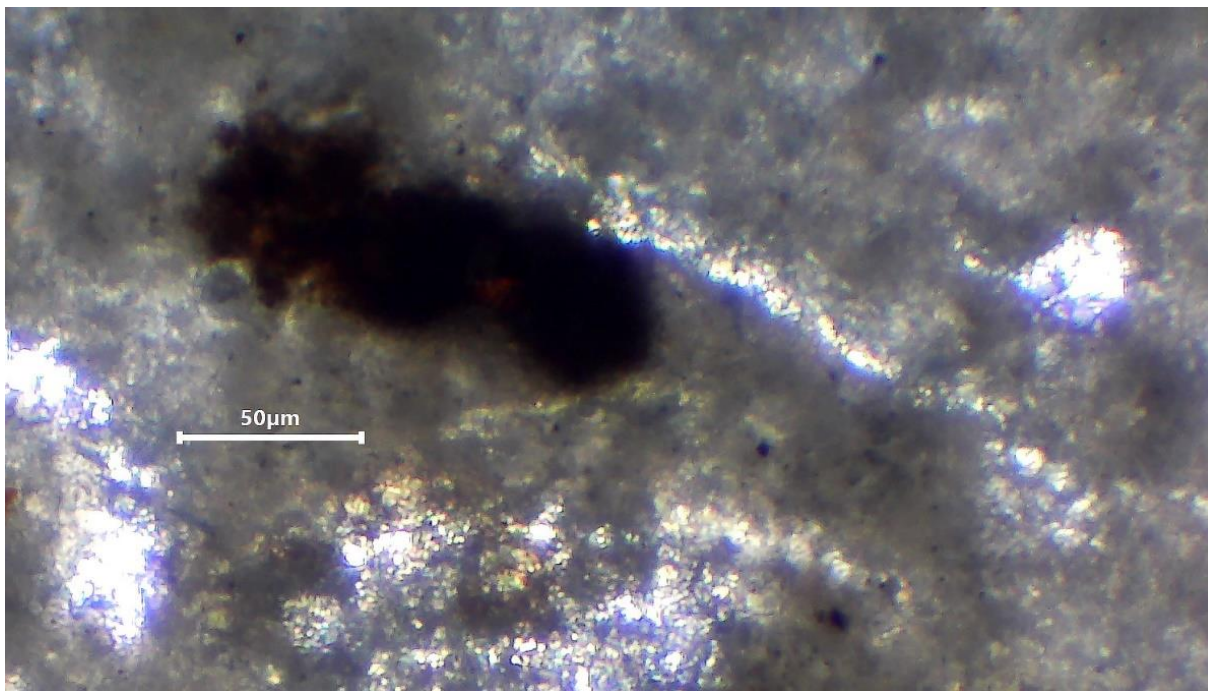


Figura 105: Imagem por microscópio ótico do POI D(R) (figura 99), mostrando matéria orgânica marrom escura alongada, possivelmente degradação de microfóssil. Barra de escala (branca) = 50 μm (autor, 2024).

A seguir (figuras 106 à 109), algumas imagens por microscópio ótico da lâmina petrográfica A2 da amostra peridotítica P-SPSP-C-DR-24A (figura 84), mostrando foraminíferos microfossilizados.

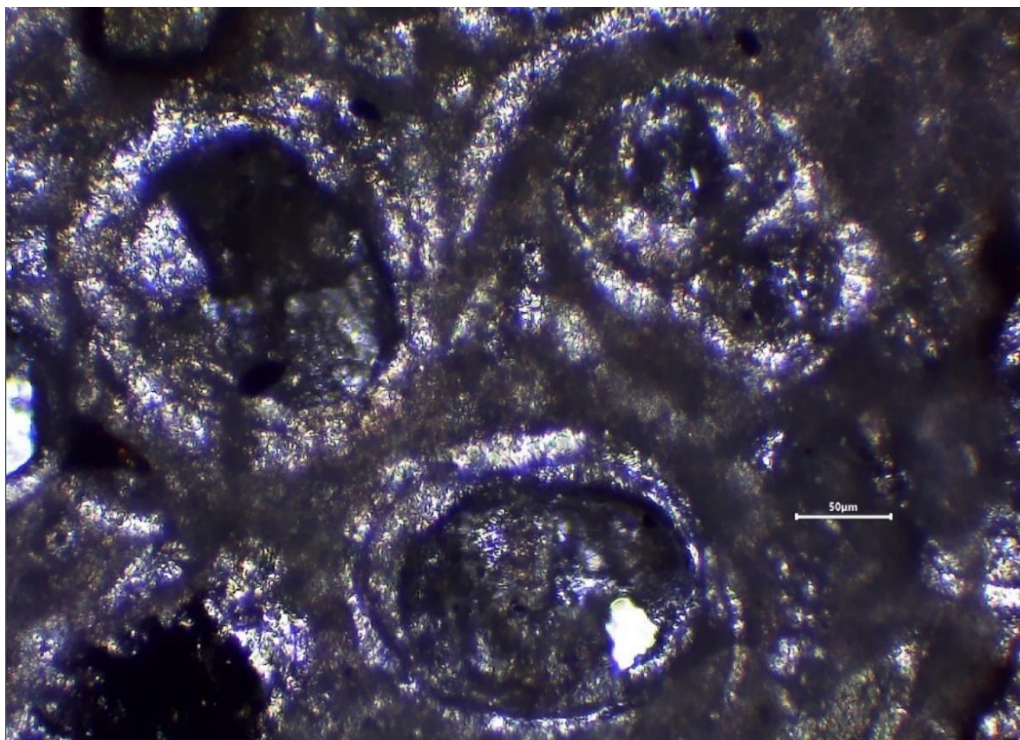


Figura 106: Foraminíferos microfossilizados. Barra de escala (branca) = 50 μm (autor, 2024).



Figura 107: Foraminíferos microfossilizados. Barra de escala (branca) = 50 μm (autor, 2024).

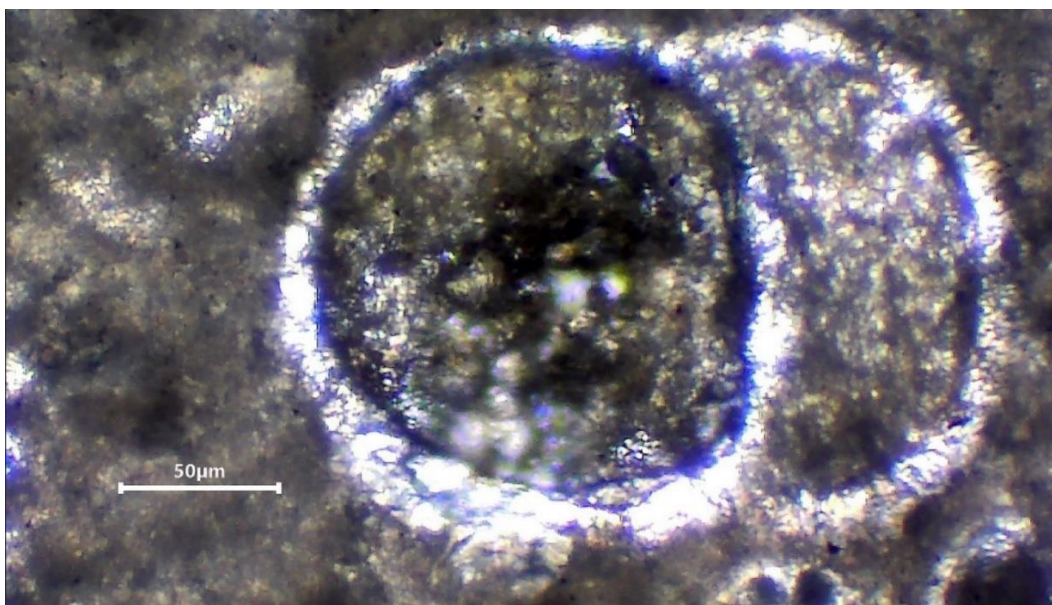


Figura 108: Foraminíferos microfossilizados. Barra de escala (branca) = 50 μm (autor, 2024).

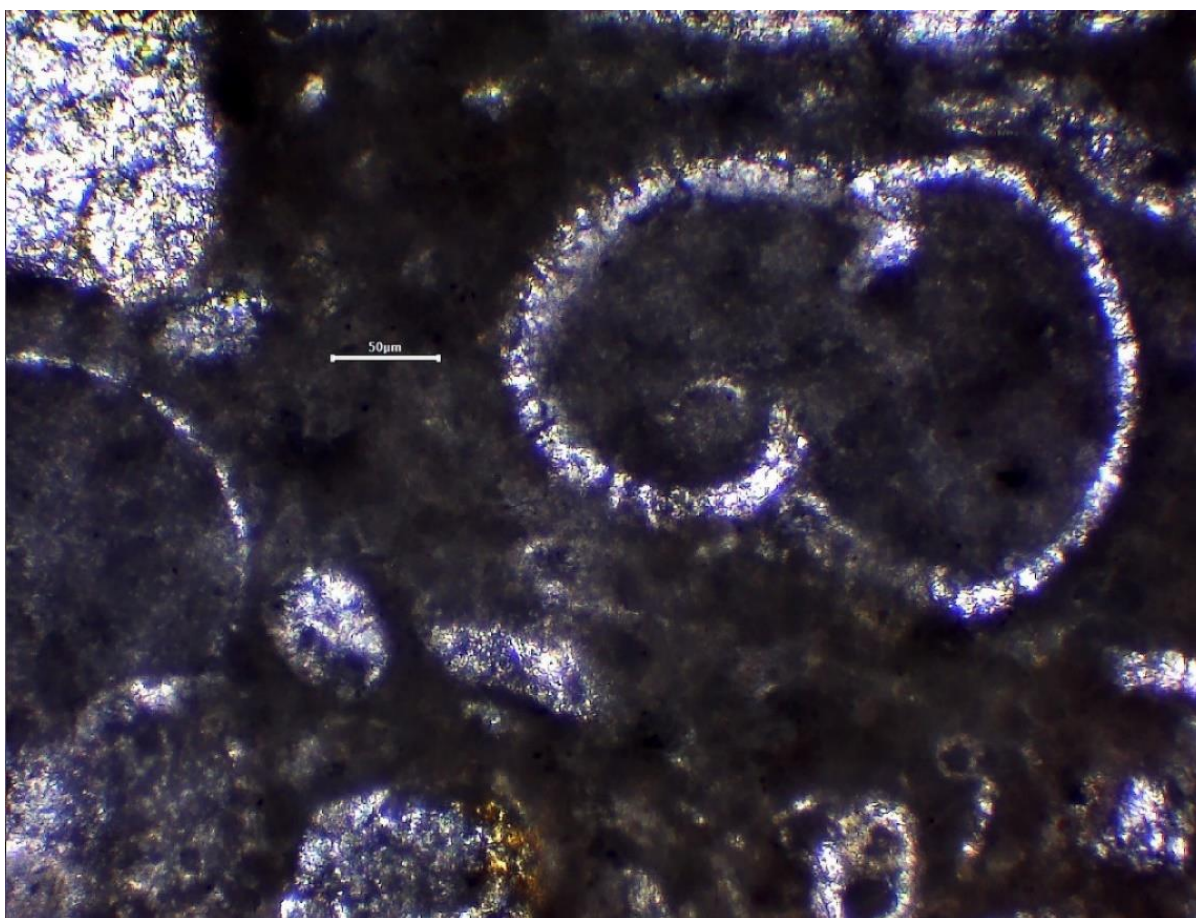
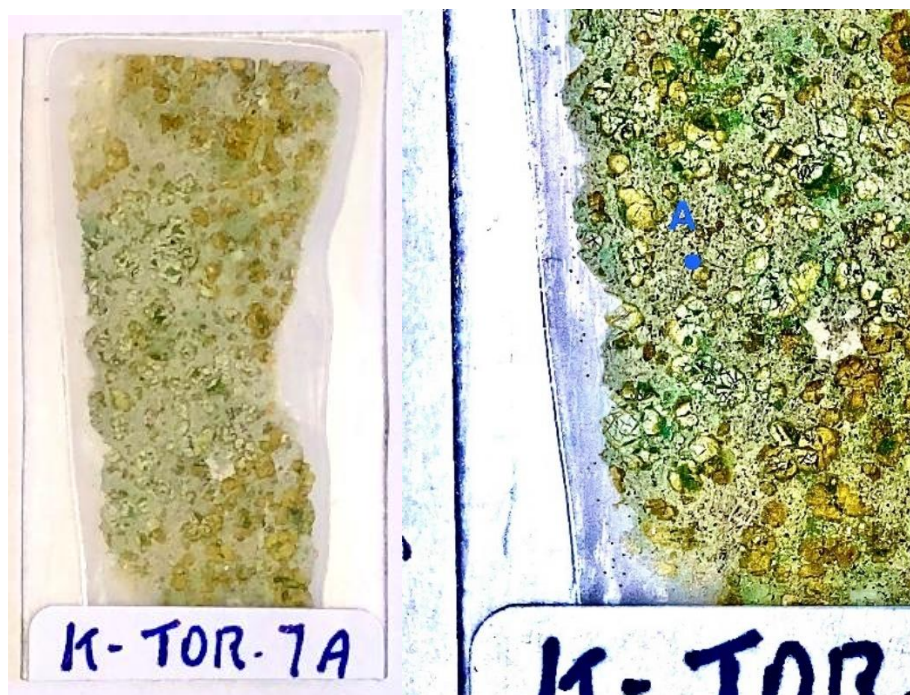


Figura 109: Foraminíferos microfossilizados. Barra de escala (branca) = 50 μm (autor, 2024).



Figura 110: Amostra K-TOR-1A de komatiito de Tortugal. Barra de escala (régua) em cm (autor, 2020).



Figuras 111 e 112: Lâmina petrográfica 1A da amostra komatiítica K-TOR-1A (figura 110) de Tortugal e, respectivamente, detalhe da lâmina mostrando (em azul) o POI A, onde está localizada uma estrutura microscópica bastante interessante (autor, 2023 e 2024).

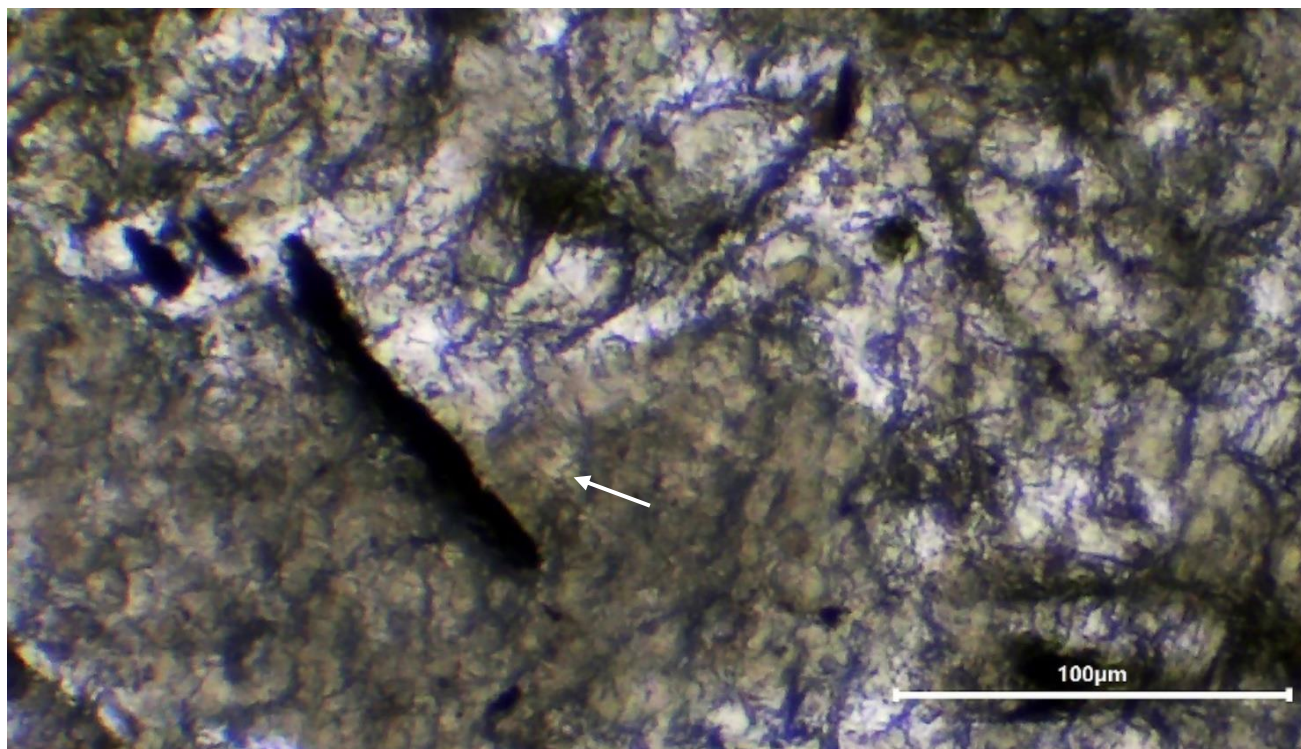
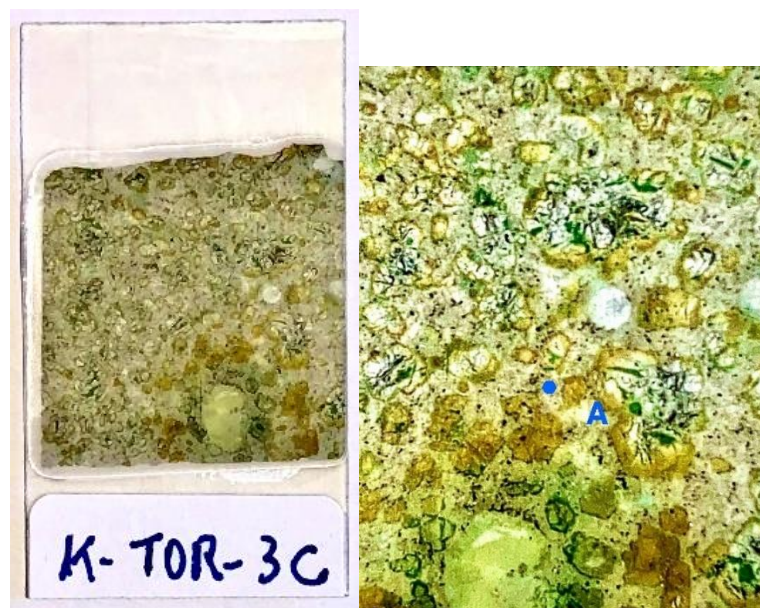


Figura 113: Imagem por microscópio ótico do POI A (figura 112), mostrando matéria orgânica marrom escura alongada (seta branca), possivelmente degradação de microfóssil. É possível distinguir septos. Barra de escala (branca) = 100 μm (autor, 2024).



Figura 114: Amostra K-TOR-3C de komatiito de Tortugal. Barra de escala (régua) em cm (autor, 2020).



Figuras 115 e 116: Lâmina petrográfica 3C da amostra komatítica K-TOR-3C (figura 114) de Tortugal e, respectivamente, detalhe da lâmina mostrando (em azul) o POI A, onde está localizada uma estrutura microscópica bastante interessante (autor, 2023 e 2024).

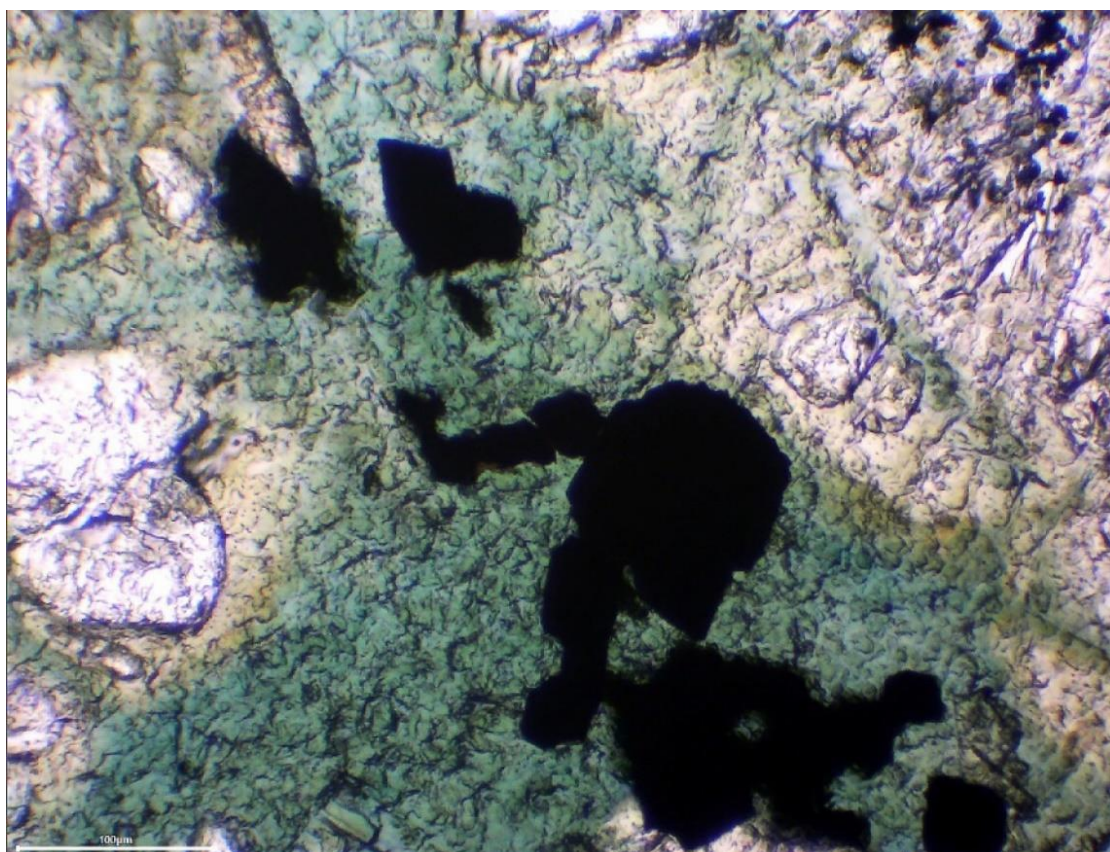
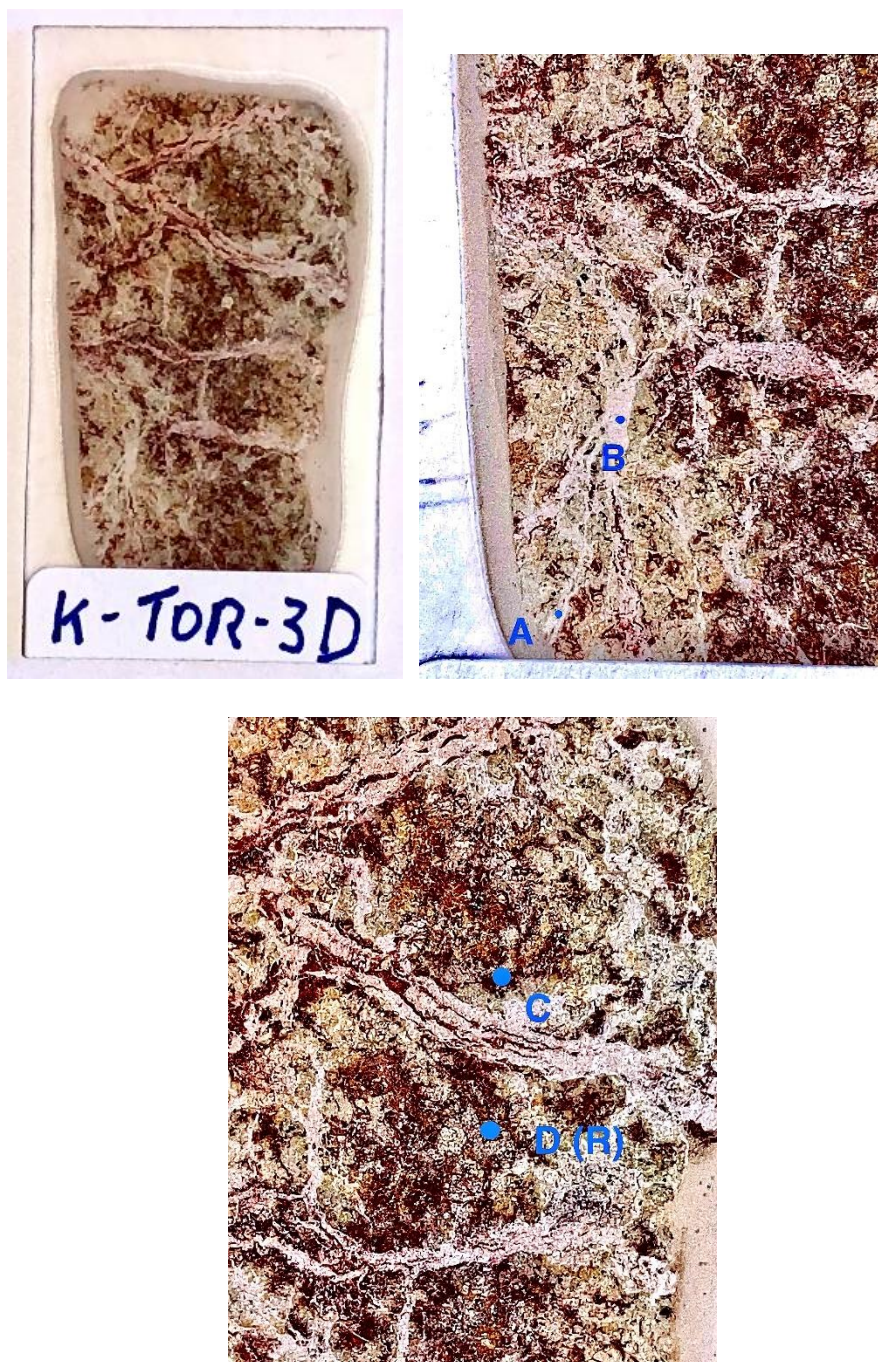


Figura 117: Imagem por microscópio ótico do POI A (figura 116), mostrando áreas com matéria preta (desconhecida) em meio a material verde (provavelmente olivina). Barra de escala (branca, no canto inferior à esquerda) = 100 μm (autor, 2024).



Figura 118: Amostra K-TOR-3D de komatiito de Tortugal. Barra de escala (régua) em cm (autor, 2020).



Figuras 119, 120 e 121: Lâmina petrográfica 3D da amostra komatiítica K-TOR-3D (figura 118) de Tortugal e, respectivamente, detalhes da lâmina mostrando (em azul) os POI A, B, C, D(R), onde estão localizadas estruturas microscópicas bastante interessantes (autor, 2023 e 2024).

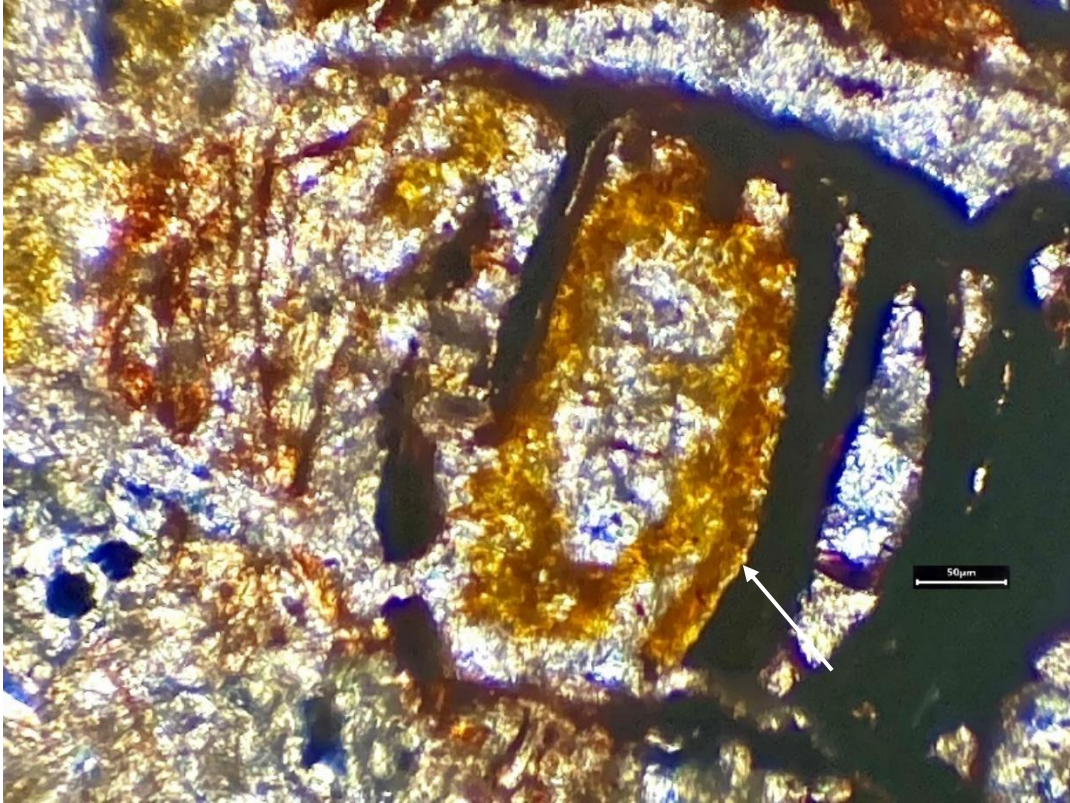


Figura 122: Imagem por microscópio ótico do POI A (figura 120), mostrando provável microfóssil em forma de uma semi-esprial alongada com cor marrom-alaranjado (seta branca), no interior de uma estrutura marrom escura (talvez material orgânico). Barra de escala (branca) = 50 μm (autor, 2024).

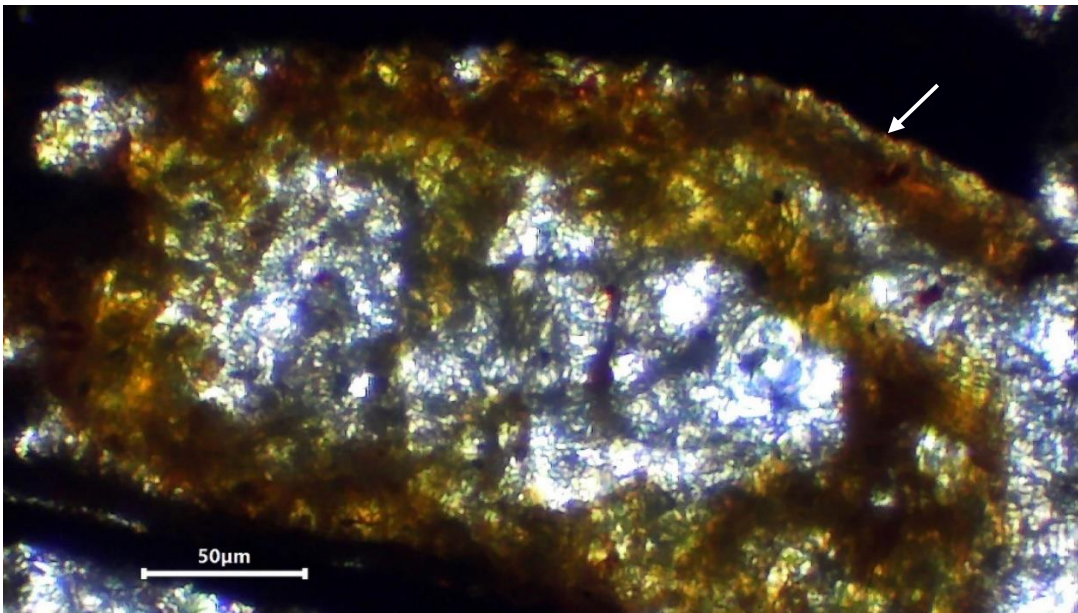


Figura 123: Imagem por microscópio ótico do POI A, mostrando com detalhes provável microfóssil um pouco degradado (figura 122), em forma de uma semi-esprial alongada com cor marrom clara (seta branca). É possível distinguir a estrutura celular com septação. Barra de escala (branca) = 50 μm (autor, 2024).

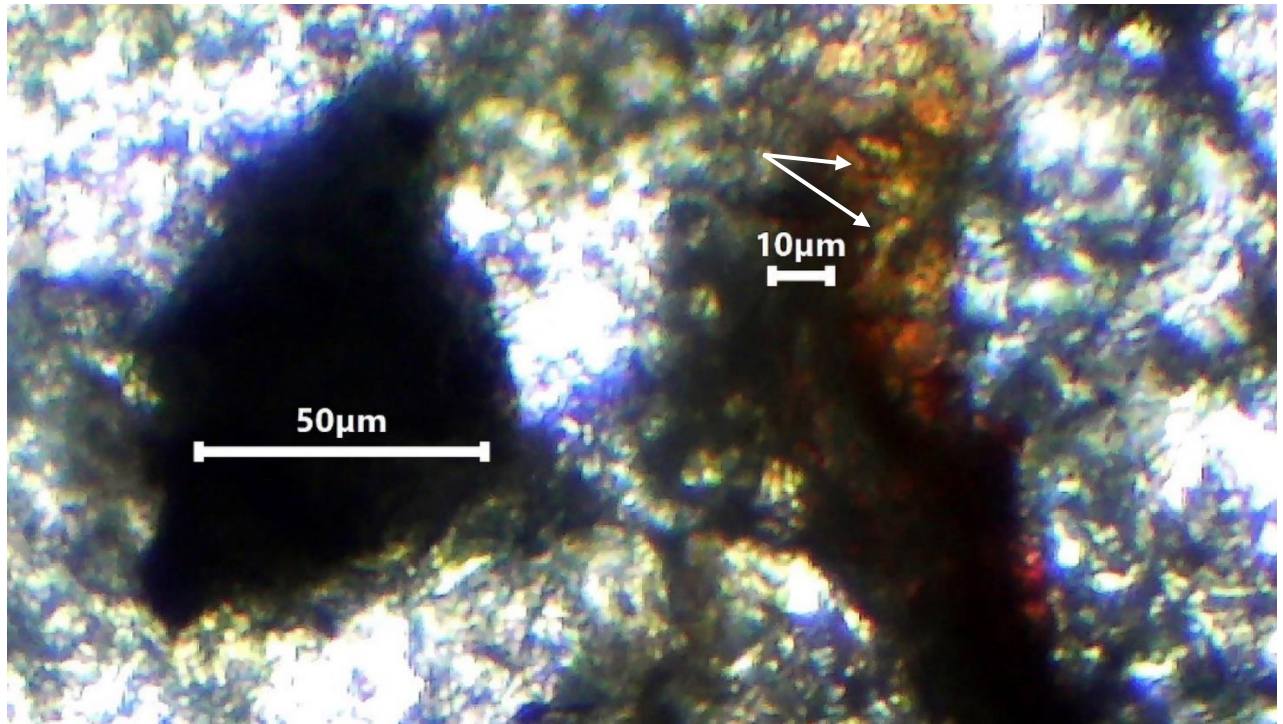


Figura 124: Imagem por microscópio ótico do POI B (figura 120), mostrando com detalhe alguns possíveis microfósseis (cada um com $\sim 1 \mu\text{m}$ de diâmetro), com formas cocóides (esféricas) (setas brancas), juntos em pequenos grupos. Barra de escala (branca pequena) = $10 \mu\text{m}$; barra de escala (branca longa) = $50 \mu\text{m}$ (autor, 2024).

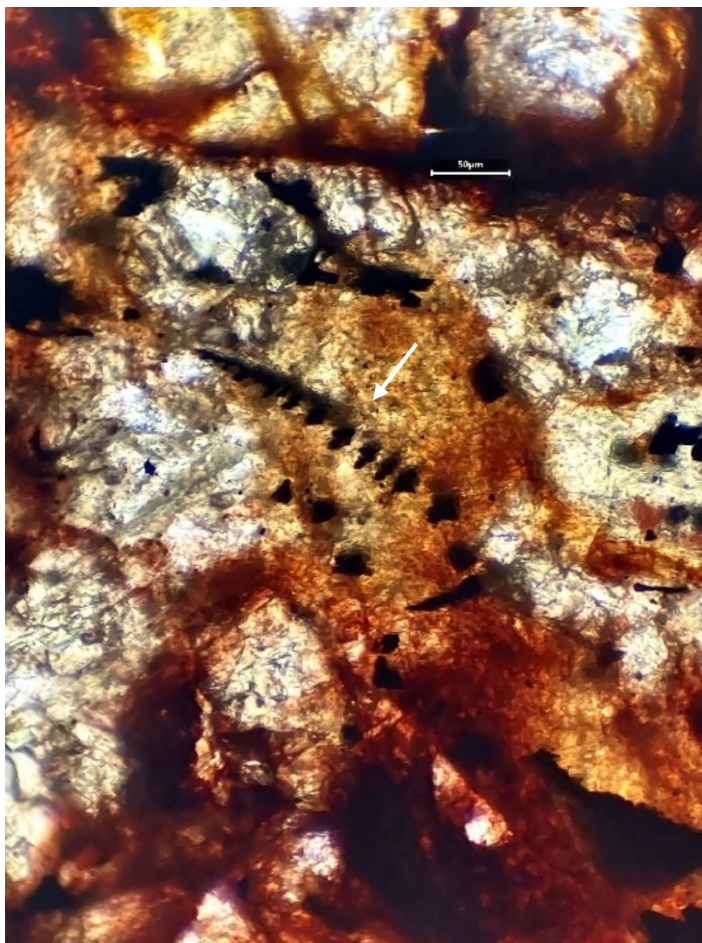


Figura 125: Imagem por microscópio ótico do POI C (figura 121), mostrando inclusões de cristais escuros alinhados (seta) no meio de material marrom-avermelhado, talvez matéria orgânica oxidada proveniente da degradação de microfósseis. Barra de escala (branca) = 50 μm (autor, 2024).

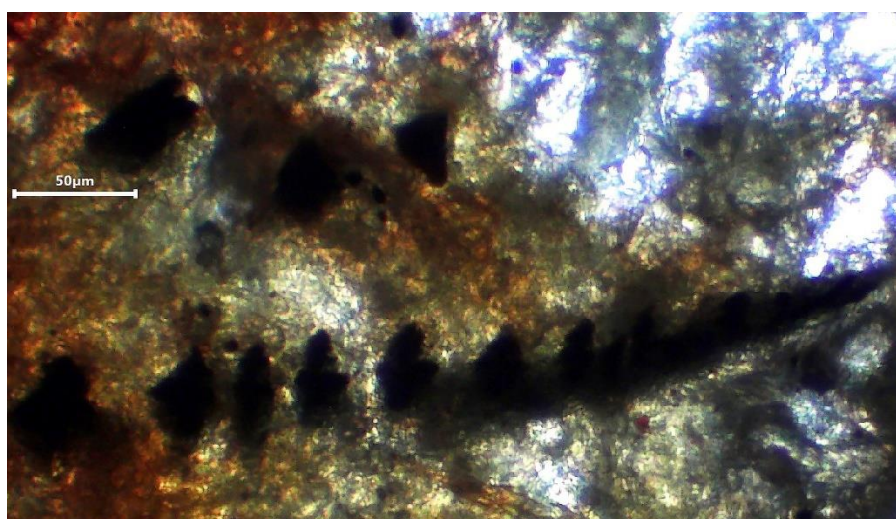


Figura 126: Imagem por microscópio ótico do POI C, mostrando ampliadamente as inclusões dos cristais escuros alinhados (figura 125). Barra de escala (branca) = 50 μm (autor, 2024).

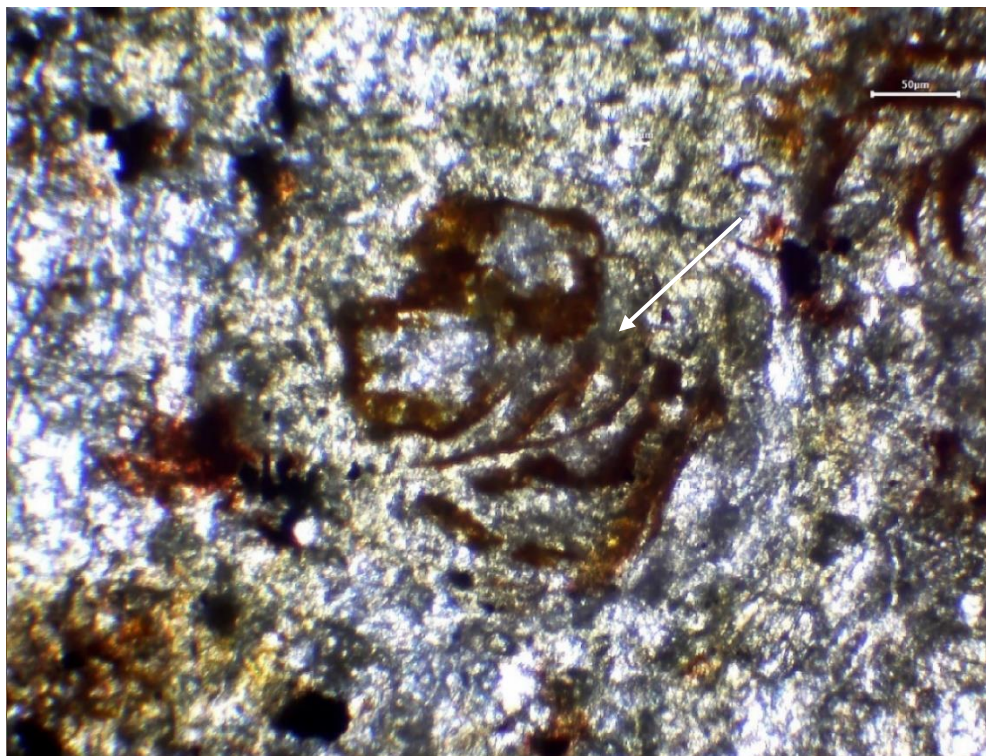


Figura 127: Imagem por microscópio ótico na região em torno do POI C, mostrando estruturas parcialmente circulares, semi-filamentosas, de cor marrom escura (seta branca), talvez material orgânico proveniente da degradação parcial de microfósseis. Barra de escala (branca, no canto superior à direita) = 50 μm (autor, 2024).

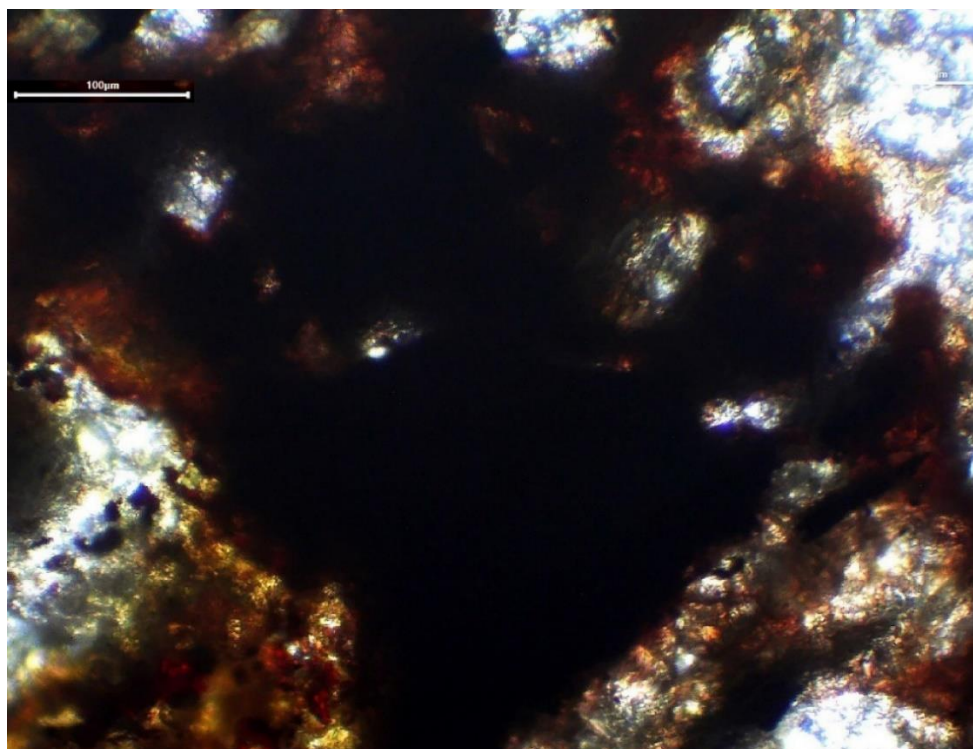


Figura 128: Imagem por microscópio ótico do POI D (R) (figura 121), mostrando área “grande” ($\sim > 400 \mu\text{m} \times 400 \mu\text{m}$) com matéria orgânica escura. Barra de escala (branca) = 100 μm (autor, 2024).

À seguir (figuras 129 à 131), algumas imagens por microscópio ótico da lâmina petrográfica 3D da amostra komatítica K-TOR-3D (figura 118), mostrando prováveis microfósseis.



Figura 129: Prováveis microfósseis marrom escuros (setas brancas), parcialmente degradados. É possível distinguir septação. Barra de escala (preta) = 50 μm (autor, 2024).



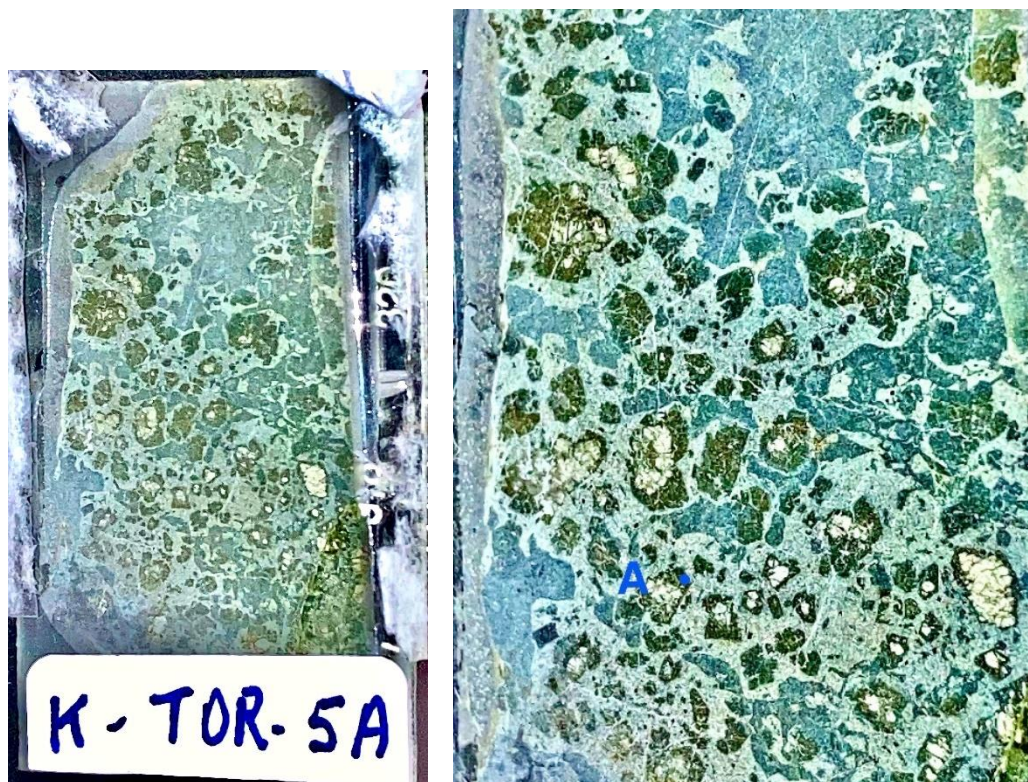
Figura 130: Inclusões de cristais escuros alinhados (setas brancas pequenas) no meio de material marrom-avermelhado, talvez matéria orgânica oxidada proveniente da degradação de microfósseis. Possíveis microfósseis filamentosos (setas brancas longas), parcialmente degradados. É possível distinguir septação. E também é possível notar prováveis inchaços bacterianos (na frente das setas longas). Note a relação espacial entre as inclusões e os filamentos dos possíveis microrganismos. Barra de escala (preta) = 50 μm (autor, 2024).



Figura 131: Provável microfóssil filamentosos, parcialmente degradado. É possível distinguir a estrutura celular septada e as terminações. Barra de escala (branca) = 25 μm (autor, 2024).



Figura 132: Amostra K-TOR-5A de komatiito de Tortugal. Barra de escala (régua) em cm (autor, 2020).



Figuras 133 e 134: Lâmina petrográfica 5A da amostra komatítica K-TOR-5A (figura 132) de Tortugal e, respectivamente, detalhe da lâmina mostrando (em azul) o POI A, onde está localizada uma estrutura microscópica bastante interessante (autor, 2023).

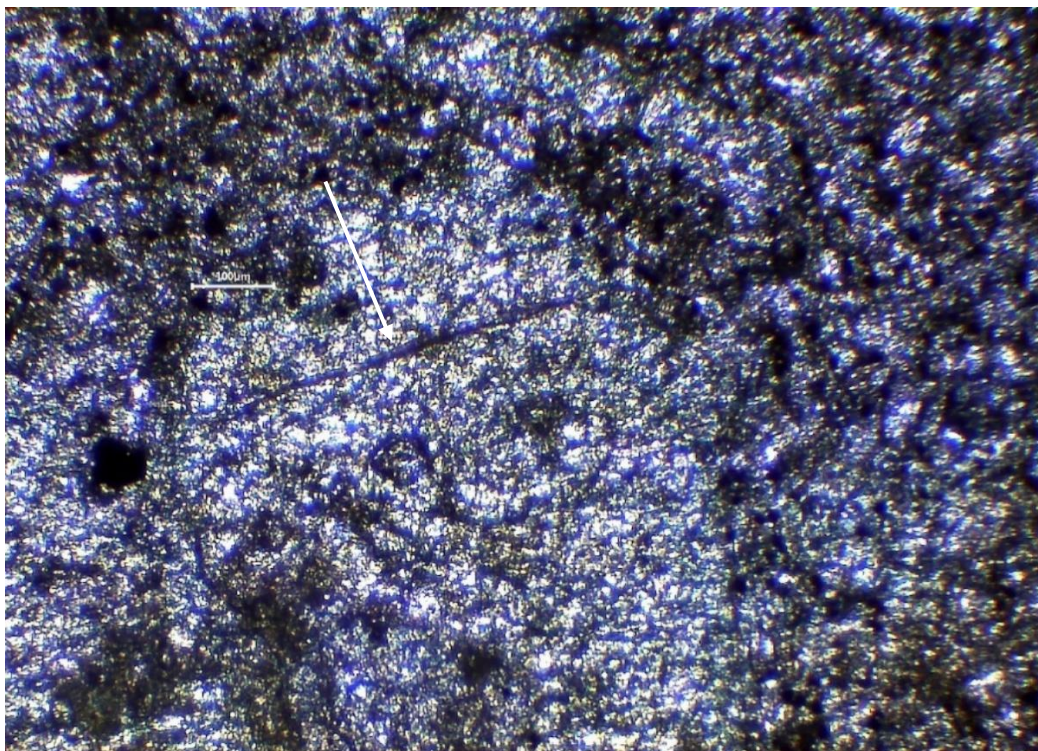


Figura 135: Imagem por microscópio ótico do POI A (figura 134), mostrando provável microfóssil em filamento escuro alongado (seta branca). Barra de escala (branca) = 100 μm (autor, 2024).

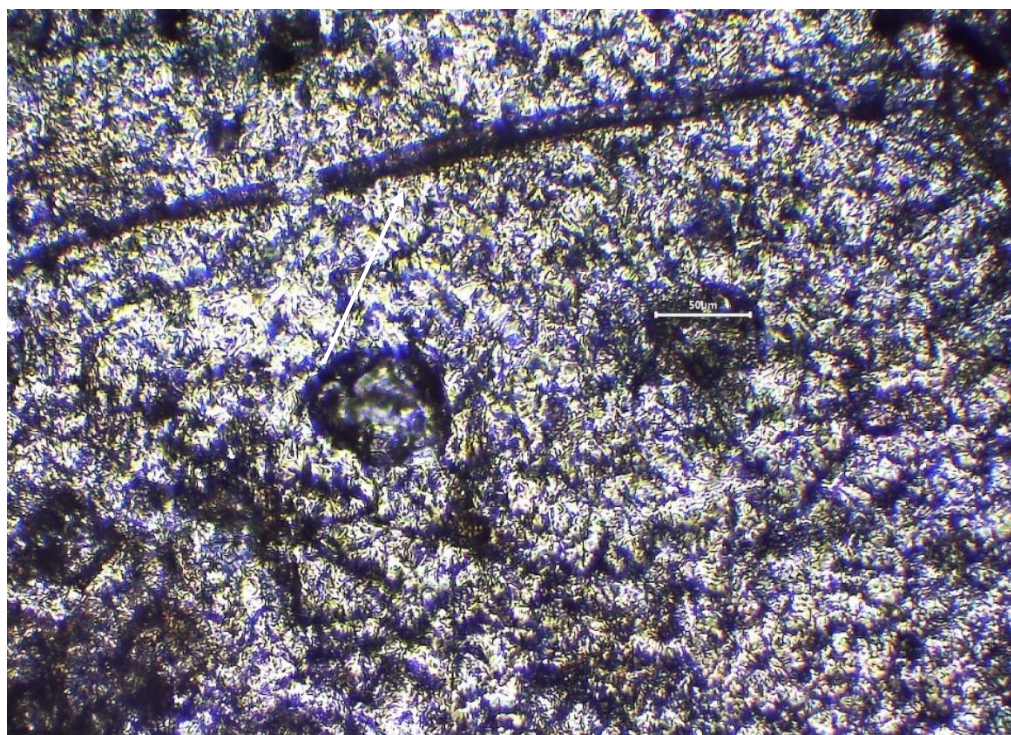


Figura 136: Imagem por microscópio ótico do POI A, mostrando ampliadamente o provável microfóssil em filamento escuro alongado (seta branca) (figura 135), com uma pequena divisão ($\sim 40 \mu\text{m}$) (em branco), e sendo possível distinguir septação. Barra de escala (branca) = 50 μm (autor, 2024).

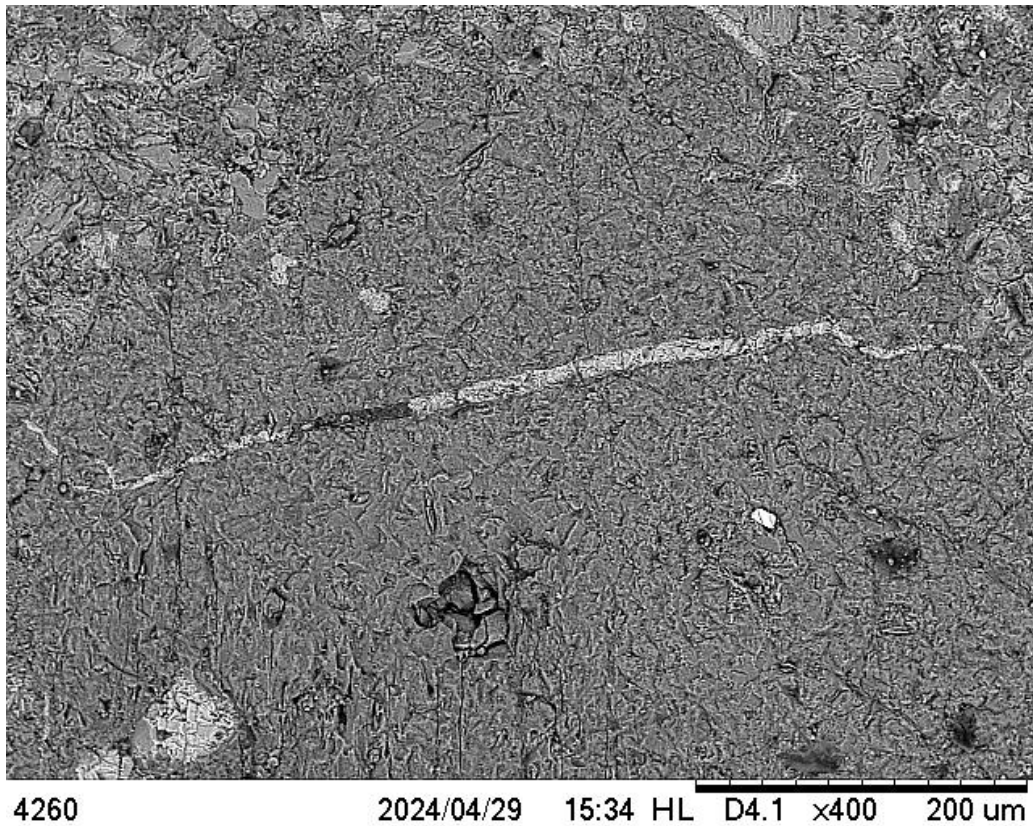


Figura 137: Imagem por MEV-A do POI A, mostrando o provável microfóssil filamentosos. Barra de escala (preta) = 200 μm (autor e Barbosa, 2024).

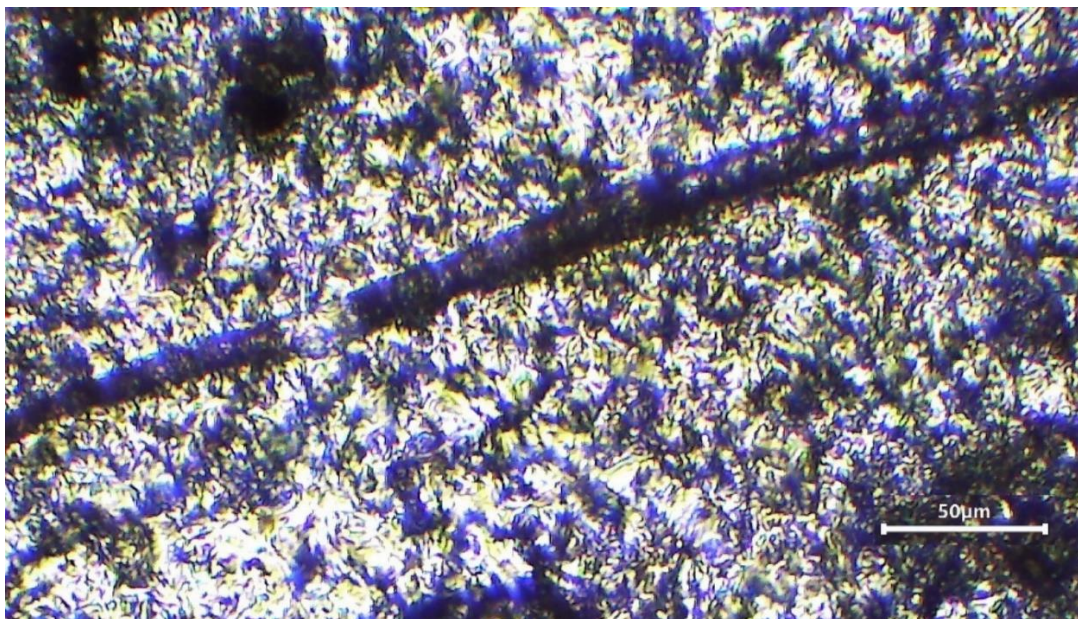


Figura 138: Imagem por microscópio óptico do POI A, mostrando ampliadamente o provável microfóssil em filamento escuro alongado (figura 136), com uma pequena divisão ($\sim 40 \mu\text{m}$) (em branco). Note a estrutura celular septada bem preservada. Barra de escala (branca) = 50 μm (autor, 2024).

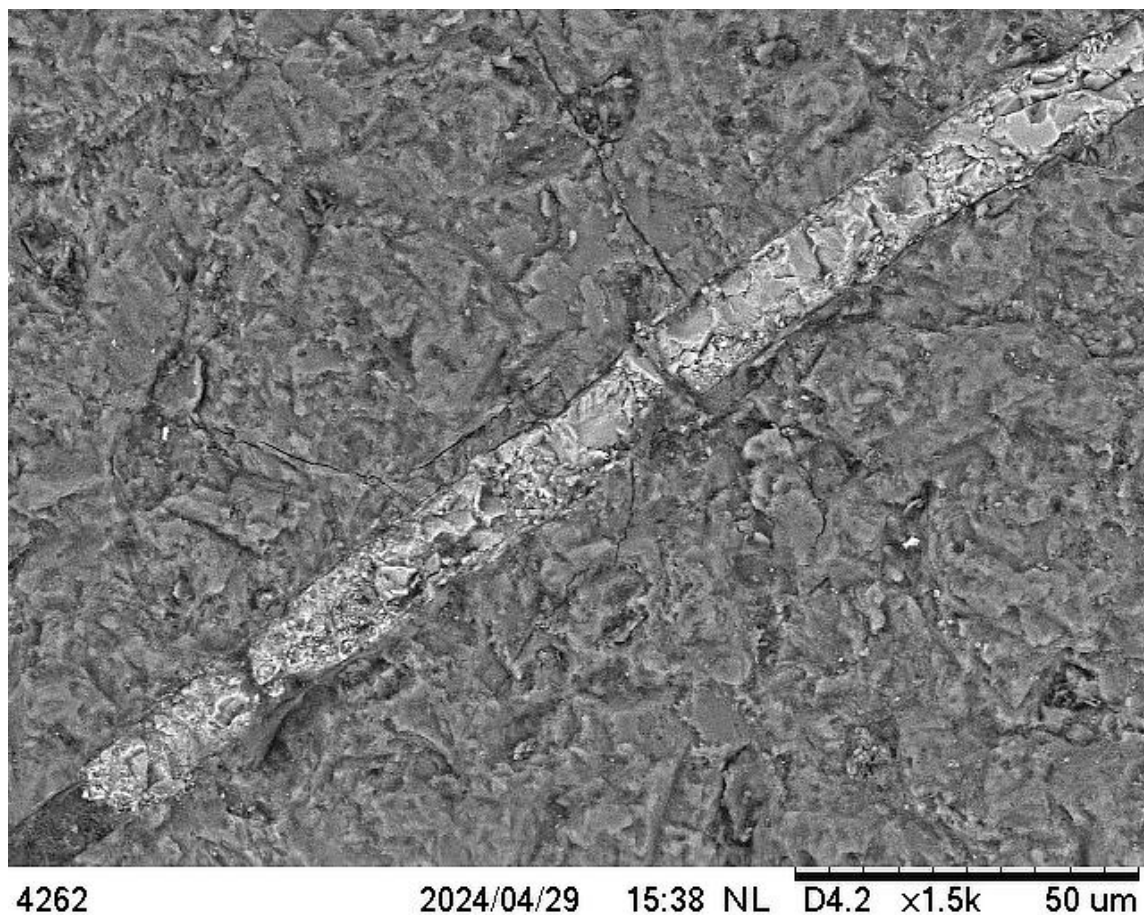


Figura 139: Imagem por MEV-A do POI A, mostrando detalhes do provável microfóssil. Barra de escala (preta) = 50 μm (autor e Barbosa, 2024).

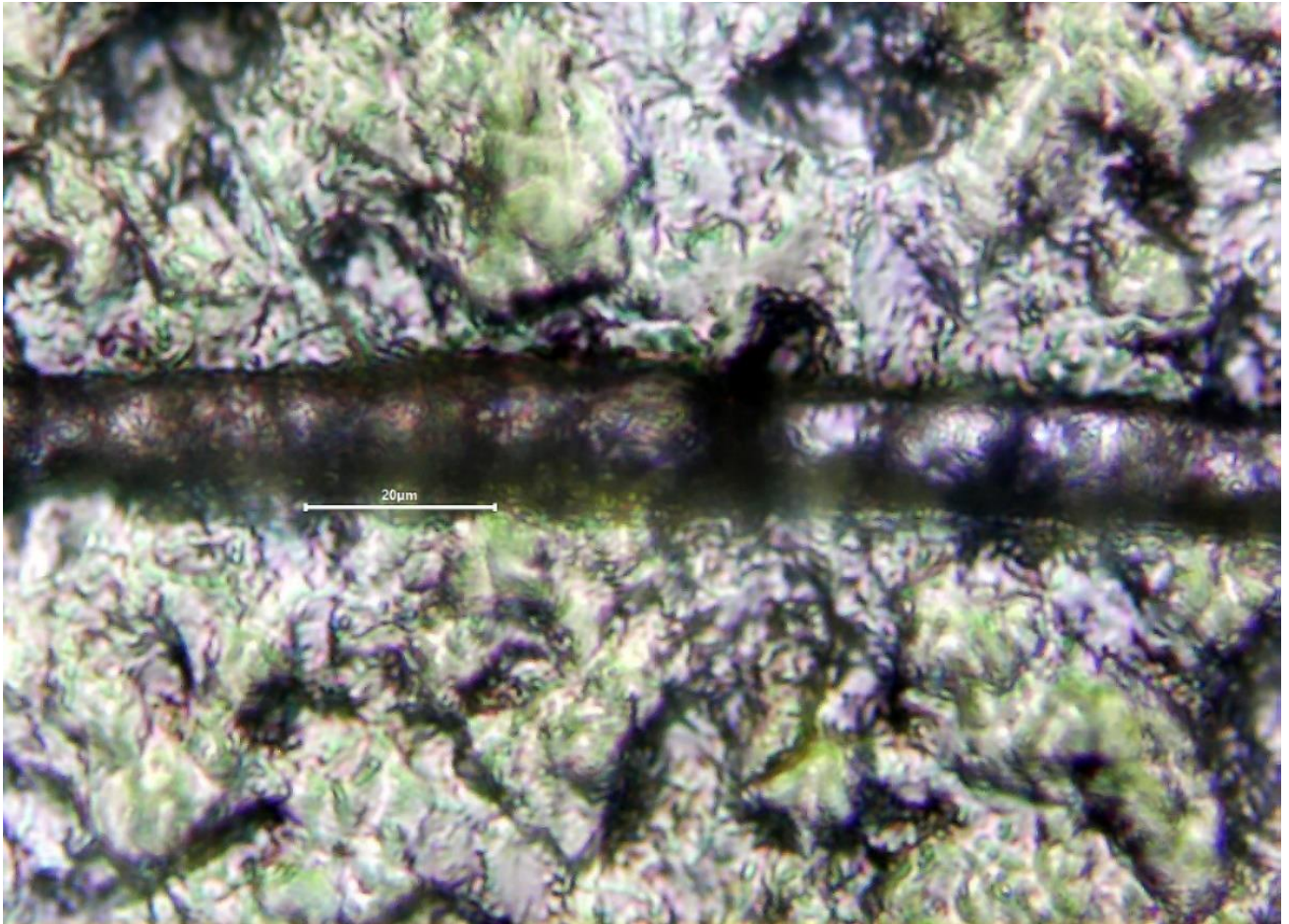


Figura 140: Imagem por microscópio ótico do POI A, mostrando ampliadamente detalhes do provável microfóssil (figura 138) com a estrutura celular septada bem preservada. Barra de escala (branca) = 20 µm (autor, 2024).

11.2 ANÁLISE ESPECTROSCÓPICA

As análises dos dados espectroscópicos Raman revelaram a presença de muitas moléculas orgânicas pertencentes aos diversos grupos funcionais relacionados às biomoléculas, como aminoácidos e lipídeos, nas lâminas A1 e A2 da amostra peridotítica P-SPSP-C-DR-24A, e nas lâminas 3D da amostra komatítica K-TOR-3D e 5A da amostra komatítica K-TOR-5A.

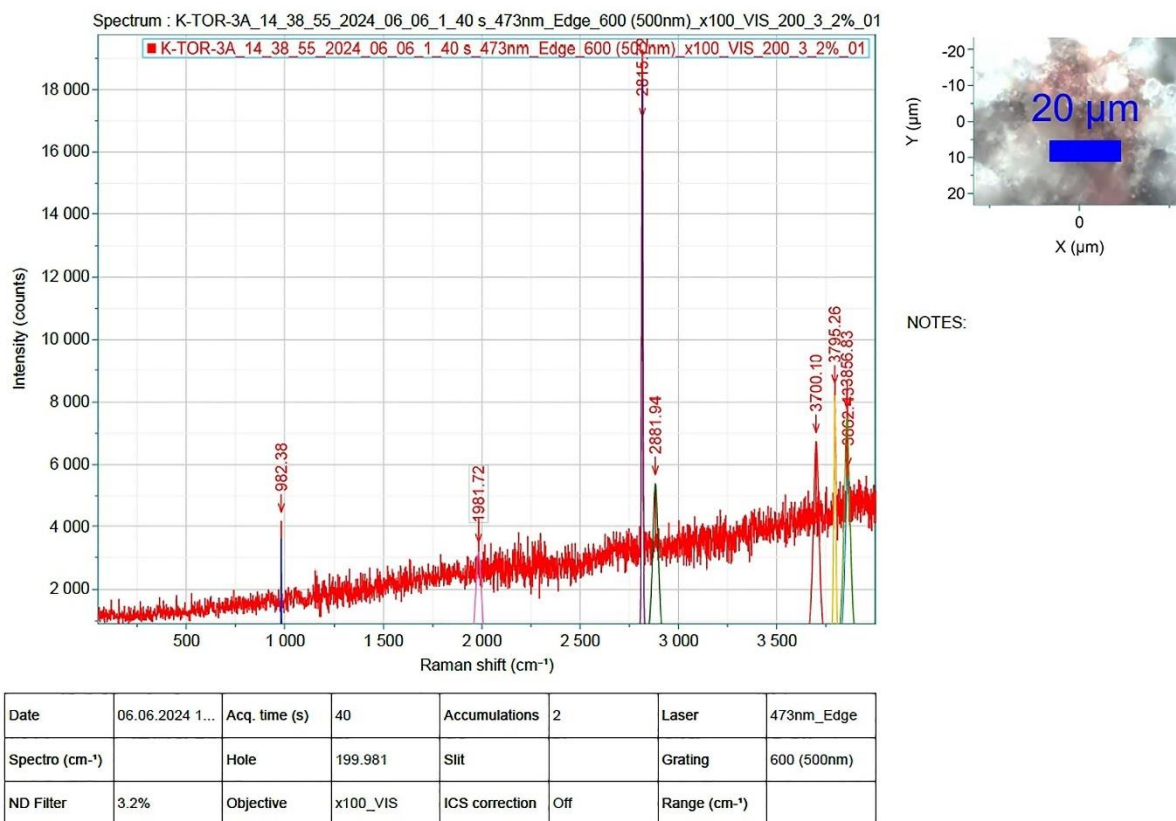
São muitos picos que indicam as intensidades dos fótons (luz) reemitidos pelas vibrações internas de pequenas moléculas quando o laser as atinge. Estas pequenas moléculas fazem parte de grupos funcionais distintos, das quais muitos tipos de biomoléculas fazem parte. A leitura desta espectroscopia Raman nos dá quais tipos de moléculas estão presentes nas amostras.

Em cada lâmina, existem os POI e também regiões distintas (e bem variadas no caso da amostra komatítica K-TOR-3D), em que foram encontrados os mesmos tipos de grupos funcionais. Isto indica a confirmação de que os dados espectroscópicos Raman sobre as lâminas das amostras são confiáveis.

Em relação às lâminas A1 e A2 da amostra peridotítica P-SPSP-C-DR-24A, as duas são praticamente indistintas nos gráficos Raman, indicando homogeneidade molecular presente nelas*. Aparecem picos condizentes com carbonato, o que está de acordo com as análises geoquímicas e microscópicas, sendo elas uma vasa rica em foraminíferos microfossilizados, e demais prováveis microfósseis menores (figuras 85 e 98).

Em relação às lâminas 3D e 5A, das amostras komatíticas K-TOR-3D e K-TOR-5A, respectivamente, as análises espectroscópicas Raman estão vinculadas a alguns gráficos selecionados, a seguir.

* **Observação:** Os gráficos destas lâminas não estão neste trabalho, devido à falha em um equipamento, porém todos os dados em arquivo .txt estão em posse do autor.

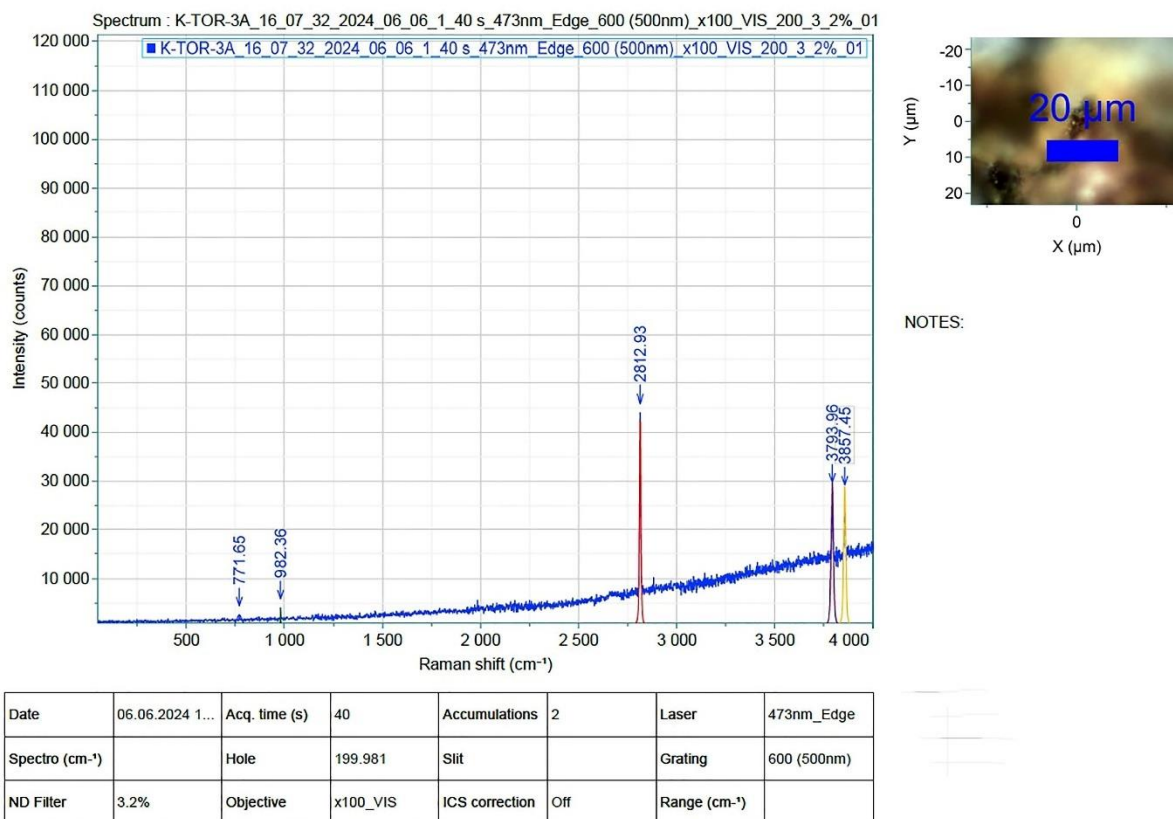


06.06.2024 14:44

1/1

Figura 141: Gráfico do espectro Raman (intensidade x Raman *shift* (cm⁻¹)) do POI A (figura 120) da lâmina 3D (figura 119), da amostra K-TOR-3D (figura 118) (está errado na parte de cima – não é 3A). Barra de escala (azul na imagem pequena; acima à direita) = 20 μm (autor, 2024).

Dentre os picos marcados, os que são conhecidos (2815 (muito alto); 2881,94; 3700,01) estão associados aos seguintes grupos funcionais moleculares: [-C-H aldeídico]; [-C-H]; [OH do ácido carboxílico]; [OH da água].



06.06.2024 16:08

1/1

Figura 142: Gráfico do espectro Raman (intensidade x Raman *shift* (cm⁻¹)) do POI A (figura 120) da lâmina 3D (figura 119), da amostra K-TOR-3D (figura 118) (está errado na parte de cima – não é 3A). Barra de escala (azul na imagem pequena; acima à direita) = 20 μm (autor, 2024).

Dentre os picos marcados, os que são conhecidos (771.65; 2815 (muito alto); 3700,10) estão associados aos seguintes grupos funcionais moleculares: [C-Cl]; [-C-H aldeídico]; [OH da água].

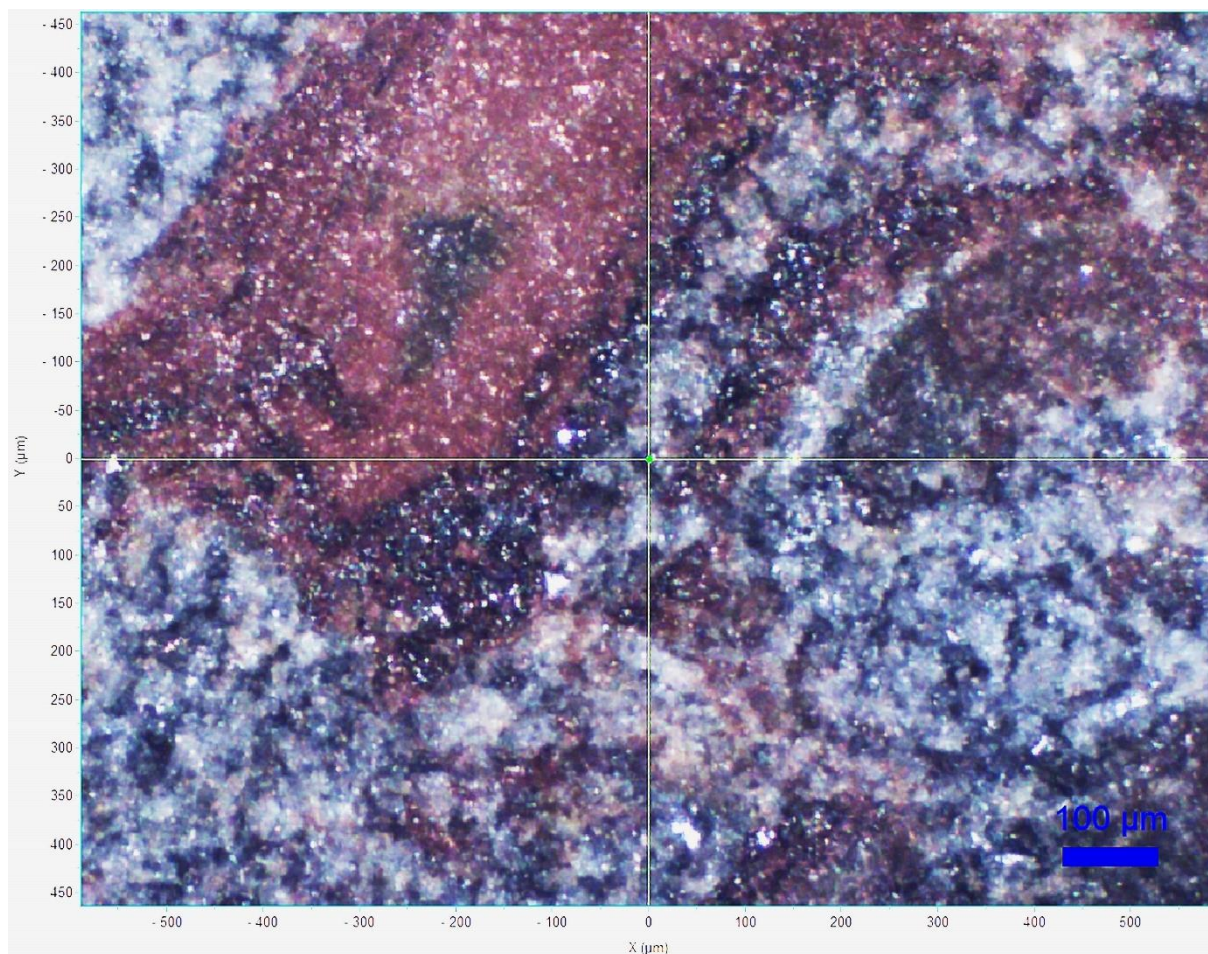
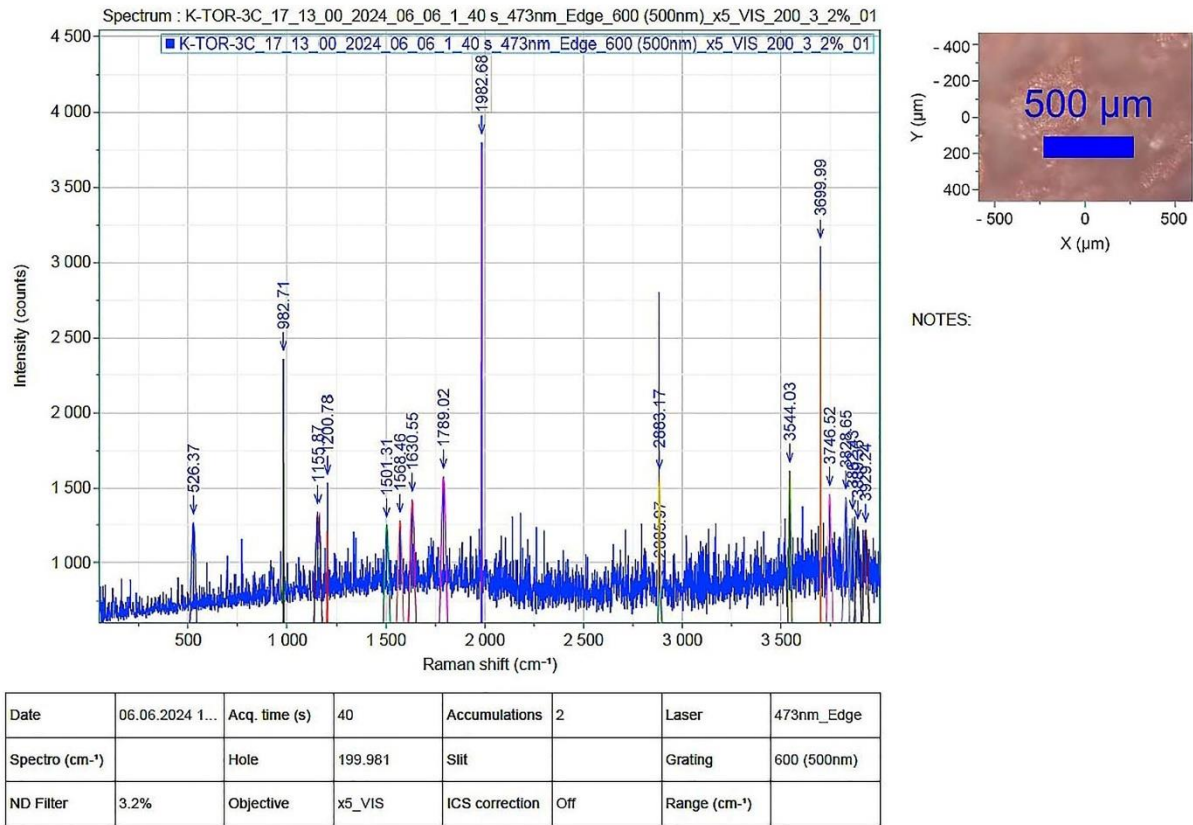


Figura 143: Imagem por microscópio óptico de uma região em torno do POI C (figura 121), na lâmina 3D (figura 119) da amostra K-TOR-3D (figura 118). O ponto na interseção das duas linhas esverdeadas (horizontal e vertical) é onde o laser Raman atingiu esta amostra. Barra de escala (azul, no canto inferior à direita) = 100 μm (autor, 2024).

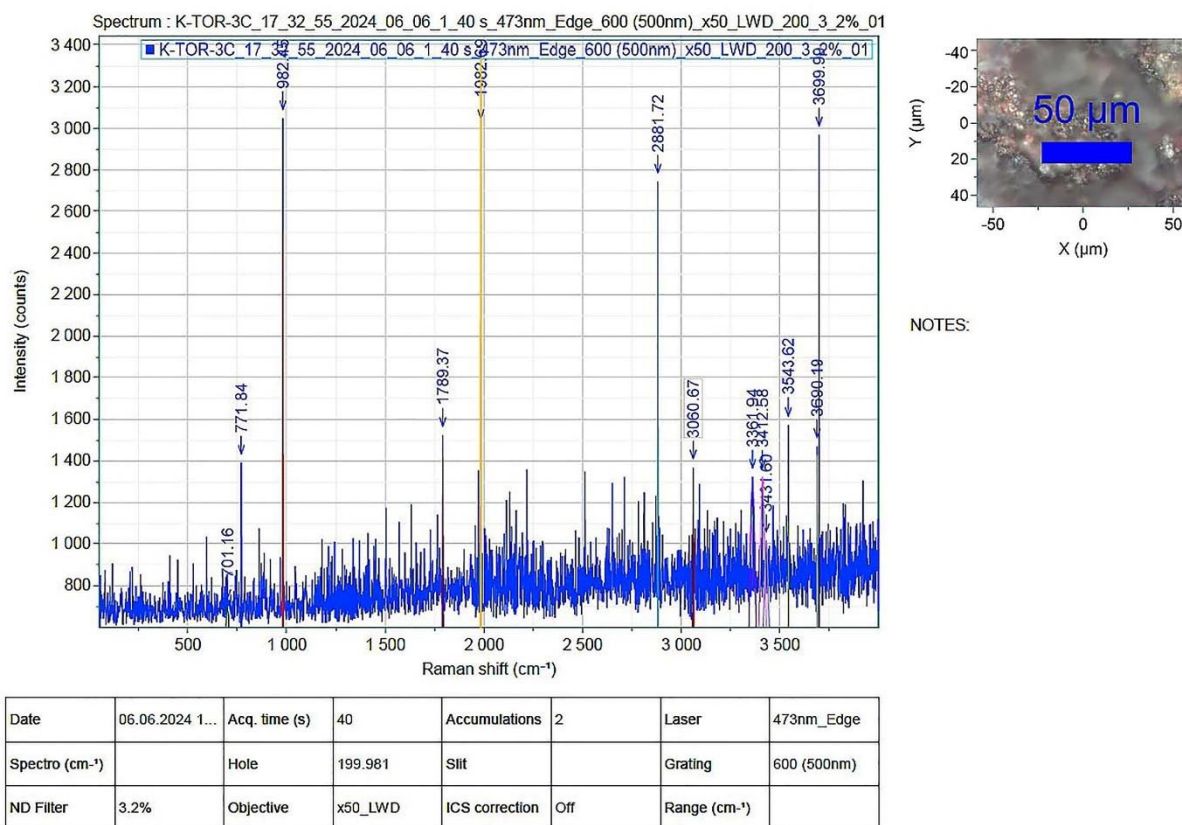


06.06.2024 17:18

1/1

Figura 144: Gráfico do espectro Raman (intensidade x Raman *shift* (cm⁻¹)) do POI C (figura 121) da lâmina 3D (figura 119), da amostra K-TOR-3D (figura 118) (está errado na parte de cima – não é 3C). Barra de escala (azul na imagem pequena; acima à direita) = 500 μm (autor, 2024).

Dentre os picos marcados, os que são conhecidos (526,37; 1155,87; 1200,78; 1501,31; 1568,46; 1630,55; 2789,02; 2883,17; 2885,97; 3544,03; 3699,99 (muito alto)) estão associados aos seguintes grupos funcionais moleculares: [C-Br]; [C-F]; [C-OH]; [C-O-C]; [NO₂]; [C=C aromático]; [C=O amida]; [C=C alqueno]; [C=O anidrido]; [-C-H aldeídico]; [-C-H]; [OH do ácido carboxílico]; [OH do álcool]; [N-H]; [OH da água], e os picos D1 (1350 cm⁻¹), D2 (1620 cm⁻¹) e G (grafeno) (1580 cm⁻¹), que caracterizam bem material carbonáceo.



06.06.2024 17:35

1/1

Figura 145: Gráfico do espectro Raman (intensidade x Raman *shift* (cm⁻¹)) do POI C (figura 121) da lâmina 3D (figura 119), da amostra K-TOR-3D (figura 118) (está errado na parte de cima – não é 3C). Barra de escala (azul na imagem pequena; acima à direita) = 50 μm (autor, 2024).

Dentre os picos marcados, os que são conhecidos (701,16; 771,84; 1788,37; 2881,72; 3060,67; 3361,94; 3412,58; 3431,60; 3543,62; 3690,10) estão associados aos seguintes grupos funcionais moleculares: [C-Br]; [C-Cl]; [C-F]; [C-OH]; [C-O-C]; [NO₂]; [C=C aromático]; [C=O amida]; [C=C alqueno]; [C=O anidrido]; [-C-H aldeídico]; [-C-H]; [=C-H]; [OH do ácido carboxílico]; [OH do álcool]; [N-H]; [OH da água].

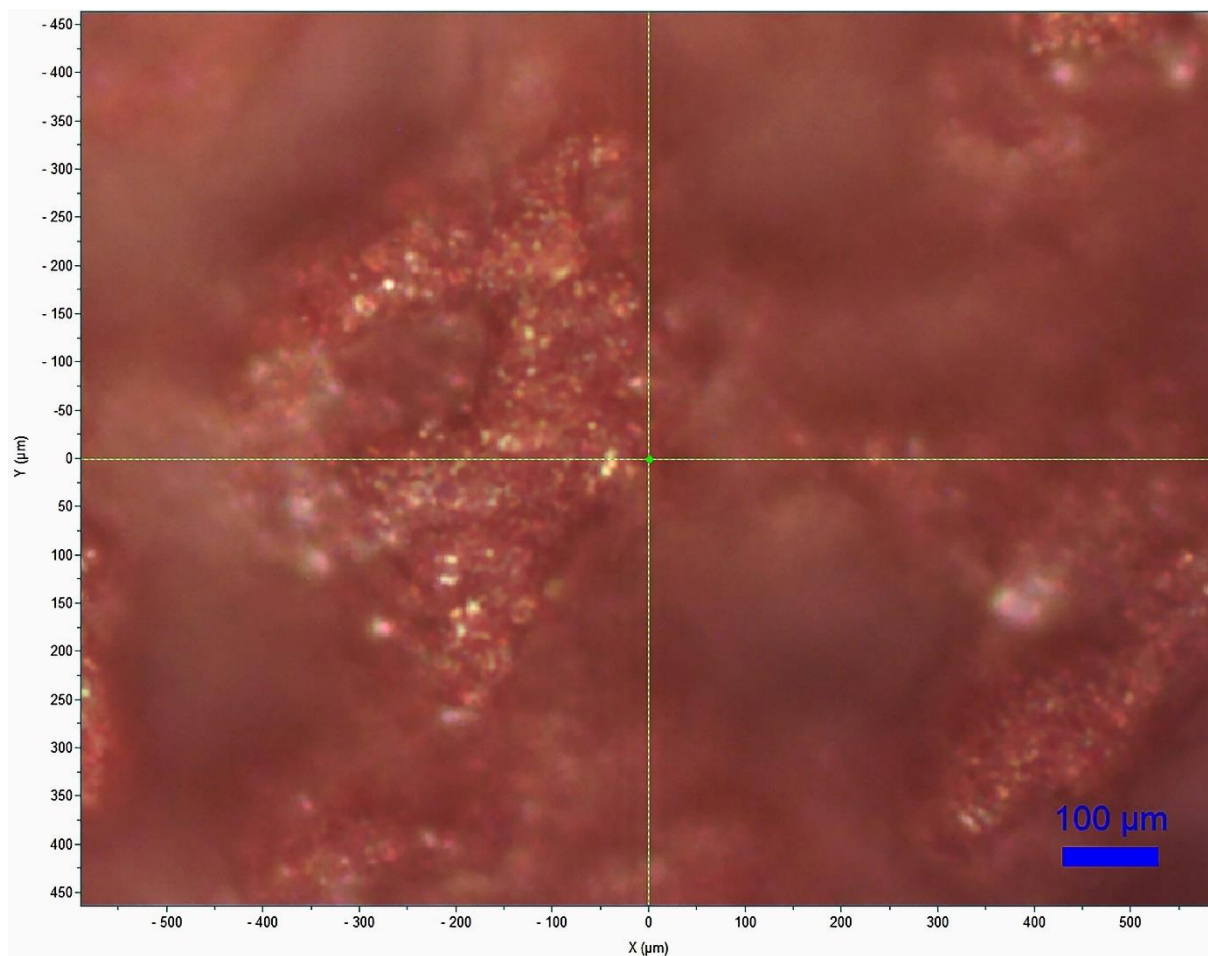
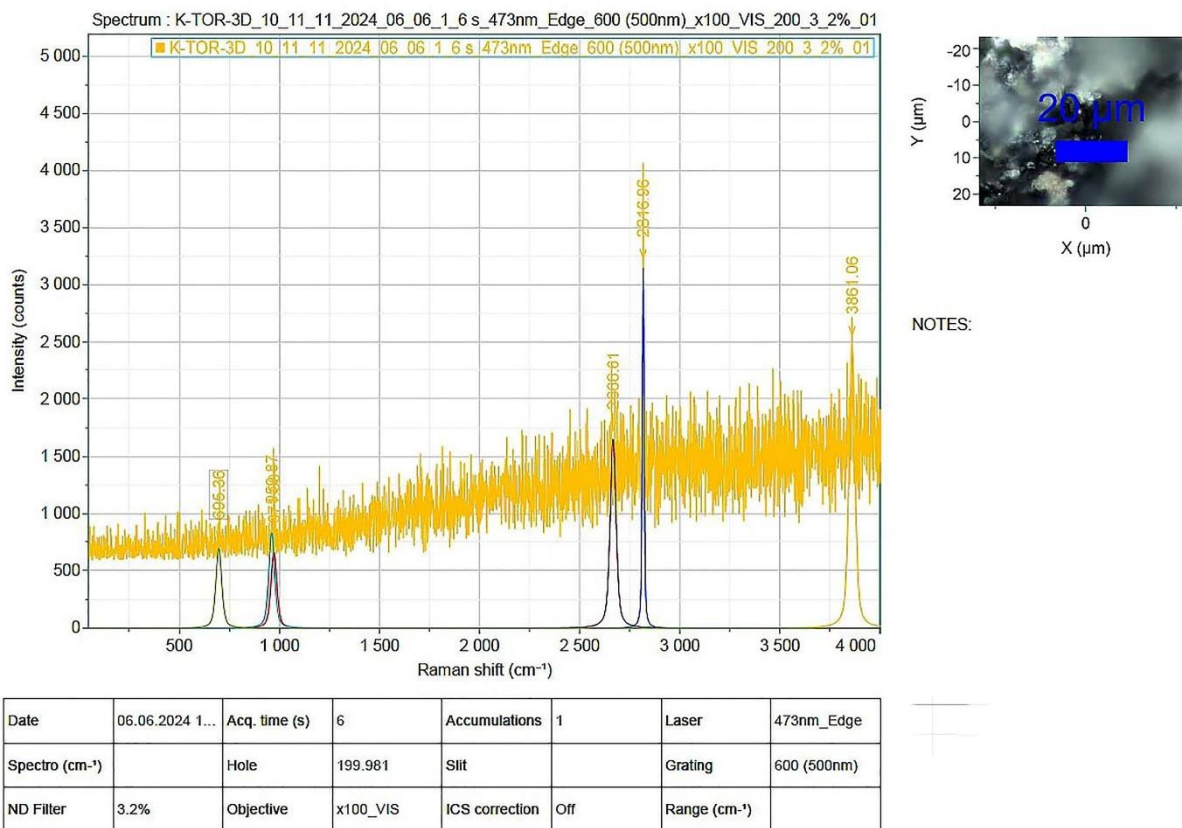


Figura 146: Imagem por microscópio óptico de uma região em torno do POI D(R) (figura 121), na lâmina 3D (figura 119) da amostra K-TOR-3D (figura 118). O ponto na interseção das duas linhas esverdeadas (horizontal e vertical) é onde o laser Raman atingiu esta amostra. Barra de escala (azul) = 100 μm (autor, 2024).

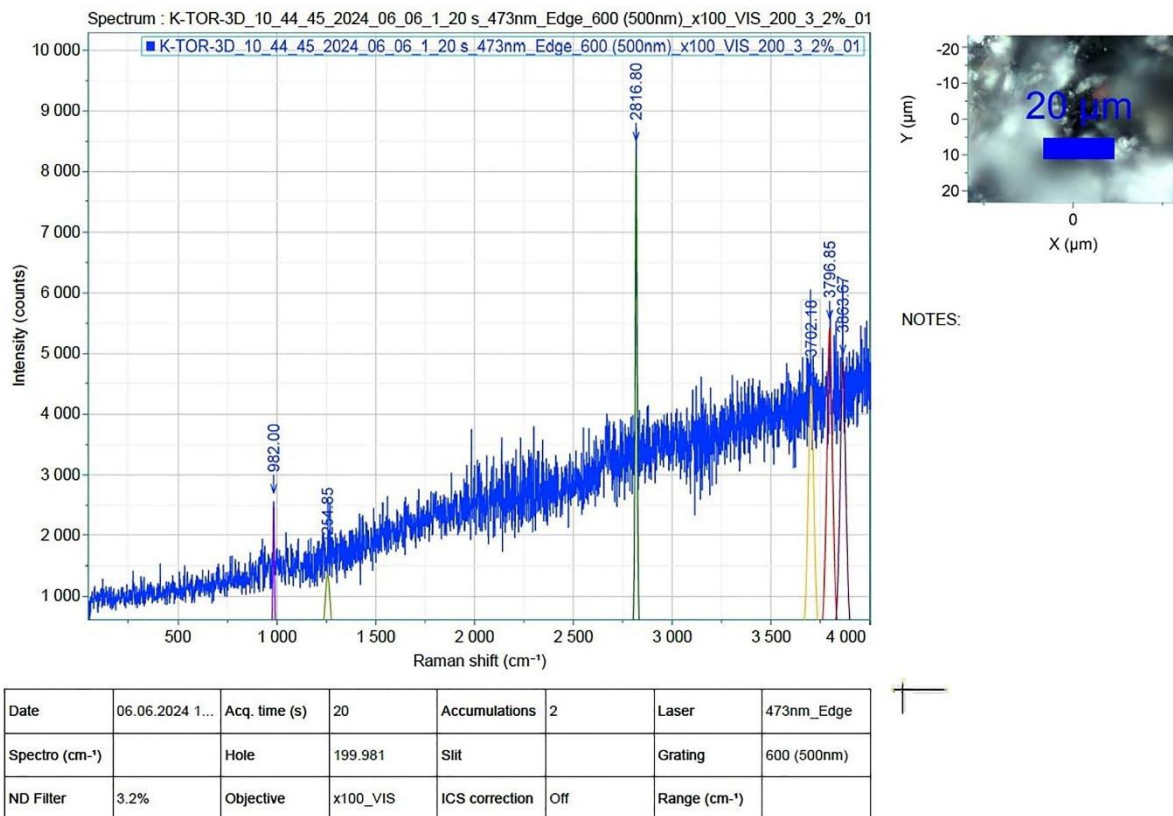


06.06.2024 10:17

1/1

Figura 147: Gráfico do espectro Raman (intensidade x Raman *shift* (cm⁻¹)) do POI D(R) (figura 121) da lâmina 3D (figura 119), da amostra K-TOR-3D (figura 118). Barra de escala (azul na imagem pequena; acima à direita) = 20 μm (autor, 2024).

Dentre os picos marcados, os que são conhecidos (695,36; 2666,61; 2815 (muito alto); 3700,10) estão associados aos seguintes grupos funcionais moleculares: [C-Br]; [C-Cl]; [OH do ácido carboxílico]; [-C-H aldeídico]; [OH da água].

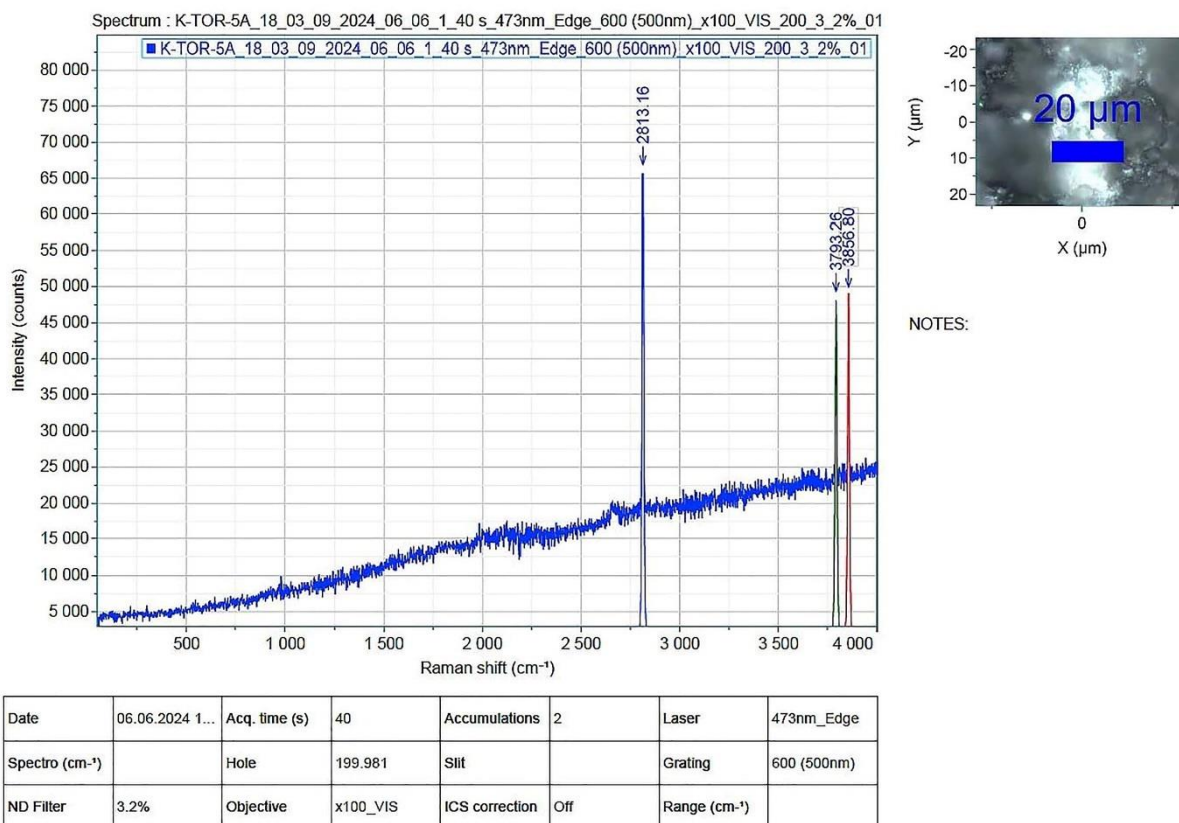


06.06.2024 10:47

1/1

Figura 148: Gráfico do espectro Raman (intensidade x Raman *shift* (cm⁻¹)) do POI D(R) (figura 121) da lâmina 3D (figura 119), da amostra K-TOR-3D (figura 118). Barra de escala (azul na imagem pequena; acima à direita) = 20 μm (autor, 2024).

Dentre os picos marcados, o que é conhecido (1254,85) está associado aos seguintes grupos funcionais moleculares: [C-F]; [C-O-C].



06.06.2024 18:03

1/1

Figura 149: Gráfico do espectro Raman (intensidade x Raman *shift* (cm⁻¹)) do POI A (figura 134) da lâmina 5A (figura 133), da amostra K-TOR-5A (figura 132). Barra de escala (azul na imagem pequena; acima à direita) = 20 μm (autor, 2024).

Dentre os picos marcados, o que é conhecido (2813,16 (muito alto)) está associado aos seguintes grupos funcionais moleculares: [-C-H aldeídico]; [OH do ácido carboxílico]; [C=O anidrido]. Também estão presentes nesta lâmina as moléculas: PbAl₂(CO₃)₂(OH)₄(H₂O) (dundasita) (com 91% de acerto); Cu₄Al₂SO₄(OH)₁₂H₂O (cianotrichita) (com 90% de acerto); CaBePO₄(OH) (hidroxilherderita) (com 85% de acerto).

12 DISCUSSÃO GERAL DOS RESULTADOS OBTIDOS

12.1 PARTE GEOQUÍMICA

Com base nos estudos geoquímicos terrestres (representado por ASPSP, Gorgona e Tortugal) 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 ASPSP, os komatiitos de Gorgona e Tortugal, e o manto de Marte possuem concentrações de SiO₂ semelhantes.

ASPSP é depletado em CaO, enquanto Marte é enriquecido em cálcio. ASPSP tem muito mais ³He e Ne do que Marte, mas tem concentrações semelhantes de argônio. ASPSP 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. ASPSP 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 50) 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 (ASPSP) e os komatiitos de Gorgona e Tortugal (figura 51). 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. Conseguem-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 (ANL, 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 Tortugal. E as amostras de Marte têm maior concentração de alumínio que o manto de ASPSP. Marte mostra um *trend* entre Al_2O_3 x Mg^* (figura 54) – uma correlação inversamente proporcional. Esta correlação pode ser explicada pela participação de clinopiroxênio e plagioclásio.

O manto representado por ASPSP e os komatiitos de Gorgona e Tortugal estão no mesmo *trend*, onde ASPSP 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 53) mostra um campo distinto, com as amostras do manto terrestre (ASPSP) e os komatiitos de Gorgona e Tortugal, 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 55), vemos que ASPSP é depletado de CaO .

Analisando o gráfico de CaO x Mg^* (figura 56) de Marte, com dados recentes (NASA, 2024), vemos que os meteoritos marcianos mostram campos distintos entre si, quando divididos em locais de formação.

E também na figura 56, 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 55 e 56), também notamos que as concentrações de Ca em Marte são semelhantes às de Gorgona e Tortugal, e também são semelhantes em heterogeneidade. A variação de Ca em Gorgona (figura 55) está no mesmo *trend* que a variação de Ca em Marte (figura 56) 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 e de Tortugal.

O gráfico de Na₂O x MgO (figura 58), mostra que Marte tem semelhança com Gorgona e Tortugal. As concentrações de Na nas amostras de Marte são dispersas (não concentradas), sugerindo cristalização de plagioclásio 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 e Tortugal do que os de ASPSP. E o manto de ASPSP é o mais rico em magnésio.

Em termos de gases nobres, analisando o gráfico (figura 63) 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 ^3He de Marte é muito menor que a concentração de ^3He nos mantos terrestres (ASPSP e os komatiitos de Gorgona). Em ASPSP o ^3He 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 ^3He 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 *hotspots* (NASA, 2024). E os komatiitos

de Gorgona e Tortugal foram formados em uma pluma mantélica (Galápagos) da *Caribbean Large Igneous Province* (CLIP) (ALVARADO, 1997; HAUFF *et al.*, 2000; KERR, 2005; TRELA, 2017) – outra semelhança entre Gorgona, Tortugal e Marte.

Analisando o gráfico (figura 64) 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}Ne para a atmosfera.

Marte é depletado em ^3He e ^{20}Ne , ao contrário de ASPSP e Gorgona (figura 63). 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 69, 70 e 71, respectivamente), se observa que Marte tem menor fração isotópica de chumbo do que o manto terrestre, e também Marte tem menos elementos radioativos que a Terra. ASPSP é o mais enriquecido em chumbo, sendo mais que Tortugal, e este, mais que Gorgona.

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 ASPSP (figura 76), e comparando com os gráficos de Marte (figuras 80 e 81) percebemos que Tortugal tem maior La/Yb e por isso é mais enriquecido em ETR do que os peridotitos de ASPSP e os komatiitos de 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 mais enriquecido em ETR leves (La – Sm) do que este. Nota-se que Tortugal é o mais enriquecido em ETR leves (La – Sm) de todos locais. Tortugal é um manto anormalmente enriquecido.

Na figura 80, 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. Em um artigo relativamente recente, BOUVIER *et al.* (2018) indica 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.

Assim, geoquimicamente, os komatiitos de Tortugal são mais semelhantes aos meteoritos peridotitos shergottites de Marte, e os komatiitos de Gorgona são, em média estatística, mais parecidos às várias amostras de rochas basálticas marcianas, incluindo variações em ETR. ASPSP é um manto mais rico em MgO do que o de Marte e este, em contrapartida, tem o teor mais elevado em ferro de todos analisados. Portanto, à princípio, podemos sugerir que, se hipoteticamente a vida surgiu em Marte, ela pode sim ter seguido caminhos replicantes e metabólicos utilizando a geoquímica análoga a de komatiitos.

12.2 PARTE ISOTÓPICA E MICROSCÓPICA

12.2.1 Amostras de peridotitos

Com base nas análises descritivas microscópicas das lâminas petrográficas, identificamos várias microestruturas com formas (cocóides, bastonetes, filamentos, discóides), cor escura, subestruturas em septos celulares, tamanhos entre $\sim 1 \mu\text{m}$ e $\sim 300 \mu\text{m}$, e organização em pequenos grupos, condizentes (“*checklist*” na página 51) à possíveis microfósseis nas lâminas petrográficas A1 e A2 da **amostra peridotítica P-SPSP-C-DR-24A**, sendo que existem nelas inúmeros foraminíferos (contaminação tardia na amostra) microfossilizados, constituindo uma vasa nesta amostra carbonácea.

Nesta amostra (bastante serpentinizada), foi evidenciada (tabela 9) a presença significativa de carbonato de cálcio, o que favorece uma boa preservação de bioassinaturas, e.g., possíveis microfósseis nela.

- Na **lâmina A1**, no Ponto de Interesse (em inglês: *Point of Interest (POI)*) **A**, vê-se, através de microscopias óptica e eletrônica de varredura ambiental (MEV-A) (figuras 87 e 88), nitidamente três estruturas lineares (faixas finas) agrupadas, paralelas, de cor preta (brancas no MEV-A), sendo prováveis permineralizações de microfósseis. Também no POI A, há várias estruturas microfossilizadas de cavidades redondas escuras organizadas (figura 89), provenientes de prováveis microrganismos (desconhecidos) que colonizaram tardiamente a mostra;
- Na **lâmina A2**, no **POI A**, nota-se claramente (figuras 100 e 101) um provável microfóssil (com comprimento $\sim 300 \mu\text{m}$), permineralizado, achatado em duas dimensões no carbonato de cálcio, com dobra, e com estrutura celular septada bem preservada. Pode ter sido uma bactéria cianofícea;

- Na **lâmina A2**, no **POI B**, vê-se indistintamente (figuras 102 e 103) vários possíveis microfósseis (cada um com $\sim 1 \mu\text{m}$ de diâmetro), com formas cocóides (esféricas) e alguns bastonetes (um pouco alongados e curvos), distribuídos aleatoriamente mas juntos em pequenos grupos, podendo ter sido bactérias que metabolizavam H_2 ;
- Na **lâmina A2**, no **POI C**, mostra-se (figura 104) possível microfóssil (com comprimento $\sim 200 \mu\text{m}$) em forma cilíndrica, permineralizado, com estrutura celular septada evidenciada;
- Na **lâmina A2**, no **POI D(R)**, mostra-se (figura 105) matéria orgânica marrom escura alongada (com comprimento $\sim 100 \mu\text{m}$), possivelmente degradação de permineralização de microfóssil;

12.2.2 Amostras de komatiitos

Baseado nas análises descritivas microscópicas das lâminas petrográficas, também identificamos várias microestruturas com formas (cocóides, bastonetes, filamentos), cor marrom-escura, subestruturas em septos celulares, tamanhos entre $\sim 1 \mu\text{m}$ e $\sim 300 \mu\text{m}$, e organização em pequenos grupos, condizentes (“*checklist*” na página 51) à possíveis microfósseis nas lâminas petrográficas: 1A da **amostra komatítica K-TOR-1A** (serpentinizada), 3D da **amostra komatítica K-TOR-3D** (bastante serpentinizada), e 5A da **amostra komatítica K-TOR-5A** (serpentinizada).

Na amostra K-TOR-2 (não-serpentinizada – como controle experimental) não foram encontrados nenhuns vestígios de possíveis microfósseis. Assim, as análises foram realizadas de modo cuidadoso, com os resultados aqui discutidos.

Na amostra K-TOR-3D, foi também evidenciada (tabela 9) a presença significativa de carbonato de cálcio, o que favorece uma boa preservação de bioassinaturas, e.g., possíveis microfósseis nela.

- Na **lâmina 1A (K-TOR-1A)**, no **POI A**, nota-se (figura 113) matéria orgânica marrom escura alongada (com comprimento $\sim 100 \mu\text{m}$), possivelmente degradação de permineralização de microfóssil, sendo possível distinguir-se septos;
- Na **lâmina 3C (K-TOR-3C)**, no **POI A**, nota-se (figura 117) matéria preta (desconhecida), com formas angulosas interessantes (com comprimentos e larguras de $< 50 \mu\text{m} - \sim 300 \mu\text{m}$), em meio a material verde (provalmente olivina);
- Na **lâmina 3D (K-TOR-3D)** (que é bem interessante e complexa), no **POI A**, vê-se nitidamente (figuras 122 e 123) um provável microfóssil (talvez de uma bactéria cianofíceia) um pouco degradado, em forma de uma semi-espiral comprida e alongada (com comprimento $\sim 600 \mu\text{m}$), com celularidade (septação), de cor marrom-clara, no interior de uma estrutura marrom-escura (talvez material orgânico);
- Na **lâmina 3D**, no **POI B**, mostram-se (figura 124) alguns possíveis microfósseis (cada um com $\sim 1 \mu\text{m}$ de diâmetro), com formas cocóides (esféricas), juntos em pequenos grupos, podendo ter sido bactérias que metabolizavam H_2 ;
- Na **lâmina 3D**, no **POI C**, nota-se claramente (figuras 125 e 126) inclusões de minerais escuros alinhados (com comprimento $\sim 200 \mu\text{m}$) no meio de material marrom-avermelhado, talvez matéria orgânica oxidada proveniente da degradação de microfósseis. Também no POI C, mostra-se (figura 127) estruturas parcialmente circulares (com comprimentos $\sim 200 \mu\text{m}$), com dobras, semi-filamentosas, de cor marrom escura, talvez material orgânico proveniente da degradação parcial de microfósseis;
- Na **lâmina 3D**, no **POI D(R)**, mostra-se (figura 128) uma área “grande” ($\sim > 400 \mu\text{m} \times 400 \mu\text{m}$) com matéria orgânica escura. Há também na lâmina 3D alguns prováveis microfósseis filamentosos (com comprimentos entre $50 \mu\text{m} - 200 \mu\text{m}$) encontrados em outros pontos (não-determinados), com septação e

inchaços, com dobras, com as terminações celulares afinadas e encurtadas, e alguns agrupados em mínimos grupos (também contendo minerais associados); as informações estão nas legendas das figuras 129, 130 e 131;

- Na **lâmina** petrográfica **5A (K-TOR-5A)**, no **POI A**, vê-se nitidamente, através de microscopia óptica e MEV-A (figuras 135 à 140), provável microfóssil filamentosso escuro alongado (com ~ 400 μm de comprimento), permineralizado, com as terminações celulares afinadas e encurtadas, com uma pequena divisão (~ 40 μm), e com a estrutura celular septada bem preservada.

12.3 PARTE ESPECTROSCÓPICA

As análises dos dados espectroscópicos Raman revelaram a presença de muitas moléculas orgânicas pertencentes aos diversos grupos funcionais relacionados às biomoléculas, como aminoácidos e lipídeos, nas lâminas A1 e A2 da amostra peridotítica P-SPSP-C-DR-24A, e nas lâminas 3D da amostra komatítica K-TOR-3D e 5A da amostra komatítica K-TOR-5A.

12.3.1 Amostras de peridotitos

Notou-se a presença, com 100% de acerto, dos minerais estibnita (Sb_2S_3) e scheelita (CaWO_4), dada pela análise Raman, nas estruturas mineralizadas lineares (figuras 87 e 88) da amostra de peridotito P-ASPSP-C-DR-24A. Isto é intrigante, uma vez que tais minerais são normalmente encontrados em veios hidrotermais (como nossas amostras), e são permineralizados via biotransformação por extremófilos oxidantes como a *Pseudomonas* sp. e os microrganismos

Metallosphaera sedula, que metabolizam os metais antimônio (Sb) e tungstênio (W), e H₂ (XU *et al.*, 2024; BLAZEVIC *et al.*, 2019), respectivamente. Sobre os gráficos, por favor, veja o começo do subcapítulo 11.2 – Análise Espectroscópica, nota de pé da página 188.

12.3.2 Amostras de komatiitos

Com base nas análises dos gráficos de espectroscopia Raman destas lâminas petrográficas, identificamos:

- Na lâmina 3D (K-TOR-3D) (que é bem interessante e complexa), no **POI A**, têm-se os seguintes grupos funcionais moleculares: [C-Cl]; [-C-H aldeídico]; [-C-H]; [OH do ácido carboxílico]; [OH da água].

Estes grupos funcionais são condizentes à presença, na amostra, de moléculas orgânicas associadas às biomoléculas (lipídeos, aminoácidos, ácidos nucleicos (RNA, DNA)), ou seja, à vida microbiana;

- Na lâmina 3D, no **POI B** – (ídem POI A);
- Na lâmina 3D, no **POI C**, nota-se os seguintes grupos funcionais moleculares: [C-Br]; [C-Cl]; [C-F]; [C-OH]; [C-O-C]; [NO₂]; [C=C aromático]; [C=O amida]; [C=C alqueno]; [C=O anidrido]; [-C-H aldeídico]; [-C-H]; [=C-H]; [OH do ácido carboxílico]; [OH do álcool]; [N-H]; [OH da água].

Estes grupos funcionais são também condizentes à presença, na amostra, de moléculas orgânicas associadas às biomoléculas (lipídeos, aminoácidos, ácidos nucleicos (RNA, DNA)), ou seja, à vida microbiana;

- Na lâmina 3D, no POI D(R), há os seguintes grupos funcionais moleculares: [C-Br]; [C-Cl]; [C-F]; [C-O-C] [OH do ácido carboxílico]; [-C-H aldeídico]; [OH da água]. E há também os picos D1 (1350 cm^{-1}), D2 (1620 cm^{-1}) e G (grafeno) (1580 cm^{-1}), que caracterizam bem material carbonáceo (MC).

Estes grupos funcionais e a presença de MC, são condizentes à existência, na amostra, de moléculas orgânicas associadas às biomoléculas (lipídeos, aminoácidos, ácidos nucleicos (RNA, DNA)), ou seja, à vida microbiana.

Nesta lâmina de cor vermelha clara, se vê facilmente na escala microscópica tonalidades que vão desde um marrom escuro, a um vermelho escuro, a um vermelho mais claro, a um rosa. Conforme a objetiva do microscópio óptico foi buscando um melhor ponto focal conforme a topografia irregular microscópica (de lugares mais profundos a lugares rasos) da amostra na lâmina, notei que a variação de cores e tonalidades acompanhavam a topografia. Foram feitos espectros Raman em seis pontos diferentes nestas regiões com variações topografia–cor.

Constatou-se que estes espectros são todos iguais. Isto quer dizer que estes materiais róseo, vermelho e marrom são apenas um mesmo material mas que tem essas tonalidades devido à profundidade (ou elevação) de cada ponto, em relação ao nível médio da amostra laminada (com $\sim 30\text{ }\mu\text{m}$ de espessura). Ou seja, este material cobriu estas regiões como um filme fino. Como o material é feito de várias moléculas orgânicas (evidenciado pelos grupos funcionais), e rico em material carbonático, assim, este filme fino é orgânico (como micro-petróleos em micro-cavidades), *i.e.*, é um biofilme. Sugerimos que este biofilme rico em MC provavelmente foi produzido por atividade microbiológica, conforme os possíveis microfósseis nela encontrados (subcapítulo 11.1 – Análise Microscópica, página 154), e que serviu como substrato anexado às microfraturas e microcavidades, para sustentar o crescimento de microrganismos (biofilmes também foram observados por IVARSSON *et al.*, 2017), e suas posteriores degradações;

- Na lâmina petrográfica **5A (K-TOR-5A)**, no **POI A**, vê-se os seguintes grupos funcionais moleculares: [-C-H aldeídico]; [OH do ácido carboxílico]; [C=O anidrido], e o pico D. Também estão presentes nesta lâmina as moléculas: $\text{CaBePO}_4(\text{OH})$ (hidroxilherderita) (com 85% de acerto); $\text{Cu}_4\text{Al}_2\text{SO}_4(\text{OH})_{12}2\text{H}_2\text{O}$ (cianotrichita) (com 90% de acerto); $\text{PbAl}_2(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_4(\text{H}_2\text{O})$ (dundasita) (com 91% de acerto).

Estes grupos funcionais e moléculas são também condizentes à presença, na amostra, de moléculas orgânicas associadas às biomoléculas (lipídeos, aminoácidos, ácidos nucleicos (RNA, DNA)), ou seja, à vida microbiana.

Portanto, resumindo, estas lâminas das amostras acima têm a presença clara de assinaturas bioquímicas nelas, indicando forte evidência de atividade microbiológica, em cujos prováveis microrganismos se microfossilizaram.

13 CONCLUSÕES

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

- 1) O manto terrestre, aqui representado por ASPSP, possui menos Al e muito menos Fe e Ca que o manto de Marte (sendo, portanto, um manto primitivo), mas Gorgona e Tortugal 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 *hotspots* – sendo que as correntes de convecção são devidas à combinação de calor e gravidade;
- 3) O manto de Marte perdeu muito calor e cristalizou rapidamente formando uma crosta mais espessa que a da Terra;
- 4) De todos estes locais, Gorgona e Tortugal é o mais parecido geoquimicamente com o planeta Marte. Os dados das amostras dos komatiitos (< 500 Ma) de Gorgona e de Tortugal (~ 90 Ma), 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 e Tortugal 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 Tortugal e o magma de Marte são que os komatiitos de Gorgona e Tortugal e o manto marciano são geoquimicamente heterogêneos. E que também têm presença significativa de água (no caso de Gorgona) em suas composições – o manto gerador dos komatiitos de Gorgona e o manto de Marte são húmidos. Assim, podemos ver que Gorgona, Tortugal e Marte apresentam evoluções geoquímicas bastante semelhantes, possivelmente por advirem de plumas mantélicas;

- 5) As análises laboratoriais geoquímicas das amostras de peridotitos (ASPSP) e de komatiitos (Tortugal) coletadas, também corroboram o exposto acima;
- 6) As análises laboratoriais geoquímicas e de razão de isótopos estáveis (com a presença de material carbonáceo (MC)), e em conjunto, as análises por microscopia óptica e por microscopia eletrônica de varredura ambiental, mostraram evidências de possíveis microfósseis presentes em lâminas petrográficas, produzidas através da extração de pedaços da amostra serpentizada peridotítica C-DR-SPSP-24A e das amostras serpentizadas komatiíticas K-TOR-1A, K-TOR-3D e K-TOR-5C;
- 7) As análises laboratoriais por espectroscopia a laser Raman, mostraram vários tipos de grupos funcionais moleculares, associadas às moléculas orgânicas que compõe biomoléculas (lipídeos, aminoácidos, *etc.*), e também mostraram a existência dos picos D1, D2 e G (grafeno), o que caracteriza MC nas amostras. Isto indica forte evidência química da presença de biomoléculas. Estas estão preservadas como assinaturas bioquímicas, nas lâminas das amostras: C-DR-SPSP-24A (peridotito), e K-TOR-3D e K-TOR-5C (komatiitos), o que, em conjunto, são condizentes à provável atividade microbiológica;

8) Finalmente: reunindo as análises geoquímicas, microscópicas e espectroscópicas realizadas neste trabalho (em adição à todas informações na literatura), podemos dizer que há evidências de termos encontrado possíveis microfósseis endogênicos em amostras coletadas destas rochas ultramáficas (peridotitos e komatiitos) de ASPSP e Tortugal, respectivamente. As microestruturas atendem, portanto, aos critérios de biogenicidade e podem ser considerados como microrganismos fossilizados. A morfologia geral, os dados Raman adquiridos, e a presença de material carbonáceo estão a favor da interpretação biológica, em vez da abiótica. Esta pesquisa ajuda a mostrar que as rochas ultramáficas (peridotitos e komatiitos) serpentinizadas podem conter registro microfóssil.

E assim, como as geoquímicas terrestre e marciana têm semelhanças, se a vida (hipoteticamente) também se originou em Marte, por equivalência geo-físico-química ela também poderia ter se desenvolvido (como foi na Terra) até existirem misturas de colônias de microrganismos interagentes diversos que colonizaram rochas ultramáficas (quimiossintéticos ou não), e que se alimentavam de hidrogênio molecular (H_2) (e/ou outras fontes de energia), produzido pela serpentinição deste tipo de rochas nos mares primitivos que existiam nos dois planetas – primeira parte desta tese. Portanto, como na Terra estes microrganismos fossilizaram-se em meios carbonáticos nestas rochas ultramáficas serpentinizadas coletadas para este estudo, talvez em Marte tenha ocorrido semelhantemente o mesmo – segunda parte desta tese.

Por isso, propomos que futuramente, tais hipotéticos microfósseis marcianos talvez possam vir a ser descobertos em meteoritos ultramáficos serpentinizados marcianos, e em futuras missões exploratórias (sugestão para a presente missão do robô *rover* Perseverance da NASA) robóticas e tripuladas, para coletarem amostras de rochas máficas e ultramáficas serpentinizadas, *in situ* em Marte, e as analisar.

Isto, com muito mais estudos, podem ampliar nosso conhecimento científico atual sobre a distribuição temporal (a origem da vida) e espacial da vida microbiana no planeta Terra, e tal possibilidade em outros locais do Cosmos – questão importante para a Astrobiologia (anteriormente conhecida como Exobiologia).

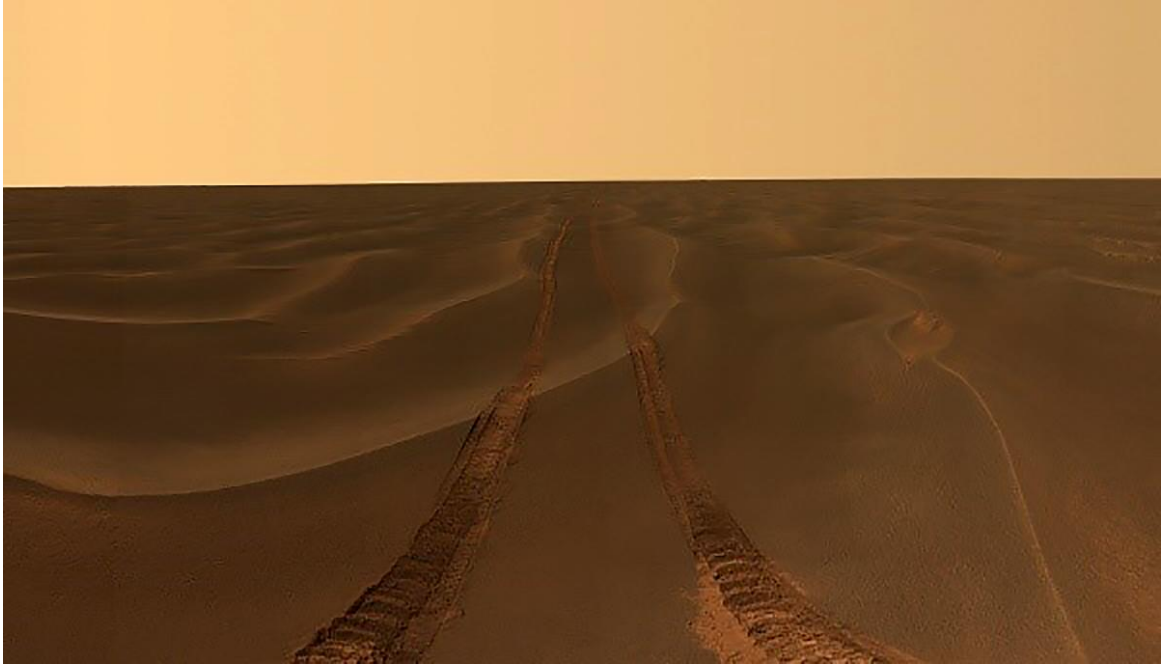


Figura 150: Óxido de ferro na superfície e atmosfera marcianas – na Ciência e na Arte, vamos indo ao ferruginoso e lindo, misterioso planeta Marte (Curiosity rover, NASA, 2016).

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.
- ALVARADO, G. E.; DENYER, P.; SINTON, C. W. The 89 Ma Tortugal komatiitic suite, Costa Rica: Implications for a common geological origin of the Caribbean and Eastern Pacific region from a mantle plume. *Geology*, v. 25, n. 5, p. 439-442, 1997.
- 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: 30 mai. 2024.
- ARNDT, N. T.; LESHER, C. M. Komatiite. In: SELLEY, R. C. *et al.* (Eds.) *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.
- 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.* (Eds.) *Mineral Spectroscopy: A Tribute to Roger G. Burns*. Special Publication n. 5. Washington, D.C.: The Geochemical Society, 1996. p. 359-380.
- BENZEZARA, K.; MENGUY, N.; LÓPEZ-GARCÍA, P.; YOON, T.-H.; KAZMIERCZAK, J.; TYLISZCZAK, T.; GUYOT, F. Nanoscale detection of organic signatures in carbonate microbialites. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, v. 103, n. 25, p. 9440-9445, 2006.

- BERNARD, S.; BENZERARA, K.; BEYSSAC, O.; MENGUY, N.; GUYOT, F.; BROWN JR., G. E.; GOFFÉ, B. Exceptional preservation of fossil plant spores in high-pressure metamorphic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 262, n. 1-2, p. 257-272, 2007.
- 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.
- BLAZEVIC, A.; ALBU, M.; MITSCHKE, S.; RITTMANN, S. K.-M. R.; HABLER, G.; MILOJEVIC, T. Biotransformation of Scheelite CaWO_4 by the Extreme Thermoacidophile *Metallosphaera sedula*: Tungsten–Microbial Interface. *Frontiers in Microbiology*, v. 10, n. 1492, 2019.
- 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.
- BOTTA, O.; BADA, J. L.; GOMEZ-ELVIRA, J.; JAVAUX, E.; SELSIS, F.; SUMMONS, R. Strategies of life detection: summary and outlook. *Space Science Reviews*, v. 135, n. 1-4, p. 371-380, 2008.
- 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.
- BRASIER, M. D.; GREEN, O. R.; LINDSAY, J. F.; MCLOUGHLIN, N.; STEELE, A.; STOKES, C. Critical testing of Earth's oldest putative fossil assemblage from the ~ 3.5 Ga Apex chert, Chinaman Creek, Western Australia. *Precambrian Research*, v. 140, n. 1-2, p. 55-102, 2005.
- BRASIER, M. D.; MCLOUGHLIN, N.; GREEN, O. R.; WACEY, D. A fresh look at the fossil evidence for early Archæan cellular life. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, v. 361, n. 1470, p. 887-902, 2006.
- 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.
- BUICK, R. Microfossil recognition in Archean rocks: an appraisal of spheroids and filaments from a 3500 My old chert-barite unit at North Pole, Western Australia. *Palaios*, v. 5, n. 5, p. 441-459, 1990.
- CADY, S. L.; FARMER, J. D.; GROTZINGER, J. P.; SCHOPF, J. W.; STEELE, A. Morphological biosignatures and the search for life on Mars. *Astrobiology*, v. 3, n. 2, p. 351-368, 2003.

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 30 mai. 2024.

COCKELL, C. S.; HERRERA, A. Why are some microorganisms boring? Trends in Microbiology, v. 16, n. 3, p. 101-106, 2008.

COLECTIVO UNIDOS POR GORGONA Joyas del Pacífico. Disponível em: <<https://www.elespectador.com/vivir/buen-viaje-vip/joyas-del-pacifico-articulo-729120>>. Acesso em: 30 mai. 2024.

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. Geophysical Research Letters, v. 3, n. 5, p. 249-252, 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.

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: 30 mai. 2024.

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.

FURNES, H.; STAUDIGEL, H; HORSETH, I. H.; TORSVIK, T.; MUEHLENBACHS, K.; TUMYR, O. Bioalteration of basaltic glass in the oceanic crust. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 2, n. 8, 2001.

FURNES, H.; BANERJEE, N. R.; MUEHLENBACHS, K.; STAUDIGEL, H; DE WIT, M. Early life recorded in Archean pillow lavas. Science, v. 304, n. 5670, p. 578-581, 2004.

FURNES, H.; BANERJEE, N. R.; STAUDIGEL, H; MUEHLENBACHS, K.; MCLOUGHLIN, N.; DE WIT, M.; VAN KRANENDONK, M. Comparing petrographic signatures of bioalteration in recent to Mesoproterozoic pillow lavas: Tracing subsurface life in oceanic igneous rocks. Precambrian Research, v. 158, n. 3-4, p. 156-176, 2007.

GALIMOV, E. M. Isotope organic geochemistry. Organic Geochemistry, v. 37, n. 10, p. 1200-1262, 2006.

GARCÍA-RUIZ, J. M.; HYDE, S. T.; CARNERUP, A. M.; CHRISTY, A. G.; VAN KRANENDONK, M. J.; WELHAM, N. J. Self-assembled silica-carbonate structures and detection of ancient microfossils. Science, v. 302, n. 5648, p. 1194-1197, 2003.

GEOLOGYSOURCE. Peridotito. Disponível em: <<https://pt.geologyscience.com/rochas/Rochas-%C3%ADgneas/peridotito-dunito/>>. Acesso em 30 mai. 2024.

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.

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.

HAUFF, F.; HOERNLE, K.; VAN DEN BOGAARD, P.; ALVARADO, G.; GARBE-SCHÖNBERG, D. Age and geochemistry of basaltic complexes in Western Costa Rica: Contributions to the geotectonic evolution of Central America. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 1, n. 1, 2000.

HAUSEL, W. D. Disponível em: <<https://www.flickr.com/photos/sokeshodai/756847342/>>. Acesso em: 30 mai. 2024.

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 pp.

HOFMANN, H. J. Precambrian microflora, Belcher Islands, Canada: significance and systematics. *Journal of Paleontology*, v. 50, p. 1040-1073, 1976.

HOFMANN, H. J. Archean microfossils and abiomorphs. *Astrobiology*, v. 4, n. 2, p. 135-136, 2004.

HOOLST, T.; RIVOLDINI, A. Interior Structure and Evolution of Mars. In: SPOHN, T. *et al.* (Eds.) *Encyclopedia of the Solar System*. 3. ed. Amsterdam: Elsevier, 2014, cap. 18, p. 379-396.

HUANG, R. F.; SUN, W. D.; DING, X.; LIU, J. Z.; PENG, S. B. Olivine versus peridotite during serpentinization: Gas formation. *Science China Earth Sciences*, v. 58, n. 12, p. 2165-2174, 2015.

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.

IVARSSON, M.; BACH, W.; BROMAN, C.; NEUBECK, A.; BENGTSON, S. Fossilized Life in Subseafloor Ultramafic Rocks. *Geomicrobiology Journal*, v. 35, n. 6, p. 460-467, 2017–2018.

IVARSSON, M. comunicação pessoal, 2024.

JAVAUX, E. J.; BENZERARA, K. Microfossils. *Comptes Rendus Palevol*, v. 8, n. 7, p. 605-615, 2009.

JEHLICKA, J.; URBAN, O.; POKORNY, J. Raman spectroscopy of carbon and solid bitumens in sedimentary and metamorphic rocks. *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, v. 59, n. 10, p. 2341-2352, 2003.

- 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, 2007.
- KERR, A. C. La Isla de Gorgona, Colombia: A petrological enigma?. *Lithos*, v. 84, p. 77-101, 2005.
- KNOLL, A. H.; GOLUBIC, S. Proterozoic and Living Cyanobacteria. In: SCHIDLOWSKI, M.; GOLUBIC, S.; KIMBERLEY, M. M.; MCKIRDY, D. M.; TRUDINGER, P. A. (Eds.) *Early Organic Evolution: Implications for Mineral and Energy Resources*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1992. p. 450-462.
- KYLE, J. E.; PEDERSEN, K.; FERRIS, F. G. Virus mineralization at low pH in the Rio Tinto, Spain. *Geomicrobiology Journal*, v. 25, n. 7-8, p. 338-345, 2008.
- LEE, S.-J.; GOLUBIC, S.; VERRECCHIA, E. Epibiotic relationships in Mesoproterozoic fossil record: Gaoyuzhuang Formation, China. *Geology*, v. 27, n. 12, p. 1059-1062, 1999.
- MAIA, M. Cruzeiro Oceanográfico "COLMEIA" ("*COLD Mantle Exhumation and Intra-transform Accretion*"), N/O *L'Atalante*, 23/01/2013 a 28/02/2013, Recife – Recife, Relatório de aquisição de dados. não-publicado. 2013.
- 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, 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.* (Eds.) *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, 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.
- MÉVEL, C. Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges. *C. R. Geoscience*, v. 335, p. 825–852, 2003.
- MICROSCOPE MASTER. Hydrogen-oxidizing Bacteria: Definition, Characteristics and Examples. Disponível em: <[https://www.microscopemaster.com/hydrogen-oxidizing-bacteria.html#gallery\[pagegallery\]/0/](https://www.microscopemaster.com/hydrogen-oxidizing-bacteria.html#gallery[pagegallery]/0/)>. Acesso em: 30 mai. 2024.
- 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. 1245267, 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 do 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, v. 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, v. 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: 30 mai. 2024.

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION (NASA). Disponível em: <<https://www.nasa.gov/>>. Acesso em: 30 mai. 2024.

NEUBECK, A.; DUC, N. T.; BASTVIKEN, D.; CRIL, P.; HOLM, N. G. Formation of H₂ and CH₄ by weathering of olivine at temperatures between 30 and 70 °C. *Geochemical Transactions*, v. 12, n.6, 2011.

NICOLLET, C. Les Komatiites de l'Abitibi. Disponível em: <<http://christian.nicollet.free.fr/page/Canada/komatiites.html>>. Acesso em: 30 mai. 2024.

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.; CICHETTI, A.; CORADINI, M.; COSCIOTTI, B.; DI PAOLO, F.; FLAMINI, E.; MATTEI, E.; PAJOLA, M.; SOLDVIERI, 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, p. 490-493, 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, 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, p. 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.

SCHOPF, W. J.; WALTER, M. R. Archean Microfossils: New Evidence of Ancient Microbes. In: SCHOPF, W. J. (Ed.) *Earth's Earliest Biosphere*. Princeton: Princeton University Press, 1983. p. 214-239.

SCHOPF, W. J. *Cradle of Life: The Discovery of Earth's Earliest Fossils*. Princeton: Princeton University Press, 1999. 367 pp.

SCHOPF, W. J. Fossil evidence of Archæan life. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, v. 361, n. 1470, p. 869-885, 2006.

SCHOPF, W. J.; TRIPATHI, A. B.; KUDRYAVTSEV, A. B. Three-dimensional confocal optical imagery of Precambrian microscopic organisms. *Astrobiology*, v. 6, n. 1, p. 1-16, 2006.

SCHOPF, W. J.; KUDRYAVTSEV, A. B.; CZAJA, A. D.; TRIPATHI, A. B. Evidence of Archean life: stromatolites and microfossils. *Precambrian Research*, v. 158, n. 3-4, p. 141-155, 2007.

SCHOPF, W. J. comunicação pessoal, 2020 e 2024.

SCHRENK, M. O.; BRAZELTON, W. J.; LANG, S. Q. Serpentinization, Carbon, and Deep Life. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, v. 75, p. 575-606, 2013.

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. **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.

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 Archæan 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- $^3\text{He}/^4\text{He}$ 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: 30 mai. 2024.

STREKEISEN, A. Peridotites. Disponível em: <<https://www.alexstrekeisen.it/english/pluto/peridotites.php>>. Acesso em: 30 mai. 2024.

SUGITANI, K.; GREY, K.; ALLWOOD, A.; NAGAOKA, T.; MIMURA, K.; MINAMI, M.; MARSHALL, C. P.; VAN KRANENDONK, M. J.; WALTER, M. R. Diverse microstructures from Archæan chert from the Mount Goldsworthy–Mount Grant area, Pilbara Craton, Western Australia: Microfossils, dubiofossils, or pseudofossils? *Precambrian Research*, v. 158, p. 228-262, 2007.

TAMBE, Y. Spores of *Bacillus subtilis*. Disponível em: <<https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=49530>>. Acesso em: 30 mai. 2024.

TAKAI, K.; NAKAMURA, K.; SUZUKI, K.; NAGAKI, F.; NEALSON, K. H.; KUMAGAI, A. Ultramafics–Hydrothermalism–Hydrogenesis–HyperSLiME (UltraH₃) linkage: a key insight into early microbial ecosystem in the Archean deep-sea hydrothermal systems. *Paleontological Research*, v. 10, n. 4, p. 269-282, 2006.

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.; HAGHIGHIPOUR, N.; WING-HUEN, I. (Eds.) *Planetary Exploration and Science: Recent Results and Advances*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, Springer Geophysics series, 2015. cap. 8, p. 147-245.

TELES, A. DE M. M. **Comparações Geoquímicas entre Rochas Ultramáficas dos Mantos dos Planetas Terra e Marte**. 2018. 134 f. Dissertação (Mestrado em Dinâmica dos Oceanos e da Terra) – Departamento de Geologia e Geofísica, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2018.

TORSVIK, T.; FURNES, H.; MUEHLENBACHS, K.; THORSETH, I. H.; TUMYR, O. Evidence for microbial activity at the glass-alteration interface in oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 162, n. 1-4, p. 165-176, 1998.

TRELA, J. **The Evolution of the Galápagos Mantle Plume: from Large Igneous Province to Ocean Island Basalt**. 2017. 122 f. Thesis (Philosophiæ Doctor in Geoscience) - Department of Geosciences, Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, 2017.

TRELA, J.; GAZEL, E.; SOBOLEV, A.V.; MOORE, L.; BIZIMIS, M.; JICHA, B.; BATANOVA, V. G. The hottest lavas of the Phanerozoic and the survival of deep Archæan reservoirs. *Nature Geoscience*. *online*, 2017.

UEDA, H.; SHIBUYA, T.; SAWAKI, Y.; SAITOH, M.; TAKAI, K.; MARUYAMA, S. Reactions between komatiite and CO₂-rich seawater at 250 and 350 °C, 500 bars: implications for hydrogen generation in the Hadean seafloor hydrothermal system. *Progress in Earth and Planetary Science*, v. 3, n. 35, p. 1-14, 2016.

UEDA, H.; SHIBUYA, T.; SAWAKI, Y.; SHOZUGAWA, K.; MAKABE, A.; TAKAI, K. Chemical nature of hydrothermal fluids generated by serpentinization and carbonation of komatiite: Implications for H₂-rich hydrothermal system and ocean chemistry in the early Earth. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 22, n. e2021GC009827, 2021.

VAN ZUILEN, M. A.; CHAUSSIDON, M.; ROLLION-BARD, C.; MARTY, B. Carbonaceous cherts of the Barberton Greenstone Belt, South Africa: Isotopic, chemical and structural characteristics of individual microstructures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 71, n. 3, p. 655-669, 2007.

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.

WESTALL, F.; FOLK, R. L. Exogenous carbonaceous microstructures in Early Archæan cherts and BIFs from the Isua Greenstone Belt: implications for the search for life in ancient rocks. *Precambrian Research*, v. 126, n. 3-4, p. 313-330, 2003.

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

XU, R.; DENG, R.; ZHAO, J.; REN, B.; WANG, C.; ZHOU, S.; HURSTHOUSE, A.; WANG, Z. Mechanism of dissolution and oxidation of stibnite mediated by the coupling of iron and typical antimony oxidizing bacteria. *Environmental Technology & Innovation*, v. 35, p. 103640, 2024.

ANEXO 1

TABELAS COM ELEMENTOS MAIORES

Elementos maiores (wt%)

Espaços em branco = n.d.

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

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 A1b: Concentrações (wt%) de elementos maiores de amostras de Gorgona (Kerr, 2005).

Colombia			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												
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 Marte (Bridges *et al.*, 2006).

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												
Pathfinder 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 shergotites</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	}	<i>Basaltic shergotites</i>	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			51.3	0.82	6.88	19.4	0.45	9.3	0.82	1.39	0.17	0.67
QUE94201	}	<i>Ol-Phyric shergotites</i>	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	}	<i>Nakhlites</i>		0.8	5.6	20.5	0.5	17.1	0.8	1.1	0.2	
DaG476			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	}	<i>Nakhlites</i>	49.9	0.42	5.91	18.4	0.48	16.1	0.7	0.86	0.04	0.6
Nakhla			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
Nakhlite melt (6)			50.2	0.42	8.6	19.1	0.4	4	1	1.2	2.8	0.7
Mars mantle (7)			43.7	1	3.1	18.7		31.5	2.5	0.5		

Tabela A1d: Concentrações (wt%) de elementos maiores de amostras de MORB (Sichel, 1990).

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	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



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ		LAMIR										
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA												
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA												
LABORATÓRIO DE ANÁLISE DE MINERAIS E ROCHAS												
Caixa Postal 19062 • 81.531-980 • Curitiba – PR • Tel. (41) 3361-3281 • www.lamir.ufpr.br • lamir@ufpr.br												
CERTIFICADO DE ANÁLISE												
Nº. 2023 204 FRX												
Análise solicitada: Análise química quantitativa total por espectrometria de fluorescência de raios X, pastilha fundida.												
Equipamento: Espectrômetro PANalytical Axios Max.												
Solicitante: Antonio de Morais Mendonça Teles		Data de entrada:	10/11/2023									
		Data de emissão:	18/12/2023									
Identificação da(s) amostra(s) pelo solicitante:		Nº LAMIR:										
P-SPSP-C-DR-18 Bis A		204/23 01										
P-SPSP-C-DR-24A		204/23 02										
P-SPSP-C-DR-24B		204/23 03										
P-SPSP-C-DR-25B		204/23 06										
P-SPSP-EM-THOMAS-1		204/23 10										
K-TOR-1A		204/23 11										
K-TOR-2		204/23 12										
K-TOR-3B		204/23 13										
K-TOR-3C		204/23 14										
K-TOR-3D		204/23 15										
K-TOR-5A		204/23 16										
Amostra pertencente: a Antonio de Morais M. Teles; ao Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense; e à Marinha do Brasil												
Composição Química:												
Amostra	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	MgO (%)	K ₂ O (%)	Na ₂ O (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	P ₂ O ₅ (%)	P.F. (%)	Soma (%)
204/23 01	35,74	0,92	10,64	0,91	35,35	0,04	0,19	0,03	2,00	0,08	14,43	100,33
204/23 02	20,08	1,63	4,34	28,23	17,22	0,08	0,13	0,10	0,08	0,09	28,12	100,10
204/23 03	40,16	4,10	10,41	6,15	29,28	0,04	0,13	0,69	0,23	0,53	8,32	100,04
204/23 06	39,48	0,97	7,59	0,34	38,31	0,01	< 0,01	0,03	0,08	0,03	13,03	99,86
204/23 10	49,32	2,26	10,59	2,93	20,56	0,44	0,76	0,07	0,09	5,12	7,36	99,51
204/23 11	41,98	5,47	10,90	4,88	26,07	0,09	0,19	0,59	0,17	0,07	9,42	99,83
204/23 12	42,33	4,74	11,18	5,22	29,33	0,12	0,28	0,61	0,16	0,07	5,85	99,87
204/23 13	41,23	5,93	10,58	5,33	26,55	0,04	0,06	0,57	0,15	0,06	9,92	100,42
204/23 14	43,84	5,58	10,62	5,35	26,81	0,13	0,24	0,58	0,15	0,07	6,75	100,13
204/23 15	37,93	4,91	10,02	20,36	9,16	0,17	0,59	1,32	0,12	0,15	15,43	100,15
204/23 16	39,56	4,82	10,93	7,60	25,64	0,05	0,08	0,86	0,15	0,12	9,79	99,58
• P.F. = Perda ao fogo												
- FINAL DO CERTIFICADO -												
 Documento assinado digitalmente FRANCIELE DE OLIVEIRA CZERVINSKI Data: 18/12/2023 14:43:01 -0300 Verifique em: https://validar1.br.gov.br		 Documento assinado digitalmente ANELIZE MARJELA BARNIK RUMBELSPERGER Data: 18/12/2023 15:26:56 -0300 Verifique em: https://validar1.br.gov.br										
Responsável Técnica: Franciele O. Czervinski – Química – CRQ IX 09202385		Diretora: Profª. Drª. Anelize M. B. Rumbelsperger										
<i>OS RESULTADOS ANALÍTICOS REFEREM-SE APENAS AS AMOSTRAS ANALISADAS PELO LAMIR. REPRODUÇÕES DEVEM SER TOTAIS, REFERENCIANDO O NÚMERO DO CERTIFICADO. ESTA VIA ORIGINAL SÓ TEM VALIDADE QUANDO ACOMPANHADA DA ASSINATURA DIGITAL DO(A) RESPONSÁVEL TÉCNICO(A) E DO(A) DIRETOR(A) DO LABORATÓRIO.</i>												
PÁGINA 1 de 1												

Figura 151 e Tabela A1e: Certificado técnico Nº 2023 204 FRX (LAMIR, 2023).





	UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA							
	LABORATÓRIO DE ANÁLISE DE MINERAIS E ROCHAS Caixa Postal 19062 • 81.531-980 • Curitiba – PR • Tel. (41) 3361-3281 • www.lamir.ufpr.br • lamir@ufpr.br							
CERTIFICADO DE ANÁLISE N.º 2023 204 FRX 05								
Análise solicitada: Análise química semiquantitativa total por espectrometria de fluorescência de raios X, pó solto.								
Equipamento: Espectrômetro PANalytical Axios Max.								
Solicitante: Antonio de Morais Mendonça Teles		Data de entrada: 10/11/2023	Data de emissão: 18/12/2023					
Identificação da(s) amostra(s) pelo solicitante: P-SPSP-C-DR-25A Amostra pertencente: a Antonio de Morais M. Teles; ao Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense; e à Marinha do Brasil		Nº LAMIR: 204/23 05						
Composição Química:								
Amostra 204/23 05	SiO ₂ (%)	MgO (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Cr ₂ O ₃ (%)	NiO (%)	Cl (%)	SO ₃ (%)
	38,8	37,7	8,5	0,6	0,5	0,3	0,2	0,2
	CaO (%)	CuO (%)	MnO (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	ZnO (%)	P.F. (%)	
	0,1	0,1	0,1	< 0,1	< 0,1	< 0,1	12,89	
<ul style="list-style-type: none"> • P.F. = Perda ao fogo • Resultados normalizados para 100 % 				Obs.: A análise semiquantitativa possui certo caráter subjetivo e interpretativo. São aceitáveis variações significativas nas concentrações indicadas acima, assim como falsas indicações positivas e/ou negativas de elementos em baixas concentrações (traços).				
- FINAL DO CERTIFICADO -								
 Documento assinado digitalmente FRANCIELE DE OLIVEIRA CZERWINSKI Data: 18/12/2023 14:43:01 -0300 Verifique em: https://validar1f.ti.gov.br		 Documento assinado digitalmente ANELIZE MANUELA BAHNIK RUMBELSPERGER Data: 18/12/2023 15:28:40 -0300 Verifique em: https://validar1f.ti.gov.br						
Responsável Técnica: Franciele O. Czervinski – Química – CRQ IX 09202385		Diretora: Prof.ª. Dr.ª. Anelize M. B. Rumbelsperger						
OS RESULTADOS ANALÍTICOS REFEREM-SE APENAS AS AMOSTRAS ANALISADAS PELO LAMIR. REPRODUÇÕES DEVEM SER TOTAIS, REFERENCIANDO O NÚMERO DO CERTIFICADO. ESTA VIA ORIGINAL SÓ TEM VALIDADE QUANDO ACOMPANHADA DA ASSINATURA DIGITAL DO(A) RESPONSÁVEL TÉCNICO(A) E DO(A) DIRETOR(A) DO LABORATÓRIO.								
PÁGINA 1 de 1								

Figura 152 e Tabela A1f: Certificado técnico N.º 2023 204 FRX 05 (LAMIR, 2023).

ANEXO 2

TABELAS COM GASES NOBRES

Gases nobres (ccSTP/g)

Espaços em branco = n.d.

Tabela A2a: Concentrações (ccSTP/g) de gases nobres de amostras de ASPSP (Angel-Amaya, 2010).

SPSP														
ID amostra	Depth (m)			36Ar	40Ar	40Ar/36Ar	4He	3He	3He/4He (R/T)	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 (c)	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 (c)	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 A2b: Concentrações (ccSTP/g) de gases nobres de amostras de Marte (Schwenzer *et al.*, 2007).

Marte														
ID amostra				36Ar	40Ar	40Ar/36Ar	4He	3He	3He/4He (R/T)	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
Zagami A				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

ANEXO 3

TABELAS COM ELEMENTOS–TRAÇO

Elementos–traço (ppm) ppm = micro g/g

Espaços em branco = n.d.

Tabela A3a: Concentrações (ppm) de elementos–traço de amostras de ASPSP (Angel-Amaya, 2010).

SPSP												
ID amostra	Depth (m)	87Sr/86Sr	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 A3b: Concentrações (ppm) de elementos–traço de amostras de Gorgona (Kerr, 2005).

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 A3c: Concentrações (ppm) de elementos–traço de amostras de Marte (Bridges *et al.*, 2006).

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	}	<i>Ol-Phyric shergottite</i>									0.016	0.067		
EET79001A, Lith. B											0.037	0.14		
DaG 476						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		
Shergotty B (90% glass)											0.089	0.37		
Zagami A	}	<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		5.6
Chassigny		<i>Chassignite</i>									0.019	0.051		
LEW 88516		<i>Lherzoliitic Shergottite</i>									0.011	0.04		

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.

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

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)	Tb* = Tm/Tm (C1)	Yb* = Yb/Yb (C1)	Lu* = Lu/Lu (C1)	Hf* = Hf/Hf (C1)					

a) Valores sem normalização:

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

SPSP			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
ID amostra	Depth (m)															
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 A4b: Tabela (valores sem normalização) com concentrações (ppm) de elementos de terras raras (ETR) de amostras de Gorgona (Kerr, 2005).

Colombia			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
ID amostra																
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 A4c: Tabela (valores sem normalização) com concentrações (ppm) de elementos de terras raras (ETR) de amostras de Marte (Bridges *et al.*, 2006).

Marte			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf
ID amostra																
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 A4d: Tabela (valores sem normalização) com concentrações (ppm) de elementos de terras raras (ETR) de amostras de MORB (Sichel, 1990).

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

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

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

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 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).

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	10.833333	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 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).

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 shergotite</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 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).

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

ANEXO 5

TABELA COM RAZÕES ISOTÓPICAS DE CARBONO E OXIGÊNIO

Resultados - Análise Isotópica de C e O					
Análise Solicitada: Análise de razão de isótopos estáveis de carbono e oxigênio por espectrometria de massa.					
Equipamento analítico: Espectrômetro de Massa Delta V Advantage - Thermo Fisher Scientific.					
Equipamento de preparação: Preparador de Gases GasBench II - Thermo Fisher Scientific.					
Solicitante: Antonio de Morais Mendonça Teles					
Responsáveis técnicos: Diego Portela Fernandes - Físico Inaiara Casapula - Técnica de Laboratório/ Química, Msc.					
Professor Responsável: Profa. Dra. Anelize Manuela Bahniuk Rumbelsperger					
Observação: <i>De acordo com o laudo Nº. 2023 204 FRX, podemos observar que as amostras 204/23-02 e 204/23-15 contém calcio e uma perda ao fogo compatível com traços de carbonato. As demais amostras (*) não geraram gás CO₂ suficiente para análise, o que indica baixíssimas quantidades de carbonatos ou inexistente.</i>					
Amostra	Nº LAMIR	δ ¹³ C (‰ VPDB)	δ ¹⁵ O (‰ VPDB)	Data da análise	Observação
P-SPSP-C-DR-18 Bis A	204/23-01	-	-	1/31/2024	(*)
P-SPSP-C-DR-24A	204/23-02	1.48	2.91	1/31/2024	
P-SPSP-C-DR-24B	204/23-03	-	-	1/31/2024	(*)
P-SPSP-C-DR-24C	204/23-04	-	-	1/31/2024	(*)
P-SPSP-C-DR-25A	204/23-05	-	-	1/31/2024	(*)
P-SPSP-C-DR-25B	204/23-06	-	-	1/31/2024	(*)
P-SPSP-C-DR-25C	204/23-07	-	-	1/31/2024	(*)
P-SPSP-C-DR-25D	204/23-08	-	-	1/31/2024	(*)
P-SPSP-C-DR-25X	204/23-09	-	-	1/31/2024	(*)
P-SPSP-EM-THOMAS-1	204/23-10	-	-	1/31/2024	(*)
K-TOR-1A	204/23-11	-	-	1/31/2024	(*)
K-TOR-2	204/23-12	-	-	1/31/2024	(*)
K-TOR-3B	204/23-13	-	-	1/31/2024	(*)
K-TOR-3C	204/23-14	-	-	1/31/2024	(*)
K-TOR-3D	204/23-15	-10.96	-7.44	1/31/2024	
K-TOR-5A	204/23-16	-	-	1/31/2024	(*)

Figura 153 e Tabela A5a: Razão (‰ VPDB) de isótopos estáveis de carbono (δ¹³C) e oxigênio (δ¹⁵O) por espectroscopia de massa (LAMIR, 2024).



Figura 154: Em homenagem à Susanna "Su" Eleonora Sichel (*in memoriam*) (anônimo, 2016).