

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

PEDRO HENRIQUE LEAL HERNANDEZ

**O MAGMATISMO DE IO - JÚPITER:
SUA CARACTERIZAÇÃO ATRAVÉS DA
MAGNETOMETRIA**

**Caçapava do Sul
2018**

PEDRO HENRIQUE LEAL HERNANDEZ

**O MAGMATISMO DE IO - JÚPITER:
SUA CARACTERIZAÇÃO ATRAVÉS DA
MAGNETOMETRIA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao curso de Bacharelado em Geologia como requisito parcial para a obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Vinicius de Abreu Oliveira
Co-orientador: Tiago Rafael Gregory

**Caçapava do Sul
2018**

Hernandez, Pedro Henrique Leal

O magmatismo de Io - Júpiter: sua caracterização através da magnetometria / Pedro Henrique Leal Hernandez. – julho, 2018.

56 f.: il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade Federal do Pampa, Campus Capão do Sul, Geologia, 2018.

“Orientador: Vinicius de Abreu Oliveira; Co-orientador: Tiago Rafael Gregory”.

1. Io. 2. Júpiter. 3. Sistema Júpiter. 4. Geologia planetária. 5. Magnetometria. I. Título.

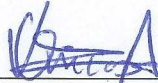
PEDRO HENRIQUE LEAL HERNANDEZ

**O MAGMATISMO DE IO - JÚPITER:
SUA CARACTERIZAÇÃO ATRAVÉS DA
MAGNETOMETRIA**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao curso de Bacharelado em Geologia como requisito parcial para a obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em: 10 de julho de 2018.

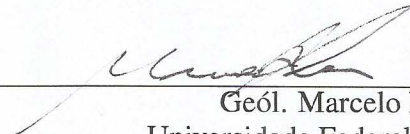
Banca examinadora:



Prof. Dr. Vinicius de Abreu Oliveira
Orientador



Prof. Dr. Vinicius Matté
Universidade Federal do Pampa



Geól. Marcelo Lusa
Universidade Federal do Pampa

AGRADECIMENTO

Agradeço ao meu pai, Paulo Hernandez Ojeda, pelo incrível suporte durante todos esses anos de curso e por desde sempre ter incentivado a minha curiosidade e o pensamento científico. À minha irmã, Paula Gabriela, por me apresentar a geologia e me ajudar em tudo, seja na geologia ou na vida.

Agradeço ao apoio, dedicação e confiança dos meus professores orientadores (e amigos), Vinicius Oliveira e Tiago Gregory, por embarcar comigo neste projeto nada usual para a nossa realidade.

“Se és capaz de, entre a plebe, não te corromperes e, entre reis, não perder a naturalidade.

E de amigos, quer bons, quer maus, te defenderes.

Se a todos podes ser de alguma utilidade.

E se és capaz de dar, segundo por segundo, ao minuto fatal todo o valor e brilho,

Tua é a Terra com tudo o que existe no mundo.

E o que mais – tu serás um homem, ó meu filho!”

— trecho do poema “*If*” de Rudyard Kipling

RESUMO

O primeiro satélite do planeta Júpiter, nomeado Io (nome este referente a uma das amantes do deus Júpiter na mitologia romana), chama a atenção pela magnitude de sua atividade vulcânica. As lavas geradas em Io atingem temperaturas maiores que 1 600 °C, com erupções chegando a algumas centenas de metros de altura. Esta atividade é proveniente do “aquecimento por maré”, um processo não verificado na Terra. Este processo é causado pela atração gravitacional de Júpiter, Europa e Ganimedes, estes últimos dois sendo os satélites seguintes à Io. Com o uso de dados geofísicos da missão espacial Galileo, lançada em 18 de outubro de 1989, que realizou voos de sondagem do sistema Júpiter entre 1995 e 2003, e observações feitas da Terra por radiotelescópios para obter-se a temperatura do vulcanismo de Io, este trabalho tem o objetivo de classificar o tipo de magmatismo que ocorre em Io usando parâmetros de magnetometria. Com o uso do campo magnético induzido pelas rochas de Io, foram obtidos os valores de susceptibilidade magnética para as rochas da crosta do satélite. Com este parâmetro, as rochas da crosta de Io puderam ser classificadas como gabros e komatiitos, rochas que exigem um alto grau de fusão parcial, já esperado do satélite.

Palavras-chave: Io. Júpiter. Sistema Júpiter. Geologia planetária. Magnetometria.

ABSTRACT

The first satellite of the planet Jupiter, named Io (named after one of the lovers of the god Jupiter in the roman mythology), draws attention by the magnitude of its volcanic activity. The lavas generated in Io reach temperatures higher than 1 600 °C, with eruptions reaching a few hundred meters high. This activity comes from “tidal heating”, an unverified process on Earth. This process is caused by the gravitational attraction of Jupiter, Europa and Ganymedes, the latter two being the satellites following Io. Using geophysical data from the Galileo space mission, launched on October 18, 1989, which carried out Jupiter system probing flights between 1995 and 2003, and Earth observations by radio telescopes to obtain the temperature of Io’s magmatism, this work aims classify the type of volcanism that occurs in Io using magnetometric data. With the use of the magnetic field induced by the rocks of Io, the magnetic susceptibility levels for the rocks of the satellite crust were obtained. With this parameter, the rocks from Io’s crust can be classified as gabbros and komatiites, rocks that require a high grade of partial melt, what was already expected from the satellite.

Keywords: Io. Jupiter. Jupiter system. Planetary geology. Magnetometry.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Localização do Sistema Júpiter no Sistema Solar.	15
Figura 2	Localização de Io no Sistema Júpiter.	16
Figura 3	Imagem de cor composta criada a partir de imagens obtidas pela missão Galileo, onde destacam-se pontos vulcânicos pretos distribuídos por toda sua superfície.....	17
Figura 4	Pontos vulcânicos e montanhas na superfície de Io.	18
Figura 5	Comparação entre as dimensões da Lua e Io.....	19
Figura 6	Interações magnéticas de Io, seu tórus e Júpiter.	20
Figura 8	Vulcanismo visto em infravermelho durante eclipse - vulcão Pillan chegando à 1 726,85 °C.....	22
Figura 7	Patera Ra em detalhe.	23
Figura 9	Exemplos de alcances de susceptibilidade magnética para rochas ígneas e minerais magnéticos.....	28
Figura 10	Exemplo de diluição geométrica	29
Figura 11	Diagrama da espaçonave orbitante Galileo com a sonda ainda acoplada.....	31
Figura 12	A)Sensor com a capa removida B)Disposição dos sensores na espaçonave. .	33
Figura 13	Visualização dos dados e rótulos de magnetometria da órbita 0.	34
Figura 14	Exemplo de dados disponíveis para a SYS3 da órbita 0.	36
Figura 15	Comportamento do Campo Magnético de Júpiter de acordo com a distância.	36
Figura 16	Comportamento do Campo Magnético de Júpiter nas proximidades de Io....	37
Figura 17	Comportamento do campo magnético de Júpiter sem a presença de Io.....	38
Figura 18	Comportamento do campo magnético de Júpiter em sua superfície	39
Figura 19	Cálculo manual das equações do campo magnético induzido.....	40
Figura 20	Amostra da tabela de cálculo do campo magnético induzido pelo método da diluição geométrica.	41
Figura 21	Amostra da tabela de cálculo do campo magnético induzido pelo método da regressão não linear.	41
Figura 22	Valores de k encontrados e rochas compatíveis.....	43
Figura 23	Parte leste do mapa geológico de Io.	51
Figura 24	Parte oeste do mapa geológico de Io.	52
Figura 25	Unidades litológicas de Io.	53
Figura 26	Mapa geológico dos pólo Norte de Io.	54
Figura 27	Mapa geológico dos pólo Sul de Io.	55

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1	Comparação dos parâmetros físicos da Lua e Io.	19
Tabela 4.2	Densidade média de vários tipos de rochas.	21
Tabela 7.1	Valores de k obtidos com os métodos da diluição geométrica e regressão não linear.	42
Tabela 7.2	Rochas compatíveis com o valor de k encontrado pelo método da regressão não linear.	43

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

DDS	<i>Dust Detector Subsystem</i>
EPD	<i>Energetic Particles Detector</i>
HIC	<i>Heavy Ion Counter</i>
LaGEA	Laboratório de Geociências Espaciais e Astrofísica
MAG	<i>Magnetometer</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NIMS	<i>Near-Infrared Mapping Spectrometer</i>
PPR	<i>Photopolarimeter-Radiometer</i>
PLS	<i>Plasma Subsystem</i>
SIG	Sistema de Informações Geográficas
SSI	<i>Solid State Imager</i>
UNIPAMPA	Universidade Federal do Pampa
UVS/EUVS	<i>Ultraviolet Spectrometer / Extreme Ultraviolet Spectrometer</i>

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	12
2 OBJETIVOS	13
2.1 Objetivos gerais	13
2.2 Objetivos específicos	13
3 JUSTIFICATIVA	14
4 LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS	15
4.1 Localização	15
4.2 Características	16
4.2.1 Formação.....	16
4.2.2 Características visuais.....	17
4.2.3 Características físicas.....	18
4.2.4 Geologia local	20
5 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	24
5.1 Trabalhos anteriores aplicados	24
5.2 Teoria dos métodos e técnicas	25
5.2.1 Magnetometria	27
6 MATERIAIS E MÉTODOS	30
6.1 Materiais	30
6.1.1 Missão Galileo: Sonda.....	30
6.1.2 Missão Galileo: Dados.....	33
6.2 Métodos	35
6.2.1 Análise inicial dos dados	35
6.3 Filtragem dos dados	37
6.3.1 Cálculo do campo magnético induzido.....	39
6.3.1.1 Cálculo do campo magnético induzido: Diluição geométrica.....	41
6.3.1.2 Cálculo do campo magnético induzido: Regressão não linear	41
7 RESULTADOS E DISCUSSÃO	42
8 CONSIDERAÇÕES FINAIS	45
REFERÊNCIAS	46
APÊNDICE A — APÊNDICE	49
ANEXO A — ANEXOS	50

1 INTRODUÇÃO

Com o avanço da ciência e da tecnologia, tem-se o alargamento das fronteiras do conhecimento humano. A geologia planetária, por exemplo, a cada dia se torna algo muito mais tangível através do imageamento em grande resolução e coleta de dados geofísicos cada vez mais apurados. Com isso, pode-se vislumbrar além dos limites do céu e olhar de perto novos mundos, com gêneses, processos e evoluções distintos aos da Terra, ou que apresentem nos dias atuais algo que ocorreu há bilhões de anos. Assim, o estudo da geologia planetária não só permite a compreensão de novos mundos, mas também, como eles evoluem geologicamente para que em um futuro próximo, seja possível procurar por recursos, minérios e até mesmo planetas habitáveis. De igual importância, ajuda a compreendermos melhor a evolução da Terra, e por conseguinte, dos planetas rochosos do Sistema Solar.

E ainda pode-se contar com a presença do Laboratório de Geociências Espaciais e Astrofísica (LaGEA) da Universidade Federal do Pampa - Campus Caçapava, que auxilia na fundamentação desta nova linha de pesquisa. Já contando com trabalhos publicados anteriormente como: Espectroscopia da atmosfera de Marte: em busca do metano na região da Cratera de Gale, projeto referente ao trabalho de conclusão de curso de Pedro Henrique Mombelli (hoje já bacharel em geofísica). Assim como projetos ainda em andamento como a análise geoquímica de um meteorito encontrado na região de Caçapava do Sul.

Io, um dos quatro satélites galileanos de Júpiter, é o foco deste trabalho. Com pouco mais de 3 600 km de diâmetro, este pequeno satélite é o corpo mais ativo vulcanicamente do Sistema Solar (LOPES; SPENCER, 2007). Io apresenta características únicas que despertam a curiosidade, como seu aquecimento interno causado por atração gravitacional de Júpiter e de seus satélites vizinhos Europa e Ganimedes, suas planícies de enxofre e seu vulcanismo de alta temperatura (LOPES; SPENCER, 2007; KESZTHELYI et al., 2007).

Usando dados de magnetometria da missão Galileo disponibilizados pela NASA, que realizou a sondagem dos quatro satélites galileanos e também da magnetosfera de Júpiter entre 1995 e 2003, foram filtrados dados do campo magnético induzido pelas lavas de Io. Com isso foram obtidos parâmetros para a classificação das rochas de Io além dos usuais como densidade e albedo.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivos gerais

Melhorar o entendimento dos processos geológicos que ocorrem em planetas e satélites rochosos e a interação destes com os seus corpos circundantes. Neste contexto, busca-se compreender a interação de Io com Júpiter e os outros satélites galileanos que afetam a sua estrutura interna, gerando o seu magmatismo.

2.2 Objetivos específicos

Definir parâmetros de magnetometria para classificar o magmatismo de Io para melhor entender a sua natureza e a interação gravitacional destes corpos rochosos. Deste modo fornecendo mais um parâmetro para classificação das rochas de Io.

Análise do comportamento do campo magnético de Júpiter para se observar a influência da distância entre os corpos rochosos.

Determinar a influência de Io sob o campo magnético de Júpiter e a susceptibilidade magnética de suas rochas, a fim de classificar as possíveis rochas presentes no satélite e determinar parâmetros adequados para essa relação.

3 JUSTIFICATIVA

O estudo das geociências planetárias é uma nova fronteira do conhecimento científico, hoje facilitada com a grande quantidade de dados disponíveis graças ao avanço tecnológico que proporciona ferramentas de pesquisa cada vez mais precisas, destacando-se imagens de alta resolução captadas por sondas espaciais. O estudo desta nova fronteira permite o melhor entendimento da gênese do Sistema Solar, para melhor compreensão tanto da geologia local de cada corpo como também da interação desta com a sua vizinhança.

Entender como a geologia espacial funciona será essencial para o avanço da ciência e exploração planetária, sendo este um novo limiar da geologia atual. Ao realizar-se um trabalho neste tema, a Universidade Federal do Pampa é inserida neste novo limiar, expandindo as possibilidades de pesquisa que se tem hoje em dia. Tendo este trabalho como alvo de leitura da comunidade internacional, a UNIPAMPA é inserida no âmbito internacional. Com a recente implementação do Laboratório de Geociências Espaciais e Astro-Física (LaGEA) pode-se contribuir cada vez mais para o desenvolvimento do mesmo e despertar o interesse dos estudantes de geologia nesta nova área tão fascinante.

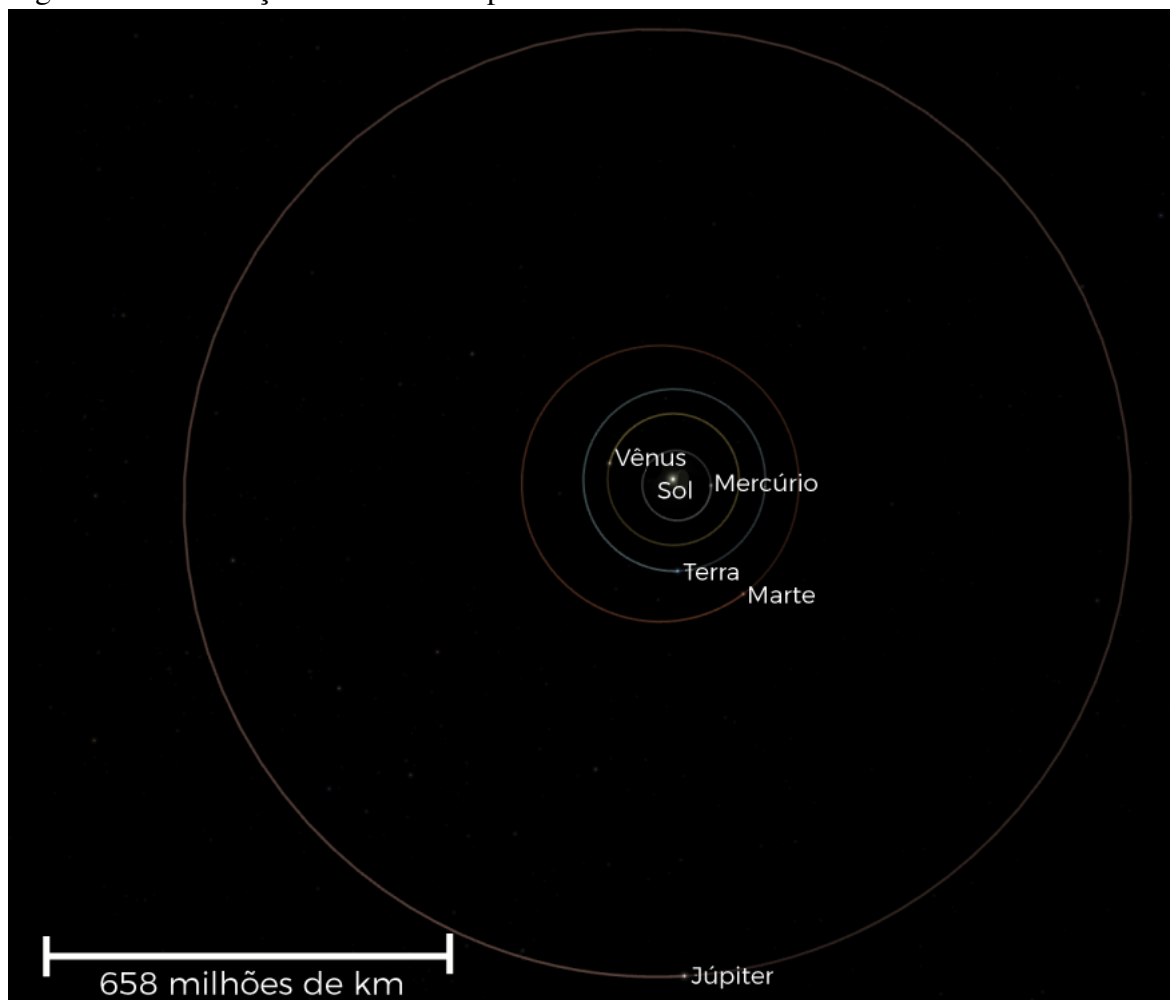
A classificação das lavas de Io, hoje em dia, se dá apenas pelo albedo e temperatura, além da consideração da densidade geral do satélite. Encontrar mais um parâmetro capaz de classificar o tipo de magmatismo poderá ajudar a melhor classificar as rochas de Io.

4 LOCALIZAÇÃO E CARACTERÍSTICAS

4.1 Localização

O satélite Io está situado no Sistema Júpiter. É o primeiro satélite galileano deste sistema e o quinto satélite comum. Orbita a 421 800 km do centro de Júpiter. O Sistema Júpiter, por sua vez, está a 658 milhões de quilômetros de distância da Terra. Na Figura 1 está a representação em escala feita pelo *software NASA's Eyes* da localização do Sistema Júpiter dentro do Sistema Solar.

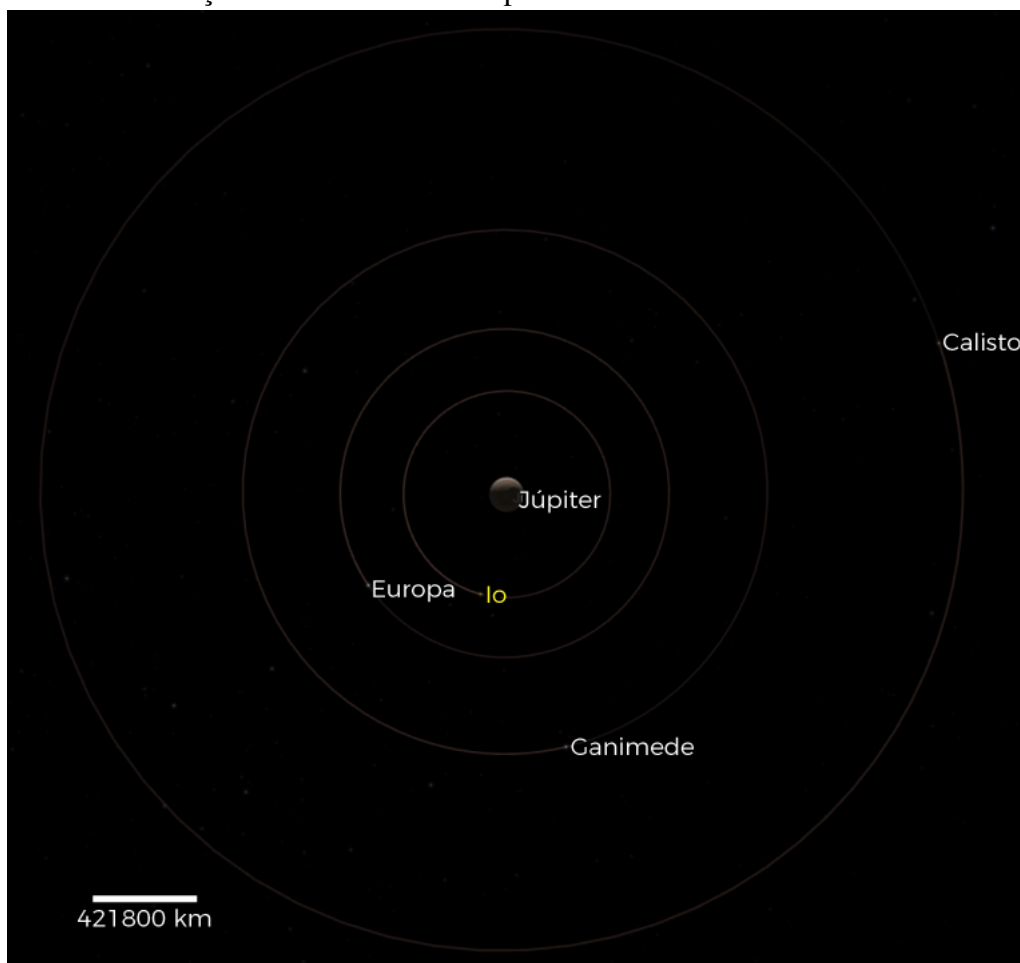
Figura 1 – Localização do Sistema Júpiter no Sistema Solar.



Fonte: confeccionado pelo autor com o *software NASA's Eyes*

Na Figura 2 tem-se a representação do Sistema Júpiter em escala, com Io e os outros satélites galileanos em relação à Júpiter.

Figura 2 – Localização de Io no Sistema Júpiter.



Fonte: confeccionado pelo autor com o *software NASA's Eyes*

4.2 Características

4.2.1 Formação

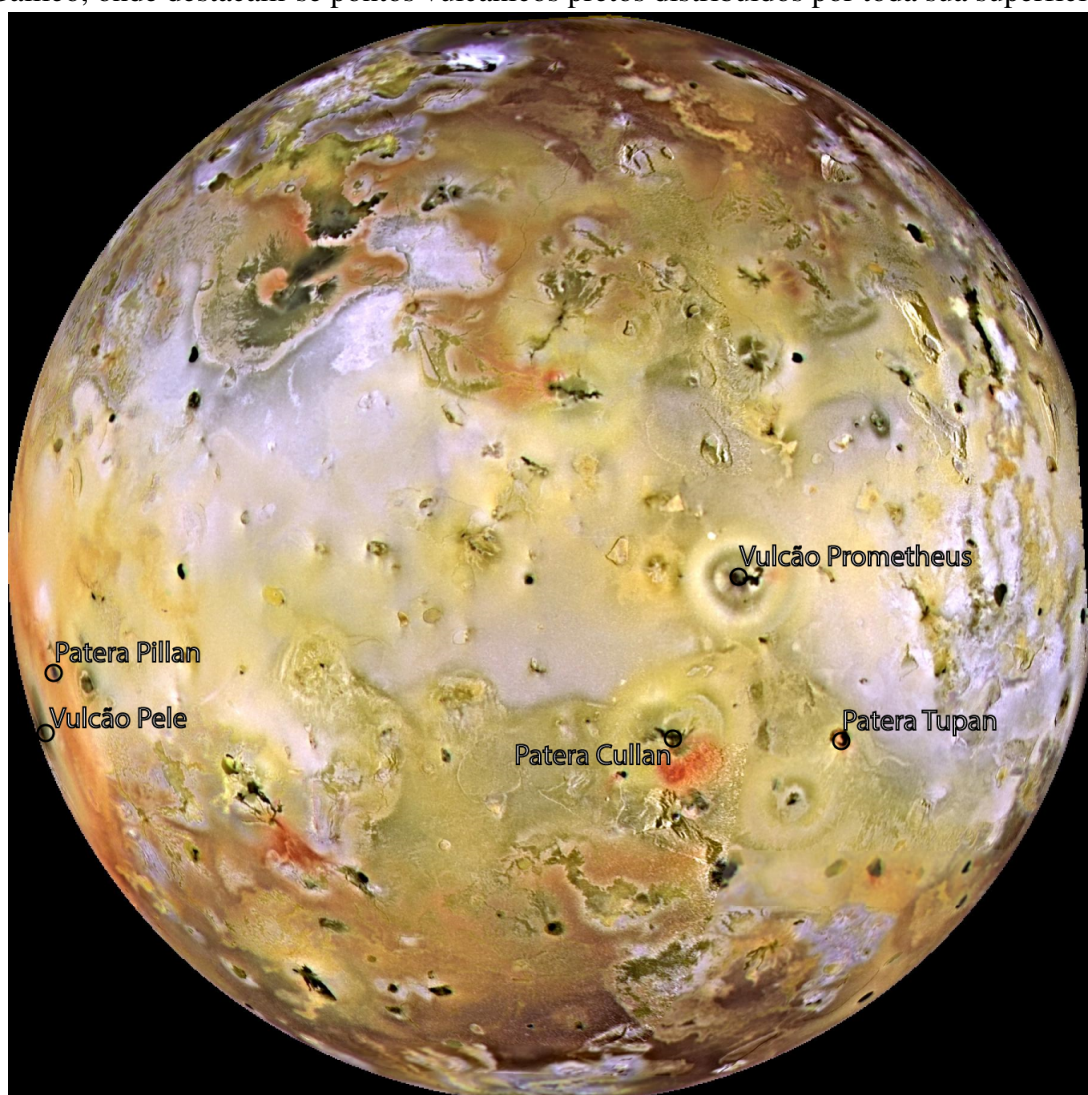
Io teria se formado por um disco de acreção depletado em gases. Assim, sua composição inicial seria mais parecida com outros planetesimais próximos ao proto-Júpiter do que corpos da zona terrestre e do cinturão de asteroides interno (LOPES; SPENCER, 2007). Os exemplos atuais de uma composição primordial destas condições são os asteroides de tipo P e D, encontrados no cinturão de asteroides externo (GRADIE; CHAPMAN; TEDESCO, 1989). O único exemplar de um asteroide de tipo D encontrado na Terra é o meteorito *Tagish Lake* que caiu no Canadá em 2000 (ZOLENSKY et al., 2002). Este meteorito tem aparência de uma brecha, tendo como componente principal uma matriz opaca e fina de filossilicatos (serpentina e saponita), sulfetos de níquel e ferro

e magnetita, com agregados de olivina (Fo₉₉), piroxênio (En₉₄ Wo₆) e outras inclusões minerais (ZOLENSKY et al., 2002). Desta forma, Io tem sua composição geral formada por óxidos refratários, metais e silicatos (LOPES; SPENCER, 2007).

4.2.2 Características visuais

Io não possui quase nenhuma marca de impacto em sua superfície, o que evidencia uma superfície jovem, proveniente do intenso vulcanismo (LOPES; SPENCER, 2007). Suas planícies amareladas são compostas de enxofre (MCEWEN, 2002). Estas destacam os depósitos vulcânicos mais recentes. Estas características ficam visíveis na Figura 3.

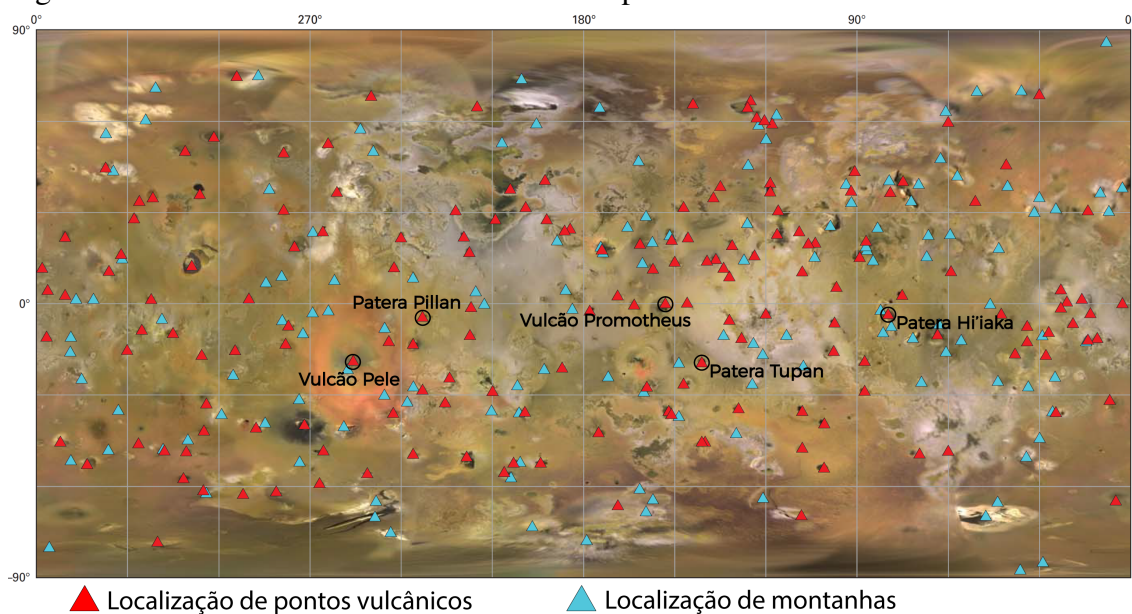
Figura 3 – Imagem de cor composta criada a partir de imagens obtidas pela missão Galileo, onde destacam-se pontos vulcânicos pretos distribuídos por toda sua superfície.



Fonte: adaptado de NASA (1997)

A partir das imagens captadas pela missão Galileo foi criado um mosaico da superfície de Io pela USGS (*United States Geological Survey*). Estes dados estão disponíveis no formato de um banco de dados para uso em *softwares* de ambiente GIS (*Geographic Information Systems*) e permitem a visualização de vários aspectos superficiais, assim como em formato de panfleto com mapas de unidades vulcânicas e montanhas (Figura 4), depósitos e geologia.

Figura 4 – Pontos vulcânicos e montanhas na superfície de Io.



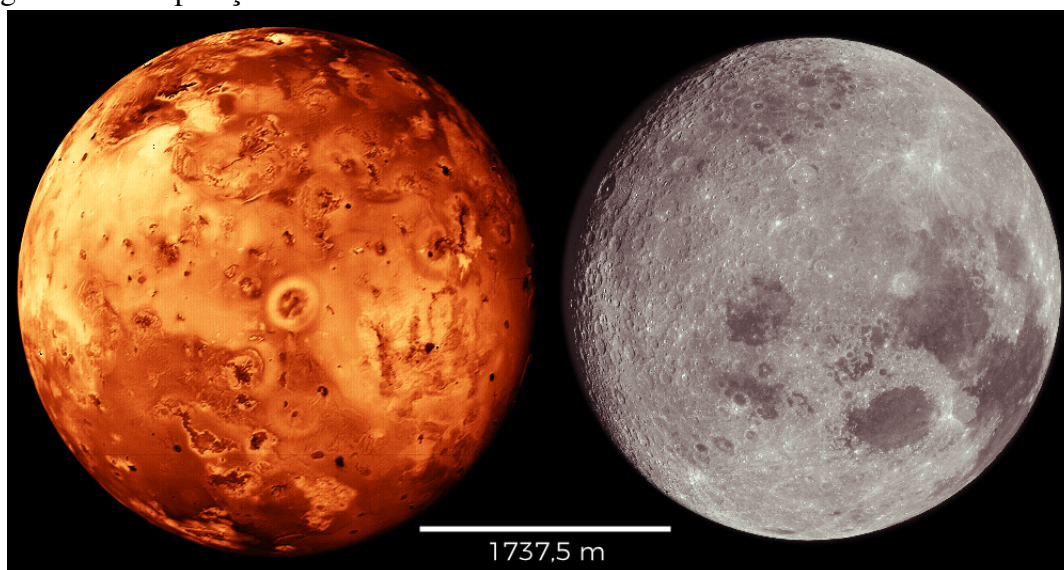
Fonte: adaptado de Williams et al. (2011).

4.2.3 Características físicas

Na Figura 5 tem-se uma comparação visual, em escala, das dimensões da Lua e de Io. Já a Tabela 1 traz uma comparação dos parâmetros físicos de Io com a Lua, para assim elucidar melhor as dimensões e características do objeto de estudo deste projeto com um alvo já conhecido.

A densidade média de Io mostrada na Tabela 1 sugere que seu núcleo seja composto de silicatos e ferro (SCHUBERT et al., 2004). Com isto, e com o momento de inércia de Io, assumem-se dois possíveis modelos para o núcleo de Io: um considera o núcleo de ferro puro com densidade aproximada de $8\,000\text{ kg/m}^3$ resultando em um núcleo com raio de aproximados 650 km ; o outro considera um núcleo de Fe-FeS eutético com densidade de $5\,000\text{ kg/m}^3$ e resulta em um núcleo com raio aproximado de 950 km (SOHL et al., 2002). Ainda tem-se que considerar que a mistura eutética de Fe-FeS seria

Figura 5 – Comparação entre as dimensões da Lua e Io.



Fonte: Hamilton (1995).

Tabela 4.1 – Comparação dos parâmetros físicos da Lua e Io.

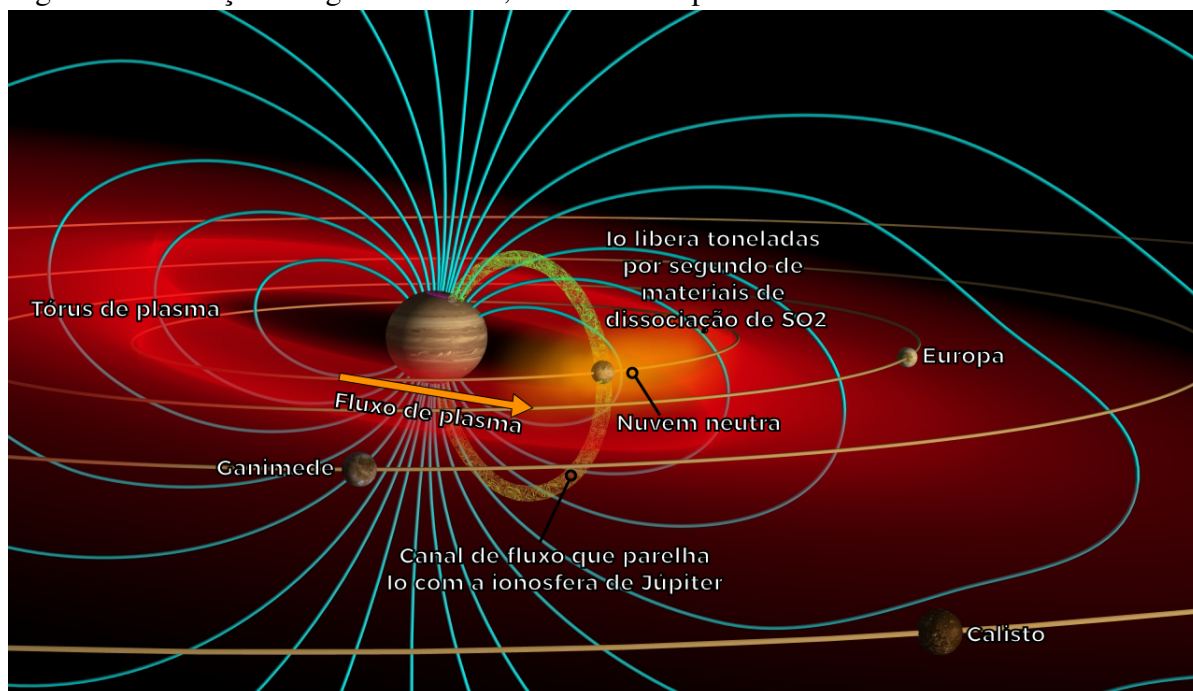
Parâmetro	Io	Lua
Planeta Parental	Júpiter	Terra
Tamanho (diâmetro)	3630 km	3475 km
Massa	$8,94 \times 10^{22}$ kg	$7,35 \times 10^{22}$ kg
Densidade	$3,53 \text{ g/cm}^3$	$3,34 \text{ g/cm}^3$
Distância orbital	421.600 km	384.400 km
Período orbital	42 horas	28 dias
Período de rotação	42 horas	28 dias
Velocidade orbital	17,33 km/s	1,02 km/s
Momento de inércia	$0,37824 \pm 0,00022$	$0,3929 \pm 0,0009$

Fonte: adaptado de Estalick (2000)

a primeira a ser separada. Assim, no começo de sua formação Io poderia contar com um núcleo de Fe-FeS eutético que conforme a evolução e aumento da temperatura, se enriquece em ferro (LOPES; SPENCER, 2007).

Além destes parâmetros, vale ressaltar a existência de um tórus de plasma ao redor de Io. Este tórus é formado pois o campo magnético de Júpiter ioniza as partículas expelidas pelo vulcanismo de Io (LOPES; SPENCER, 2007). O tórus de plasma cria uma interação eletrodinâmica com a ionosfera de Júpiter (LOPES; SPENCER, 2007), como mostrado na Figura 6.

Figura 6 – Interações magnéticas de Io, seu tórus e Júpiter.



Fonte: traduzido e adaptado de Lopes and Spencer (2007).

4.2.4 Geologia local

A geologia de Io é inferida de acordo com parâmetros observados de albedo, temperatura do vulcanismo e a densidade do satélite.

Quanto à sua estrutura interna, é considerada a massa e densidade do núcleo descrita anteriormente para se inferir a densidade restante que, então, deve pertencer ao manto e crosta. O núcleo de Io possui de 1/5 a 1/10 de sua massa total e de 10-14% de ferro total (LOPES; SPENCER, 2007). Usando as dimensões anteriormente citadas para o núcleo de Fe-FeS e o momento de inércia, Sohl et al. (2002) geram um modelo onde o manto é rico em Mg mesmo em temperaturas até 1,2x maiores do que a temperatura do *solidus* e com isso, chega em uma composição de pelo menos 75% de fosterita e 25% faialita (tendo assim mais de 90% de olivinas magnesianas, e sendo categorizada como um dunito (WINTER, 2013; BEST, 2013)) para o manto de Io.

Assume-se que a crosta de Io possui aproximadamente 50 quilômetros de espessura e baixa densidade, de 2,5-3,0 kg/m³ (LOPES; SPENCER, 2007; KESZTHELYI; MCEWEN, 1997; MCEWEN, 2002). A densidade média é compatível com basaltos (LOPES; SPENCER, 2007). Porém, existem mais tipos de rocha dentro deste intervalo de densidade, como visto na Tabela 4.2.

Tabela 4.2 – Densidade média de vários tipos de rochas.

Rocha	Densidade (x10³kg/m³)
Carvão - Antracito	1,3
Carvão - Betuminoso	1,1 - 1,4
Arenito	2,2 - 2,8
Riolito	2,4 - 2,6
Mármore	2,4 - 2,7
Xisto	2,4 - 2,8
Andesito	2,5 - 2,8
Mica xisto	2,5 - 2,9
Granito	2,6 - 2,7
Quartzito	2,6 - 2,8
Gneisse	2,6 - 2,9
Diabásio	2,6 - 3,0
Ardósia	2,7 - 2,8
Dolomito	2,8 - 2,9
Basalto	2,8 - 3,0
Diorito	2,8 - 3,0
Gabro	2,7 - 3,3
Peridotito	3,1 - 3,4

Fonte: traduzido e adaptado de EduMine (2002)

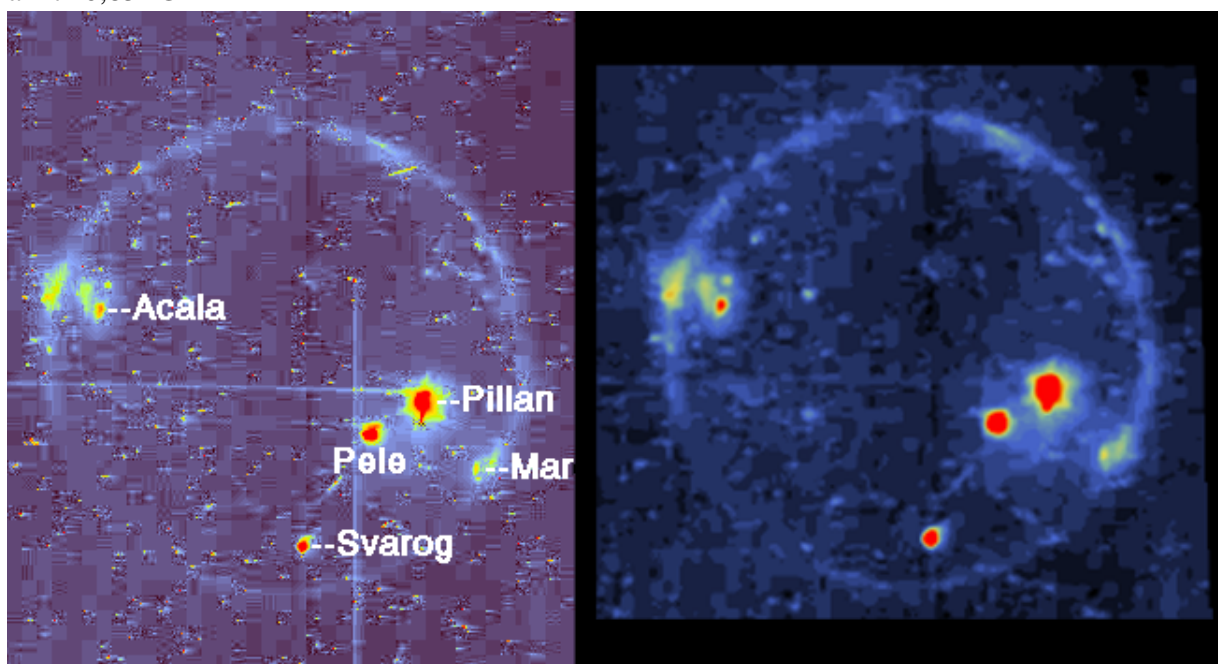
Além das aproximações com base na densidade, também existem mapas de superfície que levam em conta o albedo e a temperatura do vulcanismo. Porém, estes apenas descrevem morfologicamente as feições e fornecem informações que não classificam o tipo de rocha observado (WILLIAMS et al., 2011). Na Figura 7 tem-se, como exemplo, um recorte de um mapa de detalhe da Patera Ra, com algumas de suas feições descritas.

A Patera Ra é um dos pontos de Io que possuem um mapa de detalhe, pois é uma área coberta pelas imagens de maior resolução disponíveis da sonda Voyager 1 (1979). O mapa possui uma escala de 1:2 000 000 (1mm = 2km), deste modo, permite analisar melhor as feições morfológicas dos derrames. Além disto, a Patera Ra também é um local curioso de Io, por ser considerado um ponto de vulcanismo de enxofre que poderia existir no satélite (SAGAN, 1979). Por outro lado, existe uma controvérsia

nesta afirmação, sendo defendido que o enxofre poderia apenas cobrir superficialmente depósitos silicáticos (CARR et al., 1979).

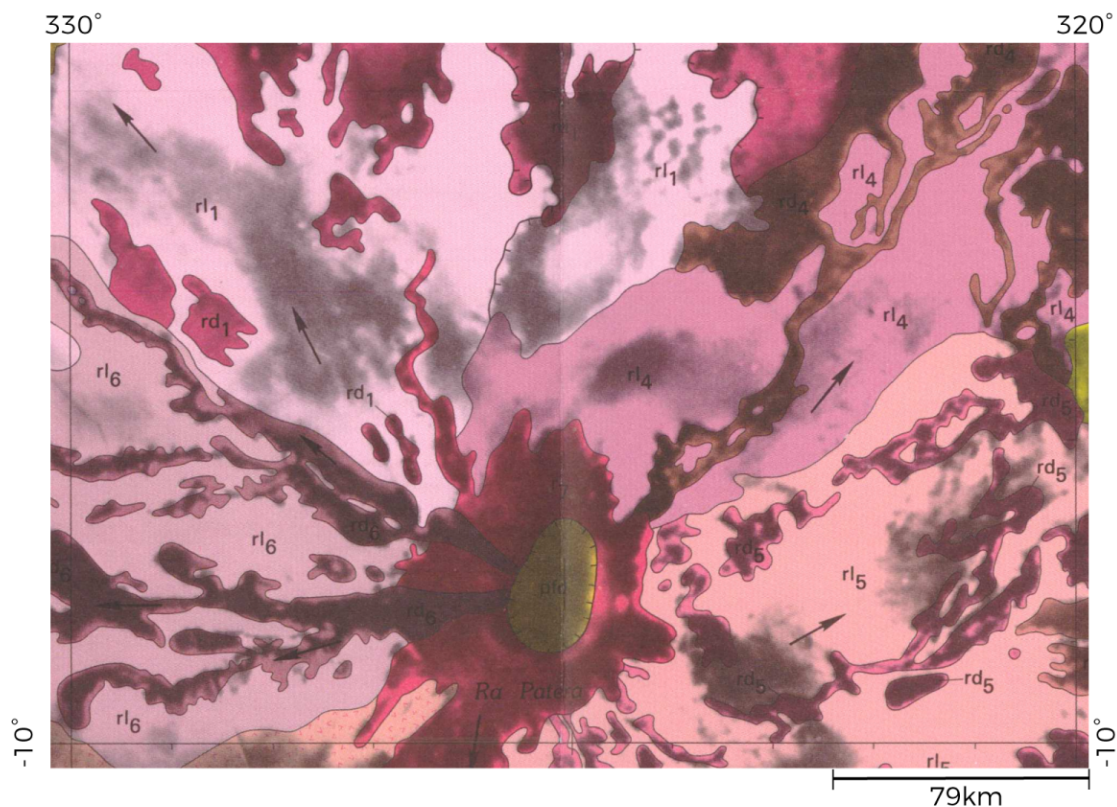
Como exemplo de mapeamento pela temperatura, pode-se citar uma imagem obtida pela sonda Galileo durante um eclipse de Io (Figura 8). Nesta, destaca-se o vulcanismo do vulcão Pillan, que é o ponto mais brilhante da imagem. O método usado para se obter esta imagem indica que este evento vulcânico alcançou 2 000 Kelvin (1 726,85 °C) (MCEWEN et al., 1998). Este vulcanismo de alta temperatura equivalem a komatiitos, rochas com vulcanismo de alta temperatura (>1650 °C) que ocorria no Arqueano (ARNDT; LESHER; BARNES, 2008). Este tipo de vulcanismo necessita de um alto grau de fusão parcial do manto (40%) (MCEWEN et al., 1998), este alto grau de fusão parcial do manto também contribui para acumulação de cristais residuais e a formação de dunitos (BEST, 2013; WINTER, 2013). Sendo assim compatível com a composição mantélica estimada para Io por Sohl et al. (2002).

Figura 8 – Vulcanismo visto em infravermelho durante eclipse - vulcão Pillan chegando à 1 726,85 °C



Fonte: adaptado de McEwen et al. (1998).

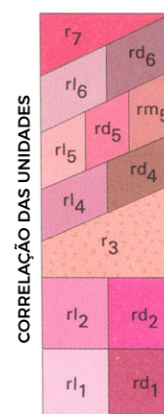
Figura 7 – Patera Ra em detalhe.



- r7** **Unidade 7** - Depósitos lobados exibindo superfície levemente malhada, ocorre próximo a região de cumes.
Interpretação: Derrames vulcânicos mais jovens do cume da caldera;
- rd6** **Unidade 6, escura** - Depósitos lobados de baixo albedo, ocorrendo no flanco oeste da patera.
Interpretação: Derrames vulcânicos alimentados por canais e túneis de lava.
- rl6** **Unidade 6, clara** - Depósitos lobados de alto albedo, ocorrendo no flanco oeste da patera.
Interpretação: Derrames vulcânicos associados com a Unidade 6, escura;
- rm5** **Unidade 5, mosqueada** - Depósitos de albedo mosqueado, ocorrendo no flanco leste da patera.
Interpretação: Derrames vulcânicos associados com o encaixe da Unidade 5 e empoçados em depressões.
- rd5** **Unidade 5, escura** - Depósitos lobados de baixo albedo, ocorrendo no flanco leste da patera. Interpretação: Derrames vulcânicos alimentados por canais;
- rl5** **Unidade 5, clara** - Depósitos lobados de alto albedo, ocorrendo no flanco leste da patera. Interpretação: Derrames vulcânicos acomodados juntamente com a unidade 5 escura;
- rd4** **Unidade 4, escura** - Depósitos de baixo albedo, ocorrendo a nordeste da patera.
Interpretação: Derrames vulcânicos.
- rl4** **Unidade 4, clara** - Depósitos de alto albedo, ocorrendo a nordeste da patera.
Interpretação: Derrames vulcânicos;
- r3** **Unidade 3** - Depósitos massivos no flanco sudoeste da patera, contendo vários lóbulos irregulares e descontínuos.
Interpretação: Derrames vulcânicos formados em grandes taxas de efusão na estágio primário de erupção
- rl2** **Unidade 2, clara** - Unidade extensa no flanco sul e possivelmente oeste da patera, área de albedo baixo e difuso.
Interpretação: Derrames vulcânicos parcialmente alimentados por canais e recobertos de materiais de plumas.
- rd2** **Unidade 2, escura** - Depósitos lobados de alto albedo, ocorrendo no flanco leste da patera.
Interpretação: Derrames vulcânicos acomodados juntamente com a unidade 5 escura;
- rd1** **Unidade 1, escura** - Formas com padrão de baixo albedo dentro da Unidade 1.
Interpretação: Derrames vulcânicos associados com a Unidade 1, clara.
- rl1** **Unidade 1, clara** - Depósitos massivos de alto albedo ao norte da patera.
Interpretação: Derrames primários da patera, alta taxa de erupção.
- pfd** **Material de fundo de patera, escura** - Depósitos de baixo albedo, suaves, dentro de depressões. Interpretação: Derrames vulcânicos empoçados em crateras ou base de calderas.

Depressão irregular

Direção de fluxo (Inferido)



5 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

5.1 Trabalhos anteriores aplicados

Como exemplos de trabalhos anteriores em Io voltados para a sua geologia, pode-se citar os mapas geológicos criados pela USGS. A USGS utilizou primeiramente os dados das missões Voyager 1 e 2 (lançadas em 20 de agosto de 1977) para criar mapas de detalhe (publicados de 1987 a 1991) de alguns pontos vulcanicamente ativos. Mais tarde, com a sondagem de maior detalhe promovida pela missão Galileo (lançada em 18 de setembro de 1989), foi criado um mapa geológico geral (publicado em 2011) de toda a superfície de Io (Anexo). Para tal, foi utilizada uma técnica de cinco passos de mapeamento (WILLIAMS et al., 2011), sendo estes:

- 1º passo: mapear os depósitos difusos;
- 2º passo: mapear montanhas, platôs e planícies acamadadas;
- 3º passo: mapear respiradouros e pateras (Patera: cratera irregular, ou complexo de crateras de bordas irregulares (curvilíneas) em um corpo celeste);
- 4º passo: mapear fluxos de lava;
- 5º passo: mapear as planícies.

Este procedimento foi feito utilizando-se imagens de mosaico de cores provenientes da missão Galileo. Para a determinação das temperaturas dos vulcanismos foram utilizados os dados coletados pelos instrumentos: *Solid-State Imager* (SSI - Imageador de Estado Sólido), *Near-Infrared Mapping Spectrometer* (NIMS - Espectrômetro de Mapeamento de Infravermelho Próximo) e *Photopolarimeter-Radiometer* (PPR - Radiômetro Foto polarímetro) durante o eclipse de Io em Júpiter (Figura 8). É possível observar nestas imagens pontos com maior emissão de radiação infravermelha.

Um recente trabalho de Khurana et al. (2011) criam um modelo da estrutura interna de Io. Este provém da interpretação do campo magnético induzido por Júpiter no interior de Io. Esta técnica já havia sido utilizada em outros satélites galileanos para a inferência de oceanos de água líquida. O campo magnético induzido possui diferentes intensidades de acordo com as diferentes razões entre rocha sólida e derretida no interior de Io. A temperatura em que se encontram estas rochas e magmas também influencia na magnitude do campo magnético induzido. Filtrando estes dados de modo que seja

removida a influência externa captada pela sonda Galileo, aqueles autores estipulam diferentes espessuras para o manto sólido, sua parcela derretida e um reservatório de magma (onde o reservatório de magma deveria ter pelo menos 50 km de espessura).

5.2 Teoria dos métodos e técnicas

No atual cenário da geologia planetária, os métodos e técnicas envolvidas são unicamente nos campos do sensoriamento remoto e geofísica. Não existem sondas terrestres que colem amostras físicas do objeto de estudo deste trabalho, ao contrário de Marte e da Lua que possuem amostras físicas coletadas diretamente ou por *rovers* (veículo de exploração espacial designado para mover-se na superfície de um planeta ou de outro corpo celeste).

O sensoriamento remoto é amplamente usado na geologia, através de imagens de satélite ou dados geofísicos, sendo ambos as ferramentas principais deste trabalho. O sensoriamento remoto é a ciência que permite a identificação, categorização e medida de objetos sem que haja contato direto com os mesmos, por meio de imagens aéreas e dados geofísicos coletados à distância. O uso desta técnica pode ser visto desde a invenção das câmeras fotográficas, que, em meados de 1840, eram acopladas em balões para o mapeamento topográfico, e mais tarde na época das corridas espaciais sendo acopladas a satélites (GRAHAM, 1999). A base do sensoriamento remoto está no preceito que corpos com temperatura acima do zero absoluto ($-273,15\text{ }^{\circ}\text{C}$) emitirão ou refletirão radiação eletromagnética (onda que combina um campo magnético e um campo elétrico), radiação esta originada pela vibração de partículas e moléculas que geram ondas em combinações únicas de comprimento de onda (GRAHAM, 1999). Assim, quanto mais quente um corpo, mais rápido estas partículas vibram, gerando ondas de maior frequência. O contrário também é verdadeiro.

Os instrumentos de sensoriamento remoto têm como base a captação destas diversas frequências, podendo ser configurados para captação de frequências específicas através da utilização de filtros. Estas leituras serão interpretadas em computadores como *pixels*. Estes podem ser interpretados como diferentes tons de cinza para imagens em preto e branco. Para a geração de imagens coloridas, muito usadas na geologia, se usa a combinação de imagens em diferentes comprimentos de onda (azul, verde e vermelho) em programas de computador. Deve-se ter a noção de quais bandas do espectro serão usadas para a geração de uma imagem mais fiel à realidade. A combinação destas bandas

gerará uma imagem de falsa cor (imagem de falsa cor, pois não possui a cor real e sim a interpretada pela combinação dos comprimentos de onda captados) (CAMPBELL JAMES B. & WYNNE, 2011).

Os instrumentos usados no sensoriamento remoto podem ser classificados como passivos ou ativos. Passivos são aqueles que captam a radiação emitida ou refletida pelo alvo, enquanto que ativos podem emitir um pulso de radiação para um alvo e captar o que é refletido (GRAHAM, 1999). Existe uma grande variedade de instrumentos, separados pela parcela do espectro eletromagnético que são capazes de captar. Como exemplos de instrumentos passivos têm-se (GRAHAM, 1999):

- Radiômetro: mede quantitativamente a intensidade de ondas eletromagnéticas na amplitude do rádio;
- Radiômetro de imageamento: funciona na mesma banda que o radiômetro, porém possui capacidade de escanear uma sequência bidimensional de *pixels* para produzir uma imagem;

Alguns exemplos de instrumentos ativos são (GRAHAM, 1999):

- Radar: usa um transmissor na frequência de rádio ou microondas para emitir um pulso de radiação em direção a um alvo. A distância do alvo pode ser determinada pelo tempo necessário para a captação da radiação refletida ou retro difundida que se desloca na velocidade da luz (onde radiação retro difundida é uma reflexão difusa e não especular como em um espelho);
- Scatterômetro: é um radar de micro-ondas de alta frequência, usado especificamente para medir radiação retro difundida;

Nas ciências planetárias o uso do sensoriamento remoto é amplo, podendo ser usado para a medição de distâncias entre alvos e na criação de imagens de falsa cor. As leituras diretas dos comprimentos de ondas são usadas na interpretação dos materiais da superfície de alvos, onde cada material reflete uma maior intensidade para determinado comprimento de onda. Como não captam apenas no espectro visível do olho humano, os demais comprimentos de onda podem ser utilizados na interpretação de características não visíveis, como a temperatura no caso do infravermelho (CAMPBELL JAMES B. & WYNNE, 2011).

5.2.1 Magnetometria

O principal método geofísico utilizado neste trabalho será a magnetometria. A magnetometria utiliza leituras do campo magnético para a investigação de rochas e estruturas em subsuperfície. O campo magnético induz um campo magnético secundário nas rochas e estruturas (REYNOLDS, 2011). Este campo magnético induzido pode se combinar ou contrapor o campo inicial. A indução também depende da temperatura, que pode ser alta o suficiente para que a agitação termal destrua o alinhamento dos dipolos magnéticos, ou baixa o suficiente para dificultar a movimentação dos elétrons (DENTITH; MUDGE, 2014). A magnetometria analisa essas alterações do campo magnético de referência. Este valor de referência é medido de acordo com cada região (REYNOLDS, 2011). A diferença captada é usada para interpretação dos diferentes materiais que estão em subsuperfície.

O parâmetro de interesse para a classificação das rochas que formam a crosta de Io é a susceptibilidade magnética. Seus valores se encontram tabelados para diversos tipos de rochas (Figura 9). Esta pode ser calculada pela razão do campo magnético induzido pelas rochas e do campo magnético externo à que estas rochas são expostas (TELFORD et al., 1990). Como mostrado na seguinte equação:

$$M = kH \quad (5.1)$$

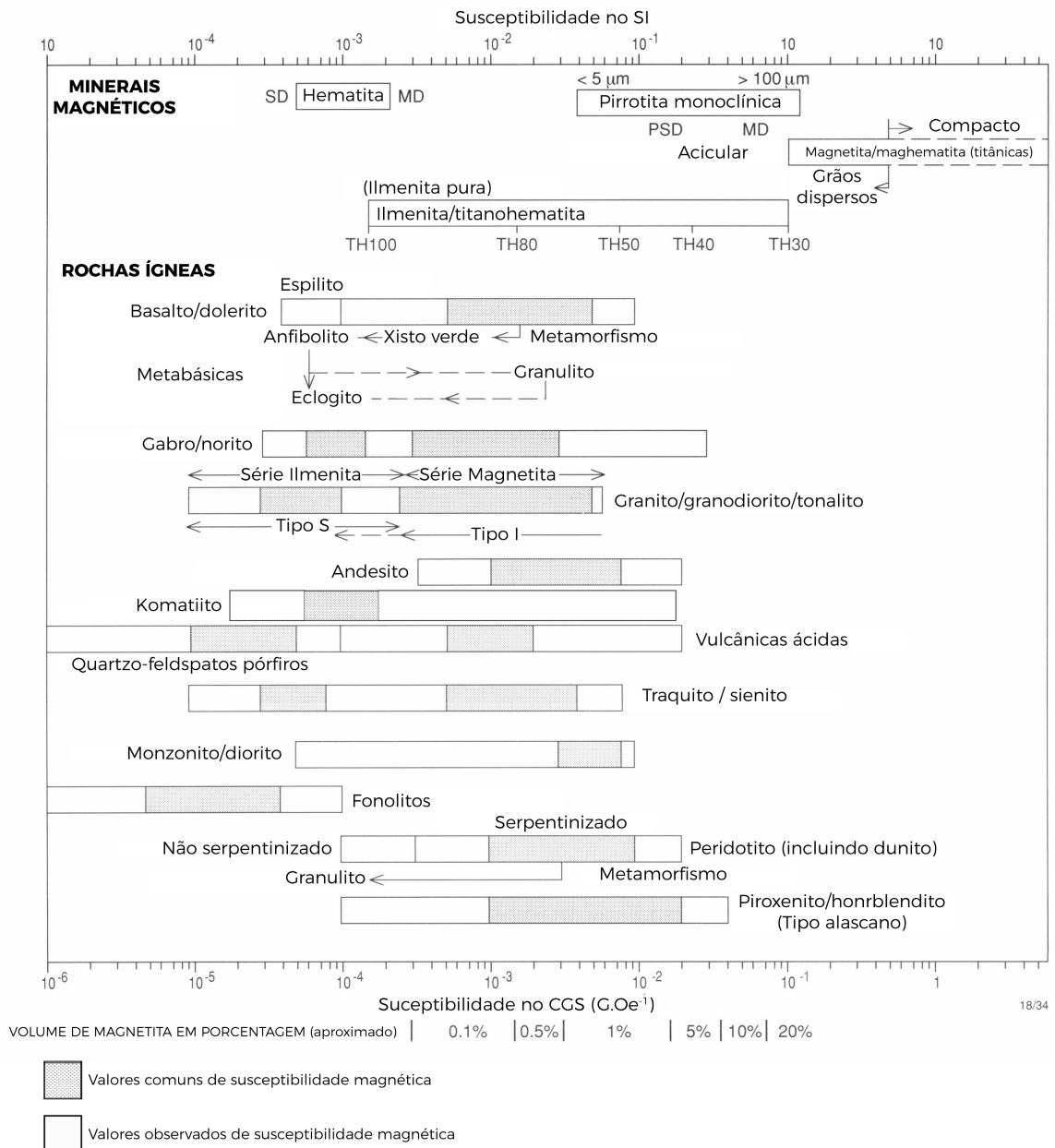
onde:

M = é a magnetização induzida gerada pelo material;

k = susceptibilidade magnética intrínseca do material;

H = campo magnético externo.

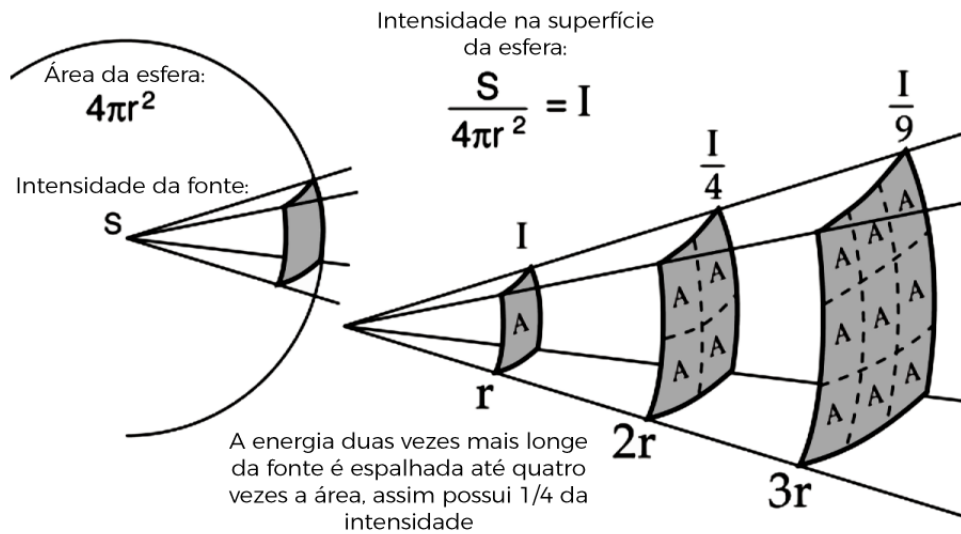
Figura 9 – Exemplos de alcances de susceptibilidade magnética para rochas ígneas e minerais magnéticos.



Fonte: traduzido e adaptado de Clark (1997). com inserção de dados de Dentith and Mudge (2014).

Além da equação do campo magnético induzido, também é interessante ressaltar a equação da diluição geométrica, isto é, a lei do inverso do quadrado da distância. Esta lei vale para gravidade, ondas eletromagnéticas, campo magnético, e outras grandezas da natureza (KEPLER; SARAIVA, 2004). A Figura 10 exemplifica que um mesmo valor inicial se dispersa por uma área cada vez maior com o aumento da distância.

Figura 10 – Exemplo de diluição geométrica



Fonte: traduzido e adaptado de Nave (2000).

É possível deduzir uma equação geral para a diluição geométrica, dada por:

$$I = \frac{S}{4\pi r^2} \quad (5.2)$$

onde:

I = Intensidade do campo magnético a uma distância radial r ;

S = Intensidade do campo magnético da fonte;

r = Distância radial até a fonte.

6 MATERIAIS E MÉTODOS

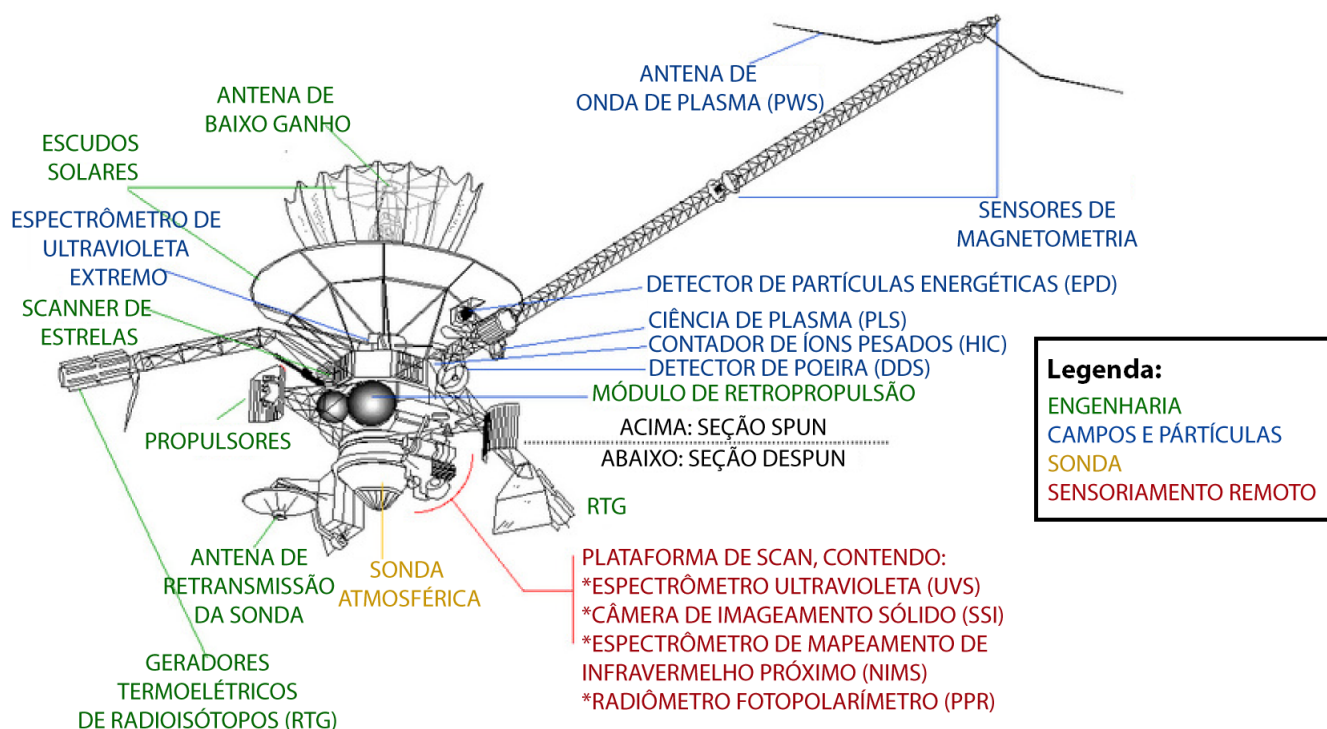
6.1 Materiais

6.1.1 Missão Galileo: Sonda

A missão Galileo realizou um total de 34 órbitas ao redor de Júpiter. Porém nem todas resultaram na captação de dados do objeto de estudo deste projeto, apenas cinco destas órbitas conseguiram captar dados (de geofísica e imageamento) de Io, sendo estas as órbitas 0 (primeira órbita ao redor do sistema Júpiter), 24, 27, 31 e 32. Por vezes devido ao sistema de segurança da própria sonda, como o caso de duas órbitas realizadas em Io que não foram capazes de obter dados (órbitas 25 e 33). Os dados geofísicos e de sensoriamento remoto utilizados neste trabalho são provenientes da missão Galileo, que realizou sondagens do sistema Júpiter entre 1995 e 2003 (8 anos). Esta missão foi constituída por duas espaçonaves, uma orbitante e uma sonda atmosférica. A espaçonave orbitante tinha sua estrutura dividida em duas seções. O corpo principal da espaçonave (*spun*) era composto pelas baías eletrônicas, o sistema propulsor, os geradores termoelétricos de radioisótopos (RTG), aparelhos científicos e a antena de alto ganho, girando a taxas entre 3,25 e 10,5 rpm. Já a seção atrás do corpo principal (*despun*) usa um motor elétrico para dirigi-lo contra a rotação da seção principal. Este sistema de controle de dupla rotação acomoda os instrumentos que precisam apontar com estabilidade e precisão (como os instrumentos de imagem), e aqueles que beneficiam de uma cobertura repetitiva e amplamente angular de regiões (os vários instrumentos de partículas e de campos). O comprimento da espaçonave é de 9 m e, com a antena de alto ganho (HGA) implantada, tem 4,6 m de diâmetro¹. A Figura 11 mostra o diagrama da espaçonave Galileo, com suas ferramentas separadas em quatro classes: aparelhos de engenharia (em verde), instrumentos de campos e partículas (em azul), a sonda atmosférica (em amarelo) e instrumentos de sensoriamento remoto (em vermelho).

¹Dados técnicos retirados de: (NASA, a)

Figura 11 – Diagrama da espaçonave orbitante Galileo com a sonda ainda acoplada.



Fonte: traduzida de NASA (1989).

A missão contava com dez instrumentos, todos descritos de forma técnica na página oficial da missão Galileo no site da NASA²:

- *Solid State Imager (SSI)*: teve como objetivo estudar Júpiter e seus satélites com o uso de uma câmera multiespectral de alta resolução com um dispositivo de acoplamento de carga (CCD);
- *Near-Infrared Mapping Spectrometer (NIMS)*: espectrômetro de imageamento com o objetivo de mapear a distribuição dos minerais de superfície dos satélites galileanos e identificar fases e misturas. É associada com o SSI para correlacionar minerais com morfologias e identificar a morfologia da nuvem da atmosfera Joviana;
- *Ultraviolet Spectrometer / Extreme Ultraviolet Spectrometer (UVS/EUVS)*: eram dois espectrômetros ultravioletas com os objetivos de estudar a composição e estrutura da atmosfera Joviana superior. Determina a taxa de perda de voláteis dos satélites galileanos e estuda os processos físicos que ocorrem no *thorus* de plasma de Io (o *thorus* de plasma é criado pela ionização das partículas da atmosfera de Io,

²Disponibilizadas por (NASA, b).

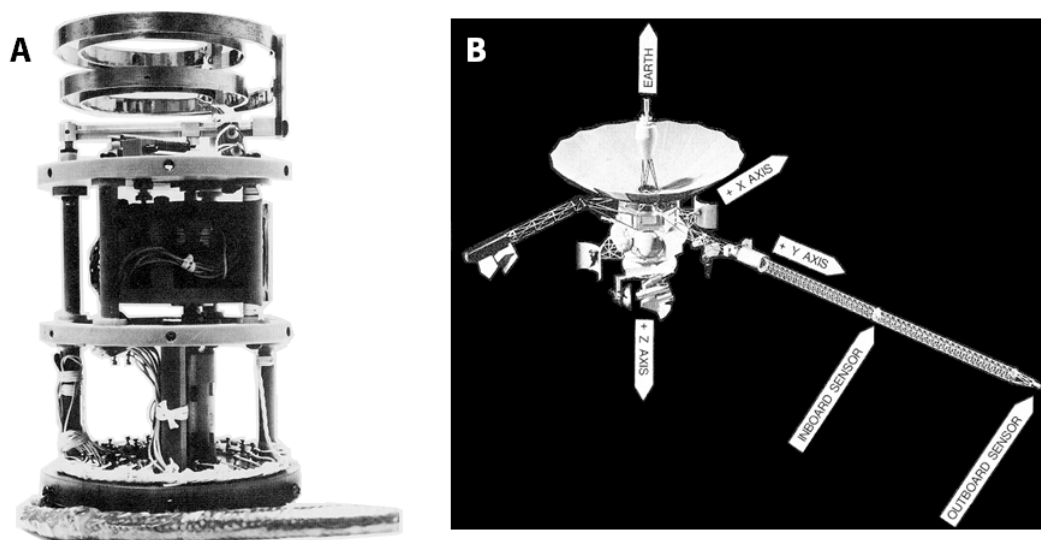
como o oxigênio e enxofre, pelo gigantesco campo magnético de Júpiter);

- *Photopolarimeter-Radiometer* (PPR): capaz de medir a polarização linear e intensidade da luz refletida e também da intensidade da radiação termal emitida por Júpiter e seus satélites galileanos;
- *Dust Detector Subsystem* (DDS): usado para determinar impactos individuais de partículas e com isso medir a sua massa, a velocidade do impacto e o estado de carga. Estuda a interação entre os satélites galileanos e as partículas que os circundam, a interação destas partículas com os campos magnéticos do local e a influência do campo gravitacional de Júpiter na quantidade de partículas ao seu redor;
- *Energetic Particles Detector* (EPD): capaz de medir a energia, distribuição angular, composição e estabilidade da radiação presa em Júpiter. Estuda a interação destas partículas com os satélites galileanos e a influência dos ventos solares. Determina a velocidade e temperatura do fluxo de plasma termal e examina processos adiabáticos e não termais na radiação presa;
- *Heavy Ion Counter* (HIC): monitorava o fluxo de íons energéticos pesados para prover informações básicas sobre um tipo de radiação que circuitos elétricos são muito sensíveis, para que sejam desenvolvidos novos tipos de proteções para os equipamentos;
- *Magnetometer* (MAG): analisou as configurações da magnetosfera Joviana e sua dinâmica e o pareamento da magnetosfera com a ionosfera. Mediu flutuações no campo magnético local. Determinou se e quais satélites galileanos tinham campos magnéticos intrínsecos e investigou a interação da magnetosfera de Júpiter com os seus satélites galileanos;
- *Plasma Subsystem* (PLS): teve como objetivo determinar as fontes do plasma magnetosférico e investigar a interação do plasma com os satélites de Júpiter. Examina a função do plasma como fonte de partículas carregadas em zonas de radiação e avalia as dinâmicas da magnetosfera Joviana;
- *Plasma Wave Subsystem* (PWS): estudou as emissões de ondas de plasma e ondas de rádio da magnetosfera Joviana e a função deste fenômeno na difusão ou perda da radiação presa. Procura derivar os parâmetros fundamentais do plasma.

Destes instrumentos, serão utilizados os dados captados pelos instrumentos de magnetometria. O magnetômetro da espaçonave Galileo consistia em um sistema de dois

magnetômetros *fluxgate* triaxiais. Ambos eram separados por 4,16 m de distância para que o campo magnético gerado pela espaçonave pudesse ser estimado em tempo real e também para prover medidas de redundância *in situ* (KIVELSON et al., 1992). A tríade (Figura 12) de sensores dos magnetômetros eram dispostos de forma a manter um deles alinhado com o eixo de rotação da espaçonave e os outros dois com orientação ortogonal ao eixo de rotação (KIVELSON et al., 1992).

Figura 12 – A) Sensor com a capa removida B) Disposição dos sensores na espaçonave.



Fonte: adaptado de Kivelson et al. (1992).

6.1.2 Missão Galileo: Dados

Como citado anteriormente, os dados de interesse para este projeto são as leituras de magnetometria realizadas pela sonda Galileo. Estes volumes de dados são disponibilizados gratuitamente pela NASA. Cada volume de dados é composto de 2 arquivos:

- Formato .tab: tabelas com os dados brutos;
- Formato .lbl: rótulo de cada coluna da tabela de dados brutos, com uma descrição sucinta de cada item.

Ambos os arquivos podem ser visualizados utilizando-se a ferramenta de bloco de notas como visto na Figura 13.

Figura 13 – Visualização dos dados e rótulos de magnetometria da órbita 0.

The image shows a computer interface with two main windows. The top-left window is a text editor titled 'ORB00_IO_IPHIO.TAB - Bloco de notas'. It contains a table of magnetometry data with columns for time and eight numerical values. The top-right window is a file explorer showing a directory structure: 'fysical DATA > Magnetometer [MAG] > DATA > SATELLITES > IO'. It lists various files with columns for 'Nome', 'Data de modificaç...', 'Tipo', and 'Tamanho'. The bottom-left window is another text editor titled 'ORB00_IO_IPHIO.LBL - Bloco de notas', containing a PDS label with fields like 'OBJECT', 'NAME', 'COLUMN_NUMBER', 'UNIT', 'DATA_TYPE', 'START_BYTE', 'BYTES', and 'DESCRIPTION'. The bottom-right window is a detailed view of a file, showing its name 'ORB00_IO_IPHIO.LBL', modification date '11/08/2004 09:01', and size '680 KB'.

Time	Col 1	Col 2	Col 3	Col 4	Col 5	Col 6	Col 7	Col 8
1995-12-07T17:30:00.005	-263.57	-120.32	-1631.84	1657.36	-0.22	-7.89	-1.28	
1995-12-07T17:30:00.238	-264.55	-112.56	-1628.54	1653.72	-0.22	-7.89	-1.28	
1995-12-07T17:30:00.438	-269.75	-113.66	-1629.45	1655.54	-0.22	-7.89	-1.28	
1995-12-07T17:30:00.671	-269.52	-118.66	-1627.78	1654.20	-0.22	-7.89	-1.28	
1995-12-07T17:30:00.905	-270.29	-125.08	-1628.00	1655.02	-0.22	-7.88	-1.28	
1995-12-07T17:30:01.105	-267.19	-123.60	-1629.91	1656.29	-0.22	-7.88	-1.28	
1995-12-07T17:30:01.338	-266.66	-123.37	-1628.85	1655.14	-0.22	-7.88	-1.28	
1995-12-07T17:30:01.571	-267.73	-124.97	-1629.78	1656.35	-0.22	-7.88	-1.28	
1995-12-07T17:30:01.771	-269.45	-123.72	-1630.29	1657.03	-0.22	-7.88	-1.27	
1995-12-07T17:30:02.005	-266.44	-124.49	-1632.02	1658.30	-0.22	-7.88	-1.27	
1995-12-07T17:30:02.238	-261.32	-126.61	-1630.28	1655.93	-0.22	-7.87	-1.27	
1995-12-07T17:30:02.438	-261.96	-126.65	-1633.49	1659.20	-0.22	-7.87	-1.27	
1995-12-07T17:30:02.671	-264.50	-121.05	-1631.43	1657.16	-0.22	-7.87	-1.27	
1995-12-07T17:30:02.905	-266.43	-121.54	-1630.76	1656.85	-0.22	-7.87	-1.27	
1995-12-07T17:30:03.105	-263.84	-120.66	-1630.51	1656.12	-0.22	-7.87	-1.27	
1995-12-07T17:30:03.338	-263.52	-125.39	-1630.33	1656.24	-0.22	-7.87	-1.27	
1995-12-07T17:30:03.571	-262.83	-121.87	-1630.62	1656.16	-0.22	-7.86	-1.27	
1995-12-07T17:30:03.771	-263.27	-119.93	-1632.88	1658.31	-0.22	-7.86	-1.27	
1995-12-07T17:30:04.005	-262.25	-122.97	-1631.50	1657.01	-0.22	-7.86	-1.27	
1995-12-07T17:30:04.238	-263.41	-119.41	-1632.28	1657.71	-0.21	-7.86	-1.27	
1995-12-07T17:30:04.438	-267.76	-118.75	-1630.85	1656.94	-0.21	-7.86	-1.27	
1995-12-07T17:30:04.671	-273.52	-123.45	-1625.00	1652.47	-0.21	-7.85	-1.27	

Fonte: confeccionado pelo autor utilizando dados disponíveis em Kivelson et al. (1997).

Um total de 20 volumes de dados foi obtido. Sendo estes referentes às 5 órbitas que foram realizadas em Io durante os 8 anos de sondagem do Sistema Júpiter. Cada órbita conta com 4 leituras de magnetometria em formas de coordenadas diferentes (a forma de coordenada não altera o valor da leitura para um mesmo momento):

- IPHIO: Leitura em coordenadas Phi-Omega;
- IRC: Leitura em coordenadas da espaçonave *despun*;
- ISPRH: Leitura em coordenadas de mão direita centradas em Io;
- SYS3: Leitura realizada em Sistema de coordenadas 3 para Io;

Das 5 órbitas e dos 4 tipos de coordenadas, neste trabalho será utilizada a Órbita 0 devido a leitura ter sido feita de forma linear e sem mudanças bruscas no percurso. E dos tipos de coordenada, é a SYS3, por apresentar a maior quantidade de leituras (49 840).

6.2 Métodos

6.2.1 Análise inicial dos dados

Primeiramente para uma análise inicial dos dados disponíveis, os arquivos .tab foram convertidos em planilhas eletrônicas para que pudessem ser trabalhadas. A Figura 14 é uma amostra dos dados disponíveis na SYS3 para a órbita 0 (a tabela completa está disponível online). Sendo estes:

- *Spacecraft event time*: Data da coleta do dado;
- BR [nT]: Componente radial do campo magnético em nano teslas;
- BTHETA [nT]: Componente sul do campo magnético em nano teslas;
- BPHI [nT]: Componente corotacional do campo magnético em nano teslas;
- Magnitude do campo magnético [nT]: Magnitude do campo magnético observado em nano teslas;
- Alcance [sat. radii]: Distância da sonda em relação a Júpiter em raios de Júpiter (R_j) (71 492 km);
- Latitude [deg]: Latitude em relação a Júpiter em graus;
- Longitude Leste [deg]: Longitude leste em relação a Júpiter em graus;
- Longitude Oeste [deg]: Longitude oeste em relação a Júpiter em graus;

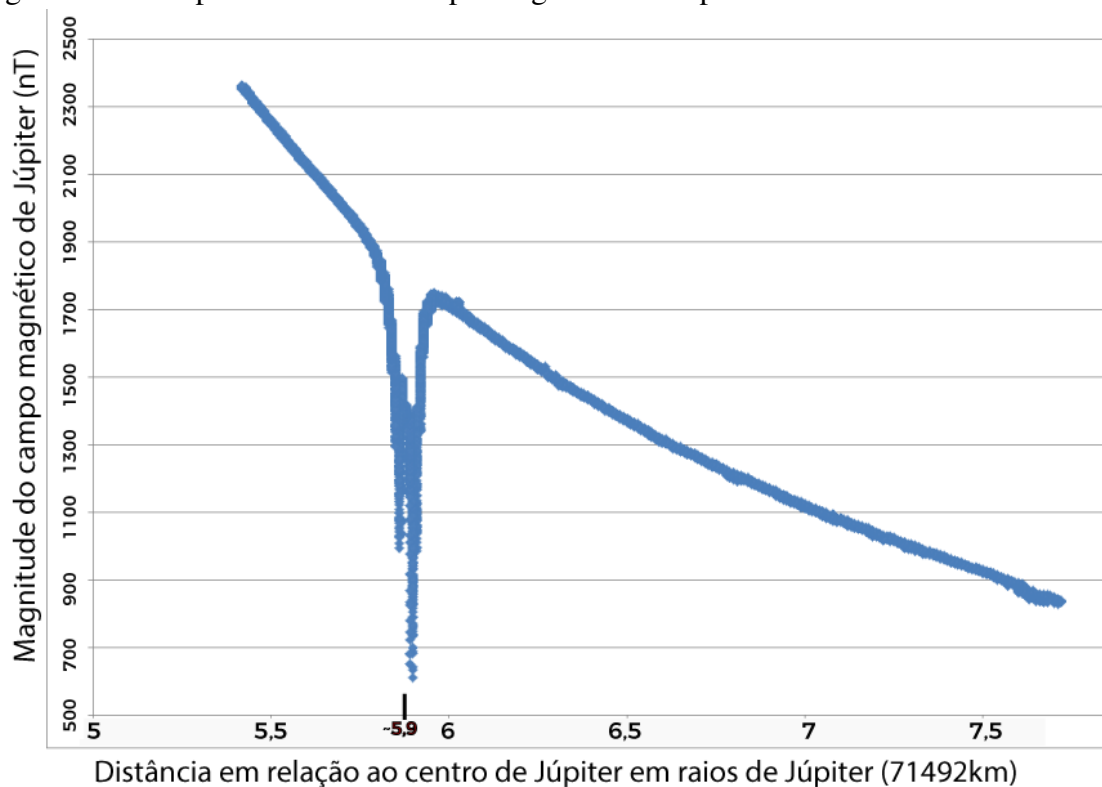
Figura 14 – Exemplo de dados disponíveis para a SYS3 da órbita 0.

SPACECRAFT EVENT TIME	BR (nT)	BTHETA (nT)	BPHI (nT)	CAMPO MAGNÉTICO OBSERVADO (nT)	ALCANCE (R _J)	LATITUDE (deg)	LONGITUDE LESTE (deg)	LONGITUDE OESTE (deg)
1995-12-07T15:21:01.776	299,01	779,02	-29,05	834,94	7,72	-1,8	155,54	204,46
1995-12-07T15:21:02.009	300,51	778,88	-26,69	835,27	7,72	-1,8	155,54	204,46
1995-12-07T15:21:02.243	298,7	778,24	-26,09	834	7,72	-1,8	155,53	204,47
1995-12-07T15:21:02.443	300,75	778,91	-26,8	835,38	7,72	-1,8	155,53	204,47
1995-12-07T15:21:02.676	301,91	778,62	-26,19	835,51	7,72	-1,8	155,53	204,47
1995-12-07T15:21:02.909	298,66	779,85	-26,87	835,52	7,72	-1,8	155,53	204,47
1995-12-07T15:21:03.109	300,61	784,28	-27,26	840,36	7,72	-1,8	155,53	204,47
1995-12-07T15:21:03.343	301,57	779,91	-27,55	836,64	7,72	-1,8	155,52	204,48
1995-12-07T15:21:03.576	299,42	779,86	-26,31	835,78	7,72	-1,8	155,52	204,48
1995-12-07T15:21:03.776	300,1	779,19	-25,4	835,37	7,72	-1,8	155,52	204,48

Fonte: confeccionado pelo autor utilizando dados disponíveis em Kivelson et al. (1997).

Para analisar o comportamento do campo magnético, de acordo com a distância até Júpiter, foi confeccionado um gráfico de dispersão de Magnitude do campo magnético contra Alcance, mostrado na Figura 15. Sabendo-se que Io orbita Júpiter a 421 800 km de distância, e que o raio de Júpiter é de 71 492 km, então Io está a uma distância de aproximadamente 5,9 raios de Júpiter do centro do planeta. Sendo justamente neste alcance que existe uma grande perturbação no campo magnético de Júpiter, como pode ser verificado no gráfico de dispersão.

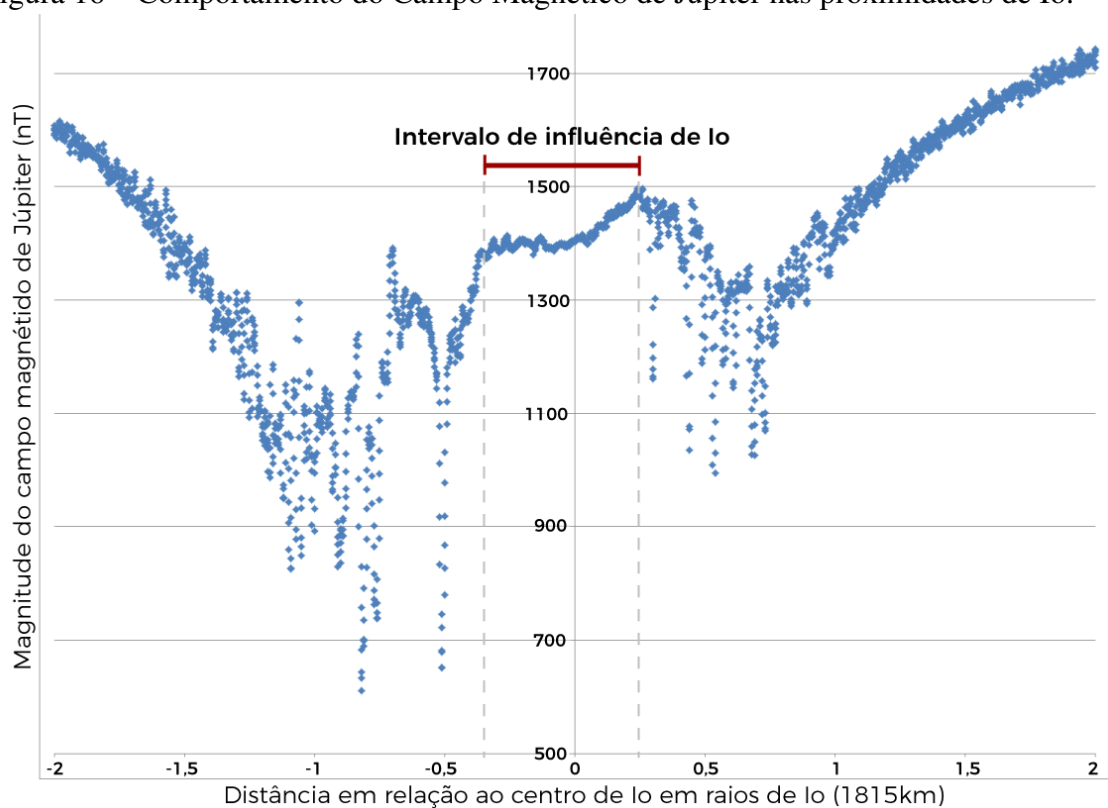
Figura 15 – Comportamento do Campo Magnético de Júpiter de acordo com a distância.



Fonte: confeccionado pelo autor utilizando dados disponíveis em Kivelson et al. (1997).

Para obter um maior nível de detalhe, um novo gráfico de dispersão foi confeccionado com os dados de coordenada IPHIO (Figura 16), pois estes dados apresentam as coordenadas em relação ao centro de Io em raios do próprio satélite ($R_i = 1\,815\text{ km}$). Com isto observou-se que a distâncias bem próximas a Io (0,3 raios de Io, o equivalente a aproximadamente 600 m) a variação do campo magnético é menor que valores pouco mais altos. A maior variação começa em distâncias maiores que 0,3 raios de Io ($>600\text{ m}$) e condizem com a altura do vulcanismo, esta grande oscilação pode, então, ser causada pelo tórus de plasma de Io.

Figura 16 – Comportamento do Campo Magnético de Júpiter nas proximidades de Io.



Fonte: confeccionado pelo autor utilizando dados disponíveis em Kivelson et al. (1997).

6.3 Filtragem dos dados

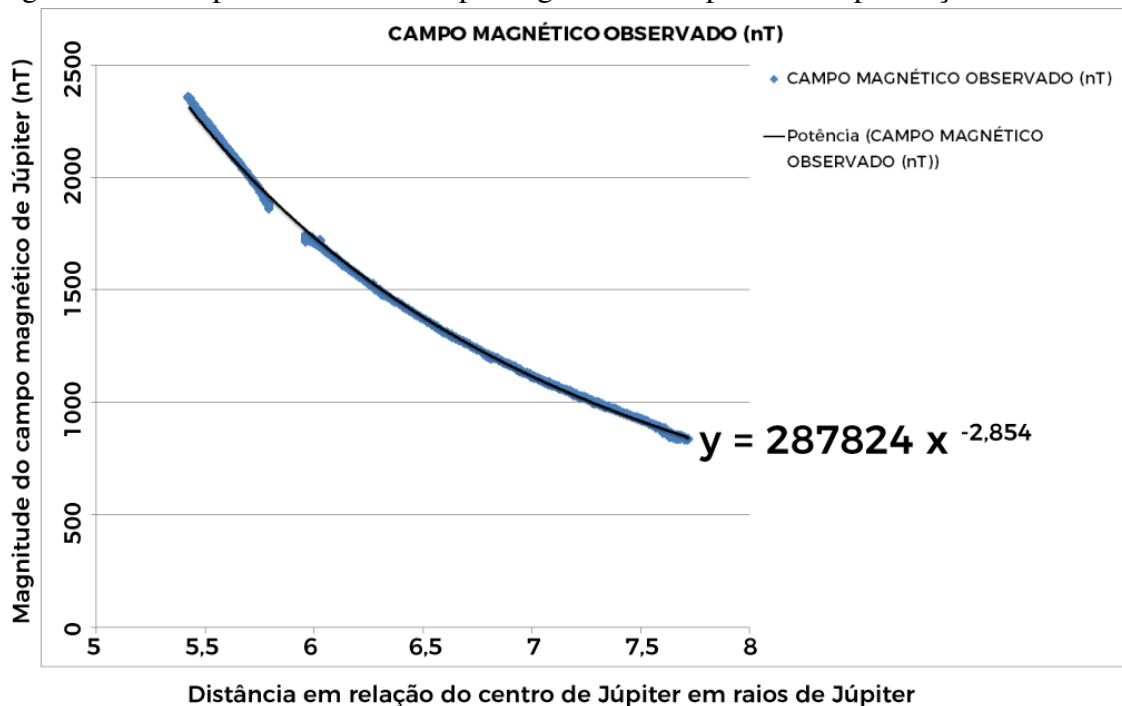
Como observado na Figura 6, o tórus de plasma ao redor de Io afeta muito mais o campo magnético de Júpiter do que o satélite em si. Deste modo, foram filtrados os dados para que apenas o campo dentro da influência de Io fosse utilizado. Para isto foram utilizados os dados da leitura IPHIO que mostra o comportamento do campo magnético de Júpiter porém tendo Io como centro do gráfico.

Com isso, os alcances entre $-0,35R_i$ e $+0,25R_i$ foram utilizados. Onde R_i são os raios de Io como distância. Valores de alcance positivos estão dentro da órbita de Io, ou seja, entre Io e Júpiter, enquanto que valores negativos estão fora da órbita de Io (KIVELSON et al., 1997). Estes valores filtrados equivalem a 343 leituras em um período de 2 minutos.

Além destes valores, também foram filtrados os alcances sob a influência do tórus de plasma de Io, para melhor averiguar o comportamento do campo magnético de Júpiter sem essas perturbações. O intervalo de valores filtrado foi o de 5,8 até 5,95 R_j , visualmente separados no gráfico de dispersão da SYS3 da órbita 0.

Com isso foi confeccionado um novo gráfico de dispersão para análise do comportamento do campo magnético de Júpiter (Figura 17). Neste gráfico com o auxílio da ferramenta de linha de tendência da planilha eletrônica, notou-se que o campo magnético de Júpiter não obedece exatamente a lei do quadrado do inverso da distância. Com a sua potência de curva de tendência sendo $-2,854$ como evidenciado pelo gráfico, e não -2 como usado na diluição geométrica. Isso se deve a presença de interações magnéticas com partículas ionizadas (Io) e corpos (Ganimede) com campo intrínseco dentro da magnetosfera de Júpiter (GURNETT et al., 1996; MAUK et al., 2002).

Figura 17 – Comportamento do campo magnético de Júpiter sem a presença de Io



Fonte: confeccionado pelo autor utilizando dados disponíveis em Kivelson et al. (1997).

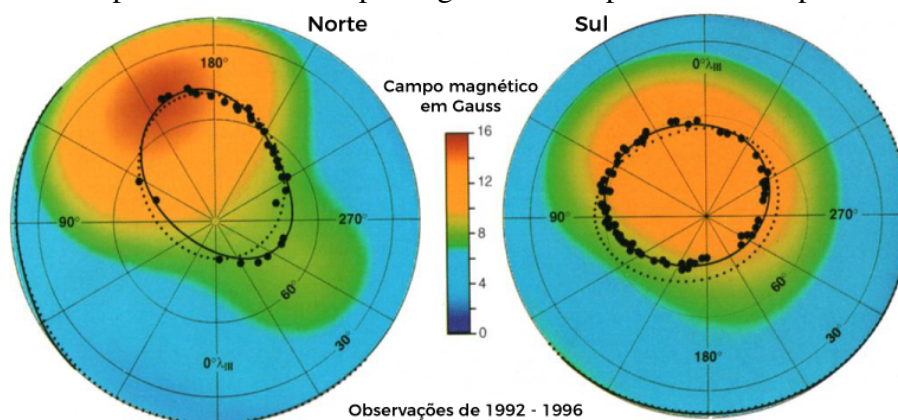
6.3.1 Cálculo do campo magnético induzido

Com os dados de interesse filtrados, a próxima etapa consistiu em calcular o campo magnético induzido pelas rochas de Io sob a presença do campo magnético de Júpiter. Obtendo-se o campo magnético induzido, e tendo o valor do campo magnético externo é possível encontrar o valor de susceptibilidade magnética utilizando-se a equação 5.1 que é intrínseca do material.

Na equação 5.2 foram aplicados os valores de distância radial disponíveis no banco de dados da órbita 0 com a SYS3, e como valor para o campo de Júpiter foi utilizado o valor de 4G (400.000 nT) que é equivalente ao campo magnético no equador de Júpiter (CONNERNEY et al., 1998).

O comportamento do campo magnético de Júpiter em sua superfície foi mapeado e pode ser visualizado na Figura 18.

Figura 18 – Comportamento do campo magnético de Júpiter em sua superfície



Fonte: traduzido de Connerney et al. (1998)

Porém como visto na Figura 16, o campo magnético de Júpiter não obedece a lei do quadrado do inverso da distância. De maneira alternativa optou-se por calcular a regressão não linear dos dados para uma potência quadrática. Desta forma gerando uma equação para o campo magnético de acordo com o comportamento dos dados disponíveis, porém usando potências conhecidas.

A regressão não linear primeiramente foi realizada com auxílio da extensão XLSTAT para o *software* de planilha eletrônica, porém, como os resultados não foram muito discrepantes do cálculo manual ($R^2=0,95$ para o cálculo com o XLSTAT e $R^2=0,98$ para o cálculo manual), o cálculo manual foi mantido por ser executado mais rapidamente e por gerar valores únicos para cada leitura ao invés de um valor médio como o XLSTAT.

Para o cálculo manual da regressão, foram utilizados os valores do campo

magnético observado, alcance em R_j respectivo e a potência desejada. Para as potências, foram utilizados dois valores, -2 por ser usual do inverso do quadrado da distância e -3 por ser compatível com a diluição geométrica de dipolos magnéticos. Com isto, foram calculados os coeficientes da equação do campo magnético induzido utilizando a equação:

$$y = bx^a \quad (6.1)$$

onde:

y = campo magnético dependente de x;

x = distância;

b = coeficientes;

a = potência de decaimento;

Foram obtidos a partir desta equação, isolando-se **b** os coeficientes para as potências -2 e -3. Assim, ao se fazer a razão entre esta nova equação com potência conhecida, e a equação gerada automaticamente pela planilha eletrônica com a linha de tendência, tem-se uma equação que deduz o campo magnético induzido em um dado ponto (Figura 19).

Figura 19 – Cálculo manual das equações do campo magnético induzido.

POTÊNCIA		COEFICIENTE		EQUAÇÃO	
a=	-2,854	b=	287824	y =	287824 x ^{-2,854}
a=	-2	b=	48865,772	y =	48865,772 x ⁻²
EQUAÇÃO RESULTANTE					
a=	-0,854	b=	5,8900942	y =	5,89009 x ^{-0,854}

POTÊNCIA		COEFICIENTE		EQUAÇÃO	
a=	-2,854	b=	287824	y =	287824 x ^{-2,854}
a=	-3	b=	287188,57	y =	287189 x ⁻³
EQUAÇÃO RESULTANTE					
a=	0,146	b=	1,0022126	y =	1,00221 x ^{0,146}

Fonte: confeccionado pelo autor utilizando dados disponíveis em Kivelson et al. (1997).

6.3.1.1 Cálculo do campo magnético induzido: Diluição geométrica

Pelo método da diluição geométrica, foram obtidos valores do campo magnético que deveria ser observado a uma certa distância da fonte. A média dos valores para as distâncias disponíveis em R_j resultou em 921,4 nT. Cada valor individual foi subtraído do valor real observado, sobrando assim então o campo magnético induzido pelas rochas de Io. Para este obteve-se um valor médio de 493,21 nT. Uma amostra da tabela com as etapas de cálculo pode ser vista na Figura 20, a tabela completa está disponível online.

Figura 20 – Amostra da tabela de cálculo do campo magnético induzido pelo método da diluição geométrica.

SPACECRAFT EVENT TIME	CAMPO MAG. OBSERVADO (nT)	ALCANCE (R_j)	DILUIÇÃO GEOMÉTRICA (nT)	CAMPO INDUZIDO (nT)
1995-12-07T17:45:48.004	1384,78	5,89	917,5284465	467,2515535
1995-12-07T17:45:48.237	1380,58	5,89	917,5284465	463,0515535
1995-12-07T17:45:48.437	1382,85	5,89	917,5284465	465,3215535
1995-12-07T17:45:48.671	1381,49	5,89	917,5284465	463,9615535
1995-12-07T17:45:48.904	1378,13	5,89	917,5284465	460,6015535
1995-12-07T17:45:49.104	1378,17	5,89	917,5284465	460,6415535
1995-12-07T17:45:49.337	1374,28	5,89	917,5284465	456,7515535
1995-12-07T17:45:49.571	1375,43	5,89	917,5284465	457,9015535
1995-12-07T17:45:49.771	1373,38	5,89	917,5284465	455,8515535
1995-12-07T17:45:50.004	1374,91	5,89	917,5284465	457,3815535
1995-12-07T17:45:50.237	1373,37	5,89	917,5284465	455,8415535

Fonte: confeccionado pelo autor utilizando dados disponíveis em Kivelson et al. (1997).

6.3.1.2 Cálculo do campo magnético induzido: Regressão não linear

Já pelo método da regressão não linear foram obtidas duas equações, citadas anteriormente, que descrevem o campo magnético induzido por Io a uma dada distância R_j . A média dos valores encontrados para o campo magnético induzido para a potência -2 foi de 1,29793 nT, enquanto que para a potência -3 foi de 1,29795 nT. Uma amostra da tabela com as etapas de cálculo pode ser vista na Figura 21, a tabela completa está disponível online.

Figura 21 – Amostra da tabela de cálculo do campo magnético induzido pelo método da regressão não linear.

SPACECRAFT EVENT TIME	CAMPO MAGNÉTICO OBSERVADO (nT)	ALCANCE (R_j)	COEFICIENTE [-3]	COEFICIENTE [-2]	CAMPO INDUZIDO [-2] (nT)	CAMPO INDUZIDO -3
1995-12-07T17:45:48.004	1384,78	5,89	282961,0555	48040,92624	1,295518974	1,298364665
1995-12-07T17:45:48.237	1380,58	5,89	282102,8424	47895,21942	1,295518974	1,298364665
1995-12-07T17:45:48.437	1382,85	5,89	282566,6862	47973,97049	1,295518974	1,298364665
1995-12-07T17:45:48.671	1381,49	5,89	282288,7886	47926,78923	1,295518974	1,298364665
1995-12-07T17:45:48.904	1378,13	5,89	281602,218	47810,22377	1,295518974	1,298364665
1995-12-07T17:45:49.104	1378,17	5,89	281610,3915	47811,61146	1,295518974	1,298364665
1995-12-07T17:45:49.337	1374,28	5,89	280815,5226	47676,65919	1,295518974	1,298364665
1995-12-07T17:45:49.571	1375,43	5,89	281050,5096	47716,5551	1,295518974	1,298364665
1995-12-07T17:45:49.771	1373,38	5,89	280631,6198	47645,4365	1,295518974	1,298364665
1995-12-07T17:45:50.004	1374,91	5,89	280944,2546	47698,51521	1,295518974	1,298364665
1995-12-07T17:45:50.237	1373,37	5,89	280629,5764	47645,08938	1,295518974	1,298364665
1995-12-07T17:45:50.437	1374,49	5,88	279430,3423	47522,16706	1,297400328	1,298042595
1995-12-07T17:45:50.671	1376,17	5,88	279771,882	47580,25205	1,297400328	1,298042595

Fonte: confeccionado pelo autor utilizando dados disponíveis em Kivelson et al. (1997).

7 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Com os valores do campo magnético induzido calculados, pôde-se então calcular os valores de susceptibilidade magnética (k). Esta foi calculada isolando-se k na equação 5.1. Desta forma k é equivalente ao coeficiente do campo magnético induzido M pelo campo magnético observado H . Os valores médios de k estão na Tabela 7.1.

Tabela 7.1 – Valores de k obtidos com os métodos da diluição geométrica e regressão não linear.

MÉTODO		MÉDIA DA SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA
Diluição geométrica		0,34837291
Regressão não linear	Potência -2	0,000917794
	Potência -3	0,00091782

Fonte: confeccionado pelo autor utilizando dados disponíveis em Kivelson et al. (1997).

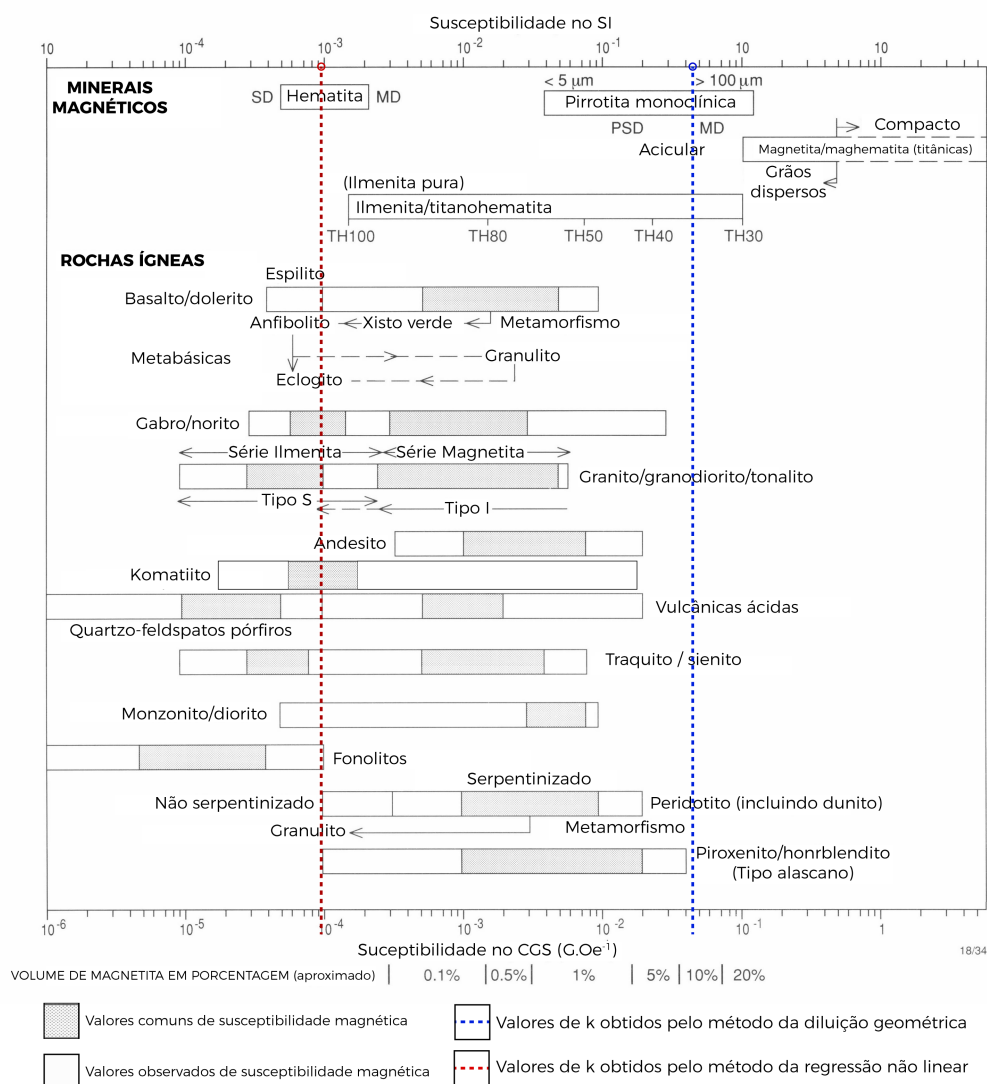
Usando estes valores no diagrama da Figura 9 foram obtidos dois intervalos de possíveis rochas que condizem com os valores de k obtidos (Figura 22). O método da regressão não linear teve uma diferença muito pequena entre os valores de k obtidos entre as potências -3 e -2 para ser diferenciado no diagrama.

Para os valores de k obtidos pelo método da diluição geométrica não existem rochas compatíveis, o que condiz com o que foi discutido anteriormente quanto ao modelo adotado (lei da diluição geométrica) não levar em consideração os agentes externos que influenciam na variação do campo magnético de Júpiter.

Já para os valores de k obtidos pelo método da regressão não linear tem-se uma grande gama de possíveis rochas compatíveis com a susceptibilidade magnética encontrada. Na Tabela 7.2 estão destacadas essas rochas, assim como o tipo de valor de k , comum ou observado, compatível para cada rocha.

Das rochas compatíveis, as que melhor se encaixam com o valor encontrado são: metabásicas (anfíbolito/eclogito), gabros, granitos (tipos S) e komatiitos (em verde na Tabela 7.2). Destas: metabásicas, granito tipo S, traquito/sienito, monzonito/diorito e fonolitos tem menor possibilidade de estarem presentes pois a ausência de tectônica de placas em Io dificulta processos metamórficos (para as metabásicas), a diferenciação destes tipos de rochas ígneas, que dependem da tectônica de placas. Já os basaltos como rochas superficiais, estariam em temperatura baixa o suficiente para não induzir um campo magnético (sendo -130°C temperatura média na superfície de Io (LOPES; SPENCER, 2007)), porém seu equivalente intrusivo é compatível.

Assim, das rochas compatíveis as mais prováveis para a crosta de Io seriam gabros

Figura 22 – Valores de k encontrados e rochas compatíveis.

Fonte: traduzido e adaptado de Clark (1997) com inserção de dados de Dentith and Mudge (2014).

Tabela 7.2 – Rochas compatíveis com o valor de k encontrado pelo método da regressão não linear.

ROCHA	TIPO DE VALOR DE K
Basalto / dolerito	observado
Metabásicas	comum (Anfibolito / eclogito)
Gabro / norito	comum
Granito / granodiorito / tonalito	comum (Granito Tipo S)
Komatiito	comum
Vulcânicas ácidas	observado
Traquito / sienito	observado
Monzonito / diorito	observado
Fonolitos	observado
Peridotitos	observado (não serpentizado)

Fonte: confeccionado pelo autor utilizando dados de Clark (1997) com inserção de dados de Dentith and Mudge (2014).

e komatiitos. Ambas se encaixam muito bem aos dados obtidos pela regressão não linear, e também, condizem com os parâmetros discutidos anteriormente de densidade. A presença de komatiitos necessitaria de um alto grau de fusão parcial do manto, condizente com os modelos de um manto dunítico, que se formaria pela acúmulo de cristais de olivina provido pelo alto grau de fusão do manto.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O método da diluição geométrica se mostra inexato para o cálculo das susceptibilidades magnéticas para Io, possivelmente devido à presença de vários corpos dentro da magnetosfera de Júpiter capazes de interferir em seu campo magnético.

Já o método da regressão não linear mostrou-se mais exato, provendo resultados compatíveis com os métodos gravitacionais e de densidade. Assim, o método da regressão não linear para obtenção da susceptibilidade magnética apresenta ser mais um parâmetro para a classificação de rochas, aumentando assim a confiabilidade em dados totalmente inferidos que usa-se hoje em dia para a classificação da geologia planetária.

A técnica desenvolvida na realização do presente projeto pode ser utilizada tanto como uma aproximação primária em uma classificação inicial das rochas presentes em um corpo celeste ainda por ser estudado, quanto como para aumentar a confiabilidade de classificações inferidas por outros métodos e/ou parâmetros.

O refino desta técnica junto com a petrologia experimental poderia, também, ser usado para obter-se quantidades em porcentagem de elementos capazes de induzir campos magnéticos por um determinado volume de rocha, deste modo, estreitando o alcance de rochas possíveis e ainda obtendo-se um estimativa do volume das mesmas

REFERÊNCIAS

- ARNDT, N.; LESHER, M.; BARNES, S. **Komatiite**. [S.l.]: Cambridge university press, 2008.
- BEST, M. G. **Igneous and metamorphic petrology**. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2013.
- CAMPBELL JAMES B. & WYNNE, R. H. **Introduction to remote sensing**. [S.l.]: Guilford Press, 2011.
- CARR, M. et al. Volcanic features of io. **Nature**, v. 280, p. 729–733, 1979.
- CLARK, D. Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. **AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics**, AUSTRALIAN GOVERNMENT PUBLISHING SERVICE, v. 17, p. 83–104, 1997.
- CONNERNEY, J. E. et al. New models of jupiter’s magnetic field constrained by the io flux tube footprint. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, Wiley Online Library, v. 103, n. A6, p. 11929–11939, 1998.
- DENTITH, M.; MUDGE, S. T. **Geophysics for the mineral exploration geoscientist**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2014.
- EDUMINE. **Average Specific Gravity of Various Rock Types**. 2002. Available from Internet: <<http://www.edumine.com/xtoolkit/tables/sgtables.htm>Acessadoem: 22.05.2018>.
- ESTALICK, P. **Luna and Io - A Comparison Study**. 2000. Available from Internet: <<http://solarviews.com/eng/edu/moonio.htm>Acessadoem:12.03.2017>.
- GRADIE, J. C.; CHAPMAN, C. R.; TEDESCO, E. F. Distribution of taxonomic classes and the compositional structure of the asteroid belt. In: **Asteroids II**. [S.l.: s.n.], 1989. p. 316–335.
- GRAHAM, S. **Remote Sensing**. 1999. Available from Internet: <<https://earthobservatory.nasa.gov/Features/RemoteSensing/>Acessadoem:15.04.2017>.
- GREELEY, R.; SPUDIS, P. D.; GUEST, J. E. **Geologic map of the Ra Patera area of Io**. [S.l.], 1988.
- GURNETT, D. et al. Evidence for a magnetosphere at ganymede from plasma-wave observations by the galileo spacecraft. **Nature**, Nature Publishing Group, v. 384, n. 6609, p. 535, 1996.
- HAMILTON, C. J. **Io/Luna Relationship**. 1995. Available from Internet: <<http://solarviews.com/cap/misc/moonio.htm>Acessadoem:12.03.2017>.
- KEPLER, S.; SARAIVA, M. **Astronomia e astrofísica**. **Porto Alegre: Editora da**, 2004.
- KESZTHELYI, L. et al. New estimates for io eruption temperatures: Implications for the interior. **Icarus**, Elsevier, v. 192, n. 2, p. 491–502, 2007.

KESZTHELYI, L.; MCEWEN, A. Magmatic differentiation of io. **Icarus**, Elsevier, v. 130, n. 2, p. 437–448, 1997.

KHURANA, K. K. et al. Evidence of a global magma ocean in io's interior. **Science**, American Association for the Advancement of Science, v. 332, n. 6034, p. 1186–1189, 2011.

KIVELSON, M. et al. The galileo magnetic field investigation. **Space Science Reviews**, Springer, v. 60, n. 1-4, p. 357–383, 1992.

KIVELSON, M. et al. **GALILEO ORBITER AT JUPITER CALIBRATED MAG HIGH RES V1.0**. 1997.

LOPES, R. M.; SPENCER, J. R. **Io after Galileo: a new view of Jupiter's volcanic moon**. [S.l.]: Springer Science and Business Media, 2007.

MAUK, B. et al. Transient aurora on jupiter from injections of magnetospheric electrons. **Nature**, Nature Publishing Group, v. 415, n. 6875, p. 1003, 2002.

MCEWEN, A. et al. High-temperature silicate volcanism on jupiter's moon io. **Science**, American Association for the Advancement of Science, v. 281, n. 5373, p. 87–90, 1998.

MCEWEN, A. S. Active volcanism on io. **Science**, American Association for the Advancement of Science, v. 297, n. 5590, p. 2220–2221, 2002.

NASA. **Space Science Data Coordinated Archive**. Available from Internet: <<https://nssdc.gsfc.nasa.gov/nmc/spacecraftDisplay.do?id=1989-084BA>Acessadoem:05.11.2016>.

NASA. **Space Science Data Coordinated Archive**. Available from Internet: <<https://nssdc.gsfc.nasa.gov/nmc/datasetSearch.do?spacecraft=Galileo%20Orbiter>Acessadoem:05.11.2016>.

NASA. **Solar System Exploration**. 1989. Available from Internet: <<https://solarsystem.nasa.gov/galleries/galileo-diagram-labeled>Acessadoem:12.03.2017>.

NASA. **Photo Journal**. 1997. Available from Internet: <<https://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/?IDNumber=PIA00583>Acessadoem:07.02.2017>.

NAVE, R. **Inverse Square Law, General**. 2000. Available from Internet: <<http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/Forces/isq.html>Acessadoem:02.03.2018>.

REYNOLDS, J. M. **An introduction to applied and environmental geophysics**. [S.l.]: John Wiley and Sons, 2011.

SAGAN, C. Sulphur flows on io. **Nature**, v. 280, p. 750–753, 1979.

SCHUBERT, G. et al. Interior composition, structure and dynamics of the galilean satellites. **Jupiter: The planet, satellites and magnetosphere**, Cambridge Univ. Press Cambridge, UK, v. 1, p. 281–306, 2004.

SOHL, F. et al. Implications from galileo observations on the interior structure and chemistry of the galilean satellites. **Icarus**, Elsevier, v. 157, n. 1, p. 104–119, 2002.

TELFORD, W. M. et al. **Applied geophysics**. [S.l.]: Cambridge university press, 1990.

WILLIAMS, D. A. et al. **Geologic map of Io**. [S.l.]: US Department of the Interior, US Geological Survey, 2011.

WINTER, J. D. **Principles of igneous and metamorphic petrology**. [S.l.]: Pearson Education, 2013.

ZOLENSKY, M. et al. Mineralogy of tagish lake: An ungrouped type 2 carbonaceous chondrite. **Meteoritics & Planetary Science**, Wiley Online Library, v. 37, n. 5, p. 737–761, 2002.

APÊNDICE A — APÊNDICE

As planilhas com os dados brutos e cálculos se encontram disponíveis em uma pasta no Google Drive do autor devido as grandes dimensões das mesmas que ocupariam muitas páginas e possivelmente seriam de difícil entendimento.

Estas podem ser acessadas pela <https://drive.google.com/drive/u/0/folders/10zTz_R3yE1IjWHO5scmr44FVfe10i6MY?ogsrc=32>

Ou ainda realizando o *scan* do Código QR da figura a seguir:



ANEXO A — ANEXOS

A seguir são encontrados os mapas geológicos de Io. O primeiro mapa foi dividido em duas partes (leste e oeste) para aumentar o detalhe disponível. Na página subsequente tem-se a legenda dos mapas geológicos, com as unidades litológicas e feições. Por último estão disponíveis os mapas geológicos dos pólos de Io (norte - sul), pois na visão planificada os mesmos são distorcidos.

Figura 23 – Parte leste do mapa geológico de Io.

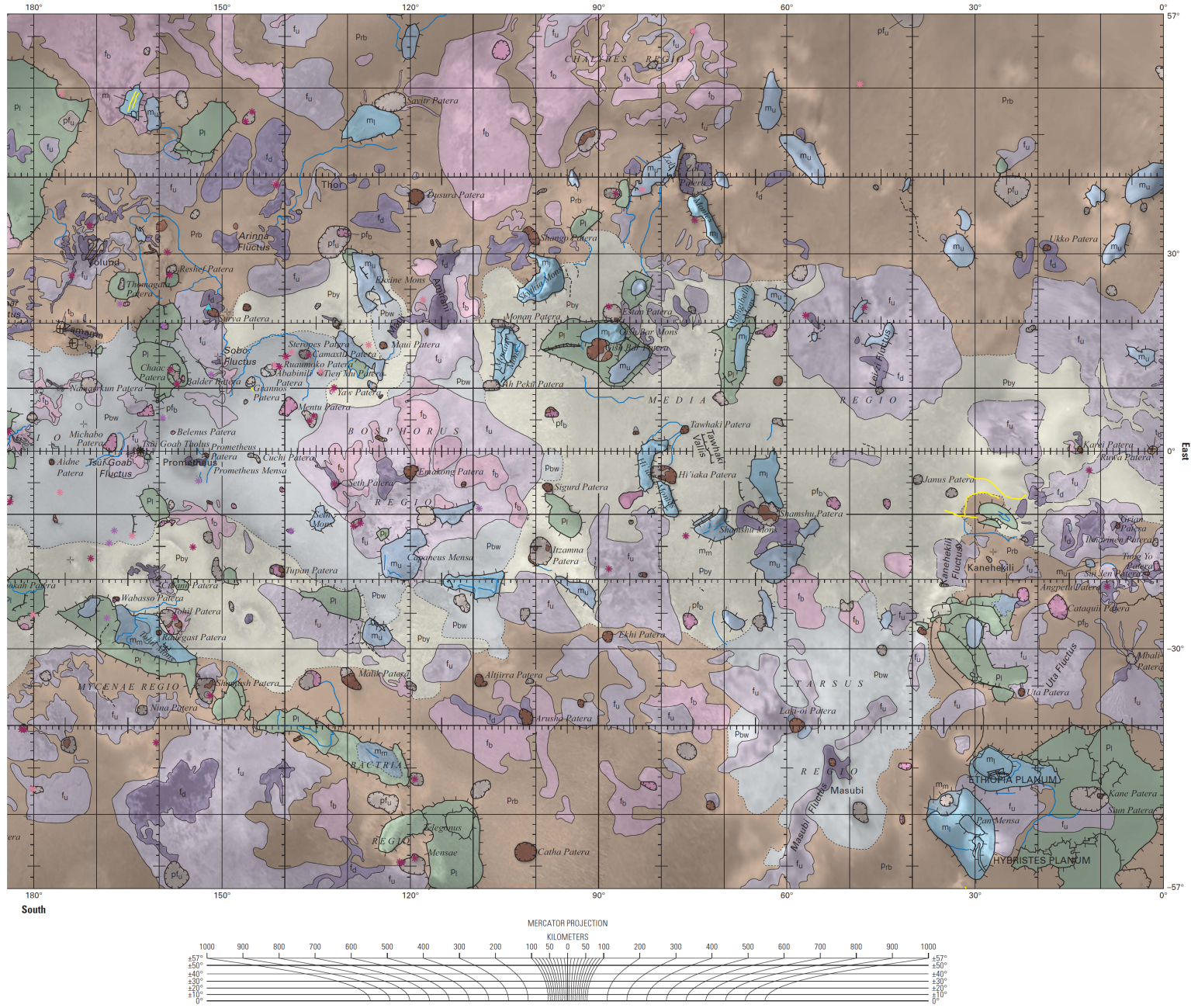


Figura 24 – Parte oeste do mapa geológico de Io.

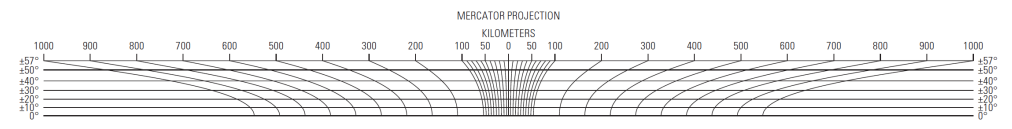
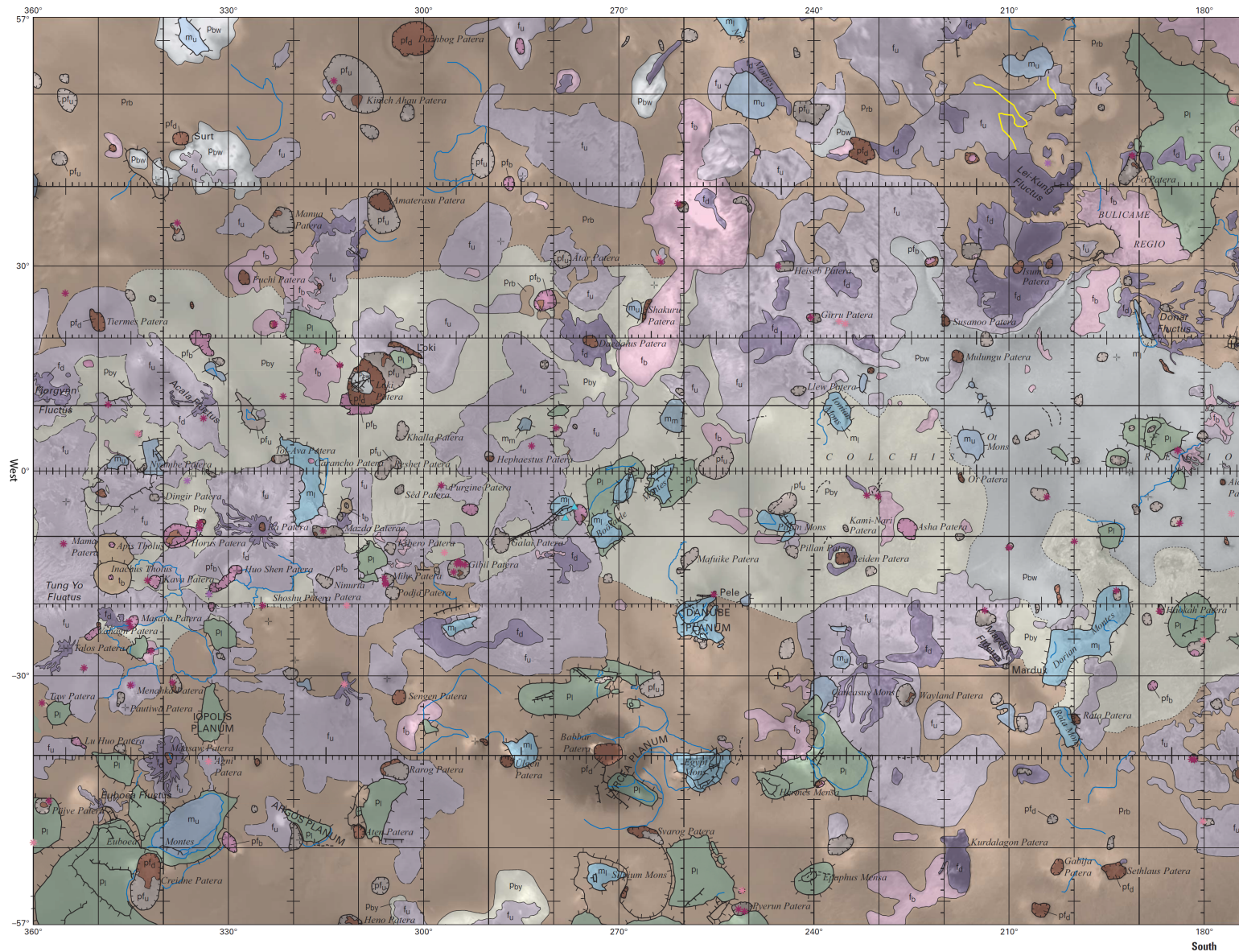
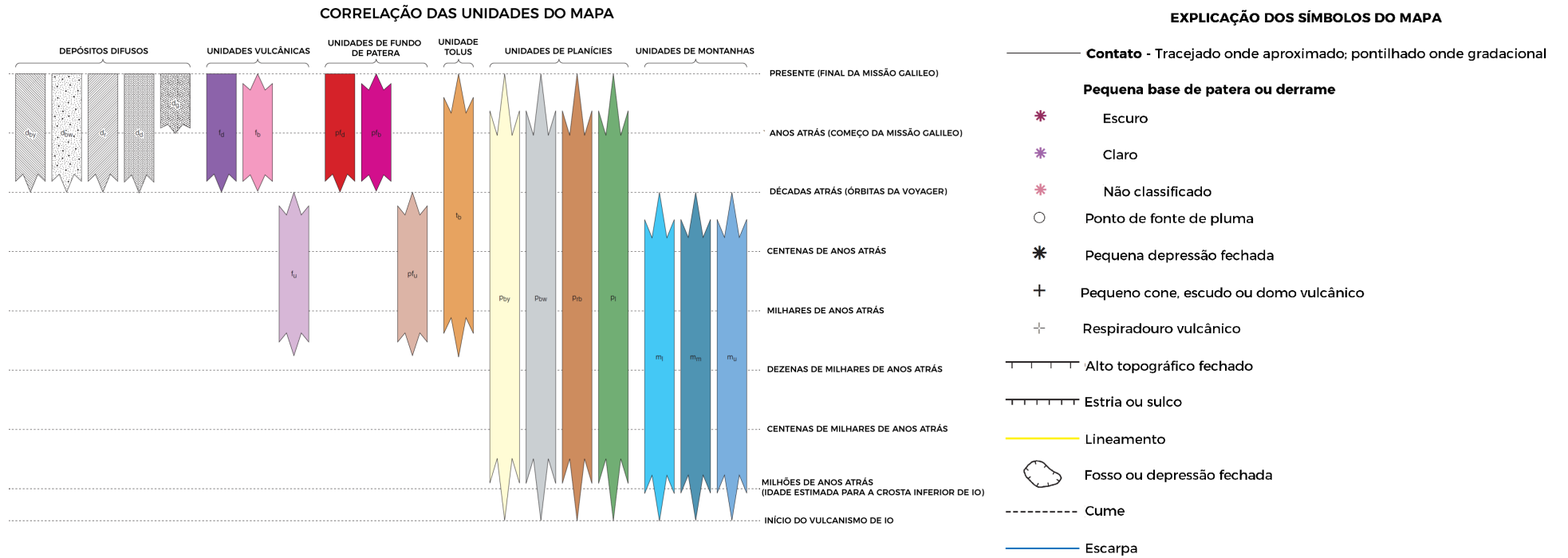
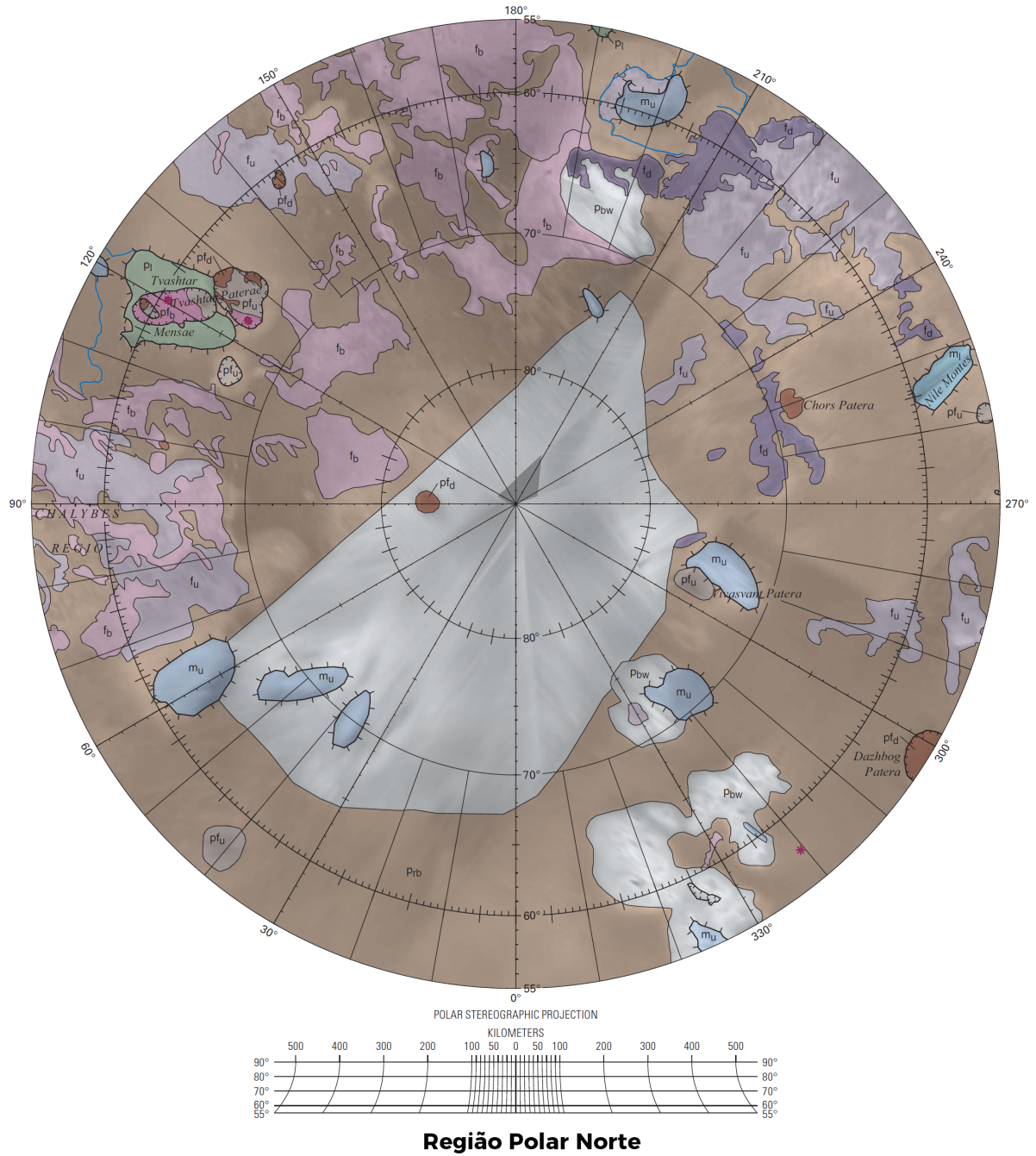


Figura 25 – Unidades litológicas de Io.



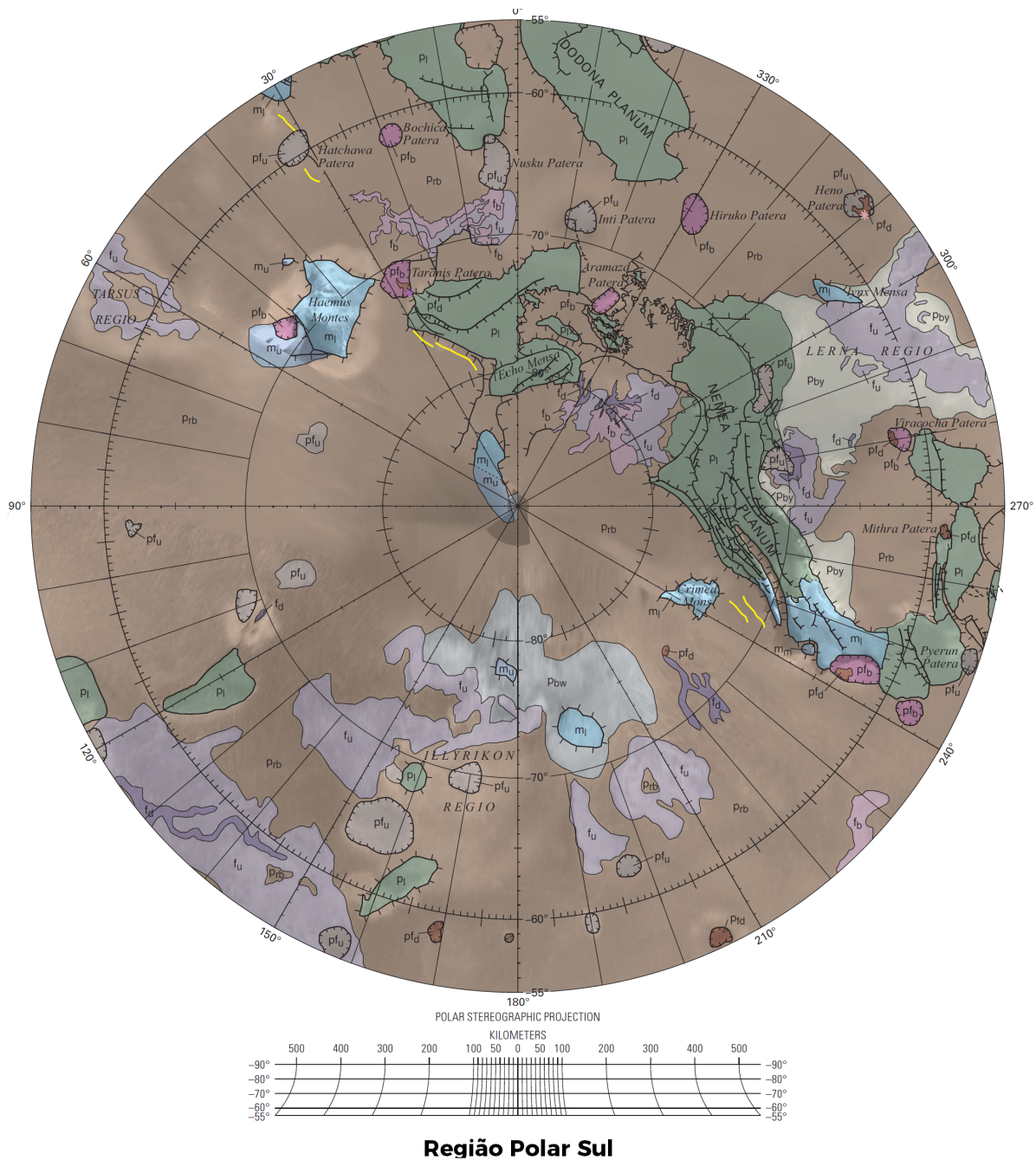
Fonte: traduzido e adaptado de (WILLIAMS et al., 2011)

Figura 26 – Mapa geológico dos pólo Norte de Io.



Fonte: adaptado de (WILLIAMS et al., 2011)

Figura 27 – Mapa geológico dos pólo Sul de Io.



Fonte: adaptado de (WILLIAMS et al., 2011)