

Caracterización Morfológica de Flujos de Lava y Pateras del Satélite Joviano Ío Usando
Sensores Remotos y Análogos Terrestres

Libia Katherine Carvajal Bohórquez

Trabajo de Grado para Optar por el Título de Geóloga

Directora:

Dayana Andrea Schonwalder Angel
Doctora en Geología

Codirector:

Juan David Hernández Montenegro
Candidato a doctorado en Geología

Universidad Industrial De Santander
Facultad De Físicoquímicas
Escuela De Geología
Bucaramanga
2024

Dedicatoria

A mis padres Elvia y Luis Ernesto, a mi hermano Cristian y a mis hermanas Monica y Paula, que me han acompañado y apoyado siempre. A mi novio Juan David Cala, que me ha amado y admirado desde hace ocho años.

Gracias por ser.

Agradecimientos

A mi familia y mi pareja por las palabras de aliento y la compañía en los momentos más difíciles.

A mis directores Dayana Schonwalder y Juan David Hernández que me han guiado con paciencia y sabiduría en mi trabajo de grado. A los profesores que me instruyeron a lo largo de mi formación académica, especialmente a Angelica Álvarez.

A mis amigos del colegio y de la universidad que han sido incondicionales y llenaron de risas mi estancia académica.

A mis mascotas, Tatto, Tatta, Chita y Aika, por alegrarme el día.

A la Universidad Industrial de Santander por brindarme los espacios donde crecí personal y profesionalmente.

Gracias a todos ustedes hoy puedo decir *lo logré*.

Tabla de Contenido

Introducción	10
1. Objetivos	13
1.1 Objetivo general.....	13
1.1 Objetivos específicos	13
3. Marco teórico	13
3.1 Observación de Ío a través de los años	13
3.2 Características generales de Ío.....	14
3.3 Estructura y composición de Ío.....	18
3.4 Geología de Ío.....	21
3.5 Comparaciones con la Tierra	24
3.5.1 Posibles análogos terrestres	26
3.6 Geomorfología planetaria	32
4. Metodología	33
4.1 Revisión bibliográfica.....	33
4.2 Cartografía de zonas de estudio	35
4.3 Características morfométricas.....	36
4.4 Estimación de parámetros reológicos	38
4.5 Análisis comparativo	40
5. Resultados	41
5.1 Interpretación de imágenes	41
5.2 Cartografía	43
5.3 Parámetros morfométricos	55
5.4 Propiedades reológicas inferidas.....	64
6. Discusión.....	66
6.1 Parámetros morfométricos	66
6.2 Propiedades reológicas.....	68
6.3 Análisis comparativo con análogos terrestres.....	69
6.4 Implicaciones en la dinámica interna.....	70
7. Conclusiones.....	73
8. Recomendaciones	74
Referencias bibliográficas.....	75

Lista de figuras

Figura 1 Ubicación de Ío en el Sistema Solar.....	11
Figura 2 Diagrama de orbitas de los satélites galileanos	15
Figura 3 Mapas de modelos disipación de las mareas prevista en Ío en función de la latitud y la longitud	17
Figura 4 Posible estructura interna de Ío según la hipótesis del océano de magma	19
Figura 5 Diagrama de las Islas hawaianas	28
Figura 6 Mapa en relieve de la parte sureste de la isla de Hawái	30
Figura 7 Mapa de sombras de Islandia	32
Figura 8 Diagrama de flujo de la metodología realizada en el proyecto de investigación	41
Figura 9 Selección del área de interés en Ío	42
Figura 10 Confirmación de zonas seleccionadas en Ío según su composición.....	43
Figura 11 Mapa de pendientes de las zonas de estudio de Hawái	45
Figura 12 Mapa de pendientes de las zonas de estudio de Islandia	46
Figura 13 Mapa de pendientes Maasaw patera y su flujo de lava en Ío	47
Figura 14 Mapa de pendientes de Ra patera y su flujo de lava en Ío	48
Figura 15 Mapa de pendientes de Kurdalagon Patera y su flujo de lava en Ío.....	49
Figura 16 Mapa de pendientes de Loki Patera en Ío.....	50
Figura 17 Mapa de pendientes de Marduk Patera y sus flujos de lava en Ío.....	51
Figura 18 Mapa de pendientes de Masaya Patera y su flujo de lava en Ío	52
Figura 19 Mapa de pendientes de Prometheus Patera y su flujo de lava en Ío.....	53
Figura 20 Mapa de pendientes de Reiden patera y su flujo en Ío	54
Figura 21 Mapa de pendientes de Talos Patera y su flujo de lava en Ío.....	55
Figura 22 Relación de Factor de Forma vs. Índice de Elongación para (a) flujos de lava y (b) Calderas / Pateras y cráteres	59
Figura 23 Perfiles topográficos del flujo de lava seleccionado en Mauna Loa	61
Figura 24 Perfiles topográficos del flujo de lava seleccionado en Sundhnúkur	62
Figura 25 Perfiles topográficos de los flujos de lava Maasaw en Ío	63
Figura 26 Perfiles topográficos de los flujos de lava Masaya en Ío	64

Lista de Tablas

Tabla 1 Principales parámetros físicos de la Tierra, la Luna, Marte e Ío	15
Tabla 2 Parámetros de la estructura interna en Ío.....	18
Tabla 3 Principales características geológicas de Ío.....	22
Tabla 4 Tipos de magmas volcánicos según su composición.....	26
Tabla 5 Características principales de las imágenes de sensores remotos utilizadas en la selección del área de interés.....	34
Tabla 6 Límites establecidos cualitativamente para el factor de forma.....	37
Tabla 7 Límites establecidos cualitativamente para el índice de elongación	38
Tabla 8 Tabla de datos de los principales parámetros morfométricos de Mauna Loa y Kīlauea, Hawái	56
Tabla 9 Tabla de datos de los principales parámetros morfométricos de Sundhnúkur y Fagradalsfjall, Islandia.....	56
Tabla 10 Tabla de datos de los principales parámetros morfométricos calculados en Ío	57
Tabla 11 Datos de FF y EI para Ío y los análogos terrestres	58
Tabla 12 Resultados de las propiedades reológicas de los flujos de lava seleccionados.....	65

Lista de Apéndices

Ver apéndices adjuntos y pueden ser consultados en el repositorio de la Biblioteca UIS

Apéndice A. Tabla de datos de los parámetros morfométricos de Hawái, Islandia e Ío.

Resumen

Título: Caracterización morfológica de flujos de lava y pateras del satélite joviana Ío usando sensores remotos y análogos terrestres*

Autor: Libia Katherine Carvajal Bohórquez**

Palabras Clave: Actividad volcánica, flujo de lava, patera, Ío, Tierra, océano de magma, morfometría de lavas.

Descripción:

Ío, uno de los cuatro satélites galileanos de Júpiter, descubierto por Galileo Galilei en 1610, es conocido por ser el cuerpo sólido vulcanológicamente más activo del sistema solar. Sin embargo, aún se desconoce si las características morfológicas de los flujos de lavas y pateras en Ío son comparables con estructuras volcánicas en la Tierra. Este proyecto intenta responder esta pregunta, determinando las características morfológicas de terrenos seleccionados en Ío. Para ello, se analizaron imágenes de sensores remotos y se localizaron zonas correspondientes a flujos de lava y pateras en Ío. Además, se realizaron mediciones morfométricas y, a partir de estas, se infirieron propiedades reológicas que fueron comparadas con los análogos terrestres en Hawái (Mauna Loa y Kīlauea) e Islandia (Sundhnúkur y Fagradalsfjall), a los cuales también se le elaboraron mediciones morfométricas. Los resultados revelaron que algunas de las estructuras volcánicas en Ío presentan tasas de efusividad superiores y viscosidades más bajas que las terrestres. Este estudio proporciona información sobre la actividad volcánica en esta luna y como su expresión superficial se relaciona con su dinámica interna, factor importante para entender el origen y evolución de los cuerpos sólidos del sistema solar.

* Trabajo de Grado

** Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Geología. Programa de pregrado. Director: Dayana Andrea Schonwalder Angel. Doctora en Geología. Codirector: Juan David Hernández Montenegro. Candidato a doctorado en Geología.

Abstract

Title: Morphological characterization of lava flows and pateras on the Jovian satellite Io using remote sensors and terrestrial analogues*

Author(s): Libia Katherine Carvajal Bohórquez¹

Key Words: Volcanic activity, lava flow, patera, Io, Earth, magma ocean, lava morphometry.

Description:

Io, one of the four Galilean satellites of Jupiter, discovered by Galileo Galilei in 1610, is known to be the most volcanologically active solid body in the solar system. However, it is still unknown whether the morphological characteristics of lava flows and pateras on Io are comparable with volcanic structures on Earth. This project attempts to answer this question by determining the morphological characteristics of selected terrains on Io. To do so, remote sensing images were analyzed and areas corresponding to lava flows and pateras on Io were located. In addition, morphometric measurements were made, and, from these, rheological properties were inferred and compared with terrestrial analogues in Hawaii (Mauna Loa and Kīlauea) and Iceland (Sundhnúkur and Fagradalsfjall), for which morphometric measurements were also made. The results revealed that some of the volcanic structures on Io have higher effusivity rates and lower viscosities than those on Earth. This study provides information on volcanic activity on this moon and how its surface expression relates to its internal dynamics, an important factor in understanding the origin and evolution of solid bodies in the solar system.

* Bachelor Thesis

¹ Faculty of Physical-Chemical Engineering. School of Geology. Undergraduate program. Director: Dayana Andrea Schonwalder Angel. PhD in Geology Co-director: Juan David Hernández Montenegro. PhD candidate in Geology.

Introducción

Ío es el satélite galileano más interno de Júpiter y fue descubierto en 1610 por Galileo Galilei, junto con otras tres lunas, Europa, Ganímedes y Calisto. Ío es el cuerpo vulcanológicamente más activo del sistema solar (Pommier, *et al.*, 2022). Presenta paisajes coloridos, más de 400 respiraderos volcánicos, 125 montañas, depresiones, planicies, flujos de lavas y depósitos de productos volcánicos (Williams *et al.*, 2011).

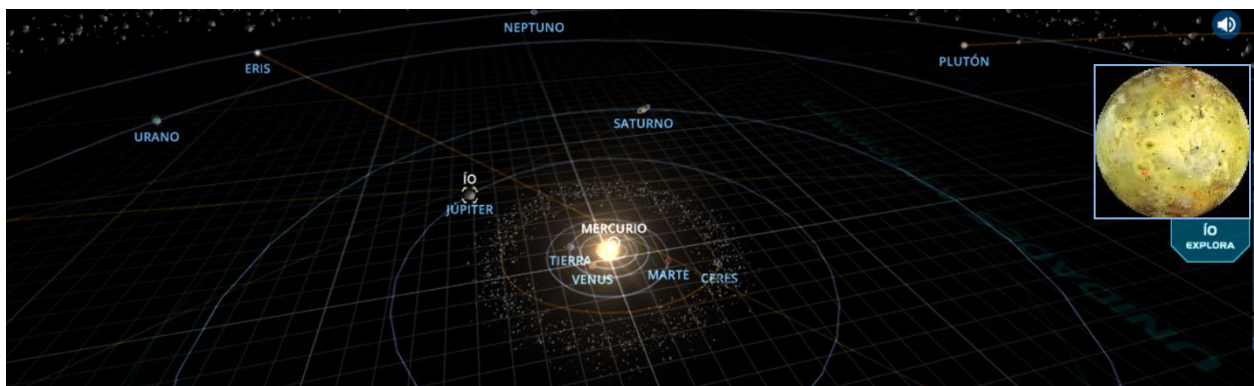
Aunque Ío ha sido estudiado de cerca por nueve naves espaciales; Pioneer 10 (1973), Pioneer 11 (1974), Voyager 1 y 2 (1979), Ulysses (1992), Galileo (1996), Casini (2000), New Horizons (2007) y Juno (2016) (Andersson, *et al.*, 1974; Soderblom, *et al.*, 1980; Sandel, *et al.*, 1979; Bird, *et al.*, 1992; McEwen, *et al.*, 2000; Steffl, *et al.*, 2004; Tsang, *et al.*, 2014); no fue hasta el descubrimiento de su actividad volcánica por el Voyager 1 y las imágenes de la sonda espacial Galileo, que el conocimiento de Ío evolucionó ampliamente (Lopes, *et al.*, 2023). Con la captura de imágenes de los instrumentos de Galileo y Voyager fue posible obtener imágenes en falso color y color real, un modelo digital de elevación que abarca el 75% de la superficie en Ío, mapas de la geología, imágenes con puntos calientes, campos de gravedad, densidades, entre otros (White, *et al.*, 2014; Lopes, *et al.*, 2023).

En la actualidad, se cree que el calentamiento por mareas es la principal fuente térmica que alimenta la vulcanología en Ío (Khurana, *et al.*, 2011). Estudiar las expresiones superficiales del vulcanismo y relacionarlas con la estructura interna de Ío es importante para comprender el proceso de diferenciación en otros cuerpos sólidos, a partir de la formación y solidificación de un océano de magma (Elkins-Tanton, 2012). En este trabajo de grado se abordaron algunos de los aspectos de la actividad volcánica de Ío, por medio de interpretación de imágenes satelitales se

caracterizaron morfológicamente flujos de lavas y pateras (equivalentes a calderas volcánicas terrestres). Posteriormente, se buscaron comportamientos generales del vulcanismo en Ío a través de análisis comparativo con estructura similares en Hawái e Islandia. Dichas estructuras terrestres, formadas a partir de erupciones de lavas básalticas, poco viscosas y con bajo contenido de volátiles (Cashman *et al.*, 2013., Thordarson & Larsen, 2007), fueron propuestas en este proyecto como análogos de las formaciones volcánicas de Ío, porque se infiere que el vulcanismo en Ío ocurre con características similares (Stansberry, *et al.*, 1997; McEwen, *et al.*, 1998). Teniendo en cuenta lo anterior se planteó la pregunta de investigación ¿Cuáles son las características morfológicas de flujos de lava y pateras en Ío y cómo se comparan con análogos terrestres?

Figura 1

Ubicación de Ío en el Sistema Solar. En el borde derecho se observa Ío, donde se puede apreciar la variabilidad de colores en su superficie. El punto luminoso del centro de la imagen es el Sol. Hacia la derecha del sol se localiza Ío. Adaptado de la App Solar System Scope (2023).



Ío representa una pieza clave para entender la formación temprana de otros cuerpos rocosos que, se cree, han pasado por etapas de diferenciación en las que un océano de magma pudo haber existido—p.ej., la Luna, Marte, Venus, Mercurio e incluso la Tierra (Elkins-Tanton, 2012; Solomatov, 2007; Greenwood, *et al.*, 2005). Además, la existencia de océanos de magma

no es exclusiva de planetas rocosos, sino que pudo haber sido un fenómeno común en asteroides durante las etapas iniciales del sistema solar (Greenwood, *et al.*, 2005; Tonks & Melosh, 1993, Keane, *et al.*, 2021). La exploración e investigación de Ío ofrece una oportunidad única para generar nuevos conocimientos respecto a la génesis planetaria, arrojando indicios claves a los procesos que dieron origen a los cuerpos celestes dentro del sistema solar, y potencialmente, en otros también.

1. Objetivos

1.1 Objetivo general

Determinar las características morfológicas de flujos de lava y pateras, de la luna Ío de Júpiter, usando imágenes de sensores remotos y análogos terrestres para evaluar los posibles procesos de formación que dieron origen a estas estructuras geológicas.

1.1 Objetivos específicos

Interpretar imágenes de sensores remotos para localizar zonas correspondientes a flujos de lava y pateras de probable composición basáltica y komatiítica en Ío.

Cartografiar y realizar mediciones morfométricas usando imágenes de sensores remotos para definir parámetros geométricos de los flujos de lava y Pateras seleccionados en Ío.

Establecer relaciones entre los rasgos morfológicos de los terrenos volcánicos en Ío con composiciones inferidas y a partir de ello plantear posibles propiedades reológicas de las lavas.

3. Marco teórico

3.1 Observación de Ío a través de los años

Ío fue descubierto del 7 al 13 de enero de 1610 por el científico italiano Galileo Galilei, quien realizaba observaciones astronómicas cuando se percató de cuatro puntos tenues en los alrededores de Júpiter, hoy se conocen como los satélites galileanos, Ío, Europa, Ganímedes y Calisto (Zik, *et al.*, 2020)

La historia de exploración espacial de Ío inicia en 1973, con la sonda Pioneer 10 y Pioneer 11, (1974), que realizaron las primeras mediciones de densidad cerca al satélite (Andersson, *et al.*, 1974). Los indicios de actividad volcánica significativa en Ío fueron revelados por imágenes del Voyager 1 en marzo de 1979, las cuales registraron una erupción volcánica (Soderblom, *et al.*, 1980) que revolucionaría el conocimiento vulcanológico extraterrestre. En Julio de ese mismo año, Voyager 2 registró imágenes espectrales del ultravioleta durante un sobrevuelo más retirado de Ío (Sandel, *et al.*, 1979). En 1992, en la trayectoria de la nave espacial Ulysses se encontró una corriente de partículas del plasma torus de Ío (Bird, *et al.*, 1992). A finales de los 90's y principios de los 2000's, la nave Galileo observó a Ío, otorgando más de 100 imágenes de alta resolución (de 5 a 500 metros por píxel) (McEwen, *et al.*, 2000). El espectrógrafo de imágenes ultravioleta (UVIS) de Cassini produjo datos espectrales de Ío en el 2000 (Steffl, *et al.*, 2004) mientras viaja hacia Saturno. En 2007, New Horizons estudió la superficie de Ío, obtiene uno de los inventarios más completos de las columnas activas y puntos calientes (Tsang, *et al.*, 2014). Desde el 2016, Juno ha estado en órbita con Júpiter, documentando fuentes de calor de Ío con el instrumento JIRAM (Jovian InfraRed Auroral Mapper) de la sonda. Sin embargo, no fue hasta el 30 de diciembre de 2023 que Juno sobrevoló a Ío a 1500 km de la superficie, el sobrevuelo más cercano hasta el momento; algunas de las imágenes fueron reveladas por la Galería De Procesamiento De Imágenes de la NASA en febrero de 2024.

3. 2 Características generales de Ío

Ío es la luna galileana más interna y el tercer satélite más grande de Júpiter (Figura 2); en tamaño es comparable con la Luna terrestre (Tabla 1), que es solo 0.8 veces más pequeña que Ío (Archinal, *et al.*, 2018). Ío es reconocida por ser el cuerpo sólido con mayor actividad volcánica

del sistema solar (Lopes, 2014). Esta actividad es el resultado del flujo de calor interno; el cual, podría estar asociado a la interacción entre Ío y los cuerpos más cercanos (Lopes, 2014). Europa y Ganímedes mantienen la excentricidad de la órbita de Ío por medio de la resonancia orbital, sometiéndolo así a mareas gravitacionales extremas ejercidas por Júpiter, provoca una fricción tal que se puede generar el calor suficiente para producir fenómenos vulcanológicos (Lopes, *et al.*, 2023).

Figura 2

Diagrama de orbitas de los satélites galileanos. Ío es el tercer satélite más grande de Júpiter, se encuentra en resonancia de Laplace en proporción 4:2:1 con Europa y Ganímedes, es decir que, mientras Ío orbita cuatro veces a Júpiter, Europa lo orbita dos y Ganímedes una vez. Ío es el punto señalado en gris.

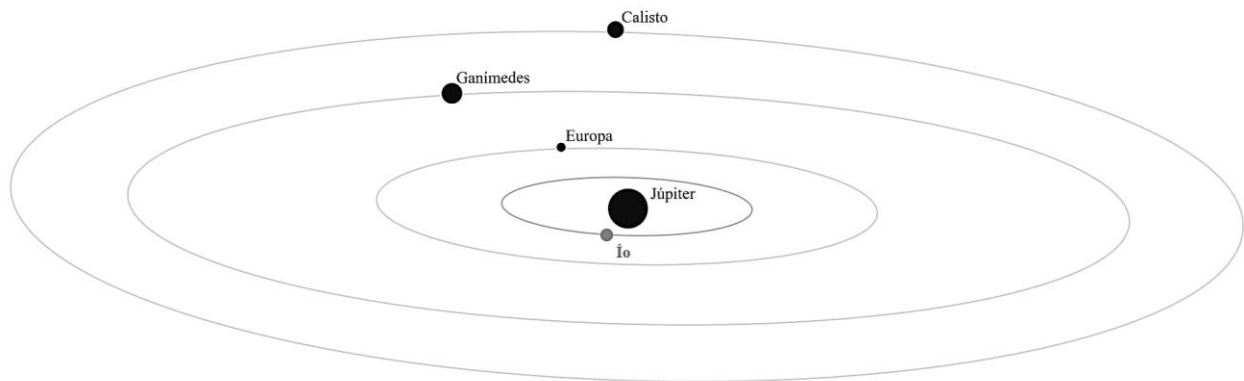


Tabla 1

Principales parámetros físicos de la Tierra, la Luna, Marte e Ío.

Cuerpo solido	Radio (km)	Masa (kg)	Densidad (kg/cm ³)	Factor de momento de inercia	Gravedad (m/s ²)
Tierra	6371.0084 ± 0.0001	5.97217 ± 0.00028 × 10 ²⁴	5.5134 ± 0.0003	0.3307	9.807
Luna	1737.4 ± 0.1	7.342 × 10 ²²	3.344 ± 0.001	0.3929 ± 0.0009	1.62
Marte	3389.50 ± 0.2	0.641691 ± 0.000030 × 10 ²⁴	3.9340 ± 0.0007	0.3644 ± 0.0005	3.71
Ío	1821.6 ± 0.5	8.9320 ± 0.0013 × 10 ²²	3.528 ± 0.003	0.37824 ± 0.000 22	1.796

Nota: Adaptado de Archinal, *et al.* (2018) y Schubert, *et al.* (2004).

El calor interno de Ío podría ser disipado de manera fluida y/o sólida radialmente a través de la litosfera (Breuer, *et al.*, 2022). En la Tabla 2 se muestran Parámetros de la estructura interna en Ío en caso de existir disipación sólida (sin océano de magma) o fluida (Con océano de magma). En la disipación fluida, la expresión vulcanológica superficial estaría concentrada en latitudes bajas (Figura 3); según Peale, *et al.* (1979) es posible que la disipación de la energía de las mareas en Ío originase la fusión de una gran parte de su masa permitiendo la formación un océano de magma que alimenta la superficie. En el segundo caso, el manto es considerado rígido, con dos posibilidades: disipación sólida en la astenosfera, donde el calor concentrado se encuentra en los puntos sub y antijovianos (Punto cercano y lejano respectivamente) 0°W y 180°W (Figura 3); y la disipación sólida en el manto profundo, con calor máximo en los polos norte y sur y mínimo en los puntos subjovianos y antijoviano (Breuer, *et al.*, 2022) (Figura3). Para Tackley, *et al.* (2001), Se espera que Ío se encuentre en algún punto intermedio entre estos dos casos. Ya que, en el modelo fluido, el calor superficial es muy bajo en latitudes altas, lo que es incoherente con los volcanes registrados en esta región de Ío; por lo que, considerar un componente adicional del modelo sólido de manto profundo puede ser una opción (Breuer, *et al.*, 2022).

Figura 3

Mapas de modelos de disipación de las mareas prevista en Ío en función de la latitud y la longitud. Mapas sugeridos para tres hipótesis: (a) calentamiento de las mareas concentrado completamente en el manto profundo, (b) calentamiento de las mareas concentrado completamente en la astenosfera (superficial) y (c) calentamiento de las mareas concentrado en un océano de magma. Tomado de Kleer, et al. (2019).

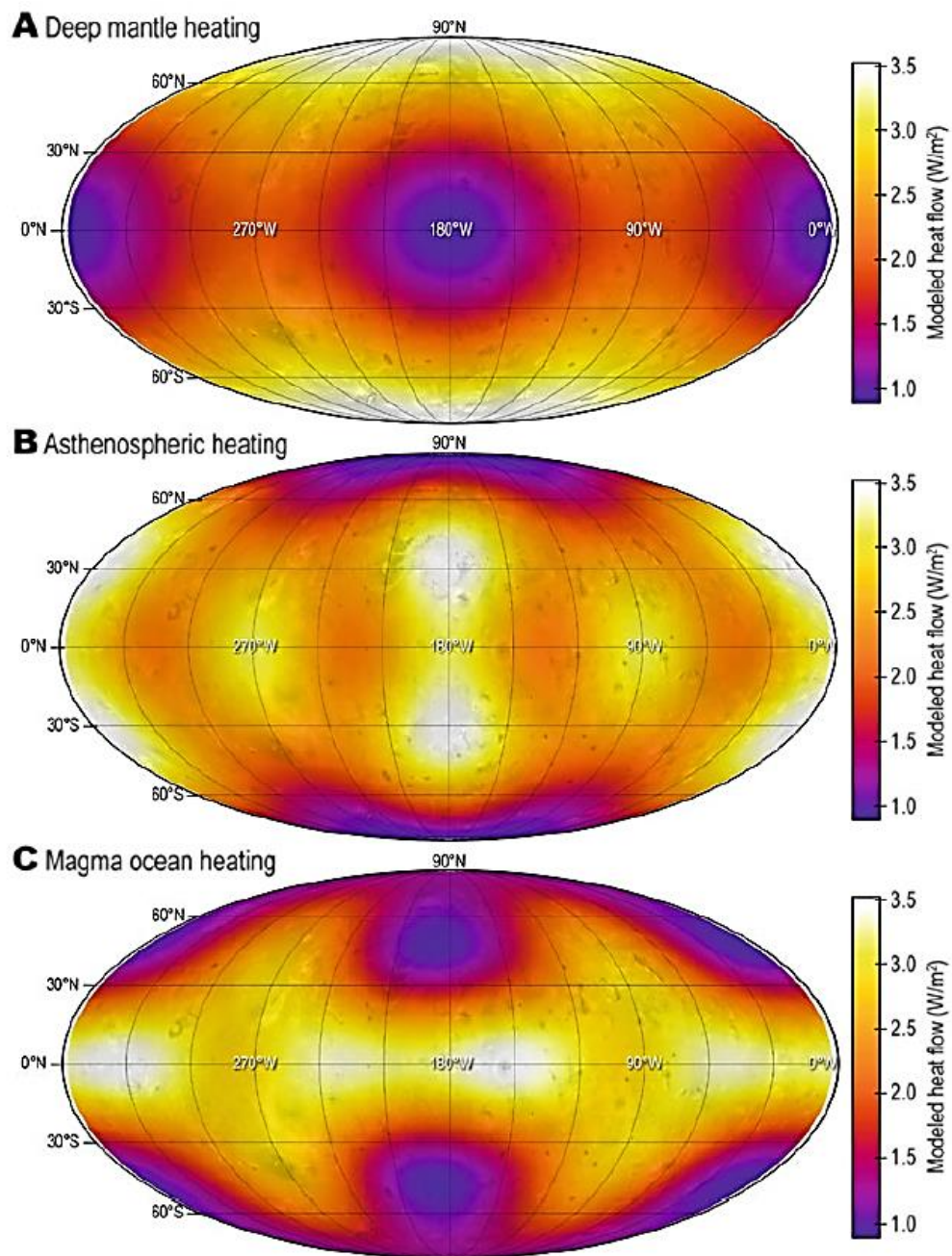


Tabla 2*Parámetros de la estructura interna en Ío.*

Capa	Radio (km)	Densidad (g/cm ³)	
Núcleo	980	5150	
Manto	1741.6	3200	sin océano de magma
Astenosfera	1791.6	3000	
Litosfera	1821.6	2700	
Núcleo	980	5150	
Manto	1741.6	3200	Con océano de magma
Astenosfera	1766.6	3000	
Océano de magma	1791.6	2900	
Litosfera	1821.6	2700	

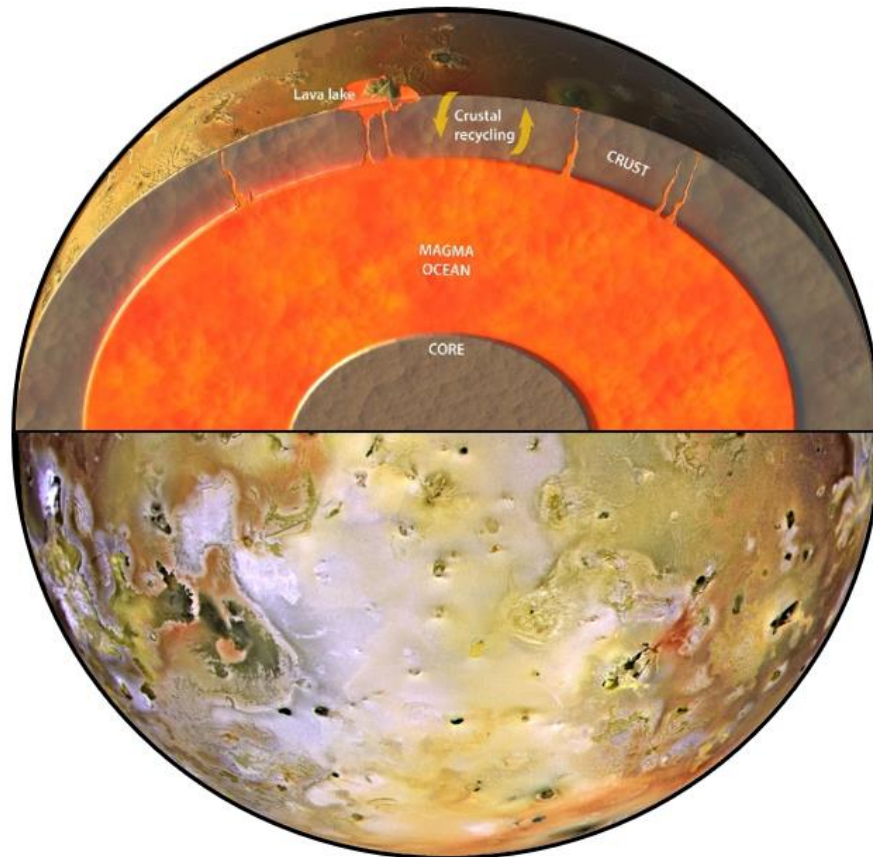
Nota: Adaptado de Segatz, *et al.* (1988) y Hamilton, *et al.* (2013). En: Lopes, *et al.* (2023).

3.3 Estructura y composición de Ío

Las misiones de Voyager y Galileo han facilitado el estudio composicional de Ío a partir de mediciones geofísicas. La medición de la forma, los campos de gravedad y el momento de inercia han sido esenciales para comprender la estructura interna (Figura 4) y evolución de la luna joviana (Lopes, *et al.*, 2023). Los datos del campo de gravedad y momento de inercia indican que el núcleo de Ío tiene una composición rica en hierro o sulfuro de hierro (Moore, *et al.*, 2007). El modelo del campo magnético inducido de Ío parece ser inconsistente con un manto completamente sólido, y sugiere en cambio la existencia de una capa parcialmente fundida (fracción fundida $\geq 20\%$) ≥ 50 km de espesor, a ~ 50 km de la superficie. Esta región tendría silicatos con predominio de olivinos (Sohl, *et al.*, 2002; Breuer, *et al.*, 2022). Por otro lado, el análisis isostático de la topografía, las características tectónicas (Moore, *et al.*, 2007) y densidad (Sohl, *et al.*, 2002) de Ío llevan a la estimación de que la litosfera tiene un espesor de entre 20 y 50 km (Moore, *et al.*, 2007) de composición silíceo (Keszthelyi, *et al.*, 2007 y Sohl, *et al.*, 2002).

Figura 4

Posible estructura interna de Ío según la hipótesis del océano de magma. Figura no a escala. Adaptado de Carter., Keane, (2019) y de la misión espacial de Galileo, NASA (1997) en falso color.



El estudio de condritas también es muy importante para realizar inferencias de las composiciones de cuerpos planetarios. (p.ej., Weisberg, *et al.*, 2006; Wasson, 1985). Las condritas son meteoritos provenientes de fragmentos de asteroides indiferenciados (Berlin, 2010), que fueron formados a partir de materiales primitivos del disco protoplanetario (p.ej., Trigo, *et al.*, 2013; McDonough, *et al.*, 1995). Dichos materiales corresponden a cóndrulos (esférulas ígneas), matriz (material de grano fino), inclusiones refractarias y granos metálicos y sulfuros (Berlin, 2010). Para el caso de Ío se han evaluado condritas metálicas, ordinarias y carbonosas (Lewis, 1982; Anderson, *et al.*, 2001) sin embargo, dados los datos de densidad y momento de inercia (Tabla 1) el modelo más posible sugiere que la composición de Ío proviene

de una condrita típica (Lopes, *et al.*, 2023). En este modelo el núcleo albergaría más azufre que el manto y corteza; el manto conservaría su composición primitiva y al menos la parte superior tendría fusión parcial; la corteza estaría compuesta de rocas basálticas con capas gruesas de volátiles sulfurosos (Lopes, *et al.*, 2023).

El material de formación de Ío provendría de un disco de acreción circunjoviano de la nebulosa solar (Lopes, *et al.*, 2023). De manera que, Ío probablemente surge a partir de una mezcla “cuasi-solar” de sólidos refractarios, metales y silicatos (Lopes, *et al.*, 2023). La fusión parcial de este material primitivo habría permitido la formación del núcleo y manto en Ío, en donde compuestos densos y ricos en hierro (o en FeS) se separaría del silicato menos denso (Breuer, *et al.*, 2022). Aunque no es claro si el calor es generado por la acreción de materiales, las fuerzas de marea o impactos de meteoritos (Breuer, *et al.*, 2022), es posible que este calentamiento cause fusión de peridotitas del manto produciendo magma. Dicho magma asciende hacia la superficie y se enfría, creando la corteza, a medida que se enfría y cristaliza (Breuer, *et al.*, 2022). Los minerales más densos se concentran en el núcleo; por lo que es factible que Ío este altamente diferenciado, con una litosfera basáltica sobre una zona de fusión parcial y a mayor profundidad un manto de peridotita (Carr, 1986).

Se estima que la composición de las lavas en Ío es predominantemente máfica a ultramáfica (McEwen, *et al.*, 1998). Además, en su superficie se han identificado compuestos de sulfuro (Stansberry, *et al.*, 1997; McEwen, *et al.*, 1998). Las mediciones de temperatura obtenidas por espectrómetros y telescopios terrestres infrarrojos (OSIRIS y IRTF, respectivamente) la nave espacial Galileo, a través del espectrómetro de mapeo de infrarrojo cercano (NIMS) y el Solid-State Imager (SSI), en longitudes de onda de entre 0.7 - 4.8 micras, y 5 - 20 micras, revelaron la presencia de lavas de alta temperatura (Davies, *et al.*, 2010 en Lopes

et al 2023). Las imágenes muestran temperaturas superiores a 1400 K (1127 °C) (Stansberry, *et al.*, 1997), lo cual concuerda con las temperaturas típicas de lavas máficas, y considerando que, estas temperaturas superan los 393 K (120 °C), el punto de fusión del azufre, se sugiere que los compuestos de azufre son menos abundantes en Ío (Stansberry, *et al.*, 1997; Lopes, *et al.*, 2023). En junio de 1997, SSI captó temperaturas de hasta 2000 K (1727 °C) en Pillan Patera (McEwen, *et al.*, 1998). Lo que significaría la posible presencia de lavas ultramáficas ricas en magnesio, ya que las lavas máficas típicamente no exceden los ~1500 K (1227 °C) (Lopes *et al.*, 2023). Además, se identificó tentativamente ortopiroxeno rico en magnesio en los flujos de lava asociados con estos puntos calientes respalda esta teoría (McEwen, *et al.*, 1998).

3.4 Geología de Ío

Se han establecido 5 características geológicas principales en Ío, diferenciadas por el albedo, el color (composición) y la morfología, estas son: llanuras, flujos de lava, pátera, montañas y depósitos difusos (Lopes, *et al.*, 2023). Aunque otros factores como el tectonismo y la erosión modelan el paisaje del satélite, estas características están asociadas mayoritariamente a procesos volcánicos. En tabla 3 se resumen las características geológicas y sus propiedades.

Dentro de las características estructurales de Ío se encuentran crestas, escarpes, surcos, montañas, mesas, pozos, graben y lineamientos (Lopes, *et al.*, 2023). Las crestas en llanuras serían causadas por fracturas tectónicas originadas por la flexión de las mareas y depósitos ricos en volátiles. (Bart, *et al.*, 2004). Las pendientes y escarpes de Ío se evidencian como derrumbes y deslizamientos de erosión por sublimación (Moore, *et al.*, 2001). Ahern, *et al.* (2017) indica que la formación de montañas en Ío se da por procesos a escala global y local de la combinación de

tensiones, compresión, transtensión y extensión de la corteza (que también generan lineamientos), carga volcánica y flexión de marea.

Tabla 3

Principales características geológicas de Ío. Se señalan en gris las características de flujos de lava y pateras. El enfoque de este trabajo fueron los compuestos señalados de posible composición máfica.

Característica	Superficie ocupada	Descripción	subunidades	Composición principal
Llanuras	≈ 60%	Sus componentes principales son antiguos flujos de lava, depósitos piroclásticos y gases condensados (alterados por la radiación y enterrados por materiales volcánicos más jóvenes).	Llanuras blancas	SO ₂
			Llanuras amarillas	Materiales ricos en azufre.
			Llanuras café rojizas	Compuestas por las otras dos, pero con una alteración de la radiación mayor (en zonas polares y latitudes altas) o enriquecida en polimorfos de azufre.
			Llanuras estratificadas	Compuestas por las otras tres unidades + escarpes delimitadores (indicativos de erosión).
Flujos de Lava	≈28%	Alargados, lobulados con márgenes agudos, curvilíneos a crenulados, y contactos agudos con las unidades circundantes.	Flujos oscuros	Lavas de silicato.
			Flujos brillantes	Azufre o, más raramente, flujos de SO ₂ .
			Flujos indiferenciados	Compuestos por cualquiera de los otros dos tipos, pero con albedos intermedios cubiertos por materiales más recientes.
Pateras	≈2%	Depresiones vulcano-tectónicas (parecidas a las calderas terrestres), suelos están cubiertos de coladas o lagos de lava. Se han cartografiado 425 pateras en imágenes de la Voyager y Galileo (Becker y Geissler 2005). Son la fuente de la mayoría de los puntos calientes de emisión térmica detectados en la luna.	Pateras oscuras	Lavas de silicato.
			Pateras brillantes	Azufre o, más raramente, flujos de SO ₂ .
			Pateras indiferenciadas	Compuestos por cualquiera de los otros dos tipos, pero con albedos intermedios cubiertos por materiales más recientes.
Montañas	≈3%	Altura variable, entre de 1 a 18 km de altura (Schenk., <i>et al.</i> 2001). Originadas por una combinación de tensiones en la litosfera, compresión, transtensión y extensión.	Tholi (cúpulas o escudos de origen volcánico).	
			Lineales (surcos, crestas y picos bien definidos. Corteza autóctona elevada tectónicamente).	
			Moteadas (colinas y lóbulos en forma de cúpula. Materiales desplazados por movimientos masivos).	
			Indiferenciadas (sin características distintivas. No se pueden mapear por la baja calidad de la imagen).	

Depósitos difusos	≈18%	Compuestos de cenizas piroclásticas y gases condensados de erupciones explosivas	Depósitos Rojos	Azufre de cadena corta.
			Depósitos blancos	SO ₂
			Depósitos amarillos	Cenizas de azufre.
			Depósitos negros	Cenizas de silicato.
			Depósitos verdes	Productos de alteración de silicato de azufre).

Nota: Información tomada de Lopes, *et al.* (2023).

Los colores de la superficie de Ío (Tabla 3) han sido asociados a su composición. Por ejemplo, los depósitos difusos de tonos claros son relacionados con SO₂ condensado en ceniza; el S₃ y S₄ son de colores rojizos, estas moléculas son derivadas del S₂ de columnas eruptivas, que es inestable en la tenue atmosfera de Ío (Greeley, 2007). Los suelos de áreas negras obedecerían a pateras de volcanes silíceos, datos lógicos con los estudios de las temperaturas obtenidas de Ío (véase apartado 3.3) (Greeley, 2007).

Muchas de las estructuras volcánicas en Ío son activas en la actualidad, tanto así que según Greeley (2007) algunos de los volcanes identificados en la misión Voyager se reconocieron activos 28 años después durante el sobrevuelo de la New Horizons y es probable que continúen activos. De hecho, el proceso de renovación volcánica en Ío es alto, su tasa de renovación o resurgimiento volcánico (velocidad a la que la actividad volcánica modifica la superficie de un cuerpo planetario) calculada es de 1cm / año (Johnson, *et al.*, 1979) y se estima que las tasas de flujo pueden variar entre 2000 y 7000 m³/s, para Pillan Patera (Williams, *et al.*, 2001) con densidades de flujos de lava de 2600 kg/m³ para lavas basálticas (Davies, 1996). Por lo que, no parece haber cráteres de impacto en su superficie. Si bien el satélite pudo haber experimentado el impacto de otros cuerpos rocosos, los cráteres que se habrían formado fueron enterrados rápidamente por el material volcánico (Lopes, *et al.* 2004). En este proyecto se asumirán los datos de flujos de lava de Pillan Patera para otros terrenos volcánico ya que no se encontraron más valores disponibles.

3.5 Comparaciones con la Tierra

Ío es significativamente más pequeño que la Tierra, su radio es 1/5 el radio terrestre, mientras que su masa representa apenas el 1.5% de la masa terrestre. La densidad de Ío también contrasta significativamente con la de la Tierra ($\sim 3.9320 \text{ kg/m}^3$ para Ío vs. $\sim 5.97217 \text{ kg/m}^3$ para la Tierra; Tabla 1; Archinal, *et al.*, 2018). La diferencia de densidad entre estos dos cuerpos y los valores estimados de sus momentos de inercia permiten inferir diferencias en su estructura interna.

La Tierra tiene cuatro capas principales: i) el núcleo interno (sólido) compuesto de hierro y níquel, ii) el núcleo externo (líquido) formado de hierro y níquel fundidos, iii) el manto de silicato, que contiene olivino, wadsleyita, rinwoodita en la parte superior y bridgmanita en la inferior, iv) la corteza, conformada principalmente de basalto en su parte oceánica y granito en la continental (Sharkov, *et al.*, 2023). Por otro lado, Ío posee: i) un núcleo de hierro o sulfuros de hierro (Fe = 10-14%), en el caso hierro metálico su densidad sería $\sim 8000 \text{ kgm}^{-3}$ y en el caso de sulfuro de hierro sería $\sim 5150 \text{ kgm}^{-3}$, lo que representaría entre 1/10 y 1/5 (respectivamente) de la masa total; en cambio, la densidad del núcleo de la tierra es $\sim 10000 \text{ kgm}^{-3}$ y su masa es 1/4 del total (con 70% de Fe). ii) Un manto rico en silicatos de magnesio con densidad $\sim 3200 \text{ kgm}^{-3}$. iii) una litosfera de basalto y azufre, su densidad $\sim 2700 \text{ kgm}^{-3}$ (Moore, *et al.*, 2007).

La Tierra posee un campo magnético que protege la superficie de radiación cósmica, una atmosfera densa y la temperatura media superficial de $\sim 15^\circ\text{C}$, necesaria para la existencia de agua líquida (Lineweaver, *et al.*, 2012). Mientras tanto, Ío no se encuentra en la zona habitable, es uno de los cuerpos con menos contenido de agua del sistema solar, la temperatura de la superficie es de -143°C aproximadamente, aunque posee atmosfera, no tiene campo magnético

propio (es inducido por Júpiter) y el vulcanismo constante y la intensa radiación que alcanza su superficie hacen de Ío un destino poco probable para la vida (Vidmachenko, 2018).

Si bien estos dos cuerpos presentan importantes diferencias, los dos tienen regiones en las que la actividad volcánica actual es similar. En la Tierra existe gran variedad de volcanes, la dinámica del planeta y sus diferentes ambientes permite el desarrollo de procesos dan origen a esta diversidad, desde la formación del magma, hasta su ascenso a la superficie. En la Tierra, el vulcanismo es resultado de la energía térmica interna (Sigurdsson, *et al.*, 1999). En el manto, se forma el magma a partir de la fusión parcial de rocas peridotíticas (Johnson, *et al.*, 2017). Entre los mecanismos de fusión se encuentran la fusión por descompresión, comúnmente asociada a magmatismo intraplaca y de centro de expansión. Y también por reducción del punto de fusión parcial, asociado a zonas de subducción (Sigurdsson, *et al.*, 1999).

Las composiciones terrestres del magma volcánico se dividen en máficos, intermedios y félsicos (Tabla 4; Cashman & Sparks, 2013). En límites divergentes de corteza oceánica se suelen encontrar rocas volcánicas máficas y ultramáficas; en límites convergentes, se desarrollan arcos volcánicos de composición máfica (arcos oceánicos), félsica y más comúnmente andesíticas (arcos continentales); en zonas intraplaca, el magmatismo es frecuentemente máfico (Sigurdsson, *et al.*, 1999). En este proyecto se analizaron volcanes máficos de Hawái e Islandia, que fueron comparados con terrenos volcánicos de Ío, caracterizados por flujos de lavas y pateras de probable composición basáltica y/o komatiítica (Le Bas, 2000).

Tabla 4

Tipos de magmas volcánicos según su composición.

Composición del magma	SiO₂ wt%.	Viscosidad	wt% Volátiles	Se forman
Máfico (básaltico)	Bajo (~50)	Baja	Bajo (1-2)	Volcanes en escudo, llanuras básicas, conos de ceniza
Intermedio (andesítico)	Intermedio (~60)	Intermedia	Intermedio (3-4)	Conos compuestos
Félsico (gránitico)	Alto (~70)	Alta	Alto (4-6)	Domos volcánicos, coladas piroclásticas

Nota: Adaptado de Tarbuck, E. J. *et al* (2005).

Los volcanes máficos tienen erupciones efusivas de lavas con extensiones variables (Tabla 4) debido a la baja viscosidad y el bajo contenido de gases disueltos (Cashman & Sparks, 2013). Algunos ejemplos son el vulcanismo en Hawái e Islandia. Los volcanes en estas regiones son comúnmente de tipo escudo (Sigurdsson, *et al.*, 1999; Cashman & Sparks, 2013). Estos pueden generar la formación de calderas debido al colapso del edificio volcánico por el rápido drenaje de magma desde las regiones de almacenamiento en las cumbres hacia los puntos de emisión de los flancos inferiores (Gudmundsson, 1987). Las pateras en Ío pueden ser interpretadas como el equivalente de las calderas de volcanes en escudo terrestres (Lopes, *et al.*, 2023).

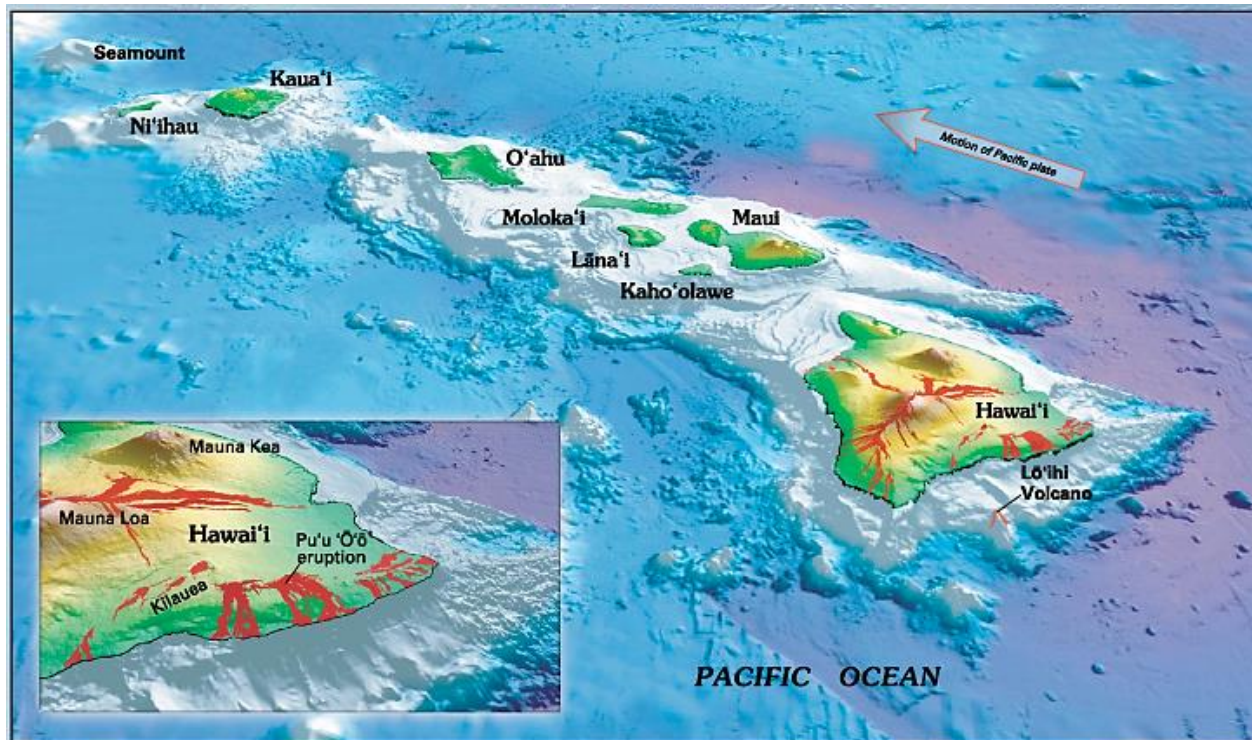
3.5.1 Posibles análogos terrestres

Los flujos de lava son fundidos silicatos que han hecho erupción en la superficie. En Ío los flujos de lava representan una de las unidades morfológicas identificadas (Tabla 3) y cubre alrededor del ~ 28% de la superficie. Hawái e Islandia pueden ser análogos terrestres de los flujos observados sobre la superficie de Ío (Lopes, *et al.*, 2023).

Las islas hawaianas hacen parte de una larga cresta submarina conocida como Hawaiian Ridge-Emperor Seamount Chain, formada por erupciones de lava fluida a lo largo de los últimos ~ 43 Ma (Tilling, *et al.*, 2010). Según Wilson (1963) en Cashman & Sparks (2013) esta cadena volcánica está ubicada en la placa del Pacífico sobre un punto caliente. A medida que las islas se desplazan hacia el noroeste, son aisladas de la fuente de magma (punto caliente), dejándolas vulcanológicamente inactivas (Tilling, *et al.*, 2010). Se estima que las islas más antiguas tienen aproximadamente $\sim 5,6$ Ma y las más jóvenes, en el sureste (Figura 5), menos de 0,7 Ma (Tilling, *et al.*, 2010). Los volcanes hawaianos (Kohala, Mauna Kea, Hualalai, Mauna Loa y Kīlauea) son tipo escudo, donde la lava fluye comúnmente desde el cráter principal en la cumbre (Tilling, *et al.*, 2010). Los productos eruptivos reconocidos son lavas tipo pāhoehoe (superficies lisas, onduladas o fibrosas) y ‘a ‘ā (superficies rugosas); ceniza y escoria (Tilling, *et al.*, 2010).

Figura 5

Diagrama de las Islas hawaianas. Comúnmente llamadas así por Hawái, la isla más joven y grande de la cadena volcánica. Esta se extiende a largo de 650 km desde Ni'ihau. Las áreas en rojo simbolizan los flujos de lava más representativos de Hawái. Finalmente, el monte submarino Lō'ihī, es el volcán más joven de Hawái, se encuentra a unos 950 m bajo el mar. Tomado de Robinson (2006).



Las zonas de estudio seleccionadas en Hawái se localizan en los volcanes Mauna Loa y Kīlauea. Son los volcanes en escudo más productivos en la Tierra, alcanzando una tasa de 8000 m³ de lava por siglo (Sigurdsson, *et al.*, 1999). Aunque estos dos volcanes comparten una fuente de magma como resultado del mismo punto caliente, cada uno de ellos posee una cámara magmática distinta (Dvorak & Dzurisin, 1993).

Mauna Loa tiene un área de ~5271 km² y volumen de ~40000 km³ (Lockwood & Lipman, 1987). Su elevación actual es de 4169 m sobre el nivel del mar y 8000 m sobre el fondo oceánico, a esto se le puede sumar otros 4000 m debido al hundimiento de su base generado por su por su masa; por ende, se le considera el volcán terrestre más grande (Sigurdsson, *et al.*,

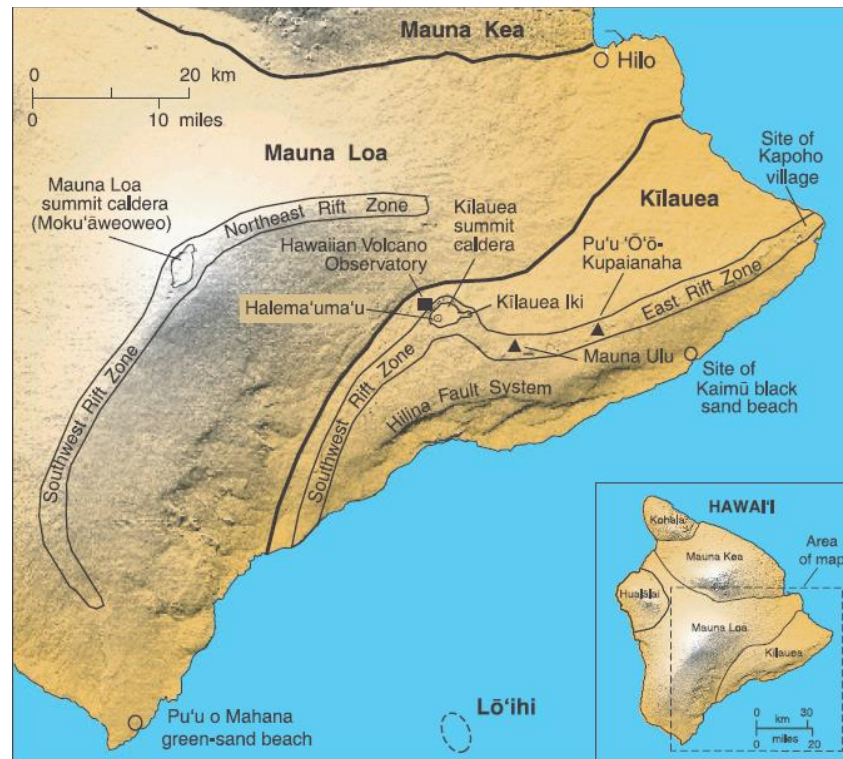
1999). La tasa de efusión volumétrica oscila entre 1 y 1000 m³/s con densidad 2600 kg/m³ (Rowland, *et al.*, 2005; Harris, *et al.*, 1998). La composición es predominantemente basáltica (SiO₂ wt entre el 46 y 52 %; Wright, 1971), con temperaturas de lavas que oscilan entre 1100 °C y 1200 °C (Lockwood & Lipman, 1987). Las lavas contienen olivino, piroxeno y plagioclasa, con bajas cantidades de sílice, como sus fases minerales principales, son típicamente poco viscosa, formando flujos de lava extensos (Tilling, *et al.*, 2010).

Kīlauea es significativamente más pequeño, su área cubre ~1500 km² y el volumen estimado es de 25000 a 35000 km³ (Tilling, *et al.*, 2010). La tasa de efusión volumétrica tiene un rango de 0,51 y 2,33 m³/s con densidad 2600 kg/m³ (Harris, *et al.*, 1998) Sus erupciones son más frecuentes, pero menos voluminosas en comparación a Mauna Loa (Dvorak & Dzurisin, 1993). Composicionalmente abundan los basaltos (SiO₂ wt entre el 46 y 51 %; Wright, 1971) con temperaturas de erupción similares a las de Mauna Loa, ~1150 °C (Harris, *et al.*, 1998), y minerales como olivino clinopiroxeno y plagioclasa. (Tilling, *et al.*, 2010).

La forma característica de estos volcanes escudo (pendientes bajas entre 4° - 8°), se debe a la baja viscosidad de las lavas, las altas tasas de efusión desde los puntos eruptivos en los flancos, y la expansión y hundimiento en la cumbre (Sigurdsson, *et al.*, 1999). En volcanes en escudo poligénéticos es común encontrar calderas de paredes escarpadas, como Moku'āweoweo (6 x 3 km) en el volcán Mauna Loa y la caldera Halema'uma'u (3.5 x 2.5 km) del Kīlauea (Figura 6; Lockwood & Lipman 1987., Tilling, *et al.*, 2010).

Figura 6

Mapa en relieve de la parte sureste de la isla de Hawái. Se observan las calderas y zonas de rift de los volcanes Mauna Loa y Kīlauea. También muestra las ubicaciones del observatorio de Hawái, algunos respiraderos de Kīlauea y el volcán Lo'ihī. Adaptado de (Tilling, et al., 2010).



Por su parte, los volcanes de Islandia se sitúan en una región supramarina de la dorsal oceánica del Atlántico medio, un límite de placas divergentes entre la Placa Euroasiática y Norteamericana (Guðmundsson, 2019). Esta región se caracteriza por su actividad volcánica, producto de un punto caliente estacionario y una zona de rift, lo que genera diversidad en la composición del magma (Guðmundsson, 1987). Se han reportado erupciones de composición basáltica (dominante), andesítica, dacítica y riolítica (Thordarson & Larsen, 2007). Se han identificado alrededor de 30 sistemas volcánicos con calderas, cráteres y numerosas fisuras (Guðmundsson, 2019). También se han encontrado volcanes monogenéticos basálticos y volcanes centrales (poligenéticos) (Thordarson, & Larsen, 2007). El tipo de basalto más común

que se puede encontrar en Islandia es toleita y toleita de olivino (Guðmundsson, 2019). Entre los productos volcánicos los que más destacan son lavas, lavas almohadilladas, ceniza, escoria, tobas hialoclastita y conos de salpicadura (Guðmundsson, 2019).

Las zonas de estudio seleccionadas en Islandia se localizan en la Península de Reykjanes (PR), en los volcanes de Fagradalsfjall y Sundhnúku. PR contiene el cinturón volcánico de Reykjanes compuesto por ocho lineamientos volcánicos, Bláfjöll, Brennisteinsfjöll, Krýsuvík, Trölladyngja, Fagradalsfjall, Svartsengi, Eldvörp y Reykjanes (Figura 8), que han estado activos periódicamente durante los últimos 4000 años (Troll, *et al.*, 2024).

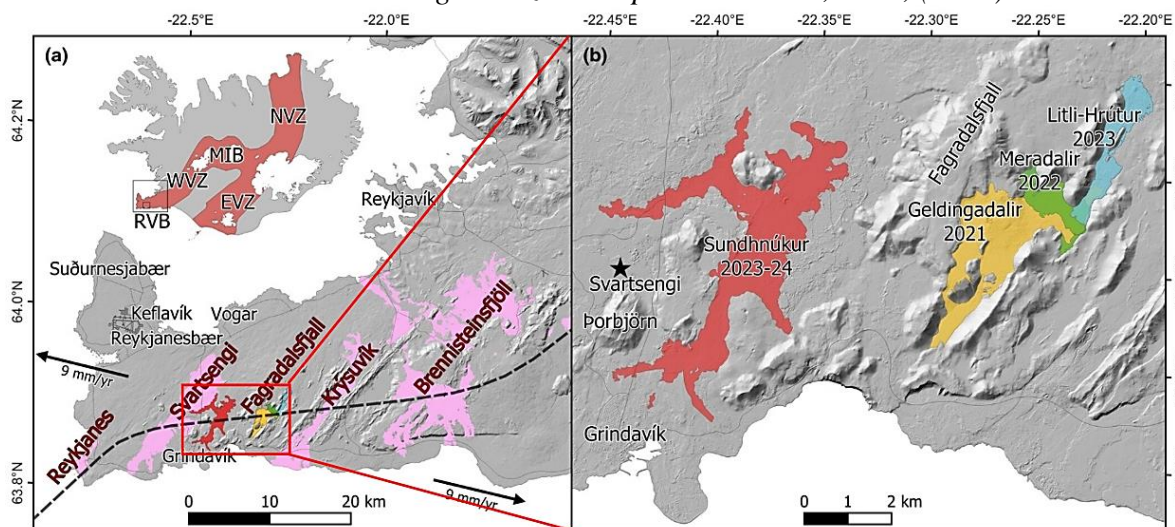
La particularidad de la vulcanología de esta península es que el 19 de marzo del 2021 volvió a presentar actividad volcánica luego de 781 años de relativa inactividad (Pedersen, *et al.*, 2021). Los productos volcánicos de Fagradalsfjall y Sundhnúku de los últimos años presentan semejanzas petrológicas y geoquímicas. Troll, *et al.* (2024) sugieren que estas erupciones podrían estar vinculadas a un sistema de "tuberías" interconectadas, ya que los datos de tomografía sísmica y la ubicación de terremotos indican que las lavas de 2021, originadas por la apertura de una fisura de 180 m en el valle de Geldingadali (Pedersen, *et al.*, 2021), se abastecieron de una zona de acumulación magmática de la corteza (a 9 - 12 km de profundidad) bajo el lineamiento volcánico de Fagradalsfjall. Posteriormente, el magma migró para alimentar las erupciones ocurridas a finales de 2023 e inicios de 2024 en Sundhnúkur, en el Lineamiento Volcánico Svartsengi (Pedersen, *et al.*, 2021).

La composición de estas lavas es predominantemente basáltica con olivinos y piroxenos, de temperaturas aproximadas de 1200 °C (Soldati, *et al.*, 2024). Las tasas de efusión volumétrica para las lavas de Fagradalsfjall del 2021 fueron calculadas por Pedersen, *et al.* (2022), los valores obtenidos oscilan entre 9 y 13 m³/s, la densidad de las lavas de Islandia es 2600 kg/m³

aproximadamente (Chevrel, *et al.*, 2013). En este proyecto estos valores fueron supuestos para la región volcánica Sundhnúkur, ya que no se encontraron más datos disponibles.

Figura 7

Mapa de sombras de Islandia. (a) Mapa de Islandia con las principales zonas de rift (recuadro) y un primer plano de la península de Reykjanes (RP), con los principales lineamientos volcánicos y los campos de lava recientes resaltados. EVZ, Zona volcánica oriental; MIB, Cinturón central de Islandia; NVZ, Zona volcánica septentrional; RVB, Cinturón volcánico de Reykjanes; WVZ, Zona volcánica occidental. (b) Primer plano de parte de la RP que muestra los tres flujos de lava sucesivos de los incendios de Fagradalsfjall que ahora se han unido para crear un único campo de lava más grande (Geldingadalir, amarillo; Meradalir, verde; y Litli-Hrútur, azul) así como el último campo de lava en Sundhnúkur (rojo). La estrella muestra la ubicación de la Laguna Azul. Adaptado de Troll, *et al.*, (2024)



3.6 Geomorfología planetaria

El estudio de la geomorfología planetaria es crucial para la comprensión de los procesos geológicos que modelan las superficies de los cuerpos rocosos, permitiendo realizar inferencias sobre la historia geológica, dinámica interna, composición y condiciones ambientales (Greeley & Bastón, 2007). Esta información se considera vital para el entendimiento de procesos de formación planetaria en el sistema solar y en aquellos sistemas solares en donde exoplanetas rocosos han sido descubiertos recientemente. Además, la caracterización de geoformas en otros

cuerpos del sistema solar podría ser de gran importancia para misiones futuras (tripuladas o no tripuladas), ya que son la base fundamental para entender posibles señales de vida, presencia de recursos esenciales y aspectos logísticos como el establecimiento de zonas de aterrizaje seguro (Greeley, 2013).

De manera general, esta disciplina abarca el análisis de datos de sensores remotos (principalmente imágenes multiespectrales) para observar rasgos geomorfológicos como montañas, volcanes, mesetas, escarpes, cuencas, cráteres de impacto, calderas, valles, desiertos, llanuras, ríos, mares, glaciares, entre otras (Car, 1996; Car, 2018; Lucchitta, *et al.*, 1992; Pappalardo, *et al.*, 1999; Suárez, *et al.*, 2022; Williams, *et al.*, 2001), e inferir procesos geológicos desde escalas locales a planetarias y el estudio comparativo con análogos terrestres (Greeley, 2013). Por lo que el uso de la teledetección se vuelve indispensable, pues, a diferencia de la Tierra, en otros cuerpos celestes aún no es posible acudir al trabajo de campo. Los datos de este proyecto fueron obtenidos por medio de teledetección y bibliografía, la información geológica fue descrita por medio de observación e interpretación.

4. Metodología

4.1 Revisión bibliográfica

Los documentos científicos se obtuvieron de plataformas académicas, los archivos tipo ráster fueron descargados de Alaska Vertex (Hawái), Copernicus (Islandia;), Landmæring Íslands (Islandia), el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS) y la NASA (Ío) (Tabla 5). Los archivos vectoriales de Ío se obtuvieron de USGS. Estos documentos fueron filtrados por

categorías, los textos escritos fueron agrupados en *generalidades*, *geología*, *geomorfología* y *estructura interna* para Ío y la Tierra, y los insumos de procesamiento se organizaron en *ráster*, *vectorial* y *otros* para Ío y la Tierra.

Tabla 5

Características principales de las imágenes de sensores remotos utilizadas en la selección del área de interés.

	Hawái (Mauna Loa - Kilauea)	Islandia (Sundhnúkur - Fagradalsfjall)		Ío		
Misión	ALOS PALSAR	Sentinel 2	WorldView 1-3 + GeoEye-1.	Galileo	Voyager + Galileo	Voyager + Galileo
Año	2006 - 2011 (2011) JAXA	2015/2017 - Actual (2024) ESA	2007- Actual Landmæring Íslands	1989 - 2003 (1996 - 2002) NASA	1977 - Actual 1979 y 1996 - 2002 NASA	2011- 2014 White, et al. JGR Planets
Instrumentos	Radar de apertura sintética de banda L, una cámara óptica capaz de una resolución de 2,5 metros y un radiómetro para el visible y el infrarrojo cercano con una resolución de 10 metros.	Multispectral Instrument (MSI)	Sensor pancromático, multiespectral, CAVIS (nubes, aerosoles, vapores, hielo y nieve) + Sensor pancromático, multiespectral	Solid State Imager (SSI)	Imaging Science Subsystem (ISS) + Solid State Imager (SSI)	Imaging Science Subsystem (ISS) + Solid State Imager (SSI)
Bandas	---	Azul (458-523 nm), Verde (543-578 nm), rojo (650-680 nm) y NIR (785-899 nm)	---	350 a 1100 nm: Violeta (404 nm), verde (559 nm) y rojo (671 nm), infrarrojo cercano (727,756, 889 y 986 nm), filtro transparente (440, 611nm)	Violeta (404 nm), verde (559 nm) y rojo (671 nm). Filtro transparente (CLR, 663 nm), NIR (756nm)	---
Resolución	12,5 m/píxel	10 m/píxel	2m/píxel	1.3 km/píxel - 21km/píxel (en el polo subjoviano)	5 m/píxel a 1 km/píxel - 1,3 a 10 km/píxel (en la línea del ecuador)	1 km/píxel
Tipo de ráster	DEM	Imagen multiespectral	DEM	Mosaico en color y falso color	Mosaico monocromo combinado	Mosaico DEM (75% cobertura global)

4.2 Cartografía de zonas de estudio

Se examinó la base de datos obtenida en el programa ArcGIS® y se visualizaron las imágenes de sensores remotos para Ío y la Tierra, y la geología de Ío descargada. En este entorno se generaron capas donde se proyectaron los archivos a coordenadas planas.

Posteriormente, se seleccionaron las zonas de estudio. Las regiones de interés en Ío fueron escogidas según su probable composición máfica (Greeley, 2007), asumida por los colores oscuros presentados por flujos de lava y pateras, donde se podía observar mejor la resolución y definición de los terrenos volcánicos. Con los mosaicos de Galileo y Voyager (Tabla 5) se distinguieron las estructuras de interés y con la geología vectorial de Ío se confirmaron que las áreas correspondieran a flujos de lava y pateras oscuras. Luego, se cartografiaron nueve flujos de lava y nueve pateras.

Los análogos terrestres fueron seleccionados por su composición basáltica. En Hawái se cartografiaron tres flujos de lava y una caldera en Mauna Loa. En Kīlauea seis flujos de lava, una caldera y dos cráteres. Para la cartografía de estas unidades se usó el mapa de sombras derivado del DEM de la isla y el mapa base de ArcGIS® con resoluciones de 150 m a 1.9 cm / píxel (Esri USGS, 2024) En Islandia se cartografió un flujo de lava en Sundhnúkur y un flujo de lava y un cráter en Fagradalsfjall, con el mapa de sombras e imágenes satelitales multiespectrales de 10m / píxel de resolución. La proporción entre los factores de escala usados para la digitalización de flujos, pateras y cráteres en la Tierra e Ío fue aproximada empíricamente. Esta proporción representa distintas dimensiones para unidades morfológicas comparables en cuerpos planetarios rocosos con diferente masa, radio y gravedad. Como la diferencia entre la gravedad de Ío y la Tierra puede aproximarse a un orden de magnitud (10^0 y 10^1 m/s², respectivamente), se intentó,

dentro de lo posible, extender esta relación a los factores de escala usados en el mapeo de unidades en cada cuerpo (ver Ecuación 1). Así, las escalas para Ío variaron entre ~1:500000 y ~1:2000000 y para la Tierra entre ~1:50000 y ~1:200000. En todo caso, esta aproximación solo fue empleada para la digitalización de unidades y no para su posterior comparación, la cual fue realizada valiéndose solo de parámetros adimensionales. A continuación se muestra la ecuación empírica propuesta en este trabajo.

$$E_T = \frac{E_I}{10}$$

(Ecuación 1)

Dónde E_T es el factor de escala de la Tierra y E_I es el factor de escala de Ío.

4.3 Características morfométricas

Antes de calcular los parámetros morfométricos de las estructuras digitalizadas se cortaron los DEM para que coincidieran con la geometría de las zonas cartografiadas y se derivaron de este, mapas de sombras y pendientes, y curvas de nivel. Después, en la tabla de atributos, se calcularon las coordenadas geográficas y proyectas, el área y el perímetro con la calculadora de geometría de ArcGIS®. Con los datos del área y perímetro en la calculadora de campos se determinó el factor de forma (Ecuación 2), que es una medida matemática adimensional que describe la forma en relación del área y el perímetro, en este caso de estructuras volcánicas, (p.ej., Ritter & Cooper, 2009; Poljak, *et al.*, 2024; Burpee, *et al.*, 2011)

$$FF = \frac{4\pi A}{P^2}$$

(Ecuación 2)

Donde, FF es el factor de forma, A es el área del flujo de lava, patera / caldera o cráter en metros cuadrados y P es perímetro del flujo de lava, patera / caldera o cráter en metros. Los valores cercanos a uno indican que la forma del flujo de lava y patera es más circular o elíptica, mientras que un factor de forma mayor a uno indica una forma elongada. Con base en este parámetro, se definieron cualitativamente los siguientes umbrales para caracterizar estas geoformas:

Tabla 6

Límites establecidos cualitativamente para el factor de forma.

FF	Forma
0,9 - 1	Circular
0,75 - 0,9	Moderadamente circular
0,5 - 0,75	Moderadamente irregular
<0,5	Irregular

También se calcularon la longitud y el ancho de los flujos de lava. Para hacerlo se observó la orientación preferencial de las estructuras volcánicas, teniendo en cuenta la fuente de emisión, y paralela a esta orientación se midió la longitud. mientras que el ancho fue medido perpendicularmente a la longitud. Para ello, se usó la herramienta de medición de ArcGIS®. Con calculadora de campos, y empleando estos parámetros se determinó el índice de elongación o índice de alargamiento de cada unidad morfológica. Esta es una medida matemática adimensional que describe que tan alargada es una estructura en relación del área y el perímetro, en este caso de estructuras volcánicas (Corradine, 2017).

$$EI = \frac{L}{W}$$

(Ecuación 3)

Donde EI es el índice de elongación, L es la longitud del flujo de lava, patera / caldera o cráter en metros y W es el ancho del flujo de lava, patera / caldera o cráter en metros. Los valores cercanos a uno indican que la estructura es poco elongada y compacta, mientras que los valores más alejados a 1 indica formas más alargadas. En este proyecto se establecieron los siguientes umbrales para caracterizar cualitativamente las unidades con base en su elongación.

Tabla 7

Límites establecidos cualitativamente para el índice de elongación.

EI	Forma
$\geq 2,5$	Altamente elongado
1,5 - 2,5	Moderadamente elongado
$<2,5$	Poco elongado

Las alturas promedio, máxima y mínima fueron halladas en ArcGIS® con la herramienta *Zonal Statistics as Table* con el DEM y la cartografía de las zonas seleccionadas. Esta acción se realizó tres veces para producir una tabla por cada tipo de estadística (altura promedio, máxima y mínima). Luego, con un *join* se unió estas tablas a la de atributos del área digitalizada. Finalmente, con la calculadora de campos se calculó la diferencia entre la altura máxima y mínima. Con la misma herramienta (*Zonal Statistics as Table*) y de manera similar se determinó la pendiente del terreno, esta vez se escoge el mapa de pendientes.

4.4 Estimación de parámetros reológicos

Por último, se plantearon posibles propiedades reológicas a partir de las relaciones de los parámetros morfológicos y las composiciones inferidas de Ío. Para ello, se infirieron la tasa de efusión, la viscosidad y el límite elástico.

La tasa de efusión es la velocidad o salida instantánea a la que se expulsa la lava por un punto de emisión (Harris, *et al.*, 2007; Vilches, *et al.*, 2022). Aunque hay distintas ecuaciones que permiten aproximar este parámetro (p.ej., Harris, *et al.*, 1998; Davies, 1996; Williams, *et al.*, 2001), aquí fue estimado usando la expresión de Warner & Gregg (2003; Ecuación 4), ya que puede derivarse a partir de los parámetros morfológicos obtenidos, por lo que, no se espera que este valor sea exacto, sino que puede tener variaciones.

$$Q' = \frac{Gz\alpha LW}{H}$$

(Ecuación 4)

En el que Q' es la tasa de efusión m^3/s , Gz es el número de Graetz adimensional, que es igual a 300 para flujos basálticos (Pinkerton & Sparks 1976 en Warner & Gregg 2003), α es la difusividad térmica, calculada por Zeb, *et al.* (2020) con valores hasta $0,0000012 m^2/s$ en basaltos, L es la longitud del flujo, W es el ancho y H la altura.

Para hallar los valores de viscosidad (η)—resistencia a la deformación gradual de un medio bajo tensión de corte (Hack, 2018)—y límite elástico (τ_0)—valor de transición a partir del cual la lava ya no se deforma como un líquido viscoso, sino que empieza a deformarse de forma más lenta pero permanente (McBirney, 1984)—, se crearon perfiles topográficos en dos flujos de lava en Ío y en tres flujos de lava en la Tierra. A partir estos perfiles se obtuvo el ancho y altura de los flujos y se usaron las ecuaciones 5 y 6 (Warner & Gregg, 2003 en Chevrel, *et al.*, 2013).

$$\eta = \frac{\rho g H^4}{Q}$$

(Ecuación 5)

$$\tau_0 = \frac{\rho g H^2}{W}$$

(Ecuación 6)

En donde ρ es la densidad de la lava (asumida como 2600 kg/m^3 ; Davies, 1996; Harris, *et al.*, 1998; Chevrel, *et al.*, 2013), g la gravedad, H la altura del flujo de lava, Q es la tasa de efusión y W el ancho del flujo.

Los valores de la tasa de efusión de la Ecuación 5 fueron inferidos de la Ecuación 4 (Q) y asumidos de Williams, *et al.* (2001) para Ío, Rowland, *et al.* (2005) para Hawái y Pedersen, *et al.* (2022) para Islandia (Q).

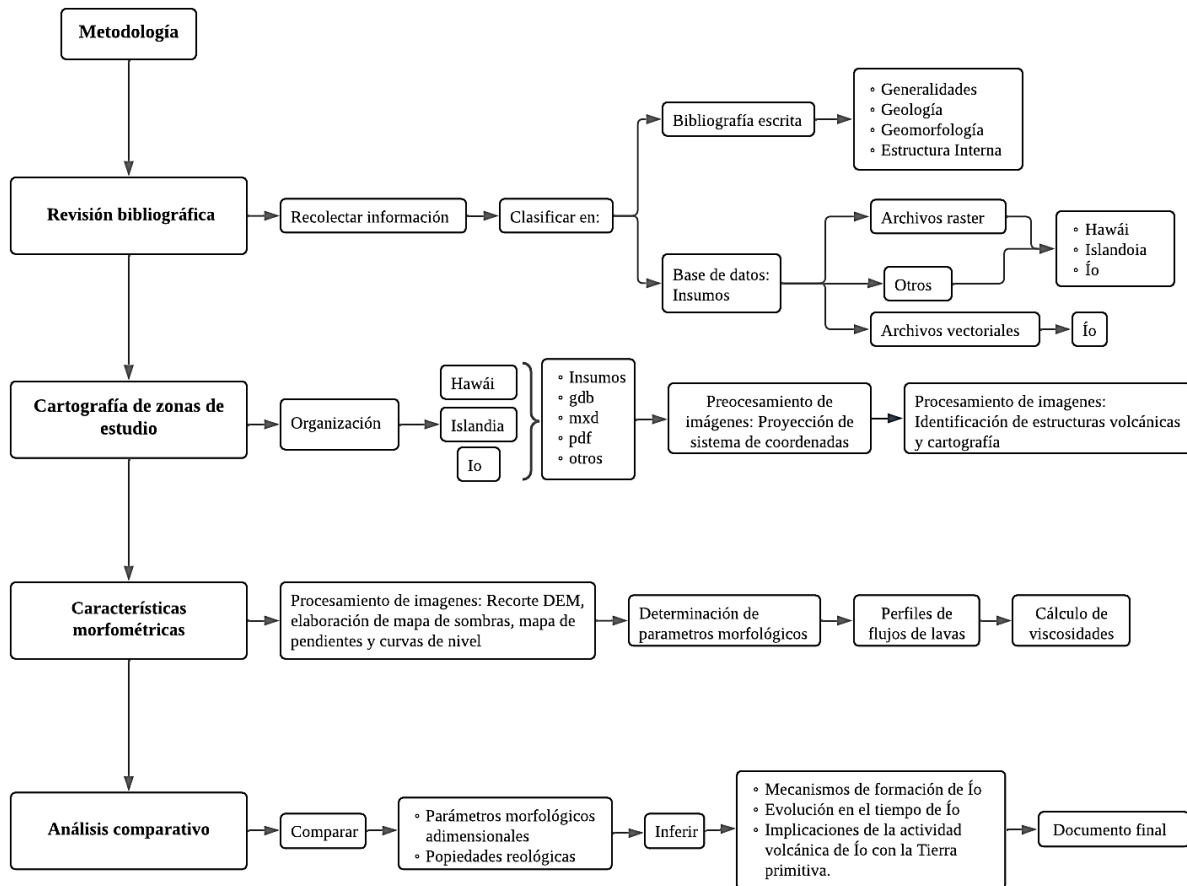
4.5 Análisis comparativo

Se compararon los parámetros morfológicos adimensionales entre Ío y la Tierra (Hawái: Mauna Loa – Kīlauea e Islandia: Sundhnúkur - Fagradalsfjall), y se optó por relacionar estas características sin unidades, debido a la diferencia en la escala del vulcanismo entre Ío y la Tierra. Para ello, se graficaron FF vs EI en dos diagramas diferentes, uno para los flujos de lava y otro para las pateras, calderas y cráteres. También se compararon las propiedades reológicas obtenidas con las encontradas en la bibliografía.

Con esta información se infirió los posibles mecanismos de formación y evolución de las estructuras observadas en Ío. Así mismo, se establecieron implicaciones de su actividad volcánica para intentar relacionarlas con procesos que pudieron ocurrir durante la evolución temprana de la Tierra cuando la temperatura en el interior era significativamente más alta.

Figura 8

Diagrama de flujo de la metodología realizada en el proyecto de investigación.



5. Resultados

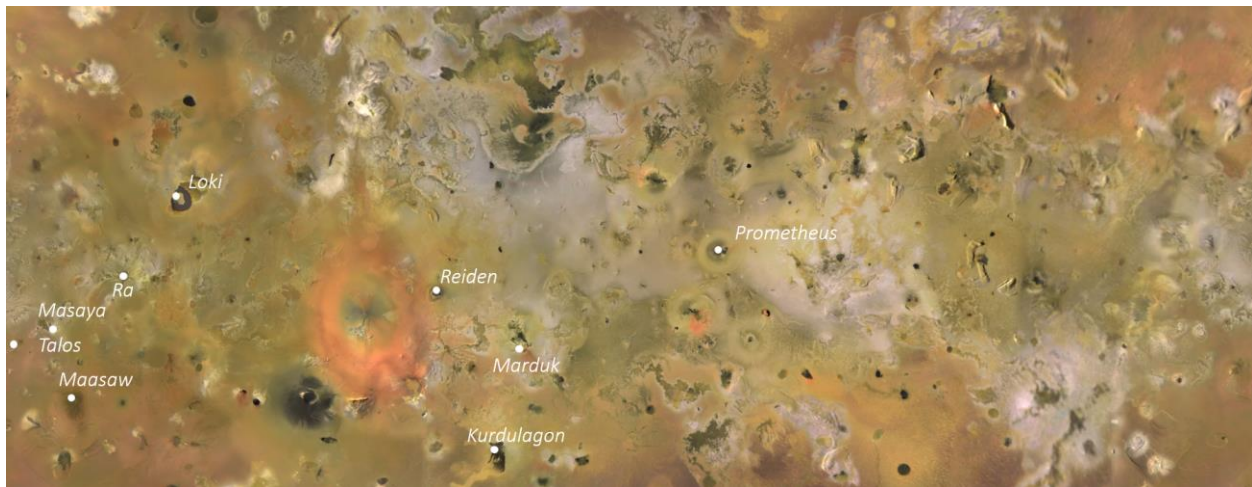
5.1 Interpretación de imágenes

La selección del área de interés en Ío se basó en la interpretación de las imágenes y la asociación de colores con la composición, donde los colores oscuros podrían corresponder a flujos de lava y pateras máficas (Greeley, 2007; Lopes, *et al.*, 2023). También se tuvo en cuenta

que los sectores se discriminaran bien, fuese claro el punto de emisión y los flujos se encontraran completos. Además, de observar la cobertura del DEM, ya que no abarca el 100% de la superficie de Ío.

Figura 9

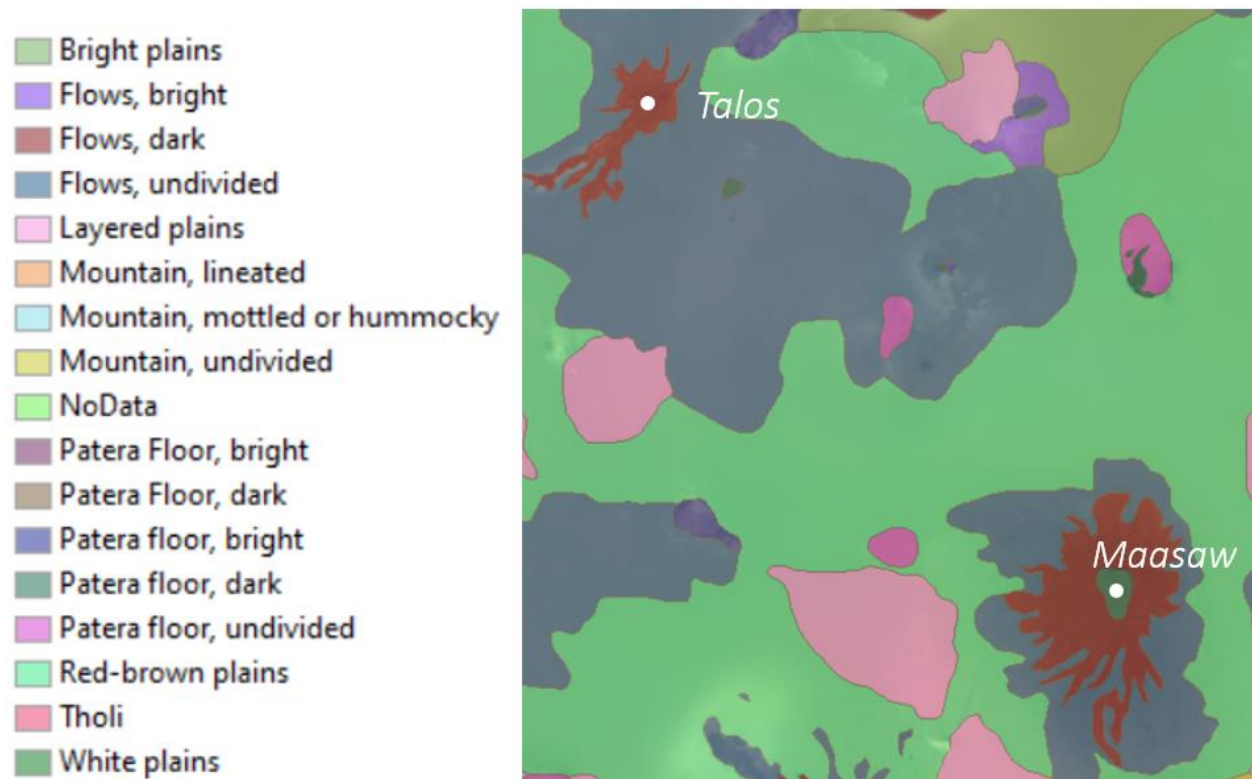
Selección del área de interés en Ío. En blanco se observan los puntos que corresponden a pateras y flujos de lava oscuros, asociados con probable composición máfica. La imagen satelital hace parte del Mosaico en color real de Galileo y Voyager, Nasa (2011).



Posteriormente se verificó con la base de archivos vectoriales de Ío obtenida del USGS que estos sectores sí correspondieran a la composición anteriormente mencionada. En la siguiente imagen se ejemplifica el proceso.

Figura 10

Confirmación de zonas seleccionadas en Ío según su composición. En blanco se observan los puntos que corresponden a pateras y flujos de lava oscuros, asociados con probable composición máfica. En la izquierda se muestra la leyenda correspondiente a las unidades de la derecha. Nótese que los flujos oscuros son los señalados en rojo y las pateras en café y verde oscuro. La geología fue derivada del Mosaico de imágenes de Voyager y Galileo (Williams, et al., 2011; White, et al., 2014).

**5.2 Cartografía**

Los siguientes mapas muestran las pendientes con transparencia sobrepuestas en rásters de sombras sobre las imágenes satelitales de las regiones de analizadas y seleccionadas como áreas de interés. Algunos de los mapas de Ío presentan zonas sin información debido a que el DEM disponible solo abarca el 75% de la superficie de Ío (White, et al., 2014). Aunque los terrenos de Ío y la Tierra pueden presentar pendientes muy variadas, desde planas ($< 5^\circ$) a muy

escarpadas ($>45^\circ$), en las zonas de estudio la mayoría de las pendientes son menores a 10° , por lo que los colores de los mapas permanecen verdes.

En las figuras 9 y 10 se visualizan los terrenos volcánicos de los análogos terrestres de Hawái e Islandia, respectivamente. Los flujos de lava digitalizados en Hawái representan múltiples eventos eruptivos que ocurrieron desde 1843 al año 1984 (Macdonald, 1983; Lockwood & Lipman, 1987). En Islandia, las lavas son la agrupación de los eventos eruptivos que iniciaron en el 2021, en el caso de Fagradalsfjall, hasta finales de 2023 y agosto de 2024 de Sundhnúkur (Troll, *et al.*, 2024; Perderson, *et al.*, 2021).

Figura 11

Mapa de pendientes de las zonas de estudio de Hawái. Las áreas cartografiadas pertenecen a Mauna Loa y Kīlauea. Las curvas de nivel tienen un espaciado de 100 m. La imagen satelital hace parte del Base map de ArcGIS® y los DEM (12,5 m/píxel) fueron descargados de Alaska Vertex (2011) del satélite ALOS PALSAR.

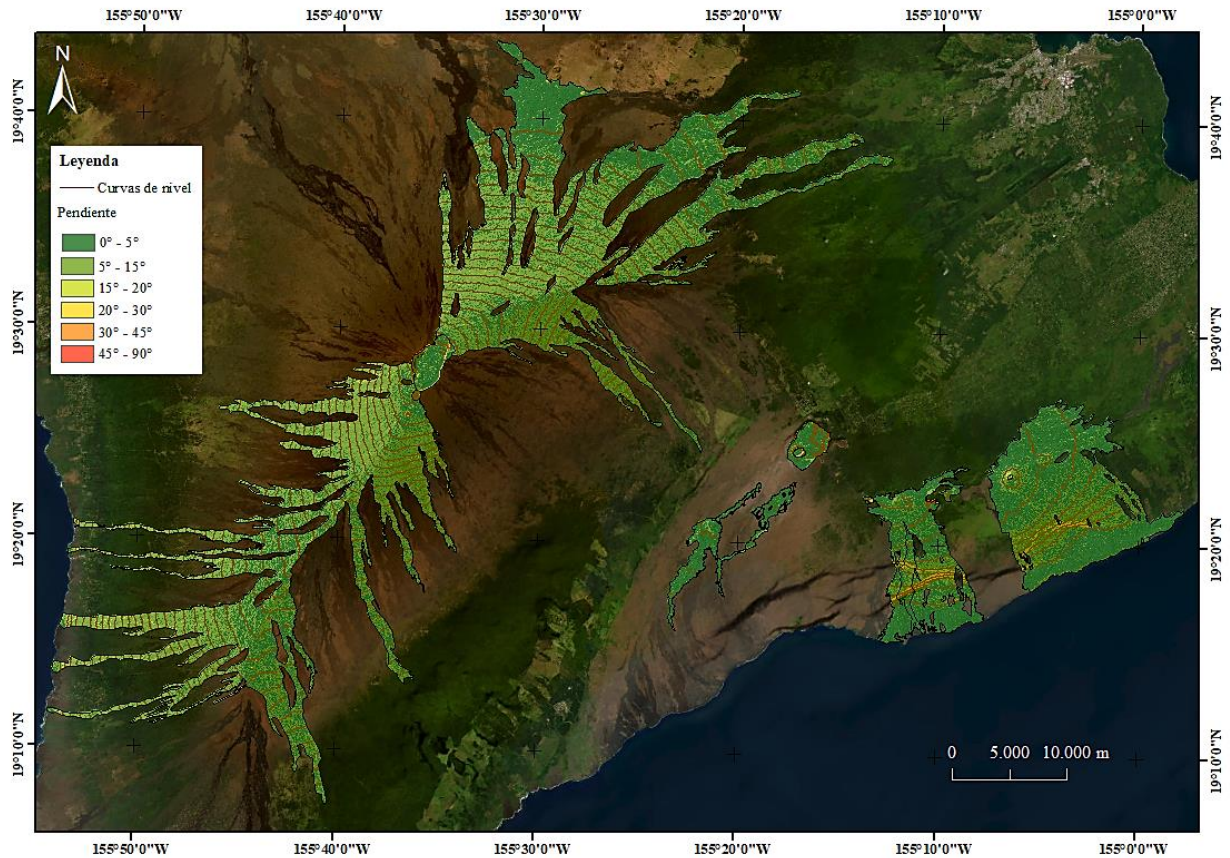
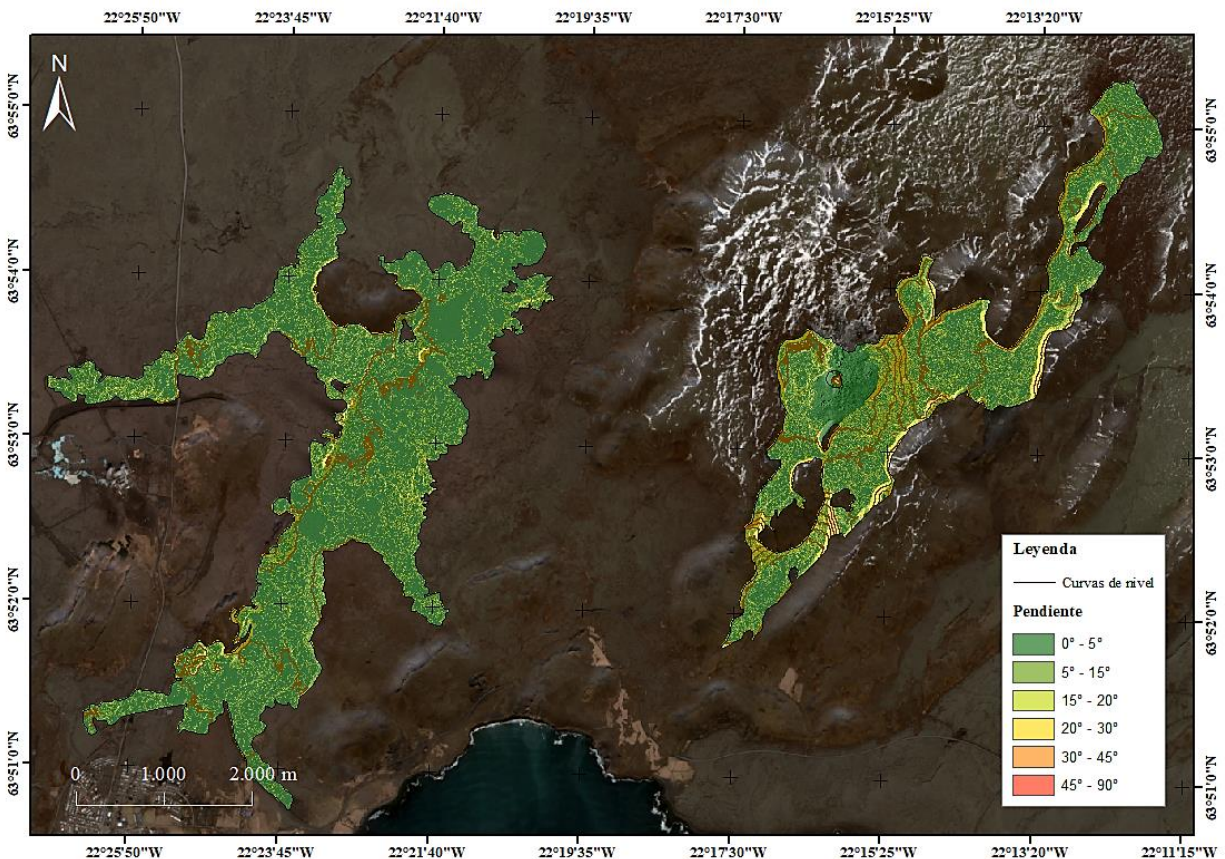


Figura 12

Mapa de pendientes de las zonas de estudio de Islandia. El flujo de la izquierda fue provocado por la fisura de Sundhnúkur y el flujo de la derecha pertenece al lineamiento Fagradalsfjall. Las curvas de nivel presentan un espaciado de 20 m. La imagen satelital fue descargada de Copernicus (13/04/2024) del satélite Sentinel 2. Los DEM (2 m/píxel) se obtuvieron de Landmæring Íslands (2016) de los satélites WorldView 1-3 y GeoEye-1.



Los flujos de lava cartografiados de Ío (figuras 11 a 19) están asociados a pateras como fuentes de erupción. Al tratarse de estructuras de grandes dimensiones (apartado 5.2), las curvas de nivel fueron hechas con un espaciado de 500 m. Las imágenes que se observan como mapa base y el DEM para desarrollar el mapa de sombras y el mapa de pendientes fueron recolectadas del USGS (Williams, *et al.*, 2011; White, *et al.*, 2014). Estos rásters base son el producto de un

mosaico de imágenes de falso color y color real de las sondas Galileo y Voyager 1 y 2 (Williams, *et al.*, 2011).

Figura 13

Mapa de pendientes Maasaw patera y su flujo de lava en Ío. Este flujo de lava es el que más variaciones presenta en su relieve. La imagen satelital en color real y la resolución del DEM se aproximan a 500 m/píxel y 1 km/píxel, derivados de Voyager y Galileo, NASA, USGS (Williams, *et al.*, 2011; White, *et al.*, 2014).

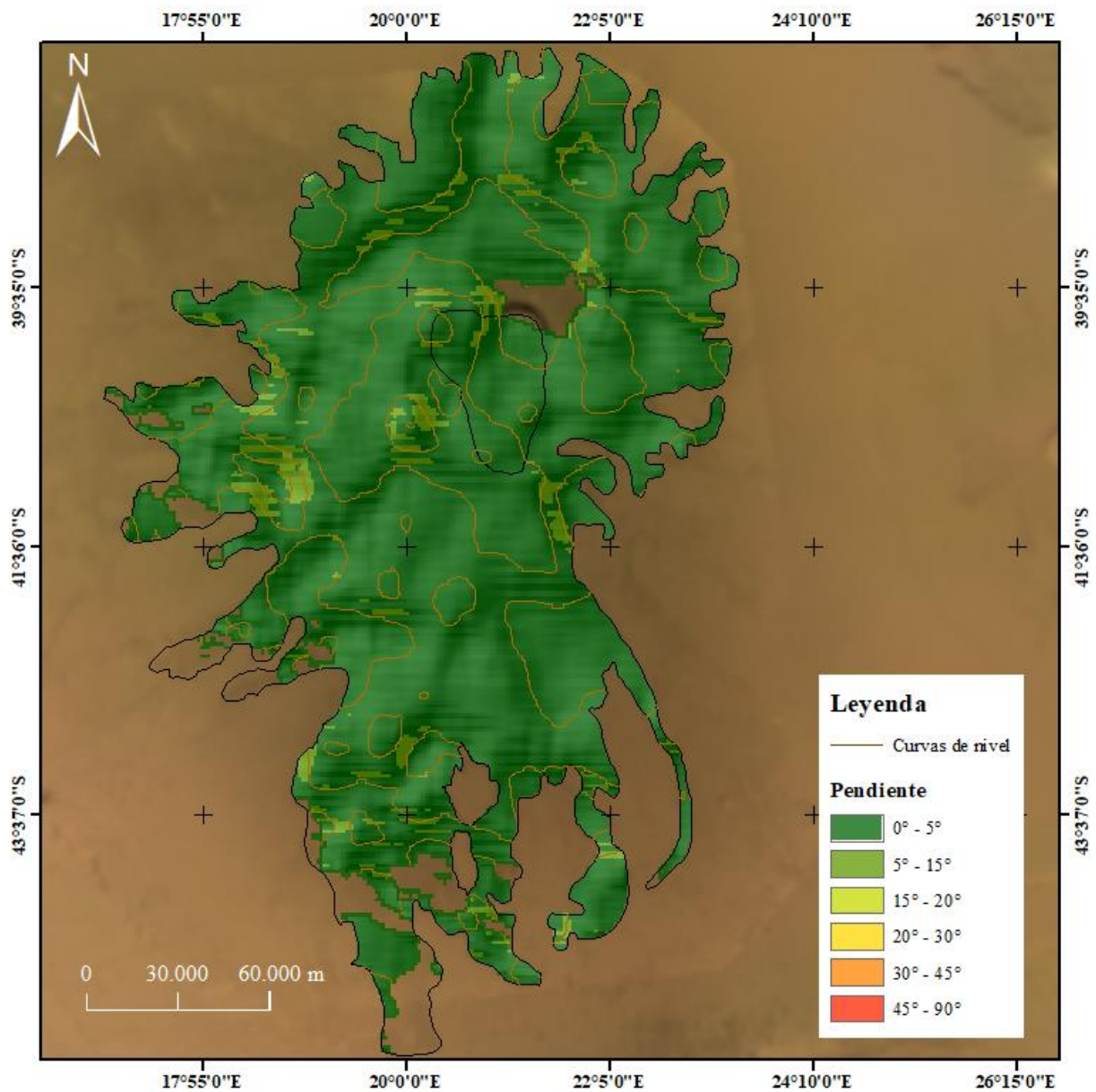


Figura 14

Mapa de pendientes de Ra patera y su flujo de lava en Ío. La imagen satelital en color real y la resolución del DEM se aproximan a 500 m/píxel y 1 km/píxel, derivados de Voyager y Galileo, NASA, USGS (Williams, et al., 2011; White, et al., 2014).

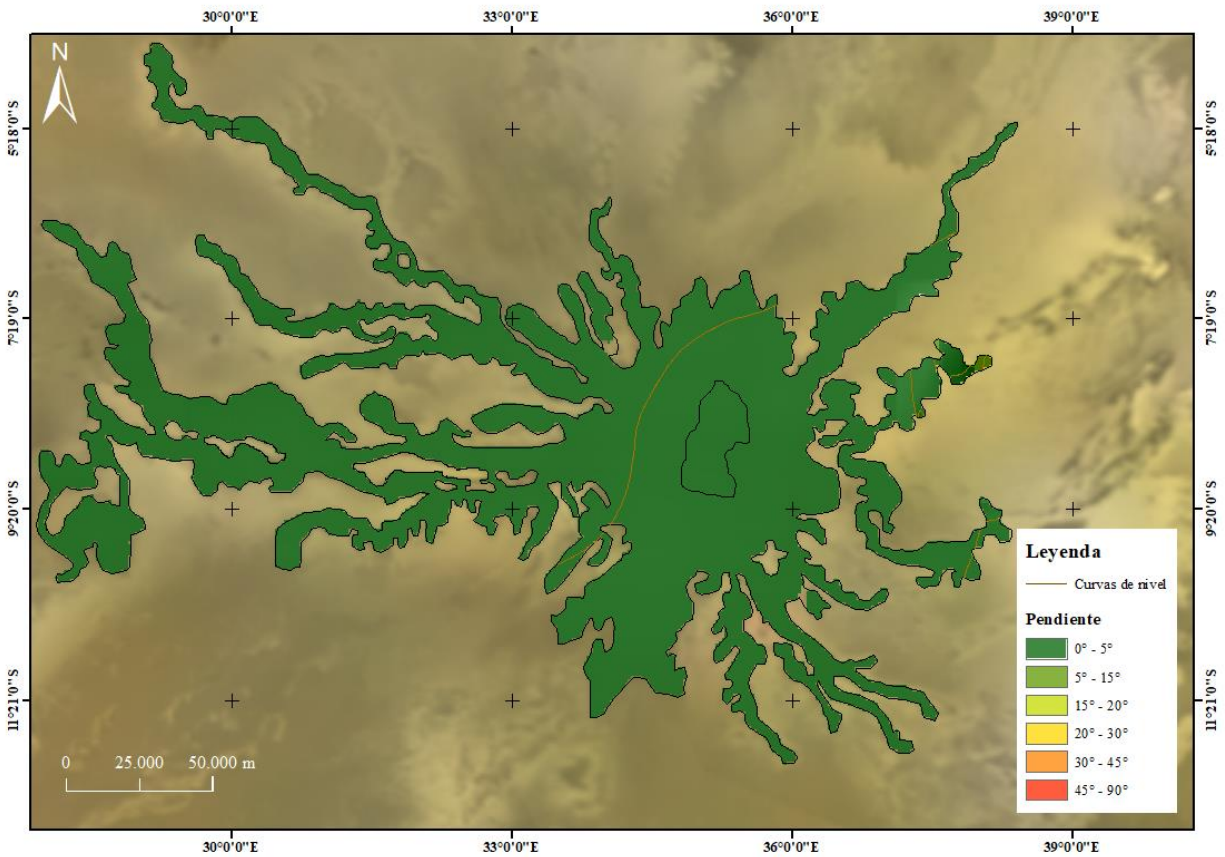


Figura 15

Mapa de pendientes de Kurdalagon Patera y su flujo de lava en Ío. La imagen satelital en color real y la resolución del DEM se aproximan a 500 m/píxel y 1 km/píxel, derivados de Voyager y Galileo, NASA, USGS (Williams, et al., 2011; White, et al., 2014).

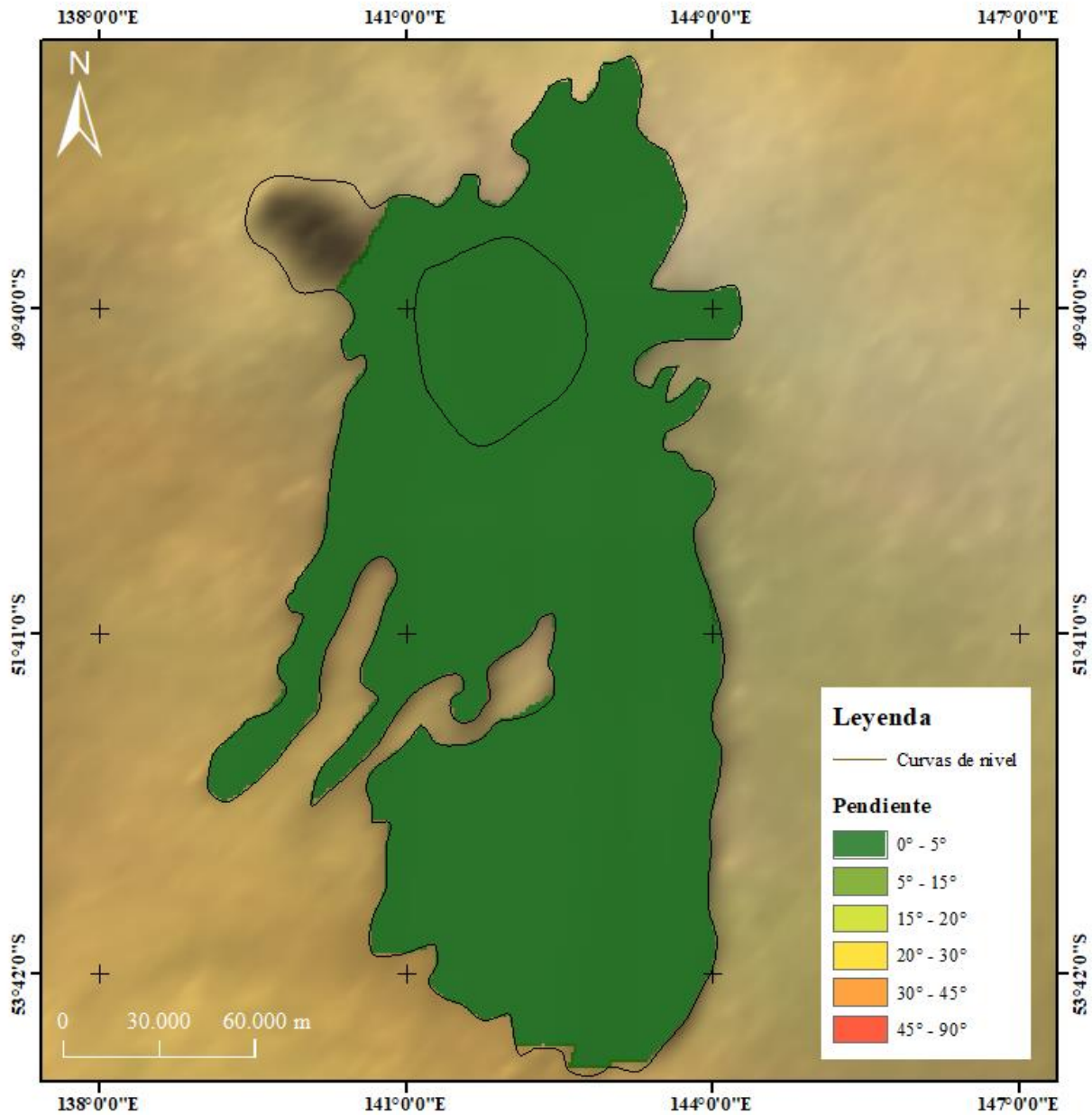


Figura 16

Mapa de pendientes de Loki Patera en Ío. La imagen satelital en color real y la resolución del DEM se aproximan a 500 m/píxel y 1 km/píxel, derivados de Voyager y Galileo, NASA, USGS (Williams, et al., 2011; White, et al., 2014).

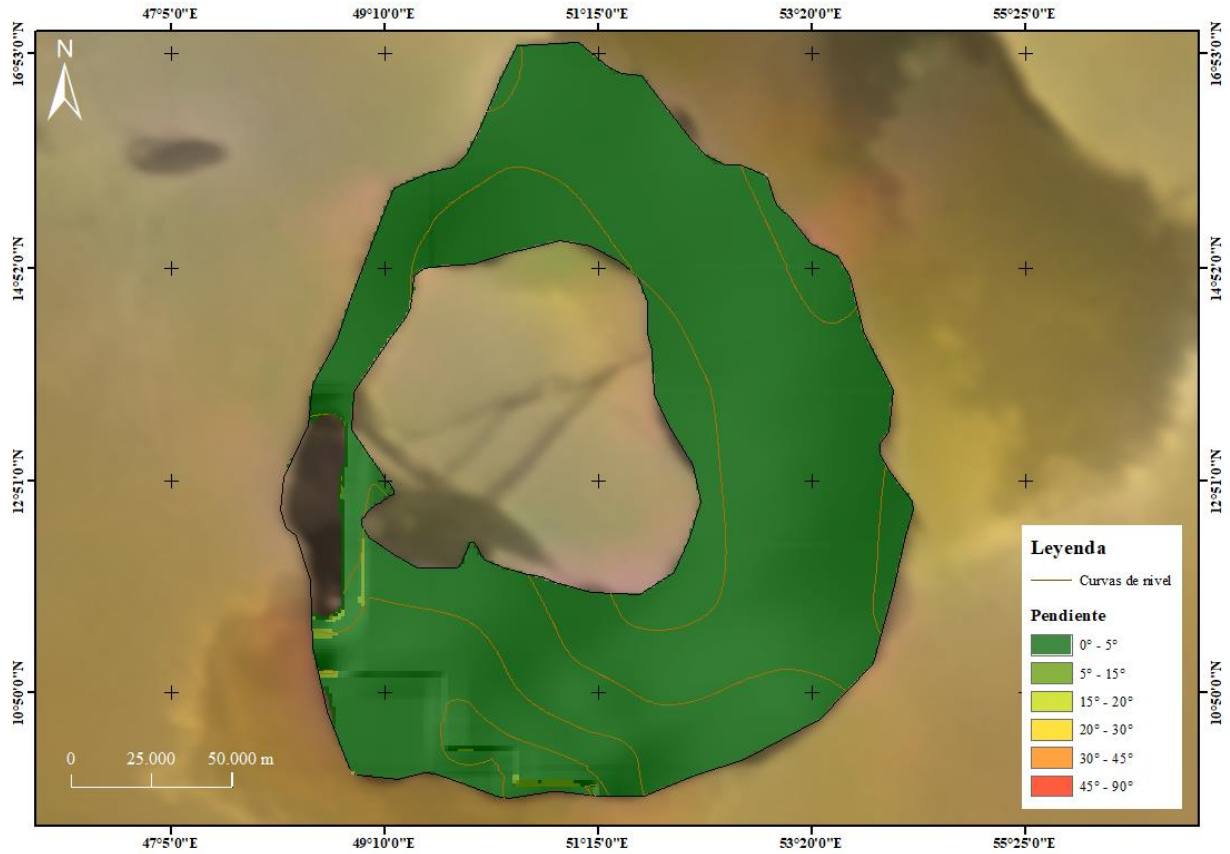


Figura 17

Mapa de pendientes de Marduk Patera y sus flujos de lava en Ío. La imagen satelital en color real y la resolución del DEM se aproximan a 500 m/píxel y 1 km/píxel, derivados de Voyager y Galileo, NASA, USGS (Williams, et al., 2011; White, et al., 2014).

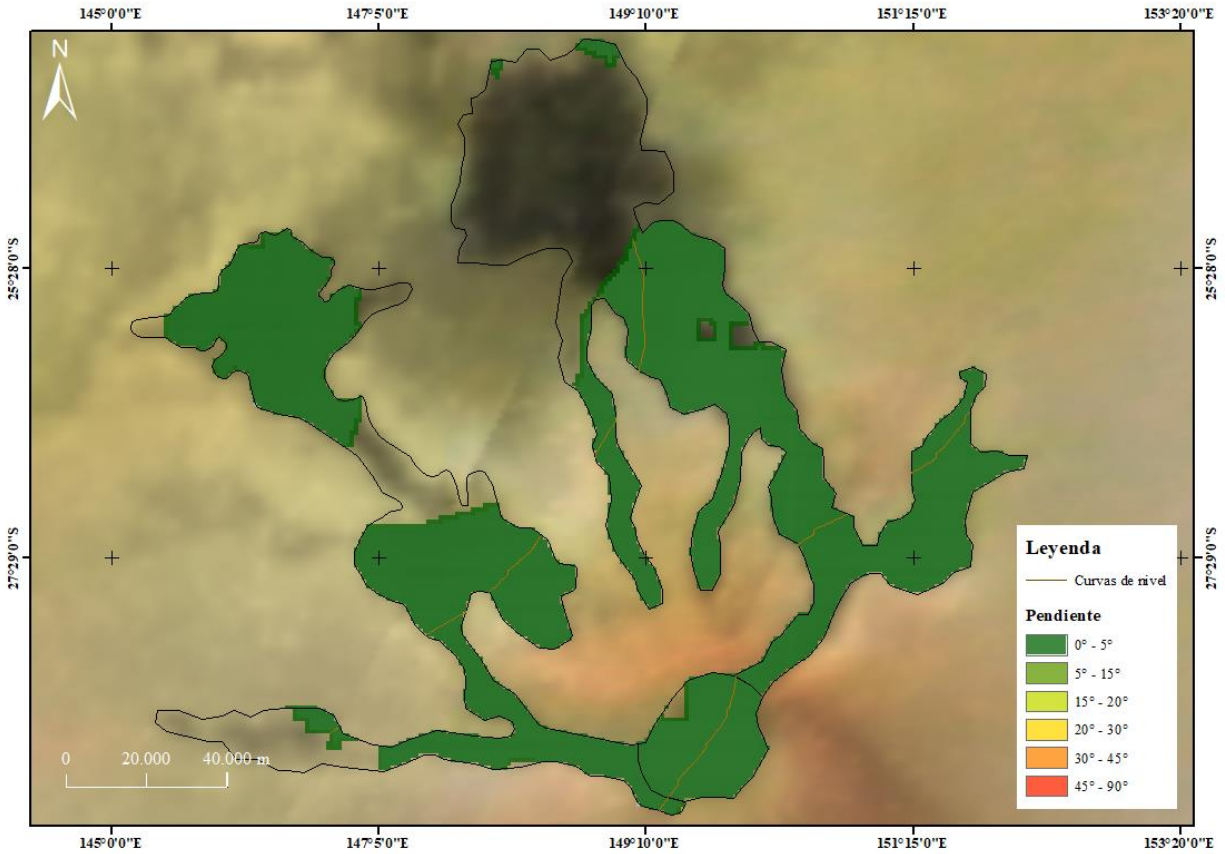


Figura 18

Mapa de pendientes de Masaya Patera y su flujo de lava en Ío. La imagen satelital en color real y la resolución del DEM se aproximan a 500 m/píxel y 1 km/píxel, derivados de Voyager y Galileo, NASA, USGS (Williams, et al., 2011; White, et al., 2014).

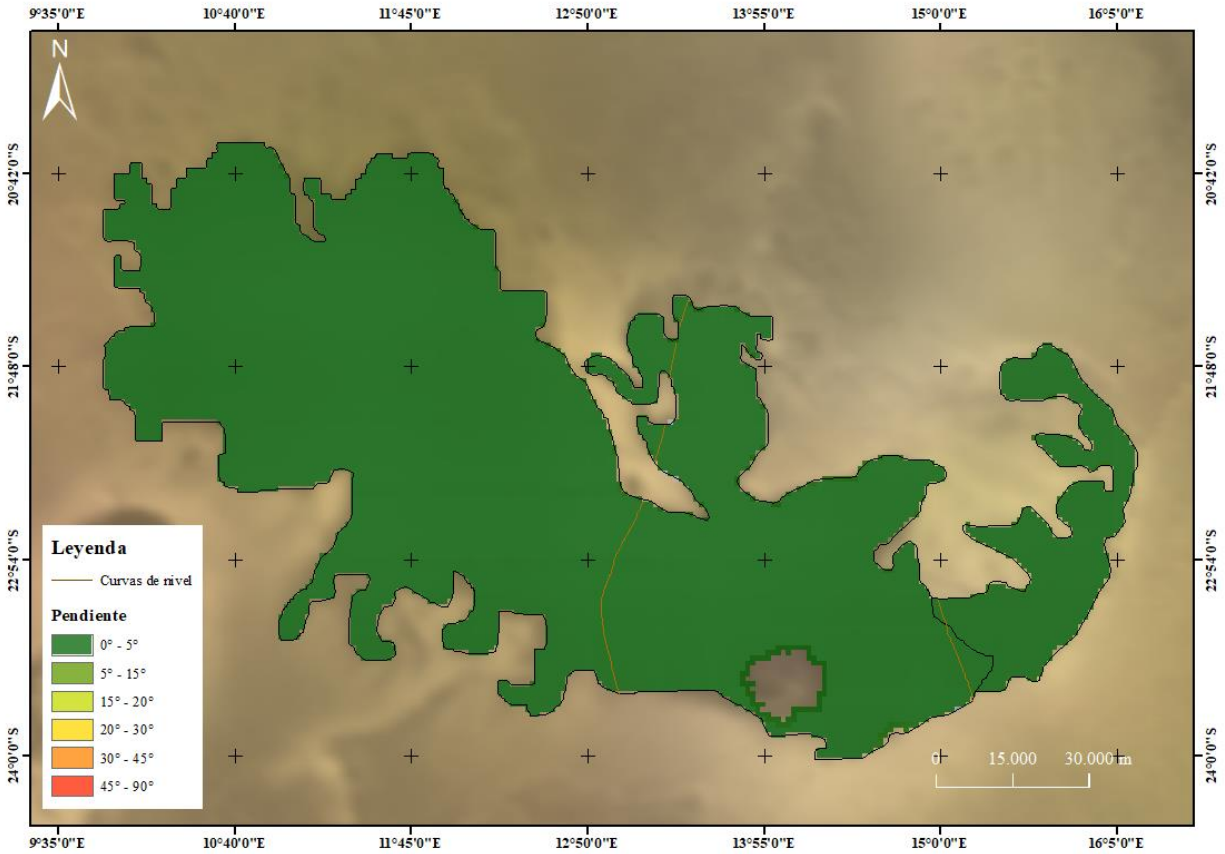


Figura 19

Mapa de pendientes de Prometheus Patera y su flujo de lava en Ío. La imagen satelital en color real y la resolución del DEM se aproximan a 500 m/píxel y 1 km/píxel, derivados de Voyager y Galileo, NASA, USGS (Williams, et al., 2011; White, et al., 2014).

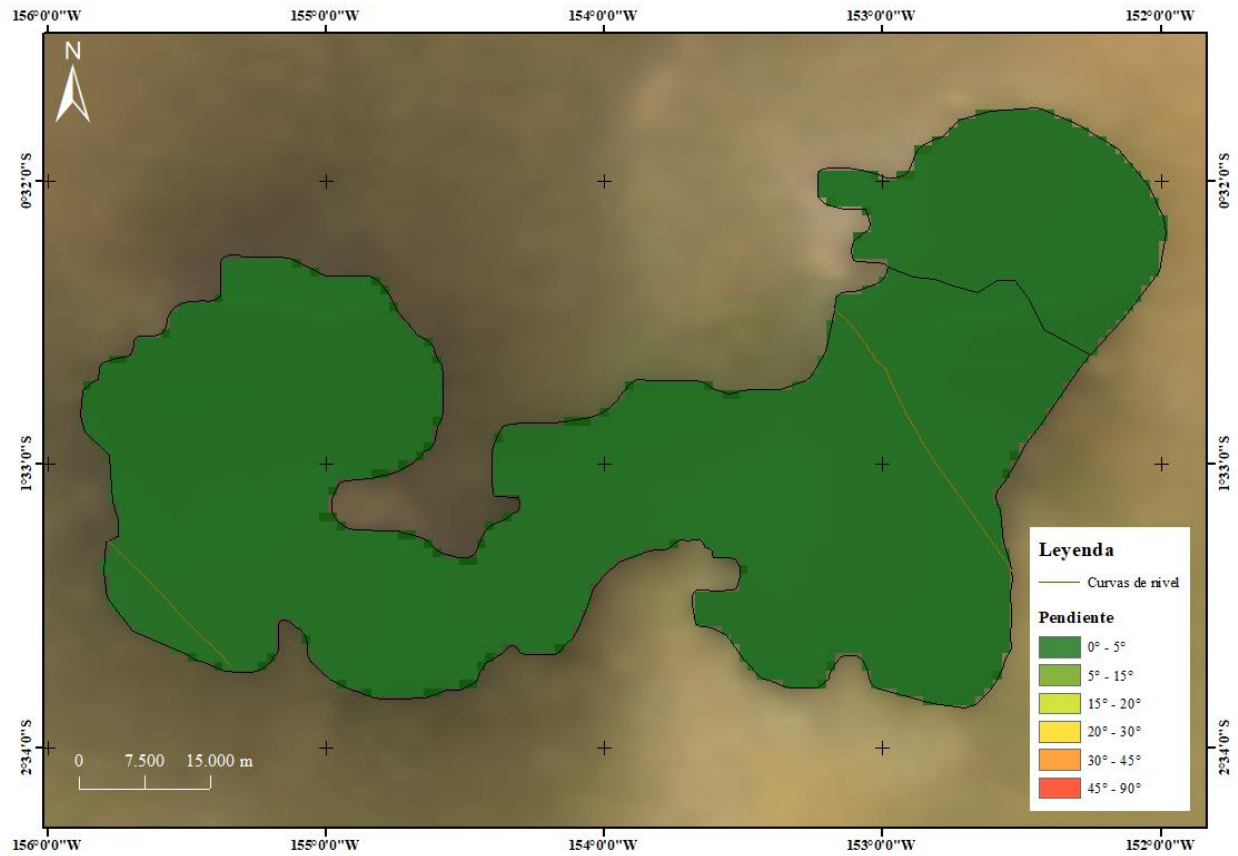


Figura 20

Mapa de pendientes de Reiden patera y su flujo en Ío. La imagen satelital en color real y la resolución del DEM se aproximan a 500 m/píxel y 1 km/píxel, derivados de Voyager y Galileo, NASA, USGS (Williams, et al., 2011; White, et al., 2014).

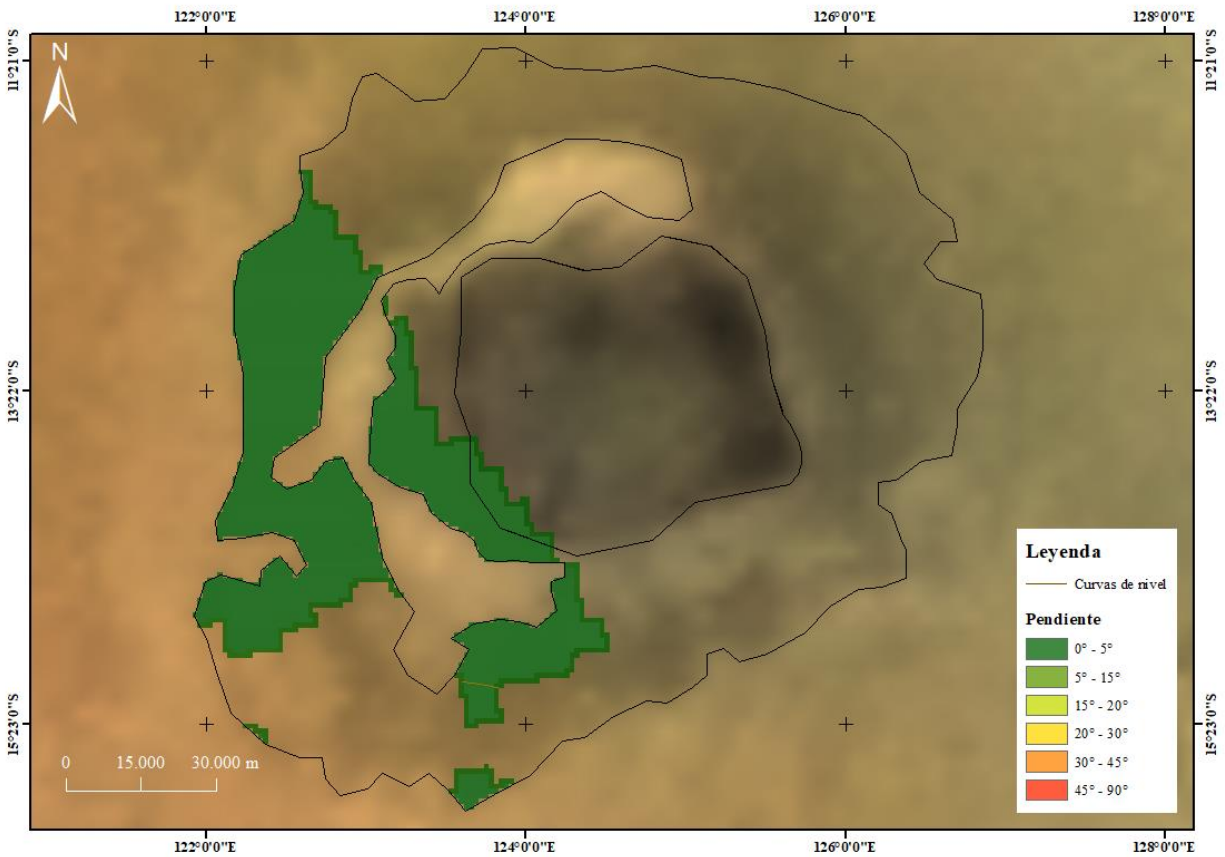
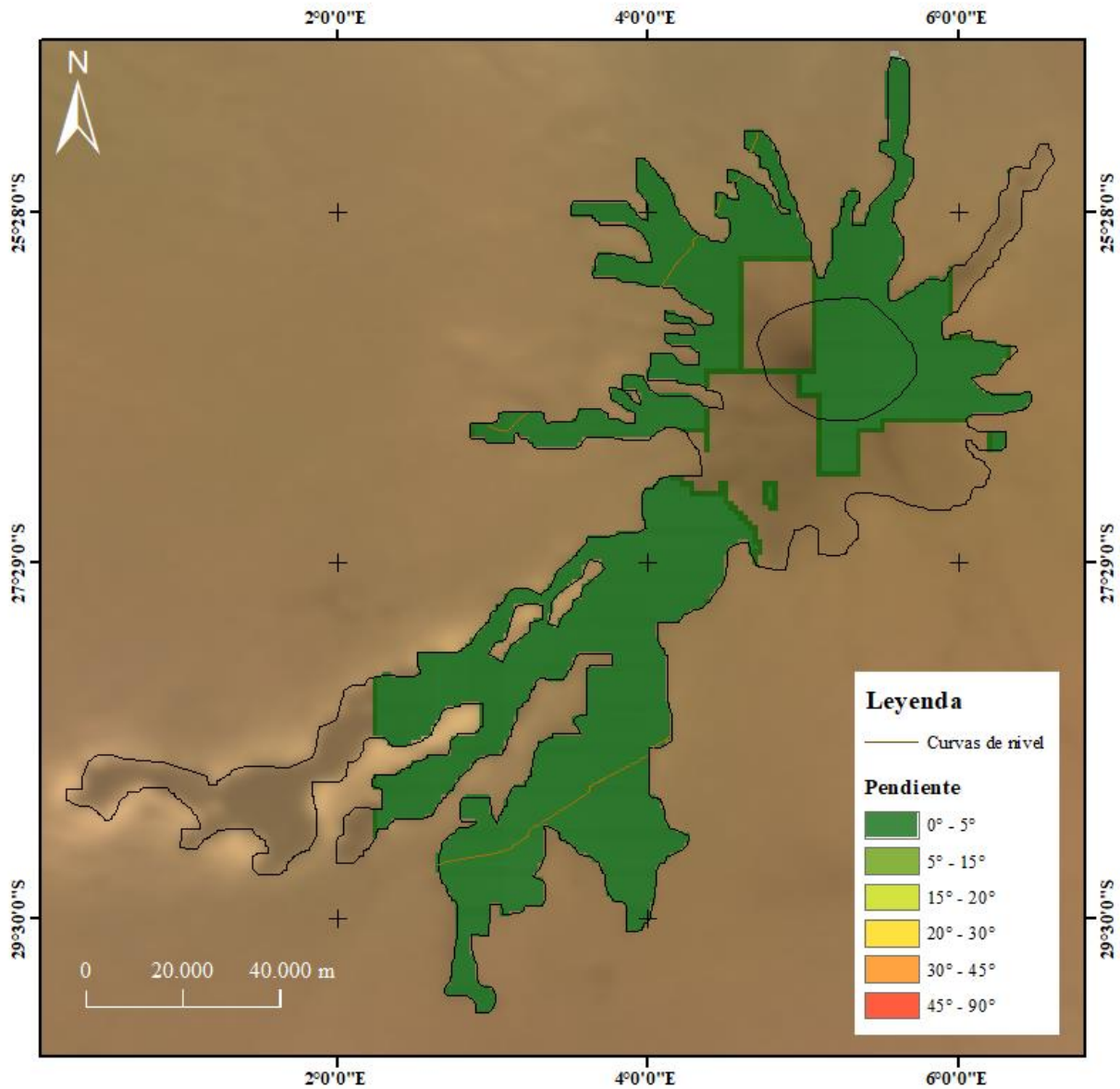


Figura 21

Mapa de pendientes de Talos Patera y su flujo de lava en Ío. La imagen satelital en color real y la resolución del DEM se aproximan a 500 m/píxel y 1 km/píxel, derivados de Voyager y Galileo, NASA, USGS (Williams, et al., 2011; White, et al., 2014).



5.3 Parámetros morfométricos

En esta sección se describen los resultados obtenidos del cálculo de algunos parámetros morfométricos derivados de la cartografía de estructuras volcánicas. En el Apéndice A se presenta la base de datos completa.

Tabla 8

Tabla de datos de los principales parámetros morfométricos de Mauna Loa y Kīlauea, Hawái.

Nombre	Unidad	Área (m ²)	Perímetro (m)	Longitud (m)	Ancho (m)	AlturaProm (m)	Pendiente Terreno (°)
Kīlauea	Caldera	9 x10 ⁶	2 x10 ⁴	3 x10 ³	3 x10 ³	1087	5
Kīlauea (Halamaumau)	Cráter	6 x10 ⁵	3 x10 ³	1 x10 ³	8 x10 ²	1039	8
Kīlauea	Flujo de Lava	2 x10 ⁶	2 x10 ⁴	5 x10 ³	5 x10 ²	962	3
Kīlauea	Flujo de Lava	1 x10 ⁸	1 x10 ⁵	1 x10 ⁴	2 x10 ⁴	439	4
Kīlauea (PuuOo)	Cráter	1 x10 ⁵	1 x10 ³	4 x10 ²	3 x10 ²	850	18
Kīlauea	Flujo de Lava	7 x10 ⁷	1 x10 ⁵	1 x10 ⁴	7 x10 ³	496	5
Mauna Loa	Caldera	1 x10 ⁷	2 x10 ⁴	6 x10 ³	3 x10 ³	3992	7
Kīlauea	Flujo de lava	7 x10 ⁶	5 x10 ⁴	1 x10 ⁴	1 x10 ³	931	3
Mauna Loa	Flujo de Lava	6 x10 ⁷	1 x10 ⁵	2 x10 ⁴	4 x10 ³	1849	5
Mauna Loa	Flujo de Lava	3 x10 ⁸	4 x10 ⁵	4 x10 ⁴	3 x10 ⁴	2582	6
Mauna Loa	Flujo de Lava	3 x10 ⁸	7 x10 ⁵	4 x10 ⁴	2 x10 ⁴	2483	7
Kīlauea	Flujo de Lava	1 x10 ⁷	4 x10 ⁴	1 x10 ⁴	3 x10 ³	806	3
Kīlauea	Flujo de Lava	7 x10 ⁶	3 x10 ⁴	1 x10 ⁴	2 x10 ³	28	2

Tabla 9

Tabla de datos de los principales parámetros morfométricos de Sundhnúkur y Fagradalsfjall, Islandia.

Nombre	Unidad	Área (m ²)	Perímetro (m)	Longitud (m)	Ancho (m)	AlturaProm (m)	Pendiente Terreno (°)
Fagradalsfjall	Flujo de Lava	6 x10 ⁶	3 x10 ⁴	5 x10 ³	2 x10 ³	182	8
Sundhnúkur	Flujo de Lava	1 x10 ⁷	5 x10 ⁴	2 x10 ³	5 x10 ²	65	4
Fagradalsfjall	Cráter	3 x10 ⁴	6 x10 ²	2 x10 ²	3 x10 ²	248	11

Tabla 10

Tabla de datos de los principales parámetros morfométricos calculados en Ío.

Nombre	Unidad	Área (m ²)	Perímetro (m)	Longitud (m)	Ancho (m)	AlturaProm (m)	Pendiente Terreno (°)
Ra Patera	Patera	5 x10 ⁸	1 x10 ⁵	4 x10 ⁴	2 x10 ⁴	656	0
Talos	Flujo de lava	7 x10 ⁹	1 x10 ⁶	1 x10 ⁵	6 x10 ⁴	-725	0
Masaya	Flujo de lava	1 x10 ¹⁰	1 x10 ⁶	2 x10 ⁵	8 x10 ⁴	-601	0
Masaya Patera	Patera	1 x10 ⁹	2 x10 ⁵	8 x10 ⁴	3 x10 ⁴	102	0
Maasaw	Flujo de lava	3 x10 ¹⁰	2 x10 ⁶	2 x10 ⁵	1 x10 ⁵	-1287	2
Maasaw Patera	Patera	1 x10 ⁹	1 x10 ⁵	5 x10 ⁴	4 x10 ⁴	-1055	2
Talos Patera	Patera	6 x10 ⁸	9 x10 ⁴	3 x10 ⁴	3 x10 ⁴	-873	0
Kurdalagon	Flujo de lava	2 x10 ¹⁰	1 x10 ⁶	2 x10 ⁵	1 x10 ⁵	-971	0
Marduk	Flujo de lava	6 x10 ⁹	9 x10 ⁵	2 x10 ⁵	6 x10 ⁴	-200	0
Marduk Patera	Patera	7 x10 ⁸	1 x10 ⁵	4 x10 ⁴	3 x10 ⁴	1	1
Reiden Patera	Patera	3 x10 ⁹	2 x10 ⁵	8 x10 ⁴	7 x10 ⁴	-131	0
Reiden Patera	Flujo de lava	1 x10 ¹⁰	1 x10 ⁶	9 x10 ⁴	8 x10 ⁴	-114	0
Loki Patera	Patera	2 x10 ¹⁰	1 x10 ⁶	1 x10 ⁵	9 x10 ⁴	-1571	1
Prometheus	Flujo de lava	3 x10 ⁹	4 x10 ⁵	1 x10 ⁵	5 x10 ⁴	154	0
Marduk	Flujo de lava	4 x10 ⁹	8 x10 ⁵	2 x10 ⁵	5 x10 ⁴	-531	0
Ra	Flujo de lava	2 x10 ¹⁰	5 x10 ⁶	3 x10 ⁵	9 x10 ⁴	503	0
Prometheus Patera	Patera	6 x10 ⁸	1 x10 ⁵	4 x10 ⁴	3 x10 ⁴	-107	0
Kurdalagon Patera	Patera	2 x10 ⁹	1 x10 ⁵	7 x10 ⁴	6 x10 ⁴	-1018	0

Con el objeto de comparar la forma y el alargamiento de los terrenos volcánicos, se usaron las variables de Factor de Forma (FF) en el eje x , e Índice de Elongación (EI) en el eje y , (Tabla 10). En la Figura 20 se muestran dos gráficas, una para flujos de lavas y otra para pateras, calderas y cráteres de los análogos terrestres y de Ío.

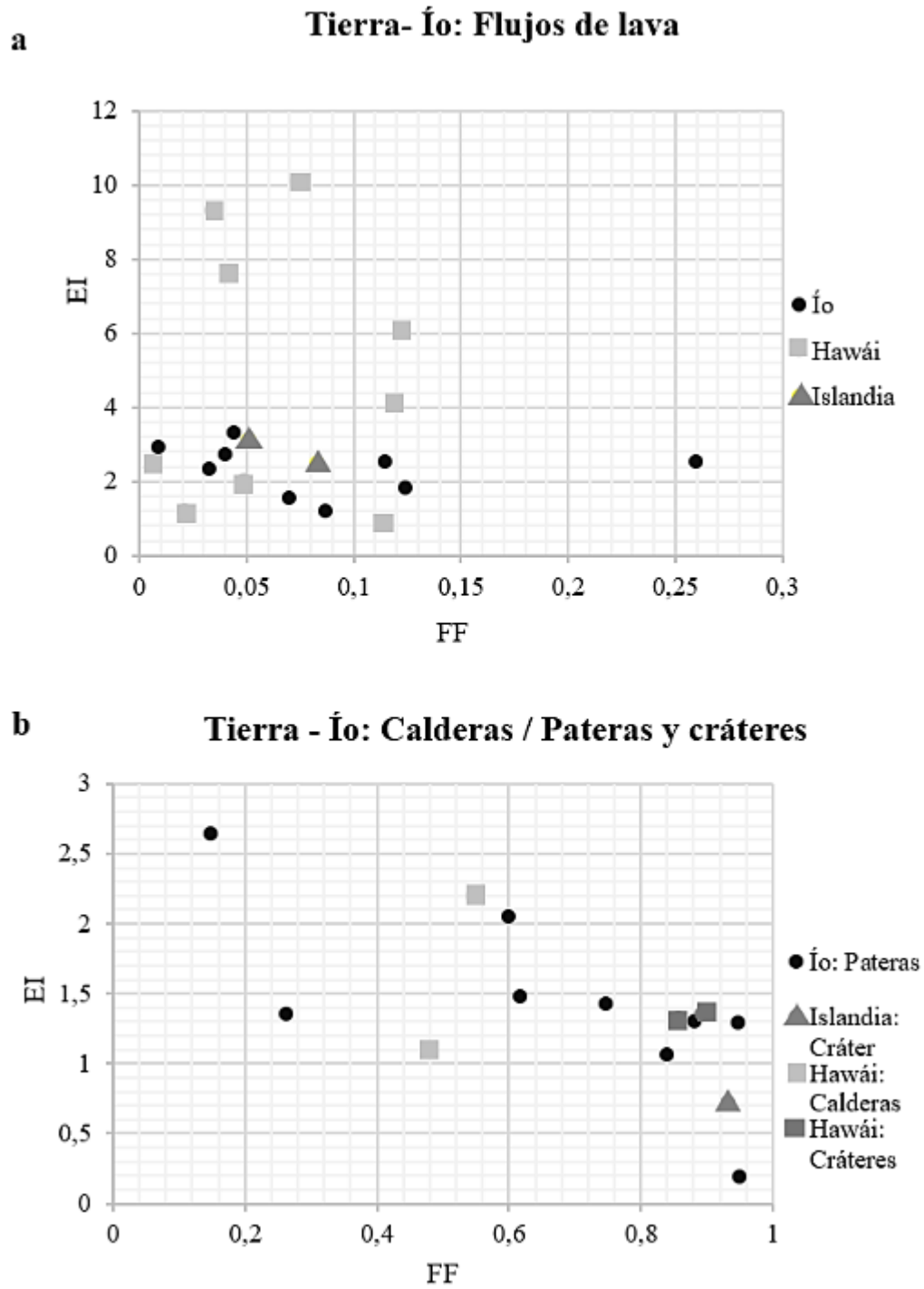
Tabla 11

Datos de FF y EI para Ío y los análogos terrestres. Cada separación con borde grueso indica la región la cual pertenecen los valores. La primera sección obedece a Hawái, la segunda a Islandia y la última a Ío.

Nombre	Unidad	Factor Forma (FF)	FF	Índice Elongación (EI)	EI
Kīlauea	Caldera	0,481	Irregular	1,1	Poco elongado
Kīlauea (Halamaumau)	Cráter	0,857	Relativamente circular	1,321	Poco elongado
Kīlauea	Flujo de Lava	0,074	Irregular	10,124	Altamente elongado
Kīlauea	Flujo de Lava	0,113	Irregular	0,923	Poco elongado
Kīlauea (PuuOo)	Cráter	0,893	Relativamente circular	1,354	Poco elongado
Kīlauea	Flujo de Lava	0,049	Irregular	2	Moderadamente elongado
Mauna Loa	Caldera	0,547	Irregular	2,199	Moderadamente elongado
Kīlauea	Flujo de lava	0,034	Irregular	9,332	Altamente elongado
Mauna Loa	Flujo de Lava	0,042	Irregular	7,681	Altamente elongado
Mauna Loa	Flujo de Lava	0,021	Irregular	1,195	Poco elongado
Mauna Loa	Flujo de Lava	0,007	Irregular	2,555	Altamente elongado
Kīlauea	Flujo de Lava	0,119	Irregular	4,099	Altamente elongado
Kīlauea	Flujo de Lava	0,122	Irregular	6,102	Altamente elongado
Fagradalsfjall	Flujo de Lava	0,083	Irregular	2,509	Altamente elongado
Sundhnúkur	Flujo de Lava	0,051	Irregular	3,119	Altamente elongado
Fagradalsfjall	Cráter	0,931	Circular	0,727	Poco elongado
Ra Patera	Patera	0,6	Moderadamente irregular	22	Moderadamente elongado
Talos	Flujo de lava	0,033	Irregular	2,333	Moderadamente elongado
Masaya	Flujo de lava	0,115	Irregular	2,525	Altamente elongado
Masaya Patera	Patera	0,148	Irregular	2,65	Altamente elongado
Maasaw	Flujo de lava	0,07	Irregular	1,545	Moderadamente elongado
Maasaw Patera	Patera	0,747	Moderadamente irregular	1,424	Poco elongado
Talos Patera	Patera	0,947	Circular	1,292	Poco elongado
Kurdalagon	Flujo de lava	0,124	Irregular	1,84	Moderadamente elongado
Marduk	Flujo de lava	0,04	Irregular	2,701	Altamente elongado
Marduk Patera	Patera	0,881	Relativamente circular	1,303	Poco elongado
Reiden Patera	Patera	0,839	Relativamente circular	1,07	Poco elongado
Reiden Patera	Flujo de lava	0,087	Irregular	1,188	Poco elongado
Loki Patera	Patera	0,263	Irregular	1,356	Poco elongado
Prometheus	Flujo de lava	0,26	Irregular	2,508	Altamente elongado
Marduk	Flujo de lava	0,044	Irregular	3,347	Altamente elongado
Ra	Flujo de lava	0,009	Irregular	2,904	Altamente elongado
Prometheus Patera	Patera	0,616	Irregular	1,481	Poco elongado
Kurdalagon Patera	Patera	0,95	Circular	1,19	Poco elongado

Figura 22

Relación de Factor de Forma vs. Índice de Elongación para (a) flujos de lava y (b) Calderas / Pateras y cráteres.



También se crearon perfiles topográficos (figuras 21 a 24) para caracterizar cinco flujos de lava. Para seleccionar los flujos de lava en la Tierra se tuvo en cuenta que no entraran en contacto con el agua, ya que en Ío no hay evidencias de que esto suceda, debido a la ausencia de agua (Turtle, *et al.*, 2004). También, se escogieron flujos representativos en cuanto a su tamaño, como los elegidos en Mauna Loa, que alcanzaron áreas de $3 \times 10^8 \text{ m}^2$ y $6 \times 10^7 \text{ m}^2$ (frente a otros flujos de $2 \times 10^6 \text{ m}^2$ de Kīlauea). En Islandia se optó por el flujo de lava en Sundhnúkur debido a su reciente actividad volcánica (2024). En Ío se seleccionaron los que tuvieran suficiente cobertura en el DEM, y en dónde se pudiera visualizar la altura, ya que, en algunos flujos los perfiles se mostraban lineales. Los sectores donde se trazaron las líneas de los perfiles fueron escogidos donde se veía una morfología de flujo en la tendencia de la gráfica, es decir, aquellos que no presentaban comportamientos lineales.

Las fuentes de emisión de los flujos de lava están asociadas a la caldera Moku‘āweoweo y la zona de rift noreste del volcán Mauna Loa (Figura 6; Macdonald, 1983; Lockwood & Lipman, 1987; Tilling et al., 2010), al Lineamiento Volcánico Svartsengi, en Sundhnúkur (Figura 7; Troll, et al., 2024) y las pateras Maasaw y Masaya en Ío (Davies, 2007).

Figura 23

Perfiles topográficos del flujo de lava seleccionado en Mauna Loa. En la izquierda se muestra el mapa de pendientes con las líneas de los perfiles trazadas y a la derecha sus respectivos perfiles topográficos. En rojo se señala la orientación del flujo (NE). DEM (12,5 m/píxel) de Alaska Vertex (2011) del satélite ALOS PALSAR.

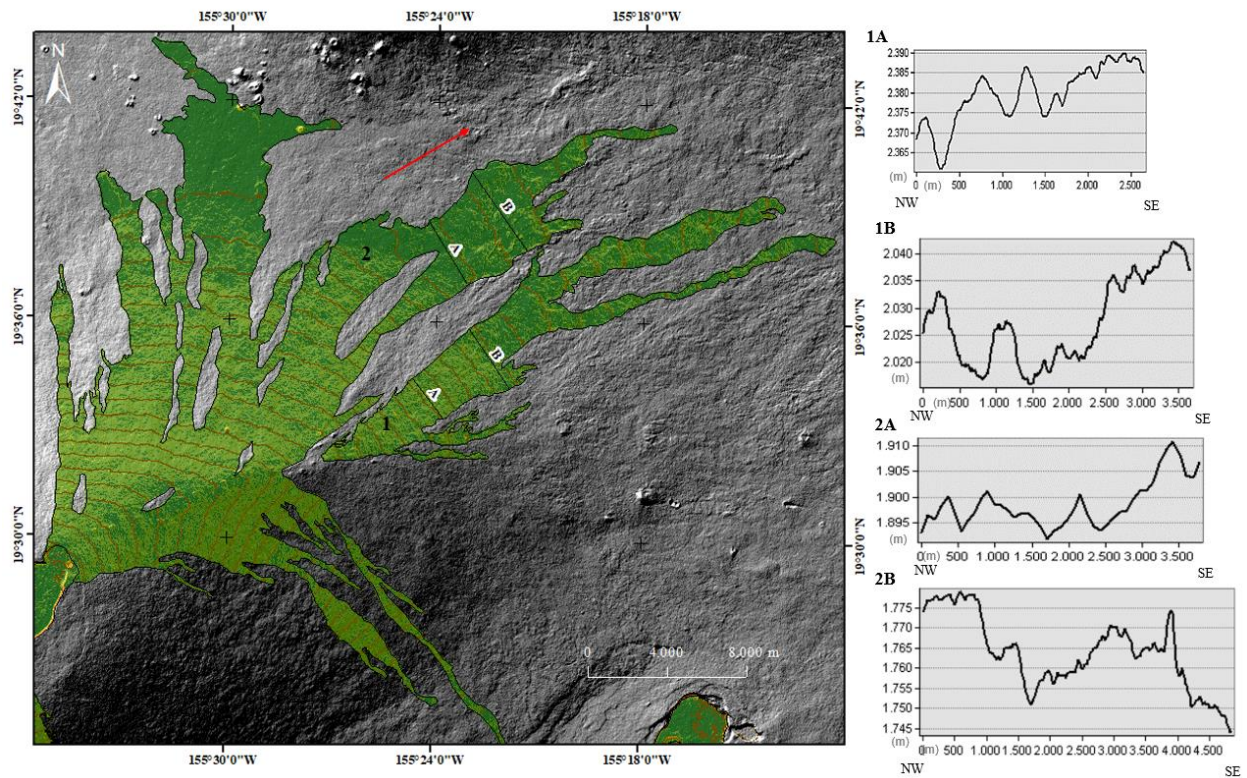


Figura 24

Perfiles topográficos del flujo de lava seleccionado en Sundhnúkur. En la izquierda se muestra el mapa de pendientes con las líneas de los perfiles trazadas y a la derecha sus respectivos perfiles topográficos. En rojo se señala la orientación del flujo (SE). DEM (2 m/píxel) obtenido de Landmæring Íslands (2016) de los satélites WorldView 1-3 y GeoEye-1.

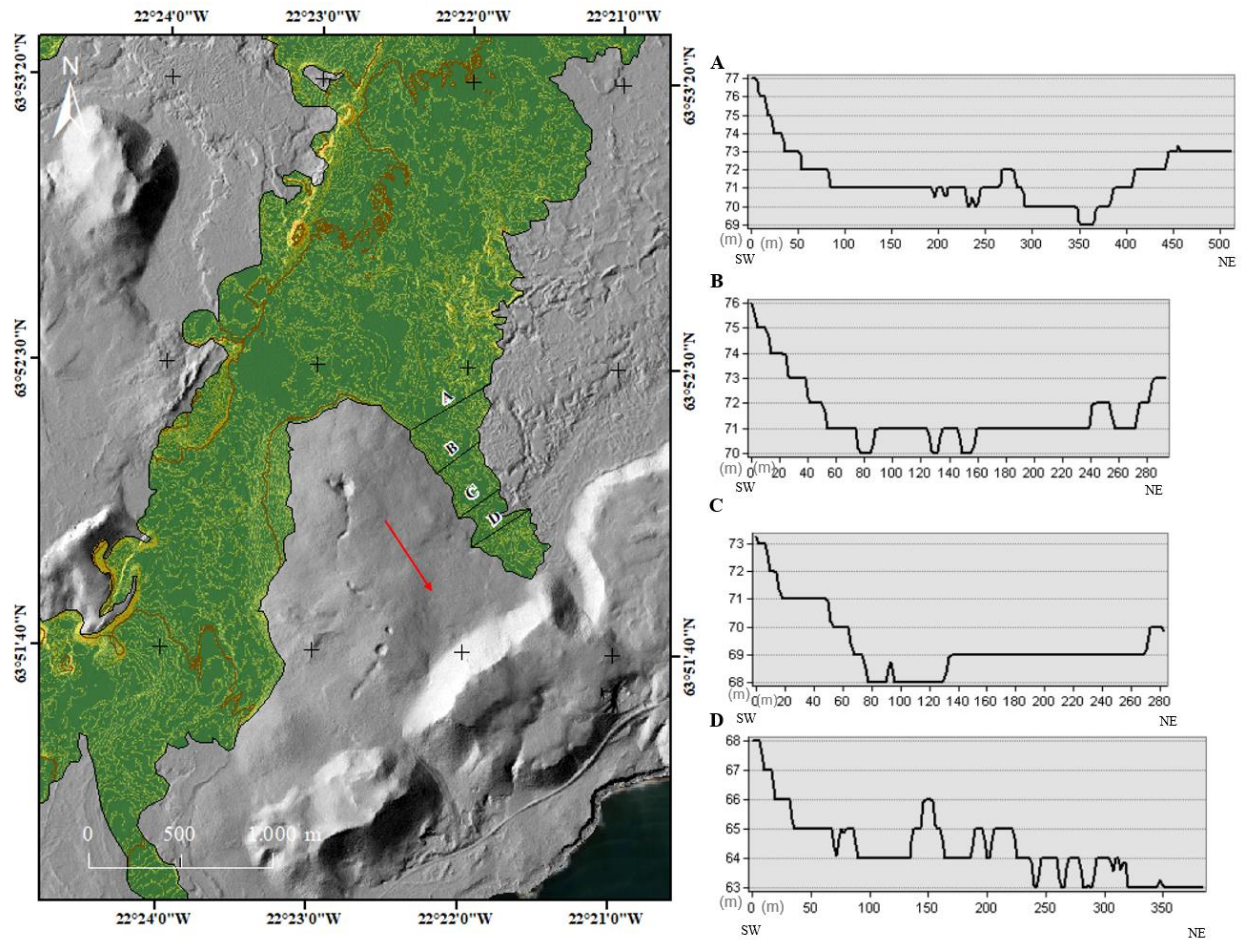


Figura 25

Perfiles topográficos de los flujos de lava Maasaw en Ío. En la izquierda se muestra el mapa de pendientes con las líneas de los perfiles trazadas y a la derecha sus respectivos perfiles topográficos. En rojo se señala la orientación del flujo (SW). La imagen satelital en color real y la resolución del DEM se aproximan a 500 m/píxel y 1 km/píxel, derivados de Voyager y Galileo, NASA, USGS (Williams, et al., 2011; White, et al., 2014).

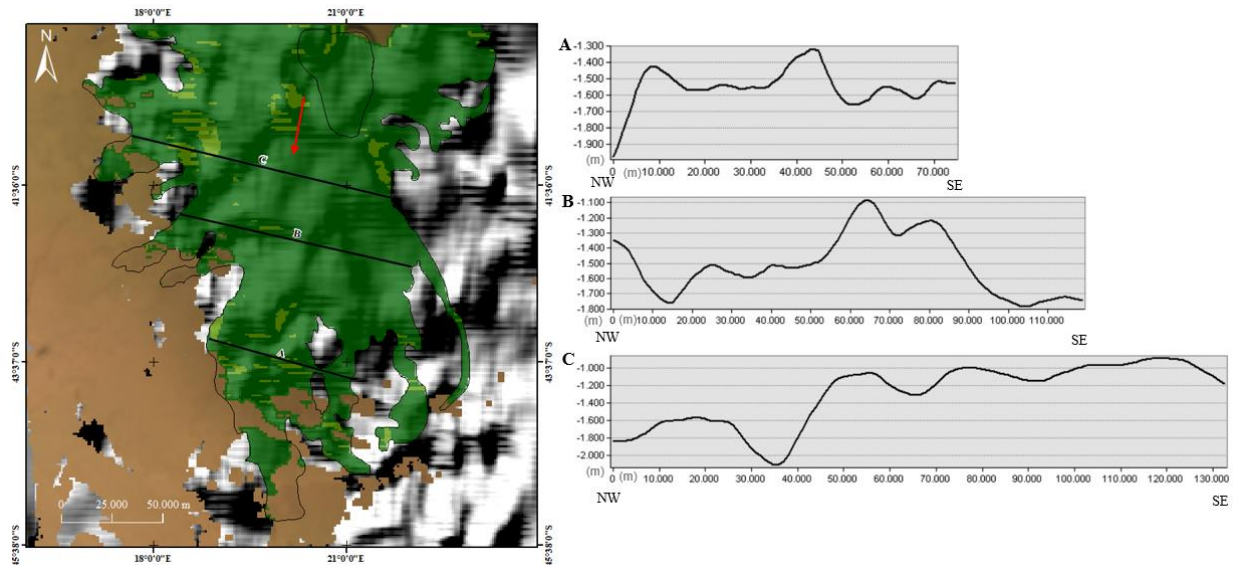
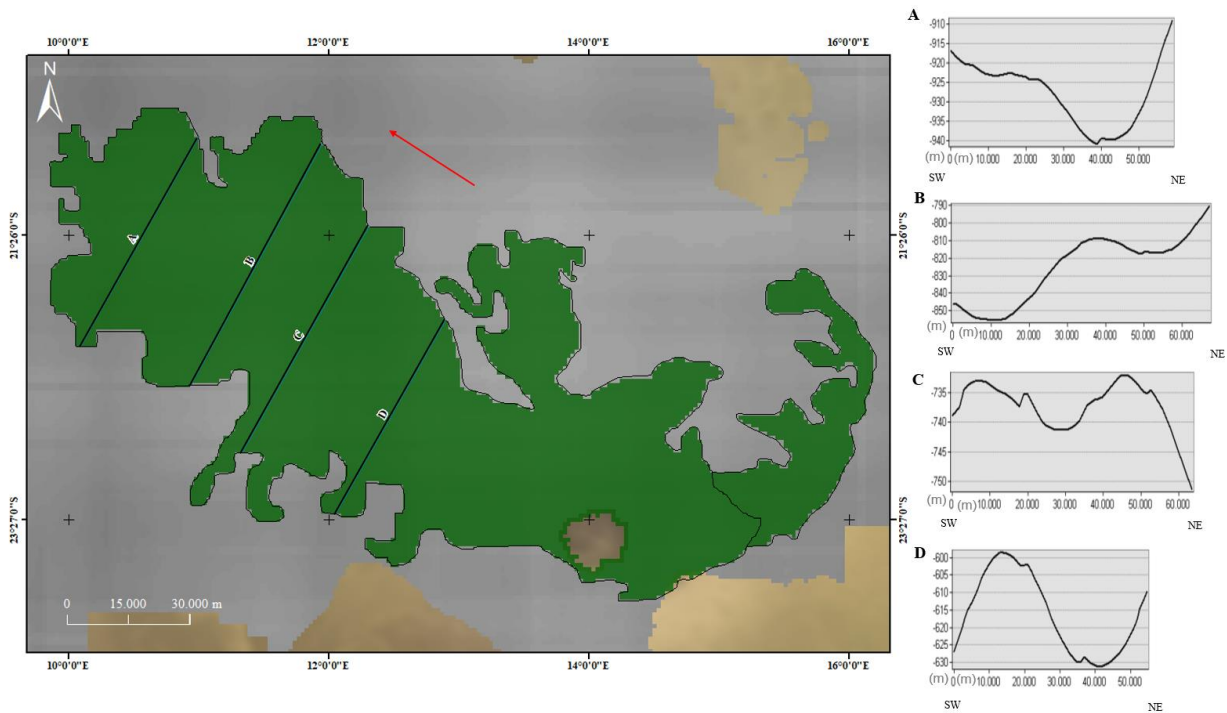


Figura 26

Perfiles topográficos de los flujos de lava Masaya en Ío. En la izquierda se muestra el mapa de pendientes con las líneas de los perfiles trazadas y a la derecha sus respectivos perfiles topográficos. En rojo se señala la orientación del flujo (NW). La imagen satelital en color real y la resolución del DEM se aproximan a 500 m/píxel y 1 km/píxel, derivados de Voyager y Galileo, NASA, USGS (Williams, et al., 2011; White, et al., 2014).



5.4 Propiedades reológicas inferidas

Con las mediciones geométricas de la cartografía y perfiles topográficos, además de otros parámetros como la gravedad, la densidad aproximada para flujos de lava basálticos y rangos inferidos de tasa de efusión se intentó aproximar η y τ_o a través de las ecuaciones 5 y 6 respectivamente. También se determinó Q' con la ecuación 4 y se derivó otro valor de viscosidad (η') usando esta tasa. Los resultados correspondientes se presentan en la Tabla 11.

Tabla 12

Resultados de las propiedades reológicas de los flujos de lava seleccionados. La tabla superior indica las variables, la definición y las unidades con las que fueron halladas las propiedades de la tabla inferior.

Variable	Unidad	Definición		
Q'	m^3/s	Tasa de efusión calculada según Warner & Gregg (2003)		
Q	m^3/s	Tasa de efusión	$Q' = \frac{Gz\alpha LW}{H}$	(Ecuación 4)
L	m	Longitud del flujo		
Gz	----	Número de Graetz		
α	m^2/s	Difusividad termal	$\eta = \frac{\rho g H^4}{Q}$	(Ecuación 5)
ρ	kg/m^3	Densidad del flujo		
g	m/s^2	Aceleración de gravedad	$\tau_0 = \frac{\rho g H^2}{W}$	(Ecuación 6)
W	m	Ancho del flujo		
H	m	Altura del flujo		
η'	Pas	Viscosidad del flujo según Warner & Gregg (2003) con Q'		
η	Pas	Viscosidad del flujo según Warner & Gregg (2003)		
τ_0	Pa	Límite elástico considerando la expansión lateral		

Flujo de lava	Perfil	Q (m^3/s)	Q' (m^3/s)	P (kg/m^3)	g (m/s^2)	η (Pas)	η' (Pas)	τ_0 (Pa)		
Hawai: 1Mauna Loa	A	1	1000	686	2600	9,8	3×10^{10}	3×10^7	4×10^7	1×10^4
	B	1	1000	1152	2600	9,8	2×10^{10}	2×10^7	1×10^7	5×10^3
Hawai: 2Mauna Loa	A	1	1000	2065	2600	9,8	7×10^9	7×10^6	3×10^6	4×10^3
	B	1	1000	1699	2600	9,8	5×10^{10}	5×10^7	3×10^7	7×10^3
Islandia: Sundhnúkur	A	9	13	37	2600	9,8	1×10^7	8×10^6	3×10^6	3×10^3
	B	9	13	28	2600	9,8	4×10^6	3×10^6	1×10^6	3×10^3
	C	9	13	33	2600	9,8	2×10^6	1×10^6	5×10^5	2×10^3
	D	9	13	45	2600	9,8	2×10^6	1×10^6	4×10^5	2×10^3
Ío: Maasaw	A	2000	7000	7332	2600	1,8	6×10^{11}	2×10^{11}	2×10^{11}	3×10^4
	B	2000	7000	11727	2600	1,8	6×10^{11}	2×10^{11}	1×10^{11}	2×10^4
	C	2000	7000	7625	2600	1,8	5×10^{12}	1×10^{12}	1×10^{12}	5×10^4
Ío: Masaya	A	2000	7000	125629	2600	1,8	2×10^6	7×10^5	4×10^4	8×10^1
	B	2000	7000	70785	2600	1,8	4×10^7	1×10^7	1×10^6	3×10^2
	C	2000	7000	197822	2600	1,8	5×10^5	2×10^5	6×10^3	4×10^1
	D	2000	7000	113010	2600	1,8	3×10^5	8×10^5	5×10^4	9×10^1

Nota: Las tasas de efusión (Q) y densidad (ρ) de las lavas fueron tomadas de Williams, *et al.* (2001) y Davies (1996) para Ío. Rowland, *et al.* (2005) y Harris, *et al.* (1998) para Hawái. Pedersen, *et al.* (2022) y Chevrel, *et al.* (2013) para Islandia. El número de Graetz (Gz) fue tomado de Pinkerton & Sparks 1976 en Warner & Gregg (2003), la difusividad térmica (α) tomada de por Zeb, *et al.* (2020). Ecuaciones de Warner & Gregg (2003).

6. Discusión

6.1 Parámetros morfométricos

Las comparaciones entre Ío y la Tierra en este trabajo no se basan en las características morfométricas dimensionales. La extensión de las unidades cartografiadas en Ío muestra grandes diferencias (Tablas 8, 9 y 10) con respecto a las digitalizadas para la Tierra. Por ejemplo, el área obtenida en Loki patera (Figura 14) fue de $2.4 \times 10^{10} \text{ m}^2$, frente al área de la caldera de Mauna Loa, que fue de $1 \times 10^7 \text{ m}^2$. El área del flujo de Maasaw (Figura 11) fue de $3.2 \times 10^{10} \text{ m}^2$, mientras que el área del flujo del sector noreste del rift de Mauna Loa (Figura 21) fue calculada en $3 \times 10^8 \text{ m}^2$ y el área del flujo de lava de sundhnúkur de $1 \times 10^7 \text{ m}^2$ (Figura 21). Aunque la mayoría de las pendientes del terreno de las zonas de estudio no exceden los 10° , sus valores también son discrepantes. En Ío las pendientes halladas no superan los 2° , en cambio, en Hawái las pendientes se encontraron entre 2 y 18° , y en Islandia entre 4 y 11° . Los contrastes entre Ío y la Tierra pueden deberse a diversos factores como las diferencias de gravedad, la presencia de una atmosfera más densa en la Tierra, la forma eruptiva, la topografía en la que circulan los flujos, la tasa de efusión, entre otros. Al tratarse de dimensiones sujetas a varias condiciones, se optó por comparar con base en atributos morfológicos adimensionales.

La gravedad de Ío es aproximadamente el 18% de la gravedad de la Tierra (Anderson, *et al.*, 2001), dado que la gravedad de Ío es más débil, la fuerza descendente que se ejerce es menor y permite que la eyección del material piroclástico y la formación de edificios volcánicos alcance alturas mayores, y que los flujos de lava sean más largos y anchos (Davies, 2007; Lopes, *et al.*, 2023). La tenue atmosfera de Ío creada por volátiles como el SO_2 y la ausencia de agua logran que la lava fluya y se extienda por áreas más grandes antes de solidificarse, además, la baja

presión atmosférica ocasiona que las columnas, que emanan de pateras o fisuras, puedan elevarse a más de 400 km (Turtle, *et al.*, 2004). Se infiere que en Ío las pateras pueden formarse de manera similar a las calderas de colapso terrestres (Lopes, *et al.*, 2023). Sin embargo, algunas de las pateras, como Masaya Patera (Figura 16), no tienen formas circulares causadas por el colapso del edificio volcánico, estas presentan formas irregulares que han sido interpretadas como cuencas de separación generadas por la formación de montañas (McEwen, *et al.*, 2000). La tasa de efusión y otras propiedades físicas son cruciales para entender las magnitudes de Ío y los análogos terrestres, fueron discutidas más adelante.

Las diferencias entre el Factor de Forma (FF) e Índice de Elongación (EI) (Figura 20), indican que los flujos de lava (EI = 0.923 - 10.124 y FF = 0.007 - 0.260) son más elongados e irregulares que las calderas (EI = 1.100 - 2.199 y FF = 0.481 - 0.547) y pateras (EI = 0.190 - 2.650 y FF = 0.148 - 0.950); mientras que los cráteres (EI = 0.727 - 1.354 y FF = 0.857 - 0.931) son menos elongadas y más circulares que las calderas. La mayoría de las estructuras en Ío siguen el patrón característico de las calderas circulares y los flujos de lava basálticos extensos y alargados encontrados en la Tierra. No obstante, la distribución de datos del dominio (FF) de las gráficas parece estar mejor delimitada en las estructuras de los análogos terrestres que en Ío, es decir, en la Tierra se observa una separación más clara entre flujos de lava y calderas. Por ejemplo, En la Tierra los rangos de FF se encuentran entre 0.007 - 0.122 y 0.481 - 0.547 para los flujos de lava y las calderas respectivamente; por otro lado, En Ío los valores de FF oscilan entre 0.009 - 0.260 y 0.148 - 0.950 para flujos de lavas y pateras respectivamente.

6.2 Propiedades reológicas

Los resultados obtenidos de las propiedades reológicas revelan una notable variabilidad (Tabla 12). Los valores de η en Ío oscilan entre 1×10^{12} - 2×10^5 Pas para valores de Q de 2000 a 7000 m^3/s respectivamente. Mientras que los valores de η' obtenidos con Q' varían entre 6×10^3 - 1×10^{12} Pas. En cambio, en Mauna Loa las η varían entre 5×10^{10} - 2×10^7 Pas para Q de 1 a 1000 m^3/s respectivamente y 3×10^6 - 4×10^7 Pas para η' . En Sundhnúkur, el rango de η se encuentra entre 2×10^6 - 1×10^6 Pas para Q de 9 a 13 m^3/s respectivamente y 4×10^5 - 3×10^6 Pas para η' . Las Q' son superiores en Ío, con datos entre 70785 - 11727 m^3/s en Maasaw y 7332 - 197822 m^3/s en Masaya, en contraste a los flujos seleccionados en la Tierra, que arrojaron cifras entre 686 - 2065 m^3/s en Mauna Loa y 28 - 45 m^3/s en Sundhnúkur. En cuanto al límite elástico (τ_0), los resultados conseguidos en la Tierra están en el rango de 2×10^3 a 1×10^4 Pa, mientras que en Ío τ_0 varía entre 4×10^1 - 5×10^4 Pa.

En general, los valores de η' derivados de Q' produjeron viscosidades más bajas que los conseguidos con las tasas de efusión de la literatura. Estos parámetros pueden representar aparentes máximos, ya que, es posible que los flujos de lava correspondan a acumulaciones de varios flujos de lava ocurridas en uno o más eventos eruptivos. Sin embargo, las ecuaciones utilizadas se refieren a flujos discretos en un evento simple. Esta interpretación es consistente con valores calculados que son superiores a los valores típicos de flujos de lavas basálticas; por ejemplo, 10^2 - 10^3 Pas (McBirney & Murase, 1984 en Griffiths, 2000).

Como se observó, los resultados de Q' son considerablemente mayores en Ío (7332 a 197822 m^3/s) a los obtenidos en la Tierra (28 a 2065 m^3/s). Las viscosidades derivadas de Q' del flujo de Masaya en Ío (6×10^3 a 1×10^6 Pas) parecen ajustarse mejor a las viscosidades de los

basaltos. En oposición, las viscosidades del flujo de Maasaw en Ío (1×10^{11} a 1×10^{12} Pas) son las más elevadas. Las ecuaciones de las propiedades reológicas utilizadas en la metodología fueron escogidas porque representaban menos variables inferidas, es probable que en algunos de los casos no se hayan predicho las viscosidades y límites de elasticidad de manera satisfactoria. La causa de estas incertidumbres tiene que ver con las variables de ancho y altura relacionadas en las ecuaciones 5 y 6. Por ejemplo, Chevrel, *et al.* (2013) tomaron medidas del ancho y la altura de un flujo de lava basáltico de la Zona Volcánica Occidental de Islandia, las mediciones de ancho variaron de 124.7 m a 359.7 m y la altura de 2.1 m a 7.5 m. Con estos datos obtuvieron viscosidades entre 1.54×10^5 y 6.41×10^5 Pas y límites elásticos de 2.72×10^1 a 4.68×10^3 Pa (Chevrel, *et al.*, 2013)

6.3 Análisis comparativo con análogos terrestres

Las pendientes son consistentes con terrenos volcánicos en escudo, ya que estos presentan típicamente pendientes bajas (Sigurdsson, *et al.*, 1999). En la literatura se describen flujos de lava alargados, longitud superior al ancho, y pateras redondeadas en Ío (Lopes, *et al.*, 2023), en los resultados los valores de Índice de Elongación corresponden a flujos altamente elongados a moderadamente elongados y pateras, mayoritariamente, poco elongadas y, menos común, moderadamente elongadas.

Las temperaturas de las lavas en Ío han sido registradas en 1400 K (1127 °C) para una probable composición basáltica (Stansberry, *et al.*, 1997) y 2000 K (1727 °C) para lavas de probable composición komatiítica (McEwen, *et al.*, 1998). Las temperaturas de las lavas basálticas en Hawái e Islandia se encuentran entre 1100 y 1200 °C (Lockwood & Lipman, 1987; Harris, *et al.*, 1998; Soldati, *et al.*, 2024). Y como los datos de las propiedades reológicas

deberían estar relacionados con las composiciones de las lavas, si se asocia la información de las temperaturas con los resultados obtenidos; se podría sugerir que las temperaturas de los flujos de lava en Ío son mayores y en algunos casos, menos viscosas que las de la Tierra. Como se obtuvieron en los resultados de la reología aquí presentados, 6×10^3 a 1×10^6 Pas en Masaya, Ío vs. 3×10^6 y 4×10^7 en Mauna Loa. No obstante, algunos de los parámetros reológicos no se ajustan a las composiciones máficas propuestas (con temperaturas de ~ 1600 °C en komatiitas (Nisbet & Walker, 1982; Mole, *et al.*, 2014, y ~ 1200 °C en basaltos Lockwood & Lipman, 1987; Harris, *et al.*, 1998; Soldati, *et al.*, 2024). Lo cual podría ser causado por las estimaciones de alturas y anchos anómalos, ocasionados por las mediciones de acumulaciones de varios flujos de lava y no de flujos discretos.

Aunque algunos atributos reológicos no produjeron los resultados esperados para lavas máficas y ultramáficas, no se descartan que los terrenos volcánicos examinados correspondan a estas composiciones, ya que, para el caso de la Tierra se sabe que las regiones seleccionadas sí poseen composiciones basálticas. Pese a que en Ío se habla de estimaciones de composiciones basálticas y ultramáficas, hay otros factores, como las temperaturas (Stansberry, *et al.*, 1997; McEwen, *et al.*, 1998) y las densidades de las lavas (Howell, 1997; Davies, 1996;) que respaldan la composición silicatada en su superficie.

6.4 Implicaciones en la dinámica interna

A pesar de las diferencias encontradas entre Ío y la Tierra, el estudio de Ío representa un avance importante en la comunidad de las geociencias planetarias. La particularidad de Ío al ser catalogado como el cuerpo sólido con mayor actividad volcánica del sistema solar, incluso superando a la Tierra (Pommier, *et al.*, 2002), la convierte en una pieza clave para la

comprensión de la conexión de la expresión vulcanológica superficial con la dinámica interna de un cuerpo rocoso diferente a la Tierra. Esto podría sugerir procesos de evolución y diferenciación planetaria en Ío. De ser así la disipación del calor producido por la deformación constante generada por la influencia de Júpiter, Europa y Ganímedes en la órbita de Ío (Lopes, 2014), estaría relacionada con un modelo fluido, como un océano de magma (Khurana, *et al.*, 2011; Tyler, *et al.*, 2015; Miyazaki & Stevenson, 2022) o un modelo sólido en la astenosfera o el manto profundo (Breuer, *et al.*, 2022).

La teoría del océano magmático no es exclusiva en Ío, se cree que en algún momento en el proceso de diferenciación magmática pudo haber existido en asteroides como Vesta, satélites como la Luna, y planetas como Marte, Venus, Mercurio e incluso la Tierra (Elkins-Tanton, 2012; Solomatov, 2007; Greenwood, *et al.*, 2005). Uno de los mecanismos de diferenciación en Ío sugiere que la composición proviene de una condrita típica, del disco de acreción circun joviano de la nebulosa solar (Lopes, *et al.*, 2023). Donde el calentamiento de las fuerzas de mareas y la acreción de sólidos refractarios, metales y silicatos (Breuer, *et al.*, 2022), generaría la fusión de rocas en el manto, produciendo magma que asciende hacia la superficie y se enfría, formando la corteza (Carr, 1986). A medida que el magma se enfría y cristaliza, los minerales más densos se concentran en el núcleo, como hierro y sulfuro de hierro (Breuer, *et al.*, 2022). En la actualidad, el intenso calor en Ío origina magma que, cuando sale a la superficie crea volcanes y depresiones de colapso (Pateras) que a su vez produce materiales piroclásticos y flujos de lava (Moore, *et al.*, 2001; Sohl, *et al.*, 2002; Keszthelyi, *et al.*, 2007; Lopes, *et al.*, 2023).

Si la Tierra hubiese albergado un océano de magma de alta temperatura, es probable que la proto-corteza primaria formada en el Hadeano tuviese composición komatiítica (Nisbet & Walker, 1982), caracterizada por un alto contenido de magnesio (mayor al 30 % wt), cristalizada

de magmas de baja viscosidad y temperatura de liquidus alrededor de 1600 °C (Nisbet & Walker, 1982; Mole, *et al.*, 2014). Dicha corteza pudo haberse construido a través de la acumulación vertical de flujos de lava, por medio de procesos volcánicos similares a los que se observan actualmente en Ío. Como en Ío, un posible océano de magma en la Tierra pudo haber resultado en desvolatilización temprana del manto que, en el caso de la Tierra, gracias a su mayor gravedad, podría haber influenciado la formación y composición inicial de la atmosfera (Solomatova & Caracas, 2021).

No obstante, no hay evidencia directa de corteza primitiva del Hadeano, además de registros de zircones detríticos (Harrison, 2009). Sin embargo, la mayoría de las lavas komatiítica terrestres hicieron erupción durante el Arqueano lo que sugiere que en ese período las condiciones térmicas de la Tierra permitieron la existencia de magmas de alta temperatura y bajo contenido de sílice, características que se asocian con un manto mucho más caliente que el actual (Nisbet & Walker, 1982; Miller, *et al.*, 1991; Elkins-Tanton, 2012; Solomatov, 2007; Greenwood, *et al.*, 2005; Mole, *et al.*, 2014). Aunque un océano de magma no existía para el Arqueano (Nisbet & Walker, 1982), el registro geológico de las komatiitas y las rocas con altos contenidos de MgO de esa época puede ser interpretado como un vestigio de la actividad térmica y magmática más intensa que pudo dominar el Hadeano (Miller, *et al.*, 1991).

7. Conclusiones

- La cartografía y las mediciones morfométricas revelaron que los parámetros de las zonas evaluadas presentan diferencias sustanciales en tamaño, siendo los flujos de lava y pateras en Ío superiores a los de la Tierra. Las pendientes encontradas son inferiores en Ío ($0 - 2^\circ$) en comparación a las de la Tierra ($2 - 18^\circ$).
- El FF y el EI demostraron que la mayoría de las pateras ($EI = 0.190 - 2.650$ y $FF = 0.148 - 0.95$) en Ío siguen el patrón característico de las calderas circulares ($EI = 1.100 - 2.199$ y $FF = 0.481 - 0.547$) terrestres. Aunque los flujos de lava en Ío tienen valores más bajos en el EI que los de la Tierra ($EI = 1,188 - 2.904$ $FF = 0.009 - 0.124$ en Ío vs. $EI = 0,923 - 10,124$ $FF = 0.007 - 0.122$ en la Tierra), en ambos lugares se clasifican predominante como estructuras altamente elongadas e irregulares.
- A partir de las relaciones entre los rasgos morfológicos de los terrenos volcánicos con composiciones máficas inferidas se plantearon posibles propiedades reológicas de las lavas. Los análisis sugieren que en Ío las tasas de efusión son mayores a las calculadas en la Tierra ($7332 - 197822 \text{ m}^3/\text{s}$ frente a $28 - 2065 \text{ m}^3/\text{s}$).
- Muchos de los valores obtenidos en el cálculo de las tasas de efusión no se encontraron en los rangos propuestos en la literatura. Sin embargo, estos datos Q' arrojaron viscosidades inferiores a las derivadas con Q .
- El flujo de lava Masaya en Ío presentó viscosidades y límites elásticos ($6 \times 10^3 - 1 \times 10^6$ Pas; $4 \times 10^1 - 3 \times 10^2$ Pa) menores a los valores de Mauna Loa ($3 \times 10^6 - 4 \times 10^7$; $4 \times 10^3 - 1 \times 10^4$ Pa) y Sundhnúkur ($4 \times 10^5 - 3 \times 10^6$ Pas; $3 \times 10^3 - 2 \times 10^3$ Pa); y más aproximados a los valores reológicos de lavas basálticas propuestos por Chevrel, *et al.* (2013) ($1.54 \times 10^5 - 6.41 \times$

10^5 Pas 2.72×10^1 - 4.68×10^3 Pa) y McBirney & Murase, (1984) en Griffiths, (2000) (10^2 - 10^3 Pas).

- Aunque algunas de las características reológicas no se ajustaron de la manera más adecuada a los valores teóricos, debido a las alturas y anchos anómalos derivado de los perfiles topográficos (que corresponden a la acumulación de varios flujos de lava y no a flujos discreteos) no se descarta que se traten de flujos de lava máficos, y ultrámáficos en Ío.

8. Recomendaciones

Con el propósito de comprender mejor la actividad volcánica en Ío, se recomienda seguir realizando análisis de los datos disponibles y, a su vez, ampliar las observaciones por medio de sondas espaciales y telescopios terrestres, que con el tiempo tendrán mejores resoluciones espaciales y espectrales. Esto podría proporcionar observaciones continuas que aumenten el conocimiento sobre la dinámica y composición flujos de lava y pateras e Ío. Con ello, mejorar la comparación con estructuras geológicas en otros cuerpos sólidos.

Es fundamental profundizar en el estudio de las propiedades físicas térmicas y reológicas de las lavas en Ío. Además, de integrar la caracterización geomorfológica por medio de observación de análogos terrestres, ya que en la actualidad no es posible la observación directa en Ío, sin embargo, este tipo de trabajos podrían precisar modelos de la composición y el comportamiento magmático en Ío. Que, a su vez, están ligados a la disipación de la energía interna de Ío, aclararía la posibilidad de un océano de magma. Sin duda alguna, avanzar en esta disciplina representaría importantes hallazgos vulcanológicos en entornos planetarios dentro del sistema solar, y potencialmente, en otros también.

Referencias bibliográficas

- Alaska Vertex (2011). *EarthData*. Alos Palsar <https://search.asf.alaska.edu/#/>
- Archinal, B., Acton, C., A'Hearn, M., *et al.* (2018). *Report of the IAU Working Group on Cartographic Coordinates and Rotational Elements: 2015*. Celestial Mechanics.
- Ahern, A., Radebaugh, J., Christiansen, E., Harris, R., & Tass, E. S. (2017). *Lineations and structural mapping of Io's paterae and mountains: Implications for internal stresses*. *Icarus*, doi:10.1016/j.icarus.2017.06.004
- Anderson, J., Null, G., & Wong, S. (1974). *Gravitational parameters of the Jupiter system from the Doppler tracking of Pioneer 10*. *Science*
- Anderson, J., Jacobson, R., Lau, E., Moore, W., & Schubert G. (2001). *Io's gravity field and interior structure*. *Journal of Geophysical Research*, doi:10.1029/2000je001367
- Bart, G., Turtle, E., Jaeger, W., Keszthelyi, L., & Greenberg, R. (2004) *Ridges and tidal stress on Io*. *Icarus*.
- Becker, T., & Geissler, P. (2005). *Galileo Global Color Mosaics of Io*. Astrogeology Team, U.S. Geological Survey. <https://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2005/pdf/1862.pdf>
- Berlin, J. 2010. *Mineralogy and Bulk Chemistry Of Chondrules and Matrix in Petrologic Type 3 Chondrites: Implications for Early Solar System Processes*. Diplom, Mineralogy, Free University Berlin.

- Bird, M., Asmar, S., Brenkle, J., Edenhofer, P., Funke, O., Patzold, M., & Volland, H. (1992). *Ulysses Radio Occultation Observations of the Io Plasma Torus During the Jupiter Encounter*. Science, doi:10.1126/science.257.5076.1531
- Breuer, D., Hamilton, C., & Khurana K. (2022). *The Internal Structure of Io*. Elements Magazine, doi: 10.2138/gselements.18.6.385
- Burpee, A., Slingerland, R., & Edmonds, D. (2011). *Relationships between sediment caliber and delta shoreline geometry and stratigraphy*. Journal of Geophysical Research: Earth Surface. <https://doi.org/10.1029/2010JF001891>
- Carter, C., & Keane, J.T., (2019). *Calentamiento de marea: lecciones de Io y el sistema joviano, Informe final para el Instituto Keck de Estudios Espaciales*. Caltech. https://kiss.caltech.edu/workshops/tidal_heating/tidal_heating_art.html
- Cashman., R. Stephen J. Sparks., *et al.* (2013). *How volcanoes work: A 25 year perspective*. School of Earth Sciences, University of Bristol, Bristol, UK
- Carr, M. (1986). *Silicate Volcanism on Io*. Journal of Geophysical Research.
- Carr, M. (1996). *Water on Mars*. Oxford University Press.
- Carr, M. (2018). *The Surface of Mars*. U.S. Geological Survey, Cambridge University Press.
- Chang, J. (2022). *Volcano Watch — From Mauna Loa or Kilauea? A Geologic Whodunnit*. USGS. Observatorio de volcanes hawaianos .
- Chevrel M., Platz T., Hauber E., Baratoux D., Lavallée Y., & Dingwell D. (2013). *Lava flow rheology: A comparison of morphological and petrological methods*. Earth and Planetary Science Letters.

- Copernicus (2024). *Data Space*. Sentinel 2. <https://browser.dataspace.copernicus.eu>
- Corradine M. (2017). *Caracterización Físico-Biótica de la cuenca. Morfometría*. Consorcio Río Garagoa.
- Davies, A. (1996). *Io's Volcanism: Thermo-Physical Models of Silicate Lava Compared with Observations of Thermal Emission*. Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology. Icarus
- Davies, A. (2007). *Volcanism on Io: A Comparison with Earth*. Cambridge University Press.
- Dvorak & Dzurisin (1993). *Variations in magma supply rate at Kilauea Volcano, Hawaii*. Journal of Geophysical Research. <https://doi.org/10.1029/93JB02765>
- Elkins-Tanton, L. (2012). *Magma oceans in the inner solar system*. Annual Review of Earth and Planetary Sciences.
- Esri (2021). ArcGIS 10.8.2. Fecha de creación del proyecto: 2024. <https://support.esri.com/es-es/products/arcmap/life-cycle>
- Esri Hawaii.(2024). Earthstar Geographics, and GIS User Community. *Arc GIS Hawaii map* <https://www.arcgis.com/apps/View/index.html?appid=6c9dbc19978246e0a4b3de8e65c3075c>
- Greeley, R., & Batson, R. (2007). *Planetary Mapping*. Cambridge University Press.
- Greeley, R. (2013). *Introduction to Planetary Geomorphology*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139020961>
- Greenwood, R. C., Franchi, I. A., Jambon, A., Buchanan, P. C. (2005). *Widespread magma oceans on asteroidal bodies in the early solar system*. Nature.

- Griffiths, R. (2000). *The Dynamics of Lava Flows. Annual Review of Fluid Mechanics*, Research School of Earth Sciences, The Australian National University
doi:10.1146/annurev.fluid.32.1.477
- Guðmundsson, A., (1987) *Lateral magma flow, caldera collapse, and a mechanism of large eruptions in Iceland. Journal of Volcanology and Geothermal Research*,
doi:10.1016/0377-0273(87)90093-X.
- Guðmundsson, A., (2019). *Living Earth - Outline of Geology Iceland*. Mal Og Menning Iceland
- Hack, R. (2018). *Viscosity. Rheological properties. Encyclopedia of Engineering Geology*. Springer 10.1007/978-3-319-73568-9_308
- Hamilton, C., Beggan C., Still S., Beuthe M., Lopes R., Williams D., Radebaugh J., & Wright W. (2013) *Spatial distribution of volcanoes on Io: implications for tidal heating and magma ascent*. Earth and Planetary Science Letters. En: Lopes, R., Spencer, J. (eds.) (2023) *Io After Galileo*
- Harris, A., Flynn, L., Keszthelyi, L., Mougini-Mark, p., Rowland, S., Resing, J. (1998). *Calculation of lava effusion rates from Landsat TM data*. Springer-Verlag
- Harris, A., Dehn, J., & Calvari, S. (2007). *Lava effusion rate definition and measurement: a review*. Bulletin of Volcanology. doi:10.1007/s00445-007-0120-y
- Harrison, T. (2009). *The Hadean crust: evidence from > 4 Ga zircons*. Annual Review of Earth and Planetary Sciences. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.031208.100151>
- Head, J. (2020). *Geological Characteristics of the Moon*. Lago Xiao.
<https://doi.org/10.1093/acrefore/9780190647926.013.90>

- Howell R. (1997). *Thermal Emission from Lava Flows on Io*. Department of Physics and Astronomy, University of Wyoming. Icarus
- Johnson, C., Affolter M., Inkenbrandt P., & Mosher C. (2017). *An Introduction to Geology*. Salt Lake Community College
- Johnson, T., Cook II, A., Sagan, C., Soderblom, L.(1979). Volcanic resurfacing rates and implications for volatiles on Io. *Nature*, doi:10.1038/280746a0
- Keane, J., Ahern, A., Bagenal, F., Barr Mlinar, A., Basu, K., Becerra, P., & Williams, D. A. (2021). *The science case for Io exploration*. *Bulletin of the American Astronomical Societ*. Icarus, doi:10.1016/j.icarus.2007.07.008
- Khurana, K, Xianzhe J., Kivelson M., Nimmo f., Schubert G., & Russell C. (2011). *Evidence of a Global Magma Ocean in Io's Interior*. *Science*, doi: 10.1126/science.1201425.
- Kleer, K., McEwen, A., Park, R., *et al.*(2019). *Final Report for the Keck Institute for Space Studies*. https://www.kiss.caltech.edu/final_reports/Tidal_Heating_final_report.pdf En: Lopes, R., Spencer, J. (eds.) (2023) *Io After Galileo*
- Landmæring Íslands (2016). *Grunngerð Landupplýsinga- Landupplýsingagátt*. WorldView 1-3 y GeoEye-1. <https://kort.gis.is/mapview/?app=kort&lang=is>
- Lewis, J. (1982). *Io: geochemistry of sulfur*. Icarus.
- Lineweaver, C., & Chopra, A. (2012). *The Habitability of Our Earth and Other Earths: Astrophysical, Geochemical, Geophysical, and Biological Limits on Planet Habitability*. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*

- Le Bas, M. (2000). IUGS *reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks*. *Journal of Petrology*, 41(10), 1467-1470. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.10.1467>
- Lockwood J. & Lipman P. (1987). *Holocene eruptive history of Mauna Loa volcano. Volcanism in Hawaii*. USGS Professional Paper 1350.
- Lopes, R., Kamp, L., Smythe, W., Mouginiis-M., Kargel, J., Radebaugh, J., Turtle, E., Perry, J., Williams, D., Carlson, R., Douté, S., & the Galileo NIMS and SSI Teams. (2004). *Lava lakes on Io: observations of Io's volcanic activity from Galileo NIMS during the 2001 fly-bys*. *Icarus*. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2003.11.013>
- Lopes, R. (2014). *Io. Encyclopedia of the Solar System Io: The Volcanic Moon*. doi:10.1016/b978-0-12-415845-0.00035-9
- Lopes, R, Kleer K., Spencer, J., Tuttle J. (eds.) (2023). *Io After Galileo: A New View of Jupiter's Volcanic Moon*. Springer Praxis Books.
- Lucchitta, B., McEwen, A., Clow, G., Geissler, P., Singer, R., Schultz, R., Squyres, S. (1992). *The canyon system on Mars*. Astrogeology Science Cente.
- Macdonald, G. (1983). *Volcanoes in the Sea: The Geology of Hawaii (Second Edition)*. University of Hawaii Press.
- McBirney, A., (1984). *Rheological Properties of Magmas. Department of Geology*. University of Oregon.
- McDonough W., Sun S. 1995. *The composition of the Earth*. Chemical Geology.

- McEwen, A.S., Keszthelyi, L., Spencer, J.R., Schubert G. Matson D., Lop R., Klaasen K., Johnson T., Head J., Geissler P., Fagents S., Davies A., Carr M., Breneman H., Belton M. (1998). *High-temperature silicate volcanism on Jupiter's moon Io*. Science. <https://doi.org/10.1126/science.281.5373.87>
- McEwen, A., Belton M., Breneman H., Fagents S., Geissler P., Greeley R., Head J., Hoppa G., Jaeger W., Johnson T., Keszthelyi L., Klaasen K., Lopes-Gautier R., Magee K., Milazzo M., Moore J., Pappalardo R., Phillips C., Radebaugh J., Schubert G., Schuster P., Simonell D., Sullivan R., Thomas P., Turtle E., & Williams D. (2000). *Galileo at Io: Results from High-Resolution Imaging*. Science, doi:10.1126/science.288.5469.119
- Miller, G., Stolper, E., Ahrens, T. (1991). *The equation of state of a molten komatiite: 2. Application to komatiite petrogenesis and the Hadean Mantle*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth. <https://doi.org/10.1029/91JB01203>
- Mole, D., Fiorentini, M., Thebaud, N., & Miller, J. (2014). *Archean komatiite volcanism controlled by the evolution of early continents*. Stanford University. <https://doi.org/10.1073/pnas.1400273111>
- Moore, J.M., Sullivan, R.J., Chuang, F.C., Head III, J.W., McEwen, A.S., Milazzo, M.P., Nixon, B.E., Pappalardo, R.T., Schenk, P.M., Turtle, E.P. (2001) *Landform degradation and slope processes on Io: the Galileo view*. J. Geophys. Res.
- Moore, W.B., Schubert, G., Anderson, J.D., Spencer, J.R. (2007). *The interior of Io*. https://doi.org/10.1007/978-3-540-48841-5_5

National Academies Press (2022). *Origins, Worlds, and Life A Decadal Strategy for Planetary Science and Astrobiology 2023-2032*. Committee on the Planetary Science and Astrobiology Decadal Survey, Space Studies Board, Division on Engineering and Physical Sciences a Consensus Study Report of The National Academies of Sciences-Engineering-Medicine, doi 10.17226/26522. P 8-24

National Aeronautics and Space Administration (NASA) / JPL /Universidad de Arizona (1997). *Solid State Imaging (CCD) system aboard NASA's Galileo spacecraft*. <https://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA00583>.

National Aeronautics and Space Administration (NASA) (2023). *Ío: Exploration*. <https://science.nasa.gov/jupiter/moons/io/exploration/>

National Aeronautics and Space Administration (NASA) (2024). *Galería de procesamiento de imágenes*. Junocam. <https://www.missionjuno.swri.edu/junocam/processing>

Nisbet, E., & Walker, D. (1982). *Komatiites and the structure of the Archaean mantle*. *Earth and Planetary Science Letters*. [https://doi-org.bibliotecavirtual.uis.edu.co/10.1016/0012-821X\(82\)90025-5](https://doi-org.bibliotecavirtual.uis.edu.co/10.1016/0012-821X(82)90025-5)

Pappalardo, R., Belton, M., Breneman, H., Carr, M., Chapman, C., Collins, G., Denk, T., Fagents, S., Geissler, P., Giese, B., Greeley, R., Greenberg, R., Head, J., Helfenstein, P., Hoppa, G., Kadel, S., Klaasen, K., Klemaszewski, J., Magee, K., ... Williams, K. (1999). *Does Europa have a subsurface ocean?* Evaluation of the geological evidence. *Journal of Geophysical Research: Planets*. <https://doi.org/10.1029/1998JE000628>

- Peale, SJ, Cassen, P, Reynolds, R. (1979). *Melting of io by tidal dissipation*. Science. doi: 10.1126/science.203.4383.892.
- Pedersen, G., Pfeffer, M., Barsotti, S., Tarquini, S., de'Michieli Vitturi, M., Óladóttir, B., & Prastarson, R. (2021). *Lava flow hazard modeling during the 2021 Fagradalsfjall eruption, Iceland: applications of MrLavaLoba*. <https://doi.org/10.5194/nhess-23-3147-2023>
- Pedersen, G., Belart, J., Óskarsson, B, Gudmundsson, M., Gies, N., Högnadóttir, T., Hjartardóttir, Á., Pinel, V., Berthier, É., Dürrig, T., Reynolds, H., Hamilton, C., Valsson, G., Einarsson, P., Ben-Yehosua, D., Gunnarsson, A., & Oddsson, B. (2022). *Volume, Effusion Rate, and Lava Transport During the 2021 Fagradalsfjall Eruption: Results From Near Real-Time Photogrammetric Monitoring*. <https://doi.org/10.1029/2021GL097125>
- Pinkerton, H., & Sparks, R. (1976). *The 1975 sub-terminal lavas, mount etna: a case history of the formation of a compound lava field*. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(76\)90005-6](https://doi.org/10.1016/0377-0273(76)90005-6)
- En Warner & Gregg (2003), *Evolved lavas on Mars? Observations from southwest Arsia Mons and Sabancaya volcano, Peru*.
- Poljak, I., Šatović, Z., Vidaković, A., Tumpa, K., & Idžojtić, M. (2024). *Population variability of rosemary willow (Salix eleagnos Scop.) based on leaf morphometry: Evidence of small and large-leaf morphotypes*. Acta Botanica Croatica. doi: 10.31298/sl.148.5-6.1
- Pommier A., McEwen A. (2022). *Io: A Unique World in our Solar System*. Elements, doi:10.2138/gselements.18.6.368

- Ritter, N., & Cooper, J. (2009). *New Resolution Independent Measures of Circularity*. Journal of Mathematical Imaging and Vision. doi:10.1007/s10851-009-0158-x
- Robinson J. (2006). *This Dynamic Planet*. World Map of Volcanoes, Earthquakes, Impact Craters, and Plate Tectonics. USGS. <https://pubs.usgs.gov/imap/2800/TDPback.pdf>
- Rowland, S., Garbeil, H., Harris, A. (2005) *Lengths and hazards from channel-fed lava flows on Mauna Loa, Hawaii, determined from thermal and downslope modeling with FLOWGO*. Bull Volcanol. DOI 10.1007/s00445-004-0399-x
- Sandel, B. R., Shemansky, D. E., Broadfoot, A. L., Bertaux, J. L., Blamont, J. E., Belton, M. J., ... Takacs, P. Z. (1979). *Extreme Ultraviolet Observations from Voyager 2 Encounter with Jupiter*. Science, doi:10.1126/science.206.4421.962
- Schubert G., Anderson, JD; Spohn, T.; McKinnon, WB (2004). *Interior composition, structure and dynamics of the Galilean satellites*.
- Segatz, M., Spohn, T., Ross, M.N., Schubert, G. (1988). *Tidal dissipation, surface heat flow, and figure of viscoelastic models of Io*. Icarus, doi:10.1016/0019-1035(88)90001-2. En: Lopes, R., Spencer, J. (eds.) (2023) *Io After Galileo*
- Sharkov E., Bogina M., Chistyakov A. (2023). *The Mechanisms Responsible for Translating Impulses from Depth to the Outer Shells of the Modern Earth: The Late Cenozoic Global Tectonomagmatic Increase in Activity on Our Planet*. Journal of Volcanology and Seismology. <https://link.springer.com/article/10.1134/S0742046323700215>
- Sigurdsson H., Stix J., Rymer H., Houghton B. (1999). *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press

- Soderblom, L., Johnson, T., Morrison, D., Danielson, E., Smith, B., Veverka, J., Cook A., Sagan C., Kupferman P., Pieri D., Mosher J., Avis C., Gradie J., Clancy, T. (1980). *Spectrophotometry of IO: Preliminary Voyager 1 results*. Geophysical Research Letters, doi:10.1029/g1007i011p00963
- Sohl, F., Spohn, T., Breuer, D., Nagel K. (2002). *Implications from Galileo Observations on the Interior Structure and Chemistry of the Galilean Satellites*. Icarus, doi:10.1006/icar.2002.6828
- Solar System Scope (2023). *App Solar System. Free online model of Solar System and Night sky*. <https://www.solarsystemscope.com/>
- Soldati, A., Dingwell, D., Thordarson, T., Höskuldsson, Á., Jónsdóttir, I., Moreland, W., Pálmadóttir, J., Gallagher, C., Torfadóttir, H., Grech Licari, J., Valdimarsdóttir, I., Pétursdóttir, L., & Askew, R. (2024). *A lower bound on the rheological evolution of magma in the 2021 Fagradalsfjall Fires*. Journal of Volcanology and Geothermal Research. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2024.108098>
- Solomatov, V. (2007). *Magma oceans and primordial mantle differentiation*. Evolution of the Earth.
- Solomatova, N., & Caracas, R. (2021). *Genesis of a CO₂-rich and H₂O-depleted atmosphere from Earth's early global magma ocean*. Science advances, doi: 10.1126/sciadv.abj0406
- Stansberry, J. A.; Spencer, J. R.; Howell, R. R.; Dumas, C.; Vakil, D. (1997). *Violent silicate volcanism on Io in 1996*. Geophysical Research Letters, doi:10.1029/97gl02593

- Steinke, T., van Sliedregt, D., Vilella, K., van der Wal, W., Vermeersen, B.: J. (2020). *Can a Combination of Convective and Magmatic Heat Transport in the Mantle Explain Io's Volcanic Pattern?* <https://doi.org/10.1029/2020JE006521> En: Lopes, R., Spencer, J. (eds.) (2023) *Io After Galileo*
- Steffl, A., Stewart, A., Bagenal, F. (2004). *Cassini UVIS observations of the Io plasma torus.I. Initial results.* *Icarus*, doi:10.1016/j.icarus.2003.12.027
- Suárez, J., Ochoa, I., Delgado-Correal, C., Saavedra, F. (2022). *Geomorphological evidence of the internal geological activity of Sputnik Planitia, and its relationship with the surrounding terrains.* Universidad Nacional de Colombia. <https://doi-org.bibliotecavirtual.uis.edu.co/10.1016/j.pss.2022.105433>
- Tackley, P.J., Schubert, G., Glatzmaier, G.A., Schenk P., Ratcliff J.T., Matas J-P. (2001). *Three-Dimensional Simulations of Mantle Convection in Io.* *Icarus*. En: Lopes, R., Spencer, J. (eds.) (2023) *Io After Galileo*
- Tarbuck, E. J.; Lutgens, F. K., y Tasa, D. (2005). *Ciencias de la Tierra.* Pearson Educación S. A. Octava edición 5, 139
- Thordarson, T. y Larsen, G. (2007). *Volcanism in Iceland in historical time: Volcano types, eruption styles and eruptive history.* *Geodinamic Research*, doi:10.1016/j.jog.2006.09.005
- Tilling R., Heliker C., Swanson D. (2010). *Eruptions of Hawaiian Volcanoes— Past, Present, and Future.* U.S. Department of the Interior U.S. Geological Survey.

- Trigo J., Martínez M. 2013. *Las condritas y sus componentes primigenios*. Grupo de Meteoritos, Cuerpos Menores y Ciencias Planetarias. Instituto de Ciencias del Espacio (CSIC-IEEC).
- Tonks, W. B., & Melosh, H. J. (1993). *Magma ocean formation due to giant impacts*. Journal of Geophysical Research: Planets.
- Troll, V., Deegan, F., Thordarson, T., Tryggvason, A., Krmíček, L., Moreland, W., Lund, B., Bindeman, I. N., Höskuldsson, Á., & Day, J. M. D. (2024). *The Fagradalsfjall and Sundhnúkur Fires of 2021–2024: A single magma reservoir under the Reykjanes Peninsula, Iceland?* Terra Nova. <https://doi.org/10.1111/ter.12733>
- Tsang, C., Rathbun A., Spencer J., Hesman B., Abramov O. (2014), *Io's hot spots in the near-infrared detected by LEISA during the New Horizons flyby*, J. Geophys. Res. Planets, doi:10.1002/2014JE004670
- Turtle, E., Keszthelyi, L., McEwen, A., Radebaugh, J., Milazzo, M., Simonelli, D., Geissler, P., Williams D., Perry J., Jaeger, W., Klaasen, K., Breneman, H., Denk, T., Phillips, C., & the Galileo SSI Team (2004). *The final Galileo SSI observations of Io: orbits G28-I33*. Icarus. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2003.10.014>
- Tyler, R. H., Henning, W. G., & Hamilton, C. W. (2015). *Tidal heating in a magma ocean within Jupiter's moon Io*. The Astrophysical Journal Supplement Series.
- United States Geological Survey (2011). *Geologic Map of Io*. <https://pubs.usgs.gov/sim/3168/>
- Vidmachenko, A.P. (2018). *On possible life on Jupiter's satellite Io*. National University of Life and Environmental Sciences of Ukraine

- Vilches, M., Ureta, G., Grosse, P., Németh, K., Aguilera, F., & Aguilera, M. (2022). *Effusion rate estimation based on solidified lava flows: Implications for volcanic hazard assessment in the Negros de Aras monogenetic volcanic field, northern Chile*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107454>
- Warner, N., & Gregg, T. (2003). *Evolved lavas on Mars? Observations from southwest Arsia Mons and Sabancaya volcano, Peru*. University at Buffalo, *Journal Of Geophysical Research*.
- Wasson, J. T. (1985) *Meteorites: Their Record of the Early SolarSystem History*. Freeman, NY.
- Weisberg, M., McCoy, T., & Krot A. (2006). Systematics and Evaluation of Meteorite Classification. P 19.
- White, O., Schenk, P., Nimmo, F., & Hoogenboom, T. (2014). *A new stereo topographic map of Io: Implications for geology from global to local scales*. *JGR Planets*. <https://doi.org/10.1002/2013JE004591>
- Williams, D., Davies A., Keszthelyi, L., & Greeley R. (2001). *The summer 1997 eruption at Pillan Patera on Io: Implications for ultrabasic lava flow emplacement* U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3168, scale 1:15,000,000. <http://pubs.usgs.gov/sim/3168/>
- Williams, D., Keszthelyi, L., Crown, D., Yff, J., Jaeger, W., Schenk, P., Geissler, P., Becker, T. (2011). *Geologic map of Io*. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3168, scale 1:15,000,000. <http://pubs.usgs.gov/sim/3168/>

- Wright, T. (1971). *Chemistry of Kilauea and Mauna Loa Lava in Space and Time*. Geological Survey Professional Paper. <https://pubs.usgs.gov/pp/0735/report.pdf>
- Zeb A., Abid M., Zeb M., Qureshi M., Younas U., & Batool I. (2020). *Measurement and Prediction of Thermal Conductivity of Volcanic Basalt Rocks from Warsak Area*. *Advances in Materials Science and Engineering*, 2020, 1–9. doi:10.1155/2020/4756806
- Zik Y., Hon G., Manulis I. (2020). *Did Simon Marius observe Jupiter's satellites on January 8, 1610? An exercise in computation*. <https://doi.org/10.48550/arXiv.2002.04643>