

## ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO Y FLEXURAL DE LA PROVINCIA DE THARSIS, REGIÓN ECUATORIAL DE MARTE

NICOLE OLIVEIRA<sup>1,a</sup>, MARIANO ARNAIZ<sup>2</sup>

<sup>1,2</sup>Universidad Central de Venezuela, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Caracas, Venezuela.  
e-mail: [anko2gym@gmail.com](mailto:anko2gym@gmail.com)

Recibido: Abril de 2021

Aprobado para publicación: junio de 2021

### RESUMEN

Se analizó la flexión litosférica bajo la carga de las estructuras volcánicas dispuestas en la región de Tharsis, partiendo de la elaboración de una serie de mapas gravimétricos que permitieron posteriormente plantear diversos modelos geológicos de la estructura cortical debajo de los mega-escudos volcánicos allí presentes. Se estudió el grado de compensación isostática para cada una de las cargas mediante el cálculo de sus anomalías isostáticas, determinando que el sistema de compensación en la región no puede ser explicado por medio de mecanismos de isostasia local. Mediante la aplicación de la teoría de flexión elástica se propusieron modelos flexurales, suponiendo un comportamiento mecánico anisotrópico de la litósfera, para obtener las variaciones del espesor elástico efectivo a lo largo de los perfiles sugeridos. El espesor elástico promedio estimado sobre la orientación preferencial de las estructuras se obtuvo con un valor de 127 km, concluyendo que las mismas se formaron sobre una litósfera considerablemente rígida. A partir de estos resultados se determinó que, en su estado estático actual, la resistencia mecánica de la placa decrece de Norte a Sur. Se interpretó una zona de anisotropía mecánica en la región al Sureste de Tharsis, manifestándose principalmente por los procesos reológicos que intervinieron en el pasado más que por la magnitud de las cargas presentes. Desde un punto de vista isostático, esta área con el mayor grado de anisotropía podría ser representativa de la actividad volcánica más reciente dentro de la historia evolutiva de la provincia.

*Palabras claves:* Flexión litosférica, isostasia, litósfera, espesor elástico, Tharsis.

## GRAVIMETRIC AND FLEXURAL ANALYSIS OF THE THARSIS PROVINCE, EQUATORIAL REGION OF MARS

### ABSTRACT

The lithospheric flexure under the load of the volcanic structures located in the Tharsis region was analyzed, departing from the elaboration of a set of gravimetric maps which subsequently allowed to propose several geological models of the crustal structure beneath the mega-shield volcanoes present there. The isostatic compensation degree for each of the loads was studied according to their isostatic anomalies, determining that the compensation system in the region can't be explained by means of local isostasy mechanisms. Through the application of the elastic flexure theory flexural models were proposed, supposing an anisotropic mechanical behavior of the lithosphere, to obtain the variations of the effective elastic thickness along the suggested profiles. The mean elastic thickness estimated over the preferential orientation of the structures was obtained with a value of 127 km, concluding that they were formed on a considerably rigid lithosphere. From these results, it was determined that, in its current static state, the mechanical strength of the plate decreases from North to South. A mechanical anisotropy zone was interpreted in the Southeastern region of Tharsis, and was manifested mainly due to the rheological processes that intervened in the past rather than due to the magnitude of the present loads. From an isostatic standpoint, this area with the highest degree of anisotropy, could be representative of the most recent volcanic activity within the evolutionary history of the province.

*Keywords:* Lithospheric flexure, isostasy, lithosphere, elastic thickness, Tharsis.

### INTRODUCCIÓN

La flexión litosférica es una consecuencia directa de la tectónica de placas que permite explicar el ajuste de la corteza y el manto superior ante la presencia de cargas geológicas expuestas sobre la superficie. De esta manera, el modelo de flexión elástica nace para describir el comportamiento mecánico de la litósfera a partir de la depresión flexural que se observa a los lados de la carga topográfica en respuesta a su compensación (Vening-Meinesz, 1939). El espesor elástico efectivo ( $T_e$ ) como propiedad mecánica de la litósfera

y directamente asociado a su rigidez flexural, presenta múltiples restricciones al momento de ser estimado, ya que depende de ciertos parámetros y consideraciones que varían de acuerdo al modelo de flexión y la situación geodinámica que se pretende estudiar (Burov y Diament, 1995; Watts, 2001; McGovern et al., 2002; Andrews-Hanna et al., 2008; Beuthe, et al., 2012; Thor, 2016).

La teoría de flexión elástica supone que todos los sistemas de esfuerzos externos al flexural (esfuerzo vertical) son inexistentes (Watts, 2001). Sin embargo, la Tierra al ser un planeta tectónicamente activo siempre va a estar afectada

por dos o más esfuerzos actuantes sobre la placa, por lo que, una forma de comprobar el modelo teórico de flexión elástica es aplicarlo en un lugar en el cual la tectónica sea inactiva y, por lo tanto, no se requiera tomar en consideración otros sistemas de esfuerzo además del principal. La provincia de Tharsis, en la región ecuatorial de Marte, es particularmente apta para realizar este estudio, dada la disposición geográfica lineal de inmensos escudos volcánicos que representan cargas significativas sobre un medio con posibles propiedades mecánicas anisotrópicas (Beuthe et al., 2012; Thor, 2016) y en aparente estado de compensación isostática

(Smith et al., 1980; Comer et al., 1985).

Ante el amplio margen de valores de espesor elástico estimados para la provincia de Tharsis (Tabla 1), se propone analizar la flexión litosférica bajo la carga de las estructuras volcánicas de dicha región, aplicando los conceptos de la teoría de flexión elástica independiente del tiempo. Con ello, se espera contribuir hacia una interpretación menos ambigua y más concluyente acerca del comportamiento mecánico de la litósfera marciana, lo que representaría un aporte posterior para la comprensión de la evolución geodinámica de la provincia volcánica.

**Tabla 1.** Compilación de espesores elásticos que han sido estimados para la región de Tharsis.

Espesor elástico efectivo (km)			Autores	Método/s empleado/s
Ascraeus	Pavonis	Arsia		
22±14	26±16	18	Comer et al. (1985)	Espacial/Tectónico
	70		Zuber et al. (2000) <sup>(a)</sup>	Espectral
	81		McKenzie et al. (2002) <sup>(a)</sup>	Espectral
2 – 80	< 100	> 20	McGovern et al. (2004)	Espectral
105 ± 40	> 50	< 30	Belleguic et al.(2005) <sup>(b)</sup>	Espectral
> 50	> 50	< 35		
	29 – 40		Jellinek et al. (2008)	Magnético
	> 100		Williams et al. (2008) <sup>(a)</sup>	Espectral
	100		Andrews-Hanna et al. (2008)	Estructural
116	113	72	Grott y Breuer (2010)	Termal/Reológico
20 – 60	—	≤ 10	Beuthe et al. (2012) <sup>(c)</sup>	Espectral
	> 150		Audet (2014) <sup>(a)</sup>	Espectral
30	30	40	Thor (2016)	Estadístico/Espectral

(a) Espesor elástico estimado para los tres volcanes de Tharsis más Olympus Mons.

(b) Superior: Estimaciones según el modelo sin cargas enterradas.

Inferior: Estimaciones según el modelo con cargas enterradas.

(c) Superior: Estimaciones según el top/bottom model.

Inferior: Estimaciones según el top/top model

## MARCO GEOLÓGICO

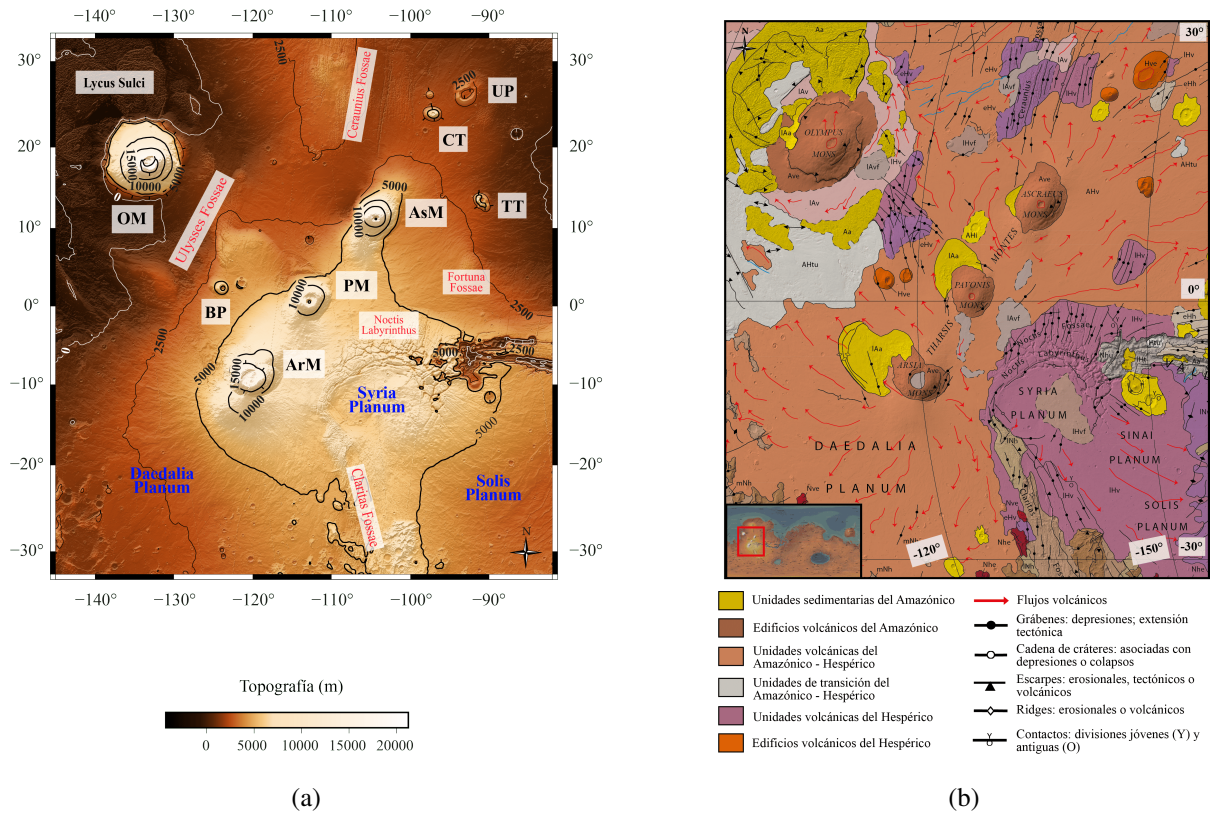
La provincia volcánica de Tharsis es considerada un abultamiento topográfico que se sitúa sobre el hemisferio occidental de Marte y cubre casi un 20% de su superficie (Wieczorek, 2007; Barlow, 2008). Una línea de tres grandes volcanes de escudo con orientación preferencial N40°E: Ascraeus, Pavonis y Arsia, conforman los llamados montes de Tharsis, cuya separación es de aproximadamente 700 km entre sí (Figura 1a; Carr, 2006).

De manera general, la región de Tharsis se encuentra rodeada por distintos tipos de características estructurales sobre su superficie como testimonio de actividad sísmica y fallamiento frágil de la corteza (Figura 1b), lo que sugiere que el origen y desarrollo de estos volcanes pudo haber controlado la mayor parte del tectonismo extensivo y compresivo que habría tenido lugar a lo largo de la historia marciana (Carr, 2006; Chapman, 2007).

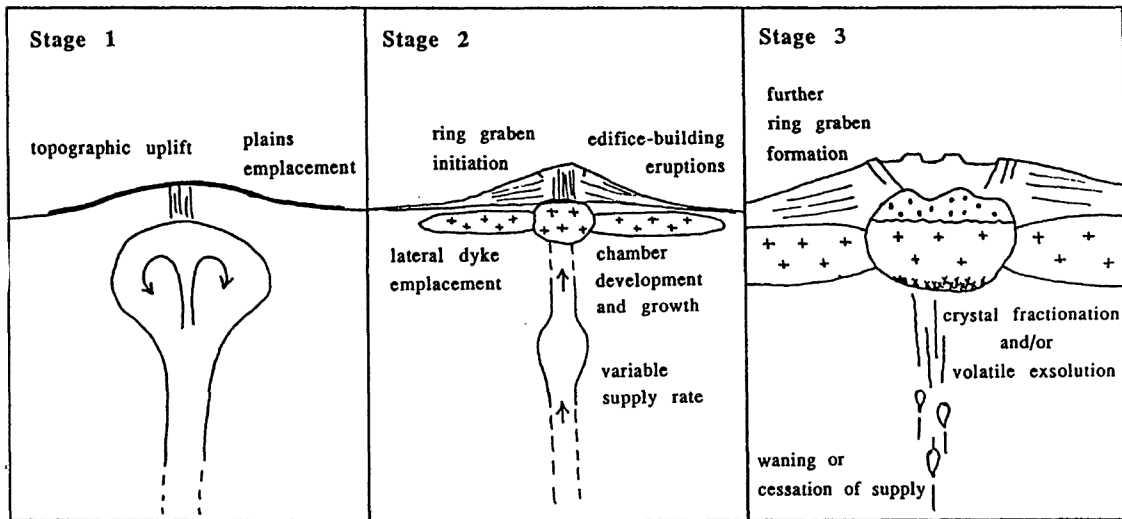
Los volcanes de escudo basáltico se identifican típicamente por sus suaves pendientes promedio por debajo de ~10° (Poppe, 2012). De acuerdo con Keddie y Head, (1994) su evolución se puede resumir en tres etapas principalmente:

1. la llegada del penacho mantelar que provoca el levantamiento de la topografía;
2. la construcción del edificio volcánico con la acumulación de flujos; y
3. el cese de la actividad volcánica y enfriamiento de la cámara de magma (Figura 2).

En Marte, siendo la gravedad de la superficie apenas un 38% de la terrestre, y debido a la presencia de una sola placa litosférica inmóvil, las construcciones volcánicas suelen ser más altas debido a la acumulación de flujos de lava sobre la misma área durante largos períodos de tiempo (Werner, 2009).



**Figura 1.** (a) Mapa topográfico con localización de las estructuras representativas de la provincia de Tharsis. Las abreviaciones representan los diferentes tipos de volcanes en escudo, entre ellos, los más grandes: OM, Olympus Mons (21 km); AsM, Ascræus Mons (18 km); PM, Pavonis Mons (14 km); ArM, Arsia Mons (17 km). Los más pequeños: CT, Ceraunius Tholus; TT, Tharsis Tholus. Y aquellos con una pendiente más baja: BP, Biblis Patera; UP, Ulysses Patera. En azul se presentan las mesetas volcánicas y en rojo las agrupaciones de grábenes, depresiones o sistemas de fracturas. (b) Mapa geológico y estructural de la provincia volcánica tomado y modificado de Tanaka et al. (2014), identificado con las unidades cronológicas de los diferentes períodos geológicos del planeta (Noachiense: 4,5 - 3,7 Ga, Hespérico: 3,7 - 3,15 Ga y Amazónico: 3,15 - presente).



**Figura 2.** Diagrama interpretativo de las etapas evolutivas principales de los volcanes de escudo, basado en la evolución del volcán Sapas Mons de la región ecuatorial de Venus (modificado de Keddie y Head, 1994). La primera etapa se caracteriza por la erupción de voluminosas llanuras de lavas. En la segunda etapa ocurre la formación y el crecimiento de la cámara magmática, así como el emplazamiento de diques laterales. Finalmente, con el cese de la actividad magmática, se desarrolla un sistema de grábenes circunferenciales alrededor del domo pudiendo provocar un colapso de la caldera.

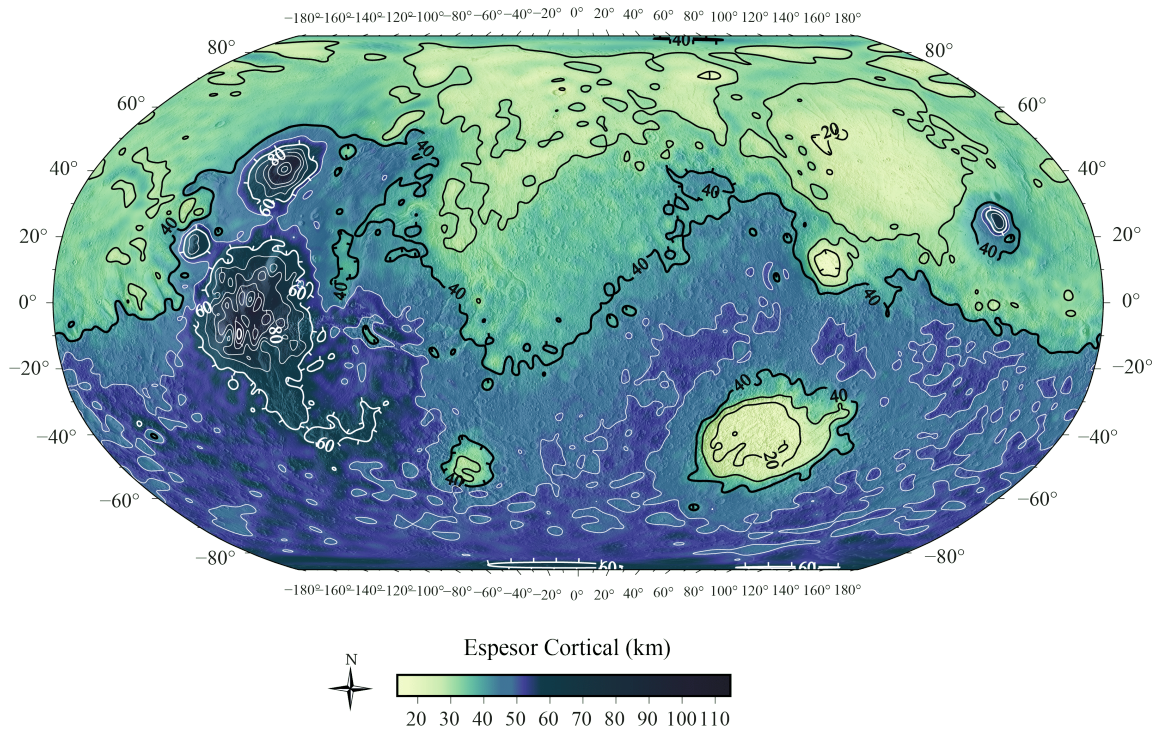
### Evolución de la provincia de Tharsis

A diferencia de la Tierra, Marte no desarrolló una tectónica de la corteza dividida en placas debido a la rápida caída del flujo calórico en su interior que condujo al planeta a mantenerse dinámicamente activo solo durante las primeras etapas de su historia (los primeros 500 - 800 Ma; [Smith et al., 1999](#); [Zuber, 2001](#); [Forget et al., 2006](#)). En este sentido, diversas investigaciones han demostrado que el régimen de convección mantelar de "tapa estancada" (stagnant-lid convection; [Stern et al., 2018](#)) domina hoy el planeta, habiendo permanecido en ese estado desde hace aproximadamente 3,7 - 4 Ga ([Davaille y Limare, 2007](#); [Zhang y O'Neill, 2015](#)).

Las edades basadas en el recuento de cráteres sugieren una actividad de larga duración para las estructuras volcánicas de la región de Tharsis originadas posiblemente a finales del período Noachiense Medio (~3,8 Ga atrás), con algunos flujos de lava quizá tan recientes como hasta 40 Ma ([Hartmann et al., 1999](#)). Algunos autores indican que la mayor parte de la provincia se formó como una construcción volcánica de flujos individuales que fueron acumulándose, con contribuciones de magmatismo extrusivo e intrusivo ([Solomon y Head, 1982](#); [Banerdt y Golombek, 2000](#)). La otra hipótesis radica en la presencia de una o más plumas mantelares de posible origen endogénico o exogénico (i.e., pluma mantelar inducida por un mega-impacto;

[Reese et al., 2004](#)), actuando como fuente de calor para el posible levantamiento topográfico de las estructuras y posterior desarrollo de un volcanismo extensivo ([Redmond y King, 2004](#); [Steinberger et al., 2010](#)).

Con respecto a las propiedades intrínsecas de su corteza basáltica, en estudios anteriores, se reportaron espesores promedio para toda la corteza marciana con valores entre 35 - 62 km ([Neumann et al., 2004](#); [Genova et al., 2016](#); [Goossens et al., 2017](#)). [Zuber et al. \(2000\)](#), y [Neumann et al. \(2004\)](#) propusieron modelos de espesor cortical suponiendo una densidad uniforme para la corteza y el manto de 2,9 g/cm<sup>3</sup> y 3,5 g/cm<sup>3</sup> respectivamente, así como un espesor cortical promedio de 45 km requerido para el cómputo del relieve de Moho. Particularmente, la región de Tharsis en estos modelos sobresalió con un valor local máximo de espesor cortical de 100 - 110 km en las adyacencias del escudo de Arsia Mons. Más adelante, [Goossens et al. \(2017\)](#) calcularon diferentes modelos de espesor cortical para Marte ([Figura 3](#)), determinando la posible existencia de grandes variaciones laterales en la densidad de la corteza marciana, debido a la evidencia de estimaciones más altas de esta propiedad sobre los complejos volcánicos (2,9 g/cm<sup>3</sup>). Extrapolando a la provincia de Tharsis para el área de la ventana seleccionada en este estudio, se determinó un espesor cortical promedio de ~58 km y una profundidad de Moho promedio de ~49 km.



**Figura 3.** Representación de uno de los modelos de espesor cortical calculados por [Goossens et al. \(2017\)](#) para su valor promedio calculado de la densidad de toda la corteza marciana (2,58 g/cm<sup>3</sup>) tomando en consideración una densidad de 2,9 g/cm<sup>3</sup> en los complejos volcánicos.

## MARCO METODOLÓGICO

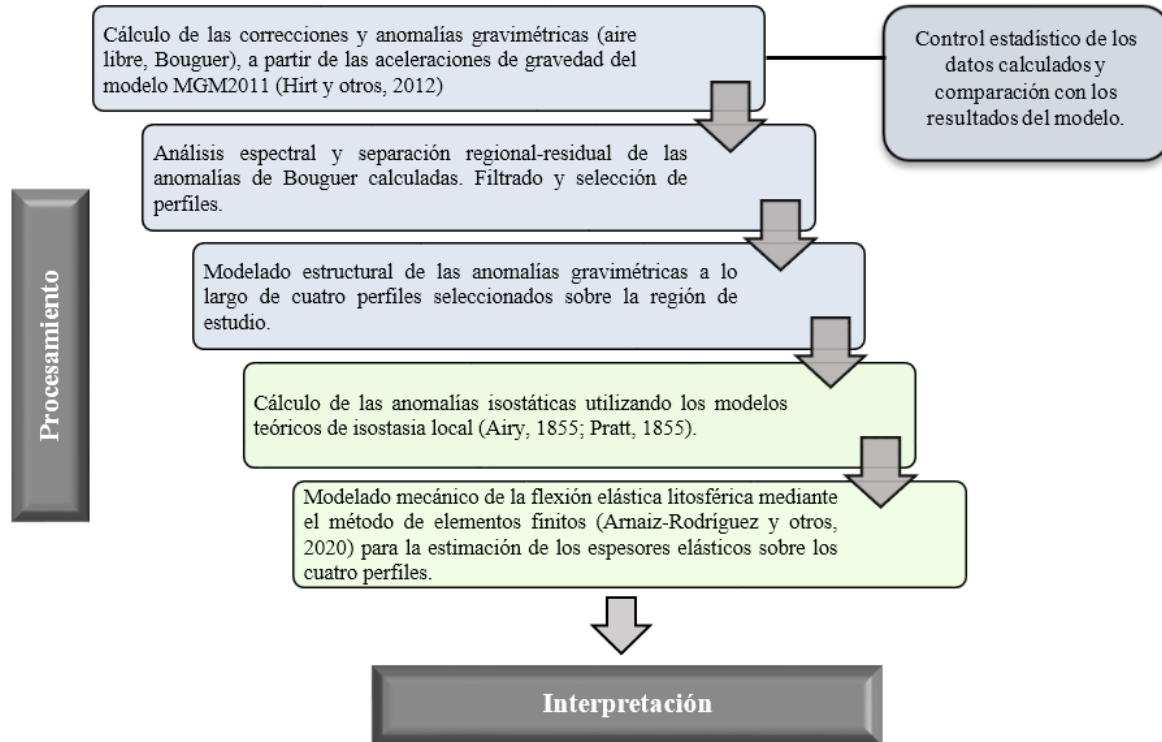
A partir del modelo topográfico de alta resolución para Marte, conocido como el Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA; [Smith et al., 2001](#)), en conjunto con un modelo de aceleraciones de gravedad (MGM2011; [Hirt et al., 2012](#)), se obtuvieron los datos con los que se llevaron a cabo las diferentes etapas de esta investigación ([Figura 4](#)). El MGM2011 funciona como un modelo del campo de gravedad de alta resolución ( $0,05^\circ$ ;  $\sim 3$  km; 3 arc-min) del planeta, ya que fue el resultado de la integración de tres componentes: (1) un campo gravitatorio de referencia (MGRS); (2) un modelo satelital de armónicos esféricos que permitió resolver las características de longitud de onda larga (MRO110B2); y (3) un modelo de funcionales calculadas a partir de la topografía residual para estimar el campo de gravedad de longitud de onda corta (MRTM85).

### Etapas de interpretación gravimétrica-estructural

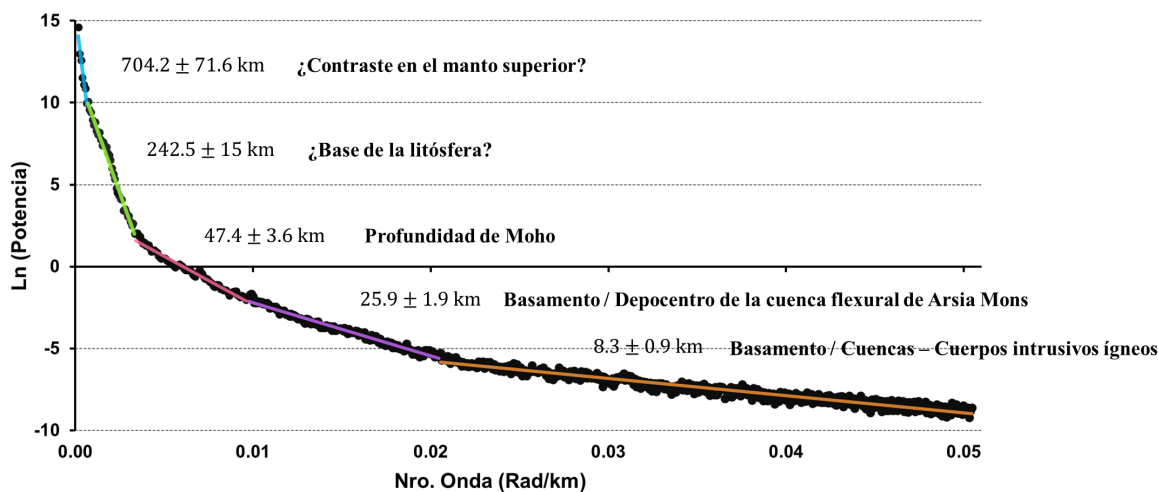
Esta etapa estuvo destinada a la propuesta de cuatro modelos geológicos acerca de la estructura cortical de los tres volcanes de escudo de la provincia de Tharsis. Se partió del cálculo de las anomalías de aire libre de la misma forma en que se suelen calcular para el caso de la Tierra, pero alterando los parámetros del elipsoide (extraídos de [Ardalan et al., 2010](#)) y tomando en consideración la

corrección por efecto indirecto, además de la corrección de aire libre de segundo orden ([Heiskanen y Moritz, 1969](#); [Hinze et al., 2005](#)). Para la obtención de la anomalía de Bouguer total se tomó en consideración una densidad de  $2,9 \text{ g/cm}^3$  referida como un valor estándar para la corteza de las provincias volcánicas en Marte ([Zuber et al., 2000](#); [Neumann et al., 2004](#); [Genova et al., 2016](#); [Goossens et al., 2017](#)).

Se procedió a estudiar entonces el espectro de potencias de la anomalía de Bouguer promediado radialmente, logrando identificar un total de cinco tendencias principales, cuyas pendientes se utilizaron para estimar las diferentes profundidades de la fuente gravimétrica ([Figura 5](#)). A pesar de haber determinado la presencia de dos fuentes más profundas, la interpretación gravimétrica para la elaboración de los modelos geológicos no estuvo focalizada más allá de la profundidad de la interfaz corteza - manto, por lo que las tres primeras estimaciones de longitud de onda corta fueron de mayor importancia en esta etapa. Entre las fuentes relacionadas con el basamento, destacó en el espectro el depocentro de la cuenca flexural más pronunciada de todas las estructuras volcánicas, ubicada al este de Arsia Mons; adicionalmente, resaltaron las profundidades de las cuencas más someras y posiblemente también las de algunos cuerpos intrusivos cercanos al basamento.



**Figura 4.** Diagrama general de la metodología de trabajo empleada, abarcando las etapas requeridas para el procesamiento de los datos. Aquellas sombreadas en azul representan la fase de interpretación gravimétrica - estructural y las sombreadas en verde la etapa de interpretación isostática - flexural.

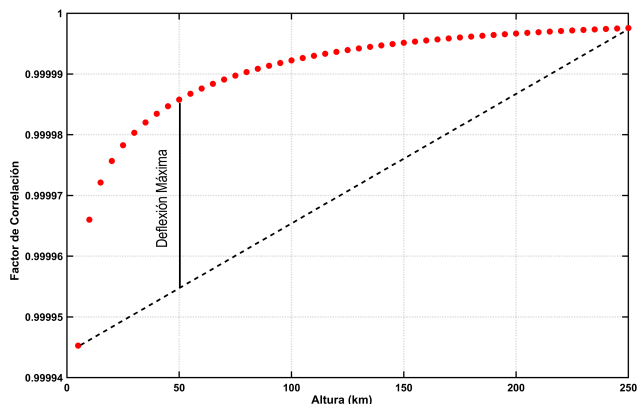


**Figura 5.** Espectro de potencias promediado radialmente que muestra las profundidades de la fuente gravimétrica estimadas a partir de las tendencias de la curva. Se cortó la cola de ruido del gráfico (valores superiores a 0,05 rad/km) para una mejor visualización de las pendientes. Las componentes de longitud de onda más larga (bajas frecuencias) son representativas de las fuentes más profundas, posiblemente ubicadas a niveles del manto litosférico. La discontinuidad de Moho se ha asociado a la longitud de onda intermedia, llegando a presentar un valor máximo en promedio de 51 km para la provincia de Tharsis. Las fuentes más someras estimadas a partir de las longitudes de onda más cortas fueron relacionadas con contrastes del basamento.

Para continuar con la selección de los perfiles, se procedió a aplicar un filtro de continuación analítica hacia arriba (CAHA) para suprimir todas las longitudes de onda excepto la más larga y de esta manera poder obtener una adecuada separación regional - residual de las anomalías de Bouguer. La altura óptima resultante fue de 50 km, la cual fue seleccionada mediante el cálculo de correlaciones cruzadas entre las anomalías adquiridas a diferentes alturas siguiendo las metodologías de Zeng et al. (2007); (Figura 6). Una vez obtenidas las anomalías regionales y residuales se seleccionaron cuatro perfiles para la elaboración de los modelos geológicos - estructurales mediante el módulo GM-SYS del software Oasis Montaj, tomando en consideración los siguientes contrastes de densidades:

1. corteza vs. manto ( $0,5 \text{ g/cm}^3$ );
2. corteza vs. sedimentos volcánicos ( $0,15 - 0,2 \text{ g/cm}^3$ );
3. corteza vs. cuerpos intrusivos ígneos ( $0,15 - 0,3 \text{ g/cm}^3$ );
4. sedimentos vs. cuerpos intrusivos ígneos ( $0,35 - 0,4 \text{ g/cm}^3$ ).

Debido a la inexistencia de pozos y la escasa información sobre eventos sísmológicos en Marte para el momento en que se realizó esta investigación, se trató de controlar la discontinuidad corteza - manto en los modelos trazando los mismos perfiles propuestos sobre el mapa de relieve de Moho calculado por la NASA (datos publicados y proporcionados directamente por S. Goossens, com. pers.). Nos aseguramos de que en cada modelo las profundidades promedio de Moho representarían al menos un 80% de la profundidad promedio obtenida para cada perfil según los datos suministrados.



**Figura 6.** Determinación de la altura óptima para la separación regional - residual. La metodología de Zeng et al. (2007) aplicada se basó en el cálculo de una serie de correlaciones cruzadas entre las continuaciones analíticas a dos alturas sucesivas. La altura promedio de la deflexión máxima de los factores de correlación correspondió a la altura óptima para la separación regional - residual (50 km).

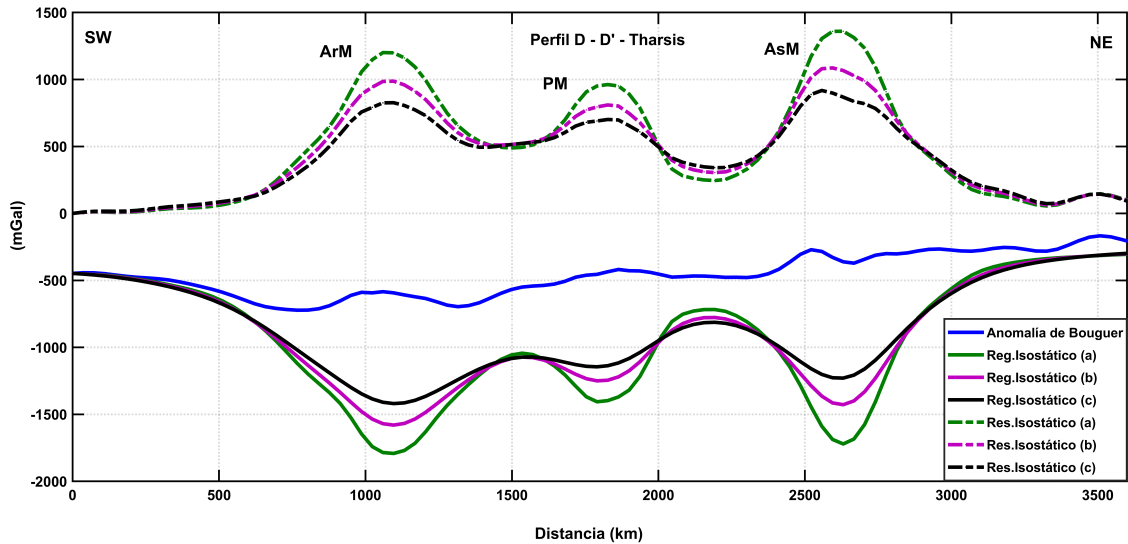
#### Etapa de interpretación isostática - flexural

Esta etapa estuvo enfocada principalmente en la elaboración de los modelos flexurales de manera que fuesen capaces de dar una explicación desde el punto de vista mecánico a las configuraciones geológicas que fueron propuestas en la etapa anterior para cada uno de los escudos volcánicos. Sin embargo, antes fue necesario evaluar localmente la situación isostática de estas estructuras para tener una idea sobre el

estado de compensación de las mismas, de acuerdo con los modelos de isostasia local de [Airy \(1855\)](#) y [Pratt \(1855\)](#).

Para el caso de la isostasia de Airy, las raíces fueron calculadas según [Fowler \(2005\)](#) para diferentes densidades de la corteza (2,9 - 3 - 3,15 g/cm<sup>3</sup>), determinando que mientras más alto era este valor, la raíz resultaba más pronunciada y profunda dando lugar a una anomalía isostática de mayor amplitud; de esta manera, se eligió una densidad de 2,9 g/cm<sup>3</sup> como el valor más representativo de un sistema compensado localmente. Bajo este criterio, se calcularon las anomalías para diferentes espesores corticales

(50 - 150 - 250 km) notando que cuanto mayor era el mismo, mejor era el ajuste de los residuales isostáticos lo que daba lugar a una anomalía de menor amplitud en los centros de las estructuras ([Figura 7](#)). En este sentido, para alcanzar un estado de equilibrio de acuerdo con el modelo de compensación local de Airy, la corteza por debajo de los montes de Tharsis tendría que ser extremadamente gruesa. Adicionalmente, cabe destacar que en los perfiles de anomalías de Bouguer no hubo indicios que permitieran inferir la presencia de raíces isostáticas (mínimo de anomalía gravimétrica) debajo de alguno de los escudos volcánicos.



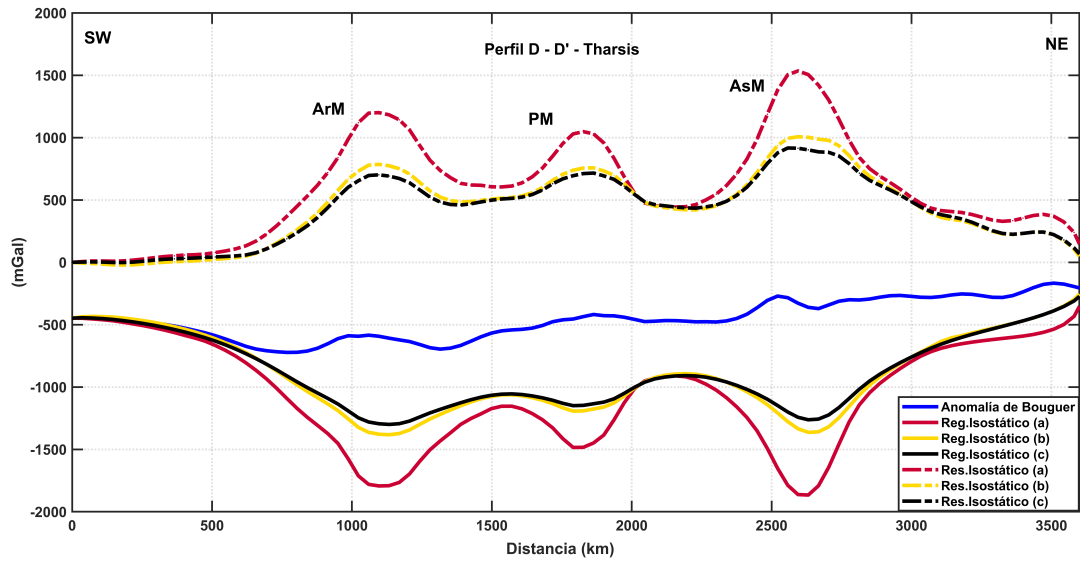
**Figura 7.** Anomalías isostáticas según el modelo local de Airy para el perfil D - D' a lo largo de los tres montes de Tharsis con una orientación de N40°E. Los residuales isostáticos (anomalías isostáticas) se representan con líneas discontinuas siendo calculados para diferentes espesores de la corteza: (a) 50 km (verde), (b) 150 km (morado), y (c) 250 km (negro). Las curvas continuas corresponden a los regionales isostáticos que son las respuestas gravimétricas de las raíces calculadas para cada caso. Las amplitudes positivas en el centro de los volcanes son representativas de algo mucho más denso que el medio, lo cual se encuentra rompiendo con el equilibrio hidrostático local según el modelo teórico de Airy.

La isostasia de Pratt se evaluó mediante el cálculo de las variaciones de densidad cortical para diferentes profundidades de compensación (250 - 750 - 1000 km) que se tomaron en cuenta como la base de la litósfera según el modelo teórico de Pratt ([Fowler, 2005](#)). De esta manera, algunas de ellas se eligieron en base a las profundidades inferidas a partir de las longitudes de onda larga del espectro de potencias ([Figura 5](#)).

De manera general, al calcular las anomalías isostáticas, se pudo verificar que mientras mayor eran las profundidades de compensación, menor resultaban las amplitudes de estas anomalías encontrándose las estructuras más cerca de alcanzar un posible estado de equilibrio ([Figura 8](#)). Sin embargo, aun así con un valor de 1000 km, la litósfera marciana requeriría ser mucho más profunda para que los residuales isostáticos se acercaran a cero en el centro de los escudos volcánicos, algo que no se considera realista según los estudios realizados hasta ahora sobre la estructura mecánica de Marte ([Sleep y Phillips, 1979](#); [Zuber, 2001](#); [Khan et al., 2018](#)).

#### Flexión litosférica

El procedimiento para el cálculo de los modelos flexurales se basó en el método de elementos finitos utilizado por [Arnaiz-Rodríguez et al. \(2020\)](#) para la elaboración de un código (LIFFE) capaz de modelar la flexión de la litósfera tomando en consideración la variación de los espesores elásticos efectivos a lo largo de la misma. Básicamente lo que hace el código es calcular la flexión elástica de la placa a partir de las cargas introducidas y una serie de parámetros de entrada ([Tabla 2](#)), y con ello calcula la anomalía gravimétrica resultante de esa flexión. Esto se tornará un proceso iterativo hasta lograr reproducir la configuración general del basamento propuesta anteriormente en los modelos geológico - estructurales y hasta que la anomalía del modelo se ajuste a la topografía observada. Específicamente se modificaron continuamente la distribución de las cargas y los espesores elásticos de la placa hasta replicar los depocentros de las cuencas flexurales adyacentes a los escudos volcánicos y la flexión del basamento inferida por debajo de los mismos.



**Figura 8.** Anomalías isostáticas (líneas discontinuas) según el modelo local de Pratt para el perfil D - D' a lo largo de los tres montes de Tharsis con una orientación de N40°E. Todas ellas fueron calculadas suponiendo una densidad cortical de entrada de 2,9 g/cm<sup>3</sup> para diferentes profundidades de compensación: (a) 250 km (rojo), (b) 750 km (amarillo) y (c) 1000 km (negro). Las curvas continuas corresponden a los regionales isostáticos que son las respuestas gravimétricas producto de los cambios laterales de densidad en la corteza para cada caso.

**Tabla 2.** Parámetros generales considerados dentro de la rutina de cálculo de la flexión elástica litosférica.

Símbolos	Parámetros Mecánicos	Valores
<i>BaseL</i>	Elevación de la placa antes de la flexión	0 m
<i>Water</i>	Especifica si la flexión es en agua (1) o en tierra (0)	0
<i>v</i>	Módulo de Poisson de la placa	0,25
<i>E</i>	Módulo de Young de la placa	100e <sup>9</sup> Pa
<i>muk</i>	Coefficiente de fricción cinética entre la placa y la placa adyacente	0
<i>Grav</i>	Aceleración de gravedad	3,72 m/s <sup>2</sup>
<i>RhoC</i>	Densidad de la corteza	3000 kg/m <sup>3</sup>
<i>RhoM</i>	Densidad del manto	3500 kg/m <sup>3</sup>
<i>RhoS</i>	Densidad de los sedimentos de la cuenca	2850 kg/m <sup>3</sup>
Símbolos	Parámetros Termales	Valores
<i>T<sub>0</sub></i>	Temperatura en el tope de la placa	-50°C
<i>GradT</i>	Gradiente geotérmico	0,007 °C/m
<i>Alfa</i>	Coefficiente de expansión termal de la placa (corteza basáltica)	1,4e <sup>-5</sup> °C <sup>-1</sup>
<i>AtmGradT</i>	Gradiente térmico del medio que rodea a la placa (aire)	-0,0025 °C/m
Símbolos	Parámetros de los Elementos Finitos y la Placa	Valores
<i>SizeM</i>	Tamaño (m) de las aristas de los elementos finitos	15000 - 25000
<i>R</i>	Vector utilizado para definir las restricciones en los extremos de la placa (tanto el desplazamiento horizontal como vertical se restringieron para el caso de Marte)	[2 2]

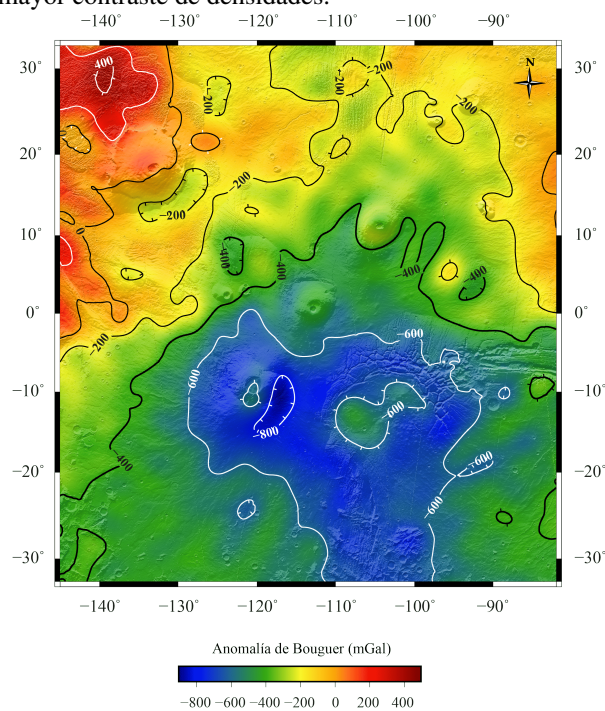
Debido a que en el contexto geodinámico de la litósfera marciana se contempla una sola placa que ha permanecido en un régimen de tapa estancada hasta el día de hoy (Zhang y O'Neill, 2015; Azuma y Katayama, 2017), se supuso el caso de una placa única infinita y por lo tanto demasiado larga para desplazarse, restringiendo su movimiento en ambos extremos tanto en dirección horizontal como vertical. Sin embargo, entre algunas de las restricciones presentadas por el código, cabe destacar que se debió incluir la densidad de los cuerpos intrusivos como parte de la densidad de las cargas, ya que los mismos no pudieron ser tomados en cuenta como cargas interiores exclusivas; lo anterior conllevó a un ajuste inexacto de la anomalía de Bouguer en el centro de las estructuras. Adicionalmente, algo similar sucedió con el relleno sedimentario de las depresiones flexurales cuyo contraste no fue tomado en cuenta por el código para el cálculo de la anomalía de aire libre, debiendo considerar un porcentaje aproximado de estos sedimentos como parte de la densidad de las cargas.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### Mapas de anomalías de Bouguer

El primer aporte para la interpretación fue el mapa de anomalías de Bouguer total (Figura 9) en donde se observa en primera instancia una orientación preferencial de los contornos de N40°E, coincidiendo con la distribución geográfica de los escudos volcánicos en superficie. Las magnitudes positivas aumentan desde el sur hacia el NW y NE en esta misma dirección sugiriendo un adelgazamiento cortical que resultó congruente con los modelos de espesor cortical desarrollados por Neumann et al. (2004), Goossens et al. (2017); Figura 3. De esta manera, sur de la

provincia de Tharsis se denota enmarcada por un contorno de  $-600$  mGal revelando un engrosamiento de la corteza exactamente sobre la zona topográfica abultada, aspecto que autores como Phillips et al. (1973), y más adelante Zuber et al. (2000) llegaron a relacionar con un levantamiento cortical en respuesta al extenso volcanismo regional evidenciado en la región. El máximo absoluto de anomalía gravimétrica destaca al NW con una magnitud de  $435$  mGal sobre un área de gradientes pronunciados entre  $1,58 - 1,77$  mGal/km. La misma corresponde a una zona de surcos y depresiones al norte de Olympus Mons (Lycus Sulci; Figura 1a) que hoy en día se encuentra cubierta y rellena por una gran cantidad de flujos de lavas acumulados y unidades sedimentarias del Amazónico tardío. Los contrastes positivos sobre esta región indican una alta contribución de magmatismo intrusivo relacionado con el emplazamiento de cumulos ultramáficos genéticamente ligados a la actividad volcánica más reciente del escudo. El mínimo gravimétrico absoluto con una magnitud de  $-900$  mGal se situó sobre el flanco Este del escudo de Arsia Mons caracterizando el depocentro más profundo de todas las cuencas flexurales adyacentes a los volcanes de Tharsis. Cabe destacar que las anomalías que se encuentran rodeando los flancos presentan gradientes variables entre  $0,3 - 1,25$  mGal/km siendo indicativo de algunas cuencas con pendientes más pronunciadas que otras generando un mayor contraste de densidades.



**Figura 9.** Anomalía de Bouguer total con contornos cada  $200$  mGal. El rango de valores se encuentra entre  $-900$  y  $435$  mGal.

#### Anomalías regionales y residuales

En el mapa de anomalías regionales (Figura 10a) la respuesta gravimétrica a una altura de  $50$  km se manifestó principalmente controlada por las variaciones de la interfaz corteza - manto como la fuente más profunda identificada a

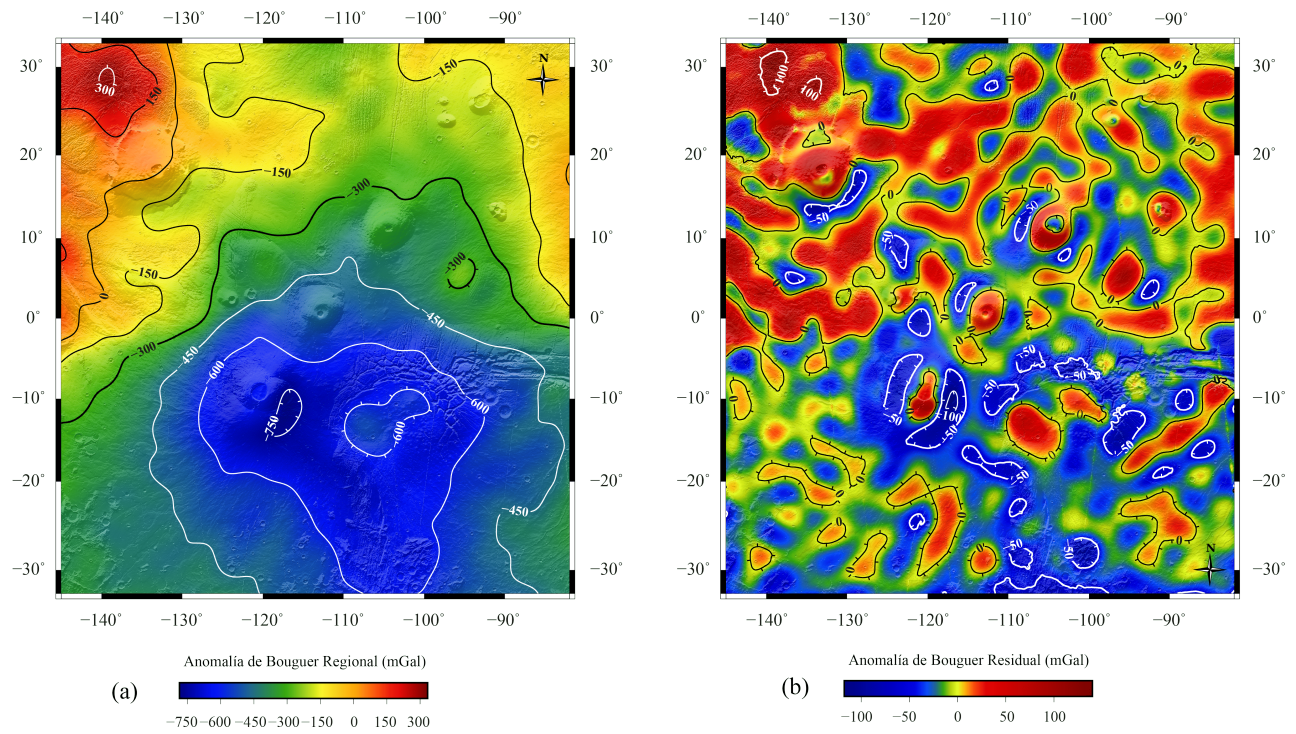
nivel de la corteza (Figura 5). De esta manera, se contrasta la presencia de dos provincias corticales distintas, un aspecto que ha sido referido a nivel geológico y geográfico como parte de la dicotomía hemisférica del planeta (Zuber et al., 2000; Watters et al., 2007). Por un lado, hacia el norte destaca una zona de adelgazamiento cortical con las magnitudes más positivas ( $-150 - 300$  mGal) que contiene al escudo volcánico de Olympus Mons y los escudos más pequeños al este. Por otro lado, el dominio de las anomalías negativas prevalece hacia el sur con magnitudes entre  $-300 - 750$  mGal, abarcando toda la protuberancia volcánica junto con los tres montes de Tharsis (aproximadamente el  $60\%$  del área de estudio). Con respecto a las anomalías residuales (Figura 10b), pese a la baja resolución del mapa, las respuestas gravimétricas que mejor se distinguen son exclusivamente aquellas dispuestas sobre los tres volcanes de escudo. Alrededor de cada una de las estructuras se observan mínimos de anomalías gravimétricas rodeando un máximo central, donde las magnitudes negativas representan los hundimientos del basamento como indicio de su respuesta flexural. Las magnitudes de mayor amplitud en los centros denotan la presencia de cuerpos más densos de extensión considerable que se interpretaron como cumulos ultramáficos peridotíticos (con un cierto contenido de plagioclasa considerando que, debido a la baja presión litostática en Marte, la transición peridotita plagioclásica a espinélica ocurre a mayor profundidad) relacionados con sus cámaras magmáticas extintas. Cabe mencionar que de los tres volcanes, Arsia Mons presentó las anomalías de mayor gradiente ( $0,8$  mGal/km) y baja magnitud ( $-117$  mGal), manifestando una mayor huella flexural y cuencas con depocentros más profundos y pendientes pronunciadas.

#### Modelos geológico - estructurales

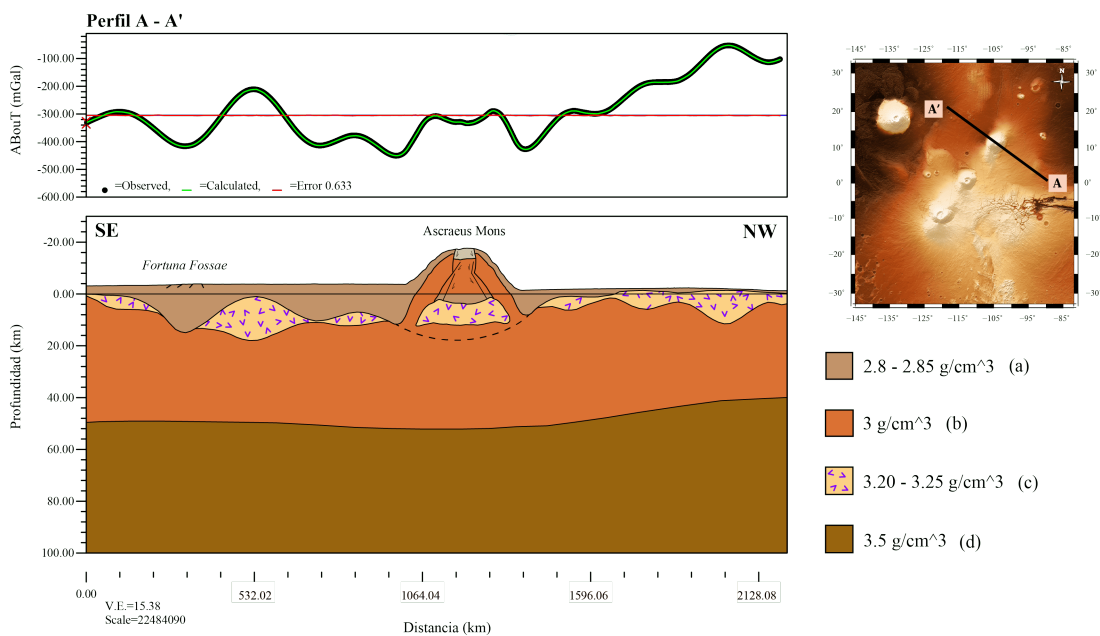
La intención de estos modelos será reproducir la forma del basamento a lo largo de los perfiles excluyendo únicamente la porción directamente por debajo de las estructuras volcánicas, la cual se ha representado mediante líneas discontinuas solo como referencia (el contraste de densidades entre la corteza y el cono volcánico se encuentra completamente opacado por la presencia de los cuerpos intrusivos ígneos). Esta parte del basamento es lo que queremos modelar más adelante mediante la flexión litosférica como parte de nuestros resultados, correspondiendo a lo que será el tope de la placa.

#### Perfil A - A': Ascræus Mons

En el modelo de la Figura 11 se muestra la propuesta geológica para el escudo volcánico más alto de los tres montes de Tharsis, con más de dos veces la altura del monte Everest. En el perfil se manifiesta una suave respuesta regional controlada por la discontinuidad corteza - manto con una profundidad promedio de  $48,8$  km, donde se puede notar un adelgazamiento cortical de  $\sim 8$  km hacia el NW. La anomalía gravimétrica se caracterizó por la existencia de múltiples respuestas de larga amplitud entre  $130 - 210$  mGal, lo que conllevó a proponer la presencia de una gran cantidad de cuerpos intrusivos de alta densidad con forma de lacolitos/lopolitos que se representan como cumulos ultramáficos peridotíticos plagioclásicos.



**Figura 10.** Anomalías regionales y residuales luego de aplicar una CAHA a los 50 km. (a) Mapa regional de la anomalía de Bouguer total con contornos cada 150 mGal. (b) Mapa residual de la anomalía de Bouguer total con contornos cada 50 mGal.



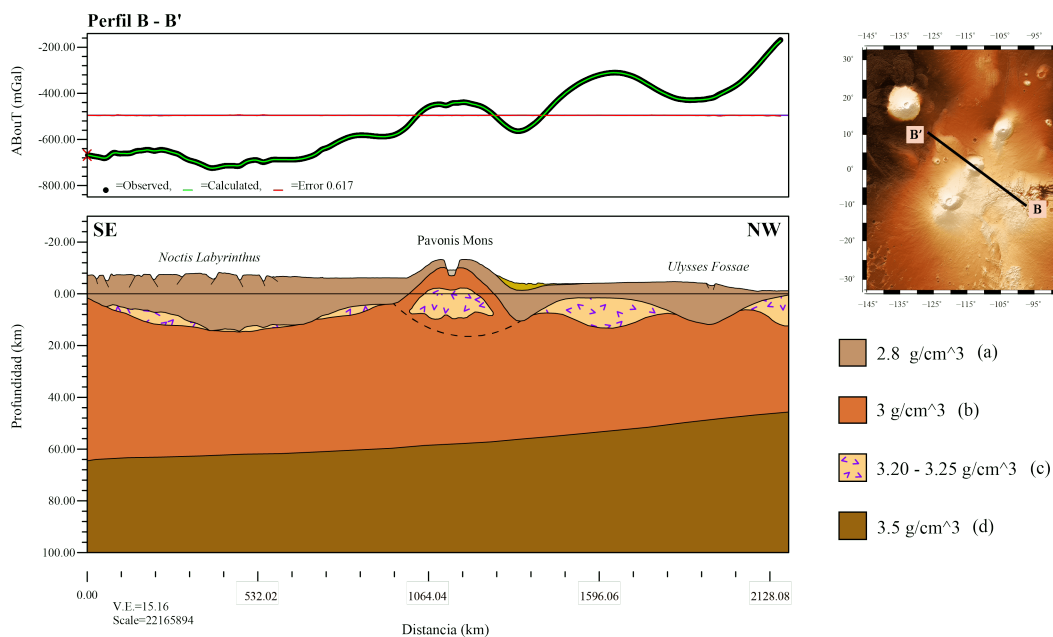
**Figura 11.** Modelo gravimétrico correspondiente al perfil A - A' sobre la región de Tharsis. Las densidades mostradas se corresponden con: (a) flujos de lava acumulados e intercalados con depósitos piroclásticos; (b) corteza basáltica / cono volcánico; (c) cumulos ultramáficos peridotíticos plagioclásicos; y (d) manto litosférico. Estos valores fueron seleccionados tomando como referencia los estudios de [Janle y Erkul \(1991\)](#), [McKenzie et al. \(2002\)](#), [Belleguic et al. \(2005\)](#), [Parro et al. \(2017\)](#), entre otros.

Williams et al. (2003) exponen que, de todas estas intrusiones, las de mayor extensión se encuentran causando abultamiento y zonas de fracturamiento en la corteza suprayacente, tal y como se ilustra en el caso del cumulado al Oeste de Fortuna Fossae. Finalmente, en el centro del perfil se aprecia la respuesta gravimétrica vinculada al escudo volcánico, compuesta por dos flancos de baja magnitud con valores entre -428 y -451 mGal que se corresponden con los depocentros de las cuencas adyacentes al edificio volcánico; las mismas se muestran asimétricas con profundidades de 12 y 8 km de Sur a Norte, logrando acercarse al rango estimado por las fuentes someras del espectro de frecuencias promedio. Sobre la cima de Ascreaus se observa una anomalía de baja magnitud (-330 mGal) alrededor de la cual destacan otras dos de menor longitud de onda (74 km). Lo anterior fue interpretado estructuralmente como la presencia de una cuenca producto de uno o más colapsos de su complejo sistema de más de seis calderas (Zimelman y Edgett, 1992), deformando así la estructura interna del cono volcánico. Adicionalmente, esta anomalía de pequeña amplitud (37 mGal) se encuentra opacando la alta respuesta correspondiente a los vestigios de una cámara magmática extinta en la raíz del volcán, en la cual quedaron depositados estos cumulos densos de peridotitas plagioclásicas (S. Grande, com. pers., julio de 2019).

#### Perfil B - B': Pavonis Mons

Sobre el perfil de la Figura 12 se distingue una respuesta gravimétrica inclinada y controlada por la larga longitud de onda con un descenso de la pendiente hacia el SE, lo que

permite apreciar un engrosamiento de la corteza sobre el área envuelta por el sistema de fracturas circunferenciales (Banerdt y Golombek, 2000; Goossens et al., 2017). De hecho, si se compara con el modelo anterior en donde el volcán se encuentra más hacia el NE, la corteza aumenta en grosor ~10 km sobre este perfil, para el cual la discontinuidad corteza - manto alcanza una profundidad promedio de 57,2 km, fuera de la media estimada para toda la ventana de estudio. En general se observan dos estructuras cuya respuesta gravimétrica resalta a lo largo del perfil. La primera de ellas, la inmensa cuenca de valle de rift al SE que se forma por debajo del sistema de grábenes interconectados de Noctis Labyrinthus. La misma se expresa a través de una anomalía de -730 mGal en la zona más profunda alcanzando un depocentro de ~14 km. La segunda estructura sobresale hacia el norte del perfil como un mínimo gravimétrico de longitud de onda larga (266 km), representando el conjunto de depresiones de Ulysses Fossae que bordean la vertiente occidental de Tharsis. La situación geológica parece ser similar a la de Fortuna Fossae, ya que dicha anomalía se muestra acompañada por una de amplitud opuesta y longitud de onda similar, formando una especie de cupla gravimétrica. Finalmente, la anomalía observada sobre Pavonis Mons demuestra una alta influencia de la fuente residual, con mínimos locales de aproximadamente -570 mGal adyacentes al edificio volcánico. Hacia el este se observa una cuenca continua y somera, con una respuesta gravimétrica de gradiente más suave, alcanzando solo 5 km de profundidad. Hacia el oeste se ubica la anomalía de gradiente más pronunciado, representando una cuenca de aproximadamente el doble de profundidad que la anterior, posiblemente asociada a una mayor tasa de subsidencia por acumulación de flujos y sedimentos. En el centro resalta una



**Figura 12.** Modelo gravimétrico correspondiente al perfil B - B' sobre la región de Tharsis. Las densidades mostradas se corresponden con: (a) flujos de lava acumulados e intercalados con depósitos piroclásticos; (b) corteza basáltica / cono volcánico; (c) cumulos ultramáficos peridotíticos plagioclásicos; y (d) manto litosférico. Estos valores fueron seleccionados tomando como referencia los estudios de Janle y Erkul (1991), McKenzie et al. (2002), Belleguic et al. (2005), Parro et al. (2017), entre otros.

anomalía positiva con una magnitud de -433 mGal y longitud de onda larga (250 km), estando relacionada con la presencia de uno de los cumulos peridotíticos plagioclásicos que en algún momento constituyó la cámara magmática de dicho cono volcánico.

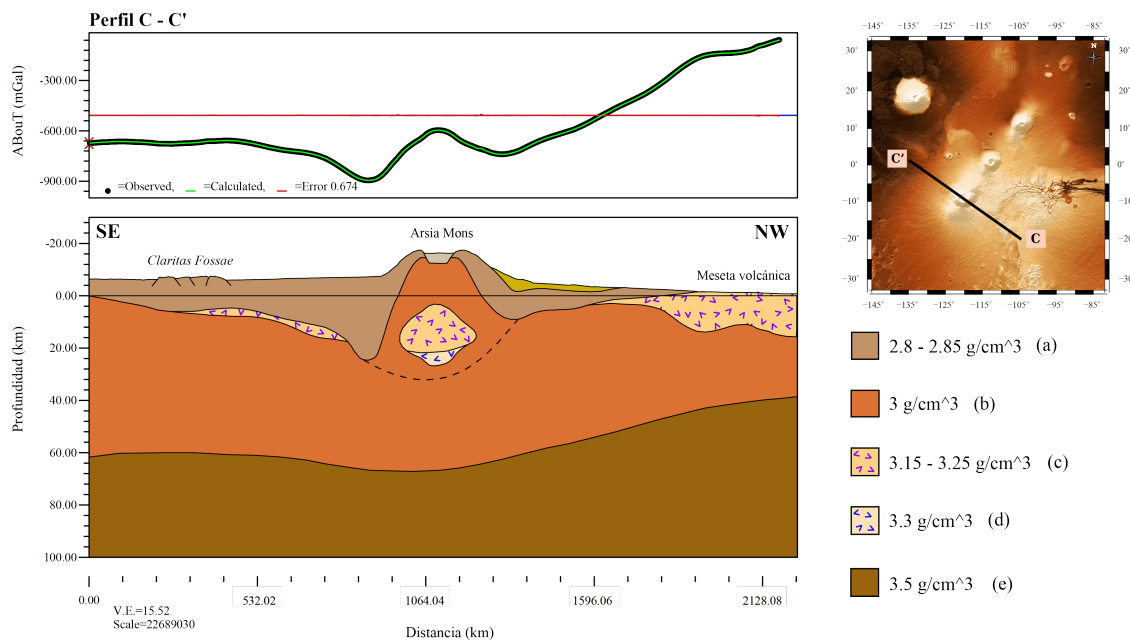
#### Perfil C - C': Arsia Mons

La respuesta gravimétrica del modelo propuesto en la [Figura 13](#) posee un dominio predominantemente regional en donde se mantiene la tendencia de adelgazamiento cortical hacia el NW. La interfaz corteza - manto se presenta con una profundidad promedio de 57,3 km caracterizando un espesor cortical de ~64 km a lo largo de todo el perfil. A diferencia de los dos modelos anteriores, la discontinuidad de Moho se manifiesta con una deflexión mucho más pronunciada por debajo del cono volcánico de Arsia Mons, revelando una mayor respuesta flexural. Sobre la anomalía central se manifiesta el contraste del cumulo ultramáfico como rastro de su cámara magmática extinta, el cual presentó una extensión vertical en profundidad de ~24 km en coherencia con el inmenso tamaño de su singular caldera (más de 100 km de longitud; [Zimbelman y Edgett, 1992](#)). Adicionalmente, fue necesario incluir un cumulo más denso (olivínico o dunítico) por debajo del ya existente para lograr reproducir la respuesta anómala de ~96 km de longitud de onda sobre la cresta de la anomalía. Un aspecto sobresaliente en el perfil es la asimetría de la carga, en donde el flanco SE de la estructura posee una pendiente mucho más pronunciada que el flanco NW. Dicho comportamiento

se refleja en la respuesta gravimétrica representando una cuenca al oeste más extensa y somera, con un depocentro de aproximadamente 9 km, en contraste con los casi 24 km del hundimiento al este, donde además la corteza se torna más gruesa. Formando parte de una cupla de anomalías al SE, se encuentran el sistema de grábenes de Claritas Fossae, que aunque poseen una clara expresión topográfica, representan una anomalía muy tenue probablemente opacada por el mínimo gravimétrico local de -900 mGal. Hacia el NW, una respuesta de larga longitud de onda, mayormente influenciada por el adelgazamiento cortical, indica además la presencia de algún cuerpo denso cercano a la superficie. De acuerdo con la geología local, se trata de una unidad de transición del Amazónico - Hespérico ([Tanaka et al., 2014](#)) que aflora y se encuentra asociada a la formación de mesetas de forma irregular que pueden llegar a extenderse de cientos a más de 1000 km de distancia, cuya fuente principal se estima que provenga de la intensa actividad volcánica que tuvo lugar al NW asociada con Olympus Mons.

#### Perfil D - D': Montes de Tharsis

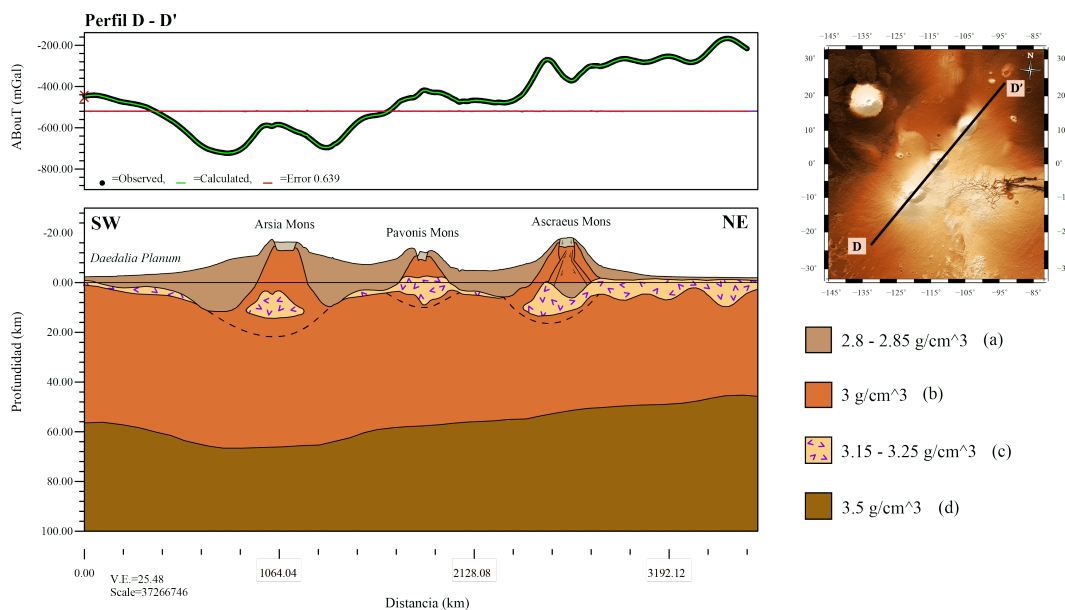
En la anomalía gravimétrica del perfil que marca la tendencia preferencial de los tres montes de Tharsis ([Figura 14](#)) se aprecia una pendiente suave de la discontinuidad corteza - manto, la cual se torna ~11 km más somera hacia el NW. El espesor cortical promedio es de aproximadamente 64.3 km para todo el perfil, presentando un engrosamiento local de ~78 km al SW situado



**Figura 13.** Modelo gravimétrico correspondiente al perfil C - C' sobre la región de Tharsis. Las densidades mostradas se corresponden con: (a) flujos de lava acumulados e intercalados con depósitos piroclásticos; (b) corteza basáltica / cono volcánico; (c) cumulos ultramáficos peridotíticos plagioclásicos; (d) cumulos ultramáficos mayormente formados por olivino; y (e) manto litosférico. Estos valores fueron seleccionados tomando como referencia los estudios de [Janle y Erkul \(1991\)](#), [McKenzie et al. \(2002\)](#), [Belleguic et al. \(2005\)](#), [Parro et al. \(2017\)](#), entre otros.

específicamente sobre la construcción volcánica de Arsia Mons, zona que habría de sufrir un mayor grado de vulcanismo en sus orígenes (Smith et al., 1999). En esta zona se observan dos mínimos locales, con magnitudes entre -700 y -725 mGal, representativos de las cuencas flexurales, ambas de diferente longitud de onda, pero con depocentros situados a una profundidad similar entre 10 - 12 km. En el centro se ubica el cuerpo intrusivo que representa el exceso de masa que ocasiona un incremento de la anomalía con una amplitud de ~140 mGal sobre el cono volcánico. En el caso de Pavonis Mons, el alto contraste de la respuesta gravimétrica del cuerpo ultramáfico resalta mostrando una extensión de ~740 km acompañado del emplazamiento de diques laterales. Los mínimos locales característicos de las cuencas adyacentes a la carga son de muy baja amplitud (32 - 42 mGal), asociados con depocentros simétricos

y poco profundos de ~3 km. Finalmente, el escudo volcánico de Asraeus Mons exhibe una anomalía controlada por las fuentes de alta frecuencia, donde se presenta el mismo sistema de fallas asociadas al colapso de calderas, mostrando una respuesta gravimétrica de amplitud negativa y magnitud de -372 mGal justo sobre la cima del escudo, la cual caracteriza la cuenca anteriormente interpretada en el perfil A - A'. Dicha anomalía se observa acompañada por una cupla positiva de mayor amplitud (~112 mGal), como parte de la expresión de su cámara magmática extinta que se encuentra de cierta forma opacada por el contraste de los sedimentos de la cuenca. Hacia el NE se distinguen una sucesión de cuerpos ultramáficos peridotíticos plagioclásicos muy cercanos a la superficie, con máximos de anomalías gravimétricas entre -550 y -164 mGal, que sugieren cierta continuidad desde el centro del volcán.



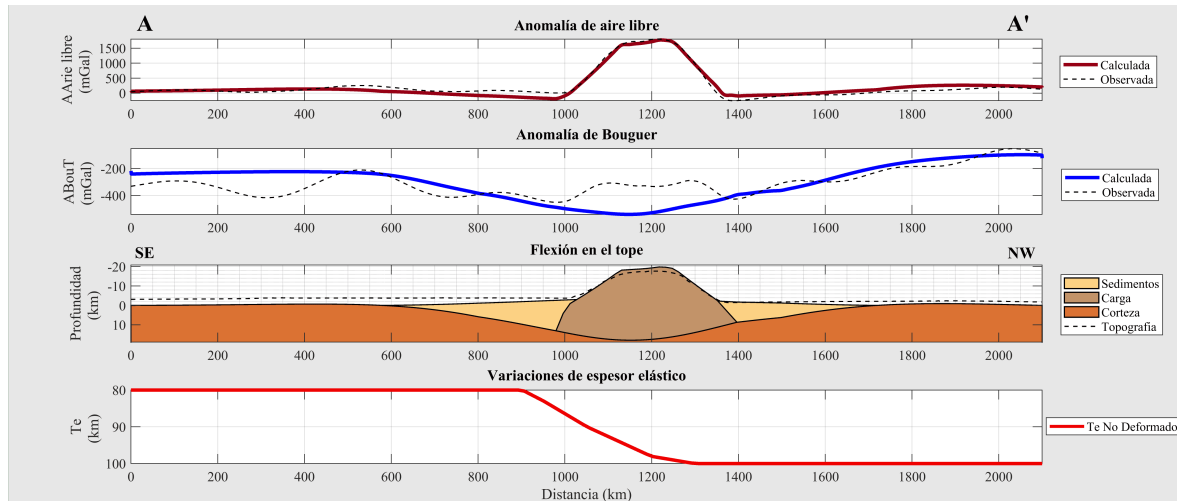
**Figura 14.** Modelo gravimétrico correspondiente al perfil D - D' sobre la región de Tharsis. Las densidades mostradas se corresponden con: (a) flujos de lava acumulados e intercalados con depósitos piroclásticos; (b) corteza basáltica / conos volcánicos; (c) cumulos ultramáficos peridotíticos plagioclásicos; y (d) manto litosférico. Estos valores fueron seleccionados tomando como referencia los estudios de Janle y Erkul (1991), McKenzie et al. (2002), Belleguic et al. (2005), Parro et al. (2017), entre otros.

## Modelos mecánicos - flexurales

### Perfil A - A': Asraeus Mons

En el modelo de la Figura 15 se manifiesta la carga de Asraeus que sería necesaria para dar lugar a las cuencas relativamente asimétricas observadas en la propuesta geológica de la Figura 11. Se predijo una raíz volcánica de 11 km por debajo de la topografía observada (Tabla 3) constituyendo aproximadamente un 38% de la altura estructural total de 29 km. Mediante esta configuración se logró obtener una respuesta flexural concordante con la profundidad relativamente somera de las cuencas de ~12 y ~8 km respectivamente de sur a norte. La densidad de la carga (3,12 g/cm<sup>3</sup>) fue representativa de tres contribuciones distintas ya que, además de la

corteza, se debió considerar un porcentaje de los sedimentos (10%) y todo el cuerpo intrusivo como parte de la misma. Este valor se encontró dentro del rango de densidades de carga volcánica (3,00 - 3,26 g/cm<sup>3</sup>) que han sido utilizadas en otros trabajos para realizar estimaciones del espesor elástico sobre esta estructura (Belleguic et al., 2005; Grott y Breuer, 2010; Beuthe et al., 2012). Las variaciones del espesor elástico no deformado (Te) estimadas a lo largo del perfil se mantuvieron consistentes con el comportamiento de un basamento que se va tornando ligeramente más somero hacia el NW, por lo tanto, se obtuvieron valores elevados hacia el norte (100 km) y más bajos hacia el sur (80 km). Esto podría sugerir que, desde el punto de vista mecánico, la región NW de la placa es considerablemente más rígida que la región SE, en donde se observa una mayor tasa de subsidencia debida a una mayor acumulación de los sedimentos.



**Figura 15.** Modelo flexural correspondiente al perfil A - A' a lo largo de Ascreaus Mons. Se presentan las anomalías gravimétricas observadas y las calculadas por el modelo. La anomalía de Bouguer total calculada es de gradiente suave y refleja una respuesta flexural máxima en el tope de la placa (corteza) de ~18 km ligeramente desviada al este desde el centro de la estructura.

**Tabla 3.** Parámetros variables y resultados de los modelos flexurales.

Parámetros	A - A'	B - B'	C - C'	D - D'
Topografía (km)	18	14	17	AsM - PM - ArM
Carga total promedio (km)*	29	23	40	23 - 15 - 27
Densidad de la carga (g/cm <sup>3</sup> )	3,12	3,1	3,07	3,1
Infill (%)**	120	130	130	150
<b>Resultados</b>				
Te promedio (km)	88	67	51	127
Raíz volcánica (km)	11	9	23	5 - 1 - 10
Flexión máxima en el tope de la placa (km)	18	17	35	15 - 10 - 18

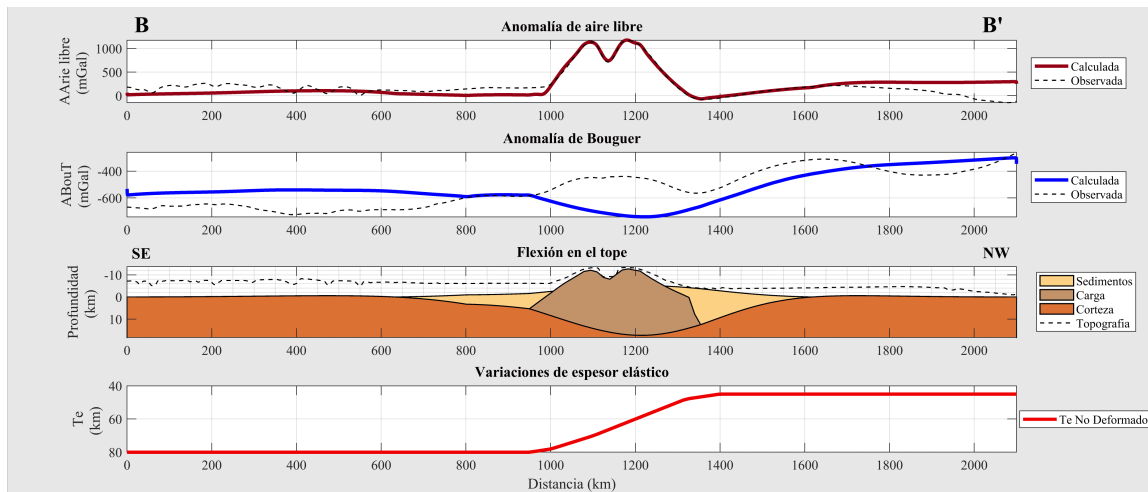
\* Promedio de la distribución de las cargas necesarias para obtener la respuesta flexural deseada en cada caso.

\*\* Porcentaje de material que rellena las cuencas flexurales. Un valor mayor al 100% representa cuencas con una alta tasa de sedimentos.

#### Perfil B - B': Pavonis Mons

En la [Figura 16](#) se ilustra el modelo flexural correspondiente a Pavonis Mons, el cual se reveló con una carga total de 23 km compuesta por una raíz volcánica de 9 km representando un 39% de la estructura. Se consideró un 15% de contribución sedimentaria, así como la presencia del cuerpo intrusivo para calcular la densidad de la carga, obteniéndose un valor de 3,1 g/cm<sup>3</sup> consistente con el rango de valores (2,10 - 3,24 g/cm<sup>3</sup>) tomados en cuenta anteriormente por autores como [Belleguic et al. \(2005\)](#); [Beuthe et al. \(2012\)](#). La asimetría de los hundimientos del basamento asociados a la carga, siendo el depocentro norte el doble de profundo que el situado al sur (~10 km y

~5 km respectivamente), se logró reproducir mediante la variación del espesor elástico efectivo (Te). En este caso se observa que los valores de espesor elástico más elevados se ubican hacia el sur (80 km) y los más bajos al norte (45 km), sugiriendo un comportamiento mecánico de la litósfera inverso al del perfil anterior, a pesar de que en ambos se estimó un valor de 80 km hacia el SE de la placa. Cabe destacar que la presencia de la extensa cuenca de rift de Valles Marineris que hunde al basamento en ~18 km ([Figura 12](#); no se representa en el modelo flexural porque no se origina como respuesta a una carga volcánica en superficie), pudiera también haber contribuido a la asimetría de las cuencas mucho después del surgimiento de la carga.

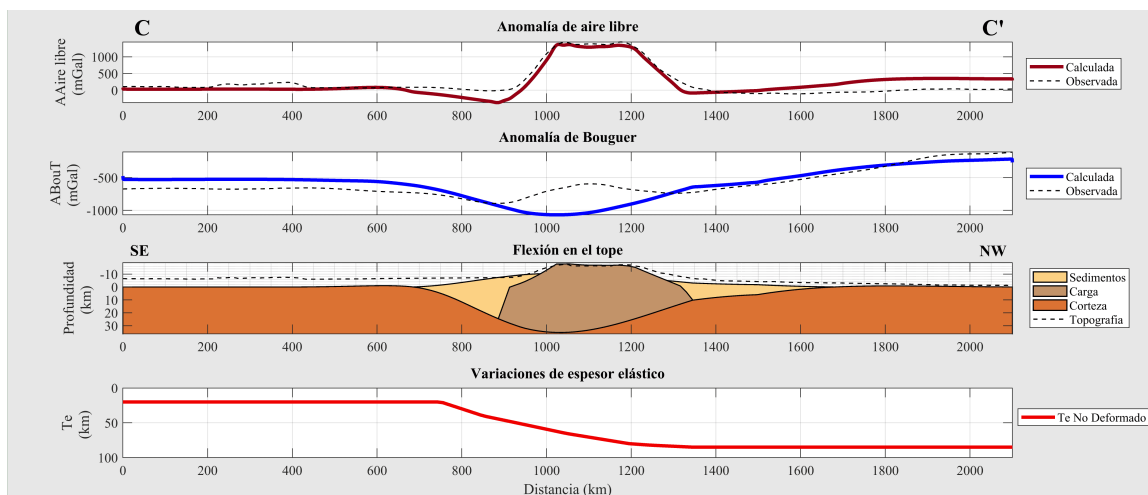


**Figura 16.** Modelo flexural correspondiente al perfil B - B' a lo largo de Pavonis Mons. Se presentan las anomalías gravimétricas observadas y las calculadas por el modelo. La anomalía de Bouguer total calculada es de gradiente suave y refleja una respuesta flexural máxima en el tope de  $\sim 17$  km desplazada a la derecha desde el centro de la estructura.

#### Perfil C - C': Arsia Mons

La explicación mecánica al modelado geológico de Arsia Mons se presenta en la Figura 17, en donde se observa a primera vista una drástica variación de los espesores elásticos entre los extremos de la placa (65 km). De los tres montes de Tharsis, Arsia corresponde a aquel que, según estimaciones relativas hechas hasta el momento, lleva más tiempo expuesto sobre la superficie marciana debilitando a la litósfera en mayor medida (Zimbelman y Edgett, 1992; Beuthe et al., 2012). Se requirió de una raíz de 22 km adicionales a la topografía observada para reproducir una flexión máxima en el tope de la placa de  $\sim 35$  km, representando esta raíz más de la mitad (55%) de la estructura completa. La carga fue extendida lateralmente para permitir el ajuste de la anomalía de aire libre, debiendo considerar una contribución sedimentaria del 25% como parte de su densidad. De esta manera, se

obtuvo un valor de  $3,07 \text{ g/cm}^3$  concordando con el límite inferior del rango de densidades que ya han sido utilizadas en trabajos anteriores ( $3 - 3,3 \text{ g/cm}^3$ ; Comer et al., 1985; McGovern et al., 2002; Belleguic et al., 2005). La asimetría de la carga sobresalió como un aspecto determinante para representar las depresiones flexurales de  $\sim 24$  km al este y  $\sim 9$  km al oeste, lo cual fue posible mediante la variación contrastante de los espesores elásticos y debido a los rellenos sedimentarios que en este caso sobrecargaron a la litósfera en un 30%. A lo largo de la placa se interpreta una litósfera que se torna mecánicamente más débil hacia el sur, donde decaen los valores de espesor elástico a 20 km, lo que caracteriza una acentuada flexión en esta dirección. Algunos aspectos estructurales que podrían haber contribuido con el debilitamiento de la litósfera en este sentido son el conjunto de deformaciones de Claritas Fossae, asociadas a los esfuerzos radiales que se interconectan en el laberinto de grábenes de Noctis Labyrinthus.

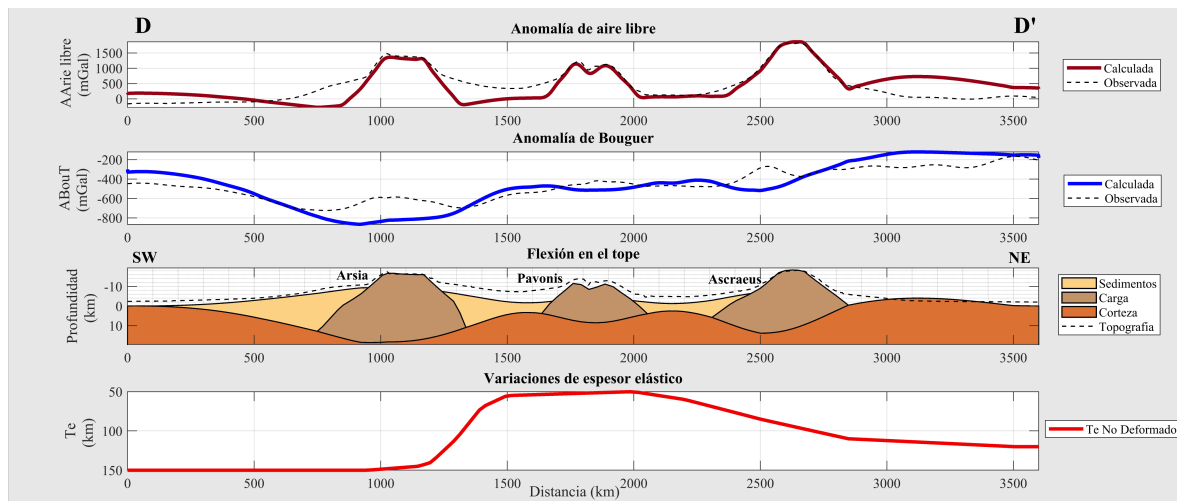


**Figura 17.** Modelo flexural correspondiente al perfil C - C' a lo largo de Arsia Mons. Se presentan las anomalías gravimétricas observadas y las calculadas por el modelo. La anomalía de Bouguer total calculada es de gradiente suave y refleja una respuesta flexural máxima en el tope de  $\sim 35$  km desplazada a la izquierda desde el centro de la estructura.

### Perfil D - D': Montes de Tharsis

La propuesta del comportamiento mecánico de la litósfera que soporta la carga conjunta de los tres montes de Tharsis se visualiza en la [Figura 18](#). La densidad de las cargas en conjunto se consideró con un valor de  $3,1 \text{ g/cm}^3$  como el promedio de las densidades calculadas para los tres perfiles anteriores, representando los sedimentos un 17% de las cargas. En el modelo se observa que la contribución más significativa para la litósfera se situó al SW, sobre el escudo volcánico de Arsia Mons, requiriéndose una carga total de 27 km para obtener una flexión en el tope de la placa de  $\sim 19 \text{ km}$  (causando unas cuencas flexurales relativamente simétricas). De manera característica, se encontró que los espesores elásticos necesarios para soportar esta carga fueron sumamente altos en sentido al SW (150 km), en comparación con los valores requeridos al SE en el perfil individual (20 km), en donde se exhibía a una litósfera más débil siendo la flexión resultante más pronunciada.

Lo anterior podría dar indicios de un comportamiento mecánico variable en la litósfera al sur de Tharsis al analizar la misma propiedad en dos direcciones distintas ([Audet, 2014](#)). Para el caso de Pavonis Mons, un volcán que se encuentra prácticamente confinado por la carga de los dos escudos volcánicos a sus extremos, la respuesta gravimétrica deseada se logró representar a partir de una carga total en promedio de 15 km, causando la flexión menos pronunciada acompañada de los valores más bajos de espesor elástico (50 km). De los tres escudos volcánicos, Ascraeus Mons es el que menor acumulación de sedimentos presenta en cualquiera de las direcciones que se analicen, mostrándose en este perfil con una carga ligeramente asimétrica hacia el SW y de 23 km en promedio para lograr una flexión máxima en el tope de la placa de  $\sim 16 \text{ km}$ . El comportamiento de los espesores elásticos se mantuvo con valores entre 95 - 120 km, cercanos a aquellos estimados en el perfil individual, interpretándose una litósfera rígida al haberse ido enfriando con el tiempo.



**Figura 18.** Modelo flexural correspondiente al perfil D - D' a lo largo de los tres montes de Tharsis. Se presentan las anomalías gravimétricas observadas y las calculadas por el modelo. La anomalía de Bouguer total calculada es de gradiente suave y la respuesta flexural máxima en el tope de la placa se refleja sobre Arsia Mons.

Considerando que la teoría clásica de flexión elástica en la cual se basan nuestros modelos ya de por sí supone que la litósfera se comporta de manera rígida para largos períodos de tiempo ([Walcott, 1970](#)), la propiedad que se está interpretando en realidad es el espesor elástico, que a su vez es una función de la edad de las cargas y el tiempo que una región lleva enfriándose ([Watts, 2001](#)). Sin embargo, cabe destacar que, durante estos largos períodos de tiempo (en escalas de millones de años) diferentes procesos pueden llegar a afectar la reología de la placa generando grandes implicaciones desde el punto de vista mecánico, por lo que es importante entender que la relación espesor elástico versus edad de la carga no necesariamente va a seguir el comportamiento habitual (i.e., valores altos de espesor elástico asociados a cargas más jóvenes y viceversa).

A partir de los resultados mostrados en la [Tabla 3](#), se deriva que el perfil con la carga más grande (Arsia Mons) presentó el valor más bajo de espesor elástico promedio (51 km) siendo coherente con una litósfera menos fuerte. Lo anterior

siendo coherente con una litósfera menos fuerte. Lo anterior podría sugerir que, por tratarse de la masa más volumétrica, la misma se encontraría asociada a una intensa actividad volcánica en el pasado, lo que podría haber afectado la rigidez actual de la litósfera. Para el caso de los otros dos perfiles, en los que se observó una flexión del basamento menos pronunciada, la mayor proporción de carga se situó sobre el perfil de Ascraeus Mons, para el cual se estimó un valor de  $T_e$  promedio de 88 km, siendo representativo de una litósfera mecánicamente competente para soportar cargas y que posiblemente estuvo afectada en menor medida por algún proceso anterior o posterior a la carga. El valor intermedio de  $T_e$  promedio (67 km) se estimó sobre el perfil de Pavonis Mons, el cual representó a la menor carga de las tres estructuras volcánicas y, por lo tanto, la menor respuesta flexural; en este caso, el comportamiento mecánico de la litósfera pudo haber estado mayormente afectado por las estructuras de deformación presentes a lo largo del perfil, más que por el vulcanismo asociado a la construcción del escudo volcánico.

## CONSIDERACIONES FINALES

Para poder explicar el equilibrio isostático en la región de Tharsis, fue necesario evaluar el parámetro del espesor elástico efectivo suponiendo que la litósfera presenta un comportamiento mecánico anisotrópico, lo que fue contemplado en los modelos propuestos anteriormente (en el cruce de dos perfiles no coinciden los mismos valores de espesor elástico). En vista que, de manera general, la litósfera de esta provincia volcánica se torna mecánicamente menos resistente de norte a sur y que la mayor discrepancia observada en el comportamiento flexural se situó sobre el escudo volcánico de Arsia Mons, se interpretó un comportamiento mecánico anisotrópico al SE de la placa. Una zona de anisotropía mecánica se suele relacionar con una litósfera que no es homogénea y que por lo tanto estuvo afectada por uno o más procesos además de la carga. En este sentido, se mencionan las siguientes propuestas:

1. Una intensa actividad volcánica durante un tiempo prolongado se concentró en la región Sur de Tharsis, pudiendo haber sido episódica (Wilson y Head, 1994). El tamaño de la carga ubicada al sur (Arsia Mons) fue al menos un 28% mayor que la de los otros dos volcanes. Esto podría significar que, a lo largo de la historia marciana, el vulcanismo fue predominantemente acentuado sobre esta estructura en comparación con las demás.
2. La(s) pluma(s) mantelar(es) responsable(s) de la alta tasa de vulcanismo sobre este escudo volcánico debió contribuir significativamente en el debilitamiento de la litósfera al sur de Tharsis, pudiendo ello ser indicio de la gran cantidad de estructuras de deformación concentradas al SE, desde Claritas Fossae hasta el sistema de fracturas circunferenciales de Noctis Labyrinthus. Cabe destacar que esta área de fallamientos coincide con la zona más débil del perfil C - C', estimándose un espesor elástico de 20 km, lo que permitiría dar sustento al alto grado de esfuerzos y deformaciones que debieron afectar la resistencia mecánica de la litósfera en esta dirección.
3. Al este de Arsia Mons y entre los perfiles B - B' y C - C', se encuentra la meseta volcánica de Syria Planum, la cual correspondió al centro de la actividad tectónica y volcánica de Tharsis durante un largo período (Noachiense - Hespérico tardío; Richardson et al., 2013). Se podría sugerir que la formación de esta meseta pudo haber realizado el debilitamiento de la litósfera en la región SE, tornándose más evidente sobre esta dirección preferencial.
4. La actividad de una pluma mantelar de larga duración, por lo general, implica la formación de una anomalía termal o química en el manto que ocasiona el abultamiento de la litósfera por expansión térmica. Como sucede en algunos casos de la Tierra (Burov y Guillou-Frotier, 2005; Guex et al., 2016), esta actividad pudo haber traído como consecuencia la "erosión termal" de la litósfera en la región al SE de Tharsis, contribuyendo con un déficit de masa y la pérdida de rigidez.
5. Se plantea como hipótesis que la actividad volcánica más reciente habría tenido lugar sobre el escudo volcánico de Arsia Mons (más joven), ya que la litósfera se presenta más débil al no haberse terminado de curar del impacto de la pluma mantelar.

## REFERENCIAS

- AIRY, G. B. (1855). On the Computation of the Effect of the Attraction of Mountain-Masses, as Disturbing the Apparent Astronomical Latitude of Stations in Geodetic Surveys. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 145, 101-104.
- ANDREWS-HANNA, J. C., ZUBER, M. T., & HAUCK II, S. A. (2008). Strike-Slip Faults on Mars: Observations and Implications for Global Tectonics and Geodynamics. *Journal of Geophysical Research*, 113(E8), 1-19.
- ARDALAN, A., KARIMI, R., & GRAFAREND, E. (2010). A New Reference Equipotential Surface and Reference Ellipsoid for the Planet Mars. *Earth, Moon and Planets*, 106(1), 1-13.
- ARNAIZ-RODRÍGUEZ, M. S., ÁLVAREZ HOSTOS, J. C., & AUDEMARD, F. (2020). LIFFE: Lithospheric Flexure with Finite Elements. *Computers & Geosciences*, 140, 104483. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2020.104483>
- AUDET, P. (2014). Toward Mapping the Effective Elastic Thickness of Planetary Lithospheres from a Spherical Wavelet Analysis of Gravity and Topography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 226, 48-82.
- AZUMA, S., & KATAYAMA, I. (2017). Evolution of the Rheological Structure of Mars. *Earth, Planets and Space*, 69(8), 1-13.
- BANERDT, W. B., & GOLOMBEK, M. P. (2000). Tectonics of the Tharsis Region of Mars: Insights from MGS Topography and Gravity. In *Lunar and Planetary Science XXXI Conference*, March 13-17, 2000, Houston, Texas.
- BARLOW, N. (2008). *Mars: An Introduction to its Interior, Surface and Atmosphere*. Cambridge: Cambridge Planetary Science Series.
- BELLEGUIC, V., LOGNONNÉ, P., & WIECZOREK, M. (2005). Constraints on the Martian Lithosphere from Gravity and Topography Data. *Journal of Geophysical Research*, 110(E11), 1-22.

- BEUTHE, M., LE MAISTRE, S., ROSENBLATT, P., PÄTZOLD, M., & DEHANT, V. (2012). Density and Lithospheric Thickness of the Tharsis Province from MEX MaRS and MRO Gravity Data. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 117(E4), 4002.
- BUROV, E. B., & DIAMENT, M. (1995). The Effective Elastic Thickness ( $T_e$ ) of Continental Lithosphere: What Does It Really Mean? *Journal of Geophysical Research*, 100(B3), 3905-3927.
- BUROV, E. B., & GUILLOU-FROTTIER, L. (2005). The Plume Head-Continental Lithosphere Interaction using a Tectonically Realistic Formulation for the Lithosphere. *Geophysical Journal International*, 161(2), 469-490.
- CARR, M. (2006). The Surface of Mars (F. Bagenal, F. Nimmo, C. Murray, D. Jewitt, R. Lorenz, & S. Russell (eds.)). Cambridge: Cambridge Planetary Science Series.
- CHAPMAN, M. G. (ED.) (2007). *The Geology of Mars: Evidence from Earth-Based Analogs*. Nueva York: Cambridge University Press.
- COMER, R. P., SOLOMON, S. C., & HEAD, J. W. (1985). Mars: Thickness of the Lithosphere from the Tectonic Response to Volcanic Loads. *Reviews of Geophysics*, 23(1), 61-92.
- DAVILLE, A., & LIMARE, A. (2007). Laboratory Studies of Mantle Convection. En G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (p. 3921). Los Angeles: Elsevier B.V.
- FORGET, F., COSTARD, F., & LOGNONNÉ, P. (2006). Planet Mars: Story of Another World (J. Mason (ed.)). Paris: Springer - Praxis.
- FOWLER, C. M. (2005). *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*. New York: Cambridge University Press.
- GENOVA, A., GOOSSENS, S., LEMOINE, F. G., MAZARICO, E., NEUMANN, G. A., SMITH, D. E., & ZUBER, M. T. (2016). Seasonal and Static Gravity Field of Mars from MGS, Mars Odyssey and MRO Radio Science. *Icarus*, 272, 228-245.
- GOOSSENS, S., SABAKA, T. J., GENOVA, A., MAZARICO, E., NICHOLAS, J. B., & NEUMANN, G. A. (2017). Evidence for a Low Bulk Crustal Density for Mars from Gravity and Topography. *Geophysical Research Letters*, 44(15), 7686-7694.
- GROTT, M., & BREUER, D. (2010). On the Spatial Variability of the Martian Elastic Lithosphere Thickness: Evidence for Mantle Plumes? *Journal of Geophysical Research*, 115(E3), 1-16.
- GUEX, J., PILET, S., MÜNTENER, O., BARTOLINI, A., SPANGENBERG, J., SCHOENE, B., SELL, B., & SCHALTEGGER, U. (2016). Thermal Erosion of Cratonic Lithosphere as a Potential Trigger for MassExtinction. *Scientific Reports*, 6, 23168.
- HARTMANN, W. K., MALIN, M., MCEWEN, A., CARR, M., SODERBLUM, L., THOMAS, P., DANIELSON, E., JAMES, P., & VERVEKA, J. (1999). Evidence for Recent Volcanism on Mars from Crater Counts. *Nature*, 397(6720), 586-589.
- HEISKANEN, W., & MORITZ, H. (1969). *Physical Geodesy*. San Francisco: W. H. Freeman and Company.
- HINZE, W. J., AIKEN, C., BROZENA, J., COAKLEY, B., DATER, D., FLANAGAN, G., FORSBERG, R., HILDENBRAND, T., KELLER, G. R., KELLOGG, J., KUCKS, R., LI, X., MAINVILLE, A., MORIN, R., PILKINGTON, M., PLOUFF, D., RAVAT, D., ROMAN, D., URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., ... WINESTER, D. (2005). New Standards for Reducing Gravity Data: The North American Gravity Database. *Geophysics*, 70(4), J25-J32.
- HIRT, C., CLAESSENS, S. J., KUHN, M., & FEATHERSTONE, W. E. (2012). Kilometer-Resolution Gravity Field of Mars: MGM2011. *Planetary and Space Science*, 67(1), 147-154.
- JANLE, P., & ERKUL, E. (1991). Gravity Studies of the Tharsis Area on Mars. *Earth, Moon and Planets*, 53, 217-232.
- JELLINEK, A. M., JOHNSON, C. L., & SCHUBERT, G. (2008). Constraints on the Elastic Thickness, Heat Flow, and Melt Production at Early Tharsis from Topography and Magnetic Field Observations. *Journal of Geophysical Research*, 113(E6), 1-15.
- KEDDIE, S. T., & HEAD, J. W. (1994). Sapas Mons, Venus: Evolution of a Large Shield Volcano. *Earth, Moon and Planets*, 65(2), 129-190.
- KHAN, A., LIEBSKE, C., ROZEL, A., RIVOLDINI, A., NIMMO, F., CONNOLLY, J. A. D., PLESA, A. C., & GIARDINI, D. (2018). A Geophysical Perspective on the Bulk Composition of Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 123(2), 575-611. <https://doi.org/10.1002/2017JE005371>
- MCGOVERN, P. J., SOLOMON, S. C., SMITH, D. E., ZUBER, M. T., SIMONS, M., WIECZOREK, M. A., PHILLIPS, R. J., NEUMANN, G. A., AHARONSON, O., & HEAD, J. W. (2002). Localized Gravity/Topography Admittance and Correlation Spectra on Mars: Implications for Regional and Global Evolution. *Journal of Geophysical Research*, 107(E12), 5136.

- MCGOVERN, P. J., SOLOMON, S. C., SMITH, D. E., ZUBER, M. T., SIMONS, M., WIECZOREK, M. A., PHILLIPS, R. J., NEUMANN, G. A., AHARONSON, O., HEAD, J. W., SOLOMON, S. C., SMITH, D. E., ZUBER, M. T., WIECZOREK, M. A., PHILLIPS, R. J., GREGORY, A., AHARONSON, O., & HEAD, J. W. (2004). Correction to "Localized Gravity/Topography Admittance and Correlation Spectra on Mars: Implications for Regional and Global Evolution". *Journal of Geophysical Research*, 109(E7), 1-5.
- MCKENZIE, D., BARNETT, D. N., & YUAN, D. (2002). The Relationship between Martian Gravity and Topography. *Earth and Planetary Science Letters*, 195(1-2), 1-16. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00555-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00555-6)
- NEUMANN, G. A., ZUBER, M. T., WIECZOREK, M. A., MCGOVERN, P. J., LEMOINE, F. G., & SMITH, D. E. (2004). Crustal Structure of Mars from Gravity and Topography. *Journal of Geophysical Research*, 109(E8), 1-18. <https://doi.org/10.1029/2004JE002262>
- PARRO, L. M., JIMÉNEZ-DÍAZ, A., MANSILLA, F., & RUIZ, J. (2017). Present-day Heat Flow Model of Mars. *Scientific Reports*, 7(45629), 1-9. <https://doi.org/10.1038/srep45629>
- PHILLIPS, R. J., SAUNDERS, R. S., & CONEL, J. E. (1973). Mars: Crustal Structure Inferred from Bouguer Gravity Anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 78(23), 4815-4820. <https://doi.org/10.1029/JB078i023p04815>
- POPPE, S. (2012). *Caldera Collapse on Basaltic Shield Volcanoes: Analogue Models Compared to the Karthala Caldera Complex, Grande Comore*. [Thesis Master]. Ghent University, Belgium.
- PRATT, J. H. (1855). On the Attraction of the Himalaya Mountains, and of the Elevated Regions beyond them, upon the Plumb-Line in India. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 16(2), 36-41. <https://doi.org/10.1093/mnras/16.2.36>
- REDMOND, H., & KING, S. (2004). A Numerical Study of a Mantle Plume beneath the Tharsis Rise: Reconciling Dynamic Uplift and Lithospheric Support Models. *Journal of Geophysical Research*, 109(E9), 1-14. <https://doi.org/10.1029/2003JE002228>
- REESE, C. C., SOLOMATOV, V. S., BAUMGARDNER, J. R., STEGMAN, D. R., & VEZOLAINEN, A. V. (2004). Magmatic Evolution of Impact-induced Martian Mantle Plumes and the Origin of Tharsis. *Journal of Geophysical Research*, 109(E8), 1-10. <https://doi.org/10.1029/2003JE002222>
- RICHARDSON, J., BLEACHER, J., & GLAZE, L. (2013). The Volcanic History of Syria Planum, Mars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 252, 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.11.007>
- SLEEP, N. H., & PHILLIPS, R. J. (1979). An Isostatic Model for the Tharsis Province, Mars. *Geophysical Research Letters*, 6(10), 803-806. <https://doi.org/10.1029/GL006i010p00803>
- SMITH, D. E., SJOGREN, W. L., TYLER, G. L., BALMINO, G., LEMOINE, F. G., & KONOPLIV, A. S. (1999). The Gravity Field of Mars: Results from Mars Global Surveyor. *American Association for the Advancement of Science*, 286(5437), 94-97. <https://doi.org/10.1126/ciencia.286.5437.94>
- SMITH, D. E., ZUBER, M. T., FREY, V., GARVIN, B., MUHLEMAN, O., PETTENGILL, H., PHILLIPS, J., ZWALLY, H. J., DUXBURY, C., LEMOINE, G., NEUMANN, A., ROWLANDS, D. D., AHARONSON, O., FORD, P. G., IRANOV, A. B., JOHNSON, L., MCGOVERN, J., ABSHIRE, B., AFZAL, R. S., & SUN, X. (2001). Mars Orbiter Laser Altimeter: Experiment Summary After the First Year of Global Mapping of Mars. *Journal of Geophysical Research*, 106(E10), 23689-23722.
- SMITH, D., ZUBER, M. T., SOLOMON, S. C., PHILLIPS, R. J., HEAD, J. W., GARVIN, J. B., BANERDT, W. B., MUHLEMAN, D. O., PETTENGILL, H., NEUMANN, G. A., LEMOINE, F. G., ABSHIRE, J. B., AHARONSON, O., BROWN, D. C., HAUCK, S., IVANOV, B. A., MCGOVERN, P. J., ZWALLY, H. J., & DUXBURY, C. (1999). The Global Topography of Mars and Implications for Surface Evolution. *Science*, 284(5419), 1495-1503.
- SMITH, J. C., PHILLIPS, R. J., & RITKE, S. (1980). An Analysis of Martian Gravity over Three Shield Volcanoes (abs.). En Reports of Planetary Geology Program, 1979-1980, NASA TM- 81776, p. 79.
- SOLOMON, S. C., & HEAD, J. (1982). Evolution of the Tharsis Province of Mars: The Importance of Heterogeneous Lithospheric Thickness and Volcanic Construction. *Journal of Geophysical Research*, 87(B12), 9755-9774.
- STEINBERGER, B., WERNER, S. C., & TORSVIK, T. H. (2010). Deep versus Shallow Origin of Gravity Anomalies, Topography and Volcanism on Earth, Venus and Mars. *Icarus*, 207(2), 564-577. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2009.12.025>
- STERN, R. J., GERYA, T., & TACKLEY, P. J. (2018). Stagnant-lid Tectonics: Perspectives from Silicate Planets, Dwarf Planets, Large Moons, and Large Asteroids. *Geoscience Frontiers*, 9(1), 103-119.

- TANAKA, K. L., SKINNER, J. A., DOHM, J. M., IRWIN, R. P., KOLB, E. J., FORTEZZO, C. M., PLATZ, T., MICHAEL, G. G., & HARE, T. M. (2014). Geologic Map of Mars: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3292, Scale 1:20,000,000, Pamphlet 43 p. <https://dx.doi.org/10.3133/sim3292>
- THOR, R. (2016). *Mapping the Thickness of the Martian Elastic Lithosphere Using Maximum Likelihood Estimation* [Thesis Master of Science]. Delft University of Technology, Holanda.
- VENING-MEINESZ, F. A. (1939). Tables Fondamentales pour la Réduction Isostatique Régionale. *Bulletin Géodésique*, 63, 711-776.
- WALCOTT, R. I. (1970). Flexural Rigidity, Thickness, and Viscosity of the Lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 75, 3941-3954.
- WATTERS, T. R., MCGOVERN, P. J., & ROSSMAN, P. I. (2007). Hemispheres Apart?: The Crustal Dichotomy on Mars. *Earth and Planetary Science*, 35(1), 621-652.
- WATTS, A. B. (2001). *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Oxford: Cambridge University Press.
- WERNER, S. C. (2009). The Global Martian Volcanic Evolutionary History. *Icarus*, 201(1), 44-68. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2008.12.019>
- WIECZOREK, M. A. (2007). Gravity and Topography of the Terrestrial Planets. In Schubert G. (Ed.), *Treatise on Geophysics*, Vol. 10, 165-206. Los Angeles: Elsevier B.V.
- WILLIAMS, J. ., PAIGE, D. A., & MANNING, C. E. (2003). Layering in the Wall Rock of Valles Marineris: Intrusive and Extrusive Magmatism. *Geophysical Research Letters*, 30(12), 1623.
- WILLIAMS, J., NIMMO, F., MOORE, W. B., & PAIGE, D. A. (2008). The Formation of Tharsis on Mars: What the Line-of-Sight Gravity is Telling Us. *Journal of Geophysical Research*, 113(E10), 1-19.
- WILSON, R. C. L., & HEAD, J. W. (1994). Mars: Review and Analysis of Volcanic Eruption Theory and Relationships to Observed Landforms. *Reviews of Geophysics*, 32(3), 221-263.
- ZENG, H., XU, D., & TAN, H. (2007). A Model Study for Estimating Optimum Upward-Continuation Height for Gravity Separation with Application to a Bouguer Gravity Anomaly over a Mineral Deposit, Jilin Province, Northeast China. *Geophysics*, 72(4), 145-150.
- ZHANG, S., & O'NEILL, C. (2015). The Early Geodynamic Evolution of Mars-Type Planets. *Icarus*, 265(2016), 187-208. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2015.10.019>
- ZIMBELMAN, J. R., & EDGETT, K. S. (1992). The Tharsis Montes, Mars: Comparison of Volcanic and Modified Landforms. *Proceedings of Lunar and Planetary Science*, 22, 31-44.
- ZUBER, M. T. (2001). The Crust and Mantle of Mars. *Nature*, 412, 220-227. <https://doi.org/10.1038/35084163>
- ZUBER, M. T., SOLOMON, S. C., PHILLIPS, R. J., SMITH, D. E., TYLER, G. L., AHARONSON, O., BALMINO, G., BANERDT, W. B., HEAD, J. W., JOHNSON, C. L., LEMOINE, F. G., MCGOVERN, P. J., NEUMANN, G. A., ROWLANDS, D., & ZHONG, S. (2000). Internal Structure and Early Thermal Evolution of Mars from Mars Global Surveyor Topography and Gravity. *Science*, 287(5459), 1788-1793.