

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

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

Trabajo Especial de Grado
presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por la Br. Oliveira O., Nicole K.
para optar al título de Ingeniero Geofísico

Caracas, noviembre de 2019

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

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

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Mariano Arnaiz

Trabajo Especial de Grado
presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por la Br. Oliveira O., Nicole K.
para optar al título de Ingeniero Geofísico

Caracas, noviembre de 2019



EGMG-DG-20181121-01-01

Universidad Central de Venezuela
Facultad de Ingeniería
Escuela de Geología, Minas y Geofísica
Departamento de Geofísica
Caracas

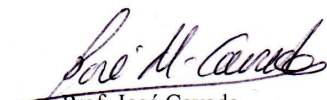
FACULTAD DE INGENIERIA
ACTA DE EVALUACIÓN DEL TRABAJO ESPECIAL DE GRADO DE LA BACHILLER
NICOLE KATERÍN OLIVEIRA OLIVEIRA DEL DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA.

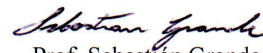
Los abajo firmantes, integrantes de la totalidad del jurado examinador designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica para evaluar el Trabajo Especial de Grado titulado: **“ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO Y FLEXURAL DE LA PROVINCIA DE THARSIS, REGIÓN ECUATORIAL DE MARTE”** presentado por la bachiller **NICOLE KATERÍN OLIVEIRA OLIVEIRA**, Cédula de Identidad N° V-24.287.474, para optar al título de Ingeniero Geofísico; en el acto de defensa pública correspondiente, considerando:

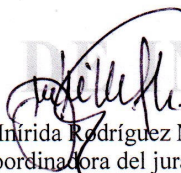
- 1.- La excelencia del trabajo realizado, tanto en su contenido como en su presentación formal, que incluye una extensa investigación bibliográfica y metodológica sobre aplicaciones de la Geofísica, en particular la Gravimetría, al estudio de la estructura de la región volcánica de Tharsis en el planeta Marte.
- 2.- Que constituye la primera investigación realizada en el Departamento de Geofísica, UCV, con aplicación de estudios gravimétricos, isostáticos y de flexión litosférica en Marte, lo cual requirió su adaptación a las condiciones geológico-estructurales de ese cuerpo planetario en términos de la formulación del problema y de los parámetros característicos de ese planeta.
- 3.- Que constituye un valioso aporte al conocimiento de la estructura litosférica marciana y su comportamiento mecánico, a la vez que representa un incentivo para la continuación de investigaciones de esta naturaleza y con otros métodos geofísicos más allá de los límites de nuestro planeta.

En fe de lo antes indicado, acordamos, por unanimidad, otorgar Mención Honorífica a la bachiller NICOLE KATERÍN OLIVEIRA OLIVEIRA.

En la Ciudad Universitaria de Caracas, a los doce días del mes de noviembre de dos mil diecinueve.


Prof. José Cavada
Miembro del Jurado


Prof. Sebastián Grande
Miembro del Jurado


Prof. Inírida Rodríguez Millán.
Coordinadora del jurado

Ciudad Universitaria de Caracas – Patrimonio Cultural de la Humanidad
Edf. Geología-Química y Petróleo. Facultad de Ingeniería. Ciudad Universitaria, Caracas
Teléfonos: +58 (212) 605-3121 – RIF: G-20000062-5

DEDICATORIA

A la vida,

Por darme la oportunidad de llegar hasta aquí.

A la curiosidad,

Por llevarme a donde quería estar.

AGRADECIMIENTOS

Antes que nada, agradezco a Dios por brindarme la fuerza extraordinaria (Fe) que requerí a lo largo de todos estos años, siendo el motor de mi continuo esfuerzo y perseverancia. Sin ese combustible no habría podido seguir en los momentos de duda, incertidumbre y desconsuelo. Creer en mí ha sido la ideología más poderosa que jamás había puesto tanto en práctica y este trabajo es fruto de ello.

Inmensamente agradecida con mis padres, su ejemplo y sacrificio son los que me inspiran a trabajar día a día por cumplir mis metas entendiendo que los obstáculos son una parte esencial de ellas. A mi madre por su constante apoyo y preocupación; el amor y dedicación que pones en todo lo que haces es digno de admiración. A mi padre por ser reflejo de perseverancia y por compartir su visión de que grandes cosas solo pasan si trabajamos para que sucedan.

A mi primera gran inspiración en aquello que apenas despertaba una curiosidad en mí, al gran maestro y fundador de SOVAFA: Jesús Otero. Te fuiste tan rápido en el tiempo en que te conocí; sé que te habría encantado formar parte de este proyecto. Hoy dedico este trabajo a tu infinita pasión por enseñar astronomía, que ahora yace en alguna parte de la inmensidad del universo.

A mi tutor y maestro, el profesor Mariano Arnaiz, por destacar siempre el interés en aquello que más despierta nuestra curiosidad. Gracias por la oportunidad e incentivo que me diste en el momento justo para creer en aquello que siempre quise hacer; jamás pensé que la geofísica planetaria verdaderamente se convirtiera en mi trabajo especial de grado. Aun así, quiero hacer un agradecimiento especial a todos aquellos profesionales que de alguna u otra forma, aunque no les correspondía, estuvieron presentes cuando lo necesité y fueron un gran apoyo durante mis avances: a los profes. José Cavada, Janckarlos Reyes, Sebastián Grande, Nuris Orihuela e Inírida Rodríguez. Gracias por su tiempo, paciencia e interés por la investigación.

A mis compañeros desde que emprendí esta carrera y tuve la dicha de tener conmigo hasta el final: Luisdaniel Rivera, Noel Crasto, Willianny Castellanos, Ana Gabriela Jaramillo y Geilin Quijada. Mis aliados en las buenas y en las malas, a quienes veo como hermanos con quienes puedo pelear, reír y ante todo confiar, conseguir apoyo y los mejores consejos. Gracias muchachos por estar siempre allí, con ustedes pude compartir de los mejores momentos en la universidad y seguirán siendo esa gran compañía que siempre me hará falta a donde vaya.

A la casa que vence las sombras, mi amada UCV, por recibirme de brazos abiertos y hacerme sentir siempre como en casa; te luché como nunca había luchado por defender algo que me representa tanto. Muy especialmente al departamento de geofísica y todos los estudiantes que fundaron lo que hoy es “El Bunker”, por la energía que trajeron en este último año, su unión y autenticidad. Gracias chicos por ser esa brisa que el departamento tanto necesitaba, junto a ustedes viví el mejor geo-año y las mejores mandarrias de siempre. A la primera gran familia que me regaló la UCV, mis amigos del alma, con quienes hoy sigo teniendo la dicha de compartir grandes momentos: Diego, Cule, Karla, Eybett y todos los demás que vimos partir en búsqueda de un mejor futuro. Sin ustedes simplemente no fuera quien soy hoy como persona y ser humano, gracias por todo el ánimo, el apoyo y por estar siempre pendientes. Los quiero!!

Un especial agradecimiento a Sander Goossens, por su atenta colaboración con algunos de los datos requeridos para el control de calidad. Agradecida con todas aquellas personas que de alguna u otra forma insistieron en mi interés por el mundo de la astronomía. A mis hermanas, quienes no dudan de mi locura y hasta hoy han sido la mejor compañía que he tenido. A grandes amistades que cruzaron por mi camino y ya no tengo tan cerca, pero a pesar de la distancia siempre han creído en mí.

Por último, pero no menos importante, agradecida con mi país, porque en medio del caos encontré el propósito, la firmeza y el coraje para seguir. Hoy más que nunca valoro el sacrificio de vivir en una situación tan distorsionada por la corrupción y las constantes limitaciones. Adonde sea que me lleve la vida no me rendiré a tí, mi amada Venezuela, y mi deseo más anhelado es dejar tu nombre en lo más alto.

Oliveira, O. Nicole K.

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

Tutor Académico: Prof. Mariano Arnaiz.

**T.E.G. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y
Geofísica. Departamento de Geofísica. Año 2019, 149 p.**

Palabras clave: flexión litosférica, isostasia, litósfera, espesor elástico.

RESUMEN

Se analizó la flexión litosférica bajo la carga de las estructuras volcánicas dispuestas en la región ecuatorial de Marte, a partir de datos extraídos de un modelo integrado del campo gravitatorio (MGM2011) y mediante la aplicación de la teoría de flexión elástica. La primera fase del trabajo consistió en la elaboración de un conjunto de mapas gravimétricos a ser interpretados para la propuesta de cuatro modelos capaces de representar la estructura cortical de los tres montes de Tharsis. En la siguiente etapa se buscó estudiar el grado de compensación de cada una de las cargas a partir de las anomalías isostáticas. Se determinó que el sistema de compensación en la región no lograba ser explicado por mecanismos de isostasia local. Se propusieron modelos flexurales, considerando un comportamiento anisotrópico de la litósfera, para dar una explicación mecánica a los modelos geológico – estructurales. Se estimó el espesor elástico a lo largo de los cuatro perfiles sugeridos, concluyendo que las estructuras se formaron sobre una litósfera considerablemente rígida, con un valor promedio central de 127 km (para los tres volcanes en conjunto). Se concluyó que, en su estado estático actual, la resistencia mecánica de la placa decrece de Norte a Sur. La anisotropía mecánica de la litósfera se manifestó en la región Sureste de Tharsis y se encontró principalmente controlada por los procesos reológicos que intervinieron en el pasado más que por la magnitud de las cargas presentes. Desde el punto de vista isostático, esta zona con el mayor grado de anisotropía, sería representativa de la actividad volcánica más reciente dentro de la larga historia evolutiva de la provincia.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

	pp.
DEDICATORIA	iv
AGRADECIMIENTOS	v
RESUMEN	vii
ÍNDICE DE FIGURAS	xi
ÍNDICE DE TABLAS	xv
CAPÍTULO I	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1
1.2 OBJETIVOS.....	3
1.2.1 Objetivo general.....	3
1.2.2 Objetivos específicos	3
1.3 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	3
1.4 ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACIÓN.....	3
1.4.1 Estimación de espesores elásticos.....	3
1.4.2 Estado isostático de las cargas	8
1.4.3 Anisotropía flexural	10
CAPÍTULO II	13
MARCO GEOLÓGICO	13
2.1 EL INTERIOR DE MARTE.....	13
2.1.1 Geodinámica planetaria	17
2.2 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE MARTE	19
2.2.1 Dicotomía hemisférica	20

2.3 PROVINCIA DE THARSIS	22
2.3.1 Hipótesis sobre su origen.....	22
2.3.2 Geología local y estructural.....	24
CAPÍTULO III.....	33
MARCO TEÓRICO	33
3.1 MODELOS DE ISOSTASIA	33
3.1.1 Isostasia local de Airy y Pratt	34
3.1.2 Isostasia regional o flexural	36
3.2 GEODESIA MARCIANA.....	38
3.2.1 Sistema de referencia elipsoidal - Datum	38
3.2.2 Areoide: geoide de Marte	40
3.2.3 Modelo gravimétrico de Marte: MGM2011	41
3.3 ANOMALÍAS DE GRAVEDAD APLICADAS A MARTE.....	43
3.3.1 Anomalías gravimétricas	44
3.3.2 Anomalías isostáticas.....	49
CAPÍTULO IV	51
MARCO METODOLÓGICO.....	51
4.1 FASE DE PROCESAMIENTO Y GENERACIÓN DE MAPAS DE ANOMALÍAS.....	54
4.1.1 Cálculo de anomalías gravimétricas e isostáticas	54
4.1.2 Análisis espectral	57
4.2 FASE DE MODELADO E INTERPRETACIÓN.....	60
4.2.1 Modelos geológico – estructurales	60
4.2.2 Modelos mecánico – flexurales	61
CAPÍTULO V.....	65
INTERPRETACIÓN GRAVIMÉTRICA – ESTRUCTURAL	65
5.1 ANOMALÍAS DE AIRE LIBRE VS. TOPOGRAFÍA	65
5.2 MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER.....	69
5.2.1 Separación regional – residual.....	71

5.2.2 Análisis espectral	73
5.3 MODELADO GEOLÓGICO – ESTRUCTURAL	75
5.3.1 Perfil A – A’: Ascraeus.....	75
5.3.2 Perfil B – B’: Pavonis	78
5.3.3 Perfil C – C’: Arsia	81
5.3.4 Perfil D – D’: Tharsis	84
CAPÍTULO VI	88
INTERPRETACIÓN ISOSTÁTICA – FLEXURAL	88
6.1 ISOSTASIA LOCAL	88
6.2 ISOSTASIA REGIONAL	94
6.2.1 Modelado flexural A – A’	94
6.2.2 Modelado flexural B – B’	96
6.2.3 Modelado flexural C – C’	97
6.2.4 Modelado flexural D – D’	99
6.3 ANISOTROPÍA MECÁNICA	103
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	108
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	111
APÉNDICES	121
A1.1 Nomenclatura de la geografía de Marte	121
A2.1 Historia geodinámica de Marte	121
A2.2 Régimen de “tapa estancada” (<i>stagnant-lid</i>)	125
A3.1 Aspectos teóricos de la gravedad	125
A4.1 Conjunto de comandos para la elaboración de mapas en GMT	128
A4.2 Determinación de la corrección topográfica	128
A4.3 Separación regional – residual: CAHA	130
A4.4 Perfiles gravimétricos: Ascraeus, Pavonis, Arsia y Tharsis	131
A6.1 Modelos flexurales con Te deformado	133

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	pp.
1.1 Mapa de la superficie y relieve del hemisferio occidental marciano	4
1.2 Representación esquemática de los modelos de carga litosférica propuestos por Belleguic <i>et al.</i> (2005)	6
1.3 Mapa de espesor elástico de Marte obtenido por Thor (2016).....	7
1.4 Modelos gravimétricos de Arsia y Pavonis.....	9
1.5 Representación de las elipses de espesor elástico anisotrópico	11
1.6 Mapa de espesor elástico de la litósfera en el Este de Canadá.....	12
2.1 Relieve y topografía de toda la superficie marciana	14
2.2 Mapa geológico global de distribución de edades de acuerdo a las tres eras geológicas de Marte.....	14
2.3 Aceleraciones de gravedad sobre toda la superficie marciana según el modelo MGM2011	14
2.4 Posible diferenciación del planeta marciano según la compañía “Space.com”	15
2.5 Modelo de la estructura interior química de Marte.....	16
2.6 Perfiles de temperatura para cada mil millones de años de la historia marciana..	17
2.7 Modelo de evolución de Marte según un régimen de convección de <i>stagnant-lid</i>	18
2.8 Modelo cronológico de Marte con sus respectivas eras geológicas.....	19
2.9 Resultados obtenidos en los estudios de Neumann <i>et al.</i> (2004).....	21
2.10 Representación de uno de los modelos calculados por Goossens <i>et al.</i> (2017)..	21
2.11 Mapa topográfico con localización de las estructuras representativas de la provincia de Tharsis	23
2.12 Hipótesis sobre el origen de la provincia de Tharsis.....	24
2.13 Mapa geológico y estructural de la provincia de Tharsis.....	26
2.14 Visión oblicua de los volcanes de escudo que conforman a la región de Tharsis	26

2.15 Diagrama interpretativo de las etapas evolutivas principales de los volcanes de escudo.....	27
2.16 Bosquejo del sistema interior de un volcán de escudo basáltico	28
2.17 Estructura superficial de los volcanes de escudo de la protuberancia de Tharsis28	
2.18 Cadena de islas volcánicas de Hawaii superpuestas sobre <i>Olympus Mons</i>	30
2.19 Provincia volcánica de Tibesti enmarcada en líneas punteadas.....	31
2.20 Modelo flexural bidimensional	32
2.21 Perfil topográfico y gravimétrico sobre <i>Olympus Mons</i>	32
3.1 Tres modelos de isostasia.....	34
3.2 Modelos de isostasia local.....	35
3.3 Modelo clásico de flexión elástica	37
3.4 Modelos de areoide en diferentes sistemas de proyección.....	40
3.5 Representación de las tres superficies de referencia de un cuerpo planetario	41
3.6 Esquema general sobre la composición del modelo MGM2011	42
3.7 Productos de interés principal del MGM2011	42
3.8 Representación del vector de gravedad observada.....	44
3.9 Representación de la reducción de gravedad debida a la altura H respecto al geoide	45
3.10 Influencia de la topografía con respecto a la corrección de Bouguer	47
3.11 Representación del areoide de Marte	48
3.12 Interpretación general de las anomalías isostáticas según su signo	50
4.1 Diagrama general de la metodología de trabajo empleada	52
4.2 Estadística básica y descriptiva de los datos de gravedad observada extraídos del modelo MGM2011	52
4.3 Comparaciones entre las anomalías de aire libre (Aal) calculadas y las desarrolladas en el modelo MGM2011	53
4.4 Alturas areoidales calculadas para la región de Tharsis mediante el software de GMT	53
4.5 Esquema representativo del cálculo de los diferentes tipos de anomalías	55
4.6 Estadística básica y descriptiva de los valores de anomalía de Bouguer total calculados para la región de estudio.....	55

4.7 Localización de los cuatro perfiles a ser estudiados en la región de Tharsis.....	56
4.8 Procedimiento requerido en cada perfil para la obtención de los regionales isostáticos	56
4.9 Perfiles de las raíces de Airy vs. la topografía.....	57
4.10 Densidades de Pratt calculadas con ρ_c de 2.9 g/cm ³ para diferentes profundidades de compensación “D”.....	57
4.11 Espectro de potencias promedio de la anomalía de Bouguer total.....	58
4.12 Espectro de potencias promedio de la anomalía de Bouguer total después de haber aplicado el filtro anterior	58
4.13 Gráficos de correlación para la selección de la altura óptima.....	59
4.14 Comparación entre la anomalía de Bouguer total obtenida para el perfil D – D’ y la anomalía de Bouguer total limpia.....	60
4.15 Flujoograma representativo del algoritmo del programa LIFFE-v1	64
5.1 Anomalía de aire libre con contornos cada 500 mGal, versus la topografía con contornos cada 2500 m.....	68
5.2 Anomalía de Bouguer total con contornos cada 100 mGal	71
5.3 Anomalías regionales y residuales luego de aplicar una CAHA a los 50 km.....	73
5.4 Modelo gravimétrico estructural correspondiente al perfil A – A’	76
5.5 Modelo gravimétrico estructural correspondiente al perfil B – B’	79
5.6 Modelo gravimétrico estructural correspondiente al perfil C – C’	82
5.7 Modelo gravimétrico estructural correspondiente al perfil D – D’	85
6.1 Anomalías isostáticas según el modelo local de Airy.....	90
6.2 Anomalías isostáticas según el modelo teórico de Pratt	92
6.3 Propuestas de equilibrio isostático considerando variaciones laterales de densidad en la corteza marciana	93
6.4 Modelo flexural del perfil A – A’ correspondiente a Ascraeus	95
6.5 Modelo flexural del perfil B – B’ correspondiente a Pavonis.....	97
6.6 Modelo flexural del perfil C – C’ correspondiente a Arsia.....	98
6.7 Modelo flexural del perfil D – D’ correspondiente a los tres montes de Tharsis	100
6.8 Elipses de anisotropía sobre los tres montes de Tharsis	107
A2.1 Mapa del campo magnético de Marte	123

A2.2 Modelos numéricos sobre un posible evento de volcamiento mantelar en Marte	124
A2.3 Representación de las posibles etapas de la evolución tectónica de los planetas	125
A4.1 Diferentes tipos de comandos utilizados para la elaboración y procesamiento de mapas con el software GMT	128
A4.2 Dos modelos de correcciones topográficas calculadas para la ventana de estudio	129
A4.3 Representación de los filtros de CAHA aplicados sobre la anomalía de Bouguer total.....	130
A4.4 Perfiles sobre la topografía y los mapas de anomalías.....	132
A6.1 Representación del espesor elástico deformado de la litósfera que soporta la carga de Ascraeus.....	133
A6.2 Representación del espesor elástico deformado de la litósfera que soporta la carga de Pavonis.....	133
A6.3 Representación del espesor elástico deformado de la litósfera que soporta la carga de Arsia.....	134
A6.4 Representación del espesor elástico deformado de la litósfera que soporta la carga de los tres montes de Tharsis en conjunto	134

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	pp.
1.1 Compilación de espesores elásticos estimados para la región de Tharsis.....	5
2.1 Secuencia de unidades volcánicas representativas de la provincia de Tharsis	25
3.1 Parámetros elipsoidales para Marte	38
3.2 Comparación de aspectos geométricos entre Marte y la Tierra.	39
4.1 Parámetros considerados durante la rutina de cálculo de la flexión elástica	62
5.1 Profundidades de posibles fuentes gravimétricas.	74
6.1 Parámetros variables y resultados finales de los modelos flexurales.....	101

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

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 durante un tiempo considerablemente amplio. Para hacer referencia a esta idea de equilibrio de masas, a mediados del siglo XIX se dispuso del término “isostasia”, del griego “*iso*” y “*stasis*” que significa “igual peso/estado” (Watts, 2001). Desde el siglo pasado, autores como Barrell (1914), Putnam (1926), Gunn (1943), Vening-Meinesz (1948) y Walcott (1970) contribuyeron en los estudios de isostasia regional, comprobando que, para largos períodos de tiempo, la litósfera no respondía localmente a las cargas geológicas sino regionalmente, por medio de la flexión a lo largo de una amplia región debido a su naturaleza rígida.

El modelo de flexión elástica presentado por Vening-Meinesz (1939), predice un engrosamiento de la corteza sobre el área de una carga topográfica en respuesta a su compensación. Según el autor, la depresión flexural permite describir el comportamiento elástico de la litósfera, lo que hace posible el empleo de diferentes técnicas para realizar estimaciones de su espesor elástico, correlacionado a su vez con la edad de la carga y procesos geodinámicos que pudieran interpretarse a partir de dichos resultados (Watts, *op. cit.*; McGovern *et al.*, 2002; Krasner, 2014; Thor, 2016).

La teoría de flexión elástica supone que el medio es isotrópico y que todos los sistemas externos al flexural son inexistentes. Sin embargo, al ser la tectónica un proceso activo, siempre estará asociada a otros sistemas de esfuerzos que en la teoría no están siendo considerados (Watts, 2001). Dicho aspecto, en conjunto con el posible comportamiento

anisotrópico del medio bajo ciertas circunstancias, ha venido siendo la mayor contribución al error en el cálculo de espesores elásticos, aspecto que ha podido originar interpretaciones sesgadas de la flexión litosférica (Audet y Mareschal, 2004; Nair *et al.*, 2012; Chen *et al.*, 2014).

Una forma de comprobar el modelo teórico de flexión elástica es probarlo en un lugar en el cual la tectónica sea inactiva y por lo tanto no se requiera tomar en consideración sistemas de esfuerzos externos al principal. Esto puede ser posible en un planeta distinto a la Tierra en el que se cumplan dichas condiciones, siendo factible verificar si el comportamiento flexural de la litósfera pudiese llegar a ser anisotrópico, al sustentar dicho análisis mediante estimaciones del espesor elástico en diferentes direcciones.

Numerosas investigaciones han permitido concluir que Marte es un planeta rocoso que actualmente carece de tectónica activa, pero durante su historia dinámica antigua dio lugar a todas las cargas geológicas presentes en su superficie (Solomon y Head, 1982; Turcotte y Schubert, 2014). La existencia de abundantes altos topográficos, convierten a Marte en un laboratorio ideal para poder estudiar la teoría de flexión elástica sin todas las limitaciones que actualmente la restringen. 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, posiblemente dispuestos sobre un medio con propiedades mecánicas anisotrópicas (Beuthe *et al.*, 2012; Thor, 2016) y en aparente estado de compensación isostática (Smith *et al.*, 1980; Comer *et al.*, 1985).

Con base en lo anteriormente expuesto, este trabajo de investigación presenta un análisis de la flexión litosférica marciana subyacente a la región de Tharsis, tomando como fundamento algunos supuestos de la teoría de flexión elástica. Con ello se espera contribuir a una estimación más acertada de los espesores elásticos que sostienen a cada una de las estructuras volcánicas presentes, pudiendo a su vez interpretar el comportamiento mecánico de su litósfera. Esto representa un aporte posterior para la comprensión de la evolución geodinámica de Tharsis.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo general

Analizar la flexión de la litósfera bajo la carga topográfica de las estructuras volcánicas dispuestas en la región ecuatorial de Marte.

1.2.2 Objetivos específicos

- ◇ Interpretar las anomalías de Bouguer sobre la provincia de Tharsis.
- ◇ Modelar la estructura cortical de los volcanes en escudo: Ascraeus, Pavonis y Arsia.
- ◇ Estudiar el grado de compensación de cada una de las cargas volcánicas a partir de las anomalías isostáticas.
- ◇ Estimar el espesor elástico de la litósfera bajo los tres montes marcianos, en diferentes direcciones.
- ◇ Discutir el estado isostático de la litósfera de Marte para la región de estudio.

1.3 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

En la Figura 1.1 se muestra el área de estudio enmarcada en el recuadro rojo, entre las latitudes $[-32.5^{\circ}\text{N}; 32.5^{\circ}\text{N}]$ y longitudes $[145^{\circ}\text{W}; 82^{\circ}\text{W}]$. La misma comprende un área de aproximadamente $14,276,990 \text{ km}^2$ de superficie marciana en el hemisferio occidental.

1.4 ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACIÓN

1.4.1 Estimación de espesores elásticos

Desde el año 1970 los científicos de la época lograron desarrollar técnicas para cuantificar el grado de compensación isostática de cargas en la superficie de un planeta (Watts, 2001). Desde la década de los ochenta, diversos investigadores adoptaron estas técnicas para lograr definir métodos que les permitieran estimar el espesor elástico (más adelante designado con la nomenclatura T_e) de la litósfera por debajo de estas cargas.

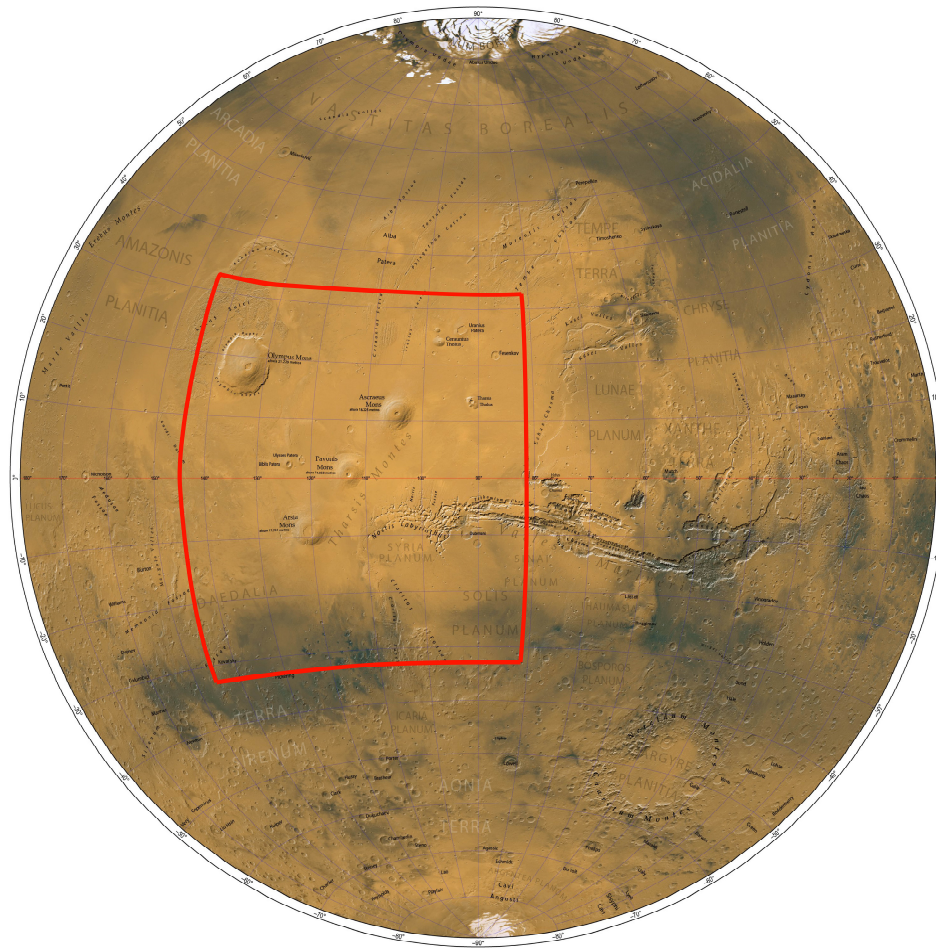


Figura 1.1 Mapa de la superficie y relieve del hemisferio occidental marciano en la proyección azimutal de Lambert y el sistema de referencia IAU2000. Basado en el modelo topográfico global MOLA (*Mars Orbiter Laser Altimeter*). Utilizado y modificado con permiso del autor (Aeschliman, 2003).

En la mayor parte de los estudios de la litósfera marciana se han utilizado relaciones espectrales para estimar esta propiedad mediante un proceso que consta de dos pasos: el cálculo de admitancias o coherencias espectrales de las anomalías de gravedad (aire libre o Bouguer) versus la topografía, y la inversión de estos espectros utilizando un modelo mecánico de flexión litosférica para la carga de una placa elástica de propiedades uniformes (Audet, 2014).

Desde la última década, se han empleado diferentes métodos para estimar el espesor elástico sobre la región de Tharsis en Marte, obteniéndose resultados variados (Tabla 1.1). Entre estos estudios resaltan aquellos en los que se realizaron estimaciones

aisladas para cada uno de los montes de esta provincia, algunos de ellos: Comer *et al.* (1985), McGovern *et al.* (2002; 2004), Belleguic *et al.* (2005), Grott y Breuer (2010), Beuthe *et al.* (2012) y Thor (2016). De manera general, gran parte de los investigadores coinciden con el hecho de que los valores de espesor elástico decrecen con el aumento de la edad de las cargas, lo que verifica la rápida declinación del flujo calórico mantelar del planeta, caracterizando a una litósfera que se ha engrosado con el tiempo (McGovern *et al.*, *op. cit.*; Krasner, 2014; Thor, *op. cit.*).

Tabla 1.1 Compilación de espesores elásticos estimados para la región de Tharsis

<i>Espesores elásticos (km)</i>			<i>Autores</i>	<i>Método</i>
ASCRAEUS	PAVONIS	ARSIA		
22 ± 14	26 ± 16	18 ± 32	Comer <i>et al.</i> (1985)	Espacial/Tectónico
	70		Zuber <i>et al.</i> (2000) ^(a)	Espectral
	81		McKenzie <i>et al.</i> (2002) ^(a)	Espectral
2 - 80	< 100	> 20	McGovern <i>et al.</i> (2004)	Espectral
105 ± 40	> 50	< 30	Belleguic <i>et al.</i> (2005) ^(b)	Espectral
> 50	> 50	< 35		
	29 - 40		Jellinek <i>et al.</i> (2008)	Magnético
	> 100		Williams <i>et al.</i> (2008) ^(a)	Espectral
116	113	72	Grott y Breuer (2010)	Termal/Reológico
20 - 60	---	≤ 10	Beuthe <i>et al.</i> (2012) ^(c)	Espectral
≥ 20	≤ 40	≤ 80		
	> 150		Audet (2014) ^(a)	Espectral
	15 - 40		Krasner (2014)	Estructural
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*.

Comer *et al.* (1985) adoptaron la hipótesis de la formación de grábenes concéntricos a cada rasgo volcánico, originados como resultado de los esfuerzos extensionales inducidos por la flexión de la litósfera en respuesta a la carga. Aunque, con un amplio margen de error, calcularon los espesores elásticos mediante la relación entre los esfuerzos superficiales predichos y el rango de distancias radiales entre el graben y el centro de la carga. En vista de sus resultados, los autores afirmaron que Marte podría

estar incluido en la lista de planetas con variaciones laterales sustanciales en el espesor de la litósfera elástica.

McGovern *et al.* (2004) llevaron a cabo una corrección de los espesores elásticos que habían resultado sobreestimados en una publicación previa (McGovern *et al.*, 2002). Utilizando el método de localización espacio-espectral de Simons *et al.* (1997), calcularon las admitancias como una función de armónicos esféricos. Como modelo de flexión litosférica, adoptaron una versión modificada de la formulación de (Turcotte *et al.* (1981) para la carga de una concha esférica delgada, elástica y homogénea. De manera general, los resultados obtenidos fueron consistentes con los de un modelo de flexión litosférica simple, sin embargo, el ajuste de los modelos gravimétricos requirió el aumento de la densidad supuesta como valor nominal. De esta manera, interpretaron el posible emplazamiento de material volcánico más máfico o una mayor proporción de material intrusivo a extrusivo en los edificios volcánicos de la región de Tharsis.

Empleando procedimientos similares de admitancia espectral, pero para el caso en que la densidad de carga difiere con la densidad de la corteza, Belleguic *et al.* (2005) propusieron sus propios modelos de flexión litosférica tomando en cuenta tanto la carga en superficie como la del subsuelo (Figura 1.2). Entre sus resultados, encontraron que todos los volcanes de Tharsis, excepto Pavonis, eran mejor modelados bajo la presencia de material menos denso en el manto superior, lo que podría ser indicativo de una pluma mantelar o de una composición empobrecida del manto.

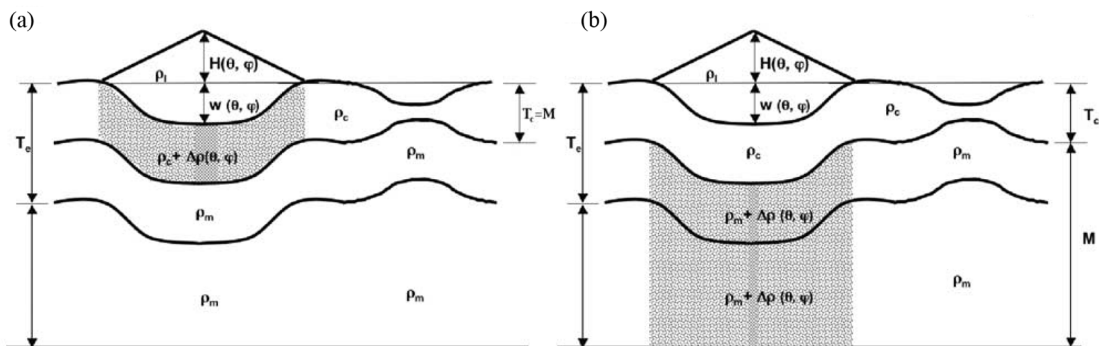


Figura 1.2 Representación esquemática de los modelos de carga litosférica propuestos por Belleguic *et al.* (2005). (a) Caso en el que la carga subsuperficial se encuentra en la corteza. (b) Caso en el que la carga subsuperficial se encuentra en el manto, a una profundidad M debajo de la corteza.

Beuthe *et al.* (2012) utilizaron un modelo de campo de gravedad de armónicos esféricos de mayor resolución en comparación con los de estudios anteriores. Aplicando el análisis de localización espectral en los nuevos conjuntos de datos, predijeron la señal de gravedad mediante dos modelos geofísicos distintos para resolver el espesor elástico efectivo. Uno de los modelos incluyó tanto cargas superiores como inferiores (*top/bottom model*), mientras que el otro (*top/top model*) no consideró la presencia de cargas inferiores, pero supuso dos procesos de carga superior en diferentes puntos en el tiempo. El segundo escenario presentó el mejor ajuste, para el cual todos los volcanes se debieron haber formado sobre una litósfera muy rígida que también soportaba la carga suplementaria de cámaras de magma de alta densidad e intrusiones ígneas debajo de las estructuras volcánicas.

Thor (2016) implementó el método estadístico de máxima probabilidad para generar un mapa global de espesor elástico de Marte (Figura 1.3), mediante la inversión de un conjunto de datos de armónicos esféricos de gravedad y topografía. Dicha técnica permitió determinar el conjunto de parámetros que era más probable que produjeran las estimaciones localizadas de la topografía y la forma del límite entre el manto y la corteza. Las relaciones de carga en los volcanes de Tharsis indicaron la posible presencia de un manto empobrecido o materiales densos e intrusivos en la corteza. Finalmente, el autor destacó que la evaluación de máxima probabilidad aún no podía alcanzar la calidad del método de estimación de espesores elásticos que actualmente es el estándar en la literatura.

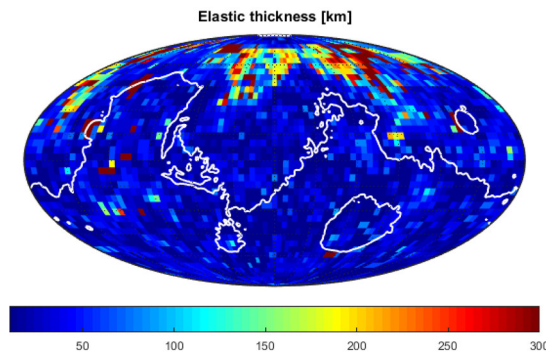


Figura 1.3 Mapa de espesor elástico de Marte obtenido por Thor (2016), a través del método estadístico de máxima probabilidad.

1.4.2 Estado isostático de las cargas

Sobre el estudio de las etapas evolutivas de la protuberancia de Tharsis, Solomon y Head (1982) fueron los primeros en sugerir que dicho aumento topográfico era el resultado de continuos flujos individuales que fueron acumulándose, más que de un levantamiento cortical. Según los autores, en la historia temprana de Marte, la litósfera respondió a la carga volcánica con una compensación isostática casi local; más tarde, a medida que el planeta se fue enfriando, las cargas adicionales se vieron parcialmente soportadas por la rigidez de la litósfera elástica de gran espesor, respondiendo de manera más regional. En este sentido, el largo tiempo que el planeta lleva enfriándose permitiría explicar los altos valores de espesor elástico que han sido reportados.

El aporte isostático más significativo para la provincia de Tharsis fue exhibido por Janle y Erkul (1991) con un trabajo sobre el modelado gravimétrico de un total de cuatro perfiles en dicha región. Los modelos concordaron con una compensación isostática total de Airy sobre el área comprendida por los montes Ascraeus, Pavonis, Arsia y Alba Patera. Los autores reportaron un estado isostático diferente para los tres volcanes, en el que Pavonis no presentó compensación (Figura 1.4a), Ascraeus mostró estar altamente o totalmente compensado y Arsia medianamente compensado o sin compensación (Figura 1.4b). Los resultados en general señalaron a la provincia de Tharsis como una estructura compleja, dominada por diversas características volcánicas y un déficit de masa en la región central. Según los autores, dicho déficit podría ser explicado por: “(1) un manto superior caliente, (2) un manto superior modificado químicamente, (3) un engrosamiento de la corteza, o (4) una combinación de estos tres procesos” (p. 217). De esta manera, afirmaron que el engrosamiento de la corteza era principalmente un proceso de construcción, pero el déficit de masa debía contribuir a un cierto grado de levantamiento, dando lugar al área extensional de *Noctis Labyrinthus*.

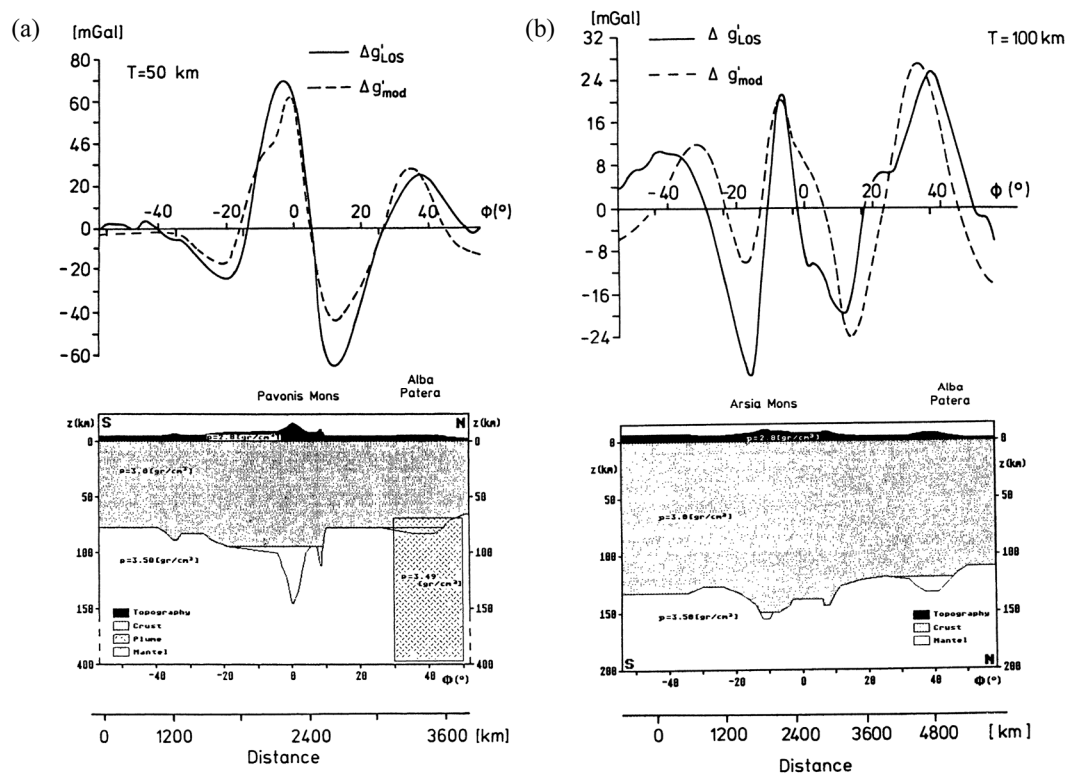


Figura 1.4 Modelos gravimétricos de (a) Arsia y (b) Pavonis. El espesor medio de la corteza para ambos casos fue de 50 km (modificado de Janle y Erkul, 1991).

Como parte de su discusión acerca de las principales características de la evolución estructural de Tharsis, Mege y Masson (1996) consideraron que la protuberancia habría sido soportada mediante una combinación de isostasia total o parcial de Airy y Pratt, principalmente por la inyección de magmas intrusivos y, secundariamente por la extrusión de flujos de lava y materiales piroclásticos. Los investigadores concluyeron que las intrusiones habrían engrosado y fortalecido la litósfera aumentando su rigidez, lo que le habría permitido soportar gran parte de las cargas volcánicas que se encuentran presentes. Cabe destacar que más adelante Watts (2001) en su capítulo de *Isostasy and the terrestrial planets*, llegó a la conclusión de que “la estructura cortical alrededor de las cargas volcánicas de Marte no puede ser explicada por el modelo isostático de Airy, pues dichas características requieren una litósfera fuerte donde la compensación se extienda sobre una amplia área” (p. 416).

1.4.3 Anisotropía flexural

En la medida en que fueron avanzando los estudios sobre la litósfera marciana, se presentó cierta inquietud acerca de si la anisotropía podía explicar de mejor manera el comportamiento mecánico de la misma. Grott y Breuer (2010) concluyeron que en su propuesta de modelo de evolución termal para Marte debían ser consideradas otras fuentes de heterogeneidad de la litósfera, sugiriendo que el espesor de la corteza era el principal factor controlador del espesor elástico litosférico. Beuthe *et al.* (2012) observaron una relación anisotrópica entre la gravedad y la topografía; en base a sus resultados, dedujeron que la anisotropía debía estar asociada a las variaciones horizontales de la densidad de las cargas. Por otro lado, como parte de las recomendaciones planteadas por Thor (2016) para mejorar las estimaciones realizadas en su estudio, el autor propuso utilizar un modelo que permitiese tratar a la litósfera marciana de manera anisotrópica con el objetivo de investigar en qué medida este comportamiento afectaba el espesor elástico de la misma.

Modelos de una placa anisotrópica han sido anteriormente implementados para estudios terrestres. Los pioneros fueron Swain y Kirby (2003), quienes desarrollaron un modelo simple de anisotropía elástica utilizando una placa ortotrópica delgada, cuyas propiedades elásticas tienen al menos dos planos de simetría ortogonales y, por lo tanto, dos rigideces (Timoshenko y Woinowsky-Krieger, 1959). Con ello buscaron modelar las variaciones direccionales utilizando la función de coherencia entre la anomalía de Bouguer y la topografía en Australia. En otra publicación, los autores expusieron un nuevo método para obtener imágenes de las variaciones espaciales de la anisotropía flexural de la litósfera, también en Australia (Figura 1.5; Kirby y Swain, 2006). El planteamiento de la placa anisotrópica se basó en el modelado de las relaciones espectrales de coherencia observadas. Las pruebas exhaustivas del método en conjuntos de datos anisotrópicos sintéticos, mostraron que la amplitud y la orientación de la anisotropía se recuperaban con una precisión útil, logrando así describir “una técnica para la cartografía de la anisotropía mecánica de la litósfera elástica que proporciona mayor detalle de lo que antes era posible” (p. 135).

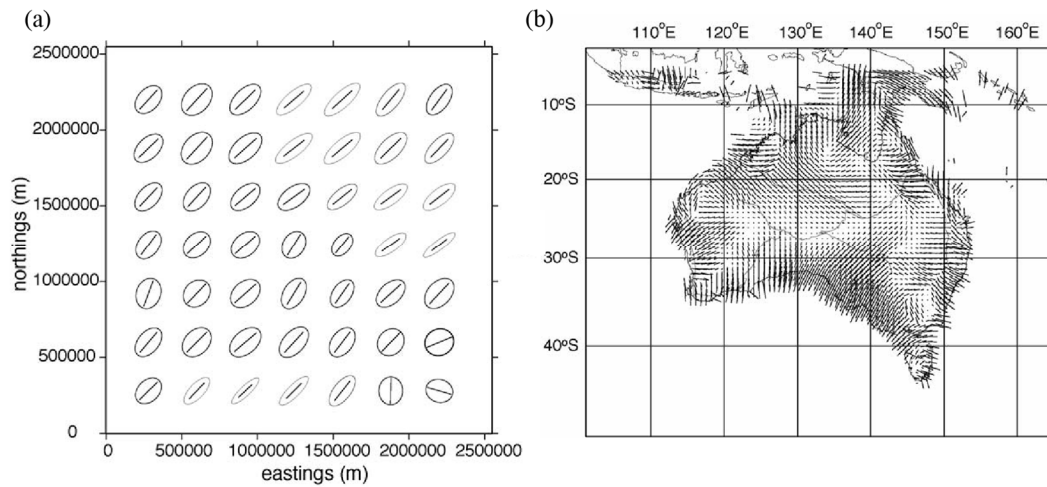


Figura 1.5 (a) Representación de las elipses de espesor elástico anisotrópico a partir de la inversión de datos para un modelo de placa sintética. Las longitudes relativas de los semi-ejes mayor y menor de las elipses indican el grado de anisotropía en el espesor elástico, mientras que la orientación del eje mayor indica la dirección del esfuerzo mecánico máximo. (b) Mapa de anisotropía mecánica de la litósfera en Australia (modificado de Kirby y Swain, 2006).

Posteriormente, Audet y Mareschal (2007) utilizaron la transformada de onda bidimensional para calcular las variaciones locales y azimutales de la función de coherencia entre la anomalía de Bouguer y la topografía en el escudo canadiense. Para la inversión de este parámetro espectral emplearon la respuesta teórica de un modelo de placa anisotrópica delgada basado en el procedimiento de Swain y Kirby (2003). Con ello generaron un mapa de espesor elástico y anisotropía mecánica de la litósfera en el Este de Canadá, calificando al método como apto detector de anisotropías y variaciones direccionales en el espesor elástico efectivo (Figura 1.6). Los autores concordaron con Simons *et al.* (2003) en que la anisotropía en la función de coherencia aparece típicamente en diferentes regímenes de longitud de onda: “para longitudes de onda larga, refleja la estructura litosférica profunda y puede invertirse para revelar el espesor elástico en dos direcciones perpendiculares, mientras que para longitudes de onda corta, es más probable que la anisotropía esté relacionada con el ajuste isostático a lo largo de las fallas e involucra la parte poco profunda de la litósfera” (p. 296).

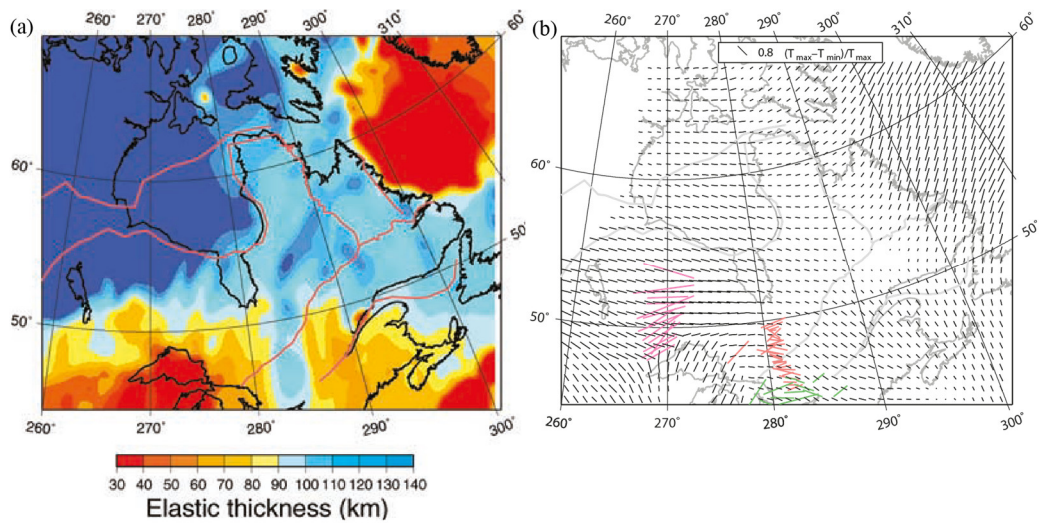


Figura 1.6 (a) Mapa de espesor elástico de la litósfera en el Este de Canadá obtenido con el método de transformada de onda 2D. (b) Mapa de anisotropía mecánica de la litósfera elástica sobre el Este de Canadá. La dirección rápida de la anisotropía sísmica SKS se traza como barras de colores (modificado de Audet y Mareschal, 2007).

Finalmente, en su propuesta del primer mapa global de espesores elásticos para Marte, Audet (2014) evitó el tratamiento de la anisotropía, argumentando que existían ciertos problemas tanto en el análisis espectral como en los procedimientos de inversión al estimar la anisotropía mecánica a partir de la gravedad y los datos topográficos. Sin embargo, el autor dejó abierta la posibilidad de que “los modelos con propiedades elásticas isotrópicas, pero con carga inicial anisotrópica, pudiesen imitar la respuesta de una placa elástica anisotrópica” (p. 53).

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

A diferencia de la Tierra, en Marte el mayor registro con el que se cuenta es la morfología de su superficie (Figura 2.1); con ello se implementaron diferentes técnicas de datación que, en conjunto fueron designando los períodos geológicos que han formado parte de la historia marciana (Figura 2.2). En cuanto a los procesos, solo la información de superficie se considera incompetente para la comprensión de los eventos geológicos, dado que todo proceso externo se encuentra sujeto a una dinámica interior planetaria. La adquisición de mediciones directas de los radios con el altímetro láser *Mars Orbiter* (MOLA), permitió la obtención de elevaciones referenciadas a una superficie equipotencial, lo que a su vez impulsó el desarrollo de modelos de campo gravitatorio para el planeta (Figura 2.3). Hasta hoy, la gravedad es la propiedad física que ha conducido a un conocimiento más cercano de los posibles procesos geológicos y estructurales que estuvieron implicados en la evolución geodinámica de Marte.

2.1 EL INTERIOR DE MARTE

Diversas fuentes de análisis de datos isotópicos de meteoritos marcianos han permitido demostrar, sin ambigüedades, que Marte se formó y se diferenció en núcleo, manto y corteza durante un período de tiempo notablemente corto; solo unas pocas decenas de millones de años después de la formación del Sistema Solar (Carr, 2006, Figura 2.4). Sin embargo, el conocimiento que se tiene acerca de la estructura y composición interna de este planeta es bastante limitado debido a la carencia de observaciones geofísicas *in situ*. De la información derivada de datos orbitales, en comparación con la Tierra, el interior de Marte se diferencia principalmente por la presencia de una corteza de composición basáltica en lugar de granítica y con espesor variable de 5 – 120 km

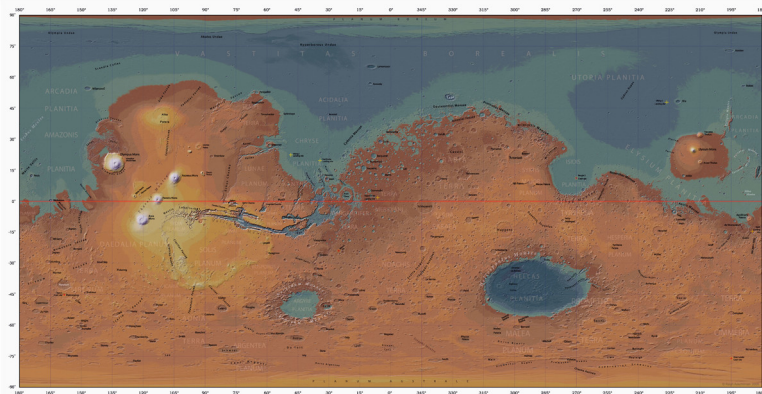


Figura 2.1 Relieve y topografía de toda la superficie marciana en proyección cilíndrica simple. Basado en el modelo topográfico global “MOLA” (*Mars Orbiter Laser Altimeter*). Las topografías más bajas se representan en azul. Utilizado con permiso del autor (Aeschliman, 2003).

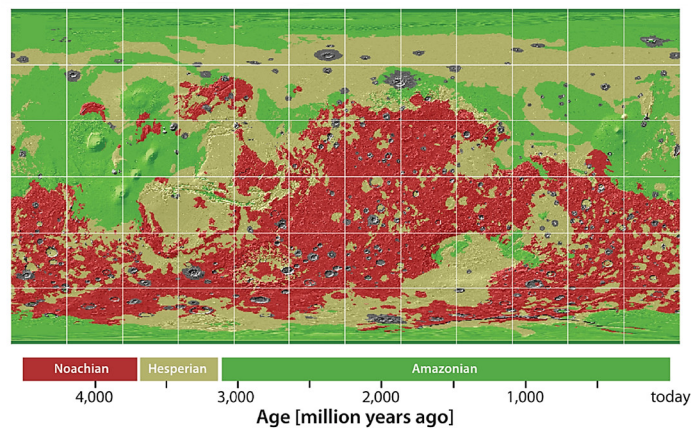


Figura 2.2 Mapa geológico global de distribución de edades de acuerdo a las tres eras geológicas de Marte (modificado de Rossi y Van Gasselt, 2010).

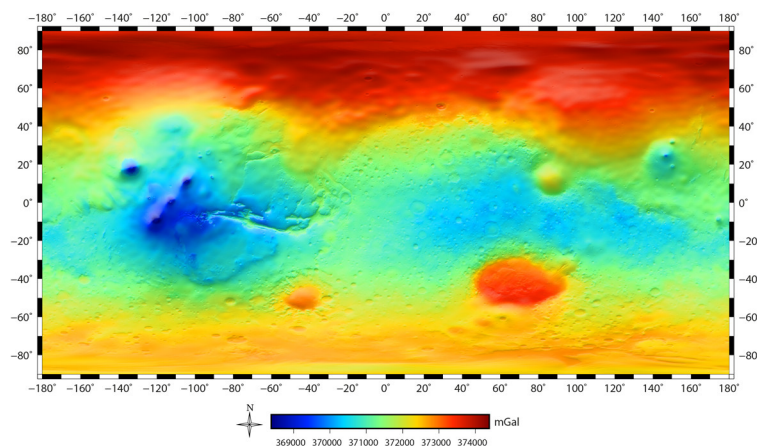


Figura 2.3 Aceleraciones de gravedad sobre toda la superficie marciana según el modelo MGM2011 presentado por Hirt *et al.* (2012b). Las zonas en azul representan aquellas más alejadas del centro de Marte (protuberancias), en donde se aprecia una menor atracción gravitatoria. Mapa generado con GMT (*Generic Mapping Tools*) en la proyección cilíndrica equidistante y el sistema de referencia IAU2000.

(~ 50 km en promedio; Zuber, 2001); el planeta se compone también de un manto que se extiende a una profundidad aproximada de 1700 – 2100 km, y un núcleo rico en sulfuro de hierro con un radio de aproximadamente 1300 – 1700 km (Zuber, *op. cit.*; Rossi y Van Gasselt, 2010).

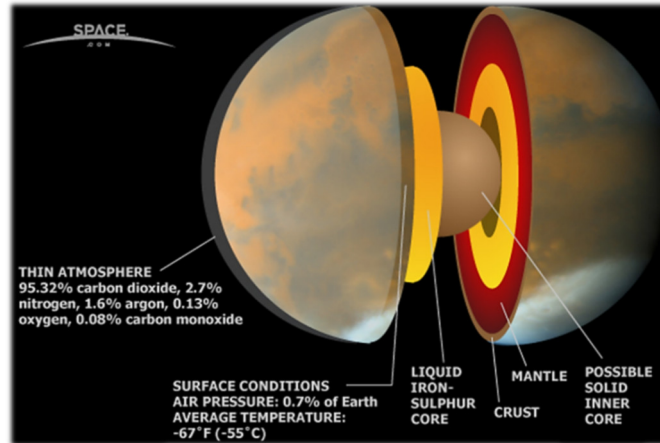


Figura 2.4 Posible diferenciación del planeta marciano según la compañía “Space.com”, composición atmosférica y condiciones superficiales (modificado de Tate, 2010).

La superficie de Marte ha podido ser estudiada principalmente en base a análisis geoquímicos de meteoritos de procedencia marciana. De esta manera, se ha caracterizado una corteza compuesta por una mezcla de rocas ígneas, cubiertas por una capa meteorizada de elementos altamente oxidados que le otorgan el color rojizo a la superficie y constituyen el polvo de los suelos relativamente brillantes (Zuber, *op. cit.*).

Del análisis de meteoritos en combinación con modelos geofísicos de distribución de la densidad planetaria con la profundidad, se ha revelado que el manto marciano es similar al de nuestro planeta, compuesto por rocas principalmente ricas en olivino (peridotitas) y espinela (InSight-Seis, 2017). Sin embargo, numerosas preguntas permanecen en cuanto a su estructura. En teoría, el manto marciano podría contener una zona de transición similar a la que existe entre el manto superior e inferior terrestre. Una posible estructura mantelar para Marte, basada en el modelo de Dreibus y Wanke (1985), propone un manto superior semejante al de la Tierra que consiste químicamente en olivino. Con el aumento de la profundidad, una zona de transición consistiría en el cambio de fase del olivino a espinela, que se esperaría encontrar a una mayor

profundidad en Marte debido a su menor gravedad (~38% de la terrestre). De esta manera, Zuber (2001) sugiere que la discontinuidad a 410 km en la Tierra se estima a una profundidad de unos 1000 km en Marte (Figura 2.5). Según la investigadora, si un segundo cambio de fase espinela-perovskita realmente ocurre o no dentro del manto, dependería de su temperatura y del tamaño del núcleo. Sin embargo, debido a que Marte es más pequeño que la Tierra y su campo de gravedad es más débil, el manto quizá no sea lo suficientemente profundo como para que exista tal discontinuidad (InSight-Seis, 2017).

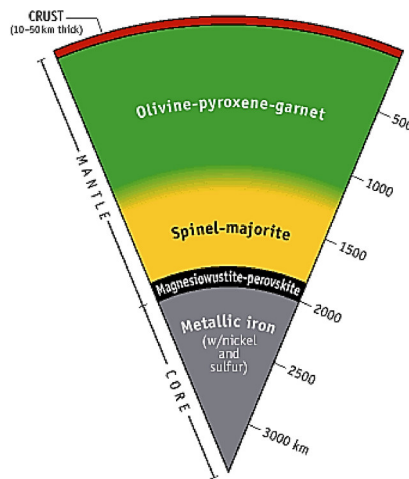


Figura 2.5 Modelo de la estructura interior química de Marte propuesto por la NASA, mostrando las posibles interfases que representan un contraste de densidades. No hay una distinción clara entre manto superior/inferior a diferencia de la Tierra, aunque se nota una posible zona de transición de ~850 km de espesor (capa amarilla). A ~1845 km de profundidad se sitúa la posible fase de cambio a perovskita que en la Tierra supone el inicio del manto inferior (discontinuidad a 660 km) (modificado de Marín, 2012).

Con respecto a la estructura interna mecánica de Marte, se sabe que al igual que en el modelo terrestre, el planeta se compone de una capa rígida exterior (litósfera), mientras que la parte del manto superior que se comporta de forma dúctil comprende la astenósfera. La profundidad en la que se produce la transición de deformación frágil a dúctil no se encuentra definida para Marte, ya que las mediciones de gravedad no dan como resultado un modelo único. Es por ello que diversos estudios han hecho énfasis en la importancia de acompañar dicha información con mediciones sismológicas para comprender un poco mejor la dinámica planetaria (Barlow, 2008; InSight-Seis, 2017).

2.1.1 Geodinámica planetaria

Para algunos autores la hipótesis de un período de tectónica en la historia temprana de Marte cobra mayor sentido al ser una posible explicación para el origen de la dicotomía hemisférica observada como una asimetría fisiográfica entre los hemisferios Norte y Sur (Sleep, 1994; Schubert *et al.*, 2001). Kiefer (2003) argumenta que los amplios aumentos topográficos asociados a las provincias de Tharsis y Elysium se deben al calentamiento interno del manto, lo que podría haber activado amplias zonas de surgencia (Turcotte y Schubert, 2014).

La evolución de Marte ha sido muy influenciada por cambios temporales en su estructura reológica, lo que permite explicar por qué la tectónica de Marte se encuentra inactiva en comparación con la de la Tierra (Azuma y Katayama, 2017). Forget *et al.* (2006) afirman que a medida que el flujo de calor de la superficie marciana disminuía de manera significativa con el tiempo (Figura 2.6), el manto se fue enfriando aumentando su viscosidad y la corteza se estabilizó en la superficie como una capa moderadamente gruesa e inmóvil, lo que introdujo al planeta en una fase tectónica de placa única, mejor conocida como régimen de “tapa estancada” o *stagnant-lid* (Schubert y Spohn, 1990; Stern *et al.*, 2017; Figura 2.7).

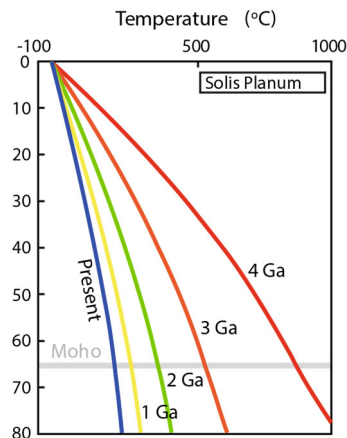


Figura 2.6 Perfiles de temperatura para cada mil millones de años de la historia marciana calculados a partir del flujo de calor de la superficie y la abundancia actual de isótopos radiactivos (modificado de Azuma y Katayama, 2017). Los mismos corresponden a una zona del hemisferio sur marciano (*Solis Planum*), tomando en cuenta una temperatura de superficie de 220°K y una profundidad de Moho de 65 km (Neumann *et al.*, 2004).

Si bien el desarrollo de una tectónica de placas en el planeta durante su evolución temprana sigue siendo un tema en debate hasta hoy (Sleep, 1994; Schubert *et al.*, 2001; Breuer y Spohn, 2003) la mayor parte de los modelos de geodinámica planetaria propuestos sugieren que Marte ha permanecido en un régimen de *stagnant-lid* desde hace alrededor de 4.0 Ga (Solomatov y Moresi, 1997; Zhang y O’Neill, 2015). Según Davaille y Limare (2007), en el límite inferior del manto se desarrollan celdas de convección inestables mientras que la litósfera se mantiene estancada actuando como una capa aislante que impide en algún punto el intercambio de calor con el exterior. Eventualmente la tectónica de placas en la Tierra evolucionó de un sistema como éste cuando los esfuerzos asociados con la convección mantelar excedieron la fuerza de la litósfera lo suficiente para permitir la ruptura de la corteza en placas. Una etapa más avanzada del régimen de *stagnant-lid* supondría a la conducción como agente de pérdida de calor conduciendo al planeta a un enfriamiento total (Stern *et al.*, 2017; Apéndice A2.2). Esta situación podría ser responsable de la desaparición del campo magnético marciano creado por el núcleo (para una mayor revisión del lector, referirse al Apéndice A2.1), exponiendo a la atmósfera a un mayor desgaste por el viento solar abrasivo y contribuyendo así a la desestabilización de las condiciones climáticas que gobiernan en el planeta y han impedido que el agua fluya hoy por la superficie (InSight-Seis, 2017; NASA Science, 2018).

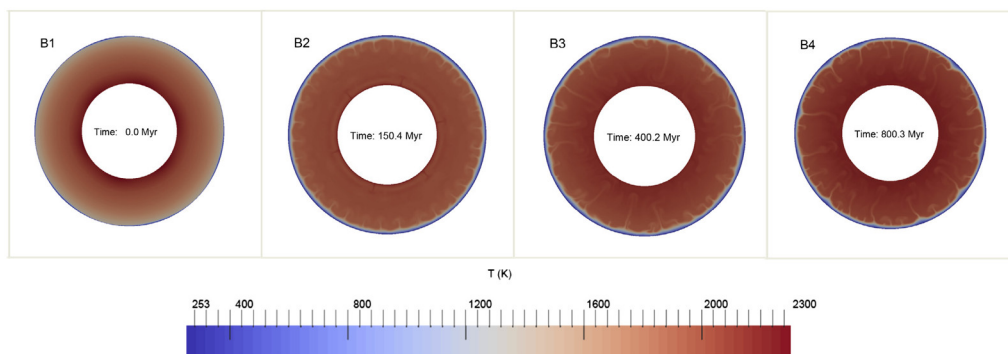


Figura 2.7 Modelo de evolución de Marte según un régimen de convección de *stagnant-lid*. Se considera la evolución planetaria desde su estado termal posterior al océano de magma (B1) hasta hace 3.7 Ga (B4). Este tipo de evolución es más bien la representativa de Marte después de transcurridos los primeros 0.8 Ga del planeta. Aún no existe un modelo mantelar que demuestre la transición de un régimen tectónico de placas a una convección de *stagnant-lid* (modificado de Zhang y O’Neill, 2015).

2.2 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE MARTE

La variedad de procesos geológicos que han podido ser interpretados a partir de la morfología de superficie, señalan una historia geológica complicada. Las edades relativas se pueden derivar midiendo la distribución de frecuencias del tamaño de los cráteres de impacto que se han acumulado en la superficie de un planeta a lo largo del tiempo, lo que significa que las zonas con una densa cantidad de cráteres son más antiguas que las unidades de superficie con una menor concentración de impactos (Hartmann y Neukum, 2001). En base a esta técnica de datación se determinó la división geológica de las tres eras que han formado parte de la evolución del planeta (Figura 2.8): el *Noachiense* (4.5 – 3.7 Ga), *Hespérico* (3.7 – 3.15 Ga) y *Amazónico* (3.15 Ga – presente).

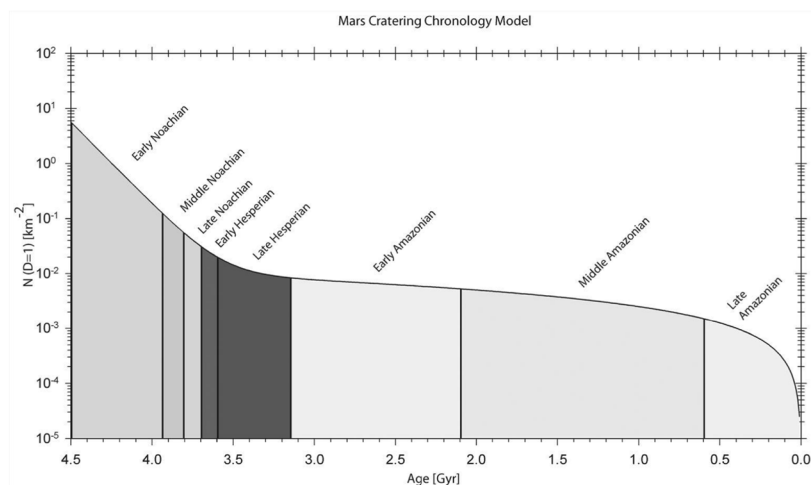


Figura 2.8 Modelo cronológico de Marte con sus respectivas eras geológicas, derivado del análisis de recuento de cráteres llevado a cabo por Hartmann y Neukum (2001). El eje vertical representa el número de cráteres de más de 1 km de diámetro (modificado de Rossi y Van Gasselt, 2010).

Autores como Tanaka *et al.* (1992) y Hartmann y Neukum (*op. cit.*) calificaron al período Noachiense como el de las unidades más antiguas (con la mayor tasa de cráteres por impacto) localizadas en las tierras altas del Sur. Durante el Hespérico cesaron los impactos y se acentuó la actividad volcánica y tectónica del planeta. Sin embargo, la mayor parte de la historia de Marte la comprende el Amazónico, comenzando desde hace aproximadamente 2.9 – 3.3 Ga, durante el cual se dio lugar a las llanuras jóvenes del hemisferio Norte.

2.2.1 Dicotomía hemisférica

La primera característica global de Marte es su dicotomía hemisférica (Cordula, 1995; Watters *et al.*, 2007), un marcado contraste en la topografía entre los hemisferios Norte y Sur (Figura 2.1). El hemisferio Sur se encuentra cubierto de altos terrenos de composición basáltica y con numerosos cráteres; su elevación superficial es aproximadamente de 5 – 6 km más alta que la del hemisferio opuesto, conociéndose como las “tierras altas del Sur” (Smith *et al.*, 1999; Carr, 2006). En contraparte, el hemisferio Norte aparece revestido de llanuras relativamente suaves y jóvenes de componente rico en andesita, calificadas como las “tierras bajas del Norte”.

Como se pudiera inferir, esta dicotomía global no se trata solo de una diferencia marcada de topografías, composición o densidad de cráteres, sino también de una diferencia importante en el grosor de la corteza. Zuber *et al.* (2000), Neumann *et al.* (2004) y Goossens *et al.* (2017) obtuvieron mapas de espesor cortical para Marte. Para ello determinaron el relieve de Moho a través de un procedimiento iterativo basado en el recálculo del modelo topográfico del manto hasta coincidir con el potencial residual de Bouguer. Sin embargo, existieron ciertos parámetros que debieron ser supuestos durante el proceso de iteración como las densidades del manto y la corteza, y el espesor medio de la misma. Zuber *et al.* (*op. cit.*) y Neumann *et al.* (*op. cit.*) eligieron densidades uniformes de 2.9 g/cm^3 y 3.5 g/cm^3 para la corteza y el manto respectivamente, y un grosor promedio de la corteza de 45 km. Los resultados indicaron que la corteza marciana se hace más delgada hacia el hemisferio Norte, con un grosor promedio bimodal de 32 km en las llanuras del Norte y 58 km en las tierras altas del Sur, observándose una diferencia de 26 km (Figura 2.9). La región de Tharsis en los modelos resalta en la zona ecuatorial con un espesor cortical máximo hacia el Sur (sobre Arsia) de 80 – 100 km y una profundidad de Moho máxima de 80 km.

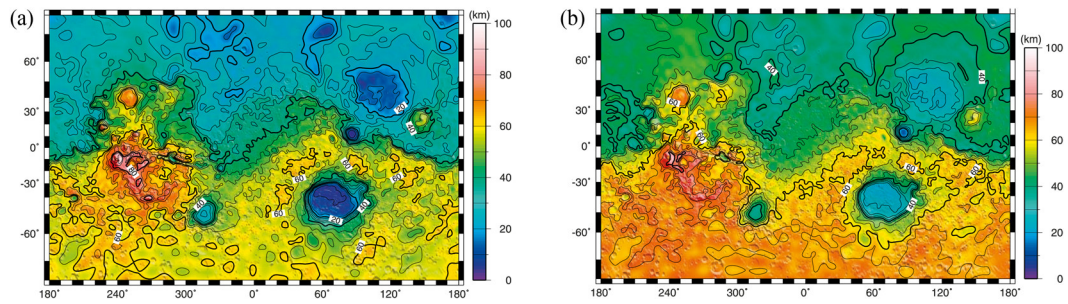


Figura 2.9 Resultados obtenidos en los estudios de Neumann *et al.* (2004). (a) Modelo de espesor cortical de Marte. (b) Relieve de Moho obtenido del proceso de inversión.

Goossens *et al.* (2017) elaboraron un análisis de correlación entre el campo de gravedad y la topografía a alta resolución con el propósito de determinar una densidad aparente promedio para toda la corteza de Marte, que hasta la mayoría de los estudios anteriores había sido supuesta con el valor de 2.9 g/cm^3 . El resultado obtenido fue de $2.582 \pm 0.209 \text{ g/cm}^3$, considerablemente menor al valor normalmente aceptado. Adicionalmente, los autores señalaron 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. Con base a dichas observaciones, calcularon varios modelos de espesor cortical para Marte, uno de ellos, considerando su resultado de 2.582 g/cm^3 para toda la corteza, a excepción de las regiones volcánicas, sobre las cuales utilizaron la densidad estándar de 2.9 g/cm^3 (Figura 2.10). Cabe destacar, que para todos sus modelos tomaron un espesor cortical promedio de 42 km.

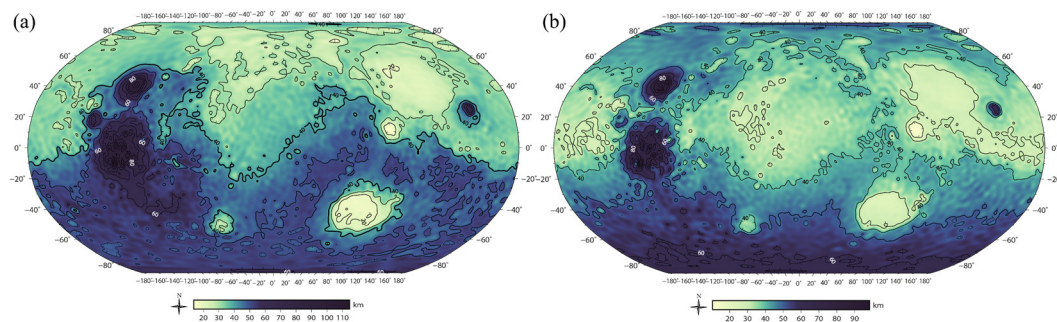


Figura 2.10 Representación de uno de los modelos calculados por Goossens *et al.* (2017), utilizando los mallados resultantes de espesor cortical (a) y relieve de Moho (b), para su valor de densidad promedio de la corteza calculado y una densidad de 2.9 g/cm^3 en los complejos volcánicos. El relieve de Moho se muestra referenciado desde el radio promedio del planeta (3389 km). Para la región de Tharsis se obtuvo un espesor cortical promedio de $\sim 58 \text{ km}$ y una profundidad de Moho promedio de $\sim 49 \text{ km}$.

2.3 PROVINCIA DE THARSIS

Un enorme aumento topográfico, situado sobre el hemisferio occidental y centrado a los 100° W en el ecuador, resalta como el rasgo geológico más atractivo de Marte (Wieczorek, 2007). Se trata de la provincia de Tharsis, una amplia región volcánica de 5000 km de ancho que cubre la cuarta parte (25%) de la superficie planetaria (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 tendencia permanece como una característica estructural importante para el planeta que aún carece de explicación (Carr, 2006). Cada uno de ellos se encuentra separado por alrededor de 700 km y se caracterizan por poseer alturas en el rango de los 14 – 18 km. Otros rasgos fisiográficos de importancia se encuentran en esta región, entre ellos, el *Olympus Mons* cuya altura es de casi tres veces la del Everest; las depresiones de *Noctis Labyrinthus* como parte de uno de los sistemas de fracturas más grandes del Sistema Solar: *Valles Marineris*, entre otros (Figura 2.11).

2.3.1 Hipótesis sobre su origen

Las edades basadas en el recuento de cráteres sugieren una actividad de larga duración para las estructuras de Tharsis originadas posiblemente a finales del período Noachiense Medio, con algunos flujos de lava quizá tan recientes como hasta 40 Ma (Hartmann *et al.*, 1999). Diversos estudios han utilizado patrones de fallas y relaciones de gravedad-topografía en un intento por comprender la formación de esta gran protuberancia (Zuber, 2001).

Algunos autores indican que la mayor parte de Tharsis se formó por 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, actuando como fuente de calor para el posible levantamiento topográfico de las estructuras y posterior desarrollo de un volcanismo extensivo (Raitala, 1987; Reese *et al.*, 2004).

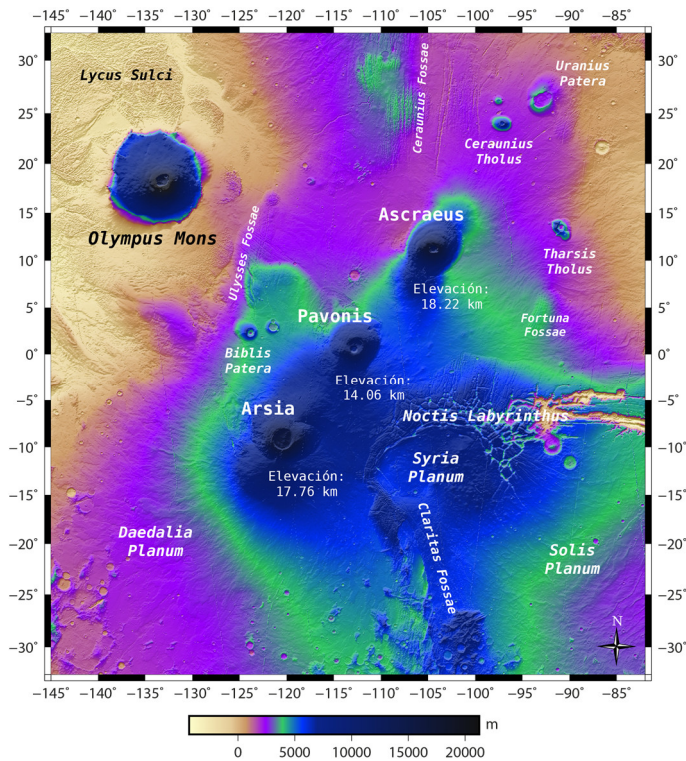


Figura 2.11 Mapa topográfico con localización de las estructuras representativas de la provincia de Tharsis. A una elevación de ~ 5 km (borde verde) sobresale la protuberancia que enmarca a los montes de Tharsis, de esta manera, autores afirman que aunque *Olympus Mons* pudiera tener una relación genética con los mismos, por su situación geográfica no se encuentra directamente asociado a los montes de Tharsis (Smith *et al.*, 1999; para revisar la terminología geográfica referirse al Apéndice A1.1).

El hecho de que la región volcánica de Tharsis se mantuviera activa de forma estacionaria con respecto a la corteza hasta hace ~ 40 Ma, ha dirigido la atención de muchos investigadores a pensar que posiblemente su origen se deba encontrar ligado a la existencia de una súper-pluma mantelar de larga duración que nunca migró (dos o más penachos agrupados). Sin embargo, hay algunas disidencias con el mecanismo que provocó este gran surgimiento. Las dos tendencias se resumen en el gráfico de la Figura 2.12, de las cuales, una propone un origen interno (Redmond y King, 2004) y la otra uno externo (Reese *et al.*, 2004).

Aunque hay ciertos aspectos del aumento de Tharsis que generalmente son consistentes con un modelo de pluma mantelar, hay algunos otros que no lo son. Entre tantas incertidumbres, sigue sin estar clara la razón por la que se formó una sola región volcánica inusualmente extensa en todo el planeta y cómo esto se vincula de alguna

manera con la dinámica del manto, ya que la mayoría de los cálculos de convección mantelar sugieren que deberían existir múltiples columnas de surgencia móviles al principio de la historia marciana (Schubert *et al.*, 2001). Adicionalmente, se aprecia una inevitable asociación espacial con respecto a la ubicación de Tharsis sobre el límite de dicotomía hemisférica de espesor cortical que pudiera no ser una coincidencia, dado que los modelos terrestres de márgenes océano-continente (zonas de contraste lateral de densidades y espesores) han demostrado un enfoque de la actividad convectiva sobre estos límites (Zuber, 2001).

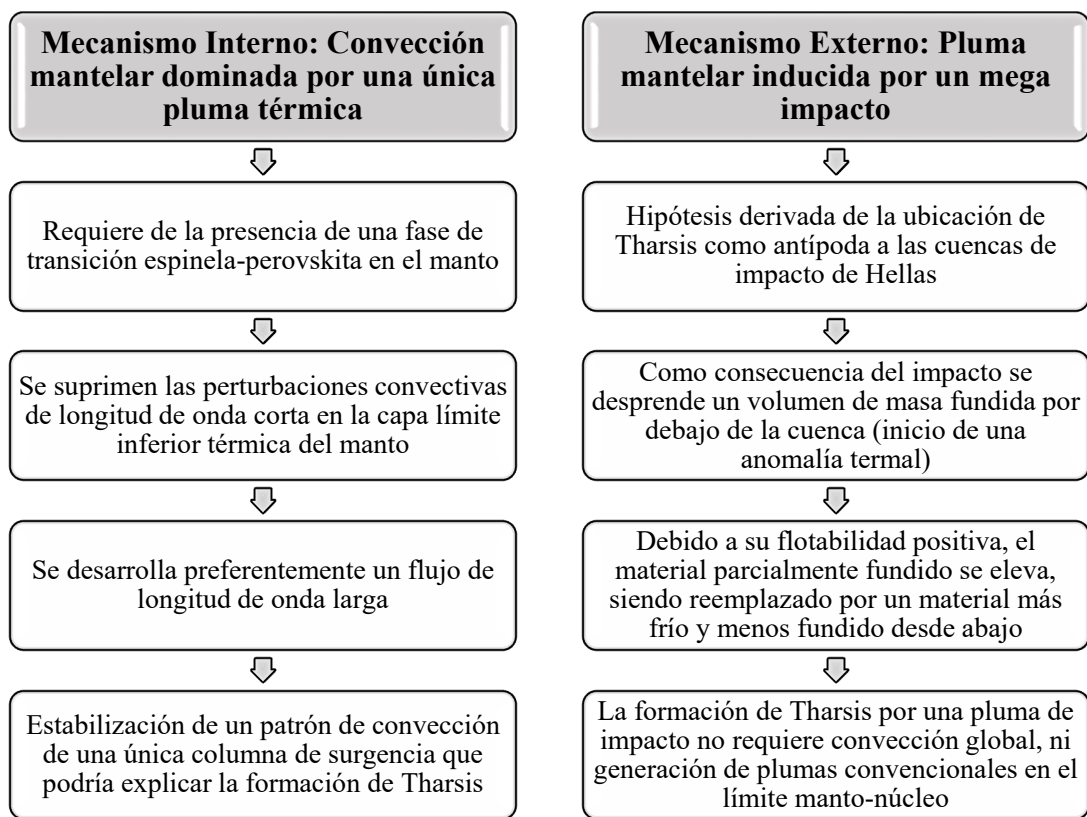


Figura 2.12 Hipótesis sobre el origen de la provincia de Tharsis en base al posible desarrollo de una súper-pluma mantelar.

2.3.2 Geología local y estructural

La mayor parte de las unidades volcánicas que pertenecen a la región de Tharsis consisten en flujos de lava probablemente basálticos, según las propiedades reológicas

estimadas a partir de mediciones morfológicas (Tanaka *et al.*, 2014). En la Tabla 2.1, se presenta un resumen sobre la interpretación litológica de algunas de las unidades más representativas sobre su superficie (Figura 2.13).

Diferentes análisis de los flujos de lava jóvenes a partir de sensores remotos y meteoritos marcianos, apuntan a una composición basáltica/andesítica en Ascraeus y netamente basáltica en las llanuras que rodean a los demás volcanes; basado en este hecho y en análisis de modelos geofísicos, Beuthe *et al.* (2012) sugirieron que la formación de los tres montes de Tharsis comenzó con Arsia, seguida por Pavonis y finalmente por Ascraeus.

Tabla 2.1 Secuencia de unidades volcánicas representativas de la provincia de Tharsis

<i>Simbología</i>	<i>Unidad/Edad</i>	<i>Descripción y Características</i>	<i>Interpretación</i>
IAa	Unidad sedimentaria del Amazónico Tardío	Lóbulos nudosos que se extienden hasta 500 km. Espesor de metros (o menos) a decenas de metros	Flujos lobulados subyacentes y moderadamente suavizados
Ave	Edificio volcánico del Amazónico	Edificios con forma de escudo, compuestos por flujos lobulados de metros a decenas de metros de espesor	Edificios volcánicos compuestos por flujos de lava y posibles rocas volcanoclásticas
AHv	Unidad volcánica del Amazónico – Hespérico	Lóbulos apilados fluyen a cientos de km de largo. Los espesores acumulados alcanzan hasta varios km	Lavas de inundación y grandes flujos de lava, no diferenciados, provenientes de sistemas de fisuras regionales
AHtu	Unidad de transición del Amazónico – Hespérico	Mesetas de forma irregular que se extienden a lo largo de cientos a más de mil km de longitud	Orígenes posiblemente volcánicos. Sedimentos eólicos de grano fino y depósitos piroclásticos.
IHv	Unidad volcánica del Hespérico Tardío	Flujos lobulados, de metros a decenas de metros de espesor y decenas a cientos de km de longitud	Lavas de inundación y grandes flujos de lava, no diferenciados, provenientes de sistemas de fisuras regionales
Hve	Edificio volcánico del Hespérico	Edificios con forma de escudo, compuestos por flujos lobulados de metros a decenas de metros de espesor	Compuestos por diferentes combinaciones de flujos de lava y depósitos piroclásticos y volcanoclásticos
eHv	Unidad volcánica del Hespérico Temprano	Depósitos planares de metros a decenas de metros de espesor y decenas a cientos de km de ancho	Lavas de inundación, no diferenciadas, provenientes de sistemas regionales de fisuras

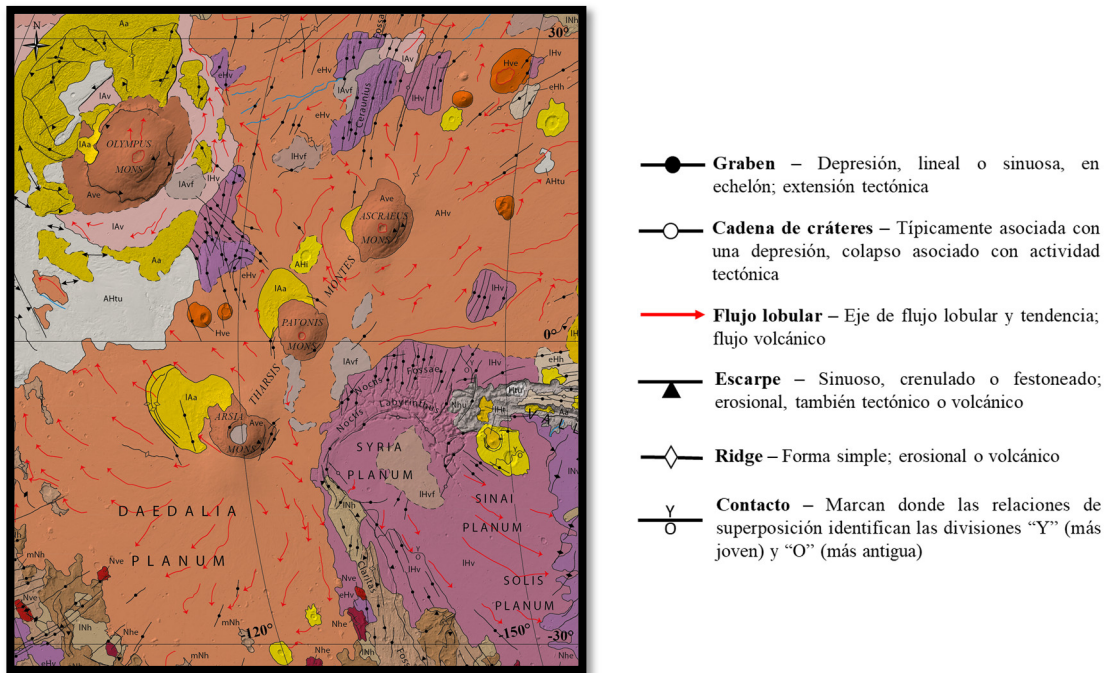


Figura 2.13 Mapa geológico y estructural de la provincia de Tharsis en la proyección de Robinson (modificado de Tanaka *et al.*, 2014).

Volcanes de escudo

Una variedad de características estructurales tanto extensivas (grábenes simples y complejos, grietas de tensión y depresiones) como compresivas (*wrinkle ridges* y escarpes lobulares) son testimonio de fallamiento frágil de la corteza y la litósfera de Marte (Chapman, 2007). Las estructuras que han controlado la mayor parte del tectonismo extensional y compresivo que ha ocurrido a lo largo de la historia marciana, son los volcanes de escudo concentrados principalmente en la región de Tharsis (Carr, 2006; Figura 2.14).

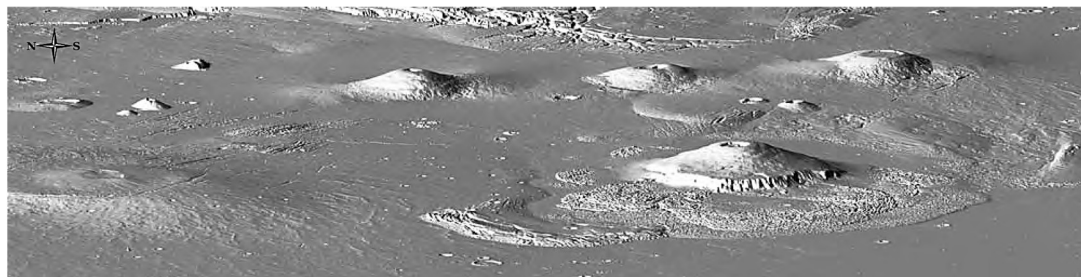


Figura 2.14 Visión oblicua de los volcanes de escudo que conforman a la región de Tharsis. Se observan flancos de pendientes muy suaves que no sobrepasan los 6° (modificado de Carr, 2006).

Los volcanes de escudo basáltico son típicamente identificados por sus suaves pendientes de flanco promedio por debajo de $\sim 10^\circ$, con una meseta cumbre casi horizontal (Poppe, 2012). Por lo general, éstos resultan de una sucesión de eventos de crecimiento endógenos (intrusiones), exógenos (flujos de lava, depósitos piroclásticos) y de episodios destructivos (colapsos; Peltier *et al.*, 2012). Su evolución se puede resumir en tres etapas principales, iniciando con la llegada del penacho mantelar que provoca el levantamiento de la topografía, seguida por la construcción del edificio volcánico con la acumulación de flujos, concluyendo con el cese de la actividad volcánica y enfriamiento de la cámara de magma (Figura 2.15).

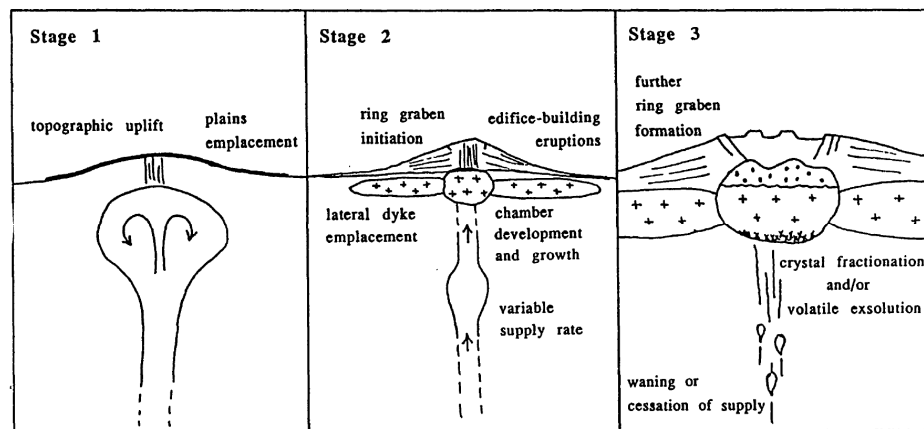


Figura 2.15 Diagrama interpretativo de las etapas evolutivas principales de los volcanes de escudo, basado en la evolución del volcán *Sapas Mons* de la región ecuatorial de Venus (modificado de Keddie y Head, 1994). La primera etapa se caracteriza por la erupción de voluminosas llanuras de lavas. En 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.

Según Poppe (*op. cit.*), resulta un tanto complicado hacer una generalización sobre la morfología de este tipo de edificios volcánicos, ya que la mayoría de éstos muestran una complejidad de estructuras superpuestas a lo largo de sus flancos y cumbres, lo que resulta en variaciones de pendiente tanto lateralmente como con la altura (Figura 2.16). Sin embargo, una característica muy común de los volcanes de escudo es que la mayoría posee al menos una caldera colapsada, lo cual resulta de la acumulación periódica de flujos más gruesos, con una cantidad variable de hundimiento debida al colapso total o parcial de la cámara magmática subyacente (Figura 2.17).

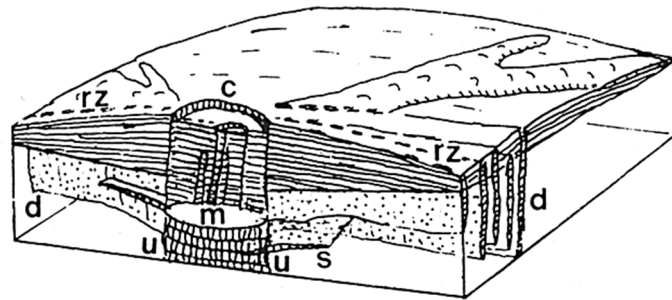


Figura 2.16 Bosquejo del sistema interior de un volcán de escudo basáltico. c: caldera, d: diques, m: cámara magmática; rz: zonas de ruptura o sistemas de ventilación radial; s: sills o intrusiones laminares; u: cúmulos (modificado de Walker, 1993).

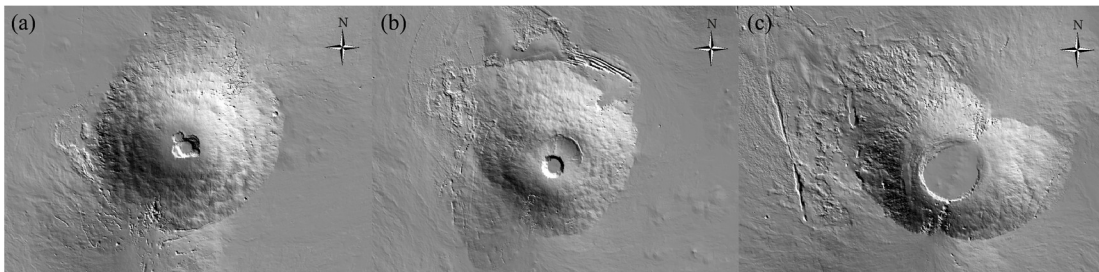


Figura 2.17 Estructura superficial de los volcanes de escudo de la protuberancia de Tharsis. (a) Un sistema de calderas complejo se sitúa en la cima de Ascreaus. (b) Pavonis muestra dos calderas y está rodeado de fracturas circunferenciales atribuidas a la flexión de la corteza debido a su carga. (c) Una extensa caldera caracteriza a Arsia, cuyos flancos impregnados de fisuras, han sido la fuente de flujos que entierran las partes inferiores del escudo (imágenes obtenidas a través de *JMARS*).

Los magmas de baja viscosidad suelen ser los representativos durante las erupciones que dan como resultado a las estructuras topográficamente bajas de los volcanes de escudo, aunque las erupciones en etapa tardía pueden llegar a ser un poco más silíceas tendiendo a presentarse flujos con una composición andesítica (Barlow, 2008). Se entiende que, en Marte, al ser la gravedad superficial menor que la terrestre y debido a la presencia de una única placa litosférica inmóvil, las construcciones volcánicas suelen ser mucho más elevadas al acumularse los flujos de lava sobre una misma área durante largos períodos de tiempo. Wilson y Head (1994) exponen que la menor gravedad también ocasiona que se produzcan de 3 – 5 veces más erupciones en Marte que en la Tierra, así como se esperaría encontrar diques de dimensiones más grandes. Las condiciones que reúne el planeta podrían favorecer un estilo de erupción pliniana en los escudos volcánicos, caracterizando la gran extensión de sus flujos de lava (partículas de grano más fino por la baja presión atmosférica), esto a pesar de que un

volcanismo basáltico se encuentra generalmente asociado a erupciones efusivas (hawaianas; Carr, 2006).

Analogías volcánicas terrestres

Aunque los volcanes marcianos y terrestres tienen muchos atributos en común, el contexto tectónico dentro del cual tiene lugar el vulcanismo es muy diferente. Al carecer Marte de una tectónica activa los mejores ejemplos terrestres para intentar establecer ciertas analogías con la actividad volcánica marciana son los de vulcanismo intraplaca. Existen esencialmente dos ejemplos que vale la pena mencionar por su parecido morfológico y genético con los escudos marcianos.

La cadena volcánica hawaiana del Pacífico es una de las que posee mayor parecido estructural con los escudos volcánicos de Tharsis. Estos volcanes no solo tienen perfiles similares, sino características secundarias afines como sus calderas, canales de lava, frentes de flujo, entre otros; la gran dimensión de los volcanes marcianos es lo que marca una diferencia significativa entre ambas estructuras (Carr, 2006; Figura 2.18). Cabe destacar que los escudos hawaianos se encuentran sostenidos por una placa oceánica mucho más delgada en comparación con el gran espesor cortical que soporta al aumento de Tharsis, a pesar de que en cuanto a composición ambas cortezas sean muy similares.

En contraste con sus equivalentes terrestres, las cámaras de magma de los volcanes de Tharsis son mucho más grandes, así como las erupciones individuales son más voluminosas y los intervalos entre erupciones más largos (Carr, *op. cit.*). De esta manera, Wilson y Head (1994) argumentaron que, en Marte, es más probable que el suministro mantelar de magma haya sido episódico y que el crecimiento de los volcanes se caracterizó por períodos muy activos, con grandes tasas de efusión de lava, separados por largos períodos de inactividad durante los cuales se solidificó la cámara de magma.

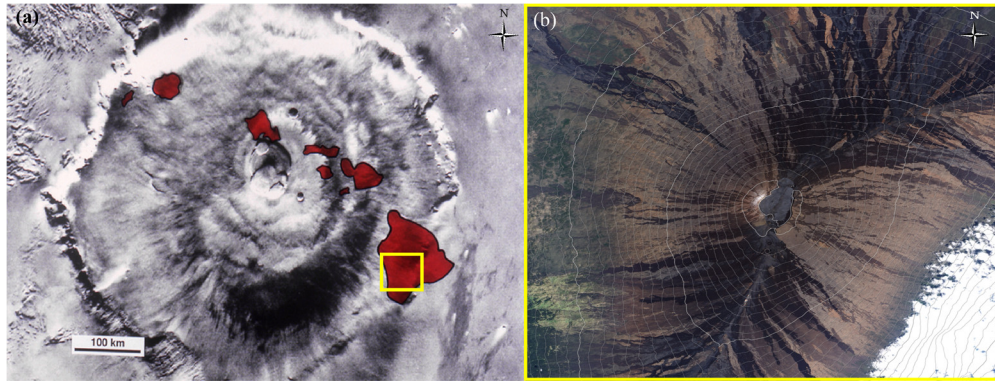


Figura 2.18 (a) Cadena de islas volcánicas de Hawaii superpuestas sobre *Olympus Mons*. Se estima que en ausencia de placas tectónicas, toda la salida de la pluma hawaiana construiría uno de los volcanes de Tharsis en 60 Ma (modificado de Anderson, 2008). (b) Vista del escudo y caldera del volcán Mauna Loa en Hawaii, representado por el recuadro amarillo en (a) (obtenido del NASA Earth Observatory, 2017).

La provincia volcánica de Tibesti en Chad corresponde a un ejemplo clave del vulcanismo de puntos calientes continentales en la Tierra aspecto que supone una similitud importante con el caso marciano en el que la actividad magmática se concentró por debajo de una litósfera de gran espesor. Esta provincia se encuentra formada por varios volcanes en escudo con calderas a gran escala, extensas mesetas de lava y campos de flujo (Permenter y Oppenheimer, 2007). De todos ellos el *Emi Koussi*, el volcán más grande de Tibesti, resalta por su gran parecido estructural a los escudos volcánicos de Marte, con flancos de pendientes muy suaves ($< 10^\circ$), un sistema de más de dos calderas en su cumbre y extensos flujos de lava de baja viscosidad (Figura 2.19).

El parecido entre estas dos provincias interplanetarias va más allá de lo morfológico, pues ambas se desarrollaron en corteza cratónica y, según diversos estudios, la fuente de magma para ambas regiones ha sido esencialmente estacionaria con respecto a la superficie (Permenter y Oppenheimer, 2007). La provincia volcánica de Tibesti no presenta un rastro de puntos calientes lineales como se evidencia, por ejemplo, en el caso de la cadena hawaiana. Este aspecto, en conjunto con sus calderas de gran escala y la subsidencia de la placa africana inferida como su principal mecanismo de colapso, apuntan a un parecido genético con las estructuras volcánicas de Tharsis.

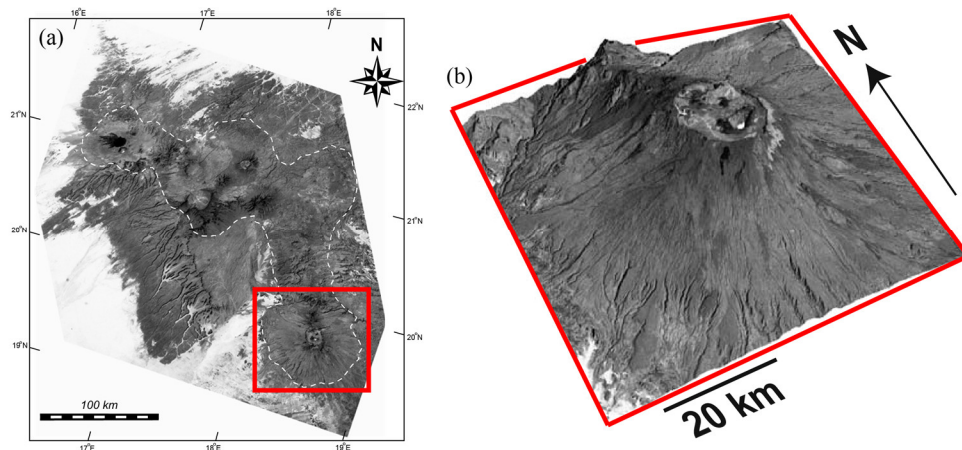


Figura 2.19 (a) Provincia volcánica de Tibesti enmarcada en líneas punteadas, donde se resalta en el recuadro rojo al volcán en escudo Emi Koussi. (b) Modelo de elevación digital del Emi Koussi, donde se aprecia su parecido con los escudos marcianos (modificado de Permenter y Oppenheimer, 2007).

Diversos modelos de flexión litosférica han sido propuestos para las características volcánicas terrestres, entre ellos, el más representativo es el de la cadena de escudos volcánicos de Hawái. Uno de estos modelos fue propuesto por Watts y Brink (1989) y obtenido a partir de datos de reflexión sísmica (Figura 2.20). Con ello lograron caracterizar para el volcán hawaiano de Oahu, dos reflectores como el tope de la corteza oceánica y la discontinuidad de Moho, definiendo así la forma de la depresión litosférica producto de esta carga.

Para el caso de Marte, cabe destacar que hasta la fecha únicamente se han propuesto modelos de flexión para *Olympus Mons*, siendo éste el rasgo topográfico más resaltante sobre toda su superficie. La Figura 2.21 muestra un modelo bidimensional presentado por Watts (2001), en el que se calcularon varias respuestas gravimétricas de acuerdo a un modelo de placa elástica continua para diferentes valores de espesor elástico, resultando el de $\sim 125 - 200$ km como el que mejor se ajustó a la amplitud de la anomalía observada sobre el centro del volcán. El autor expuso que un valor menor a este rango, producía una anomalía de amplitud muy baja y viceversa.

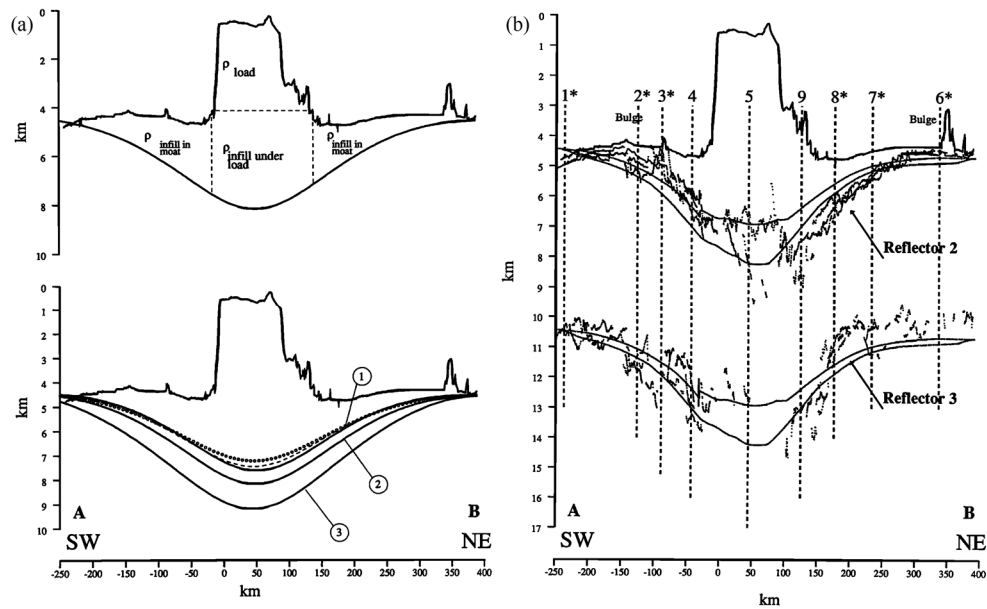


Figura 2.20 (a) Modelo flexural bidimensional (arriba) con T_e de 40 km y densidad de carga y relleno de 2.8 g/cm^3 , empleado para el cálculo de la flexión (abajo) tomando en cuenta diferentes densidades de relleno en las cuencas: (1) 1.8 g/cm^3 (2) 2.3 g/cm^3 y (3) 2.8 g/cm^3 . (b) Modelo tridimensional de placa elástica, habiendo seleccionado la densidad de relleno de 2.3 g/cm^3 como la respuesta flexural que mejor se ajustó a las profundidades observadas (modificado de Watts y Brink, 1989).

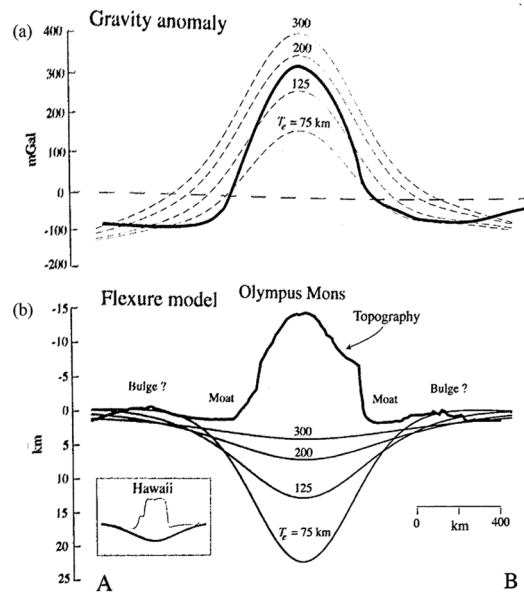


Figura 2.21 Perfil topográfico y gravimétrico sobre *Olympus Mons*. (a) Anomalía gravimétrica observada (línea sólida) y anomalías calculadas (líneas punteadas) para diferentes valores de espesor elástico, una densidad uniforme de 2.6 g/cm^3 y a una altura de 300 km sobre la superficie marciana. (b) Topografía observada y modelos flexurales calculados según los valores de T_e seleccionados. En contraste, se muestra a la misma escala la topografía y flexión sobre Hawái (modificado de Watts, 2001).

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

A pesar de la existencia de múltiples métodos potenciales en la geofísica, el análisis gravimétrico destaca como uno de los más convencionales para estudiar a la litósfera como una expresión regional, siendo la capa más externa del planeta. Con el tiempo, las cargas geológicas que forman parte de la misma van ejerciendo una deformación tendiendo a doblarla al actuar como una capa elástica fuerte. Del análisis flexural se cuantifica la porción litosférica que se comporta elásticamente estableciendo una especie de límite mecánico. La isostasia surge como un estado de equilibrio gravitatorio entre la corteza y el manto ante la presencia de fuerzas, imprescindible para explicar el comportamiento flexural de la litósfera como una forma de compensación regional.

3.1 MODELOS DE ISOSTASIA

Desde que nació la noción del concepto de isostasia en 1889, comenzaron a surgir varias propuestas para explicar cómo se lograba ese ajuste de la corteza y el manto superior al soportar cargas en superficie durante un tiempo geológicamente largo. Los primeros fueron los modelos de Airy y Pratt, quienes propusieron que las características geológicas, sin importar su tamaño, eran compensadas localmente. Esta compensación era alcanzada por el engrosamiento de una corteza de densidad uniforme (Heiskanen, 1931; Figura 3.1a) o por cambios laterales de densidad en una corteza de espesor uniforme (Hayford, 1909; Figura 3.1b).

Más adelante, las consideraciones isostáticas sugirieron que la litósfera se podía considerar como una capa con cierta rigidez que reposaba sobre una capa débil (Watts,

2007). De esta manera, cuando la corteza se encontraba sujeta a cargas geológicas a largo plazo (volcanes y sedimentos), la litósfera en lugar de comportarse como una serie de bloques flotantes independientes, como lo predecían los modelos isostáticos de Airy y Pratt, respondía doblándose, de manera similar a como lo haría una placa elástica que cubría un substrato de fluido no viscoso; bajo este supuesto surgió el modelo de isostasia flexural (Figura 3.1c).

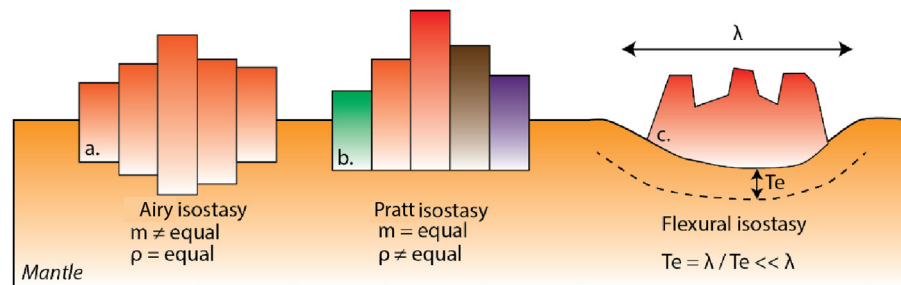


Figura 3.1 Tres modelos de isostasia. (a) La isostasia local de Airy supone una densidad igual y una masa desigual para diferentes secciones de la corteza. (b) La isostasia local de Pratt predice la topografía después de considerar diferentes densidades de secciones de la corteza con una masa igual. (c) La isostasia flexural calcula la compensación de la litósfera para una cierta carga, donde Te es el espesor elástico de la litósfera y λ la longitud de onda de la flexión (modificado de Beniést, 2017).

3.1.1 Isostasia local de Airy y Pratt

El modelo de Airy supone que la capa superior rígida (corteza) y el substrato (manto) poseen densidades constantes, ρ_c y ρ_m respectivamente. La compensación isostática de características sobre la superficie para este caso, se logra mediante la variación en el espesor de la corteza, en donde las montañas tendrían raíces profundas y las cuencas oceánicas anti-raíces. Adicionalmente, se destaca la existencia de una línea imaginaria en la litósfera conocida como la profundidad de compensación, como aquella debajo de la cual todas las presiones son hidrostáticas o equilibradas (Fowler, 2005; Figura 3.2a).

La ecuación para definir la raíz de una montaña según el método de Airy se presenta a continuación:

$$r_1 = \frac{h_1 * \rho_c}{\rho_m - \rho_c} \quad (\text{Ecuación 3.1})$$

Donde h_1 es la altura la montaña, ρ_c es la densidad de la corteza y ρ_m es la densidad del manto.

El modelo de Pratt supone que la base de la corteza se encuentra nivelada y que el equilibrio isostático se logra mediante la variación lateral de la densidad por debajo de las características de la superficie. De esta manera, el material debajo de las montañas sería menos denso y aquel por debajo de las cuencas oceánicas sería más denso. En este caso, la base de la litósfera actúa como la profundidad de compensación (Fowler, 2005; Figura 3.2b).

La ecuación para calcular la densidad requerida para lograr la compensación de una montaña se presenta a continuación:

$$\rho_1 = \rho_c \left(\frac{D}{h_1 + D} \right) \quad (\text{Ecuación 3.2})$$

Donde D es la profundidad a la que se considera que las masas planetarias se encuentran compensadas (se suele tomar como la base de la litósfera).

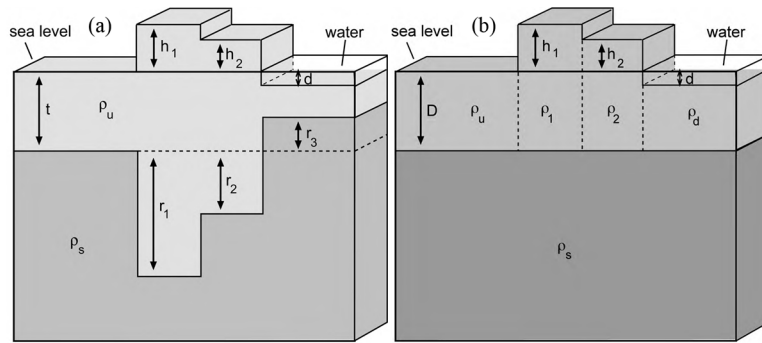


Figura 3.2 Modelos de isostasia local. (a) Isostasia de Airy donde t es la profundidad de compensación, ρ_u la densidad de la corteza, ρ_s la densidad del manto, r_n las diferentes raíces o anti-raíces con las cuales se logra el equilibrio isostático, h_n las distintas alturas de las montañas y d la profundidad del agua. (b) Isostasia de Pratt donde D es el espesor de la corteza, ρ_d la densidad de la corteza oceánica y ρ_n las diferentes densidades a través de las cuales se logra la compensación (modificado de Fowler, 2005).

A pesar de ser las dos hipótesis de Pratt y Airy muy diferentes, determinar cuál es el modelo que opera en una región particular del planeta no es una cuestión simple pues, según Fowler (2005), la compensación podría lograrse mediante ambos métodos. Diagnosticar si una característica de la superficie se encuentra o no en equilibrio

isostático (cuerpo compensado) a menudo es más sencillo mediante el estudio de las anomalías gravimétricas.

3.1.2 Isostasia regional o flexural

Desde un punto de vista geodinámico, en 1914, Joseph Barrell (1869 – 1919) planteó la existencia de una capa fuerte (litósfera) que descansaba sobre una capa más débil (astenosfera); afirmando que, en presencia de fuerzas verticales, la litósfera se debía deformar. Este planteamiento fue la primera aproximación a la flexión litosférica mecánica, sin embargo, más adelante Felix Vening-Meinesz (1887 – 1966) sería quien resolvería el problema desde el punto de vista matemático.

Para el año 1941, Vening-Meinesz supuso que una carga dispuesta sobre una corteza flotante causaría que la misma se doblara como una placa elástica, y que la compensación de esa carga no se concentraría debajo de ella, sino que se extendería lateralmente. Al igual que en el modelo de Airy, la compensación se lograría por la diferencia de densidad entre la corteza y el manto, sin embargo, la raíz sería mucho más amplia porque la carga estaría ahora soportada, al menos en parte, por la rigidez de la corteza (Watts, 2001).

Modelo de flexión elástica

En el año 1970, Walcott fue capaz de estimar la rigidez flexural de la litósfera mediante modelos de placas elásticas simples junto con la topografía y las anomalías gravimétricas observadas para las cargas de una región, proponiendo que esta capa se comportaba de manera rígida para largos períodos de tiempo. Con ello fue posible estimar ciertas propiedades elásticas de la litósfera, entre ellas, el *espesor elástico* (T_e) como un límite mecánico intrínseco por debajo del cual el material se volvía demasiado débil para soportar cargas durante períodos de tiempo geológicamente largos (Zuber *et al.*, 2000), separando lo que se comportaba de forma elástica (arriba) de aquello que poseía un comportamiento fluido/viscoso/viscoelástico (abajo).

La *rigidez flexural* fue un concepto mejor estudiado por Watts, quien definió este parámetro como la resistencia que ofrecía una placa a doblarse, dependiendo de esta

manera del espesor elástico de la misma. El autor desarrolló el modelo matemático que calculaba la flexión de una placa elástica de longitud infinita, sostenida en sus extremos (en ausencia de fuerzas horizontales) y dispuesta sobre un substrato no viscoso (Figura 3.3). La ecuación diferencial de cuarto grado, deducida por Watts (2001), que gobierna la flexión de esta placa se presenta a continuación:

$$D \frac{d^4 y}{dx^4} + (\rho_m - \rho_{infill}) * y * g = 0 \quad (\text{Ecuación 3.3})$$

Donde y es la deflexión vertical de la placa, x es la distancia horizontal desde la carga hasta un punto sobre la superficie de la placa, ρ_m la densidad del manto, ρ_{infill} la densidad del material que rellena la cavidad de la flexura, g la aceleración de gravedad y D la rigidez flexural. Esta última viene dada por la siguiente expresión:

$$D = \frac{E * Te}{12 * (1 - \nu^2)} \quad (\text{Ecuación 3.4})$$

Donde E es el módulo de Young, Te el espesor elástico y ν el módulo de Poisson.

Es importante tomar en cuenta que la magnitud de la carga solamente controla la profundidad de la depresión (flexión), pues el ancho de la misma, es decir, su longitud de onda, dependerá de la rigidez flexural de la litósfera (Fowler, 2005).

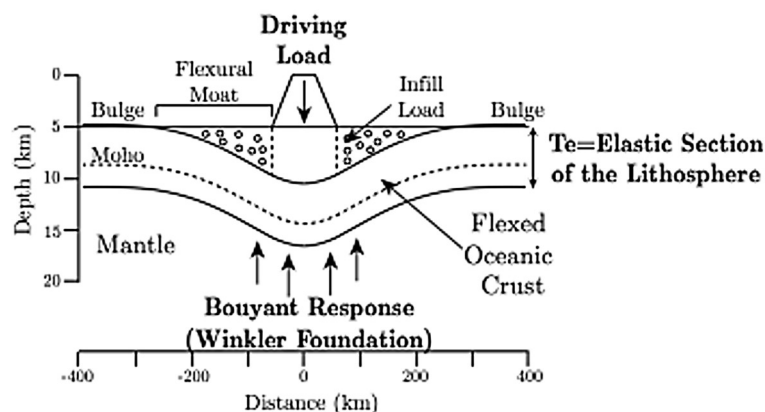


Figura 3.3 Modelo clásico de flexión elástica para una placa sobre la cual únicamente actúa la fuerza vertical de una carga dispuesta sobre la superficie (modificado de Sánchez, 2018). Se observan las cuencas flexurales o *flexural moats* a ambos lados de la carga rellenas de sedimentos, así como los abultamientos o *bulges* como un rasgo característico de la placa producto de su flexión.

3.2 GEODESIA MARCIANA

El principal organismo internacional que establece los sistemas de coordenadas en el Sistema Solar es la Unión Astronómica Internacional (IAU), la cual se encarga de recomendar un sistema de coordenadas cartográfico específico para cada planeta y satélite (Lapaine y Usery, 2017). En la cartografía planetaria se utilizan dos sistemas de coordenadas geográficas que están fijados al cuerpo: el sistema de coordenadas planetográficas y el sistema de coordenadas planetocéntricas o esféricas; en ambos casos, el origen es el centro de masa del cuerpo. Con respecto a Marte, ambos sistemas han sido utilizados desde el año 2000, sin embargo, se ha optado por emplear las coordenadas planetocéntricas como el sistema cartográfico de referencia primario de muchos productos derivados de su estudio (Duxbury *et al.*, 2002).

3.2.1 Sistema de referencia elipsoidal - Datum

El primer elipsoide marciano definido por Seidelmann *et al.* (2002) como el “Mars IAU2000”, ha sido empleado en la mayoría de los productos de cartografiado del planeta adoptando como convención la proyección equirectangular. Sin embargo, la versión más actual de esta superficie de referencia matemática para Marte viene siendo el “MGRS” (*Mars Geodetic Reference System*), un elipsoide rotacional cuyo radio en el ecuador es más largo que en los polos, basado en una réplica del elipsoide de revolución de la Tierra “GRS80”, propuesto por Moritz (1980). Aunque un elipsoide tiene muchos parámetros geométricos y físicos, puede definirse completamente por cuatro parámetros independientes, de los cuales se pueden derivar todos los demás (Li y Gotze, 2001). En la Tabla 3.1 se presentan algunos de estos parámetros en contraste con los definidos en la geodesia terrestre.

Tabla 3.1 Parámetros elipsoidales para Marte según Ardalan *et al.* (2009).

Parámetros geométricos	Marte (MGRS)	Tierra (GRS80)
<i>a</i> : semieje mayor o ecuatorial (m)	3395428	6378137
<i>b</i> : semieje menor o polar (m)	3377678	6356752.3141
<i>GM</i> : constante gravitacional geocéntrica (m ³ /s ²)	4.2828372 * 10 ¹³	3.986005 * 10 ¹⁴

Tabla 3.1 Parámetros elipsoidales para Marte según Ardalan *et al.* (2009).

w : velocidad angular (rad/s)	$7.0882181 * 10^{-5}$	$7.292115 * 10^{-5}$
f : aplanamiento geométrico (elipticidad)	$5.2276178 * 10^{-3}$	$3.3528106 * 10^{-3}$
$1/f$: aplanamiento recíproco	191.2917183	298.2572221
e^2 : primera excentricidad	$1.0427907 * 10^{-2}$	$6.6943800 * 10^{-3}$

Adicionalmente se encuentra la superficie topográfica de referencia para Marte que, a diferencia del elipsoide, es una superficie completamente irregular definida por un modelo digital de terreno o *Digital Terrain Model* (DTM). El mismo determina el radio del cuerpo o la altura geométrica sobre la superficie de referencia del planeta como una función de la latitud y longitud cartográficas (Lapaine y Usery, 2017). De esta manera, se dispone de datos topográficos precisos en Marte basados en la altimetría láser (modelo MOLA), lo que sería análogo a los modelos topográficos de radar terrestres de alta resolución SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). El nivel de elevación cero, equivalente al nivel medio del mar en la Tierra, en Marte, para el modelo topográfico MOLA (Smith *et al.*, 2001) se adoptó como la superficie equipotencial cuyo valor promedio en el ecuador es igual al radio planetario medio (Tabla 3.2).

Tabla 3.2 Comparación de aspectos geométricos entre Marte y la Tierra.

Parámetros	Marte*	Tierra*
Masa planetaria (kg)	$6.4171 * 10^{23}$	$5.9724 * 10^{24}$
Volumen planetario (km³)	$16.318 * 10^{10}$	$108.321 * 10^{10}$
Densidad promedio (kg/m³)	3933	5514
Radio promedio (km)	3389.5	6371
Relación de radios (R_t/R_m)	1.879628264	
Equivalencia en km de 1°	59	111

*Datos extraídos del *NASA Planetary Fact Sheet* (<https://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/>) y el trabajo de Hirt *et al.* (2012b).

3.2.2 Areoide: geoide de Marte

El denominado *areoide*, como indicativo del planeta Marte, es la superficie equipotencial de referencia que mejor se ajusta a la forma planetaria (Ardalan *et al.*, 2009). Se trata de una superficie de energía potencial constante, calculada para Marte por algunos autores como Smith *et al.* (1999) y Wieczorek (2007), quienes determinaron las ondulaciones areoidales a partir de modelos de gravedad de armónicos esféricos (Figura 3.4).

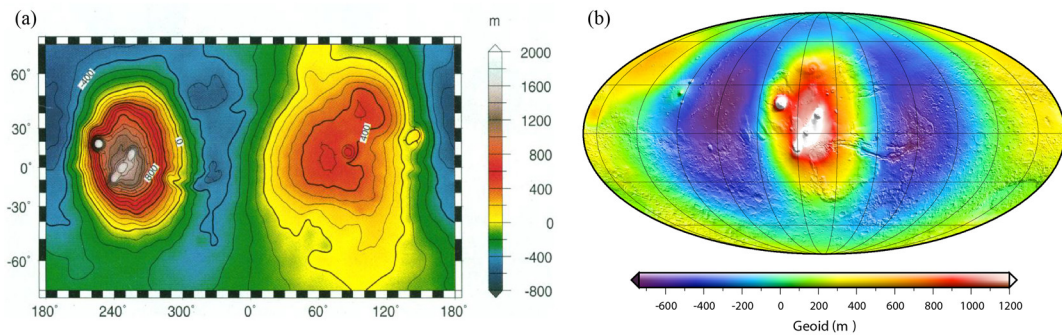


Figura 3.4 Modelos de areoide en diferentes sistemas de proyección. (a) Areoide calculado por Smith *et al.* (1999) en proyección Mercator. (b) Areoide calculado por Wieczorek (2007) en proyección Mollweide. En ambos casos resaltan dos características de escala hemisférica con un rango dinámico de ~2 km. La porción central del areoide en Tharsis sobresale rodeada de un bajo anular y abarca a los tres montes en una sola anomalía aislando a *Olympus Mons* al noroeste, tal y como sucede con la topografía.

El exceso y déficit de masas en un planeta genera ondulaciones en el geoide (anomalías) provocando que el mismo fluctúe con respecto al elipsoide de referencia (Figura 3.5a). Es así como es posible definir una altura elipsoidal y una altura relativa al geoide, las cuales se encuentran relacionadas de la siguiente forma:

$$h = H + N \quad (\text{Ecuación 3.5})$$

Donde h viene siendo la altura elipsoidal definida como la distancia vertical entre el elipsoide y la superficie topográfica, H es la altura relativa al geoide, es decir, la distancia vertical entre el geoide y la superficie topográfica, y N es la deformación del geoide u ondulación geoidal, conocida como la diferencia en altura del geoide respecto al elipsoide (Figura 3.5b).

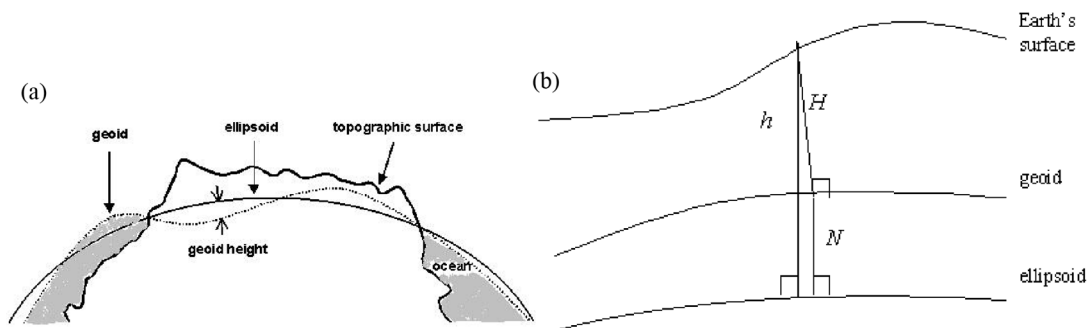


Figura 3.5 (a) Representación de las tres superficies de referencia de un cuerpo planetario. (b) Relaciones de altura entre el elipsoide, geoide y la superficie topográfica; tanto en la Tierra como en Marte se cumplen las mismas relaciones (modificado de Li y Gotze, 2001).

3.2.3 Modelo gravimétrico de Marte: MGM2011

Hirt *et al.* (2012b) desarrollaron un modelo de campo gravitatorio de alta resolución (0.05°), obteniendo estimaciones de las aceleraciones de gravedad sobre la superficie marciana. El mismo fue el resultado de la integración de tres componentes: un campo gravitatorio normal de referencia, un modelo de gravedad satelital (MRO110B2) y las funcionales de la gravedad implícita de la topografía (MRTM85) calculadas por los autores. Las especificaciones de estos elementos se presentan en el esquema de la Figura 3.6.

El modelo gravimétrico resultante logró resolver características del planeta a escalas kilométricas entre $\sim 3 - 125$ km, con una aceleración de gravedad promedio en la superficie de 3.7208 m/s^2 . Uno de los productos derivados por los autores fueron las anomalías de aire libre para toda la superficie marciana, que se calcularon como la suma de las componentes MRO110B2 y MRTM85 (Hirt *et al.*, 2012b; Figura 3.7). Según los investigadores, “en Marte, el modelado de campo gravitatorio basado en la topografía es actualmente la única solución para obtener información sobre el campo de gravedad de longitud de onda corta (esperado) que no se puede detectar mediante el rastreo satelital” (p. 958). Siendo así, Hirt *et al.* (*op. cit.*) concluyeron que el enfoque de modelado del MGM2011 era adecuado para la mejora del campo de gravedad marciano a pequeña escala y que el refinamiento de esta propiedad sería más eficiente sobre las partes escarpadas del planeta.

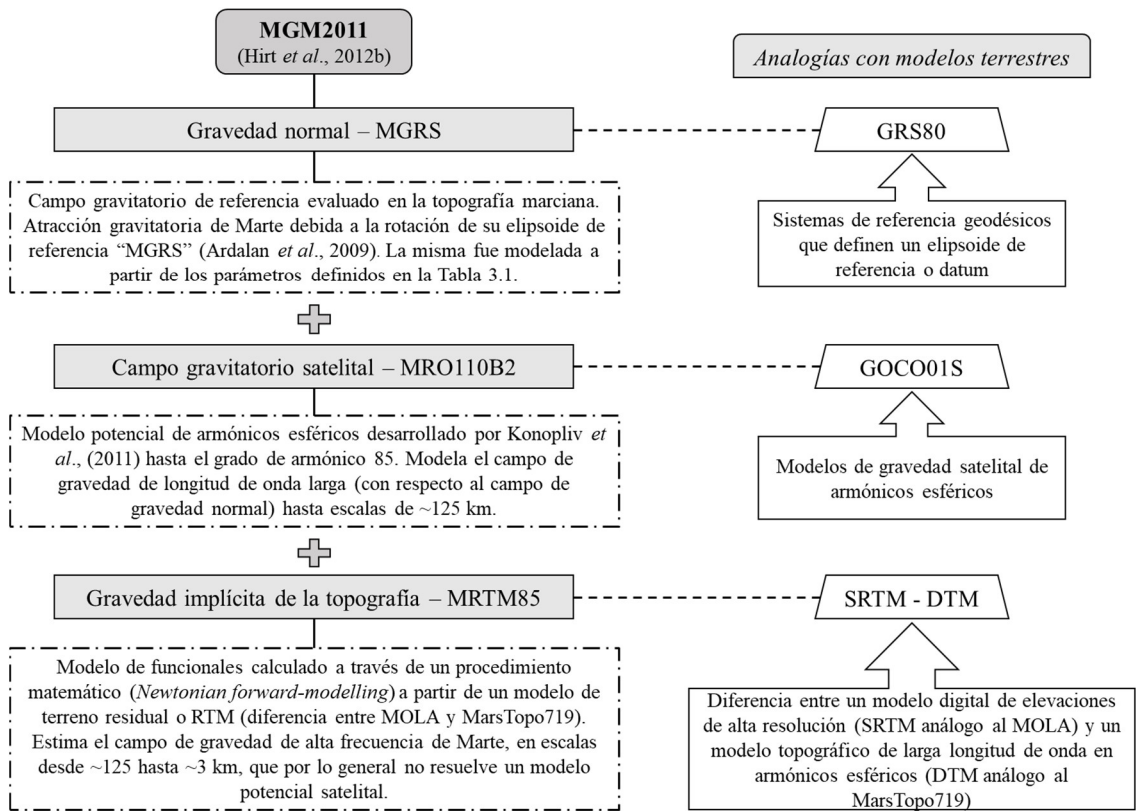


Figura 3.6 Esquema general sobre la composición del modelo MGM2011 y algunas analogías terrestres.

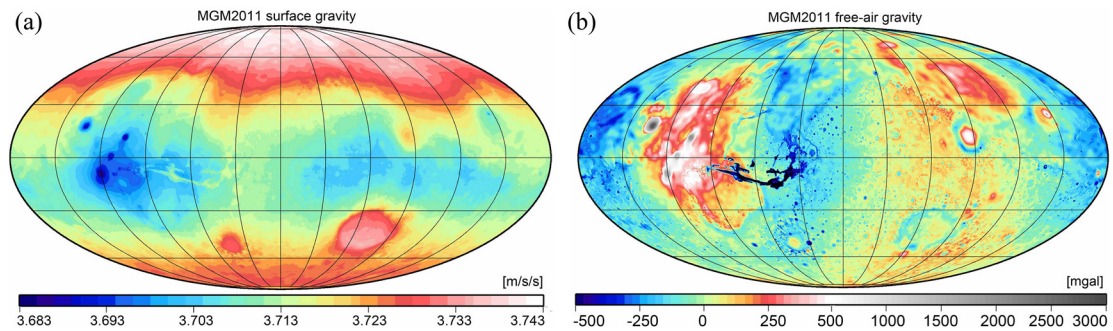


Figura 3.7 Productos de interés principal del MGM2011, obtenidos en la proyección de Mollweide. (a) Modelo de aceleraciones de gravedad de la superficie marciana. (b) Anomalías de aire libre obtenidas para todo el planeta (modificado de Hirt *et al.*, 2012b).

3.3 ANOMALÍAS DE GRAVEDAD APLICADAS A MARTE

Las mediciones de la atracción gravitatoria de Marte, a pesar de que aún no se han podido obtener de manera directa, no solo son útiles para descubrir la forma exacta del planeta y sus propiedades de rotación, pues también proporcionan información sobre la estructura y propiedades de la litósfera y el manto. En el Apéndice A3.1 se explica con mayor detalle algunos aspectos teóricos relacionados con la gravedad.

Gravedad teórica

Fowler (2005) afirma que cerca del 40% de la variación de la gravedad con la latitud resulta de las diferencias en la forma del geoide respecto a la superficie matemática de mejor ajuste; el restante 60% se debe a la rotación del planeta. En este sentido, estas dos contribuciones afectan en gran medida el valor de la gravedad observada obtenida en un punto. Una forma de evaluar este efecto, es calculando la aceleración de gravedad sobre la superficie elipsoidal de referencia planetaria, como un valor teórico que resultaría si el planeta fuese una esfera perfecta de masa homogénea.

A esta magnitud, que toma en cuenta la masa, la forma y la rotación de un cuerpo planetario, se le conoce como *gravedad teórica* y se calcula para todo cuerpo planetario en base a los parámetros que definen su elipsoide de referencia (Tabla 3.1) mediante la expresión determinada por Somigliana (1930):

$$G_{Teo} = \frac{g_e * (1 + k * \sin^2 \lambda)}{(1 - e^2 * \sin^2 \lambda)^{1/2}} \quad (\text{Ecuación 3.6})$$

Donde k es una constante física que tiene un valor de 0.0009824724 para Marte y se define de la siguiente manera (Moritz, 1980):

$$k = \frac{b * g_p}{a * g_e} - 1 \quad (\text{Ecuación 3.7})$$

Para el elipsoide de referencia marciano MGRS, las constantes g_p y g_e correspondientes a la gravedad en los polos y en el ecuador respectivamente, poseen

los siguientes valores reportados por Ardalan *et al.* (2009): $g_p = 3.7319073 \text{ m/s}^2$; $g_e = 3.7087546 \text{ m/s}^2$.

3.3.1 Anomalías gravimétricas

Las variaciones escalares que definen la forma del areoide con respecto a la superficie matemática se pueden determinar como diferencias entre la gravedad que se observa en un punto del areoide con respecto al valor teórico que se mediría sobre el elipsoide en ese mismo punto (Figura 3.8). Estas diferencias se denominan *anomalías gravimétricas*, siendo medidas tan pequeñas en comparación con el valor medio de la gravedad de la superficie (372 cm/s^2), que se refieren en una unidad más conveniente conocida como el *miligal (mGal)*, equivalente a 10^{-3} cm/s^2 (Udías y Mezcua, 1997; Fowler, 2005).

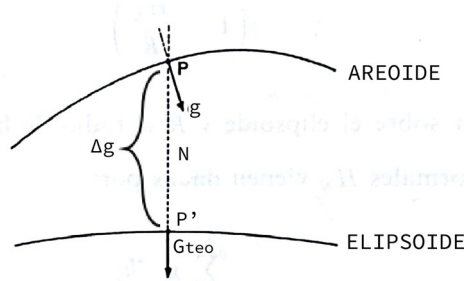


Figura 3.8 Representación del vector de gravedad observada g en un punto P corregido al areoide, y el correspondiente valor teórico G_{teo} sobre el elipsoide en la proyección del mismo punto (P'). N es la altura del areoide relativa al elipsoide y Δg la anomalía gravimétrica o la diferencia en módulo de ambos vectores. (modificado de Udías y Mezcua, 1997).

La nomenclatura utilizada para referirse a una anomalía gravimétrica se presenta a continuación:

$$\Delta g = G_{Obs} - G_{Teo} \quad (\text{Ecuación 3.8})$$

Siendo la gravedad observada el valor de aceleración gravitatoria medido en un punto de la superficie topográfica (G_{Obs}) y la gravedad teórica (G_{Teo}) aquella que se calcula mediante la Ecuación 3.6 para esa misma latitud.

Anomalías de aire libre

Si no se tomara en cuenta el efecto de las masas que definen la curvatura de la superficie equipotencial de un planeta, la misma podría aproximarse al nivel medio del mar o nivel de cota cero. Resulta que las observaciones terrestres de la gravedad generalmente se obtienen sobre la topografía, a una cierta altura H con respecto al geoide, por lo que, para calcular las anomalías gravimétricas se requiere realizar una reducción de estos valores de gravedad observada a la superficie de referencia (Figura 3.9), lo que se conoce como *corrección de aire libre*.

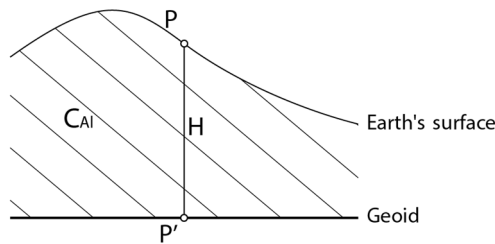


Figura 3.9 Representación de la reducción de gravedad debida a la altura H respecto al geoide como nivel de referencia (modificado de Hofmann-Wellenhof y Moritz, 2006).

Los valores de gravedad satelital deben ser referenciados al areoide como la superficie que mejor se aproxima al nivel de cota cero. De este modo, la aceleración gravitacional medida por los satélites siempre será menor en cualquier punto, en comparación a si se midiera directamente sobre la superficie marciana (Barlow, 2008).

Para aportar una mayor precisión al cálculo de las anomalías, se suele considerar el efecto de la altura con respecto a la superficie matemática de referencia, en lugar del nivel de elevación cero. Se define de esta manera la corrección de aire libre de segundo orden, descifrada por Heiskanen & Moritz (1969):

$$C'_{Ai} = \pm \frac{2g_e}{a} * \left[1 + f + m + \left(-3f + \frac{5}{2}m \right) * \sin^2 \lambda \right] * h + \frac{3g_e * h^2}{a^2} \quad (\text{Ecuación 3.9})$$

Donde m adquiere un valor de 0.0045682 para Marte según la Ecuación A3.3; a y f son parámetros elipsoidales del planeta (Tabla 3.1), g_e la gravedad en el ecuador en mGal, λ la latitud y h la altura elipsoidal en metros.

En este sentido, la anomalía de aire libre se define de la siguiente manera:

$$A_{Al} = \Delta g + C'_{Al} \quad (\text{Ecuación 3.10})$$

Al sumar el término de la corrección a la anomalía gravimétrica, se contrarresta el déficit de gravedad debido a la altura de los puntos situados por encima del elipsoide. En los casos de exceso de gravedad, cuando los puntos se encuentran por debajo de esta superficie de referencia se compensa el efecto restando la corrección.

Anomalías de Bouguer

Las anomalías de aire libre ignoran cualquier masa existente entre la superficie de referencia y el punto de observación de la gravedad medida, por lo que se requiere implementar una corrección adicional al momento de realizar las reducciones de gravedad, dado que estas masas naturalmente ejercen una atracción sobre los puntos observados (Udías y Mezcuca, 1997).

Una manera sencilla de corregir este efecto es considerar la atracción que ejerce sobre el punto de medición una placa infinita plana horizontal de espesor H y densidad ρ , que deberá sustraerse al valor de la gravedad observada (Hofmann-Wellenhof y Moritz, 2006); esta reducción se conoce con el nombre de *corrección de Bouguer simple* y se define de la siguiente manera:

$$C_B = 2\pi G * \rho * H = \pm 0.04191 * \rho * H \quad (\text{Ecuación 3.11})$$

Siendo G la constante de gravitación universal, H la altura en metros del punto de observación respecto a la superficie equipotencial de referencia y ρ viene dada en g/cm^3 y es mejor conocida como la “densidad de Bouguer”, correspondiente al valor de densidad más representativo de la topografía.

Sin embargo, al eliminar la lámina de Bouguer, se debe tomar en cuenta el efecto de la topografía que se encuentra alrededor del punto. Aquella que se ubica por encima de la placa ejerce una atracción gravitatoria adicional sobre el punto observado que no fue considerada anteriormente. La topografía dentro de la lámina ocasiona un desnivel (Figura 3.10) que en el paso anterior fue rellenado con la densidad de Bouguer y

posteriormente reducido de la anomalía. La consideración utilizada para contrarrestar estos efectos se denomina *corrección topográfica* y en base a lo anterior, la misma será siempre positiva.

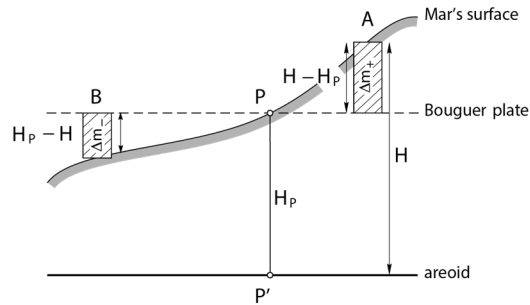


Figura 3.10 Influencia de la topografía con respecto a la corrección de Bouguer, para la medida de gravedad situada a una altura H_p correspondiente a la altura de la lámina de Bouguer. Los desniveles topográficos por encima de la placa ejercen una atracción positiva sobre el punto P (Δm_+), mientras que los desniveles que se encuentran dentro de la placa ejercen una atracción negativa (Δm_-) que se consideró positiva en la corrección de Bouguer (modificado de Hofmann-Wellenhof y Moritz, 2006).

Para el cálculo de esta corrección se emplean algoritmos matemáticos, que combinan los métodos de Kane (1962) y Nagy (1966) para tomar en cuenta todas las contribuciones topográficas alrededor de cada punto de observación. Las anomalías de Bouguer, al tomar en cuenta la influencia de las masas, constituyen una expansión de las anomalías de aire libre (Ecuación 3.10). En este sentido, cuando se hace uso de las dos correcciones anteriores para completarlas, se obtiene la anomalía de Bouguer total:

$$A_{BouT} = A_{Al} \mp C_B + C_T \quad (\text{Ecuación 3.12})$$

Corrección por efecto indirecto

Toma en cuenta los efectos de la gravedad debida a las ondulaciones del geoide considerando, no solo su variación de altura respecto al elipsoide, sino también la masa entre ambos sistemas de referencia (Li y Gotze, 2001; Hinze *et al.*, 2005; Hofmann-Wellenhof y Moritz, 2006). Dado que las alturas relativas al geoide son utilizadas en todas las reducciones para el cálculo de las anomalías, es importante tomar en cuenta este efecto, ya que los modelos topográficos normalmente se encuentran referenciados a una superficie aproximada a su forma. Esto significa que en las zonas en las que el

geoide sea muy o poco pronunciado, habrá una contribución significativa al efecto de la gravedad sobre los puntos de observación.

La importancia de considerar esta corrección en el cálculo de las anomalías para Marte, radica en que las alturas areoidales llegan a alcanzar valores considerables en ciertas zonas del planeta en las que la forma del areoide resulta demasiado pronunciada, tal como sucede particularmente para la región de Tharsis, donde las alturas relativas a esta superficie alcanzan valores máximos de hasta 1100 m (Figura 3.11), en contraste con la Tierra en donde la altura máxima del geoide es de 85 m.

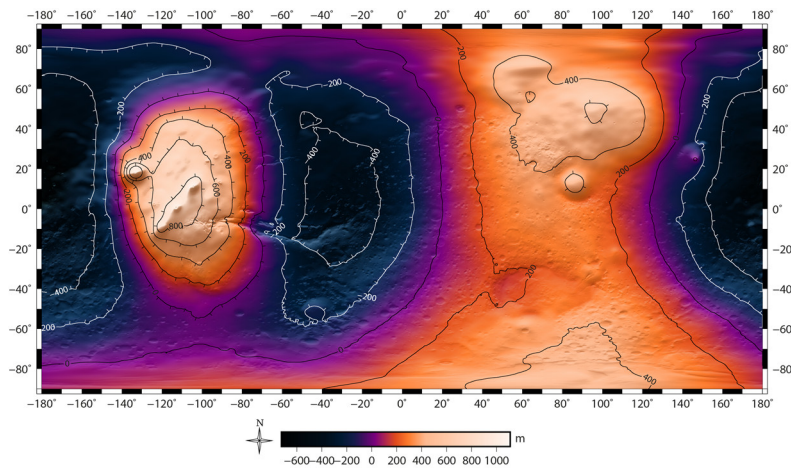


Figura 3.11 Representación del areoide de Marte calculado según la fórmula de Stokes para la obtención de las ondulaciones areoidales N (Garland, 1965).

Se podría afirmar de esta manera que la corrección por efecto indirecto es análoga a una corrección de aire libre de primer orden (Apéndice A3.1) y de Bouguer combinadas, pero aplicadas para los puntos ya reducidos sobre la superficie del areoide; en este sentido, el único factor cambiante es la altura:

$$C_{ie} = (0.2201 - 0.04191 * \rho) * N \quad (\text{Ecuación 3.13})$$

Donde ρ es la densidad de Bouguer en g/cm^3 y N la diferencia en altura del geoide respecto al elipsoide. Finalmente, considerando el efecto de esta corrección, se redefine la anomalía de Bouguer total (Ecuación 3.12) para Marte como:

$$A_{BouT} = A_{Al} \mp C_B + C_T + C_{ie} \quad (\text{Ecuación 3.14})$$

3.3.2 Anomalías isostáticas

Se sabe que tanto la corteza como el manto tienden a una condición de equilibrio hidrostático, que guarda cierta relación con excesos o déficits de masa dentro de la litósfera (Garland, 1965). Estas características en el interior de un cuerpo planetario se ven reflejadas en la respuesta gravimétrica, una vez que son llevadas a cabo todas las reducciones anteriormente descritas para puntos de la superficie. Si se eliminara el efecto de atracción de estas masas compensadoras, se podría corroborar el grado de compensación de una característica geológica, la cual solo se encontraría en equilibrio isostático si la magnitud de la anomalía resultante fuese nula. En base a los modelos de isostasia presentados al inicio de este capítulo, se pueden calcular unas correcciones que eliminen de los valores reducidos de la gravedad los defectos o excesos de masa por debajo del nivel del geode (Udías y Mezcuca, 1997); al incluir esta nueva reducción en la anomalía de Bouguer total ya calculada (Ecuación 3.14), se obtienen las llamadas anomalías isostáticas:

$$AI = A_{BouT} - CI \quad (\text{Ecuación 3.15})$$

La corrección isostática (CI) se conoce también como el *regional isostático* y hace referencia al campo de gravedad causado por las masas responsables de la compensación (Simpson *et al.*, 1986). La misma representa la respuesta gravimétrica de larga longitud de onda resultante de la geometría de las masas compensadoras, la cual se puede calcular mediante alguno de los modelos de isostasia local: Airy (Ecuación 3.1) o Pratt (Ecuación 3.2). En este sentido, la anomalía isostática (AI) en sí vendría siendo más bien un *residual isostático*, al referirse a las anomalías de gravedad que permanecen después de que el campo regional isostático es removido de la anomalía de Bouguer total.

Los autores citados anteriormente afirman que la mayoría de los mapas de anomalías isostáticas, independientemente del modelo aplicado para el cálculo de la corrección, resultan bastante similares en sus patrones y características, puesto que la masa compensadora total debería ser la misma sin importar el modelo empleado para calcular

la anomalía; además, estas masas son lo suficientemente profundas como para que sus efectos gravitacionales observados en la superficie del planeta se suavicen por la distancia. Adicionalmente, estos investigadores manifiestan que los mapas de residuales isostáticos revelan más claramente las distribuciones de densidad dentro de la corteza, en comparación con cualquier otro mapa gravimétrico.

Existe cierto estándar para la interpretación de las anomalías isostáticas, tal y como se muestra en el esquema de la Figura 3.12. Sin embargo, según Simpson *et al.* (1986) los residuales isostáticos “no deberían ser interpretados en términos de subcompensación o sobrecompensación porque las anomalías de larga amplitud pueden ser producidas por cuerpos de la corteza que se encuentran en un completo equilibrio isostático local” (p. 8348).

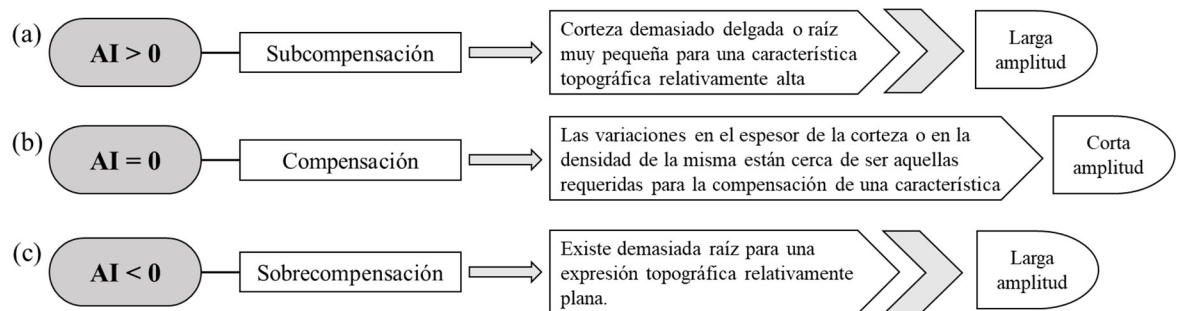


Figura 3.12 Interpretación general de las anomalías isostáticas según su signo (Garland, 1965). La magnitud de la AI provee una medida del grado de compensación de una región (Watts, 2001). En los casos (a) y (c) las características pudieran encontrarse parcialmente compensadas o sin compensación, lo que se refleja en sus largas amplitudes. Una AI de corta amplitud (b), indica que una característica geológica se encuentra de cierta forma en equilibrio isostático.

Finalmente, cabe destacar que la interpretación del residual isostático tiende a tornarse un tanto ambigua, pues no necesariamente todas las respuestas de estas anomalías están únicamente relacionadas con las masas compensadoras de cargas/déficits topográficos. Pudieran existir respuestas gravimétricas de larga amplitud características de cuerpos cercanos a la superficie que se encuentran en equilibrio isostático, por lo tanto, no todos los comportamientos positivos o negativos del residual isostático deberán estar asociados inequívocamente a subcompensaciones o sobrecompensaciones.

CAPÍTULO IV

MARCO METODOLÓGICO

A partir de un 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.*, 2012b), se obtuvieron los datos de esta investigación con los que se llevaron a cabo las etapas respectivas (Figura 4.1). En total se contó con una densidad de 1643124 datos de topografía y gravedad para la ventana de estudio que abarcó una cuadrícula de 65° en latitud y 63° en longitud. El dato gravimétrico fue extraído directo del modelo el cual contó con una resolución de 0.05°, mientras que el dato topográfico de alta resolución (1/64° en latitud y 1/32° en longitud) fue descargado del portal digital *PDS Geosciences Node's Data System MOLA PEDR Query Tool*.

Como fase preliminar, al conjunto de datos gravimétricos se le aplicó un control de calidad estadístico con el fin de estudiar la distribución y el comportamiento de los mismos (Figura 4.2). En este sentido, durante la primera etapa de los cálculos, correspondiente a la obtención de las anomalías de aire libre, se realizó un estudio comparativo con las anomalías calculadas por los autores del modelo gravimétrico, aspecto que permitió confirmar posteriormente la necesidad de aplicar al conjunto de reducciones de gravedad la corrección por efecto indirecto (Figura 4.3). Una similitud entre las anomalías de aire libre calculadas y aquellas obtenidas por Hirt *et al.* (2012b), fue importante para establecer un control de las amplitudes y rangos de los valores de anomalía. Las diferencias observadas reflejaron la influencia de la forma y masa del areoide (Figura 4.4) sobre las reducciones de gravedad al elipsoide.

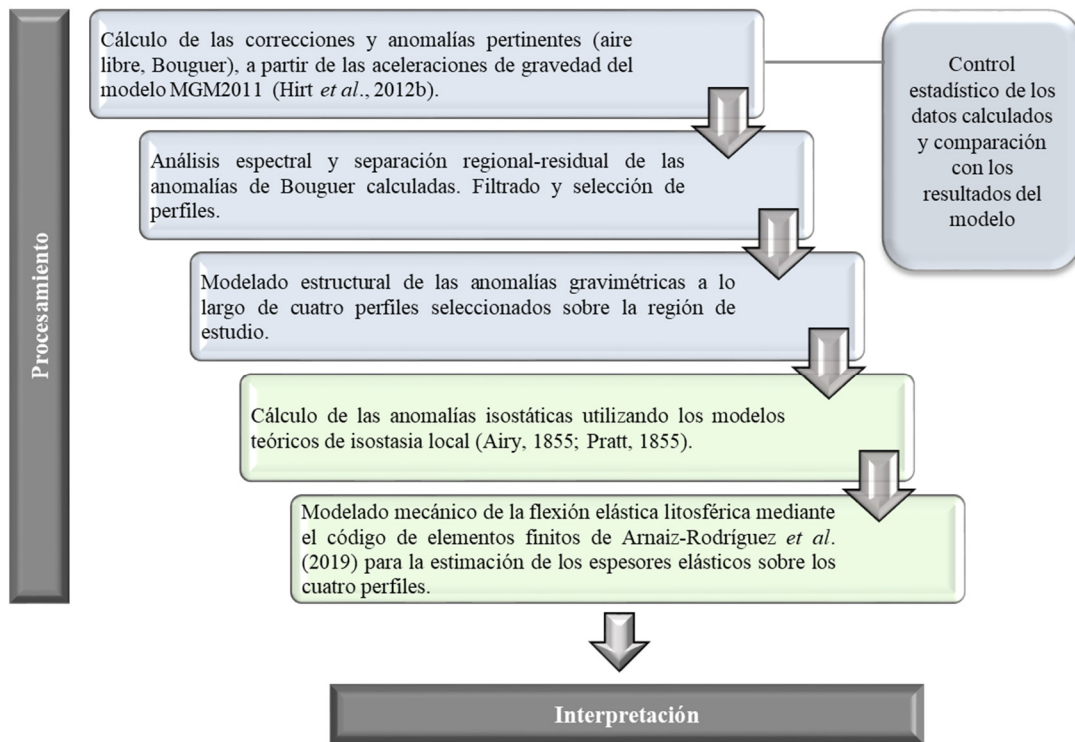


Figura 4.1 Diagrama general de la metodología de trabajo empleada, abarcando las etapas requeridas para el procesamiento de los datos. Aquellas sombreadas en azul representan la fase de interpretación gravimétrica – estructural y las restantes la etapa de interpretación isostática – flexural.

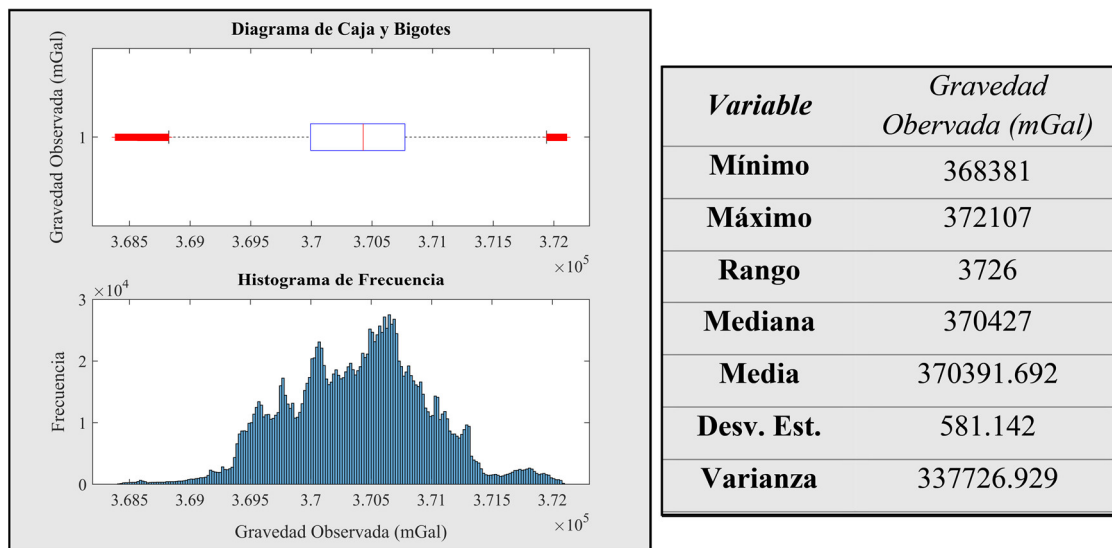


Figura 4.2 Estadística básica y descriptiva de los datos de gravedad observada extraídos del modelo MGM2011. La tendencia de los datos es multimodal y su comportamiento es normal y relativamente simétrico, con una familia menor de valores superiores a los 371500 mGal que se corresponden con la zona de menor gradiente topográfico de la región de estudio, la extensa área de surcos que se encuentra rodeando los flancos de *Olympus Mons*. Otra familia pequeña fuera de rango con valores menores a los 369000 mGal se observa representando las zonas de abultamiento y los escudos volcánicos de la región.

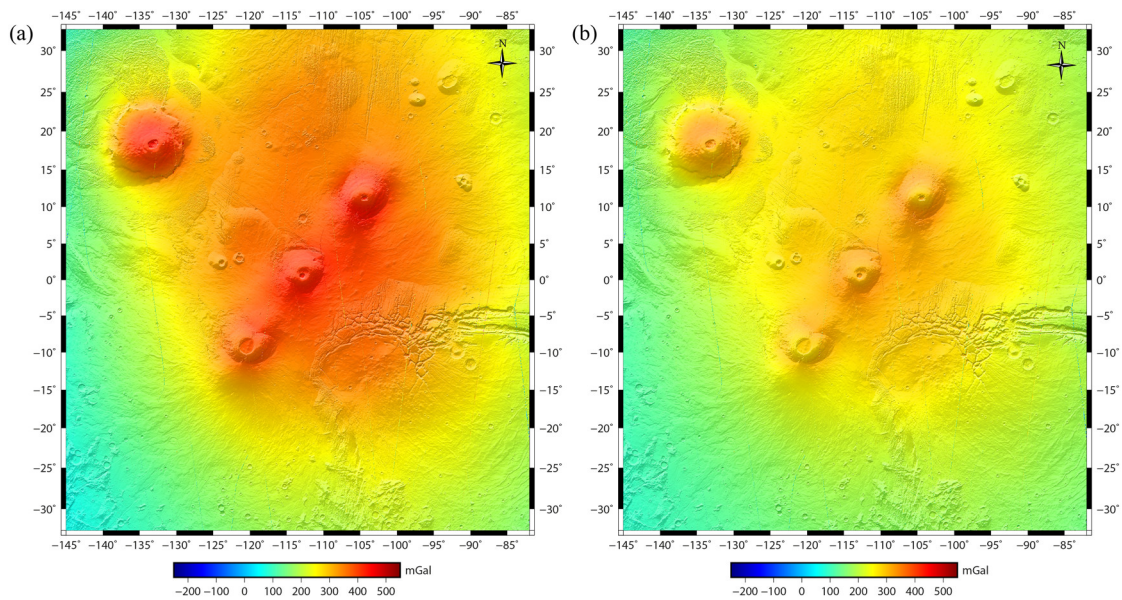


Figura 4.3 Comparaciones entre las anomalías de aire libre (Aal) calculadas y las desarrolladas en el modelo MGM2011. (a) Diferencia entre la Aal del modelo y la calculada sin la corrección por efecto indirecto. Se observa una diferencia de hasta 400 mGal sobre la provincia volcánica. (b) Diferencia entre la Aal del modelo y la calculada incluyendo la corrección por efecto indirecto (Cie), corrigiendo gran parte del efecto de la forma pronunciada del areoide sobre la provincia. Las diferencias en este caso se reducen a un máximo de ~300 mGal.

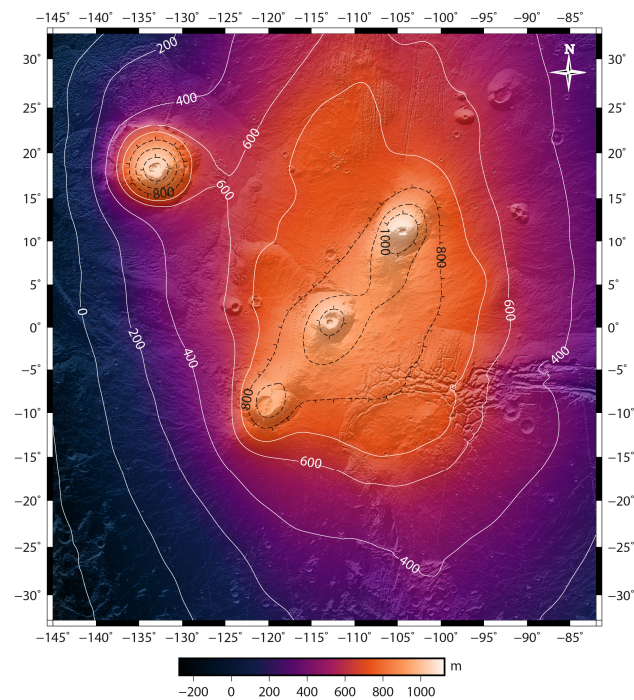


Figura 4.4 Alturas areoidales calculadas para la región de Tharsis mediante el software de GMT (*Generic Mapping Tools*).

4.1 FASE DE PROCESAMIENTO Y GENERACIÓN DE MAPAS DE ANOMALÍAS

La primera fase del procesamiento de datos comprendió el cálculo de todas las anomalías mencionadas en el capítulo anterior, con un fin particular. Los mapas de anomalías de aire libre y Bouguer total permitieron abarcar las etapas de interpretación gravimétrica, filtrado y selección de perfiles. El análisis espectral sobre el mapa de anomalías de Bouguer total, fue necesario para el reconocimiento de interfaces de densidad y el correcto modelado de la estructura cortical en base a las respuestas de anomalías regionales y residuales. Finalmente, los perfiles de anomalías isostáticas facilitaron el estudio del grado de compensación local de los volcanes en escudo de Tharsis. La elaboración de todos los mapas fue llevada a cabo mediante la interfaz de GMT (*Generic Mapping Tools*) a través de una serie de comandos (Apéndice A4.1). Para la obtención de los perfiles y la aplicación de filtros se hizo uso del programa *Oasis Montaj v8.3.3*, mientras que las anomalías isostáticas fueron calculadas y obtenidas mediante el software *Matlab2017b*.

4.1.1 Cálculo de anomalías gravimétricas e isostáticas

El procedimiento para la obtención de los mapas y perfiles de anomalías en general, se encuentra resumido en el esquema de la Figura 4.5. Como se observa en la secuencia, se partió del cálculo de la anomalía de aire libre, con la cual se obtuvo la anomalía de Bouguer simple habiendo considerado el efecto indirecto de las masas y ondulaciones del areoide. A partir de este mapa se requirió del cómputo de la corrección topográfica (Apéndice A4.2) para la obtención de la anomalía de Bouguer total, la cual estadísticamente presentó una distribución ligeramente sesgada hacia la derecha (Figura 4.6).

Para el caso de estudio de las anomalías isostáticas se seleccionó un total de cuatro perfiles sobre la región de estudio (Figura 4.7). Las mismas se calcularon para cada perfil en base a los dos modelos de predicción isostática local existentes (Figura 4.8) y de acuerdo a la Ecuación 3.15. Los regionales isostáticos en ambos casos se obtuvieron de la respuesta de un modelo gravimétrico que consideraba la presencia de raíces para el caso de Airy, o variaciones laterales de densidad para el caso de Pratt.

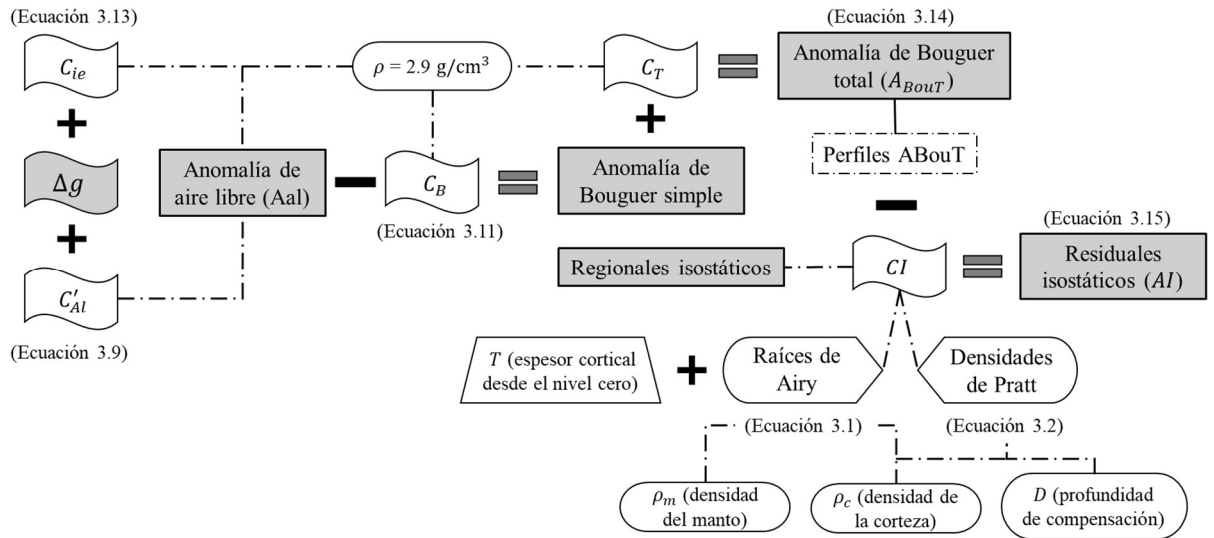


Figura 4.5 Esquema representativo del cálculo de los diferentes tipos de anomalías con algunos de los parámetros requeridos para las correcciones. ρ es la densidad de Bouguer, Δg la anomalía gravimétrica, C_{ie} la corrección por efecto indirecto, C'_{Al} la corrección de aire libre de segundo orden, C_B la corrección de Bouguer, C_T la corrección topográfica y CI la corrección isostática o regional isostático.

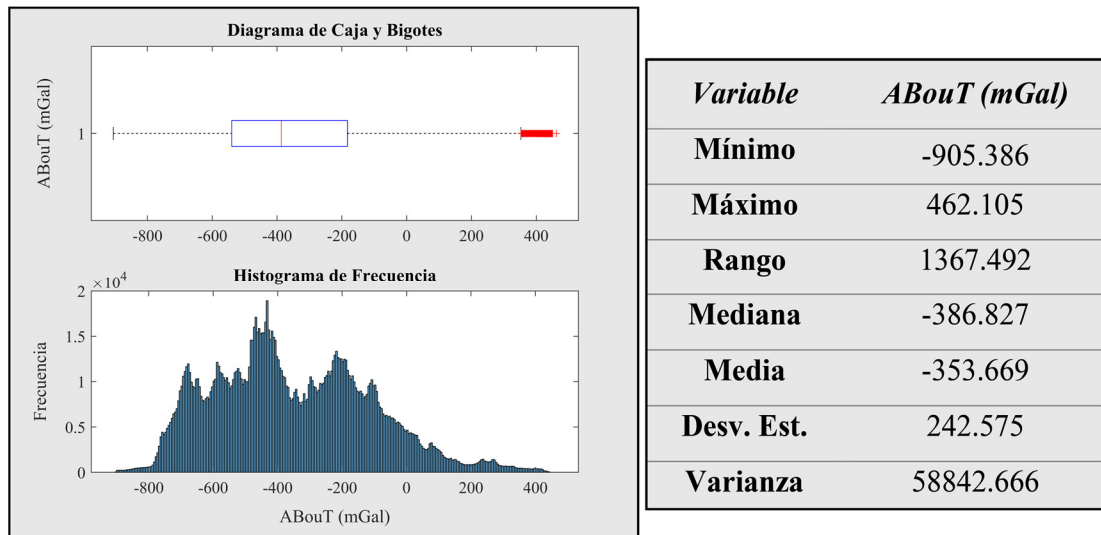


Figura 4.6 Estadística básica y descriptiva de los valores de anomalía de Bouguer total calculados para la región de estudio. La tendencia de los datos es multimodal y su comportamiento está sesgado hacia la derecha, con una familia menor de valores que abarcan el rango positivo de las anomalías a partir de ~ 350 mGal. Dichos valores coinciden sobre la misma zona en la que se ubicaron los *outliers* positivos de la gravedad observada (Figura 4.2), y posiblemente representan la respuesta de cuerpos intrusivos de gran extensión muy cercanos a la superficie, asociados a la intensa actividad volcánica antigua de *Olympus Mons*.

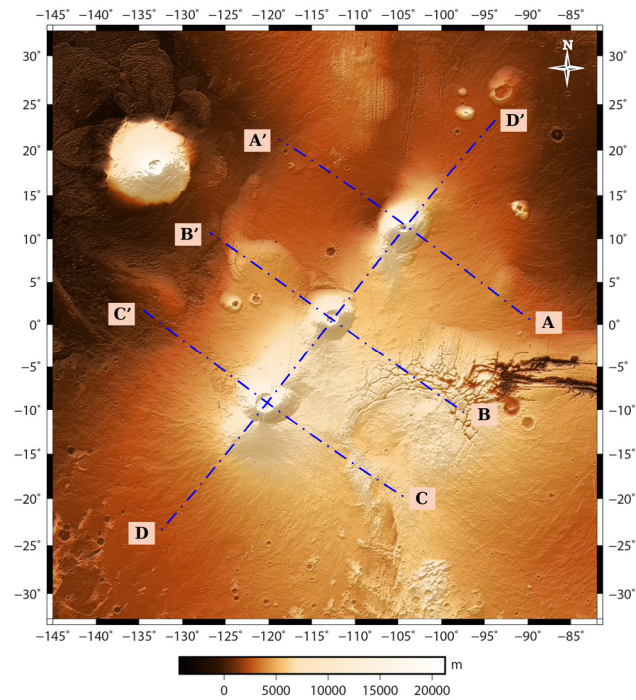


Figura 4.7 Localización de los cuatro perfiles a ser estudiados en la región de Tharsis. A – A’ corresponde a la ubicación del monte Ascraeus, B – B’ de Pavonis, C – C’ de Arsia y D – D’ abarca a las tres estructuras y corta perpendicularmente a los perfiles anteriores.

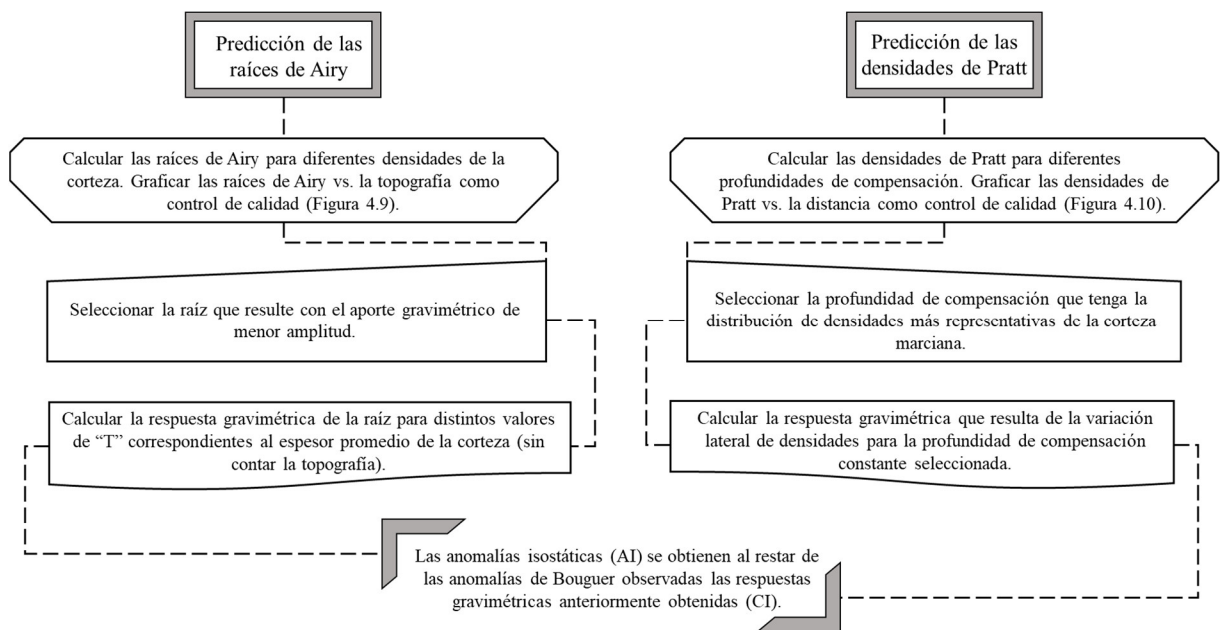


Figura 4.8 Procedimiento requerido en cada perfil para la obtención de los regionales isostáticos según los modelos de predicción isostática local.

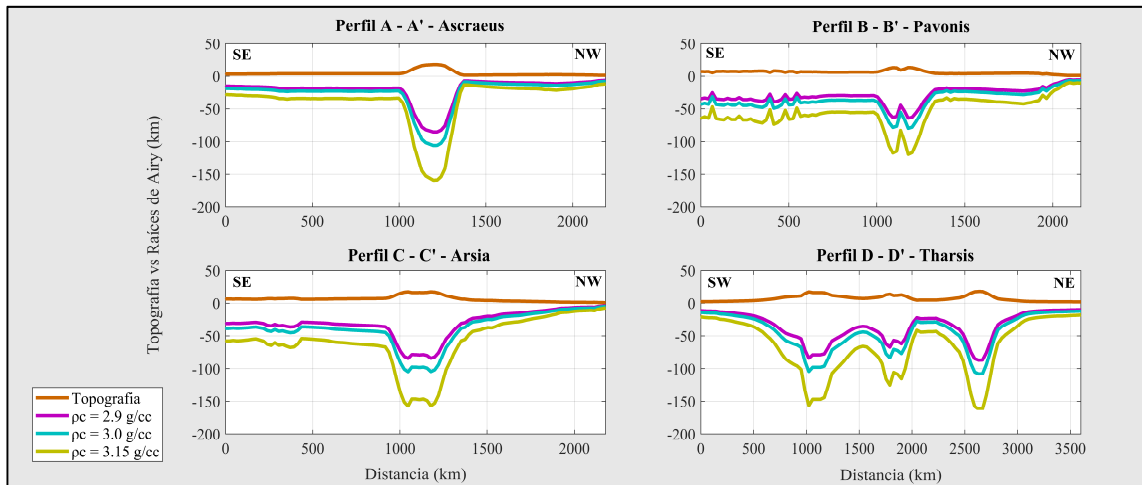


Figura 4.9 Perfiles de las raíces de Airy vs. la topografía, obtenidas para un rango de densidades posibles de la corteza marciana en la región de Tharsis. En general, se observa que a mayor densidad cortical las raíces resultan cada vez más pronunciadas y profundas, lo que conlleva a obtener un regional y residual isostáticos de gran amplitud. Debido a lo anterior, se decidió trabajar directamente con $\rho_c = 2.9 \text{ g/cm}^3$ para los cálculos de anomalías isostáticas posteriormente requeridos.

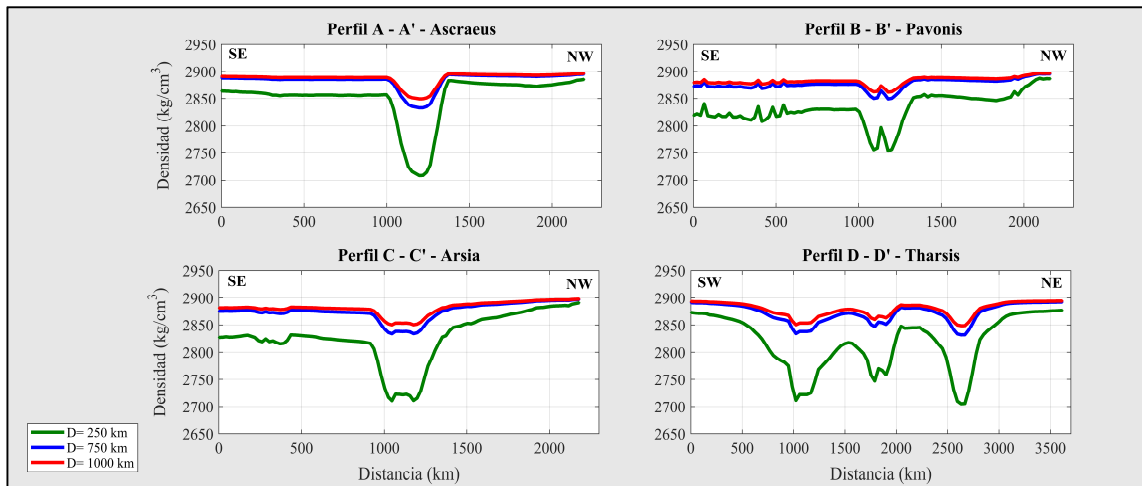


Figura 4.10 Densidades de Pratt calculadas con ρ_c de 2.9 g/cm^3 para diferentes profundidades de compensación “D”. De todas ellas, la profundidad de 1000 km resultó ser la más representativa por abarcar densidades coherentes con la composición de la corteza marciana ($> 2.85 \text{ g/cm}^3$). Como criterio de selección, se requirió calcular las anomalías isostáticas para todos los casos, seleccionando aquella cuya respuesta se aproximase de mejor manera al cero como indicativo del estado más cercano al equilibrio isostático.

4.1.2 Análisis espectral

El cálculo del espectro de potencias promedio se realizó a través del software de *Oasis Montaj*, adquiriéndose una distribución completa de la energía de la señal gravimétrica en el dominio de la frecuencia (Figura 4.11). Este muestreo permitió identificar la

longitud de onda óptima para filtrar en los mapas de anomalías el efecto de los *tracks* (por tratarse de datos satelitales). El espectro filtrado permitió reconocer a detalle la distribución de frecuencias intermedias y bajas para la selección de las pendientes más representativas (Figura 4.12). Las frecuencias muy altas correspondientes a la cola de ruido fueron eliminadas del espectro para una selección más precisa de las tendencias.

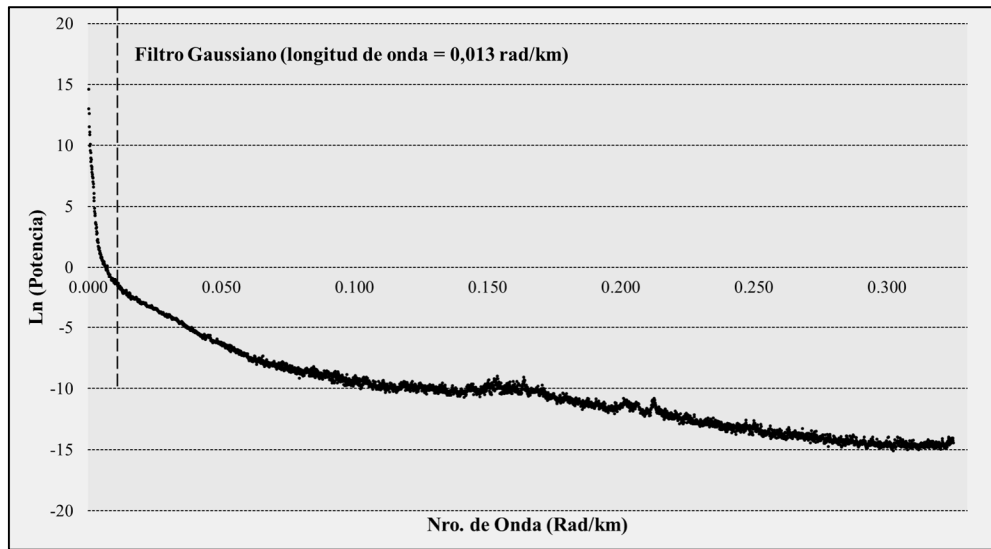


Figura 4.11 Espectro de potencias promedio de la anomalía de Bouguer total. Se observa una larga cola de ruido que corresponde a las altas frecuencias de los *tracks*, que fueron suprimidas del dato al aplicar un filtro gaussiano a una longitud de onda de 0.013 rad/km.

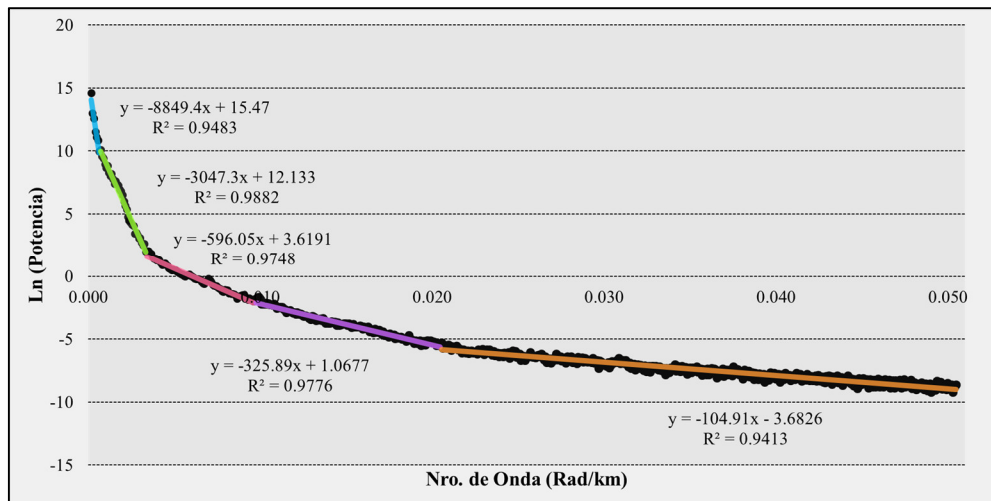


Figura 4.12 Espectro de potencias promedio de la anomalía de Bouguer total después de haber aplicado el filtro anterior. Se observan cinco tendencias estimadas en la curva con sus respectivas pendientes y valores de correlación, asociadas a cinco posibles fuentes gravimétricas.

Separación regional - residual

La separación de la respuesta gravimétrica de las estructuras profundas y someras se procedió a realizar según el filtro de continuación analítica hacia arriba (CAHA). El mismo fue aplicado a diferentes alturas, obteniéndose en cada caso la anomalía de gravedad que resultaría de las fuentes más profundas de la gravedad observada. La selección de la altura óptima para la separación regional – residual, se basó en el cálculo de una serie de correlaciones cruzadas entre las CAHA's a dos alturas sucesivas (Figura 4.13a; Zeng *et al.*, 2007), y entre la anomalía de Bouguer total y las diferentes CAHA's (Figura 4.13b; Arnaiz-Rodríguez, 2015). La altura promedio de la deflexión máxima de los valores de correlación cruzada correspondió a la altura óptima para efectuar la separación de las respuestas gravimétricas.

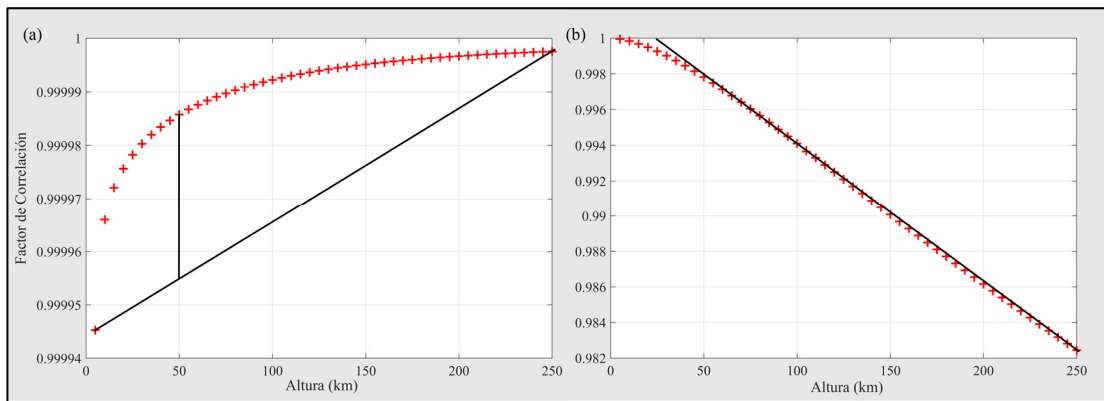


Figura 4.13 Gráficos de correlación para la selección de la altura óptima al aplicar el filtro de CAHA para la separación regional – residual. (a) Correlación cruzada entre las CAHA's a dos alturas sucesivas. (b) Correlación cruzada entre la anomalía de Bouguer total y las CAHA's. En el primer caso se determinó geoméricamente que la deflexión máxima de la curva ocurría a los 50 km, mientras que, en el segundo, se terminó por demostrar que aproximadamente a los 50 km iniciaba el punto de inflexión de la curva.

El filtro fue aplicado cada 5 km, para un rango de altitudes entre los 5 – 250 km, lo que resultó en un total de 50 CAHA's. Como resultado de las mismas, fue seleccionada la altura de 50 km para la separación regional – residual de las anomalías. Esta consistió en eliminar de la anomalía de Bouguer total (previamente filtrada) todas las altas frecuencias resultantes de la CAHA a los 50 km, lo que permitió observar el comportamiento de las largas y muy largas longitudes de onda (Apéndice A4.3).

Una vez obtenidas las anomalías regionales y residuales, se procedió a seleccionar los cuatro perfiles para la realización de los modelos gravimétricos y la interpretación de anomalías isostáticas. Cada uno de estos perfiles fue trazado sobre cinco mapas diferentes para ser evaluados en conjunto (Apéndice A4.4), siendo necesario aplicar en algunos casos el filtro gaussiano anteriormente mencionado, para eliminar las muy altas frecuencias relacionadas con los *tracks* que se notaron de forma particular en los perfiles de anomalía de Bouguer total (Figura 4.14).

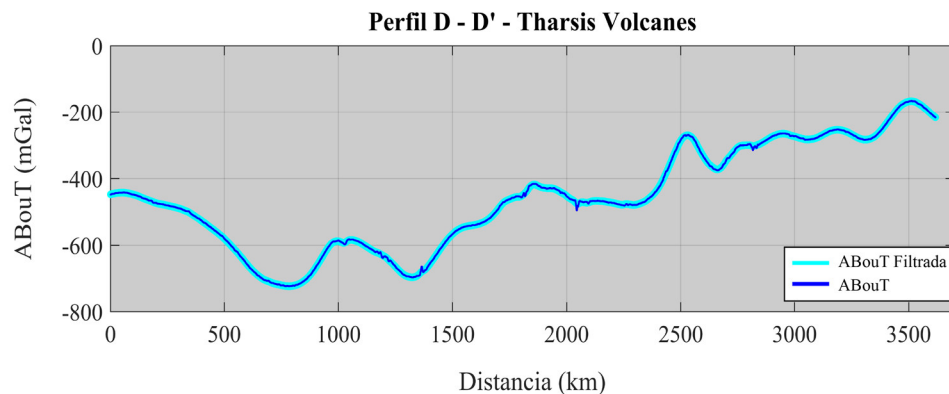


Figura 4.14 Comparación entre la anomalía de Bouguer total obtenida para el perfil D – D' y la anomalía de Bouguer total limpia de las altas frecuencias de manera aceptable sin modificar la respuesta original.

4.2 FASE DE MODELADO E INTERPRETACIÓN

4.2.1 Modelos geológico – estructurales

El sentido geológico de los perfiles de anomalías gravimétricas anteriormente expuestos se logró mediante la propuesta de los modelos estructurales en cada caso. Para ello se requirió del ajuste de las anomalías de Bouguer calculadas con las observadas, cuya respuesta regional (respuesta del modelo contra la CAHA a 50 km) permitió delimitar la tendencia de la fuente más profunda, mientras que la residual (se elimina el contraste de densidades entre la corteza y el manto) hizo posible afinar el ajuste con las fuentes que se encontraban más someras.

Los parámetros esenciales tomados en cuenta para el modelado fueron los contrastes de densidades entre la corteza y el manto (0.6 g/cm^3), la corteza y los sedimentos

volcánicos ($0.15 - 0.2 \text{ g/cm}^3$), la corteza y los cuerpos intrusivos ígneos ($0.15 - 0.3 \text{ g/cm}^3$), y los sedimentos y los cuerpos intrusivos ígneos ($0.35 - 0.45 \text{ g/cm}^3$). Lo anterior hizo posible el ajuste de los modelos junto con la disposición de elementos que permitieron definir las características estructurales de los volcanes de escudo. Adicionalmente, la interpretación de la distribución, continuidad y extensión de algunas estructuras presentes en los modelos se facilitó mediante el análisis de mapas de derivadas direccionales que se elaboraron para las dos orientaciones de los perfiles ($N40^\circ W$ y $N130^\circ W$). El acople de estos mapas con el geológico, permitió establecer una relación entre el realce de las anomalías de Bouguer en dichas direcciones y la disposición de las formaciones geológicas en superficie.

Para asegurar un control de las profundidades de la discontinuidad corteza – manto como la fuente más regional en todos los modelos, se trazaron los perfiles propuestos (Figura 4.7) sobre el mapa de relieve de Moho, empleado para la obtención de los modelos de espesor cortical que presenta actualmente la NASA como parte de su propuesta de campo gravitatorio de Marte (GMM-3; Genova *et al.*, 2016). Con ello simplemente se buscó asegurar que el promedio de profundidades obtenido para cada perfil de acuerdo al mapa de Goossens *et al.* (2017), fuera similar al promedio de las profundidades propuestas en los modelos geológicos.

4.2.2 Modelos mecánico – flexurales

Los modelos mecánicos de flexión para los cuatro perfiles se elaboraron con el objetivo de obtener las variaciones de espesor elástico a lo largo de cada uno de ellos. Esto fue posible mediante el código de LIFFE-v1 (*Lithospheric Flexure with Finite Elements*), desarrollado por Arnaiz-Rodríguez *et al.* (2018), basado en el método de elementos finitos para modelar la flexión de una litósfera lateralmente heterogénea afectada por un sistema complejo de cargas y permitiendo dar explicación a diversas situaciones geodinámicas. El programa fue constituido por un set de códigos de Matlab para los cuales se consideraron las variaciones en el espesor elástico de la litósfera, así como en la forma de la placa una vez deformada. En la interfaz de los resultados, además del modelo mecánico, se obtuvo el mallado de elementos finitos utilizado para definir la

placa elástica, la distribución de los esfuerzos principales a lo largo de la misma, las anomalías gravimétricas en función de las cuales se calcula el modelo, entre otros aspectos.

El conjunto de funciones utilizadas para el funcionamiento del programa se basó en las ecuaciones presentadas por Watts (2001) y Chandrupatla y Belegundu (2012), siendo importante destacar que para el cálculo de las anomalías gravimétricas se consideraron diferentes contrastes de densidades entre: el medio y las cargas topográficas, el relleno de las cuencas y la corteza deformada (sedimentos vs basamento de la cuenca) y la interfaz corteza – manto (Moho). La rutina seguida para la ejecución del modelo en base a los datos de entrada se resume en la Figura 4.15; así como algunos de los parámetros considerados y adaptados a las características de Marte, se establecen en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1 Parámetros considerados durante la rutina de cálculo de la flexión elástica

<i>Símbolo</i>	<i>Parámetros mecánicos</i>	<i>Valor</i>
<i>BaseL</i>	Elevación de la placa antes de la flexión	0
<i>Water</i>	Naturaleza del material que fue desplazado. Adquiere un valor de uno si es agua o cero si es aire	0
<i>v</i>	Módulo de Poisson	0.25
<i>E</i>	Módulo de Young	100 GPa
<i>muk</i>	Coefficiente de fricción cinética	0
<i>RhoC</i>	Densidad de la corteza	3000 kg/m ³
<i>RhoM</i>	Densidad del manto	3500 kg/m ³
<i>RhoS</i>	Densidad de los sedimentos en la cuenca	2850 kg/m ³
<i>Grav</i>	Aceleración de gravedad	3.72 m/s ²
<i>Parámetros termales</i>		
<i>T₀</i>	Temperatura atmosférica sobre 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)	1.4 * 10 ⁻⁵ °C ⁻¹
<i>AtmGratT</i>	Gradiente térmico del medio que rodea a la placa (aire)	-0.0025 °C/m
<i>Parámetros de los elementos finitos y la placa</i>		

Tabla 4.1 Parámetros considerados durante la rutina de cálculo de la flexión elástica

L	Longitud de la placa	2100 km (perfiles individuales), 3600 km (perfil de Tharsis)
$Sizem$	Tamaño promedio de las aristas de los elementos finitos	15000 - 25000
R	Parámetro que define las restricciones de la placa a ambos extremos (restricción tanto en la vertical como en los extremos)	[2 2]

Entre algunas de las condiciones y restricciones requeridas para evaluar el comportamiento elástico de la litósfera marciana, en primer lugar, considerando que el planeta ha permanecido en un régimen de “tapa estancada”, 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. Una vez fijadas las distancias de los depocentros de las cuencas flexurales, la distribución de las cargas fue continuamente modificada para cada perfil en particular hasta alcanzar las profundidades deseadas según los modelos geológico – estructurales. Mediante la variación del espesor elástico efectivo se buscó reproducir la flexión del basamento por debajo de las cargas (inferida a partir de los modelos geológicos), debiendo considerar como parte de las mismas la densidad de los cuerpos intrusivos que no pudieron ser tomados en cuenta como cargas interiores exclusivas. Lo anterior no permitió el ajuste exacto de la anomalía de Bouguer en el centro de las estructuras, obteniéndose solamente la respuesta gravimétrica de gradiente suave característica de la corteza flexada. Otra de las restricciones del modelado fue la consideración apreciativa del relleno sedimentario de las cuencas (*infill*) al no ser tomado en cuenta en su totalidad para el cálculo de la anomalía de aire libre, de esta manera, cierto porcentaje aproximado de los sedimentos fue representado como parte de las cargas.

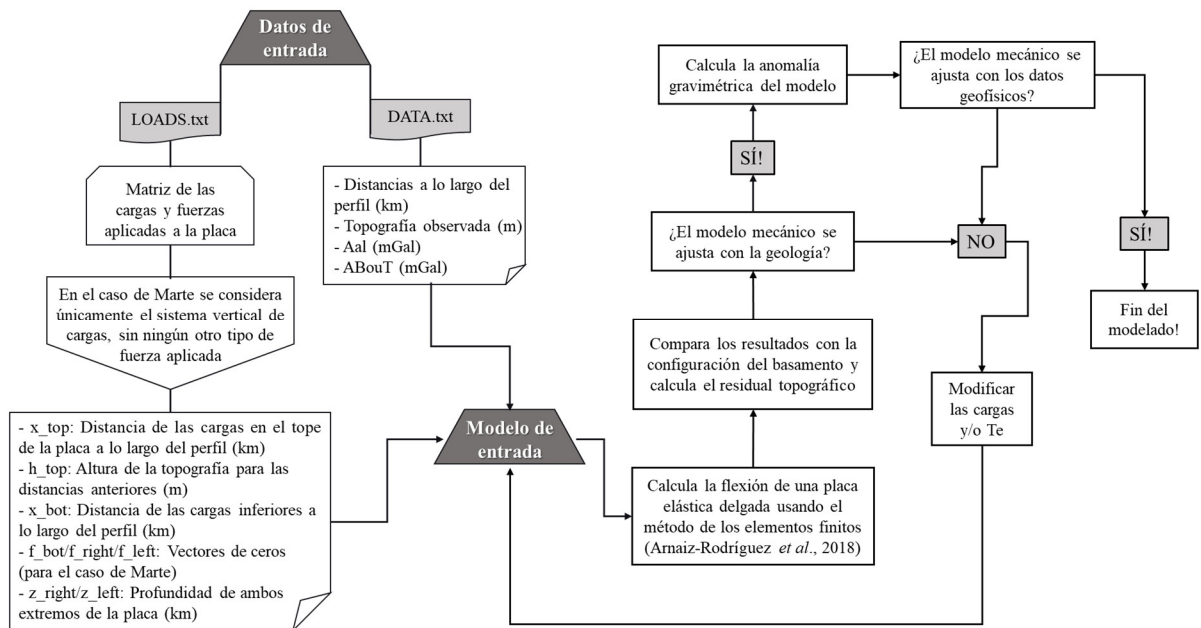


Figura 4.15 Flujograma representativo del algoritmo del programa LIFFE-v1 utilizado para modelar la flexión litosférica mediante elementos finitos. Una vez finalizado el modelado, se comparan las anomalías de aire libre y Bouguer del modelo con las observadas, siendo el ajuste más cercano el representativo de la situación mecánica de la litósfera que mejor se adapta a las condiciones geológicas de las cargas. Aal es la anomalía de aire libre, ABouT la anomalía de Bouguer total y Te es el espesor elástico.

Finalmente, con la intención de evaluar el comportamiento y distribución espacial del espesor elástico efectivo para la región de Tharsis, se elaboraron unas elipses a partir de los perfiles de espesor elástico estimados como resultado de los modelos flexurales. Los ejes fueron calculados desde el centro de cada una de las estructuras volcánicas y posteriormente representados sobre el mapa topográfico. Lo anterior supondría la existencia de una anisotropía simple que se puede ajustar a una elipse, así como el hecho de que los ejes de la anisotropía siguen la dirección de los perfiles estudiados (no necesariamente es así). Esta metodología sencilla permite distinguir la extensión del espesor elástico en las dos direcciones para determinar en qué medida el comportamiento mecánico presente al momento de las cargas pudo haber afectado la resistencia de la placa.

CAPÍTULO V

INTERPRETACIÓN GRAVIMÉTRICA – ESTRUCTURAL

Debido a que se cuenta con muy poca información sismológica disponible para los planetas externos a la Tierra, el estudio y análisis de sus campos gravimétricos junto con la topografía, constituyen uno de los métodos más efectivos para interpretar su estructura interna. La provincia de Tharsis en Marte sigue siendo hasta hoy, la región volcánica más extensa de todos los cuerpos planetarios conocidos hasta el momento, cuya estructura interior permanece desconocida. En este capítulo se buscó proponer modelos sobre la estructura cortical de los tres volcanes de escudo concernientes a este estudio, mediante la interpretación conjunta de mapas de anomalías gravimétricas y la estimación de profundidades.

5.1 ANOMALÍAS DE AIRE LIBRE VS. TOPOGRAFÍA

El mapa de aire libre (Figura 5.1a) refleja, en primera instancia, la distribución de los tres escudos volcánicos principales de la protuberancia de Tharsis, claramente dispuestos sobre una orientación preferencial de N40°E y centrados aproximadamente sobre el ecuador marciano. Adicionalmente, resaltan otras orientaciones asociadas a estructuras que pudieran guardar alguna relación tectónica ligada al levantamiento de la provincia volcánica y que demuestran, en la mayoría de los casos, una alta correlación con la topografía (Figura 5.1b). Para las referencias geográficas y geológicas, referirse a los mapas de las Figuras 2.11 y 2.13 respectivamente.

La primera zona forma parte de un sistema de fracturas radiales que comienzan a aparecer desde el Sur (*Claritas Fossae*), entre las longitudes 110° W y 97° W con

orientación N10°W, y continúan hasta la meseta volcánica de *Syria Planum* situada sobre la latitud -10° N. Por encima de este punto los contornos se alinean horizontalmente, caracterizando un complejo sistema de grábenes (*Noctis Labyrinthus*) que tienen continuidad hacia el Este como parte del gran rift de *Valles Marineris*. Diversos modelos han establecido que este conjunto de depresiones radiales pudieran haber surgido en el Hespérico temprano, debido a la extensión pasiva de la litósfera bajo la tensión que produjo el levantamiento de Tharsis durante el período Noachiense medio (Mege y Masson, 1996; Carr, 2006).

La segunda zona, al centro-norte del mapa, presenta un rumbo muy cercano a la línea N – S, en comparación con las demás estructuras. Se trata de un área intensamente fracturada conocida como *Ceraunius Fossae*, entre las longitudes 120° W y 90° W, ubicada sobre el flanco Sur del escudo más amplio y de pendiente más suave de todo el planeta: *Alba Patera*. Este conjunto de grábenes y fallamientos paralelos parecen haber estado controlados por las tensiones regionales ligadas al abultamiento de Tharsis (Carr, *op. cit.*), dado que coinciden en edad con el fallamiento radial alrededor de *Syria Planum*. Sin embargo, autores como Borraccini *et al.* (2005) determinaron que la fracción extensiva causada por el domo de Tharsis era extremadamente pequeña, debiendo existir un movimiento cortical horizontal significativo para explicar la extensión observada en esta zona. Algunas de las depresiones más recientes podrían también haber sido originadas en respuesta al tectonismo temprano asociado con la actividad volcánica centrada en los montes Alba y Ascraeus (Rotto y Tanaka, 1989).

En la tercera zona, entre las longitudes 145° W y 123° W, se concentran contornos de tendencia horizontal, más que todo rodeando el flanco Noroeste del mega escudo volcánico de *Olympus Mons*. Sobre dicha región se encuentra un complejo sistema de surcos y crestas subparalelas (*Lycus Sulci*) posiblemente ligado al tectonismo propio de la formación del escudo volcánico más alto del Sistema Solar. Cabe destacar que este conjunto de depresiones, siendo una zona de grandes cantidades de depósitos (depósitos en aureola), demuestra una notable expresión gravimétrica que poco se correlaciona con su baja topografía. Lo anterior podría ser indicativo de la presencia de

un exceso de masas relacionado con la acumulación de materiales y depósitos piroclásticos derivados de los flancos de *Olympus Mons* (McGovern, 2002).

Las magnitudes más altas del mapa resaltan sobre los cuatro rasgos topográficos más significativos, constituyendo las mayores anomalías positivas de gravedad de aire libre del planeta, con valores entre 500 y 2565 mGal, lo que resulta coherente con la inmensidad de dichas estructuras. Con ello cabe destacar el máximo absoluto de 2565 mGal situado sobre la cima de *Olympus Mons* en respuesta a su altura de ~21 km. Otros máximos locales, por debajo de los 500 mGal, se ubican sobre los demás escudos volcánicos, desde los denominados *Tholus* (p. ej. *Ceraunius* y *Tharsis Tholus*), las *Patera* (p. ej. *Uranius* y *Biblis Patera*) y las mesetas o *Planum* (p. ej. *Syria Planum*).

Las magnitudes más bajas coinciden con áreas extensamente falladas y depresiones indicativas del dominio de un sistema de esfuerzos extensivos en la antigua región. La más representativa es la zona de grábenes de *Noctis Labyrinthus*, en donde el basamento se hace cada vez más profundo hacia el Este caracterizando el origen del rifting en *Valles Marineris* con un mínimo absoluto de -895 mGal. Otros mínimos importantes, alrededor de los -200 y -300 mGal, destacan alrededor de los flancos de *Olympus Mons*, posiblemente como respuesta flexural de la litósfera que soporta su inmensa carga (Musiol *et al.*, 2016). Gran parte de las anomalías negativas convergen hacia el Suroeste del mapa, en la misma dirección de alineamiento de los montes de Tharsis, señalando la presencia de esfuerzos de extensión hacia el Sur de *Daedalia Planum* como consecuencia del abultamiento. Otras estructuras destacables con baja respuesta gravimétrica son las llamadas *Fossae* (p. ej. *Claritas*, *Ceraunius*, *Ulysses* y *Fortuna Fossae*), las cuales describen largas depresiones estrechas, en la mayoría de los casos con un rumbo casi N – S, asociadas con el estiramiento horizontal de la corteza.

Como bien afirma Watts (2001), las anomalías de aire libre proporcionan un primer indicador sustancial de las condiciones de equilibrio isostático en una región, y exhiben una fuerte correlación con las variaciones topográficas locales. Si bien las anomalías cercanas a cero podrían testificar el alcance de un estado de compensación de la

litósfera, en el mapa de aire libre los contornos iguales a cero se encuentran encerrando prácticamente todas las zonas de alto gradiente topográfico, sin embargo, dichas magnitudes no recaen directamente sobre los escudos volcánicos. Según Turcotte y Schubert (2014), en las zonas montañosas un indicio de equilibrio isostático se tiene si la anomalía de aire libre es cero o cercana a cero sin considerar los bordes de la estructura, de lo contrario, la misma se encuentra parcialmente compensada o sin compensación local obteniéndose valores de anomalía positivos. Lo anterior es representativo de lo observado para los tres volcanes de interés en este estudio, y si se toman en cuenta los mínimos locales ubicados a los lados (el más significativo de ellos de -285 mGal asociado con la cuenca al Oeste de Asraeus, alrededor de los 12° N y 108° W), podría considerarse un primer indicador de isostasia regional como posible mecanismo de compensación en la provincia de Tharsis.

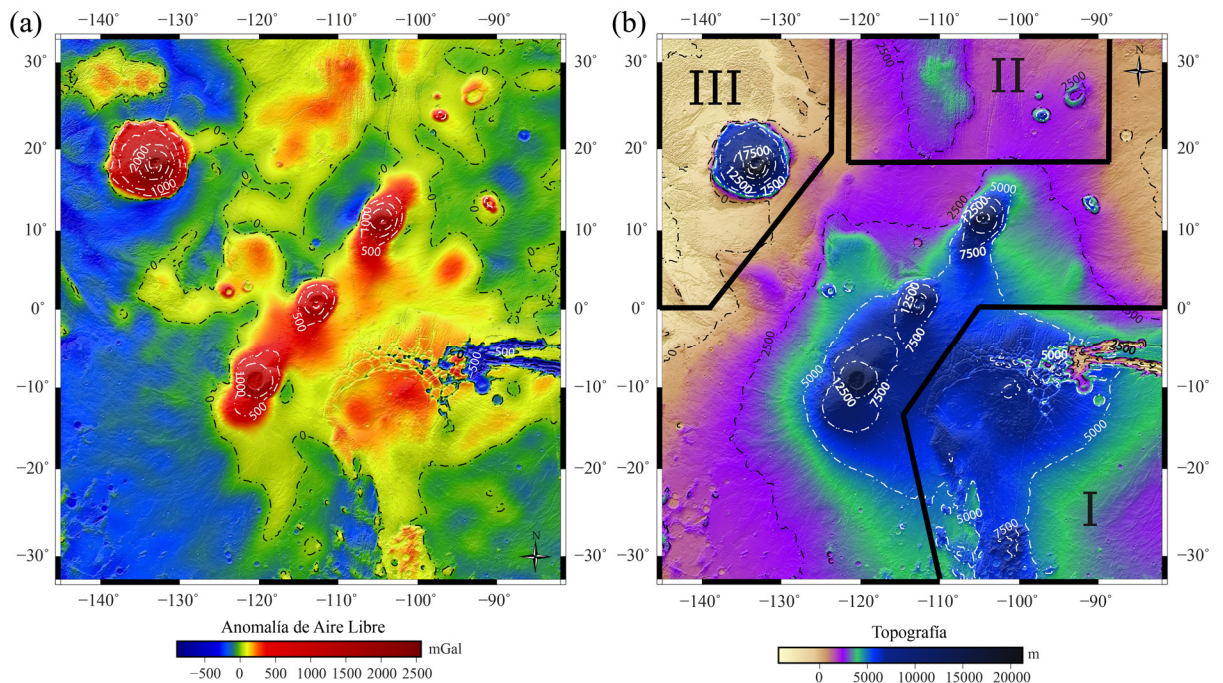


Figura 5.1 Anomalía de aire libre (a) con contornos cada 500 mGal, versus la topografía (b) con contornos cada 2500 m. El rango de valores de la anomalía se encuentra entre -895 y 2565 mGal. La topografía varía desde un desnivel de -3253 m hasta una cota máxima de 21081 m. Localmente se observa una alta correlación de la gravedad con la topografía, en donde los contornos alineados con la orientación preferencial de los montes de Tharsis predominan en el mapa de anomalías, a excepción de las tres zonas enmarcadas en el mapa topográfico.

5.2 MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER

Las anomalías de Bouguer (Figura 5.2) permiten identificar la distribución global de las estructuras presentes en el subsuelo, manteniéndose el rumbo de N40°E a lo largo de los escudos volcánicos principales. Los contornos tienden a aumentar desde el Sur hacia el Noreste y Noroeste en esta misma dirección, lo que podría sugerir una corteza más delgada y más densa hacia los extremos de latitud Norte en el mapa desde el ecuador. El adelgazamiento cortical es consistente con los modelos de espesor cortical desarrollados por Neumann *et al.* (2004) y Goossens *et al.* (2017). En este sentido, la correspondencia general de anomalías negativas con la región de la elevación de Tharsis haría referencia a un engrosamiento de la corteza por debajo de la misma, aspecto que autores como Phillips *et al.* (1973) y Zuber *et al.* (2000) relacionan con el levantamiento cortical en respuesta al extenso volcanismo regional evidenciado en la provincia.

El máximo absoluto resalta en el mapa con un valor de 435 mGal sobre el área de surcos y depresiones al Noroeste de *Olympus Mons*, donde los contornos presentan diversas orientaciones. Esta zona de anomalías de gradientes pronunciados (1.58 – 1.77 mGal/km) caracteriza el contraste de densidades más alto observado en el mapa (Genova *et al.*, 2016), pudiendo relacionarse con la presencia de cumulos ultramáficos genéticamente ligados a la actividad volcánica más reciente de *Olympus Mons* durante el Amazónico tardío. Otra posibilidad, según McGovern (2002), es que el relleno de los surcos y depresiones con materiales volcánicos durante un tiempo prolongado, más alguna contribución de magmatismo intrusivo, hayan llegado a manifestar estas anomalías muy positivas.

El mínimo gravimétrico situado a los -12° N, 118° W, con una magnitud absoluta de -900 mGal, caracteriza posiblemente el depocentro más profundo de todas las cuencas adyacentes a los volcanes de escudo de Tharsis. Estas respuestas son comúnmente observadas alrededor de todas las estructuras que con el tiempo representan una carga significativa para la litósfera de un planeta. De manera análoga a la Tierra, las mismas se manifiestan alrededor de grandes escudos volcánicos, como la cadena de islas

hawaianas del Pacífico y la provincia volcánica de Tibesti (África), cuyo peso deforma elásticamente a la litósfera originándose cuencas alrededor con material de relleno (Watts y Brink, 1989). Este patrón en las anomalías termina por confirmar un mecanismo de compensación regional como buen estimador del estado isostático de la litósfera en la región de Tharsis. Las anomalías que rodean los flancos presentan gradientes variables entre 0.3 – 1.25 mGal/km siendo indicativo de algunas cuencas con pendientes más pronunciadas que otras y cierto contraste de densidades. En cuanto a magnitudes, van aumentando hacia el Suroeste, siendo posible que el mínimo absoluto al Este de Arsia se encuentre opacando, en parte, la magnitud de los mínimos locales representativos de las cuencas de los otros dos volcanes de escudo.

Adicionalmente, se observan en la cumbre de los volcanes anomalías de Bouguer de mayor amplitud sugiriendo un exceso significativo de masas debajo de las mismas (Arkani-Hamed, 2000). Lo anterior podría estar relacionado con cumulos ultramáficos peridotíticos plagioclásicos depositados en las cámaras magmáticas de la raíz profunda de los conos volcánicos luego del cese de su actividad eruptiva (S. Grande, comunicación personal, julio de 2019). Según Arkani-Hamed (*op. cit.*), la presencia de estos cuerpos indicaría que la litosfera marciana ha sido lo suficientemente fuerte como para soportar tanto la topografía como el exceso interno de masas durante un período geológicamente largo. De esta manera, las anomalías de mayor longitud de onda asociadas a una posible respuesta flexural sobre cada una de las estructuras, se encontrarían de cierta forma enmascaradas por las altas amplitudes de las cargas interiores centrales.

Otra zona que resalta muy bien en el mapa es el sistema de fracturas por tracción radial que rodea a la meseta de *Syria Planum* (zona I delimitada en el mapa topográfico de la Figura 5.1b). El área comprende anomalías negativas, entre -600 y -700 mGal, con algunos gradientes altos de 1.77 mGal/km a ambos lados del altiplano, características que reflejan la complejidad estructural del sistema de grábenes interconectados de *Noctis Labyrinthus*, en donde reside una gran carga de sedimentos dispuestos sobre un basamento más profundo.

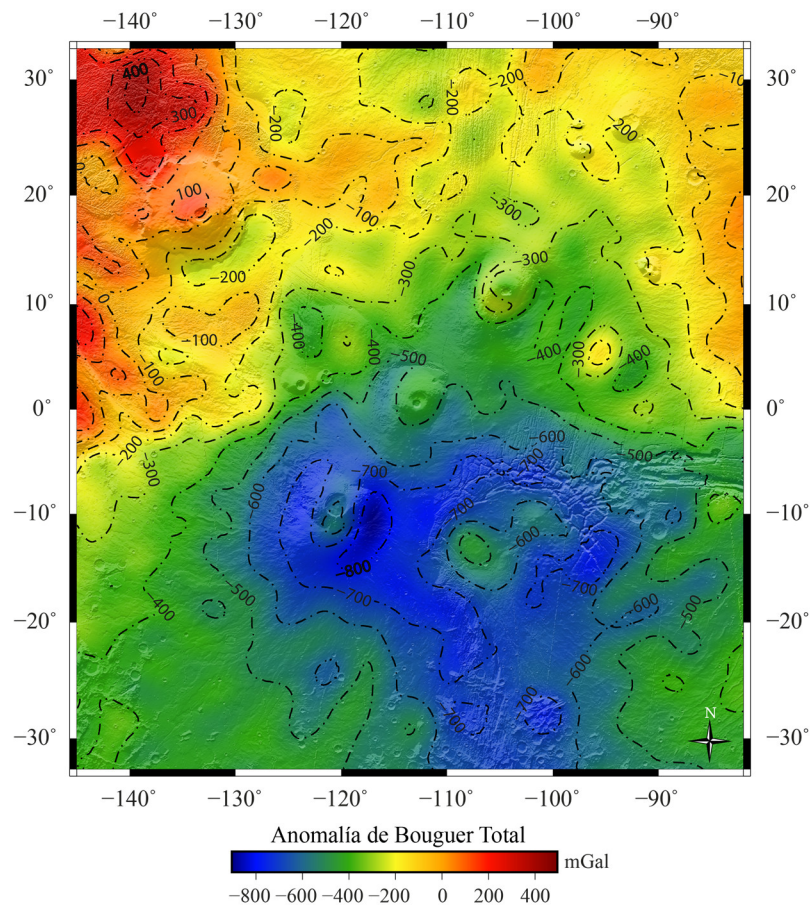


Figura 5.2 Anomalía de Bouguer total con contornos cada 100 mGal. El rango de valores se encuentra entre -900 y 435 mGal. Las magnitudes positivas regionales reflejan adelgazamiento cortical y las locales la presencia de cuerpos de alta densidad asociados con la actividad volcánica antigua. Las magnitudes negativas se relacionan con un engrosamiento de la corteza hacia el Sur y localmente con la presencia de cuencas adyacentes a las estructuras. En general, no se aprecia la presencia de raíces isostáticas sobre los tres escudos volcánicos de Tharsis.

5.2.1 Separación regional – residual

En la secuencia de mapas de la Figura A4.3 (sección de Apéndices), con el aumento de la altura se va notando en mayor medida el contraste de dos provincias corticales distintas, característica representativa de la dicotomía hemisférica de Marte (Zuber *et al.*, 2000). Por un lado, hacia el Noroeste (zona de adelgazamiento cortical), se realzan las magnitudes positivas sobre la región volcánica de *Olympus Mons*, ubicado cerca de la frontera entre las tierras bajas del Norte y las tierras altas del Sur. Dicha transición se observa a lo largo de una zona de gradientes suaves (0.9 mGal/km) que marca el

contraste de las dos provincias a partir de la latitud -5° N, manteniendo la misma orientación de los montes de Tharsis. Por otro lado, el dominio de las anomalías negativas prevalece hacia el Sur, abarcando toda la protuberancia volcánica (aproximadamente el 60% del área de estudio), cuya baja respuesta gravimétrica, a una altura de 250 km, podría estar mayormente influenciada por la flexión litosférica en lugar del engrosamiento mismo de la corteza.

La Figura 5.3a destaca la larga longitud de onda de las anomalías a una altura de 50 km, principalmente controlada por las variaciones de la interfaz corteza – manto. A este nivel se mantienen algunos cierres anómalos sobre estructuras como *Syria Planum* (-600 mGal), *Fortuna Fossae* (-300 mGal), *Ceraunius Fossae* (-200 mGal) y *Lycus Sulci* (300 mGal). Adicionalmente, ya no se distingue la respuesta gravimétrica de las cuencas adyacentes de los volcanes de escudo de Tharsis, estando la máxima expresión flexural ubicada sobre el flanco al Este de Arsia, con un mínimo absoluto de -785 mGal asociado a la carga que ha ejercido esta estructura sobre la litósfera y que además se encuentra confinada a la complicada situación extensiva alrededor de *Syria Planum*.

En la respuesta residual (Figura 5.3b), en primer lugar, se destacan claramente los mínimos de anomalías gravimétricas alrededor de los volcanes de Tharsis, representando las cuencas anteriormente interpretadas como parte de su respuesta flexural. De todos ellos, Arsia es el que presenta las anomalías de mayor gradiente (0.8 mGal/km) y magnitud negativa (-117 mGal), manifestando las cuencas flexurales con las pendientes más pronunciadas y de profundidad superior. Sobre el centro de las estructuras también resaltan anomalías de mayor amplitud reafirmando la presencia de cuerpos más densos de extensión considerable y relativamente cercanos a la superficie. La mayoría de los contrastes positivos se concentran hacia la región volcánica del hemisferio Norte marciano (Noroeste del mapa) controlada por la actividad antigua de *Olympus Mons* en la que se encuentran, según McGovern (2002), cuencas enterradas que fueron rellenadas por una gran cantidad de flujos de lavas acumuladas. Los contrastes negativos se agrupan hacia el Sureste representando zonas de basamento

profundo sobre toda el área de fracturas radiales, producto de los esfuerzos extensivos ligados al levantamiento de la provincia de Tharsis.

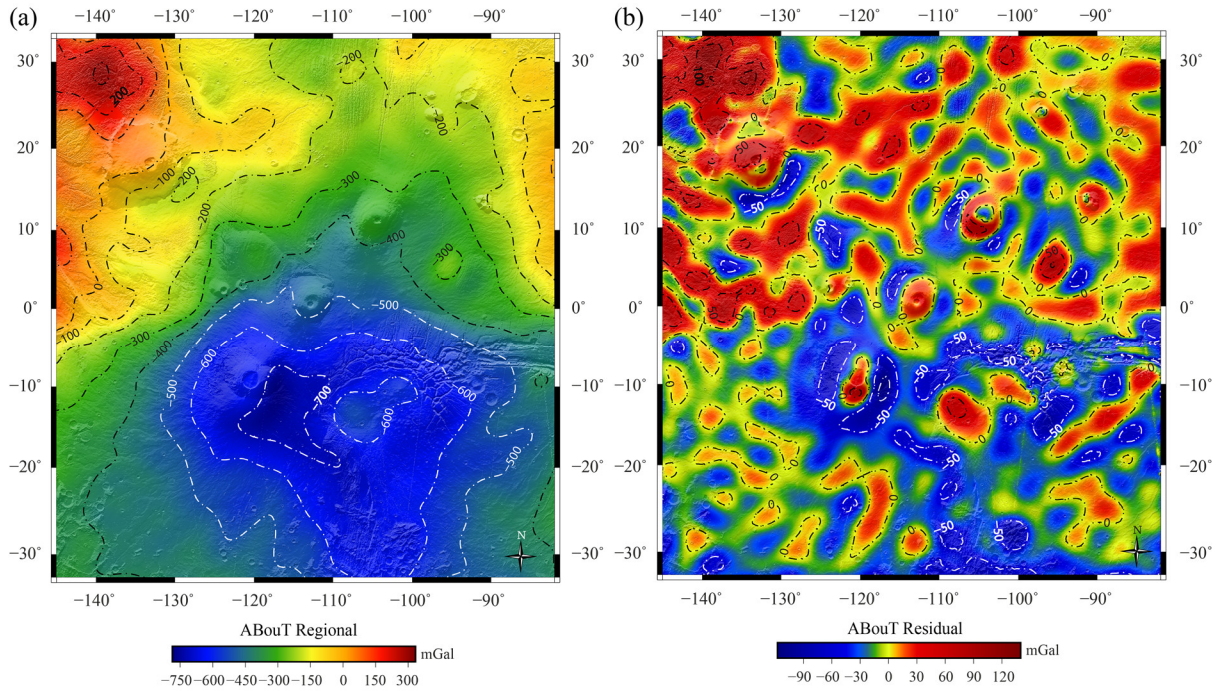


Figura 5.3 Anomalías regionales y residuales luego de aplicar una CAHA a los 50 km. (a) Mapa regional de anomalía de Bouguer total con contornos cada 100 mGal. La respuesta gravimétrica es producida por las variaciones de la interfaz corteza – manto, delimitando parte de la dicotomía hemisférica de espesor cortical de Marte (b) Mapa residual de anomalía de Bouguer total con contornos cada 50 mGal. Las anomalías en general se encuentran relacionadas con la distribución de los contrastes de densidades presentes y las zonas en las que se hunde el basamento.

5.2.2 Análisis espectral

Los valores de profundidad estimados a partir del espectro (Figura 4.12) y sus respectivas asociaciones geológicas se presentan en la Tabla 5.1, siendo algunas de ellas tomadas en cuenta para la propuesta de los modelos gravimétricos – estructurales. Cabe destacar que, debido a que aún se desconoce la distribución general de las interfaces intra-corticales de Marte por la carencia de datos sismológicos, estas fuentes fueron interpretadas en base a estudios geoquímicos, modelos geofísicos y de evolución térmica presentados en los trabajos de Zuber (2001), Andrews-Hanna *et al.* (2008) y Goossens *et al.* (2017).

Tabla 5.1 Profundidades de posibles fuentes gravimétricas.

<i>Profundidad estimada (km)</i>	<i>Asociación geológica</i>
8.3 ± 0.9	Depocentros de las cuencas flexurales someras de los montes de Tharsis y profundidad de algunos cuerpos intrusivos
25.9 ± 1.9	Depocentro de la cuenca al Este de Arsia (mínimo absoluto del mapa de ABouT)
47.4 ± 3.6	Discontinuidad corteza – manto (Moho)
242.5 ± 15	Posible interfaz litósfera – astenósfera (fase de transición basalto – eclogita)
704.2 ± 71.6	Posible contraste de viscosidades en el manto

La primera estimación es la más somera y, por lo tanto, la que podría encontrarse mayormente contaminada por el ruido de la señal. Sin embargo, la misma podría representar un promedio de las profundidades de todas las cuencas flexurales que presentan una respuesta gravimétrica de longitud de onda corta, así como algunos de los hundimientos del basamento en la zona de fracturas radiales. Igualmente, en dicho rango de profundidades podrían situarse muchos de los cuerpos intrusivos presentes, incluyendo las cámaras magmáticas de los escudos volcánicos (Wilson y Head, 1994). La segunda estimación, asociada a frecuencias intermedias, podría relacionarse con la fuente de menor magnitud del mapa de anomalía de Bouguer total, la cual coincide con el depocentro de la cuenca que se forma en toda la región comprendida entre el volcán de Arsia y *Syria Planum*.

Las otras tres profundidades estimadas se vinculan con las frecuencias más bajas y longitudes de onda larga, quizá las que generan mayor incertidumbre en cuanto a interpretación por tratarse de un planeta cuya estructura interna profunda permanece desconocida. La primera de ellas concuerda aproximadamente con el valor promedio de profundidad de Moho perceptible para la ventana de estudio en los modelos de Neumann *et al.* (2004) y Goossens *et al.* (2017), que resultó en ~49.45 km, dentro del rango estimado. Según los estudios de Zuber (2001) sobre la dinámica mantelar y evolución termal Marte, una fase de transición basalto – eclogita no ocurriría sino hasta una profundidad de ~200 km en Marte, lo que podría estimarse como la base de la

litósfera marciana. En otros estudios se han llegado a reportar valores entre 200 – 500 km de espesor litosférico requerido para soportar las estructuras observadas (Sleep y Phillips, 1979; Andrews-Hanna *et al.*, 2008). Finalmente, la fuente más regional identificada en el espectro se estimó a ~700 km de profundidad. Para un modelo de convección mantelar de tipo hemisférica propuesto por Zuber (*op. cit.*), el manto superior requeriría ser por lo menos 100 veces menos viscoso que el manto inferior, obteniéndose un espesor aproximado de 750 km de manto superior de baja viscosidad.

5.3 MODELADO GEOLÓGICO – ESTRUCTURAL

Se propusieron cuatro modelos geológicos realizados sobre los perfiles expuestos en la Figura 4.7. Los mismos estuvieron basados en toda la información gravimétrica y geológica que se pudo recopilar en referencias bibliográficas (Janle y Erkul, 1991; Zuber *et al.*, 2000; McGovern *et al.*, 2002; McKenzie *et al.*, 2002; Belleguic *et al.*, 2005), en conjunto con los resultados anteriormente presentados. En vista de que son escasos los modelos geológico – estructurales existentes para la región de Tharsis en Marte, se buscaron referencias terrestres que permitieran contemplar y entender la estructura interna de los volcanes en escudo (Watts y Brink, 1989; Komazawa, 1995; Peltier *et al.*, 2012; Poppe, 2012). La intención de estos modelos será reproducir lo mejor posible la forma del basamento marciano por medio de la interpretación de las anomalías de Bouguer. Dicho aspecto será clave para poder crear una propuesta acerca del comportamiento mecánico de la litósfera que soporta la carga de estos inmensos escudos volcánicos.

5.3.1 Perfil A – A': Ascraeus

En el modelo de la Figura 5.4 se muestra la propuesta geológica para el volcán más alto de los tres montes de Tharsis, con 18.22 km de elevación. En el perfil se manifiesta una suave respuesta regional controlada por la discontinuidad corteza – manto situada a una profundidad promedio de 48.8 km. La pendiente y la forma de la misma se propuso a partir de la respuesta del modelo contra la CAHA a 50 km, manteniéndose

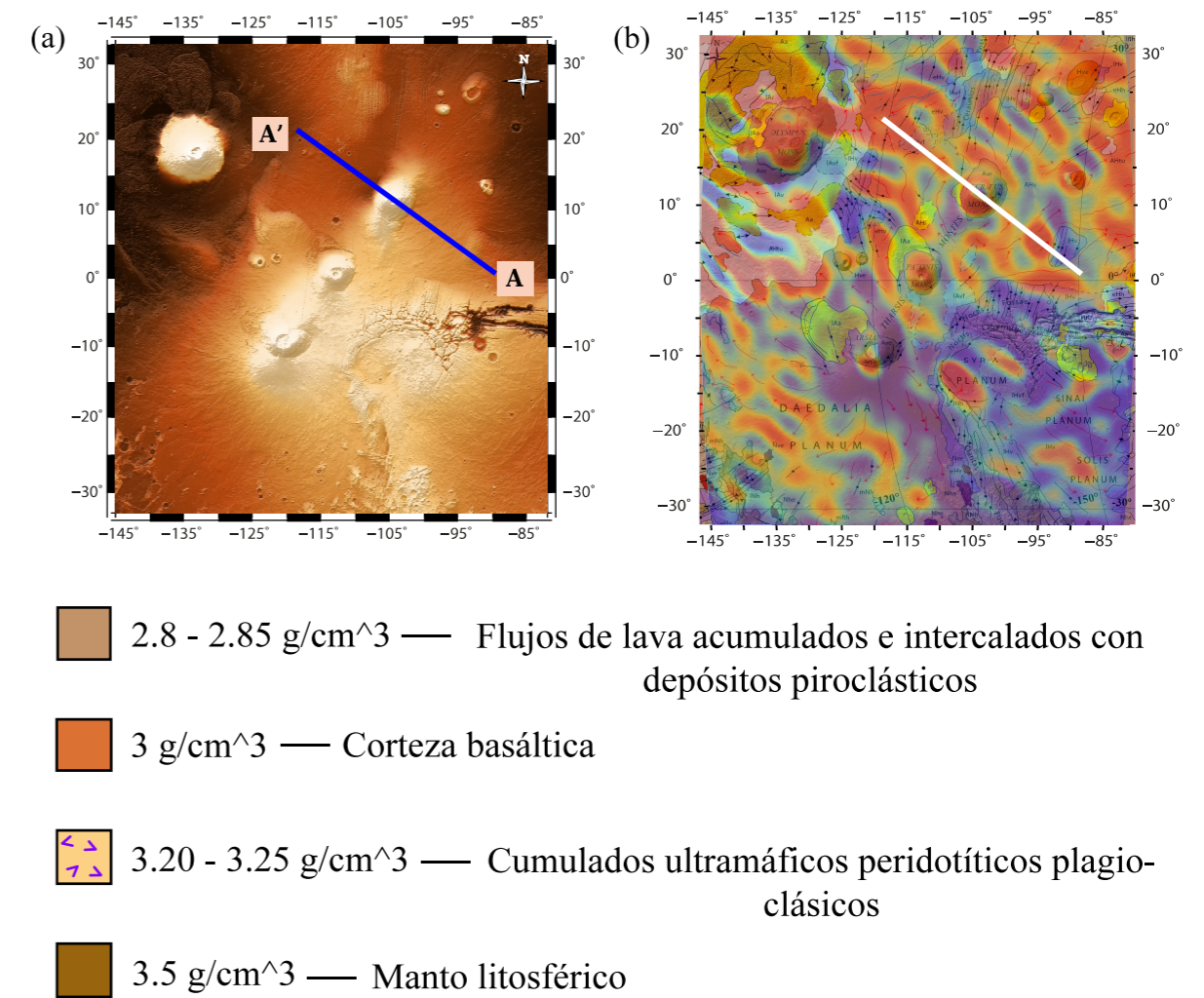
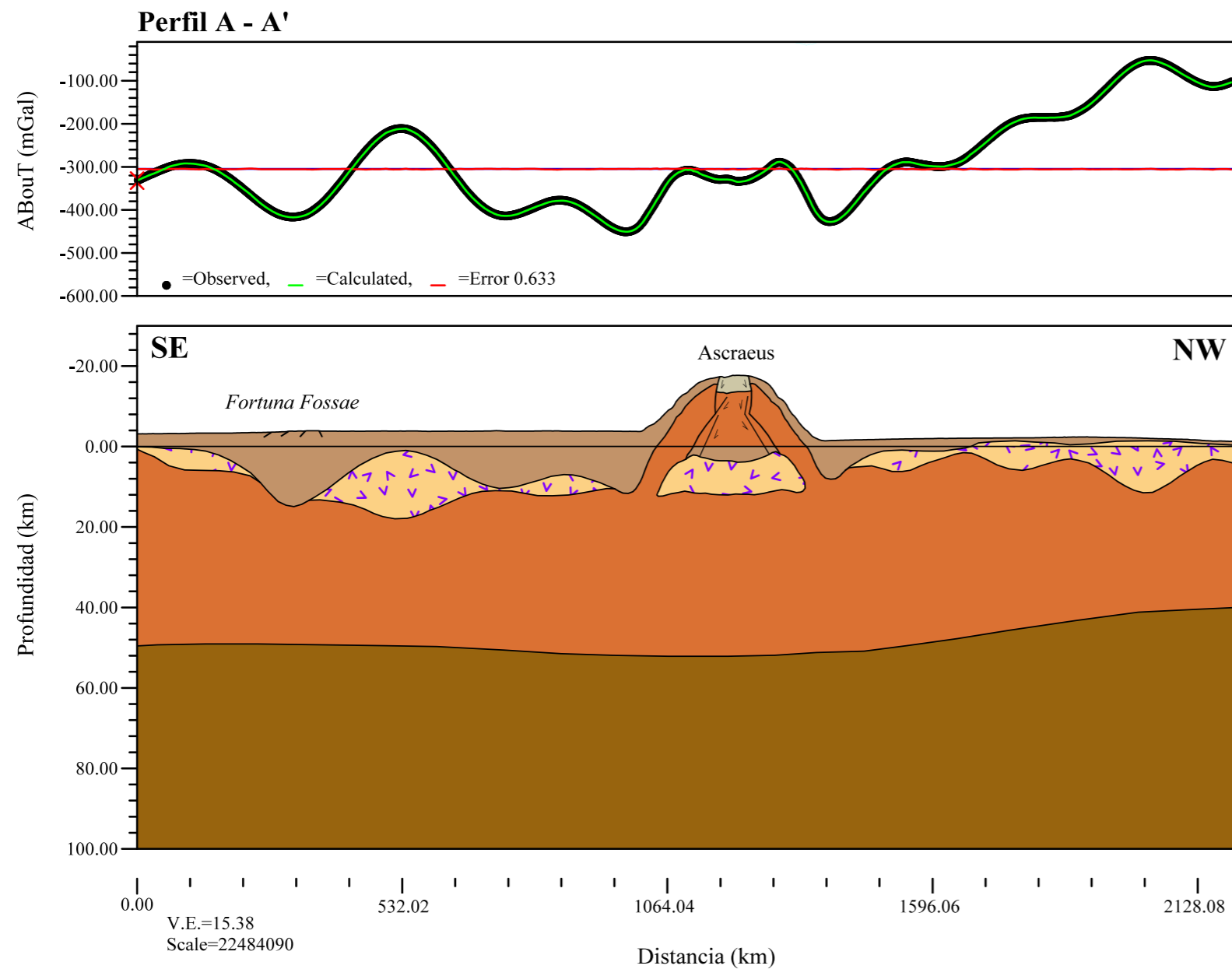


Figura 5.4 Modelo gravimétrico estructural correspondiente al perfil A - A' sobre la región de Tharsis. (a) Ubicación del perfil topográfico. (b) Derivada de la anomalía de Bouguer total en la dirección del perfil, acoplada sobre el mapa geológico. En el modelo se resaltan las estructuras principales presentes en la topografía según Tanaka *et al.* (2014). El ajuste de las anomalías de mayor magnitud se logró mediante la distribución de una serie de cuerpos ultramáficos intrusivos cuya continuidad pudo ser interpretada gracias a los contrastes que fueron observados en el mapa de derivadas en conjunto con la respuesta residual y geológica. Las anomalías de menor magnitud representaron extensas cuencas y zonas de depresión con acumulación de depósitos, producto de la erosión y la superposición de flujos basálticos. Las densidades fueron seleccionadas en base a los trabajos de Janle y Erkul (1991), McKenzie *et al.* (2002), Belleguic *et al.* (2005), Parro *et al.* (2017), entre otros.

casi constante en los primeros 1330 km del perfil, a partir de donde el manto se torna más somero hacia el Noroeste, caracterizando un adelgazamiento cortical de ~10 km en esta dirección. El contraste de densidades utilizado para reproducir esta interfaz en todos los modelos fue de 0.6 g/cm^3 , como se ha referido anteriormente en diversos trabajos (Zuber *et al.*, 2000; Neumann *et al.*, 2004; Beuthe *et al.*, 2012; Thor, 2016).

La anomalía gravimétrica de este perfil se caracterizó por la existencia de múltiples respuestas de larga amplitud con valores entre 130 – 210 mGal, mostrándose principalmente influenciadas por las altas frecuencias, si bien se compara la anomalía de Bouguer total con la anomalía residual (Figura A4.4a). Esto conllevó a proponer la presencia de una gran cantidad de cuerpos intrusivos con forma de lacolitos/lopolitos que se representan como cumulos ultramáficos peridotíticos plagioclásicos, con densidades alrededor de los $3.2 - 3.25 \text{ g/cm}^3$. De acuerdo con Phillips (1978), el origen de la mayoría de estos cuerpos se halla posiblemente ligado a la actividad volcánica de Asraeus junto con la de los volcanes de escudo adyacentes en la región, representando un exceso de masas principalmente hacia el Noroeste, de donde provienen los flujos posiblemente más jóvenes provocados por la intensa actividad volcánica de *Olympus Mons*. 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*, pudiéndose tratar de un cuerpo que en algún momento fue extrusivo y posteriormente erosionado y cubierto por extensas llanuras de lava y depósitos piroclásticos. En este sentido, la agrupación de depresiones topográficas de la fosa posiblemente se encuentre tectónicamente relacionada con el surgimiento de este domo, caracterizando sus respuestas gravimétricas en conjunto, un patrón de anomalías en cupla asociadas con una posible compensación lateral.

Finalmente, en el centro del perfil se presenta la respuesta gravimétrica vinculada al escudo volcánico. La misma presenta dos flancos de baja magnitud, con valores entre -428 y -451 mGal, que muestran correlación con las pequeñas deflexiones de la anomalía de aire libre en las laderas del alto topográfico (Figura A4.4a). Dicha

concordancia permitió interpretar estos mínimos de anomalías gravimétricas como los depocentros de las cuencas adyacentes al edificio volcánico, las cuales 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. Las densidades del contenido de las cuencas y todas las zonas de depósitos de flujos de lava se mantuvieron entre $2.8 - 2.85 \text{ g/cm}^3$, representativas de las extensas llanuras basálticas en combinación con material de relleno por erosión. Sobre la cima de Ascreaus se observa una anomalía de baja magnitud (-330 mGal) alrededor de la cual destacan dos anomalías 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 (Zimbelman y Edgett, 1992), deformando así la estructura interna del cono volcánico. Dicha situación se ha llegado a proponer en modelos de volcanes de escudo terrestres, entre los más destacados aquellos presentados por Poppe (2012). 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 (Neumann *et al.*, 2004), en la cual quedaron depositados parte de estos acumulados densos de peridotitas plagioclásicas (S. Grande, comunicación personal, julio de 2019).

5.3.2 Perfil B – B': Pavonis

Sobre el perfil de la Figura 5.5 se distingue una respuesta gravimétrica inclinada controlada por la larga longitud de onda con un descenso de la pendiente hacia el Sureste, lo que permite apreciar un engrosamiento de la corteza sobre el área envuelta por el sistema de fracturas circunferenciales (Phillips *et al.*, 1973; Banerdt y Golombek, 2000; Reese *et al.* 2004; Goossens *et al.*, 2017). Este es el caso en el que mejor se refleja la transición de un hemisferio cortical delgado hacia el Norte (~47 km) a uno más grueso hacia el Sur sobre la protuberancia de Tharsis (~70 km). De hecho, si se compara con el modelo anterior en donde el volcán se encuentra más hacia el Noreste, la corteza aumenta en grosor ~10 km sobre el perfil de Pavonis, para el cual la discon-

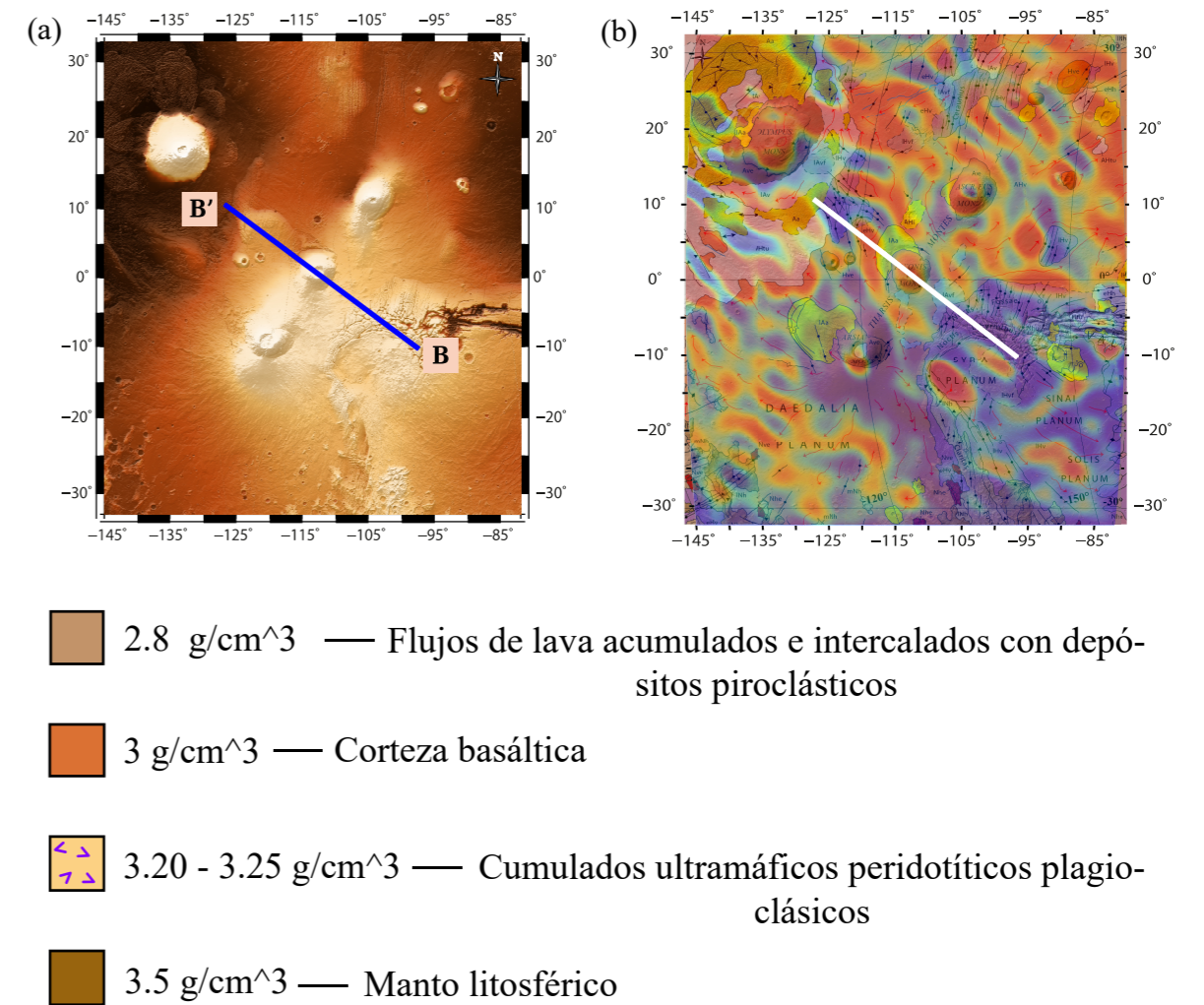
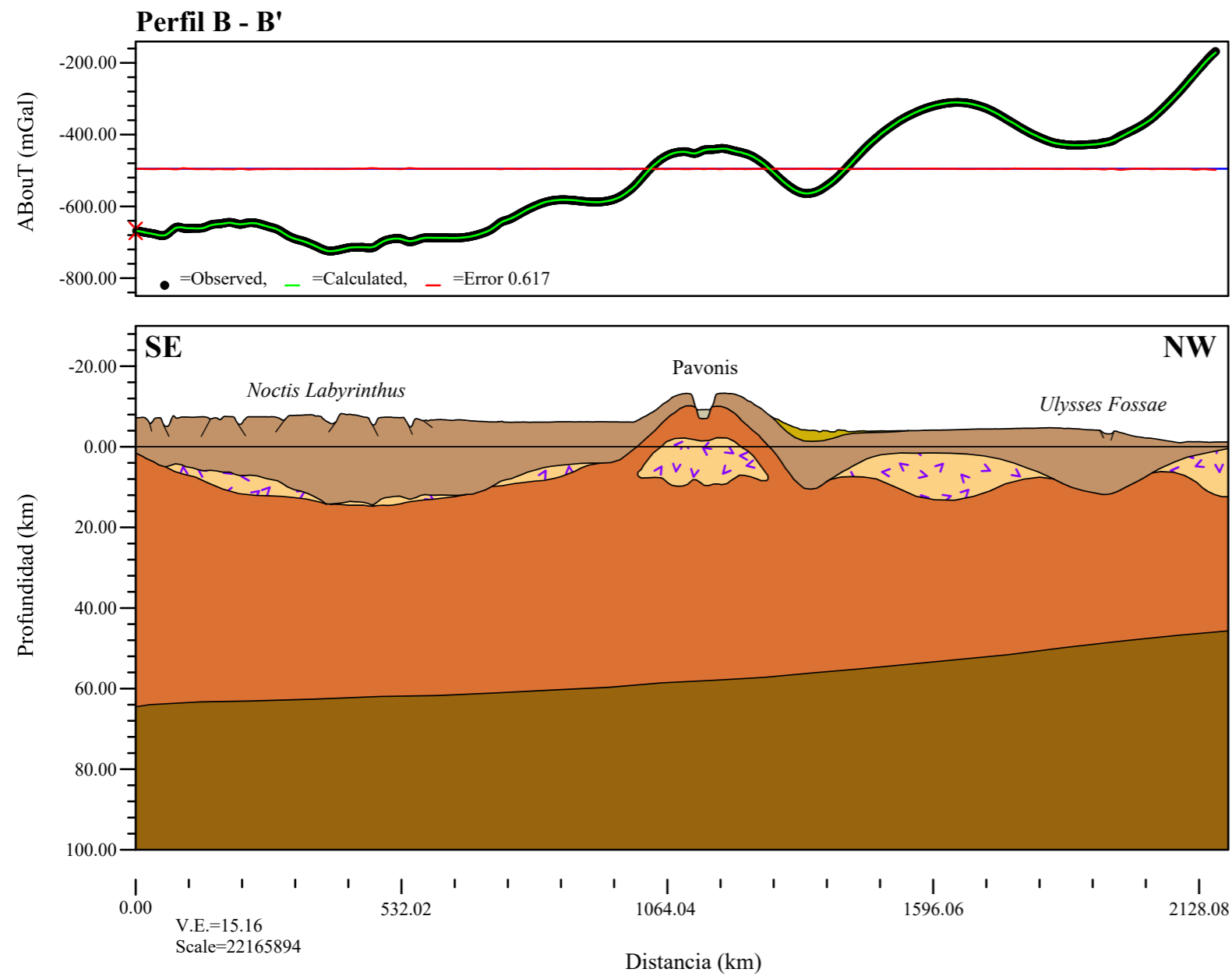


Figura 5.5 Modelo gravimétrico estructural correspondiente al perfil B - B' sobre la región de Tharsis. (a) Ubicación del perfil topográfico. (b) Derivada de la anomalía de Bouguer total en la dirección del perfil, acoplada sobre el mapa geológico. En el modelo se resaltan las estructuras principales presentes en la topografía según Tanaka *et al.* (2014). La tendencia regional del perfil denota un aumento de la interfaz corteza - manto hacia el Noroeste. Principalmente destacan las depresiones del basamento con anomalías de larga y corta longitud cuya continuidad se reflejó en gran medida en el mapa de derivadas, caracterizando las cuencas flexurales del volcán, así como la extensa cuenca de valle de rift al Sur y una posible deformación transpresiva al Norte. Las respuestas de mayor amplitud se encuentran asociadas a la presencia de los cumulados ultramáficos que se concentran en mayor medida hacia el Noroeste, posiblemente ligados a la actividad volcánica antigua de este volcán y las demás estructuras a su alrededor.

tinuidad 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 Sureste que se forma sobre el sistema de grábenes interconectados de *Noctis Labyrinthus*. Los mismos contienen todas las características de un “rift ancho” continental, al encontrarse asociados a una alta tasa de extensión a lo largo de una amplia área en donde se observa poco adelgazamiento cortical (Schubert, 2007). Lo anterior ya había sido sugerido por Anderson y Grimm (1998), quienes desarrollaron modelos de rift a lo largo de toda la estructura de *Valles Marineris*. En el perfil, la cuenca se expresa a través de una anomalía de -730 mGal en la zona más profunda alcanzando un valor aproximado de 14 km; esta respuesta gravimétrica se encuentra además influenciada por la presencia de pequeños cúmulos de material emplazado por debajo del basamento, los cuales posiblemente constituyeron flujos de lava desplazados lateralmente que, en algún momento, debieron surgir hacia la superficie durante un período de actividad mantelar por medio de las fisuras de los grábenes (Reed, 2017). Cabe destacar que aunque *Noctis Labyrinthus* pudo haber tenido un origen volcánico, la mayoría de los autores señala que todo el sistema de fracturas y los flujos de lava que las cubren surgieron más bien a raíz de los esfuerzos producto del levantamiento y la actividad volcánica de Marte (Carr, 2006; Barlow, 2008). 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. Vale la pena mencionar que esta alargada estructura de deformación parece cambiar su continuidad de N – S a SW – NE, por lo que estudios recientes han interpretado un patrón que sugiere la presencia de una gran zona de corte transtensional en profundidad (Fernández y Ramírez-Caballero, 2018), cuyo desplazamiento oblicuo característico suele estar asociado a

límites de placa y escenarios tectónicos particulares en la Tierra. En este caso, la fosa se encuentra marcando la transición de una zona topográficamente elevada a una de menor relieve y su componente tectónico estaría más bien relacionado con la dicotomía hemisférica de espesor cortical.

Finalmente, la anomalía observada en el centro de Pavonis demuestra una alta influencia de la fuente residual, donde los mínimos locales de aproximadamente -570 mGal, adyacentes al edificio volcánico, coinciden en posición con las pequeñas deflexiones de aire libre a los lados de la carga (Figura A4.4b). 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 un exceso de masa con una anomalía de mayor magnitud (-433 mGal) y longitud de onda (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.

5.3.3 Perfil C – C': Arsia

La propuesta geológica de la Figura 5.6 corresponde al escudo volcánico de Arsia con ~17.76 km de elevación. La respuesta gravimétrica del perfil posee un dominio predominantemente regional en donde se mantiene la tendencia de adelgazamiento cortical hacia el Noroeste. La interfaz corteza – manto se presenta con una profundidad promedio de 57.3 km, similar a la del modelo anterior, lejana al valor promedio estimado para toda la ventana de estudio en el análisis espectral (Tabla 5.1), lo que caracteriza a ambas zonas como una de las de mayor espesor cortical de la provincia marciana (~64 km en promedio a lo largo de los perfiles). A diferencia de los dos volcanes de escudo anteriores, la discontinuidad de Moho muestra una deflexión con cierta amplitud en el centro por debajo del cono volcánico de Arsia (con una ligera desviación hacia el Este), revelando una respuesta flexural más pronunciada.

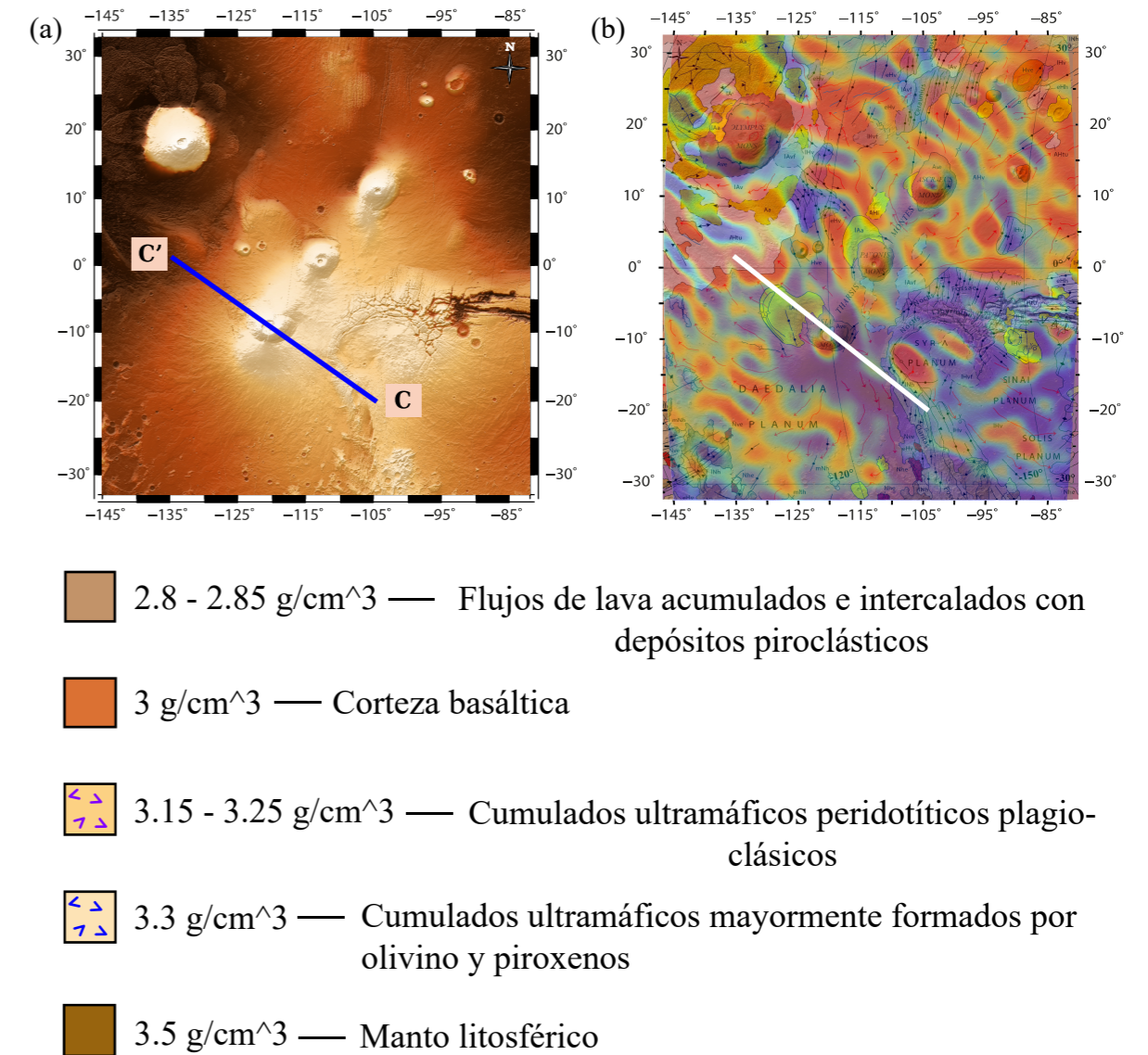
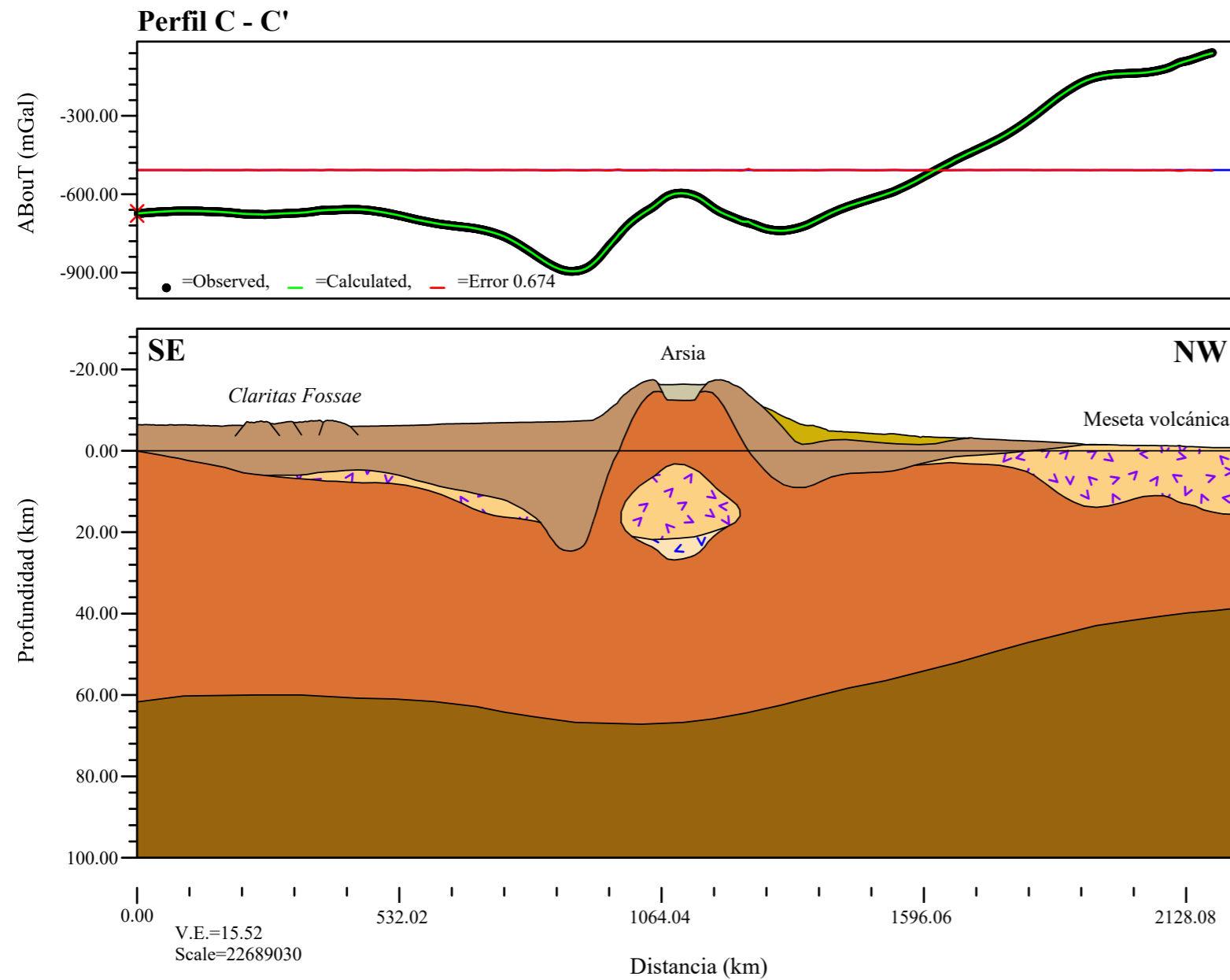


Figura 5.6 Modelo gravimétrico estructural correspondiente al perfil C - C' sobre la región de Tharsis. (a) Ubicación del perfil topográfico. (b) Derivada de la anomalía de Bouguer total en la dirección del perfil, acoplada sobre el mapa geológico. En el modelo se resaltan las estructuras principales presentes en la topografía según Tanaka *et al.* (2014). De todos los montes de Tharsis, sobre el centro de Arsia se destaca la expresión más profunda del manto litosférico (~67 km). Las cuencas flexurales son completamente asimétricas, alcanzando una profundidad máxima de ~24 km del lado Sureste. Hacia el Noroeste se manifiesta la corteza más delgada, característica de las tierras bajas, y la presencia de una fuente de alto contraste de densidades, pudiendo guardar una relación genética con la actividad volcánica de *Olympus Mons*. Los cumulados ultramáficos observados en la raíz profunda del edificio volcánico caracterizan su cámara magmática extinta mediante la gran amplitud de la anomalía central.

A lo largo de toda la expresión gravimétrica del perfil resalta la anomalía central donde, al igual que en los demás escudos volcánicos, se manifiesta el contraste del cumulado ultramáfico como rastro de su cámara magmática extinta. En lugar de tratarse de un cuerpo ancho y amorfo, como en los casos anteriores, el mismo resultó ser redondeado y con una extensión vertical en profundidad de ~24 km, en coherencia con el inmenso tamaño de su singular caldera (más de 100 km de longitud); pues en base a lo que establecen Zimbelman y Edgett (1992), las diferencias en la morfología de las calderas de los escudos volcánicos se suelen interpretar para indicar diferencias en el tamaño y la profundidad de sus cámaras de magma. Adicionalmente, se observa que fue necesario incluir un cumulado más denso por debajo del ya existente para lograr reproducir la respuesta anómala de ~96 km de longitud de onda sobre la cresta de la anomalía. Lo anterior no solo permitió conseguir el ajuste gravimétrico sino modelar el cuerpo a una profundidad de 26 km, cercana a la de la cuenca más profunda al Este. A su vez, la misma presentó una respuesta gravimétrica de larga longitud de onda (~200 km) similar a la del cuerpo intrusivo, pero de amplitud invertida. Con ello se evidenció nuevamente un patrón de cupla gravimétrica donde, por un lado, la anomalía negativa representó el gran hundimiento del basamento debido a la carga de los flujos basálticos acumulados, en combinación con todo el material depositado por procesos erosivos. Por otro lado, el sector positivo de la cupla en este caso hizo referencia al efecto de la masa interior observada que, en conjunto con la carga superficial, dieron lugar a las depresiones del basamento a ambos lados.

Un aspecto notorio en el perfil, así como lo refleja su anomalía de aire libre (Figura A4.4c), es la asimetría de la carga, en donde el flanco Sureste de la estructura posee una mayor pendiente que el flanco Noroeste. Dicho comportamiento se refleja en la anomalía representando una cuenca al Oeste mucho más extensa y somera, con una profundidad aproximada de 9 km, en contraste con los casi 24 km del hundimiento al Este, donde además la corteza se hace más gruesa.

Entre algunas de las estructuras que se observan a lo largo del perfil se encuentran el sistema de grábenes de *Claritas Fossae*, que aunque poseen una clara expresión

topográfica, reflejan una respuesta gravimétrica suave probablemente opacada por la del mínimo gravimétrico local de -900 mGal. Tal y como se contempló en los dos modelos anteriores, se sigue manteniendo un patrón de basamento más profundo en la región Sureste, lo cual se percibe con cierta continuidad en el estudio de derivadas en esta misma dirección (Figura 5.6b). Lo anterior es representativo del dominio de los esfuerzos extensivos radiales, en este caso presenciados por las fracturas de la fosa, que surgieron a raíz del levantamiento de la provincia sobre esta zona.

Hacia el Noroeste, 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, sobre el límite de las tierras altas y bajas, que pareciera seguir prolongándose en este mismo sentido. Según la geología de superficie, se trata de una unidad de transición 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 de *Olympus Mons*.

5.3.4 Perfil D – D': Tharsis

La propuesta geológica del perfil que marca la tendencia preferencial de los tres montes de Tharsis se muestra en la Figura 5.7. En la anomalía gravimétrica se aprecia una influencia general de las fuentes de alta frecuencia, estando la respuesta regional controlada por la suave pendiente de la discontinuidad corteza – manto, la cual se torna ~11 km más somera hacia el Noreste. El espesor cortical promedio es de aproximadamente 64.3 km para todo el perfil, superando el valor estándar promedio de 50 km que ha sido reportado en diversos estudios para la corteza de todo el planeta (Zuber *et al.*, 2000; Neumann *et al.*, 2004; Wiczorek, 2007); sin embargo, el mismo resultó cercano al valor obtenido de ~58 km sobre la ventana de estudio, extrapolado del modelo presentado por Goossens *et al.* (2017). Lo anterior verifica el engrosamiento cortical local (~78 km) al Suroeste situado específicamente sobre la construcción volcánica de Arsia, zona que habría de sufrir un mayor levantamiento y vulcanismo en sus orígenes, provocando gran parte del conjunto de fallamientos exten-

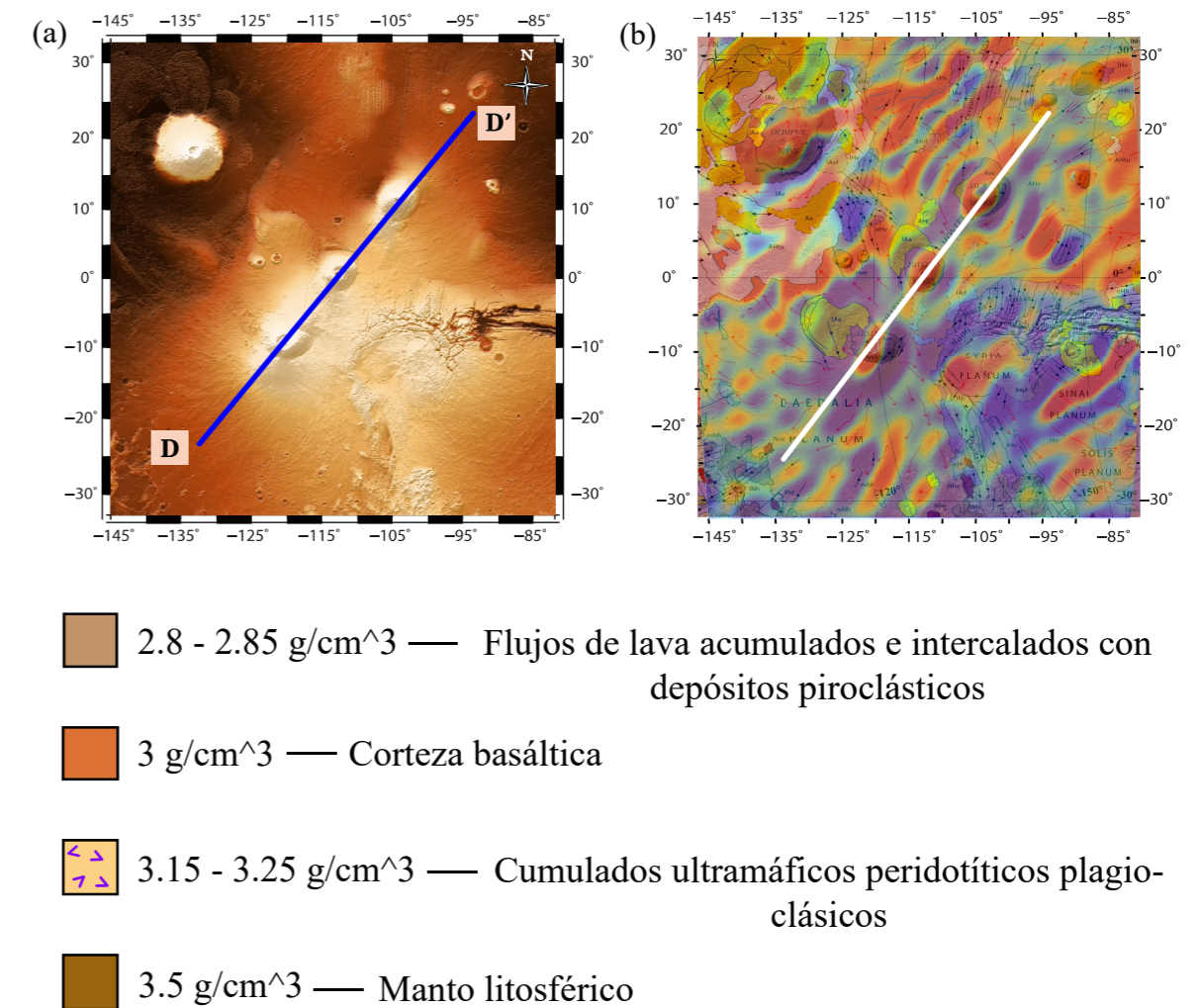
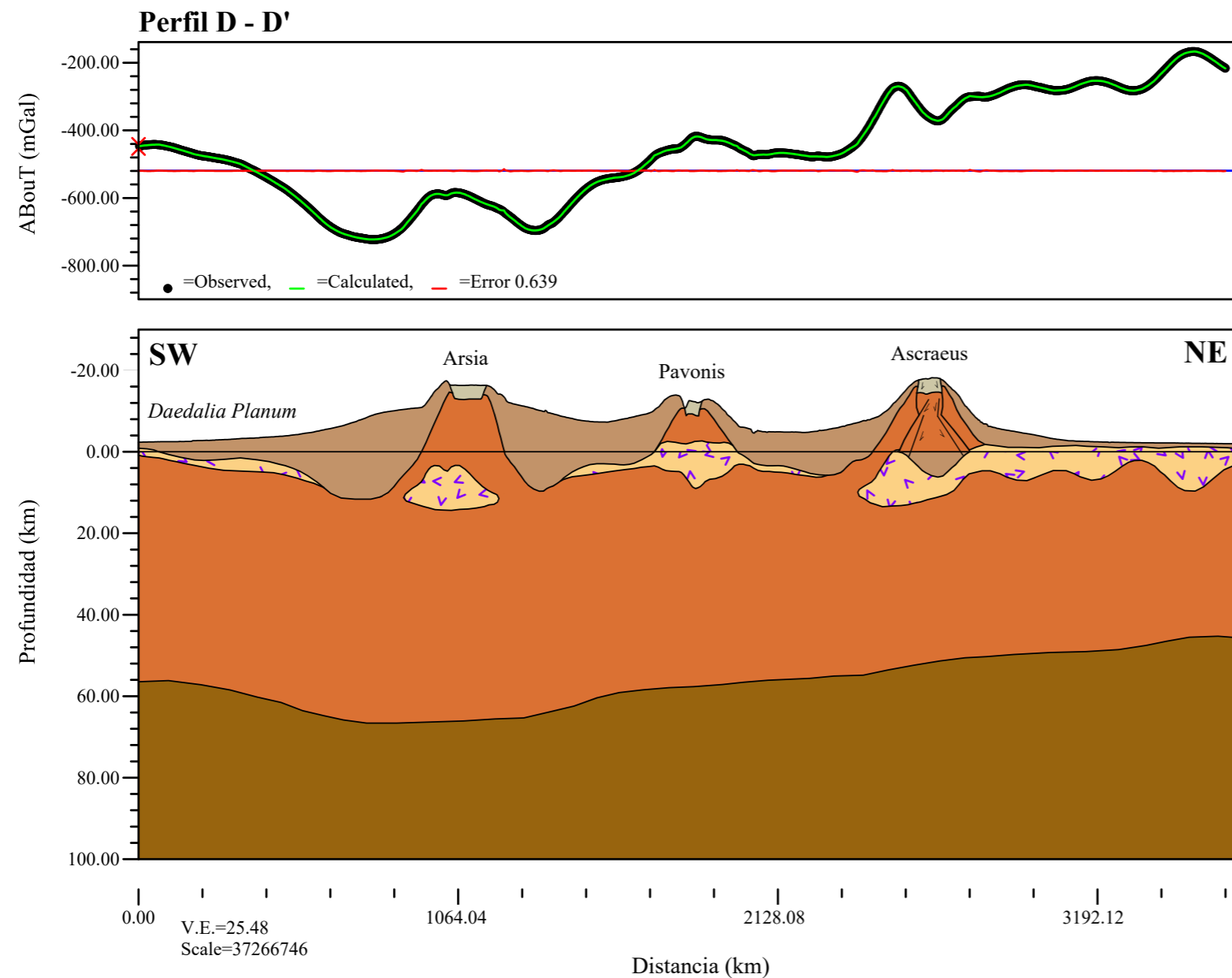


Figura 5.7 Modelo gravimétrico estructural correspondiente al perfil D - D' sobre la región de Tharsis. (a) Ubicación del perfil topográfico. (b) Derivada de la anomalía de Bouguer total en la dirección del perfil, acoplada sobre el mapa geológico. En el modelo se resaltan las estructuras principales presentes en la topografía según Tanaka *et al.* (2014). En general la profundidad del basamento aumenta de Noreste a Suroeste, lo que bien se evidencia en la continuidad de las derivadas negativas en esta dirección. Lo anterior explica el incremento de las capas de depósitos y flujos de lava sobre los edificios volcánicos hacia el Suroeste. En esta misma dirección se destaca el mayor hundimiento de la interfaz corteza - manto sobre el cono volcánico de Arsia, representando la carga más significativa de la región de Tharsis. Sobre cada uno de los volcanes de escudo resaltan las respuestas gravimétricas de mayor magnitud representativas de sus cámaras magmáticas extintas.

sivos radiales que se exponen desde el Sureste y continúan al Este del volcán, casi sobre el mismo paralelo geográfico (Smith *et al.*, 1999).

La sección lateral de Arsia en el modelo evidencia la amplia extensión de la estructura y la alta concentración de flujos de lava y depósitos que conforman el edificio volcánico y, a su vez, constituyen gran parte de la carga sobre el basamento marciano. Con ello 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 masas que ocasiona un incremento de la anomalía con una amplitud de ~140 mGal sobre el cono volcánico. La misma presenta un aspecto menos simétrico en comparación con la que se observó en el perfil individual perpendicular (Figura 5.6), lo que proporciona una idea de lo irregular que pudiera llegar a ser la distribución y extensión de estos cuerpos intrusivos que se enfriaron y quedaron como rastro de la actividad volcánica que tuvo lugar en la temprana historia dinámica de Marte. A diferencia de los demás escudos volcánicos en el perfil, sobre Arsia se mantiene una huella flexural mediante la deflexión de la interfaz corteza – manto, con una amplitud entre 7 – 10 km. Cabe destacar que al ser las cuencas más someras a lo largo de esta orientación, y la flexión de longitud de onda más larga en comparación con el perfil anterior, se podría sugerir cierto comportamiento variable de los parámetros geomecánicos de la litósfera con el cambio de dirección (Beuthe *et al.*, 2012; Thor, 2016).

En el caso de Pavonis, ubicado en el centro de los otros dos escudos volcánicos, resalta el alto contraste de la respuesta gravimétrica del cuerpo ultramáfico que muestra una extensión de ~ 740 km por medio del emplazamiento de diques laterales, interpretados en base a la continuidad de las anomalías direccionales observadas en esta zona (Figura 5.7b). Los mínimos locales representativos de las cuencas adyacentes a la carga son de muy baja amplitud (32 – 42 mGal), asociados con depocentros poco profundos de ~3 km, manifestándose una respuesta regional de larga longitud de onda y amplitud casi

imperceptible, lo que coincide con el comportamiento de la interfaz corteza – manto observada en el perfil B – B' (Figura 5.5).

Finalmente, la sección lateral de Ascraeus exhibe una anomalía controlada por las fuentes de alta frecuencia si se compara el perfil de anomalías de Bouguer con el residual (Figura A4.4d). El edificio volcánico 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' (Figura 5.4) que mostró una longitud de onda más larga. Dicha anomalía se encuentra acompañada por un sector positivo 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 Noreste se observa 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. Si bien pudiera tratarse de flujos que se extendieron y acumularon lateralmente a partir de la fuente magmática principal, existen también propuestas que respaldan la posibilidad de que en la región de Tharsis se desarrollaran varios penachos mantelares locales, en función de los centrales (Schubert *et al.*, 2001), pudiendo lo anterior guardar cierto sentido con la elevación del manto por debajo de estos cuerpos intrusivos.

CAPÍTULO VI

INTERPRETACIÓN ISOSTÁTICA – FLEXURAL

En este capítulo, los estudios isostáticos a través de anomalías gravitacionales permitieron investigar de qué manera y en qué medida las características topográficas de la región de Tharsis se compensan en profundidad, y en caso de no estarlo, cuáles podrían ser las explicaciones para las desviaciones del equilibrio isostático. Anteriormente se determinó que las anomalías de Bouguer no revelaban la presencia de raíces isostáticas sobre las estructuras volcánicas, lo cual difiere con la hipótesis local de Airy. La suposición original de Pratt considera que cuanto más alta es una montaña, menor es la densidad de la corteza por debajo, lo que poco representa la situación geológica subterránea de los volcanes de escudo marcianos. La flexión litosférica se manifiesta como la situación de equilibrio más representativa de la topografía de Tharsis, por lo que el enfoque principal de este capítulo se basó en la propuesta de una serie de modelos de flexión que permitieran representar el comportamiento mecánico de la litósfera marciana requerido para dar explicación a las condiciones geológicas – estructurales expuestas en los perfiles presentados anteriormente.

6.1 ISOSTASIA LOCAL

Al evaluar el modelo local de Airy para una densidad característica de la corteza marciana de 2.9 g/cm^3 , se observa en los cuatro perfiles de la Figura 6.1 que, para un rango de 50 – 250 km de espesor, los escudos volcánicos todavía se encuentran muy lejos de alcanzar un estado de compensación total, lo que permite inferir que se requeriría un excesivo grosor cortical local para poder explicar su topografía según un

modelo de compensación teórico tipo Airy. Esta observación coincide con diversos estudios en los que se llegó a determinar que el espesor de la corteza en el área de abultamiento debía ser de 600 y hasta 1000 km para satisfacer un modelo isostático puro de Airy (Phillips y Saunders, 1975), siendo estos rangos característicos de profundidades del manto superior del planeta según las estimaciones de su estructura interna existentes hasta el momento (Zuber, 2001). Cabe destacar que, en los perfiles individuales (Figuras 6.1a; 6.1b; 6.1c) pareciera que cierto equilibrio isostático se apreciara solamente alrededor de las cargas, lo que podría sugerir un estado de compensación parcial si el espesor de la corteza realmente fuera tan elevado (Zuber *et al.*, 2000).

Lo anterior conllevó a considerar las variaciones laterales de densidad en la corteza y el manto como un posible mecanismo restaurador del equilibrio isostático en la provincia de Tharsis. En la Figura 6.2 se presentan las anomalías isostáticas según Pratt calculadas para la profundidad de compensación con la que se obtuvo el perfil de densidades más representativo de la corteza marciana (Figura 4.10). De manera general se observa que el comportamiento de los residuales isostáticos, aunque un poco de tendencia más suave que los de Airy, presentan el mismo problema de amplitud pronunciada sobre los centros de las estructuras volcánicas. Con ello se evidencia un desequilibrio isostático debido al exceso de densidad presente por debajo de las cargas, requiriéndose una profundidad de compensación mayor o un contraste lateral de densidades más alto para poder alcanzar un estado de equilibrio sobre los volcanes. Adicionalmente se verificó que a mayor profundidad de compensación la anomalía resultaba con menor amplitud, sin embargo, considerar una profundidad mayor a los 1000 km significaría extenderse mucho más allá del manto superior de Marte.

En vista de que la profundidad de compensación anteriormente considerada era algo idealizada, se buscó proponer la distribución de densidades más probables para alcanzar un equilibrio isostático total según Pratt a una profundidad constante de 250 km, siendo ésta referida como el límite mecánico que posiblemente define la base de la litósfera marciana (Sleep y Phillips, 1979; Zuber, 2001). Los cambios laterales de

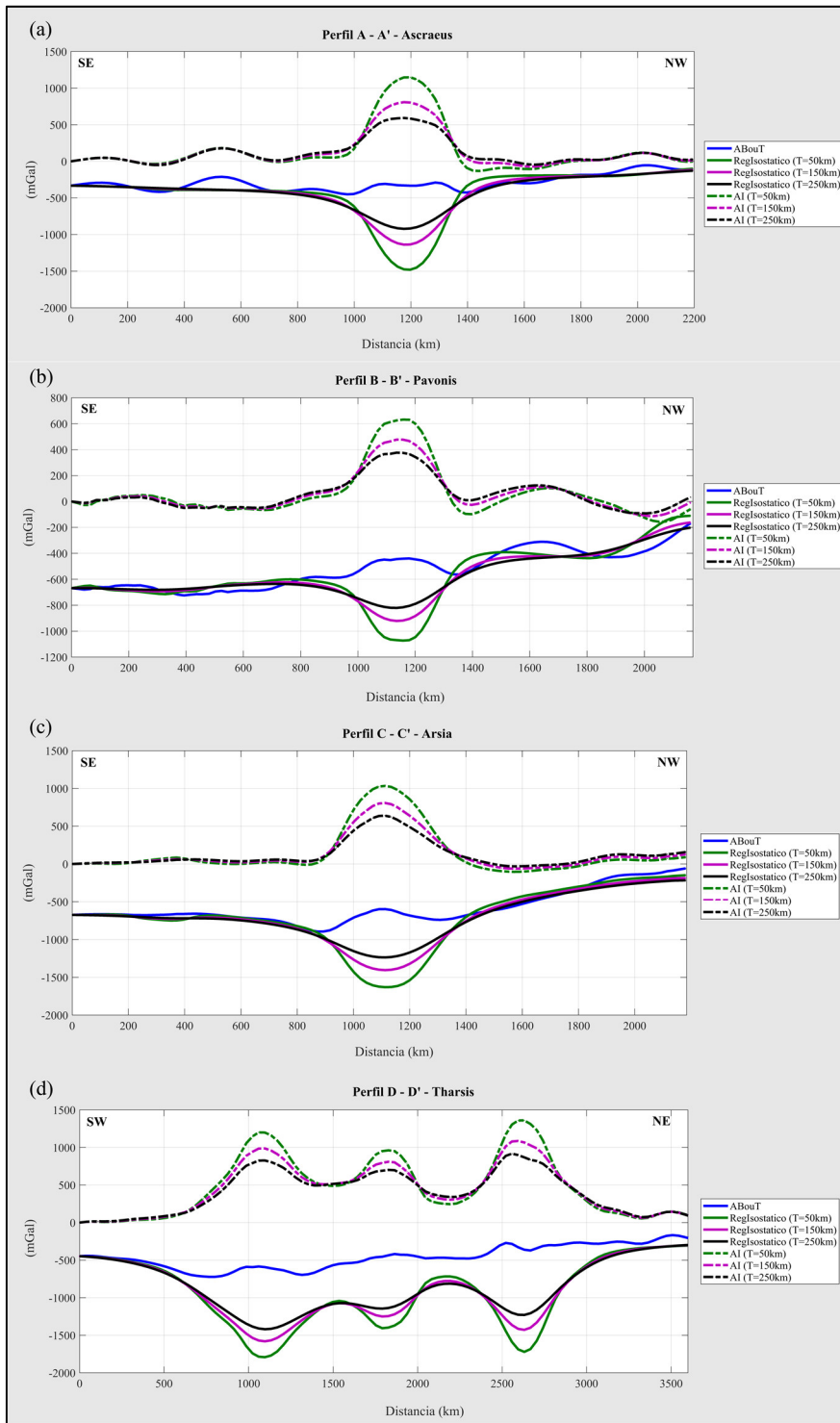


Figura 6.1 Anomalías isostáticas según el modelo local de Airy. En los cuatro casos el comportamiento del residual isostático es muy similar: la amplitud de la anomalía decrece con el aumento del espesor cortical promedio. Los centros positivos son representativos de regiones que son más densas que el resto de la estructura, lo que se encuentra geológicamente asociado con la presencia de los cuerpos intrusivos en la raíz profunda de los escudos volcánicos.

densidad en general fueron poco contrastantes (Figura 6.3), pero representativos de una corteza marciana que se torna más densa hacia el Norte en todos los perfiles, así como también se requirió aumentar la densidad en el centro de las estructuras. De esta manera se tuvo en cuenta la influencia de los abundantes cuerpos intrusivos que predominan al Norte y en el centro de los volcanes, como respuestas residuales que en las anomalías isostáticas teóricas representan cierta ambigüedad.

Las densidades promedio de los bloques considerados a lo largo de todos los perfiles resultaron en valores ligeramente mayores a 2.9 g/cm^3 , coincidiendo con la densidad cortical que permitió lograr el ajuste de los modelos geológicos. A pesar de que estas propuestas de equilibrio isostático según Pratt guardan un mayor sentido con las condiciones geológicas de Tharsis, este modelo teórico considera a una corteza que se encuentra dividida en bloques verticales, aspecto que no se aplica a la realidad estructural de la zona; a su vez, la hipótesis supone un espesor cortical constante lo cual tampoco es un rasgo característico en casi ninguno de los perfiles. Por un lado, aunque algunos autores han reportado una combinación de isostasia parcial de Airy y Pratt en la región de Tharsis (Sleep y Phillips, 1979; Mege y Masson, 1996), los modelos de isostasia local en general no son capaces de predecir todas las estructuras tectónicas que se observan actualmente en la superficie de la provincia. Por otro lado, Banerdt y Golombek (2000) afirmaron que las intrusiones habrían terminado por engrosar y fortalecer a la litósfera marciana aumentando su rigidez a la flexión, por lo que la compensación parcial de los escudos de Tharsis se podría haber logrado mediante subsidencia flexural (Comer *et al.*, 1985).

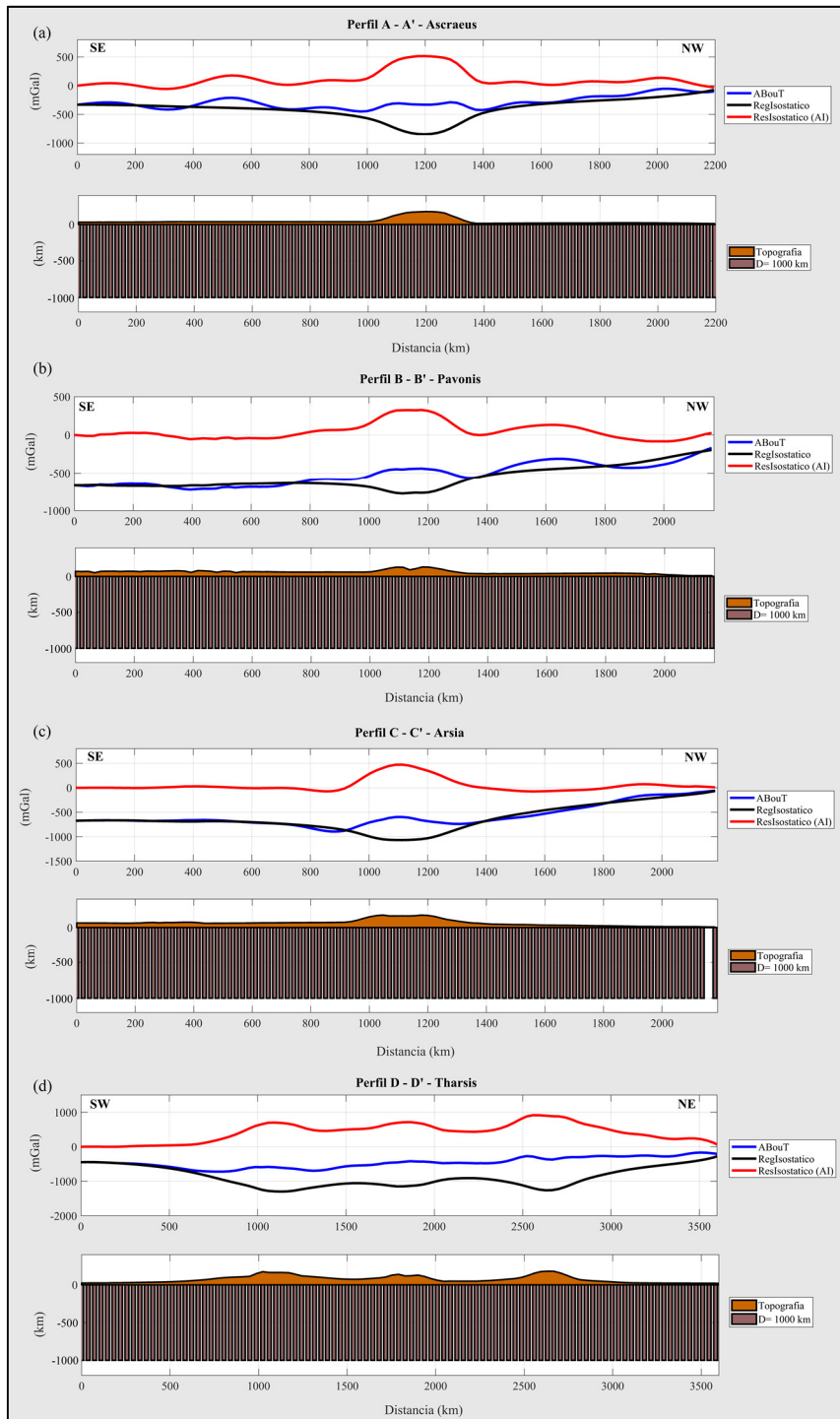


Figura 6.2 Anomalías isostáticas según el modelo teórico de Pratt. Cada uno de los bloques verticales por debajo de la topografía posee una densidad distinta de acuerdo al perfil de densidades obtenido para una profundidad ideal de compensación de 1000 km. En líneas generales, los residuales isostáticos en todos los perfiles demuestran una amplitud menor en comparación con los obtenidos según el modelo de Airy. Esto podría ser indicativo de que existe una mayor tendencia a que una posible compensación parcial en la zona se logre por cambios laterales de densidad en la corteza, que por la presencia de raíces.

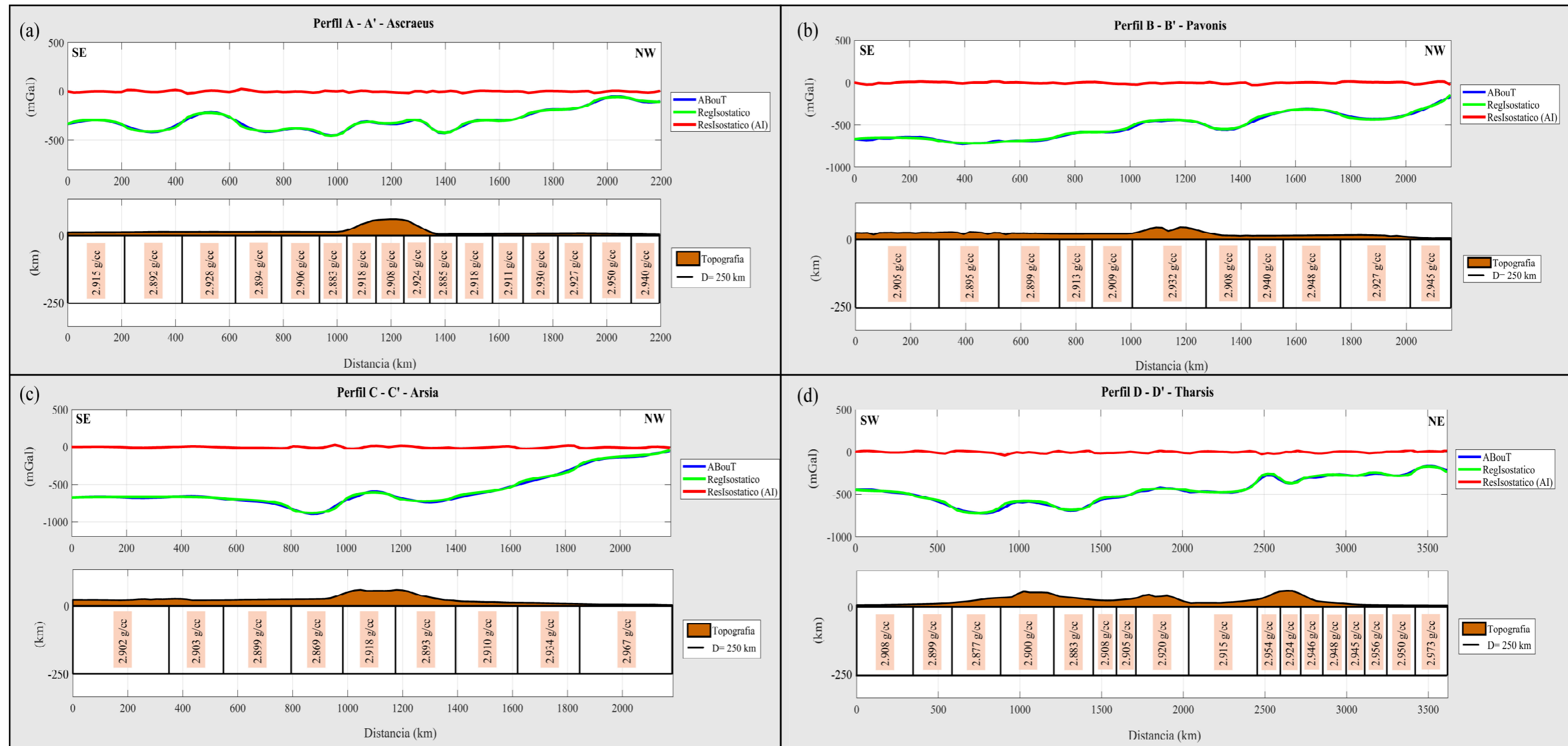


Figura 6.3 Propuestas de equilibrio isostático considerando variaciones laterales de densidad en la corteza marciana, siguiendo la hipótesis de Pratt. La profundidad de compensación es de 250 km, considerada como la posible interfaz litósfera - astenósfera de Marte hasta los momentos. La cantidad de bloques tomada en cuenta para el ajuste varió en todos los perfiles según los cambios de comportamiento de sus anomalías respectivamente. De manera general, la distribución lateral de las densidades se mantuvo con los valores más altos (cerca de 3 g/cc) hacia el Norte y sobre los centros de las estructuras volcánicas (~2.9 g/cc). Los perfiles (a) y (d) fueron los que requirieron de más variaciones de densidad para lograr alcanzar el estado de equilibrio, caracterizándose como aquellos con la mayor presencia de cuerpos intrusivos en la corteza.

6.2 ISOSTASIA REGIONAL

Los modelos de compensación isostática de Airy y Pratt llevaron a la conclusión de que la topografía de la superficie de escala intermedia en la región ecuatorial de Marte no se compensa de manera apreciable, por lo que la misma debe estar soportada por la rigidez de la litósfera (Arkani-Hamed, 2000). En base a lo anterior se propusieron cuatro modelos mecánicos que buscaron estimar las variaciones de espesor elástico efectivo requeridas para explicar las propuestas geológico – estructurales del capítulo anterior. La versión de los modelos en donde se pueden observar las variaciones de espesor elástico deformado se presentan en el Apéndice A6.1.

6.2.1 Modelado flexural A – A'

En el modelo de la Figura 6.4 se representa la carga de Ascraeus necesaria para formar las cuencas relativamente asimétricas observadas en la propuesta geológica de la Figura 5.4. Se requirieron 11 km adicionales a la topografía observada (Tabla 6.1) y un espesor elástico inicialmente constante de 120 km para poder 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^3) 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 ($3.00 - 3.26 \text{ g/cm}^3$) que han sido utilizadas en otros trabajos para realizar estimaciones del espesor elástico sobre esta estructura (Comer *et al.*, 1985; McGovern *et al.*, 2002, 2004; Belleguic *et al.*, 2005; Grott y Breuer, 2010; Beuthe *et al.*, 2012).

En general se observa que tanto el cono volcánico como los sedimentos representan las cargas principales a lo largo del perfil, sin embargo, existe la posibilidad de que el acumulado ultramáfico en la raíz profunda del volcán que no se está representado como una carga por separado, pudiese actuar como una “carga escondida” según Watts y Brink (1989). Dichos autores llegaron a determinar que en los volcanes de escudo terrestres estas cargas (también conocidas como cargas enterradas, subsuperficiales o intracorticales) contribuían en mayor medida no solo a la anomalía gravimétrica

observada, sino también a la amplitud y la longitud de onda de las cuencas de flexión que se forman durante la construcción volcánica.

Las variaciones del espesor elástico no deformado (T_e) estimadas a lo largo del perfil se mantuvieron consistentes con el comportamiento de un basamento que se va tornando más somero hacia el Noroeste, con valores elevados hacia el Norte (100 km) y más bajos hacia el Sur (80 km). Los mismos coincidieron con aquellos reportados por algunos autores como McGovern *et al.* (2004), Belleguic *et al.* (*op. cit.*) y Grott y Breuer (*op. cit.*), quienes determinaron para este escudo volcánico valores de T_e promedio de 80 km, 105 km y 116 km respectivamente. Las observaciones anteriores sugieren que, desde el punto de vista mecánico, la región Noroeste de la placa se comporta de forma diferente a la región Sureste. También cabe destacar que en esta dirección se observa la mayor acumulación de sedimentos sobre la estructura (Figura 5.4), posiblemente relacionados con procesos erosivos que actuaron durante todo el tiempo que llevan expuestos los volcanes de Tharsis sobre la superficie desde que se originaron hace ~3800 Ma (Hartmann *et al.*, 1999). Lo anterior habría afectado la tasa de subsidencia de las cuencas alterando el equilibrio isostático de la estructura volcánica, reestablecido en parte por la flexión litosférica.

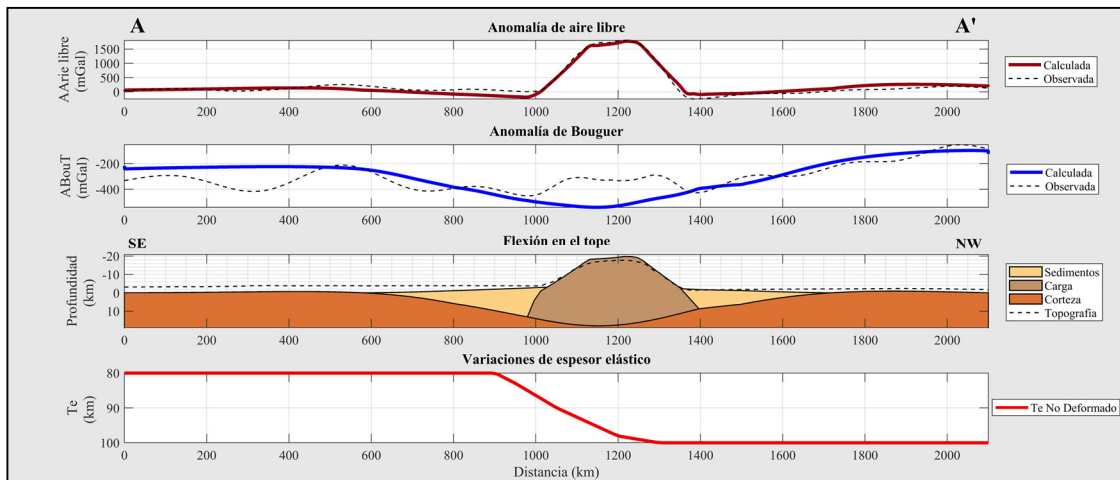


Figura 6.4 Modelo flexural del perfil A – A' correspondiente a Ascraeus. Se presentan las anomalías gravimétricas observadas y calculadas por el modelo. Los valores más altos de T_e no deformado se comienzan a observar desde el centro de la carga hacia el Noroeste, y los más bajos hacia el Sureste de la placa. La anomalía de Bouguer total calculada es de gradiente suave y refleja una respuesta flexural máxima en el tope de la placa de ~18 km ligeramente desviada al Este desde el centro de la estructura.

6.2.2 Modelado flexural B – B'

El modelo flexural para el segundo de los montes de Tharsis se ilustra en la Figura 6.5, representando el comportamiento mecánico de la litósfera requerido para dar explicación a la situación estructural expuesta en la Figura 5.5. Una carga de 23 km junto con un espesor elástico inicialmente constante de 95 km, permitieron doblar a la litósfera, alcanzando el basamento (tope de la placa) una profundidad de ~17 km. Se consideró un 15% de contribución sedimentaria sobre el volcán así como la presencia del cuerpo intrusivo para calcular la densidad de la carga, obteniéndose un valor de 3.10 g/cm^3 consistente con el rango de valores ($2.10 - 3.24 \text{ g/cm}^3$) utilizados anteriormente por autores como Belleguic *et al.* (2005) y Beuthe *et al.* (2012).

La asimetría de las depresiones asociadas a la carga, encontrándose el depocentro Norte al doble de la profundidad del situado al Sur (~10 km y ~5 km respectivamente), se logró mediante la variación del espesor elástico efectivo (T_e). A diferencia del modelo anterior, el comportamiento mecánico resultó inverso, en donde los valores de espesor elástico más elevados se ubicaron hacia el Sur (80 km) y los más bajos al Norte (45 km), notándose como similitud en ambos perfiles un valor constante de 80 km hacia el Sureste de la placa. Lo anterior permitió confirmar que efectivamente la litósfera en la región Sureste de Tharsis demuestra un comportamiento elástico que difiere con el de la región Noroeste, donde la corteza se encuentra adelgazada. Cabe destacar que, a lo largo de este perfil se observan un conjunto de estructuras tectónicas asociadas con distintos regímenes de esfuerzos (*Noctis Labyrinthus*, *Ulysses Fossae*) que pudieran haber contribuido al debilitamiento de la litósfera a través del tiempo.

Adicionalmente, en el modelo se observa que la placa va perdiendo rigidez hacia el Norte lográndose formar una cuenca apenas 2 km más profunda que la de Ascraeus en esta misma dirección. La variación lateral de los espesores elásticos de 35 km entre los extremos de la placa pudiera ser el motivo de la subsidencia más pronunciada hacia el Norte que hacia el Sur (Comer *et al.*, 1985), puesto que la acumulación de sedimentos se nota equitativa a ambos lados de la carga (Figura 5.5). Cabe destacar que la presencia de la gran cuenca de rift al Sureste de la estructura (no se representa en el modelo

flexural porque no se origina como respuesta a una carga en superficie), que hunde al basamento en ~18 km, pudiera también haber contribuido a la asimetría de las cuencas mucho después del surgimiento de la carga (Hespérico temprano – 3600 Ma; Anderson & Grimm, 1998).

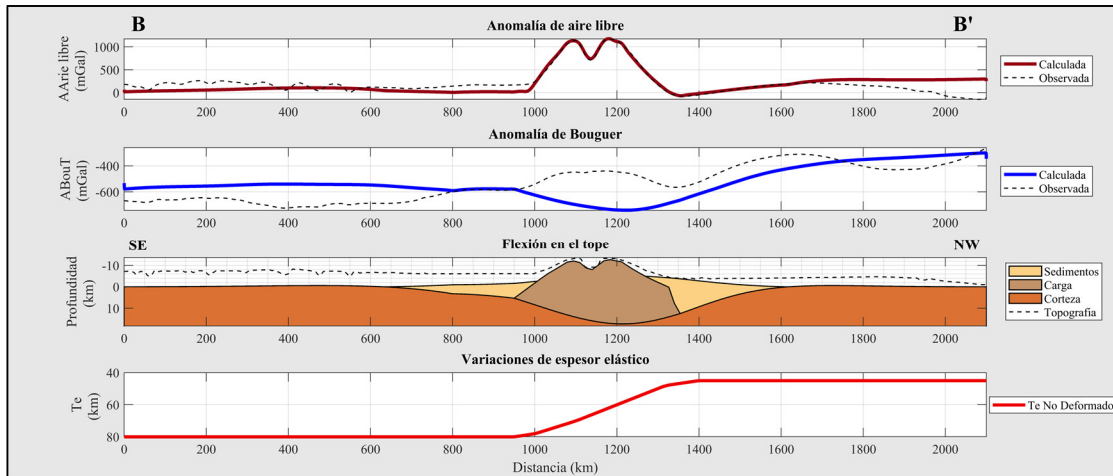


Figura 6.5 Modelo flexural del perfil B – B' correspondiente a Pavonis. Los valores más altos de T_e no deformado se observan hacia el Sureste y los más bajos hacia el Noroeste de la placa. La anomalía de Bouguer total calculada es de gradiente suave y refleja una respuesta flexural máxima en el tope de ~17 km desplazada a la derecha desde el centro de la estructura.

6.2.3 Modelado flexural C – C'

La propuesta mecánica del modelo geológico – estructural de Arsia (Figura 5.6) se presenta en la Figura 6.6 con una variación lateral de espesores elásticos elevada entre los extremos de la placa (65 km), pero de gradiente más suave en comparación con los perfiles anteriores. De los tres montes de Tharsis, Arsia corresponde a aquel que, según estimaciones relativas hechas hasta el momento, lleva mayor tiempo expuesto sobre la superficie marciana (Zimbelman y Edgett, 1992; Beuthe *et al.*, 2012) debilitando a la litósfera en mayor medida debido a una carga adicional a la topografía observada de 22 km (Tabla 6.1), requerida para causar una flexión de ~35 km suponiendo un espesor elástico inicialmente constante de 85 km.

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, la densidad de la carga resultó en 3.07 g/cm^3 concordando con el límite inferior del rango de valores que ya han sido utilizados en trabajos anteriores ($3 - 3.3 \text{ g/cm}^3$; Comer *et al.*, 1985; McGovern *et al.*, 2002, 2004; Belleguic *et al.*, 2005; Grott y Breuer, 2010; Beuthe *et al.*, *op. cit.*). La asimetría de la carga resaltó como un rasgo determinante para representar las depresiones flexurales de $\sim 24 \text{ km}$ al Este y $\sim 9 \text{ km}$ al Oeste (Figura 5.6); esto fue posible con una variación contrastante de los espesores elásticos (T_e) que soportan a la estructura y 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 desde el centro de la carga. 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*. Los valores de espesor elástico más altos (85 km) se situaron hacia el Norte, resultando un promedio total de 51 km para todo el perfil, un valor intermedio con respecto a algunos anteriormente estimados para esta estructura volcánica (Tabla 1.1).

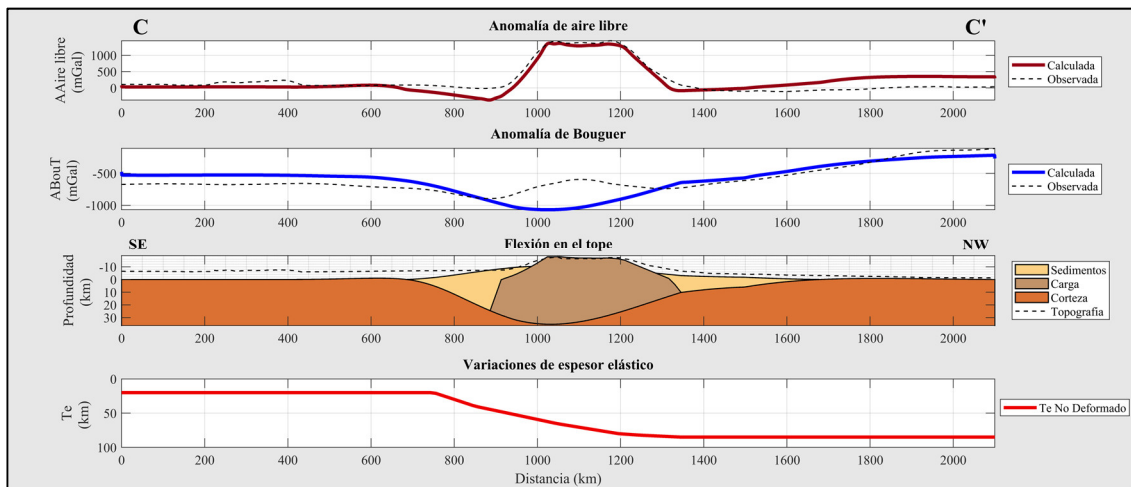


Figura 6.6 Modelo flexural del perfil C – C' correspondiente a Arsia. Se presentan las anomalías gravimétricas observadas y calculadas por el modelo. Los valores más altos de T_e no deformado se encuentran distribuidos hacia el Noroeste y los más bajos hacia el Sureste de la placa. La anomalía de Bouguer total calculada es de gradiente suave y refleja una respuesta flexural máxima en el tope de $\sim 35 \text{ km}$ desplazada a la izquierda desde el centro de la estructura.

6.2.4 Modelado flexural D – D'

La propuesta del comportamiento mecánico de la litósfera que soporta la carga conjunta de los tres montes de Tharsis se visualiza en la Figura 6.7. En la misma se representa la situación geológica de la Figura 5.7, sin la presencia individual de los cumulos ultramáficos, observándose una respuesta gravimétrica de gradientes amplios y suaves sobre los volcanes de escudo. La densidad de las cargas en conjunto se consideró con un valor de 3.10 g/cm^3 como el promedio de las densidades calculadas para los tres perfiles anteriores, representando los sedimentos un 17% de las mismas. La mayoría de los autores suelen asignar densidades $\geq 3.15 \text{ g/cm}^3$ para los montes de Tharsis debido a que solo toman en cuenta como parte de las cargas los abundantes cuerpos intrusivos de alta densidad (McGovern *et al.*, 2002; Belleguic *et al.*, 2005; Beuthe *et al.*, 2012).

En el modelo se observa que la contribución más significativa para la litósfera se situó al Suroeste, sobre el escudo volcánico de Arsia, requiriéndose una carga de 27 km para obtener una flexión en el tope de $\sim 19 \text{ km}$ (causando unas cuencas flexurales relativamente simétricas). A diferencia del perfil anterior, en el que se presentó la carga individualmente, la depresión flexural resultó mucho menor y por lo tanto se requirió de una menor carga para poder representar el comportamiento mecánico de esta porción de la placa. Lo anterior podría dar indicios de un estado mecánico variable en la litósfera al Sur de Tharsis al analizar sus propiedades en dos direcciones distintas (Audet, 2014), pues se encontró que los espesores elásticos necesarios para soportar esta carga fueron sumamente altos en sentido al Suroeste (150 km), en comparación con los valores requeridos al Sureste en el perfil individual (20 km), en donde se exhibía una litósfera más débil característica de una flexión más pronunciada.

Para el caso de Pavonis, un volcán que se encuentra prácticamente sostenido sobre el abultamiento que resulta de la flexión provocada por los dos volcanes a sus extremos, se logró la respuesta gravimétrica deseada con una carga total promedio de 15 km y un espesor elástico relativamente constante de 50 km. Este valor se ubicó dentro del rango de espesores elásticos (45 – 80 km) estimados anteriormente para soportar la carga

individual en la dirección perpendicular, a pesar de que las cuencas se mostraron más simétricas en la dirección Noreste. La respuesta flexural del basamento que sostiene a este escudo volcánico fue de larga longitud, posiblemente encontrándose estructuralmente confinado por las cargas de Ascraeus y Arsia, dando como resultado los menores valores de T_e a lo largo de la placa.

Ascraeus es un caso bien característico, ya que a lo largo de la dirección Noreste se puede notar que la estructura se encuentra sostenida sobre una corteza más delgada, parcialmente levantada por el manto. De esta manera, de los tres escudos volcánicos es el que menor acumulación de sedimentos presenta en cualquiera de las direcciones que se analicen, mostrando en este caso una ligera asimetría hacia el Suroeste y una carga promedio de 23 km requerida para lograr una flexión en el tope de ~16 km. El perfil de espesores elásticos se mantuvo con valores entre 95 – 120 km, cerca del rango de los anteriormente estimados en el perfil individual A – A' (80 – 100 km). Ello es característico de una litósfera que, desde el punto de vista mecánico, mantuvo sus propiedades relativamente estables desde la construcción de la carga, y se destaca por presentar cierta rigidez al haberse ido enfriando con el tiempo.

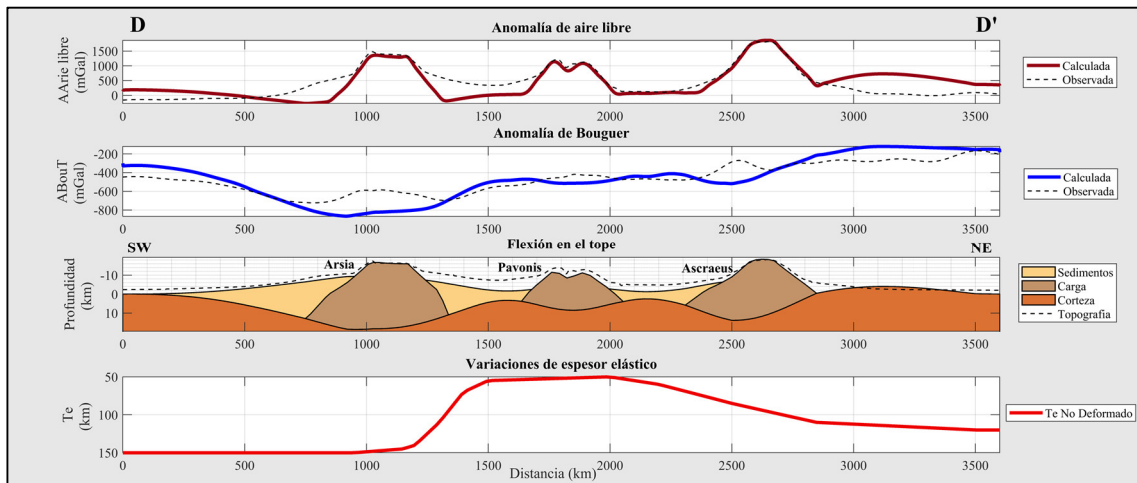


Figura 6.7 Modelo flexural del perfil D – D' correspondiente a los tres montes de Tharsis. Los valores más altos de T_e se encuentran hacia el Suroeste por debajo de Arsia y los más bajos en el centro por debajo de Pavonis. Hacia el Noreste de la placa se observan los valores intermedios reflejando cierta rigidez mecánica. La anomalía de Bouguer total calculada es de gradiente suave y la respuesta flexural máxima en el tope se refleja sobre Arsia, ligeramente desplazada a la izquierda desde el centro de la estructura.

Tabla 6.1 Parámetros variables y resultados finales de los modelos flexurales

Parámetros	A – A'	B – B'	C – C'	D – D'
Topografía (km)	18	14	18	16
Carga total promedio (km)*	29	23	40	21
ρ carga (g/cm^3)	3.120	3.105	3.075	3.100
Infill (%)**	120	130	130	150
Resultados				
Te promedio (km)	88	67	51	127
Flexión máxima en el tope (km)	18	17	35	19

*Promedio de la distribución de las cargas necesarias para obtener la respuesta flexural deseada en cada caso. En el perfil D – D' se presenta el promedio de las tres cargas en conjunto.

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

Estudios previos han demostrado que el espesor elástico (Te) es una función de la edad de las cargas y el tiempo que una región lleva enfriándose. En este sentido, Walcott (1970) y Watts (2001) determinaron que los mayores valores de espesor elástico se correlacionaban con las cargas más jóvenes, mientras que los valores más bajos se asociaban a las cargas más antiguas. Nair *et al.* (2012) expusieron que la litósfera se volvía mecánicamente más débil a una profundidad menor cuando soportaba cargas que llevaban un tiempo geológicamente largo dispuestas sobre la superficie. Del mismo modo, aquellas regiones que se encontraban ligadas a un flujo de calor elevado tendían a caracterizar una litósfera que iba perdiendo rigidez, manifestándose un espesor elástico reducido. Bajo este contexto, Zuber (2001) señaló que en las regiones más jóvenes de la superficie marciana se esperarían encontrar los espesores elásticos más altos, ya que las mismas estarían asociadas a flujos de calor menos intensos, cuando el planeta ya se habría enfriado lo suficiente como para desarrollar una corteza más gruesa y una litósfera más rígida. De esta manera, si esta propiedad mecánica solo dependiera del tiempo, los resultados obtenidos en la Tabla 6.1 indicarían que Arsia es el volcán de escudo más antiguo, continuando con Pavonis y Ascraeus como el más joven, concordando con lo reportado en la mayoría de los estudios sobre las edades relativas de estas estructuras (Zimbelman y Edgett, 1992; Beuthe *et al.*, 2012). Sin embargo, cuando se estudia el estado mecánico de la litósfera en función de los procesos que

afectaron su reología, la relación espesor elástico versus edad de la carga no necesariamente sigue un patrón fijo.

Considerando que el tiempo es una variable de la cual no dependen los modelos elásticos de flexión litosférica presentados, a partir de los resultados mostrados en la tabla anterior, se deriva que el perfil con la carga más grande (Arsia), generando la mayor depresión flexural sobre la placa (35 km), presentó el valor más bajo de espesor elástico promedio (51 km) siendo coherente con una litósfera menos fuerte. Lo anterior podría sugerir que, por tratarse de la masa más volumétrica, la misma se encontró ligada a una mayor actividad volcánica en el pasado, lo que podría haber afectado la rigidez actual de la litósfera. Para el caso de los perfiles A – A' y B – B', en los que se observó una flexión máxima del basamento casi por igual (18 km y 17 km respectivamente), la mayor proporción de carga se situó sobre el perfil de Ascraeus, para el cual se estimó el valor de T_e promedio más elevado (88 km), representativo de una litósfera mecánicamente competente para soportar cargas y que posiblemente estuvo menos afectada por algún proceso anterior o posterior a la carga. El valor intermedio de T_e promedio (67 km) se estimó para el perfil de Pavonis, el cual representó la menor carga de los tres volcanes y, por lo tanto, la menor flexión litosférica; en este caso, el comportamiento mecánico pudo haber estado mayormente afectado por las estructuras presentes a lo largo del perfil, que por el vulcanismo asociado al escudo volcánico. Con esta distribución de resultados se podría deducir, de manera general, que la litósfera de la región de Tharsis es mecánicamente menos resistente de Norte a Sur, hacia donde se encuentra la mayor carga caracterizando la zona con la respuesta flexural más pronunciada. Evidencia de ello es el comportamiento de las anomalías gravimétricas regionales descrito en el capítulo anterior (Figura 5.3a).

Si se trataran de comparar estos valores de espesor elástico con los de escudos volcánicos terrestres se encontraría que, por ejemplo, para el caso de la cadena hawaiana del Pacífico, Watts y Brink (1989) determinaron un espesor elástico efectivo de 40 km sobre estas estructuras. Aun así, los autores destacaron este resultado como mayor de lo esperado para una litósfera oceánica de 80 Ma, posiblemente debido al

efecto de las “cargas escondidas” que actuaban en la base de la corteza doblada. Para el caso análogo de escudos intracorticales continentales, los mejores ejemplos situados al centro y Oeste de África corresponden a la provincia volcánica de Tibesti, Hoggar, Darfur y el monte Cameroon, donde han sido reportados bajos valores de T_e asociados a inestabilidades convectivas a pequeña escala en la litósfera debilitada por el calor provocado por el magmatismo (Pérez-Gussinyé *et al.*, 2009; Eshagh y Pitonák, 2019). De lo anterior se podría inferir que, a pesar de que los volcanes de escudo terrestres no han representado para la litósfera una carga tan extensa y prolongada en tiempo comparada con la de los montes de Tharsis, sus litósferas sean oceánicas o continentales, presentan un comportamiento mecánicamente menos resistente por el flujo calórico que se ha mantenido activo de forma más permanente en la Tierra que en Marte. De esta manera, en cuanto a rigidez de la litósfera, la región de Tharsis es mejor comparable con zonas continentales terrestres que no necesariamente están asociadas a un flujo calórico en particular. Ejemplo de ello son las cordilleras y los cratones, casos en los que se han llegado a reportar los espesores elásticos más altos en todo el planeta. Karner y Watts (1983) estimaron esta propiedad en zonas de grandes cargas sobre la litósfera continental como las cordilleras, situándose los valores entre 25 – 50 km (Alpes) y 80 – 130 km (Apalaches, Himalayas). Del mismo modo, Pérez-Gussinyé *et al.* (2009) obtuvieron valores de espesor elástico elevados (~100 km) sobre los cratones de África Occidental, Congo, Kalahari y Tanzania, representando dichos bloques parte del antiguo basamento Precámbrico que aflora en el continente africano.

6.3 ANISOTROPÍA MECÁNICA

Se ha demostrado en diversos estudios (Stephen *et al.*, 2003; Audet y Mareschal, 2007; Chen *et al.*, 2014) que la magnitud y la variación espacial del espesor elástico en una región pueden ayudar a determinar el estilo de deformación litosférica que pudiera asociarse con algún proceso evolutivo en particular. En este sentido, Lowry y Smith (1995) y Simons *et al.* (2000) describieron que la litósfera continental a menudo mostraba variaciones azimutales en cuanto a su rigidez, lo que decidieron denominar como “anisotropía mecánica” o anisotropía de espesor elástico (T_e). Adicionalmente,

Audet y Mareschal (*op. cit.*) mencionaron que este tipo de anisotropía permitía mostrar la dirección preferencial en la que la litósfera se encontraba más débil, pudiendo ello estar asociado con un escenario de compensación isostática.

La compilación de referencias bibliográficas de la Tabla 1.1, reveló el amplio rango de incertidumbre existente en las estimaciones de espesor elástico sobre los montes de Tharsis. En vista de lo anterior, para explicar el equilibrio isostático en esta región fue necesario evaluar dicho parámetro mecánico suponiendo que la litósfera presenta un comportamiento anisotrópico, lo que fue contemplado en los modelos mecánicos propuestos anteriormente. Esto se ilustró de mejor manera en el mapa de elipses de anisotropía de la Figura 6.8, donde se contempló la distribución general de los espesores elásticos estimados en toda la región a lo largo de los perfiles. Lo primero que se nota en el mapa es que las elipses, representadas sobre los escudos volcánicos, indican un comportamiento totalmente anisotrópico de la litósfera al Sur de la placa con respecto al Norte. Una zona de anisotropía mecánica se suele relacionar con una litósfera que no es homogénea y que por lo tanto estuvo afectada por o uno más procesos además de la carga. Anteriormente, ya se había determinado que la litósfera era mecánicamente más débil al Sur de Tharsis, por lo que se podrían mencionar las siguientes proposiciones:

- Una intensa actividad volcánica durante un tiempo prolongado, pudiendo haber sido episódica (Wilson y Head, 1994), se concentró en la región Sur de Tharsis. Esto podría haber debilitado a la litósfera lo suficiente como para mostrarse reflejado en su estado estático actual. El tamaño de la carga, correspondiente al volcán del Sur (Arsia), requerido para representar la respuesta flexural deseada, fue entre un 27.5% y 42.5% mayor que la de los otros dos volcanes. Esto podría significar que, a lo largo de la historia marciana, el vulcanismo fue predominantemente elevado sobre esta estructura en comparación con las demás.
- La pluma mantelar responsable 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 Sureste, desde *Claritas Fossae* hasta el sistema de fracturas circunferenciales de *Noctis Labyrinthus*. Cabe destacar que esta área de fallamientos coincide con el eje 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.

- Al Este de Arsia 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 realzado el debilitamiento de la litósfera en la región Sureste, tornándose más evidente sobre esta dirección preferencial.
- La actividad de una pluma mantelar de larga duración, por lo general, conlleva a 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 (Kennet y Widiyantoro, 1999; Burov y Guillou-Frottier, 2005; Guex *et al.*, 2016), esta actividad pudo haber traído como consecuencia la “erosión termal” de la litósfera en la región al Sureste de Tharsis, contribuyendo con un déficit de masa y la pérdida de rigidez.

Los escenarios anteriores se manifiestan como procesos o eventos que pudieran haber caracterizado el comportamiento anisotrópico de la placa al Sureste, requerido para reestablecer el equilibrio isostático en la región de Tharsis. Sin embargo, en el mapa también se distinguieron zonas con una alta estimación de los espesores elásticos, como por ejemplo en los extremos del perfil D – D’, representando a los límites de la placa en la dirección Noreste. En general, valores elevados del espesor elástico en Marte estarían directamente asociados con la rigidez de su litósfera, ya que la misma se ha ido enfriando de manera menos eficiente que en la Tierra. De esta manera, a medida que los extremos de la placa se alejan de las cargas, la litósfera seguirá manteniéndose

fuerte siempre y cuando no haya existido ningún otro proceso que haya afectado dicho comportamiento mecánico. La razón por la que se observa un mayor espesor elástico al Suroeste (150 km), podría relacionarse con el hecho de que dicha zona se extiende hacia las llanuras de *Daedalia Planum*, las cuales presentan escasas características estructurales, a diferencia del extremo Noreste, en donde la litósfera posiblemente se haya encontrado afectada por la formación de los pequeños escudos volcánicos a su alrededor (*Ceraunius* y *Tharsis Tholus*, *Uranus Patera*), pero con una mayor concentración de intrusiones en la corteza que le aportaron cierta rigidez (113 km). En el centro del perfil, a pesar de que Pavonis representa la carga de menor masa (menos vulcanismo asociado), se manifiesta una litósfera con menor resistencia mecánica posiblemente afectada por la gran cantidad de fallas estructurales al Este (*Noctis Labyrinthus*) y Oeste (*Ulysses Fossae*) del volcán.

Con respecto a los perfiles perpendiculares al anterior, en general, todos mostraron una tendencia de mayor resistencia mecánica hacia el Noroeste de la placa (zona menos afectada por el vulcanismo, poca presencia de estructuras y fallas, mayor cantidad de intrusiones corticales en A – A' y C – C'), a excepción del perfil B – B', en donde el escudo volcánico se encuentra completamente confinado por las deformaciones a su alrededor, habiendo contribuido en mayor medida al debilitamiento de la litósfera la actividad magmática de *Biblis* y *Ulysses Patera* sobre esta dirección.

Finalmente, se expone que la anisotropía mecánica de la litósfera en la región de Tharsis se encontró principalmente controlada por los procesos reológicos que intervinieron en el pasado más que por la magnitud de las cargas presentes. Desde el punto de vista isostático se esperaría que la zona con el mayor grado de anisotropía (región Sur), fuese representativa de los sucesos geológicos más recientes dentro de la larga historia evolutiva de la provincia volcánica, al permanecer el rastro de las zonas de debilidad de una litósfera afectada y poco homogénea.

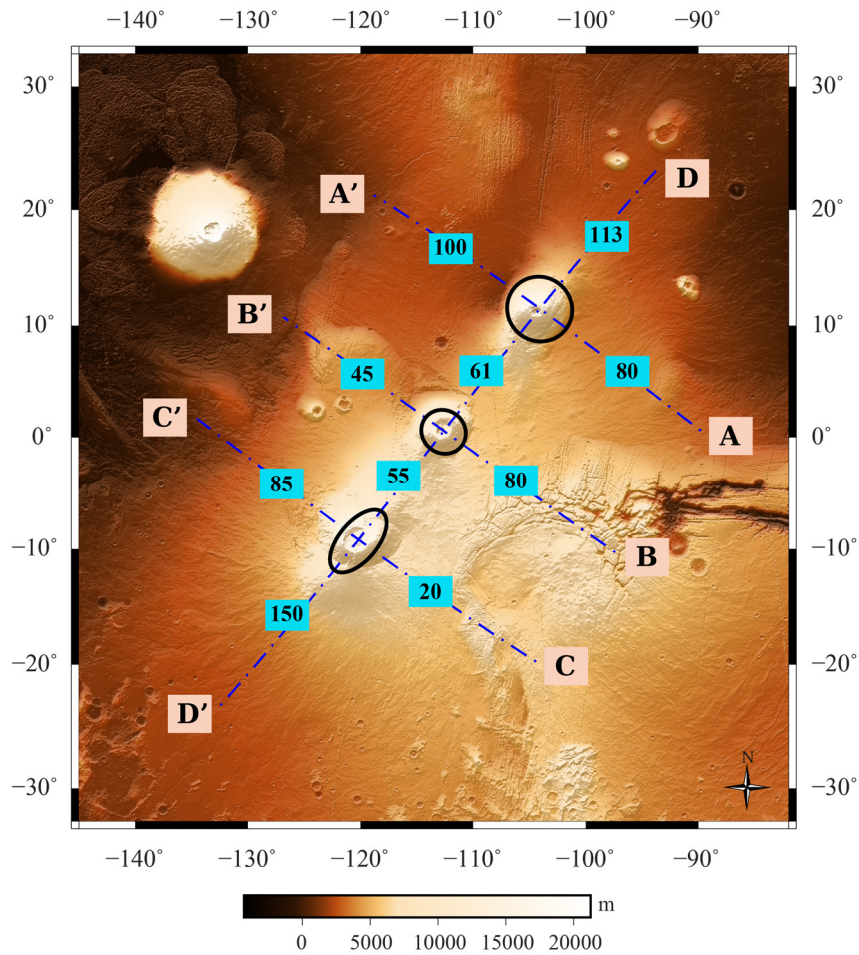


Figura 6.8 Elipses de anisotropía sobre los tres montes de Tharsis. Las elipses se construyeron como circunferencias cuyo radio se tomó desde el centro hasta la mitad de la distancia entre dos volcanes. Conociendo la distribución de T_e a lo largo de los perfiles, los valores mostrados en el mapa corresponden a los espesores elásticos (km) donde las circunferencias en cada caso cortan a los ejes. El eje mayor viene siendo el promedio de los dos espesores elásticos obtenidos en la dirección preferencial (N40°E). El eje menor constituye el promedio de los dos valores medidos en la dirección perpendicular. El tamaño de cada uno de los ejes se muestra representado en unidades de distancia donde $1^\circ=59$ km.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Al compilar todos los resultados obtenidos en la presente investigación acerca del entorno gravimétrico que caracteriza a la provincia de Tharsis, en conjunto con la situación flexural interpretada, se pueden establecer las siguientes conclusiones:

- ◆ La corteza de la región ecuatorial de Marte tiende a presentar un adelgazamiento particularmente hacia el Noreste y Noroeste, así como un aumento de la densidad. La zona Sur de la región, en cambio, se distingue por una corteza engrosada y menos densa.
- ◆ Dentro del límite de dicotomía, *Olympus Mons* podría estar separado de la protuberancia de los tres montes de Tharsis, a partir de la latitud -10°N a lo largo de una tendencia preferencial $\text{N}40^{\circ}\text{E}$. Sin embargo, sería necesario comprobar que además de ciertas propiedades de sus cortezas, también se diferencia el comportamiento mecánico de sus litósferas.
- ◆ La interfaz corteza – manto en la provincia de Tharsis se sitúa a una profundidad promedio de ~ 50 km. De lo anterior se deriva un espesor cortical promedio >60 km sobre la zona de abultamiento, un valor que supera al promedio estimado por diversos autores para todo el planeta.
- ◆ Se presentan las primeras propuestas geológicas sobre la situación estructural de los tres volcanes de escudo de la región de Tharsis a partir del estudio de las anomalías gravimétricas. Resaltan en todos los casos la acumulación de cuerpos intrusivos ultramáficos en la corteza marciana, como rastro de la antigua actividad volcánica de la región.
- ◆ Sobre el centro de las tres estructuras volcánicas se observan anomalías gravimétricas de larga amplitud pero corta longitud de onda, siendo representadas en los modelos como las cámaras magmáticas extintas en la raíz profunda de los volcanes. Estos cuerpos de alta densidad parecen representar

una contribución importante como parte de las cargas volcánicas que doblan el basamento marciano y podrían actuar como “cargas escondidas”.

- ◆ Se evidencia que el sistema de compensación en la región de Tharsis no logra ser explicado por modelos de isostasia local, pues la respuesta gravimétrica sugiere que las cargas requieren una litósfera fuerte donde la compensación se extienda sobre una amplia área. Para explicar el equilibrio isostático en la región a través del mecanismo de compensación regional, es necesario recurrir a una litósfera cuyo comportamiento mecánico sea anisotrópico.
- ◆ A lo largo de la dirección preferencial de las estructuras, el espesor elástico promedio estimado (127 km) indica que todos los volcanes se formaron sobre una litósfera considerablemente rígida, capaz de soportar hasta el día de hoy tanto la topografía como el exceso interno de masas. Se requieren cargas totales de más del 60 % de las masas topográficas para representar la respuesta flexural de larga longitud de onda de los escudos volcánicos.
- ◆ Los valores de espesor elástico promedio derivados para los volcanes individualmente: Ascraeus (88 km), Pavonis (67 km) y Arsia (51 km), indican que la litósfera en la región de Tharsis es mecánicamente menos resistente de Norte a Sur, con la evidencia de una mayor cantidad de vulcanismo sobre Arsia.
- ◆ La anisotropía mecánica, distinguida preferencialmente al Sureste de Tharsis, se encuentra controlada en mayor medida por los procesos reológicos que fueron responsables del intenso vulcanismo que sufrió dicha región hace millones de años, desencadenando un régimen de esfuerzos radiales (*Noctis Labyrinthus*) que contribuyeron con el debilitamiento de la litósfera.
- ◆ Se plantea como hipótesis que hacia el Sur de la región de Tharsis se encuentra el volcán más joven por presentar un comportamiento mecánico anisotrópico (Arsia), representativo de una litósfera que demuestra haber quedado afectada por los procesos más recientes que tuvieron lugar durante la evolución de la provincia. La edad más antigua correspondería al volcán con el comportamiento menos anisotrópico (Ascraeus), dando indicios de una litósfera más homogénea y menos afectada por algún proceso.

Adicionalmente, como producto de la investigación, se sugieren algunas recomendaciones para futuros trabajos que se pudieran derivar de este aporte:

- ◆ Se necesitaría una sísmica de la corteza marciana para determinar la verdadera profundidad de las cuencas de flexión de los montes de Tharsis. Por ello se recomienda continuar la investigación una vez que se encuentren disponibles los datos sismológicos que actualmente recolecta la misión *InSight Mars*, encargada de estudiar la estructura interior de Marte.
- ◆ Considerar la posibilidad de calcular la corrección topográfica para un sistema de referencia exclusivo de Marte, como un factor que podría mejorar la calidad de las anomalías, dada la gran extensión del área de estudio.
- ◆ Corroborar si las masas interiores más densas, que no pudieron ser consideradas como cargas individuales en los modelos de flexión, se comportan como “cargas escondidas”, logrando explicar la falta de ajuste de las anomalías calculadas sobre el centro de las estructuras.
- ◆ Para analizar de mejor manera la variable tiempo, se recomienda estudiar la variación de espesores elásticos en la región en base a un modelo de flexión viscoelástica.
- ◆ Continuar el estudio de la flexión litosférica en la región de Tharsis para derivar un mapa de anisotropía mecánica y complementar los resultados obtenidos. Considerar extender la aplicación del estudio hasta *Olympus Mons*, el cual no fue incluido por el alcance de la investigación.
- ◆ Seguir evaluando la anisotropía mecánica de la litósfera marciana, como un aspecto que se encuentra poco desarrollado y aún en debate en algunos estudios. En este sentido, se propone comprobar el modelo de flexión elástica en otros cuerpos planetarios considerando el comportamiento anisotrópico de la litósfera.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aeschliman, R. (2003). Map of Mars. Shaded Relief and Surface Coloration. Retrieved September 20, 2018, from http://ralphaeschliman.com/ralphaeschliman_009.htm
- Anderson, F. ., & Grimm, R. . (1998). Rift Processes at the Valles Marineris, Mars: Constraints from Gravity on Necking and Rate-Dependent Strength Evolution. *Journal of Geophysical Research*, *103*, 113–124.
- Anderson, R. (2008). Shield Volcanoes. Retrieved April 21, 2019, from <https://blogs.agu.org/martianchronicles/2008/08/17/shield-volcano/>
- 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*, 1–19.
- Ardalan, A., Karimi, R., & Grafarend, E. (2009). A New Reference Equipotential Surface and Reference Ellipsoid for the Planet Mars. *Earth, Moon and Planets*, *106*, 1–13.
- Arkani-Hamed, J. (2000). Strength of Martian Lithosphere beneath Large Volcanoes. *Journal of Geophysical Research*, *105*, 26713–26732.
- Arkani-Hamed, J. (2004). A Coherent Model of the Crustal Magnetic Field of Mars. *Journal of Geophysical Research*, *109*, 1–8.
- Arnaiz-Rodríguez, M. S., Álvarez, J. C., & Audemard, F. (2018). LIFFE: Lithospheric Flexure with Finite Elements. *Computers and Geosciences*.
- 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.
- Audet, P., & Mareschal, J. (2007). Wavelet Analysis of the Coherence between Bouguer Gravity and Topography: Application to the Elastic Thickness Anisotropy in the Canadian Shield. *Geophysical Journal International*, *168*, 287–298.
- Audet, P., & Mareschal, J. C. (2004). Anisotropy of the Flexural Response of the Lithosphere in the Canadian Shield. *Geophysical Research Letters*, *31*, 1–4.
- Azuma, S., & Katayama, I. (2017). Evolution of the Rheological Structure of Mars. *Earth, Planets and Space*, *69*, 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* (p. 2). Pasadena, USA.
- Barlow, N. (2008). *Mars: An Introduction to its Interior, Surface and Atmosphere*. (F. Banegal, D. Jewitt, C. Murray, J. Bell, R. Lorenz, F. Nimmo, & S. Russell, Eds.). Cambridge, U.K: Cambridge Planetary Science Series.

- Barrell, J. (1914). The Strength of the Earth's Crust: Part II. Regional Distribution of Isostatic Compensation. *Journal of Geology*, 22, 209–236.
- Belleguic, V., Lognonné, P., & Wicczorek, M. (2005). Constraints on the Martian Lithosphere from Gravity and Topography Data. *Journal of Geophysical Research*, 110, 1–22.
- Beniest, A. (2017). *From Continental Rifting to Conjugate Margins: Insights from Analogue and Numerical Modelling*. (Doctoral thesis). Université Pierre et Marie Curie, France.
- 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*, 117, 1–32.
- Borraccini, F., Lanci, L., Wezel, C., & Baioni, D. (2005). Crustal Extension in the Ceraunius Fossae, Northern Tharsis Region, Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 110, 1–10.
- Breuer, D., & Spohn, T. (2003). Early Plate Tectonics versus Single-Plate Tectonics on Mars: Evidence from Magnetic Field History and Crust Evolution. *Journal of Geophysical Research*, 108, 1–13.
- 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, 469–490.
- Carr, M. (2006). *The Surface of Mars*. (F. Bagenal, F. Nimmo, C. Murray, D. Jewitt, R. Lorenz, & S. Russell, Eds.). Cambridge, U.K: Cambridge Planetary Science Series.
- Chandrupatla, T. R., & Belegundu, A. (2012). *Introduction to Finite Elements in Engineering*. (T. Ramesh & C. Ray, Eds.), *Introduction to Finite Geometries* (Fourth). Harlow, England: Pearson.
- Chapman, M. G. (2007). *The Geology of Mars: Evidence from Earth-Based Analogs*. (F. Banegal, F. Nimmo, C. Murray, D. Jewitt, R. Lorenz, & S. Russell, Eds.). USA: Cambridge Planetary Science Series.
- Chen, B., Liu, J., Kaban, M. K., Sun, Y., Chen, C., & Du, J. (2014). Elastic Thickness, Mechanical Anisotropy and Deformation of the Southeastern Tibetan Plateau. *Tectonophysics*, 1–12.
- Citron, R. I., Manga, M., & Tan, E. (2018). A Hybrid Origin of the Martian Crustal Dichotomy: Degree-1 Convection Antipodal to a Giant Impact. *Earth and Planetary Science Letters*, 491, 58–66.
- 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, 61–92.
- Connerney, J. E. P., Espley, J., Lawton, P., Murphy, S., Odom, J., Oliverson, R., & Sheppard, D. (2015). The MAVEN Magnetic Field Investigation. *Space Science Reviews*, 195, 257–291.
- Cordula, R. (1995). The Crustal Dichotomy of Mars. *Earth, Moon and Planets*, 69, 249–269.
- Davaille, A., & Limare, A. (2007). Laboratory Studies of Mantle Convection. In D. Bercovici

- (Ed.), *Treatise on Geophysics* (First, p. 3921). USA: Elsevier B.V.
- Dreibus, G., & Wanke, H. (1985). Mars: A Volatile-Rich Planet. *Meteoritics*, 20, 367–382.
- Duxbury, C., Kirk, L., Archinal, A., & Neumann, G. A. (2002). Mars Geodesy/Cartography Working Group Recommendations on Mars Cartographic Constants and Coordinate Systems. In *Geospatial Theory, Processing and Applications: ISPRS Commission IV*. Ottawa: International Society for Photogrammetry and Remote Sensing.
- Elkins-Tanton, L. T., Zaranek, S. E., Parmentier, E. M., & Hess, P. C. (2005). Early Magnetic Field and Magmatic Activity on Mars from Magma Ocean Cumulate Overturn. *Earth and Planetary Science Letters*, 236, 1–12.
- Eshagh, M., & Pitonák, M. (2019). Elastic Thickness Determination from On-Orbit GOCE Data and CRUST1.0. *Pure and Applied Geophysics*, 176, 685–696.
- Fernández, C., & Ramírez-Caballero, I. (2018). Evaluating Transtension on Mars: The case of Ulysses Fossae, Tharsis. *Journal of Structural Geology*, 9.
- Forget, F., Costard, F., & Lognonné, P. (2006). *Planet Mars: Story of Another World*. (J. Mason, Ed.). Paris, Francia: Springer - Praxis.
- Fowler, C. M. . (2005). *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics* (Second). New York: Cambridge University Press.
- Garland, G. D. (1965). *The Earth's Shape and Gravity* (First). New York: Pergamon 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., Nicholas, J. B., Neumann, G. A., & Goossens, S. (2017). Evidence for a Low Bulk Crustal Density for Mars from Gravity and Topography. *Geophysical Research Letters*.
- Grasset, O., & Parmentier, E. M. (1998). Thermal Convection in a Volumetrically Heated, Infinite Prandtl Number Fluid with Strongly Temperature-Dependent Viscosity: Implications for Planetary Thermal Evolution. *Journal of Geophysical Research*, 103, 18171–18181.
- Grott, M., & Breuer, D. (2010). On the Spatial Variability of the Martian Elastic Lithosphere Thickness: Evidence for Mantle Plumes? *Journal of Geophysical Research*, 115, 1–16.
- Guex, J., Pilet, S., Müntener, O., Bartolini, A., Spangenberg, J., Schoene, B., ... Schaltegger, U. (2016). Thermal Erosion of Cratonic Lithosphere as a Potential Trigger for Mass-Extinction. *Scientific Reports*, 6.
- Gunn, R. (1943). A Quantitative Evaluation of the Influence of the Lithosphere on the Anomalies of Gravity. *Journal of the Franklin Institute*, 236, 373–396.
- Hartmann, W. K., Malin, M., McEwen, A., Carr, M., Soderblom, L., Thomas, P., ... Verveka, J. (1999). Evidence for Recent Volcanism on Mars from Crater Counts. *Nature*, 397, 586–589.
- Hartmann, W. K., & Neukum, G. (2001). Cratering Chronology and Evolution of Mars. *Space*

- Science Reviews*, 96, 165–194.
- Hayford, J. F. (1909). *Geodesy: The Figure of the Earth and Isostasy from Measurements in the United States*. Washington DC: Nabu Press.
- Heiskanen, W. (1931). Isostatic Tables for the Reduction of Gravimetric Observations Calculated on the Basis of Airy's Hypothesis. *Bulletin Géodésique*, 30, 110–129.
- Heiskanen, W., & Moritz, H. (1969). *Physical Geodesy*. San Francisco: W. H. Freeman and Company.
- Heyl, P. (1930). A Redetermination of the Constant of Gravitation. *Journal of Research of the National Bureau of Standards*, 5, 1243–1290.
- Hinze, W. J., Aiken, C., Brozena, J., Coakley, B., Dater, D., Flanagan, G., ... Winester, D. (2005). New Standards for Reducing Gravity Data: The North American Gravity Database. *Geophysics*, 70, J25–J32.
- Hirt, C., Claessens, S. J., Kuhn, M., & Featherstone, W. E. (2012a). Indirect Evaluation of Mars Gravity Model 2011 using a Replication Experiment on Earth. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 56, 957–975.
- Hirt, C., Claessens, S. J., Kuhn, M., & Featherstone, W. E. (2012b). Kilometer-Resolution Gravity Field of Mars: MGM2011. *Planetary and Space Science*, 67, 147–154.
- Hodges, C. A., & Moore, H. J. (1994). Atlas of Volcanic Landforms on Mars. *U. S. Geological Survey Professional Paper 1534*, 584–925.
- Hofmann-Wellenhof, B., & Moritz, H. (2006). *Physical Geodesy* (Second). New York: SpringerWienNewYork.
- InSight-Seis. (2017). Internal Models of Mars. Retrieved January 26, 2019, from <https://www.seis-insight.eu/en/public-2/martian-science/internal-models-of-mars>
- 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, 1–15.
- Kane, M. (1962). A Comprehensive System of Terrain Corrections Using a Digital Computer. *Geophysics*, 27, 455–462.
- Karner, G. D., & Watts, A. B. (1983). Gravity Anomalies and Flexure of the Lithosphere at Mountain Ranges. *Geophysical Journal International*, 88, 10449–10477.
- Keddie, S. T., & Head, J. W. (1994). Sapas Mons, Venus: Evolution of a Large Shield Volcano. *Earth, Moon and Planets*, 65, 129–190.
- Kennet, B., & Widiyantoro, S. (1999). A Low Seismic Wavespeed Anomaly beneath Northwestern India: A Seismic Signature of the Deccan Plume? *Earth and Planetary Science Letters*, 165, 145–155.
- Kiefer, W. S. (2003). Melting in the Martian Mantle: Shergottite Formation and Implications

- for Present-Day Mantle Convection on Mars. *Meteoritics and Planetary Science*, 39, 1815–1832.
- Kirby, J. F., & Swain, C. J. (2006). Mapping the Mechanical Anisotropy of the Lithosphere using a 2D Wavelet Coherence, and its Application to Australia, 158, 122–138.
- Komazawa, M. (1995). Gravimetric Analysis of Aso Volcano and its Interpretation. *Journal of the Geodetic Society of Japan*, 41, 17–45.
- Krasner, D. (2014). Linking Volcano Morphology and Elastic Thickness on Mars. *Geology*, 39, 1–30.
- Lapaine, M., & Usery, L. (2017). Map Projections in Planetary Cartography. In H. Hargitai, J. Wang, P. J. Stooke, I. Karachevtseva, A. Kereszturi, & M. Gede (Eds.), *Choosing a Map Projection* (First, pp. 117–202). Springer International Publishing.
- Leone, G., Tackley, P. J., Gerya, T. V., May, D. A., & Zhu, G. (2014). Three-Dimensional Simulations of the Southern Polar Giant Impact Hypothesis for the Origin of the Martian Dichotomy. *Geophysical Research Letters*, 41, 8736–8743.
- Li, X., & Gotze, H.-J. (2001). Tutorial: Ellipsoid, Geoid, Gravity, Geodesy and Geophysics. *Geophysics*, 66, 1660–1668.
- Lowry, A. R., & Smith, R. B. (1995). Strength and Rheology of the Western US Cordillera. *Journal of Geophysical Research*, 100, 17947–17963.
- Marín, D. (2012). InSight, la Nueva Sonda de la NASA para Estudiar Marte. Retrieved April 2, 2019, from <https://danielmarin.naukas.com/2012/08/21/insight-la-nueva-sonda-de-la-nasa-para-estudiar-marte/>
- McGill, G. E., & Squyres, S. W. (1991). Origin of the Martian Crustal Dichotomy: Evaluating Hypotheses. *Icarus*, 93, 386–393.
- McGovern, P. J. (2002). Interpretations of Gravity Anomalies at Olympus Mons, Mars: Intrusions, Impact Basins and Throughs. *Lunar and Planetary Science XXXI Conference*.
- McGovern, P. J., Solomon, S. C., Smith, D. E., Zuber, M. T., Simons, M., Wieczorek, M. A., ... Head, J. W. (2002). Localized Gravity/Topography Admittance and Correlation Spectra on Mars: Implications for Regional and Global Evolution. *Journal of Geophysical Research*, 107, 1–25.
- McGovern, P. J., Solomon, S. C., Smith, D. E., Zuber, M. T., Simons, M., Wieczorek, M. A., ... 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, 1–5.
- McKenzie, D., Barnett, D. N., & Yuan, D. (2002). The Relationship between Martian Gravity and Topography. *Earth and Planetary Science Letters*, 195, 1–16.
- Mege, D., & Masson, P. (1996). Stress Models for Tharsis Formation, Mars. *Planetary and Space Science*, 44, 1471–1497.
- Moritz, H. (1980). Geodetic Reference System 1980. *Journal of Geodesy*, 395–405.
- Morschhauser, A. (2016). *A Model of the Crustal Magnetic Field of Mars*. (Doctoral thesis).

Universidad de Wilhelms de Münster, Germany.

- Musiol, S., Holohan, E. P., Cailleau, B., Platz, T., Dumke, A., Walter, T. R., ... Gasselt, S. Van. (2016). Lithospheric Flexure and Gravity Spreading of Olympus Mons Volcano, Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 1–18.
- Nagy, D. (1966). The Prism Method for Terrain Corrections Using Digital Computers. *Pure and Applied Geophysics*, 63, 31–39.
- Nair, R. R., Singh, Y., Trivedi, D., & Kandpal, S. C. (2012). Anisotropy in the Flexural Response of the Indian Shield. *Tectonophysics*, 532–535, 193–204.
- NASA Science. (2018). Mars Exploration Program. Retrieved January 26, 2019, from https://mars.nasa.gov/#red_planet/2
- 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, 1–18.
- Newton, I. (1846). *Mathematical Principles of Natural Philosophy* (First). New York: Daniel Adee.
- Peltier, A., Massin, F., Bachèlery, P., & Finizola, A. (2012). Internal Structure and Building of Basaltic Shield Volcanoes: The Example of the Piton de La Fournaise Terminal Cone (La Réunion). *Journal of the International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior*, 74, 1881–1897.
- Pérez-Gussinyé, M., Metois, M., Fernández, M., Vergés, J., Fullea, J., & Lowry, A. R. (2009). Effective Elastic Thickness of África and its Relationship to Other Proxies for Lithospheric Structure and Surface Tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, 287, 152–167.
- Permenter, J. L., & Oppenheimer, C. (2007). Volcanoes of the Tibesti Massif (Chad , northern Africa). *Journal of the International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior*, 609–626.
- Phillips, R. J. (1978). Mars: The Tharsis Uplift. In *Papers presented to the conference on plateau uplift: Mode and mechanism* (pp. 40–42).
- Phillips, R. J., & Saunders, R. S. (1975). The Isostatic State of Martian Topography. *Journal of Geophysical Research*, 83, 2893–2898.
- Phillips, R. J., Saunders, R. S., & Conel, J. E. (1973). Mars: Crustal Structure Inferred from Bouguer Gravity Anomalies. *Journal of Geophysical Research*, 78, 4815–4820.
- Poppe, S. (2012). *Caldera Collapse on Basaltic Shield Volcanoes: Analogue Models Compared to the Karthala Caldera Complex, Grande Comore*. (Master's thesis). Universidad de Gante, Bélgica.
- Putnam, G. R. (1926). The Equilibrium Theory of the Earth's Crust. *Journal of the Washington Academy of Sciences*, 16, 285–291.
- Raitala, J. (1987). Tectonics of Tharsis Dorsa on Mars. *Earth, Moon and Planets*, 39, 275–289.
- 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, 1–14.
- Reed, N. (2017). Valles Marineris: Facts About the Grand Canyon of Mars. Retrieved September 13, 2019, from <https://www.space.com/20446-valles-marineris.html>
- 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, 1–10.
- Richardson, J., Bleacher, J., & Glaze, L. (2013). The Volcanic History of Syria Planum, Mars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 252, 1–13.
- Rossi, A. P., & Van Gasselt, S. (2010). Geology of Mars After the First 40 Years of Exploration. *Research in Astronomy and Astrophysics*, 10, 621–652.
- Rotto, S. L., & Tanaka, K. L. (1989). Faulting History of the Alba Patera-Ceraunius Fossae Region of Mars. *Abstracts of the Lunar and Planetary Science Conference*, 20, 926.
- Sánchez G., A. K. (2018). *Análisis gravimétrico y flexural en la Cuenca de Venezuela*. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Schubert, G. (2007). Dynamic Processes in Extensional and Compressional Settings - Mountain Building: From Earthquakes to Geological Deformation. In W. Buck (Ed.), *Treatise on Geophysics* (pp. 377–432). New York: Elsevier B.V.
- Schubert, G., Russell, C., & Moore, W. B. (2000). Timing of the Martian Dynamo. *Nature*, 408, 666–667.
- Schubert, G., & Spohn, T. (1990). Thermal History of Mars and the Sulfur Content of its Core. *Journal of Geophysical Research*, 95, 14095–14104.
- Schubert, G., Turcotte, D., & Olson, P. (2001). Nature of Convection in the Mantle. In *Mantle Convection in the Earth and Planets* (pp. 767–795). Cambridge, U.K: Cambridge University Press.
- Seidelmann, P., Abalakin, V., Bursa, M., Davies, M., De Bergh, C., Lieske, J., ... Thomas, P. (2002). Report of the IAU/IAG Working Group on Cartographic Coordinates and Rotational Elements of the Planets and Satellites: 2000. *Celestial Mechanics and Dinamical Astronomy*, 82, 83–111.
- Simons, F. J., Van der Hilst, R. D., & Zuber, M. T. (2003). Spatio-Spectral Localization of Isostatic Coherence Anisotropy in Australia and its Relation to Seismic Anisotropy: Implications for Lithospheric Deformation. *Journal of Geophysical Research*, 108, 2250.
- Simons, J., Zuber, M. T., & Korenaga, J. (2000). Isostatic Response of the Australian Lithosphere: Estimation of Effective Elastic Thickness and Anisotropy using Multitaper Spectral Analysis. *Journal of Geophysical Research*, 105, 19163–19184.
- Simons, M., Solomon, S. C., & Hager, B. H. (1997). Localization of Gravity and Topography: Constraints on the Tectonics and Mantle Dynamics of Venus. *Geophysical Journal International*, 131, 24–44.

- Simpson, R. W., Jachens, R. C., Saltus, R. W., & Blakely, R. J. (1986). A New Isostatic Residual Gravity Map of the Conterminous United States With a Discussion on the Significance of Isostatic Residual Anomalies, *91*, 8348–8410.
- Sleep, N. H. (1994). Martian Plate Tectonics. *Journal of Geophysical Research*, *99*, 5639–5655.
- Sleep, N. H., & Phillips, R. J. (1979). An Isostatic Model for the Tharsis Province, Mars. *Geophysical Research Letters*, *6*, 803–806.
- Smith, D. E., Zuber, M. T., Solomon, S. C., Phillips, R. J., Head, J. W., Garvin, J. B., ... Duxbury, C. (1999). The Global Topography of Mars and Implications for Surface Evolution. *Science*, *284*, 1495–1503.
- Smith, E., Zuber, M. T., Frey, V., Garvin, B., Muhleman, O., Pettengill, H., ... Sun, X. (2001). Mars Orbiter Laser Altimeter: Experiment Summary after the First Year of Global Mapping of Mars. *Journal of Geophysical Research*, *106*, 23689–23722.
- Smith, J. C., Phillips, R. J., & Ritke, S. (1980). An Analysis of Martian Gravity over Three Shield Volcanoes (abstract). *NASA Technical Memorandum*, 79.
- Solomatov, V., & Moresi, L. (1997). Three Regimes of Mantle Convection with Non-Newtonian Viscosity and Stagnant-lid Convection on the Terrestrial Planets. *Journal of Geophysical Research*, *24*, 1907–1910.
- 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*, 9755–9774.
- Somigliana, C. (1930). Geofisica — Sul Campo Gravitazionale Esterno del Geoide Ellissoidico: Atti della Accademia Nazionale dei Lincei. *Rendiconti. Classe Di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali*, *6*, 237–243.
- Stephen, J., Singh, S. B., & Yedekar, D. . (2003). Elastic Thickness and Isostatic Coherence Anisotropy in the South Indian Peninsular Shield and its Implications. *Geophysical Research Letters*, *30*, 1–4.
- Stern, R. J., Gerya, T., & Tackley, P. J. (2017). Stagnant-lid Tectonics: Perspectives from Silicate Planets, Dwarf Planets, Large Moons, and Large Asteroids. *Geoscience Frontiers*, *74*.
- Stevenson, D. (2001). Mars' Core and Magnetism. *Nature*, *412*, 214–219.
- Swain, C. J., & Kirby, J. F. (2003). The Coherence Method using a Thin Anisotropic Elastic Plate Model. *Geophysical Research Letters*, *14*, 1–5.
- Tanaka, K. L., Scott, D. H., & Greeley, R. (1992). Global Stratigraphy. In H. H. Kieffer, B. M. Jakosky, C. W. Snyder, & M. S. Matthews (Eds.), *Mars* (pp. 345–382). Tucson, Arizona: University of Arizona Press.
- Tanaka, K. L., Skinner, J. A., Dohm, J. M., Irwin, R. P., Kolb, E. J., Fortezzo, C. M., ... Hare, T. M. (2014). *Geologic Map of Mars (1:20,000,000)*. Pamphlet accompanies map 3292.
- Tate, K. (2010). Inside Planet Mars. Retrieved January 25, 2019, from

<https://www.space.com/60-inside-planet-mars-infographic.html>

- Taylor, G. J. (2006). A Primordial and Complicated Ocean of Magma on Mars. Retrieved January 25, 2019, from http://www.psr.d.hawaii.edu/Mar06/mars_magmaOcean.html
- Thor, R. (2016). *Mapping the Thickness of the Martian Elastic Lithosphere using Maximum Likelihood Estimation*. (Master's thesis). Delft University of Technology, Neederlands.
- Timoshenko, S., & Woinowsky-Krieger, S. (1959). *Theory of Plates and Shells* (Second). New York: McGraw-Hill.
- Turcotte, D. L., Willemann, R. J., Haxby, W. F., & Norberry, J. (1981). Role of Membrane Stresses in Support of Planetary Topography. *Journal of Geophysical Research*, 86, 3951–3959.
- Turcotte, D., & Schubert, G. (2014). Plate Tectonics - Mars. In *Geodynamics* (Third, p. 626). New York: Cambridge University Press.
- Udías, A., & Mezcuá, J. (1997). *Fundamentos de Geofísica*. Alianza Editorial, S.A.
- Vening-Meinesz, F. A. (1939). Tables Fondamentales pour la Réduction Isostatique Régionale. *Bulletin Géodésique*, 63, 711–776.
- Vening-Meinesz, F. A. (1941). Gravity over the Hawaiian Archipelago and over the Madeira Area; Conclusions about the Earth's Crust. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Academie, Wetensia*, 44.
- Vening-Meinesz, F. A. (1948). *Gravity Expeditions at Sea* (Vol. 4).
- Walcott, R. I. (1970). Flexural Rigidity, Thickness, and Viscosity of the Lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 75, 3941–3954.
- Walker, G. (1993). Basaltic-Volcano Systems. In H. M. Prichard, T. Alabaster, N. B. W. Harris, & C. R. Neary (Eds.), *Magmatic Processes and Plate Tectonics* (pp. 3–38). London: The Geological Society.
- Watters, T. R., McGovern, P. J., & Rossman, P. I. (2007). Hemispheres Apart : The Crustal Dichotomy on Mars. *Earth and Planetary Science*, 35, 621–652.
- Watts, A. B. (2001). *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Oxford, UK: Cambridge University Press.
- Watts, A. B. (2007). Crust and Lithosphere Dynamics. In G. Schubert (Ed.), *Treatise on Geophysics* (pp. 1–44). Oxford, UK: Elsevier B.V.
- Watts, A. B., & Brink, U. S. (1989). Crustal Structure, Flexure, and Subsidence History of the Hawaiian Islands. *Journal of Geophysical Research*, 94, 10473–10500.
- Wieczorek, M. A. (2007). Gravity and Topography of the Terrestrial Planets. In B. Romanowicz, A. Dziewonski, D. Price, T. Herring, H. Kanamori, M. Kono, ... T. Spohn (Eds.), *Treatise on Geophysics* (First, pp. 165–206). USA: 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, 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*, 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*, 221–263.
- Yoder, C., Konopliv, A. S., Yuan, D., Standish, E., & Folkner, W. M. (2003). Fluid Core Size of Mars from Detection of the Solar Tide. *Science*, *300*, 299–303.
- 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*, I45–I50.
- Zhang, S., & O'Neill, C. (2015). The Early Geodynamic Evolution of Mars-Type Planets. *Icarus*, *265*(2016), 187–208.
- 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.
- Zuber, M. T., Solomon, S. C., Phillips, R. J., Smith, D. E., Tyler, G. L., Aharonson, O., ... Zhong, S. (2000). Internal Structure and Early Thermal Evolution of Mars from Mars Global Surveyor Topography and Gravity. *Science*, *287*, 1788–1793.