

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS



TESIS DOCTORAL

Zona Circumpolar Norte de Marte: Análisis Físico y Morfológico de Estructuras Pequeñas y Medianas en Scandia y Olympia Undae mediante Datos de Sensores Remotos de ESA Mars Express, Mars Global Surveyor y Mars Reconnaissance Orbiter

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Marina Sánchez-Bayton Sánchez

DIRECTORES

Miguel Herraiz Sarachaga

Patrick Martin

Beatriz Sánchez-Cano Moreno de Redrojo

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

PROGRAMA DE DOCTORADO EN FÍSICA



TESIS DOCTORAL

Zona Circumpolar Norte de Marte: Análisis Físico y Morfológico de Estructuras Pequeñas y Medianas en Scandia y Olympia Undae mediante Datos de Sensores Remotos de ESA Mars Express, Mars Global Surveyor y Mars Reconnaissance Orbiter

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Marina Sánchez-Bayton Sánchez

DIRECTORES

Miguel Herraiz Sarachaga

Patrick Martin

Beatriz Sánchez-Cano Moreno de Redrojo

Agradecimientos

Cuando se finaliza una Tesis siempre hay muchísimo que agradecer. A mi edad, y después de tanto pasado, esta Tesis ha sido una aventura que me ha ocupado gran parte de mi vida. Por ello, los agradecimientos son infinitos.

En primer lugar, a mis directores, Michel, Patrick y Beatriz. Si esta Tesis ha llegado a su fin es gracias a ellos. En todo momento, y a pesar de todos los obstáculos, siempre me han apoyado, entendido y animado. Soy muy afortunada por haber tenido en mi vida personas tan increíbles y generosas.

Gracias, Michel, por haber entrado en mi vida cuando solo tenía 15 años, porque tu vocación de profesor y tu amor por la ciencia hicieron que una adolescente encaminara su vida siguiendo tus pasos, tanto en el amor a la ciencia como en la educación. Tú has sido mi PROFESOR con mayúsculas, en el ámbito científico y personal. Me has acompañado en todas las fases de mi vida: gracias por no dejarme tirar la toalla, estar siempre ahí para apoyarme y ayudarme, y haberte convertido en mucho más que un profesor para mí.

Gracias, Patrick, por abrirme los recursos de la ESA. Pero gracias, sobre todo, por tu paciencia, por tu tiempo y tu apoyo, por todos estos años pudiendo contar contigo y por todo el conocimiento que me has aportado.

Beatriz, qué puedo decirte: empezamos como compañeras y has acabado como codirectora. Tú me animaste a retomar la Tesis y no has parado con tu tesón, conocimiento y dedicación hasta que la he acabado. Me has aportado tanto a nivel científico como personal, que es imposible enumerarlo. Sobre todo gracias por ser mi amiga, y con tú trabajo y esfuerzo haberte convertido en una referencia, es un lujo.

Si al final esta Tesis ha visto la luz, ha sido gracias a vuestra ayuda y soporte. Gracias por haber estado siempre ahí.

Gracias a mi tutor Diego, por estar siempre disponible, por dedicarme tu tiempo con una sonrisa y animarme a acabar esta Tesis, gracias por todos estos años de trabajo, apoyo y tiempo dedicado.

En segundo lugar, a dos personas que han participado en esta Tesis durante mucho tiempo: Erwan y Akos ambos coautores de mis artículos. Sois parte importantísima de esta Tesis. Gracias por vuestros consejos y enseñanzas, y por no dejarme nunca de lado y apoyarme siempre. Sin vosotros, esta Tesis no existiría.

Mi agradecimiento al Departamento de Física de la Tierra y Astrofísica por todos estos años compartidos. En especial, gracias a Salva y Lucía por su ayuda, y a mis maravillosas compañeras de sufrimiento de Tesis.

A la ESA por estar todos estos años apoyando mi trabajo, aportando herramientas, datos y conocimiento.

A la NASA y JMARS, por las facilidades para disponer de los datos y las herramientas que han hecho posible esta Tesis.

A todos mis amigos que durante estos años han estado pendientes de mi trabajo: mis compañeros de Facultad con los que tuve la suerte de coincidir y se convirtieron en parte fundamental de mi vida y un gran apoyo: Celia, Ángeles, José, Ana y el grupo de físicos a los que tanto quiero. A Isabel y Ricardo compañeros de aventuras y desventuras y eternos sufridores de mi Tesis. A Lolí y Jorge por animarme, escuchando mis charlas infinitas sobre Marte. A mis compañeros de Institutos y del Colegio Amorós que, como José Miguel, han seguido mi trabajo y han incorporado Marte a su vida y sus clases. A mis alumnos, por entender que Marte es parte normal de una clase de física que con sus preguntas y entusiasmo me han dado fuerzas para seguir adelante. A mis amigos, que habéis decidido ser parte importante de mi vida y familia compartiendo la vuestra, siempre escuchándome pacientemente hablar del planeta rojo. A esos grupos de Lotería, Desastres y Entusiastas por animarme en el día a día. Y a la nueva generación de futuros científicos, que han padecido mi amor por Marte y que durante todos estos años me han demostrado su cariño con dibujos, puzles y preguntas sin fin. A mis maravillosas primas, soy muy afortunada por teneros.

Y en último lugar, pero los más importantes, a mi familia, a mi madre, apoyo y amor infinito siempre. Ella y mi padre me enseñaron a amar el conocimiento, a seguir adelante y a no rendirme: todo lo que soy es gracias a vosotros. Mis hermanos África, Ramón, Pepe, Marta y Antonio, por estar conmigo en este camino siendo mi apoyo, a Teo con la que siempre he podido contar y siempre ha estado a mi lado. A mis sobrinos, que nunca han podido ignorar la existencia de otro planeta que es ya parte de sus vidas. Y los grandes sufridores de esta Tesis: Jesús y mis hijos Jesús y Eduardo, que no recuerdan un tiempo en el que Marte no existiese en su vida, gracias por no haberos quejado nunca, por haber aguantado estoicamente todos los sacrificios que mi trabajo ha conllevado estos años, por aguantar los fríos veranos Islandeses, gracias por haber sido siempre mi gran apoyo. Os quiero.

A los que no están, pero siguen siempre en mi corazón: mi padre, Eduardo, Miguel, Antonio y Gloria.

A Jurelillo, el maravilloso personaje inventado por mi padre, cuyas historias nos leía por la noche, un niño que viajaba al Nuevo Mundo con Hernán Cortés para descubrir nuevas realidades, y que resume el espíritu de esta Tesis.

Agradecimientos	VII
Índice	XI
Título	XV
Resumen	XVII
Objetivos	XVII
Metodología	XVII
Resultados	XIX
Summary	XXI
Objectives	XXI
Methodology	XXI
Results	XXIII
Acrónimos usados en la Tesis.	XXV
Glosario de Conceptos, Regiones y Términos	XXVII
Capítulo 1: Introducción al Planeta Marte en relación con esta Tesis doctoral	1
1. Introducción	3
1.1. Cronología	3
1.2. Parámetros geofísicos y atmosféricos	9
1.3. Estructura del planeta	12
1.3.1. La Misión InSight	12
1.3.2. Núcleo	13
1.3.3. Manto.....	16
1.3.4. Corteza	17
1.3.5. Atenuación de las ondas sísmicas. Aplicación a la Estructura de Marte	19
1.4. Aspectos geofísicos	24
	XI

1.4.1. Gravedad.....	24
1.4.2. Topografía.....	27
1.4.3. Magnetismo	29
1.4.4. Tectónica.....	34
2. Zona Circumpolar de Marte: Scandia y Olympia Undae	37
2.1. Introducción	39
2.2. Características de la zona de estudio	39
2.3. Casquete Polar Norte	41
2.4. Scandia	43
2.5. Olympia Undae	44
2.6. Estructuras morfológicas en la superficie	46
2.6.1. Estructuras con cráter visible.....	46
2.6.2. Estructuras sin cráter visible	54
3. Datos e Instrumentos	61
3.1. Introducción	63
3.2. Misiones e Instrumentación Científica	63
3.2.1. Mars Global Surveyor (MGS).....	63
3.2.2. Mars Express	67
3.2.3. Mars Reconnaissance Orbiter (MRO).....	72
4. Metodología	79
4.1. Introducción	81
4.2. Adquisición de las herramientas necesarias para el manejo de los datos	81
4.2.1. ARCGIS.....	82
4.2.2. ENVI.....	83
4.2.3. JMARS.....	83
4.2.4. SURFER	85
4.3. Análisis de la zona de estudio	86
4.3.1. Identificación de estructuras en mapa con perfiles extensos.....	87
4.3.2. Análisis de estructuras.....	89
4.3.3. Radar SHARAD	93

4.4. Aplicaciones y Colaboraciones	97
5. Análisis y Clasificación de Edificios Con Cráter	103
5.1. Introducción	105
5.2. Edificios con Cráter	105
5.3. Cráteres de impacto: IC	117
5.4. Cráteres indiferenciados: UC	124
5.5. Comparación entre subgrupos CC, IC y UC	129
5.6. Conclusiones de Edificios con Cráter	130
6. Análisis de Edificios sin Cráter y Edificios Irregulares	133
6.1. Introducción	135
6.2. Edificios sin Cráter	135
6.2.1. Domos con Picos (PD)	135
6.2.2. Domos Simples (SD)	142
6.3. Estructuras Irregulares (IS)	146
6.4. Comparación entre los subgrupos PD, SD y el grupo IS	154
6.5. Conclusiones	155
6.5.1 Aplicación al estudio de SD e IS en Olympia Undae: Análisis de vientos y relación con las dunas.....	160
7. Discusión sobre el origen de las estructuras	171
7.1. Introducción	173
7.2. Procesos internos	173
7.2.1. Procesos volcánicos.....	173
7.2.2. Interacción lava-agua/hielo: conos sin raíces o pseudocráteres	175
7.3. Procesos de superficie	176
7.3.1. Procesos eólicos.....	176
7.3.2. Erosión, exhumación y sublimación.....	178
7.4. Procesos de impacto	179
7.5. Combinación de procesos	185
7.6. Yeso circumpolar	187

8. Resultados y Conclusiones. Posibles líneas de investigación futuras.	191
8.1. Resultados y Conclusiones	193
8.2. Posibles líneas de investigación futuras	200
Referencias.	201
Anexo I: Tablas de datos estadísticos. Imágenes de las 200 estructuras estudiadas.	229
Anexo II: Análisis de Vientos y Dunas en Olympia Undae y su Interacción con las Estructuras SD e IS	249
SD-01	251
SD-02	253
SD-03	255
SD-04 y 05	257
SD-04	257
SD-05	259
SD-06	261
IS-02	263
IS-03	267
IS-04	270
IS-05	275
Anexo III: Actividades científicas derivadas de esta Tesis doctoral	279
Publicaciones Científicas	281
Congresos y Seminarios Nacionales e Internacionales	281

Título

Zona Circumpolar Norte de Marte: Análisis Físico y Morfológico de Estructuras Pequeñas y Medianas en Scandia y Olympia Undae mediante Datos de Sensores Remotos de ESA Mars Express, Mars Global Surveyor y Mars Reconnaissance Orbiter.

Objetivos

El objetivo principal de la Tesis es contribuir al conocimiento de la Zona Circumpolar Norte de Marte mediante el análisis de las regiones de Scandia y Olympia Undae. Para ello, se plantearon los siguientes objetivos operativos:

1. Desarrollo de una metodología para localización, análisis morfométrico y clasificación de edificios de pequeño y mediano tamaño presentes en la zona de estudio.
2. Análisis de la aplicabilidad de datos de radar SHARAD para complementar esta metodología mediante el estudio de radargramas.
3. Creación de un banco de datos con las estructuras analizadas. Elaboración de mapas de estructuras para mejorar las descripciones topográficas y geológicas.
4. Aplicación al estudio del efecto de la superficie en la propagación de ondas de radio en la atmósfera marciana.
5. Aplicación al estudio detallado de las dunas y los vientos en Olympia Undae y su interacción con las estructuras de esa zona.

Metodología

Etapas seguidas para la consecución de estos objetivos:

1. Adquisición del conocimiento de las herramientas necesarias para realizar el manejo de los datos: ARCGIS, ENVI, JMARS Y SURFER.
2. Análisis de la zona de estudio
 - Identificación, mediante perfiles extensos, de las estructuras con suficiente información.
 - Selección de los parámetros morfométricos más adecuados para su modelización, análisis y comparación.
 - Análisis y clasificación de las 200 estructuras seleccionadas mediante el análisis de datos de topografía y superficie.
 - Estudio, mediante el radar SHARAD, de los edificios para buscar parámetros de similitud y concordancia que ayuden a completar su análisis y clasificación. Determinación del rango de aplicabilidad para cada tipo de estructuras.

3. Elaboración de mapas que integran las estructuras estudiadas en el contexto de la zona de estudio.
4. Aplicación de la metodología para estudiar el efecto de las superficies sobrevoladas por el radar MARSIS.
5. Estudio de dunas y vientos en Olympia Undae y su interacción con sus estructuras.

El trabajo está estructurado en ocho capítulos:

- **Capítulo 1:** Introduce las principales características geofísicas de Marte, describiendo su influencia en la formación de estructuras en la Zona Circumpolar Norte.
- **Capítulo 2:** Detalla las regiones de Scandia y Olympia Undae, situándolas en el contexto del Casquete Polar Norte y describiendo las estructuras esperadas en estas áreas.
- **Capítulo 3:** Presenta la instrumentación compleja, a bordo de tres sondas espaciales diferentes (Mars Express, Mars Global Surveyor y Mars Reconnaissance Orbiter), utilizada en la Tesis.
- **Capítulo 4:** Explica la metodología, integrando datos topográficos, de imágenes de alta resolución y radar.

Herramientas utilizadas:

- **Modelos Digitales del Terreno (DTM)** (*Podobnikar y Gadal, 2009*), empleados para analizar la topografía de las estructuras estudiadas.
- **Sistemas de Información Geográfica (GIS): ARCGIS** (*Nachon et al., 2020*) y **JMARS** (*Christensen et al., 2009; Burris et al., 2023*), para gestión y análisis de datos espaciales.
- **Software de procesamiento y análisis de datos SURFER** (*Golden Software; Si et al., 2010*), para crear modelos en 2D y 3D y realizar cálculos de pendientes, volúmenes y perfiles.
- **Radares SHARAD y MARSIS** (*Jordan et al., 2009*), para obtener perfiles subsuperficiales y estudiar la influencia del relieve en fenómenos como la degradación de señales de radio que atraviesan la ionosfera.
- **Capítulos 5 y 6:** Describen, respectivamente, los resultados relacionados con edificios que presentan un cráter visible y los de estructuras sin cráter observable (domos), y formaciones irregulares. El capítulo 6 introduce el estudio de las dunas y los vientos en Olympia Undae y describe, como ejemplo, el análisis del edificio IS-01, el estudio de los demás está incluido en el Anexo II.

- **Capítulo 7:** Discute el origen de las diferentes clases de estructuras en el contexto de la evolución geológica del área de estudio, relacionándolas con los procesos que han moldeado la región.
- **Capítulo 8:** Resume los principales resultados de la Tesis, destacando las conclusiones más relevantes y proponiendo posibles líneas de investigación futuras.

Resultados

La Tesis ha dado lugar a los siguientes resultados:

- Desarrollo de una metodología para la localización, análisis y clasificación de estructuras de pequeño y mediano tamaño (longitud entre 3 y 68 km y área de la base entre 4.47 y 648.40 km²).
- Análisis morfométrico de 200 estructuras mediante esta metodología, 187 en Scandia y 13 en Olympia Undae, y su clasificación en dos grupos. El primero contiene 129 edificios que presentan cráter más o menos bien diferenciado, distribuidos en tres subgrupos: 87 Conos con Cráter (CC), 30 Cráteres de Impacto (IC) y 12 Cráteres no Diferenciados (UC). El segundo está formado por 46 domos sin cráter diferenciado: 40 de ellos presentan picos en superficie (Domos con Picos, PD) y los otros 6, no (Domos Simples, SD). Además, hay 25 Edificios Irregulares (IS) de notable tamaño.
- Elaboración de mapas de la zona de estudio que enriquecen la información topográfica y geológica con la distribución espacial de los diferentes tipos de estructuras, permitiendo mejorar la interpretación de sus características.
- Conocimiento de la aplicabilidad del radar SHARAD a estructuras pequeñas o medianas; obtención de límites de tamaño para cada tipo de estructuras.
- Mejora de la interpretación de la zona de estudio porque la variedad de edificios analizados arroja nueva luz sobre algunos de los procesos clave en su formación y evolución. Por ejemplo, el elevado número de Conos con Cráter (87) señala la importancia de los procesos volcánicos, incluidos los subglaciales, en las etapas recientes de formación de la superficie del Casquete Polar Norte (100000 años), sugiriendo que la actividad del planeta se ha mantenido en niveles elevados más recientemente de lo que se creía. Todo apunta a procesos complejos o a la juventud de la zona como factores en el modelado actual de la superficie. Además, la presencia de los grandes Edificios Irregulares en Scandia (20) y en Olympia Undae (5), con características similares pese

a sus diferencias de edad (3.6-3.3 Ga y 3-1 Ga respectivamente), sugiere procesos de formación comunes y persistentes.

- Contribución para probar la falta de influencia topográfica sobre ondas electromagnéticas emitidas por el radar MARSIS.
- Conocimiento detallado de dunas y vientos en Olympia Undae y su interacción con los SD e IS localizados en ella.

Summary

Objectives

The main objective of the Thesis is to contribute to the knowledge of the Northern Circumpolar Zone of Mars through the analysis of the Scandia and Olympia Undae regions. To this end, the following operational objectives were set:

1. Development of a methodology for location, morphometric analysis and classification of small and medium-sized structures present in the study area.
2. Analysis of the applicability of radar data to complement this methodology by means of the study of radargrams obtained by the SHARAD radar.
3. Creation of a database with the landforms analysed. Elaboration of structure maps to enrich topographic and geological descriptions.
4. Application to the study of the surface effect on the propagation of radio waves from MARSIS radar.
5. Application to the detailed study of the dunes and winds in Olympia Undae and their interaction with the SD and IS structures in that area.

Methodology

Stages followed to achieve these objectives:

1. Acquisition of knowledge of the tools necessary to carry out data management: ARCGIS, ENVI, JMARS AND SURFER.
2. Analysis of the study area
 - Identification, by means of extensive profiles, of the structures with sufficient information.
 - Selection of the most suitable morphometric parameters for modelling, analysis, and comparison.
 - Analysis and classification of the 200 selected structures through the analysis of topography and surface data.
 - SHARAD radar study of the topographic landforms to search for similarity and concordance parameters to complete their analysis and

classification. Determination of the range of applicability for each type of structure.

3. Elaboration of maps integrating the analysed structures in the context of the area of study.

4. Application of the methodology developed to improve the knowledge of the effects of surfaces overflowed by MARSIS radar orbits on the radio waves.

5. Study of dunes and winds in Olympia Undae and their interaction with the landforms.

The work includes eight chapters:

- **Chapter 1:** Introduces the main geophysical features of Mars, describing their influence on the formation of structures in the Northern Circumpolar Zone.

- **Chapter 2:** Details the Scandia and Olympia Undae regions, placing them in the context of the North Circumpolar Cap and describing the topographic landforms expected in these areas.

- **Chapter 3:** Presents the complex instrumentation on board three different space probes, (Mars Express, Mars Global Surveyor and Mars Reconnaissance Orbiter), used in the Thesis.

- **Chapter 4:** Explains the methodology, integrating topographic, radar and high-resolution imagery data.

Tools used:

• **Digital Terrain Models (DTM)** (*Podobnikar and Gadal, 2009*), to analyse the topography of the structures.

• **Geographic Information Systems (GIS)**, ARCGIS (*Nachon et al., 2020*) and JMARS (*Christensen et al., 2009; Burris et al., 2023*), for spatial data management and analysis.

• **SURFER data processing and analysis software** (Golden Software, *Si et al., 2010*), for 2D and 3D modelling, slope, volume and profile calculations.

• **SHARAD and MARSIS radar** (*Jordan et al., 2009*) to obtain subsurface profiles and study the influence of relief on phenomena such as the degradation of radio signals passing through the ionosphere.

- **Chapter 5 and 6:** Describe, respectively, the results related to landforms with a visible crater and those without an observable crater (domes), and the

irregular structures. In addition, Chapter 6 introduces the study of dunes and winds at Olympia Undae and describes, as an example, the analysis of the Irregular Structure S-01. The study of other structures of Olympia Undae is included in Annex II.

- **Chapter 7:** Discusses the origin of the different kinds of landforms in the context of the geological evolution of the study area, relating it to the processes that have shaped the region.

- **Chapter 8:** Summarises the main results of the Thesis, highlighting the most relevant conclusions and proposing possible lines of future research.

Results

The Thesis has achieved the following results:

- Development of a methodology for the localization, analysis, and classification of small and medium-sized structures (length between 3 and 68 km and base area between 4.47 to 648.40 km²).
- Morphometric analysis of 200 structures using this methodology, 187 in Scandia and 13 in Olympia Undae, and their classification into 2 groups. The first contains 129 topographic landforms with more or less well-differentiated craters, distributed in three subgroups: 87 Crater Cones (CC), 30 Impact Craters (IC) and 17 Undifferentiated Craters (UC). 46 Domes form the group of non-differentiated cratered structures: 40 have peaks on the surface (Peaked Domes, PD) and the other 6 lack them (Simple Domes, SD). In addition, there are 25 Irregular Structures (IS) of remarkable size.
- Production of maps of the study area that enrich the topographic and geological information with the spatial distribution of the different types of structures, allowing a better interpretation of their characteristics.
- Knowledge of the applicability of SHARAD radar to small or medium-sized structures; obtaining size limits for each type of structure.
- Improved interpretation of the study area because the variety of buildings analysed sheds new light on some of the key processes in their formation and evolution. For example, the high number of Crater Cones (87) points to the importance of volcanic processes, including subglacial processes, in the recent stages of formation of the North Polar Cap surface (100000 years), suggesting that planetary activity has been maintained at high levels more recently than previously thought. Furthermore, the presence of the Irregular Structures, the largest in the sample studied, at Scandia (20) and Olympia Undae (5), with

similar characteristics despite their differences in age (3.6-3.3 Ga and 3-1 Ga respectively), suggests common and persistent formation processes.

- Contribution to prove the lack of the topographic influence on electromagnetic waves from MARSIS radar.
- Improved knowledge of dunes and winds in Olympia Undae and their interaction with the 6 Simple Domes and 5 Irregular Structures located in the region.

Acrónimos usados en la Tesis.

Clasificación de Estructuras:

CC: Conos con cráter

IC: Cráter de Impacto

UC: Cráter Indiferenciado

PD: Domos con Picos

SD: Domos Simples

IS: Edificios Irregulares

Datos Morfométricos:

Acr: Área Cráter

A: Área Basal

Dcr: Profundidad de cráter

Hco: Altitud

MiE: Elevación Mínima

MxE: Elevación Máxima

Sco: Diámetro Basal Corto

Scr: Diámetro Corto del cráter

Wco: Diámetro Basal Largo

Wcr: Diámetro Largo del cráter

Instrumentación y Sondas:

CTX: Context Camera

DEM: Digital Elevation Model

DTM: Digital Terrestrial Models

ENVI: Environment for Visualizing Images

GIS: Geographic Information Systems

HiRISE: High Resolution Imaging Science Experiment

HRSC: High Resolution Stereo Camera

JMARS: Java Mission-planning and Analysis for Remote Sensing

MARSIS: Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding

MEX: Mars Express

MOLA: Mars Orbiter Laser

MGS: Mars Global Surveyor

MOC: Mars Orbiter Camera

OMEGA: Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité

Glosario de Conceptos, Regiones y Términos

Este glosario incluye todos los términos relevantes usados en la Tesis, organizados por categorías e indicando el capítulo donde se abordan.

Procesos Geológicos y Atmosféricos

1. **Congelamiento Criogénico** (Capítulos 2, 7): Proceso en el que el agua atrapada en el subsuelo se congela, formando estructuras como pingos o fracturas criogénicas.
2. **Depósitos de Eyecta** (Capítulos 2, 5, 7): Material expulsado durante impactos de meteoritos. Su estudio permite deducir la composición del subsuelo y procesos de sublimación.
3. **Depósitos de Yeso** (Capítulos 2, 3, 6, 7): Acumulaciones en Olympia Undae y Scandia, resultado de sublimación y transporte eólico.
4. **Erosión Diferencial** (Capítulos 5, 7): Proceso de desgaste selectivo de materiales más débiles por agentes externos como el viento y el hielo, dejando estructuras más resistentes.
5. **Interacciones Lava-Hielo/Agua** (Capítulos 2, 6, 7): Proceso en el cual lava caliente interactúa con agua o hielo, generando explosiones freatomagmáticas y estructuras como pseudocráteres.
6. **Sedimentación por Viento** (Capítulos 2, 5, 6, 7): Deposición de polvo y arena por la acción del viento. Este proceso forma dunas como las que aparecen en la región de Olympia Undae que serán estudiadas en este trabajo.
7. **Sublimación** (Capítulos 1, 2, 6, 7): Proceso por el cual un material pasa directamente de estado sólido a gas sin pasar por el estado líquido. Común en Marte: afecta el hielo de agua y de CO₂, remodelando las estructuras geológicas.

Tipos de Cráteres de Impacto

8. **Circulares** (Capítulos 5, 6): Cráteres formados por impactos verticales con bordes elevados y distribuciones uniformes de eyecta.
9. **Con Exceso de Eyecta (Rampart)** (Capítulos 2, 5, 7): Cráteres con lóbulos de eyecta, indicadores de la presencia de hielo subsuperficial.

10. **Con Pedestal** (Capítulos 5, 6, 7): Cráteres elevados debido a la protección contra la erosión del material subyacente.
11. **Elevados (Perched)** (Capítulos 5, 6, 7): Cráteres cuyo interior está por encima del terreno circundante debido al relleno posterior al impacto.
12. **Elipsoidales** (Capítulos 2, 5, 7): Círculos deformados causados por impactos oblicuos. Presentan distribuciones asimétricas de eyecta.

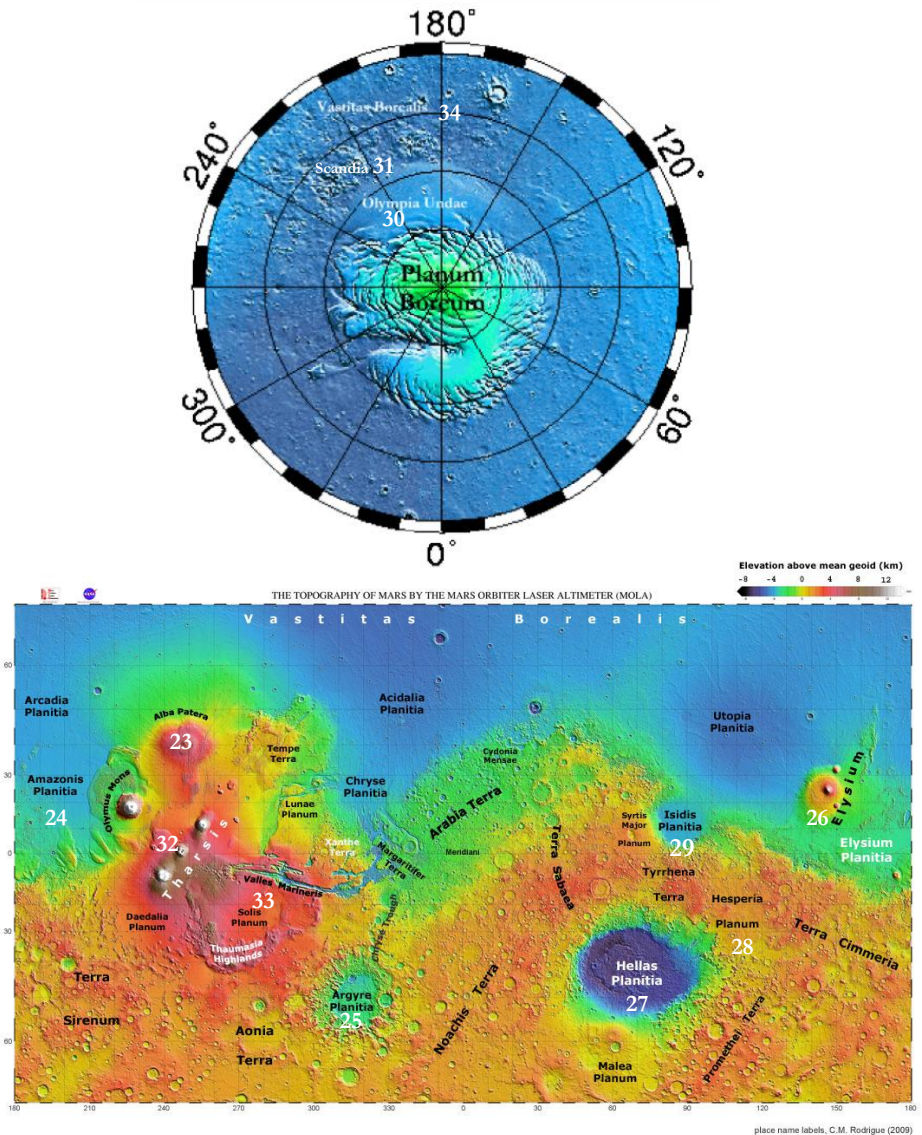
Tipos de Volcanes y Estructuras Relacionadas

13. **Maares:** (Capítulo 2): Los cráteres de maar representan la parte superior de una construcción volcánica producida por interacciones explosivas del subsuelo entre el agua subterránea/hielo y el magma ascendente.
14. **Pingos** (Capítulos 2, 6 y 7): Colinas de forma cónica originadas por la presión del agua subterránea que se congela, empujando el terreno hacia arriba. Frecuentes en regiones de permafrost en Marte, como Scandia y otras áreas circumpolares.
15. **Pseudocráteres** (Capítulos 2, 5, 6, 7): Formados por explosiones de vapor cuando lava caliente entra en contacto con hielo o agua. Se observan en la Tierra en regiones como Islandia, y posible existencia en Marte en las regiones de Scandia y Athabasca Valles.
16. **Volcanes de Escudo** (Capítulos 1, 2, 5, 7): Formaciones con pendientes suaves y grandes dimensiones. Olympus Mons es el más destacado en Marte.
17. **Volcanes Subglaciares** (Capítulos 2, 5, 6, 7): Se forman bajo hielo y generan explosiones freatomagmáticas.
18. **Volcanes de Lodo** (Capítulos 2, 5, 6, 7): Estructuras generadas por la expulsión de lodo y gases del subsuelo.
19. **Tholis** (Capítulos 2, 6, 7): Cúpulas intermedias, elevadas sobre el terreno circundante. Aparecen en zonas como las estudiadas en este trabajo, Olympia Undae y Scandia. Se asocian a procesos magmáticos y sedimentarios.

Tipos de Dunas y Sedimentación

20. **Barjanes y Barjanoides** (Capítulos 2, 6, 7): Dunas en forma de media luna formadas por vientos unidireccionales.

21. **Dunas Lineales** (Capítulos 6, 7): Formadas por vientos predominantes con sentidos opuestos, que crean patrones longitudinales.
22. **Dunas Transversales** (Capítulos 6, 7): Alineadas perpendicularmente al viento predominante. Se forman en ambientes con abundante sedimento.



place name labels. C.M. Rodrigue (2009)

Regiones en Marte citadas en la Tesis

23. **Alba Patera** (Capítulo 1): extenso y antiguo volcán escudo en el hemisferio norte, con una gran área de influencia, pendientes suaves y **señales de actividad volcánica prolongada**.
24. **Amazonis Planitia** (Capítulos 2, 4, 5): Planicie joven en el hemisferio norte, con baja densidad de cráteres.
25. **Argyre** (Capítulo 1): Gran cuenca de impacto en el hemisferio sur de Marte, de 1,800 km de diámetro, formada hace 4.0 mil millones de años, con evidencias de antiguos lagos y glaciares.
26. **Elysium** (Capítulo 1): Llanura volcánica cercana al ecuador, con volcanes como Elysium Mons, signos de actividad volcánica reciente y posible interacción entre lava y hielo.
27. **Hellas Planitia** (Capítulos 2, 5): Cuenca de impacto profunda en el hemisferio sur, rodeada por material eyectado antiguo.
28. **Hesperia Planum** (Capítulo 1): Región volcánica del hemisferio sur con cráteres erosionados, que define el Periodo Hespérico, caracterizado por el declive del vulcanismo y la erosión.
29. **Isidis Planitia** (Capítulos 1, 3, 4): Cuenca al norte del ecuador, relacionada con procesos glaciales y volcánicos.
30. **Olympia Undae** (Capítulos 1, 2, 4, 5, 6, 7, 8): Campo de dunas cerca del casquete polar norte, conocido por sus depósitos de yeso y estudios sobre viento y clima. Contiene edificios irregulares y estructuras tipo Domo, así como dos cráteres de impacto.
31. **Scandia** (Capítulos 2, 5, 6, 7, 8): Depresiones irregulares en la región circumpolar norte, formadas por procesos glaciales, sedimentarios y volcánicos. Que incluyen todas las estructuras estudiadas en la Tesis.
32. **Tharsis** (Capítulos 1, 2, 4, 5): La región volcánica más grande de Marte, hogar de Olympus Mons y otros volcanes.
33. **Valles Marineris** (Capítulos 1, 4, 5): Sistema de cañones tectónicos extensos, clave para estudiar la evolución geológica de Marte.
34. **Vastitas Borealis** (Capítulo 2, 7): La mayor llanura del hemisferio norte, con baja altitud, depósitos de hielo y dunas, se cree que pudo haber sido el lecho de un antiguo océano.

Instrumentación Científica y Software.

35. **CTX** (Context Camera) (Capítulos 2, 3, 4, 5, 6, 7) Cámara de alta resolución a bordo del Mars Reconnaissance Orbiter.
36. **HiRISE** (High Resolution Imaging Science Experiment) (Capítulos 3, 4, 8): Cámara de alta resolución a bordo del Mars Reconnaissance Orbiter, utilizada para imágenes detalladas de la superficie marciana.
37. **HRSC** (High Resolution Stereo Camera) (Capítulos 3, 4, 8): Cámara de alta resolución para obtener modelos tridimensionales del terreno. A bordo de Mars Express.
38. **JMARS** (Java Mission-planning and Analysis for Remote Sensing) (Capítulos 2, 3 4, 5, 6, 7, 8): Herramienta de planificación espacial y análisis geográfico.
39. **MARSIS** (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding) (Capítulos 3, 4, 8): Radar de penetración profunda para estudiar el subsuelo marciano. A bordo de Mars Express.
40. **MOLA** (Mars Orbiter Laser Altimeter) (Todos los capítulos): Altimetro que mide la topografía marciana.
41. **SHARAD** (SHALLOW RADAR) (Capítulos 3, 4, 5, 6, 7, 8): Radar para investigar capas subsuperficiales a bordo de Mars Reconnaissance Orbiter.
42. **SURFER** (Capítulos 4, 6, 7): Software de análisis y representación de datos para generar modelos topográficos en 2D y 3D y realizar cálculos de pendientes y volúmenes.

Capítulo 1: Introducción al Planeta Marte en relación con esta Tesis doctoral

1. Introducción

Marte, es un planeta rocoso situado en cuarto lugar del sistema solar, que posee dos lunas (Deimos y Fobos) (Ramsley y Head, 2021) y cuya formación ocurrió hace aproximadamente 4.1 Ga¹ (Carr y Head, 2010). Su distancia media al Sol es 228 millones de kilómetros, la duración de un año marciano es 687 días terrestres y la de uno de sus días, lo que se conoce como “sol”, 24 horas y 37 minutos (NASA (National Aeronautics and Space Administration)). Su tamaño es aproximadamente la mitad del de la Tierra, con un radio de 3389.5 km (Seidelmann et al., 2002) y la gravedad en su superficie se estima en 3.72 m/s². Actualmente carece de campo magnético global y de actividad tectónica. Su atmósfera es unas 100 veces más tenue que la de nuestro planeta (Hassler et al., 2014), produce una presión media sobre la superficie de 0.636 kPa y está compuesta principalmente de dióxido de carbono (95%), nitrógeno molecular (2.85%) y argón (2%) (Heather et al., 2017). También contiene trazas de vapor de agua, oxígeno, monóxido de carbono, hidrógeno y gases nobles (Heather et al., 2017; Lefèvre y Krasnopolsky, 2017). Como se explicará más adelante, todas estas características generales influyen directamente en los estudios que se van a realizar en esta Tesis.

1.1. Cronología

Como en otros planetas, el recuento y estudio de los cráteres es uno de los métodos más empleados para datar la antigüedad de una zona de Marte, debido a que el número de impactos se relaciona directamente con las épocas de mayor volumen de impactos en la formación del sistema solar. Las zonas con menos impactos son de menor antigüedad. Los datos obtenidos en la Luna constituyen una referencia temporal bien calibrada (Hartmann y Neukum, 2001; Le Fenre y Wiczczyrek, 2011).

En el caso concreto de Marte, su cronología puede analizarse desde dos puntos de vista: el primero basado en la actividad geológica y el segundo en la correlación existente entre los minerales y la geología del planeta. La Figura 1.1 muestra el mapa de Marte en relación con los diferentes periodos de formación (Tanaka et al., 2014). La Figura 1.2 presenta una comparativa entre los periodos de Marte y de la Tierra así como la actividad geológica más relevante en Marte en función del tiempo, mostrando la importancia relativa

¹ GA=Giga Años= 10⁹años

de los diferentes procesos, las formaciones relevantes y los tipos de tasas de meteorización (Carr y Head, 2010). Por su parte, la Figura 1.3 resume la cronología basada en la correlación existente entre los minerales y la geología del planeta (Bibring et al., 2006).

Visto desde el espacio, las rocas, el suelo y el cielo del planeta tienen una tonalidad rojiza. Este color característico de Marte ha sido observado por los astrónomos a lo largo de los siglos y ya los antiguos egipcios le llamaron Her Descher, que significa “el rojo”. Los romanos le dieron el nombre actual Mars (en español Marte) en honor al dios de la guerra.

La primera cronología incluye tres períodos, Figuras 1.1 (Tanaka et al., 2014) y 1.2 (Carr y Head, 2010), que reciben sus nombres de una zona de la superficie formada en ese tiempo, a los que, algunos autores añaden un cuarto periodo previo, conocido como Prenoéico (McSween et al., 2003).

- **Periodo Prenoéico:** Actualmente no se conoce casi nada de la situación de Marte previa al periodo Noéico excepto que existía campo magnético global de origen interno (Carr y Head, 2010). El escenario más probable es una dinamo que estaba activa cuando se formaron las cuencas más antiguas del planeta donde en la actualidad se mide campo magnético remanente. El campo global cesó antes de los impactos de Hellas y Utopía, entre 4.0 y 4.1 Ga, y no se ha reiniciado posteriormente (Lillis et al., 2013). En este periodo el planeta se vio sometido a grandes impactos que formaron profundas depresiones. Probablemente, una de ellas dio lugar a la formación de la dicotomía (Carr y Head, 2010).

- **Período Noéico:** Se extiende desde la formación del planeta, hace 4.1 Ga, hasta los 3.7 Ga (Carr y Head, 2010). Recibe su nombre de Noachis Terra, una vasta zona en el hemisferio sur que presenta gran cantidad de cráteres. Es un periodo caracterizado por un intenso bombardeo de meteoritos que produjo numerosos cráteres y una importante erosión por agua, de la que quedan abundantes pruebas que sugieren que la superficie fue en algunas etapas, principalmente al final del periodo, cálida y húmeda (Boatwright y Head, 2021). Este periodo tuvo también una gran actividad volcánica. Su final se caracteriza por una disminución brusca e intensa en los procesos de formación de valles, y de desgaste y erosión de las rocas, así como en el número de impactos (Figura 1.2 (Carr y Head, 2010)). A principios y mediados de esta época hubo una menor deformación tectónica en comparación con el periodo siguiente, con un aparente pico en la deformación compresiva a finales del Noéico y principios del Hespérico (Andrews-Hanna y Broquet, 2023)

- **Periodo Hespérico:** Abarca desde 3.7 Ga hasta los 3 Ga. El bombardeo de meteoritos empieza a moderarse durante este intervalo que abarca desde final del Noéico hasta hace 1.8 Ga. Se llama así por Hesperia Planum, una llanura alta en la zona de bajas latitudes del hemisferio sur (*Broquet y Andrews-Hanna, 2023*). El periodo Hespérico, al menos en su primera mitad, se caracteriza por una intensa actividad volcánica que cubrió muchos cráteres de la época Noéica. Como resultado, se renovó más del 30% de la superficie del planeta. Una gran parte de los mayores canales de la superficie se formaron en esta etapa.
- **El periodo Amazónico:** Se extiende desde el final de la era Hespérica, hace 3 Ga (*Hartmann y Neukum, 2001*) hasta la actualidad, y recibe su nombre de Amazonis Planitia, una planicie del hemisferio norte próxima al ecuador (*Solmaz, 2016*). El periodo Amazónico es demasiado frío para poder encontrar agua líquida, al menos en la superficie. Los materiales geológicos más jóvenes de la superficie de Marte, incluyendo los depósitos de hielo en los polos, pertenecen a esta época (*Jawin y Head, 2021*). El vulcanismo en este periodo es diez veces menor que en el anterior (Figura 1.2) (*Carr y Head, 2010*).

Como ya se ha indicado, la antigüedad de la superficie del planeta se calcula por el recuento del número de cráteres presente en la superficie y la distribución de sus tamaños. Sin embargo, gracias a los últimos estudios realizados por el instrumento OMEGA (*Bonello et al., 2004; Bibring et al., 2006*), actualmente se ha propuesto otra cronología alternativa basada en la correlación existente entre los minerales y la geología del planeta. Este equipo de imagen espectrográfica de la misión Mars Express (*Chicarro et al., 2004; Cardesin-Moinelo et al., 2024*) que será descrito más adelante, observa la mayor parte de la superficie marciana desde una órbita polar.

Esta cronología distingue tres intervalos: Filósico, Teíico y Sideríico (Figura 1.3) que se relacionan directamente con la formación de diferentes minerales. Cuando se dan las condiciones ambientales para que se formen filosilicatos no se pueden formar sulfatos y a la inversa, porque las arcillas necesitan condiciones alcalinas y los sulfatos requieren condiciones ácidas. Gracias a la mineralogía, sabemos que ciertas características estables en el tiempo dependen de las condiciones ambientales en que se formaron (Figura 1.4).

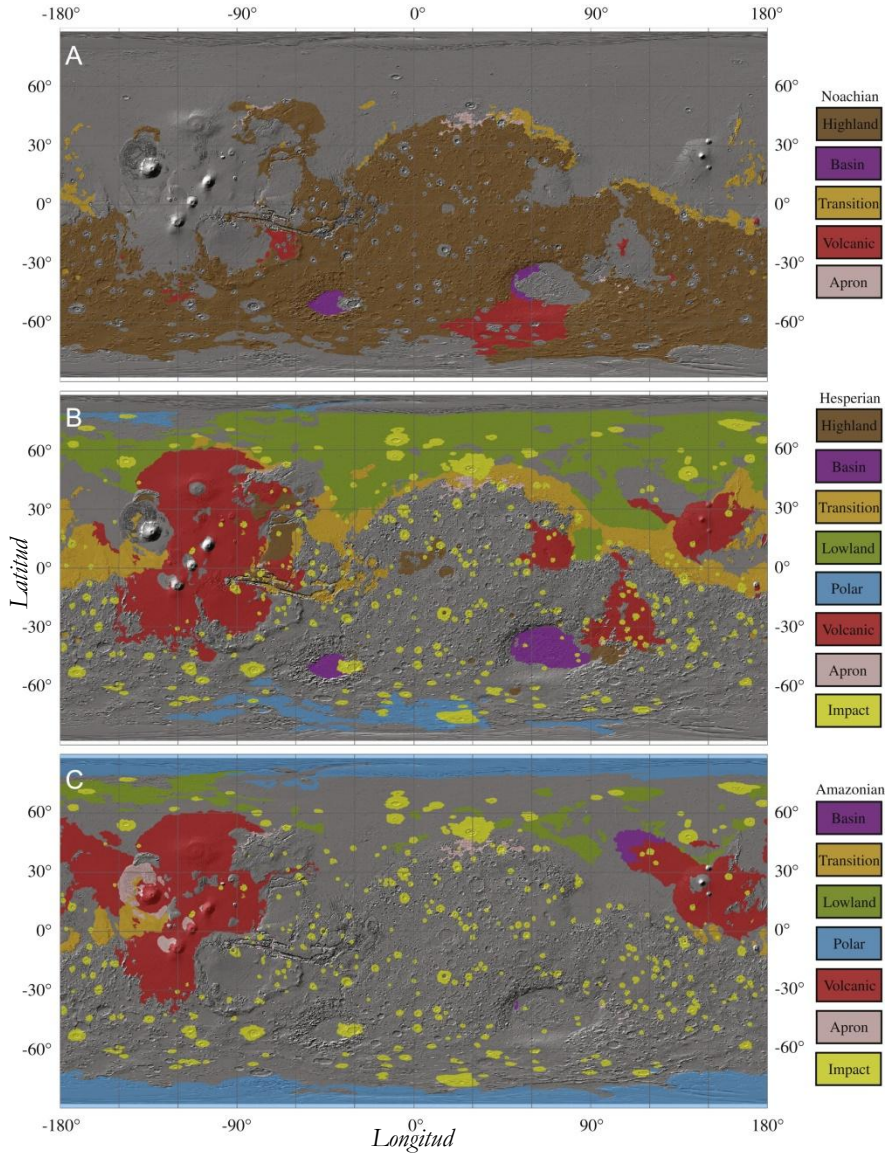


Figura 1.1: Grupos de unidades en Marte por período; (A) Noéico, (B) Hespérico y (C) Amazónico. Algunas unidades abarcan dos períodos. El mapa base es un modelo digital de elevación con relieve sombreado MOLA (128 píxeles/grado) superpuesto por un mosaico infrarrojo diurno global THEMIS (100 m/píxel). Proyección equirrectangular, cuadrícula de 30° (Adaptada de Tanaka et al., 2014)

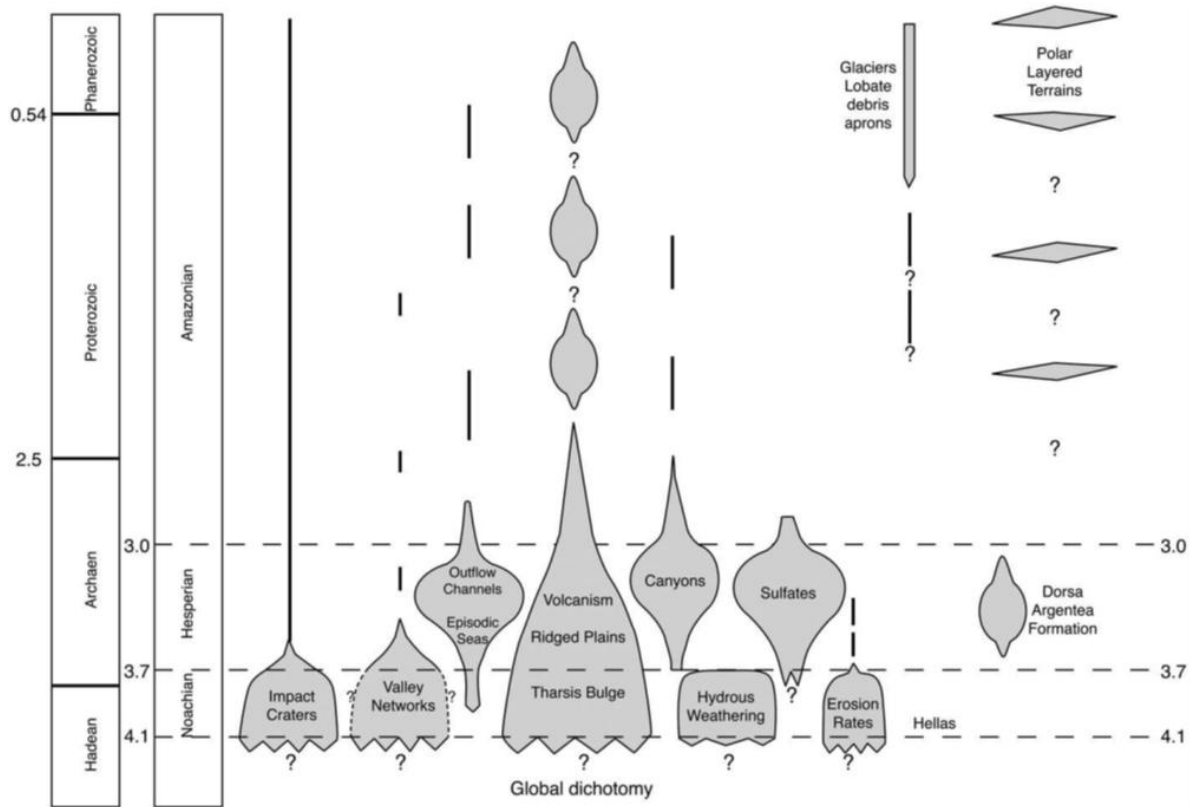


Figura 1.2. Actividad geológica de Marte en función del tiempo, mostrando la importancia relativa de los diferentes procesos, las formaciones importantes, los tipos de tasas de meteorización, y los periodos de Marte en comparación con los de la Tierra. Escala temporal en Ga (Carr y Head, 2010). Los interrogantes indican etapas y procesos no suficientemente conocidos.

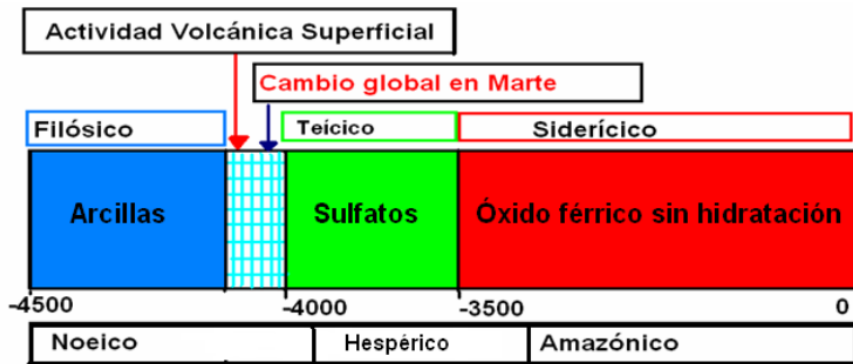


Figura 1.3. Cronología basada en los minerales predominantes (adaptada de Bibring et al., 2006)

- Intervalo **Filósico (del inglés Phyllocian)**. Esta época, cuyo nombre se debe a las arcillas ricas en filosilicatos que la caracterizan (Poulet et al., 2005), se extendió desde la formación del planeta hasta hace unos 4 Ga (Vidmachenko, 2023). Los filosilicatos aparecieron durante la primera parte de la era Noéica, cuando la superficie de Marte fue esculpida con las marcas inconfundibles de la erosión hídrica (Bibring et al., 2006). Como en la Tierra las arcillas se forman cuando sedimentan las partículas de grano fino que se encuentran suspendidas en el agua, se cree que la formación de filosilicatos habrá requerido un ambiente de agua alcalina (Poulet et al., 2005). Por tanto, es en estos depósitos donde se podría encontrar evidencias de vida en Marte (Figura 1.3).
- Intervalo **Teícoico (del inglés Theiikian)**. El nombre procede del vocablo griego para nombrar sulfato. La duración de este intervalo se prolongó hasta hace unos 3.5 Ga (Vidmachenko, 2023) y fue un período de intensa actividad volcánica. Se caracteriza por la aparición de gran cantidad de sulfatos que necesitan un ambiente ácido para su formación, así como la presencia de grandes cantidades de agua y que ésta se evapore (Bibring et al., 2006). A partir de estos principios se infiere que la amplia cantidad de sulfatos formados a finales del Noéico y principios del Hespérico después de la aparición de filosilicatos, implica un cambio sustancial en la química acuosa del planeta. La gran cantidad de sulfatos (Langevin et al., 2005; Gendrin et al., 2006) encontrados por el instrumento OMEGA (Bonello et al., 2004), requiere un gran aporte de azufre, lo que significa una intensa actividad volcánica (Figuras 1.1 y 1.2).

Capítulo 1: Introducción al Planeta Marte en relación con esta Tesis doctoral

- Intervalo **Siderítico (del inglés Siderikan)**. Se extiende desde hace 3.5 Ga hasta el presente y debe su nombre al papel jugado por el hierro (siderita en griego) que sustituye en importancia al agua (*Vidmachenko, 2023*). Esto se evidencia por la falta de hidratación de los óxidos de hierro, en comparación con los filosilicatos y los sulfatos hidratados característicos de las etapas anteriores. Probablemente, el agua líquida pudo estar presente durante eventos transitorios y locales (impactos que liberan volátiles o la fusión de depósitos de hielo) (*Vidmachenko, 2023*), pero estos episodios han sido tan cortos que no han dejado marcas importantes en la composición de la superficie, y no son responsables de la alteración global, que ha sido causada en su mayor parte por la oxidación de la superficie y la producción de óxido férrico sin hidratación. Estos óxidos originan el color rojo característico del planeta (*Bibring et al., 2006*).

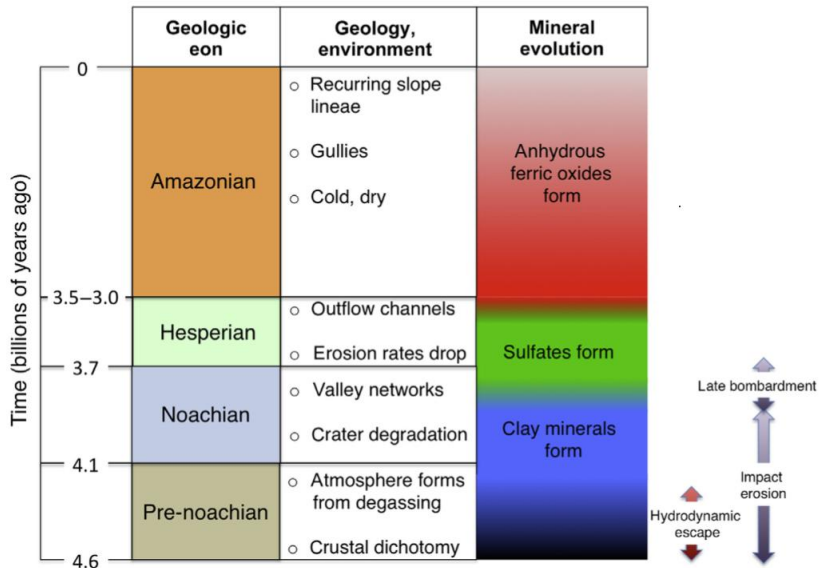


Figura 1.4. Cronología relacionada con la geología y la evolución de Minerales (*Catling, 2014*)

1.2. Parámetros geofísicos y atmosféricos

Los valores de los principales parámetros geofísicos y atmosféricos aparecen en la Tabla 1.1:

Tabla 1.1

Magnitudes	Datos	Repercusiones
Masa	6.421x10 ²³ kg	Gravedad equivalente a 1/3 de la Tierra
Diámetro Ecuatorial	6.794 km	53.24% con respecto al tamaño de la Tierra, lo que ha provocado un enfriamiento mucho más rápido.
Densidad media	3933 kg/m ³	
Distancia media desde el Sol	1.52 UA	
Periodo de rotación	24.6 h	
Día sinódico	24.7 h	
Periodo orbital sideral	686.98 días	
Velocidad orbital media	24.13 km/s	
Excentricidad orbital	0.0934	Distancia al Sol variable entre 1.38 y 1.65 UA ² .
Inclinación del eje	25.19°	
Inclinación orbital	1.850°	
Gravedad superficial en el ecuador	3.72 m/s ²	Baja velocidad de escape atmosférico. Pérdida de la atmósfera.
Velocidad de escape en el ecuador	5.02 km/s	
Temperatura superficial mínima	-140°C	Variaciones día-noche mucho mayores que en la Tierra que pueden afectar el comportamiento magnético de los minerales de la superficie.
Temperatura superficial media	-63°C	
Temperatura superficial máxima	20°C	
Presión atmosférica para la que se considera nivel 0.	610.5 mbar	Valor que se utiliza como nivel de referencia para los Modelos Digitales del Terreno (DTMs)
Composición atmosférica		
Dióxido de Carbono(CO ₂)	95.32%	La atmósfera es mucho más tenue que en la Tierra, pero juega un papel fundamental. Con estas condiciones de densidad atmosférica y temperatura, el agua en estado líquido es inestable.
Nitrógeno N ₂	2.7%	
Argón(Ar)	1.6%	
Oxígeno (O ₂)	0.13%	
Monóxido de Carbono (CO)	0.07%	
Agua (H ₂ O)	0.03%	
Neón (Ne)	0.00025%	
Kriptón (kr)	0.00003%	
Xenón (Xe)	0.000008%	
Ozono (O ₃)	0,000003%	

Las claves para entender la historia de Marte se encuentran, fundamentalmente, estudiando la estructura y la composición de la corteza y el manto. La corteza está constituida por la fusión de la parte superior del manto, que se ha formado y redistribuido por los impactos, el vulcanismo, la lava volcánica y la erosión (*Michalski et al., 2024*). Todo apunta a que en sus

² UA: Unidad Astronómica, distancia media Tierra al Sol. 1UA=149597870.7 km

Capítulo 1: Introducción al Planeta Marte en relación con esta Tesis doctoral

primeros tiempos, Marte presentó una dinámica interna muy activa puesto que la pérdida de calor fue muy intensa. Con respecto a la existencia o no de subducción que permitiese una primitiva tectónica de placas, hay varias teorías y estudios actuales sobre ello (*Zhou et al., 2022*). Las hipótesis son muchas y variadas. *Lenardic et al., (2004)* propuso que el crecimiento de una litosfera gruesa en el hemisferio sur detuvo la tectónica de placas en Marte. Con respecto al papel del agua para su formación, *Yoshizaki y McDonough (2021)* propusieron que la falta de una dinamo central impediría una magnetosfera que evitara la pérdida de agua en la superficie marciana, aumentando así la fuerza de la litosfera e inhibiendo la subducción. *Azuma y Katayama (2017)* ya habían postulado sobre esta pérdida de agua haciendo que la resistencia de la litosfera hubiese aumentado significativamente en el Noeico debido a esta pérdida. Por lo tanto, de haber empezado, la tectónica de placas podría haber cesado o, en caso contrario, ya no podría iniciarse en Marte.

Este periodo fue seguido de un enfriamiento de su interior que condiciona la evolución geológica, geofísica y geoquímica de Marte y con ella la historia del agua y el clima del planeta. La detección de actividad volcánica a finales del Amazonia (*Krishnan., et al 2023*) y de flujos de lava de menos de 100 millones de años de edad, sugiere que Marte ha presentado actividad volcánica hasta un pasado reciente (*Zuber, 2001*).

En la actualidad, Marte es un planeta mono-placa que no presenta ningún signo actual de tectónica de placas. Posee una corteza con una dicotomía espacial significativa, de espesor promedio de 38-62 km (*Giardini et al., 2020; Marinova et al., 2008*), con la corteza en el hemisferio norte ~25 km más delgada que la del hemisferio sur. Probablemente, está formado por una capa litosférica que en algunos puntos estaría perforada por chimeneas volcánicas.

En la Figura 1.5 se muestra un esquema de los espesores de la corteza en relación con su antigüedad. Las tierras altas del hemisferio sur, que se formaron en el Noeico, presentan espesores de 60 km de corteza, frente al mayor espesor que encontramos en Tharsis. En esta región, donde se localizan los mayores volcanes del Sistema solar y la corteza pudo alcanzar un espesor de 100 km, la formación de la corteza finalizaría en el periodo Amazónico. Por último, con espesores menores de 30 km encontramos las tierras bajas del norte, en las que se encuentra nuestra zona de estudio, formadas en el período Noeico pero con cobertura posterior del Hespérico (*McSween et al., 2003*).

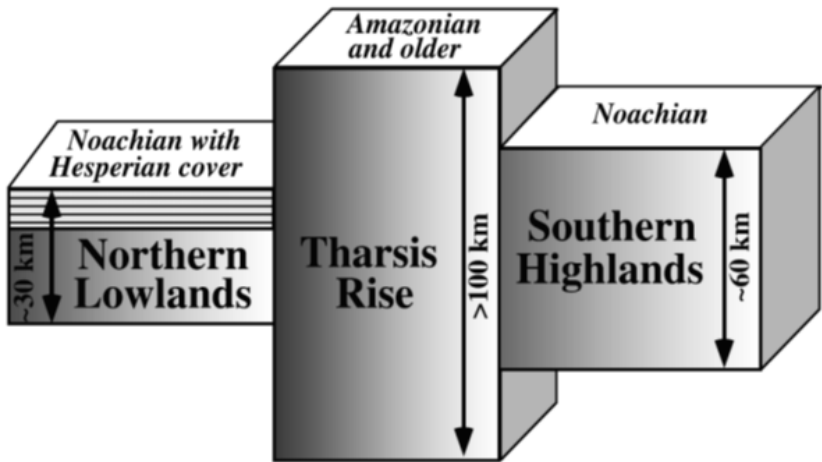


Figura 1.5: Esquema de espesores y antigüedad de la corteza (McSween et al., 2003)

1.3. Estructura del planeta

1.3.1. La Misión InSight

El estudio de la estructura de Marte recibió un impulso decisivo con la Misión InSight (Interior Exploration using Seismic Investigations, Geodesy and Heat Transport) (Hoffman, 2018) que se inició en mayo de 2018. La sonda aterrizó en Marte seis meses más tarde y la Misión finalizó en diciembre de 2022 (Banerdt et al., 2020). El 26 de noviembre de 2018, la sonda desplegó un sismógrafo conocido como SEIS (Seismic Experiment for Interior Structures) (Mimoun et al., 2017; Knapmeyer-Endrun et al., 2021) con objeto de detectar “martemotos” y analizar la estructura interna de Marte. Este instrumento ha permitido registrar reflexiones de ondas sísmicas desde el límite núcleo-manto de Marte proporcionando las primeras observaciones directas de la corteza, el manto y la estructura del núcleo, en un planeta rocoso diferente de la Tierra.

Los sensores de SEIS miden la amplitud del movimiento del suelo y su frecuencia a lo largo de tres ejes, pero los datos se obtienen en una sola ubicación (Wieczorek et al., 2022). Esto limita el análisis de los epicentros y tiempos de viaje de los “martemotos”. Además, aunque un escudo protector rodea a SEIS, sus sensores registran perturbaciones causadas por variaciones meteorológicas que se consideran “ruido” en el estudio de los “martemotos”.

Capítulo 1: Introducción al Planeta Marte en relación con esta Tesis doctoral

La geología de Marte también crea desafíos porque su superficie rocosa dispersa la energía sísmica cerca del sismómetro, complicando la identificación de las ondas (Stähler *et al.*, 2021). Los resultados de la misión InSight ya han demostrado que Marte es sísmicamente activo y los “martemotos” son abundantes y, en general, de pequeña magnitud (Giardini *et al.*, 2020). La gran mayoría se originan en la corteza y crean fuertes reverberaciones en su interior haciendo que las ondas individuales sean difíciles de identificar (Giardini *et al.*, 2020). Un número menor se genera debajo de la corteza, y su apariencia se asemeja más a los eventos tectónicos en la Tierra (Cottaar y Koelemeijer., 2021). Es interesante tener en cuenta que un elevado porcentaje de estos registros presentan una larga coda que, como se comenta un poco más adelante, ha permitido obtener información sobre la capacidad del interior de Marte para atenuar y esparcir las ondas sísmicas. Casi al final de la misión, el 4 de mayo de 2022, se registró un “martemoto” de magnitud 4.7 (catalogado como S1222a), que inicialmente se pensó podía haber sido causado por el impacto de un meteorito debido a la similitud de su señal sísmica con eventos anteriores con este origen. Investigaciones posteriores descartaron esta hipótesis y establecieron que fue debido a fuerzas internas, lo que sugiere que el planeta es más activo de lo que se pensaba (Fernando *et al.*, 2023). Aprovechando la larga duración (más de 8 horas) y la claridad del registro, este evento ha sido objeto de una detallada aplicación del análisis de ondas de coda, que se detallará más adelante, para estudiar la atenuación y el esparcimiento (scattering) de la litosfera de Marte (Onodera *et al.*, 2023).

La Figura 1.6 muestra cómo InSight registra la perturbación después de un martemoto y la posible estructura interna de Marte obtenida a partir de su estudio (Cottaar y Koelemeijer, 2021).

1.3.2. Núcleo

El núcleo de un planeta juega un papel destacado porque determina muchas de sus características.

En el caso de Marte las observaciones de InSight confirman los siguientes rasgos del núcleo marciano y sus efectos:

- ✓ Su radio se estima en 1830 km, tamaño que cae dentro del rango más alto de las estimaciones anteriores.
- ✓ Su composición es líquida, está formada por hierro-níquel y un componente notable de elementos ligeros.

- ✓ La dinamo interna creada por los componentes conductores que lo forman originó el campo magnético de carácter global, del que proceden los campos remanentes que se miden en la actualidad.
- ✓ El flujo de calor desde el núcleo puede haber alimentado las plumas del manto e influido en la actividad volcánica que ha afectado al planeta.
- ✓ Su dinámica condicionó el efecto convectivo del manto que provocó actividad volcánica y tectónica en la superficie del planeta en los períodos Noeico y Hespérico y pudo influir en las características del clima de las primeras épocas del planeta.

El tamaño del núcleo de Marte es de particular interés debido a su impacto en su evolución con el tiempo. Las observaciones de ondas sísmicas reflejadas en su superficie obtenidas con InSight, junto con datos “geodésicos”, han evaluado el tamaño del radio en 1830 ± 40 km (Stähler *et al.*, 2021; Samuel *et al.*, 2023). Un núcleo de este tamaño que se sitúa en la zona más alta de las estimaciones anteriores implica un manto pequeño.

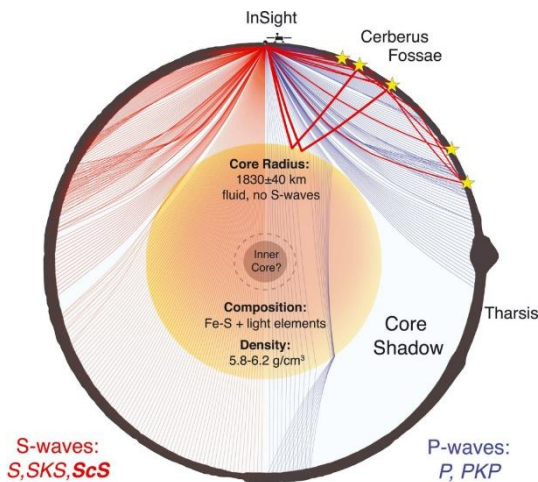


Figura 1.6: Diagrama esquemático de la estructura interior de Marte. La Sección transversal muestra la zona de sombra para las ondas sísmicas inducida por el núcleo. La topografía de la superficie es un corte a través del mapa MOLA en un arco de círculo máximo desde InSight hasta Olympus Mons. La zona de sombra de las ondas S es mínima y probablemente esté llena de ondas S difractadas (Sdiff), mientras que la de las ondas P es grande y contiene específicamente la región de Tharsis. La existencia de un núcleo interno no se puede determinar con los datos actuales, y las trayectorias de los rayos sísmicos que se muestran suponen que no existe (Stähler *et al.*, 2021).

La observación de un manto relativamente pequeño significa que Marte carece de la capa densa y aislante del mineral bridgmanita³ (Rivoldini *et al.*, 2011; Helffrich, 2017) que se estabiliza bajo grandes presiones en el manto de la Tierra. La ausencia de la brigmanita habría llevado a un enfriamiento rápido del núcleo temprano, lo que pudo conducir a la desaparición de la geodinamo capaz de crear un campo magnético hace 3.7 - 4.5 Ga (Mittelholz *et al.*, 2020).

³ Bridgmanita: mezcla muy densa de silicatos de hierro y magnesio, con fórmula (Mg,Fe)SiO₃

Capítulo 1: Introducción al Planeta Marte en relación con esta Tesis doctoral

Con datos de InSight se dedujo un valor de la densidad media del núcleo entre 5.8 g/cm^3 y 6.2 g/cm^3 , menor que el obtenido en estimaciones anteriores. Este resultado hace necesario un complemento sustancial de elementos ligeros disueltos en el núcleo de hierro-níquel (Stähler *et al.*, 2021).

Gracias a los datos proporcionados por InSight tenemos un mayor conocimiento sobre el proceso formativo del planeta, sabiendo que su núcleo es completamente líquido y de un tamaño que se sitúa en el margen superior esperado. Todos estos nuevos datos abren las puertas a nuevos análisis y a la discusión de modelos y teorías anteriores (Cottaar y Koelemeijer, 2021; Stähler *et al.*, 2021).

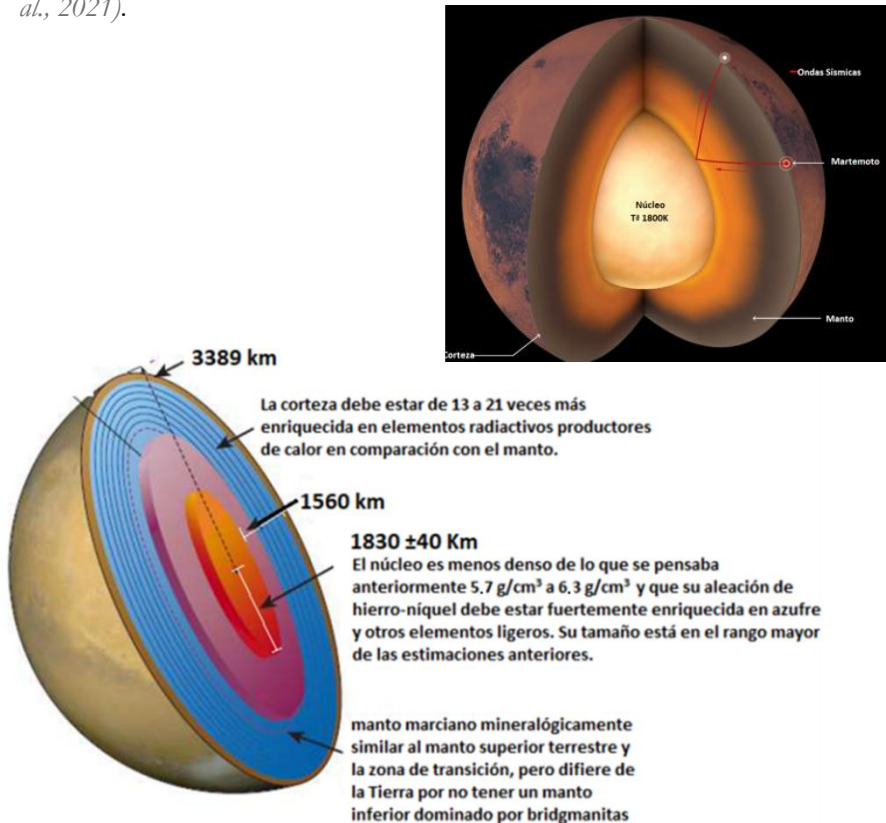


Figura 1.7: Posibles estructuras interna de Marte. Imagen Superior: Cottaar y Koelemeijer, (2021). Imagen Inferior: de Stevenson (2001), actualizado con los datos obtenidos de InSight por Cottaar y Koelemeijer, (2021) y Stähler *et al.*, (2021).

1.3.3. Manto

El manto es la región interior del planeta que transporta el calor generado durante la acreción y formación del núcleo (Figuras 1.6 y 1.7) (*Stevenson 2001; Cottaar y Koelemeijer, 2021 y Stähler et al., 2021*).

En la Tierra, la bridgmanita forma una capa densa y aislante en el manto inferior que ayuda a mantener el calor en el núcleo, retardando su enfriamiento (*Rivoldini et al., 2011; Helffrich, 2017*). Este aislamiento térmico es crucial para mantener la geodinamo terrestre, el mecanismo que genera el campo magnético de la Tierra a través de la convección de hierro líquido en el núcleo exterior (*Stevenson., 2001*). Como ya se ha señalado, la ausencia de bridgmanita habría llevado a un enfriamiento más rápido del núcleo marciano temprano con la implicación que tendría ello para la geodinamo, lo que hace replantearse las teorías sobre la desaparición del campo magnético de Marte (*Cottaar y Koelemeijer, 2021*). En efecto, el enfriamiento rápido del núcleo de Marte indica que la geodinamo marciana se apagó mucho antes que la terrestre (*Mittelholz et al., 2020*). Como ya se ha señalado, la ausencia en Marte de este mineral habría llevado a un enfriamiento rápido del núcleo marciano causante de la desaparición del campo magnético marciano, exponiendo la atmósfera del planeta al viento solar y contribuyendo a su erosión (*Nimmo y Stevenson, 2000*). La pérdida del campo magnético también implica que Marte no pudo mantener las condiciones superficiales cálidas y húmedas que favorecieron la vida en la Tierra (*Cottaar y Koelemeijer, 2021*).

En lugar de usar ondas sísmicas que se reflejan en el núcleo (*Khan et al., 2021*), utilizaron ondas que, o viajan directamente desde el foco de los “martemotos” al sismómetro, o se reflejan en la superficie de Marte. Estas observaciones permiten deducir que el manto marciano es poco profundo. Los tiempos y las amplitudes de estas ondas muestran que la velocidad disminuye gradualmente en el manto marciano hasta profundidades de 400 a 600 km. Esta reducción podría ser resultado de la estructura térmica de la litosfera, que consiste en una capa externa estática y gruesa sobre un manto con convección, *Cottaar y Koelemeijer, (2021)*.

El número de eventos sísmicos obtenidos por InSight, a pesar de que la zona de sombra correspondiente a su localización impide el registro de sismos originados en las regiones como Tarsis, posiblemente con mayor actividad, sugiere que el interior de Marte está en movimiento y que la sismicidad marciana es continua (*Khan et al., 2021; Gardini et al., 2020; Stähler et al., 2021; Fernando et al., 2023*). Las frecuencias y magnitudes de los

Capítulo 1: Introducción al Planeta Marte en relación con esta Tesis doctoral

“martemotos” recién observados indican que el manto marciano podría ser más dinámico de lo previsto (*Fernando et al., 2023*). Esta hipótesis está también fuertemente respaldada por la identificación de una zona de baja velocidad en el manto superior a partir de observaciones sísmicas, que podría indicar que sigue siendo convectivo, *Sun y Tkalčič (2022)*.

1.3.4. Corteza

Aunque Marte está constituido a partir de, aproximadamente, los mismos materiales que la Tierra: silicatos, óxidos de magnesio y hierro (*Morrison et al., 2024*), existen diferencias significativas entre sus cortezas debido a su distinta evolución geológica. Al no existir tectónica de placas, la corteza de Marte es más antigua y ha experimentado menos renovación. Esto ha permitido que se conserve en gran parte desde las etapas tempranas del planeta, lo que da lugar a una corteza más gruesa (*Lapôtre et al., 2022*).

El componente principal de la corteza es basalto volcánico con un alto contenido en óxidos de hierro que aportan el característico color rojo de la superficie. Por su naturaleza, se asemeja a la limonita⁴. Se cree que los tres componentes fundamentales, por orden de abundancia, son: oxígeno, silicio y hierro. En la Tabla 1.2 (*Smrekar et al., 2019*) se presentan, de más a menos antigüedad, las diferentes composiciones de la corteza, manto y núcleo para algunos de los modelos que se han desarrollado (*Morgan y Anders, 1979, Dreibus y Wänke, 1984; Wänke y Dreibus, 1994; Lodders y Fegley, 1997; Sanloup et al., 1999 y Taylor, 2013*). En ella se puede observar que el dióxido de silicio es el material predominante para la corteza y el manto, seguido del óxido de magnesio y el de hierro.

⁴ Limonita: mineral compuesto principalmente por óxidos e hidróxidos de hierro. No es un mineral en sí mismo, sino una mezcla amorfa de diferentes minerales de hierro hidratado, como la goethita y la lepidocrocita.

	MA	DW	LF	SA	TA
Bulk crust & mantle composition (wt.%) in major oxides					
SiO ₂	41.59	44.4	45.39	47.79	43.7
Al ₂ O ₃	6.39	3.02	2.89	2.52	3.04
MgO	29.77	30.2	29.71	27.46	30.5
CaO	5.16	2.45	2.36	2.01	2.43
Na ₂ O	0.1	0.5	0.98	1.21	0.53
K ₂ O	0.01	0.04	0.11	–	0.04
TiO ₂	0.33	0.14	0.14	0.1	0.14
Cr ₂ O ₃	0.65	0.76	0.68	0.7	0.73
MnO	0.15	0.46	0.37	0.4	0.44
FeO	15.85	17.9	17.21	17.81	18.1
Core composition					
Fe	88.1	77.8	81.1	76.6	78.6
Ni	8	7.6	7.6	7.2	
S	3.5	14.2	10.6	16.2	21.4

Tabla 1.2: Datos publicados por Smrekar et al., (2019). Corteza marciana y manto (manto primitivo) así como composición del núcleo para los modelos: Morgan y Anders (1979); Dreibus y Wänke, (1984); Wänke y Dreibus, (1994); Lodders y Fegley (1997); Sanloup et al., (1999) y Taylor (2013).

Los datos de la sonda InSight permitieron a Knapmeyer-Endrun et al., (2021) describir la estructura local de la corteza marciana del lugar de aterrizaje de InSight mediante la identificación de conversiones de energía de capas poco profundas. El estudio no se decantó entre una corteza de 20 km de espesor y dos capas o una de 39 km y tres capas. Ambos modelos apuntan a que la corteza subsuperficial es menos densa que los materiales en la superficie, lo que indica que el material ha sido fuertemente alterado con el tiempo. La extrapolación de esta medición puntual a todo el planeta mediante mapas globales de gravedad y topografía conduce a un espesor de la corteza entre 24 y 72 km. Los mismos autores y Khan et al., (2021) modelaron la historia de enfriamiento y diferenciación de Marte y probaron qué parámetros daban como resultado la corteza propuesta y la estructura litosférica gruesa. Encontraron que la corteza debe estar de 13 a 21 veces más enriquecida que el manto en elementos radiactivos productores de calor. Este resultado es mayor que las estimaciones basadas en mediciones de materiales de la superficie, y pone nuevos límites en la composición y formación de cristales de Marte. Los modelos también encontraron que el manto debajo de la gruesa litosfera estancada convecciona lentamente.

Las observaciones de una corteza altamente enriquecida en materiales radiactivos, una litosfera térmica gruesa, un manto lento y la falta, actualmente, de un manto inferior aislante tendrán que investigarse más a fondo en modelos dinámicos. Tales modelos ayudarán a probar si la dinámica interna, y no un impacto gigante, podría haber causado la fuerte dicotomía topográfica de Marte (Cottaar y Koelmeijer, 2021).

1.3.5. Atenuación de las ondas sísmicas. Aplicación a la Estructura de Marte

La cantidad y calidad de los registros correspondiente a los 1319 sismos marcianos registrados por el sismómetro SEIS han permitido la aplicación del análisis de “ondas de coda” de los sismogramas para obtener información sobre la atenuación de las ondas sísmicas y la estructura de Marte. Se conoce con este nombre las señales que aparecen en los sismogramas inmediatamente después de los trenes de ondas directas, tanto de volumen (P, S) como superficiales (ondas Rayleigh). Si se trata de sismogramas de terremotos locales, las ondas de coda ocupan la parte del registro que sigue a las ondas S con una forma que se caracteriza por una disminución de amplitud lenta y constante hasta que se confunde con el ruido. Estas ondas no corresponden a una trayectoria directa desde el foco al receptor, sino que experimentan cambios de dirección en el medio situado entre ambos, prolongando el camino recorrido y retrasando con ello su tiempo de registro en el sismograma. De esta manera, ofrecen una información que no se refiere a trayectorias privilegiadas sino al medio en el que se produce la transmisión de la energía por las ondas sísmicas. Por ello, constituyen una fuente muy importante de información de las características de los medios que atraviesan. El estudio de ondas de coda se inició para los sismos terrestres al final de la década de los sesenta del siglo pasado (ver revisiones en *Herraiç y Espinosa, 1987; Sato et al., 2012*), y para la Luna pocos años después (*Dainty et al. 1974*). En el caso de Marte, los primeros trabajos utilizando este tipo de ondas aparecieron al inicio de la década actual.

Las ondas de coda ayudan a conocer mejor la atenuación de las ondas sísmicas que resulta de tres procesos básicos: (1) la expansión geométrica de la onda, (2) la absorción del medio y (3) el scattering (esparcimiento) generado por las irregularidades (scatterers) que caracterizan el medio: roturas, fallas, contrastes de densidad y anomalías de velocidad. *Aki (1969)* comprobó que en las ondas de coda, a diferencia de las ondas directas, el primero de estos procesos apenas tiene influencia. Su atenuación se debe, por tanto, a la absorción de energía por parte del medio y al scattering producido por sus irregularidades. La importancia de éste depende estrechamente de la relación entre el tamaño de la irregularidad y la longitud de onda incidente (y por tanto de su frecuencia), y es máxima cuando son similares. De esta manera, el estudio de la contribución de efectos de scattering en un rango de longitudes de onda (o sus frecuencias equivalentes) hace posible estimar la potencia de las irregularidades y su distribución en el medio por el que se propagan las ondas sísmicas.

La atenuación total debida a la absorción y el scattering (evaluados respectivamente, con los índices Q_i y Q_s) puede aproximarse considerando el decaimiento de la coda Q_c mediante la expresión:

$$1/Q_i + 1/Q_s = 1/Q_c \quad (1.1)$$

Donde Q_c se obtiene midiendo la velocidad de decaimiento de las ondas de coda (*Dainty y Toksöz, 1981*). Este parámetro puede obtenerse directamente de los registros sísmicos a partir del decaimiento temporal de la envolvente suavizada de la energía, $E(t)$, utilizando a expresión:

$$E(t) = \alpha \frac{1}{t^\alpha} e^{-\omega t/Q_c}, \quad (1.2)$$

donde ω es la frecuencia central de la señal y α es un exponente que para los sismogramas terrestres suele considerarse 1. El tiempo se refiere al origen del terremoto (*Menina et al., 2021*).

La dependencia de Q_c con la frecuencia que, como ya se ha comentado, aporta una información muy valiosa para conocer la naturaleza del medio, viene dada por:

$$Q_c = Q_0 f^n, \quad (1.3)$$

donde Q_0 es el valor correspondiente a 1 Hz, y n el parámetro de frecuencia que depende de la heterogeneidad del medio. (*Rautian y Kalthurin, 1978*).

Para separar en Q_c las contribuciones de la absorción intrínseca (Q_i) y del scattering (Q_s) en sismogramas terrestres se han utilizado métodos matemáticos complejos, alguno de ellos basados la teoría de la transferencia radiativa (*Wu y Aki, 1988*). Este enfoque ha sido utilizado por *Longnonné et al., 2020; Menina et al. 2021; y Onodena et al., 2023* para el estudio de la atenuación en Marte. Valores pequeños de Q_i y Q_s indican alta atenuación por absorción y fuerte scattering, respectivamente.

En la Tierra, los procesos de scattering son menos importantes que la atenuación intrínseca lo que permite la observación directa de ondas de volumen P y S y ondas superficiales. El scattering es, en general débil, salvo en zonas volcánicas, y se atribuye a heterogeneidades de pequeña escala en la composición de las distintas partes de su interior, de manera especial en la corteza y con la excepción del núcleo externo. Las anomalías térmicas no se consideran como fuentes importantes de scattering ya que la difusión térmica de la Tierra impide su permanencia. En cambio, en la Luna el scattering es muy intenso debido al regolito que puede extenderse hasta 80 km de

Capítulo 1: Introducción al Planeta Marte en relación con esta Tesis doctoral

profundidad. Por ello, los sismogramas lunares se caracterizan por la ausencia de fases sísmicas definidas y la presencia de codas con duración que puede alcanzar decenas de minutos.

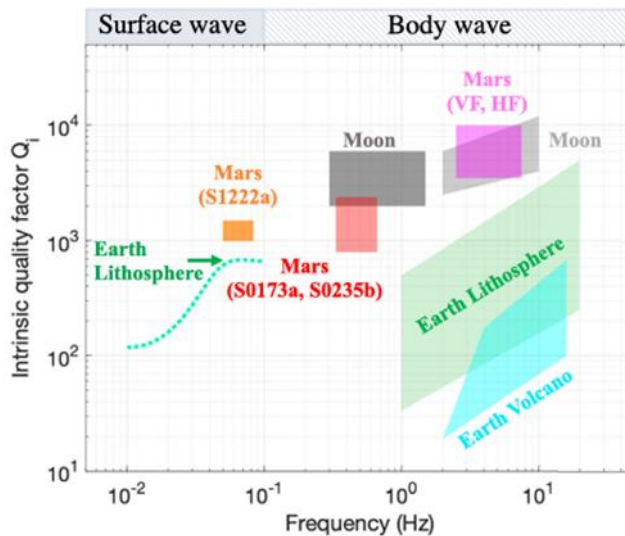
El primer estudio sísmico del interior de Marte con ondas de coda fue realizado por *Longnonné et al.*, (2020) mediante el análisis de los tres mejores registros sísmicos obtenidos antes de septiembre de 2019, denominados S0128, S0173a y S0235b de acuerdo con el día marciano (sol), contado a partir del inicio del funcionamiento de SEIS, en que fueron registrados. Los dos últimos, situados a 1720 y 1535 km, pueden considerarse telesismos. Utilizando un modelo de transferencia radiativa desarrollado por *Margerin* (2017), ponen de manifiesto un fuerte predominio de la atenuación por absorción y un scattering menos intenso que en la Luna, lo que ya sitúa la atenuación de Marte en una posición entre los valores de la Luna y los de la Tierra, que se verá confirmada por estudios más recientes.

Un poco más tarde, *Karakostas et al.* (2021) analizan la componente vertical de un total de 21 “martemotos” de gran calidad, registrados entre los soles 128 y 500. Entre ellos hay eventos de baja frecuencia (LF) con epicentro a 30° y decaimiento de la coda en menos de 1 minuto; otros de banda ancha (BB) que se localizan a más de 30° y poseen una coda más larga. Ambos grupos tienen frecuencias inferiores a 1 Hz. A ellos se añaden fenómenos de Alta Frecuencia (HF) con distancia epicentral entre 20° y 30° y codas largas, y eventos de Muy Alta Frecuencia (VF) que poseen codas de muy larga duración. Algunos de los telesismos de $f < 1$ Hz presentan ondas P y S bien definidas, pero no ondas superficiales ni codas apreciables, lo que hace pensar que se originan a mayores profundidades, en zonas en las que no hay scattering. Por el contrario, los eventos locales presentan largas codas lo que indica un fuerte scattering en las capas superficiales. El análisis se realiza asumiendo una estructura de una capa difusiva sobre un semiespacio elástico y los resultados indican que los eventos LF y BB no se adaptan a ese modelo, y la envolvente de su coda presenta un decaimiento muy rápido. Ello puede deberse a que la trayectoria de las ondas en la capa difusiva ha sido muy corta porque son sismos profundos que se han propagado por la parte superior del manto. Este resultado apunta a una estructura de scattering en Marte claramente distinta de la Luna, donde la profunda capa de regolito cumple ese papel difusor. Por su parte, los eventos de alta y muy alta frecuencia (HF y VF) sí pueden acomodarse al modelo propuesto, pero aceptan también otras distribuciones que son compatibles con un posible carácter superficial de estos eventos, tal como señalan otros autores.

Menina et al., (2021) analizan 13 eventos HF y 8 VF, seleccionados rigurosamente de un conjunto previo de 52 y 23 muestras de cada tipo, y concluyen que pueden explicarse como ondas elásticas emitidas por fuentes internas en un medio de múltiple scattering, de intensidad similar al de la Tierra. Además, los valores de la atenuación parecen aumentar con la distancia hipocentral lo que revela una posible estratificación de la heterogeneidad en Marte. Deducen que, en su conjunto, la atenuación de las ondas sísmicas en Marte puede considerarse débil.

Onodera et al., (2023), realizan un trabajo muy interesante que incluye el estudio detallado del terremoto marciano S1222a, citado anteriormente, y la comparación de los resultados para la Tierra, la Luna y Marte obtenidos hasta la fecha con ondas de coda. El evento S1222a, reúne tres características importantes: (1) es el de mayor magnitud (4.7) de toda la serie de datos; (2) dura más de 8 horas; y (3) presenta claras ondas P, S y Rayleigh. El estudio de la atenuación y el scattering se realiza para $f < 0.1$ Hz, particularmente en el intervalo 0.05–0.09 Hz, en el que las ondas Rayleigh son fuertemente excitadas. Los valores de Q_i y Q_s ($Q_i=1000-1500$) y $Q_s=30-500$) obtenidos por estos autores y los citados anteriormente, aparecen representados en la figura 5 de dicho artículo, en la que se comparan con los resultados para estos mismos parámetros correspondientes a la Tierra y la Luna (Figura 1.8)

(a)



(b)

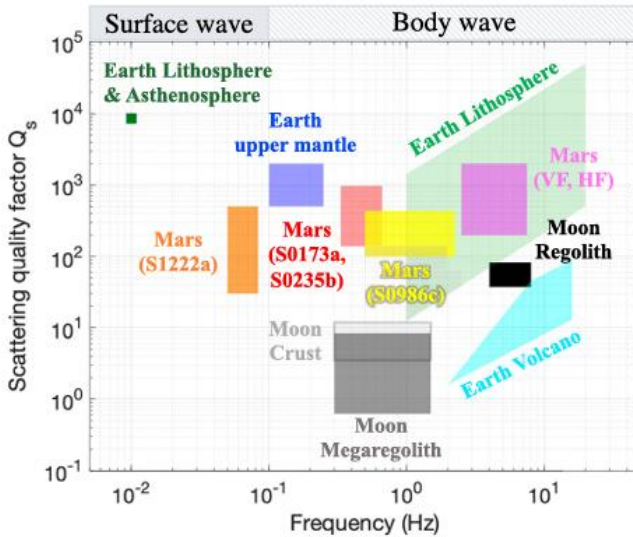


Figura 1.8: Comparación del factor de calidad Q_i (a) y del factor de scattering Q_s (b) para la Tierra, la Luna y Marte (figura tomada de Onodera et al., (2023))

Como puede verse en la Figura 1.8, para las ondas superficiales el valor del índice de absorción Q , de Marte se asemeja al de la litosfera terrestre, mientras que para las ondas de volumen es mayor, lo que indica una atenuación por absorción más pequeña. Por su parte, Q_s de Marte aparece con valores más pequeños que para la Tierra lo que indica un mayor scattering salvo para las zonas volcánicas, y algunas de la litosfera si se consideran ondas de volumen. El scattering en la Luna, originado por el regolito, alcanza valores mucho mayores que en Marte y la Tierra. De todo ello, puede deducirse que la información aportada por las ondas de coda esboza un interior de Marte diferente del de la Tierra y la Luna, con atenuación débil, caracterizada por más scattering que en la Tierra y menos que en la Luna, pero con una atenuación por absorción similar a la de la litosfera terrestre para las ondas superficiales, y marcadamente menor para las de volumen y alta frecuencia.

Aunque los análisis de ondas de coda se han llevado a cabo con un solo receptor sísmico, lo que limita los resultados, la aplicación de esta metodología proporciona una valiosa información sobre el interior de Marte que se enriquecerá con nuevos estudios de los terremotos ya disponibles.

1.4. Aspectos geofísicos

1.4.1. Gravedad

Como ya ha indicado anteriormente, la gravedad en Marte es más débil que la de la Tierra debido a que su masa es menor a la de nuestro planeta. La aceleración de la gravedad promedio en Marte es de 3.72076 ms^{-2} lo que es aproximadamente el 38% de la de la Tierra (*Hirt et al., 2012*).

Al igual que en nuestro planeta, las variaciones espaciales de la gravedad en Marte son debidas a la isostasia causada por la topografía, que se puede medir en las anomalías de gravedad de aire libre de longitud de onda corta (Figura 1.9). Al mismo tiempo, el flujo convectivo y la fuerza finita del manto conducen a anomalías de gravedad de aire libre a escala planetaria de longitud de onda larga en todo el planeta. La variación en el espesor de la corteza, las actividades magmáticas y volcánicas, el levantamiento de Moho inducido por el impacto que pudo crear la dicotomía, la variación estacional de los casquetes polares (*Smith et al., 2009*), así como la producida por la masa atmosférica, y la porosidad de la corteza, también podrían correlacionarse con las variaciones laterales de la gravedad (*Neumann et al., 2004; Marty et al., 2009; Smith et al., (+2009; Goossens et al., 2017)*).

A lo largo de los años se han obtenido modelos que consisten en un número creciente pero limitado de armónicos esféricos. Estos mapas han incluido anomalías de gravedad de aire libre, anomalías de gravedad de Bouguer y espesores de la corteza. La Figura 1.8 presenta un mapa de anomalías de Bouguer (*Neumann et al., 2004*) en el que se muestran los contornos de medidas sombreados en relación con la topografía. De esta manera se mejora su interpretación puesto que en algunas áreas de Marte existe clara correlación entre las anomalías de la gravedad y la topografía.

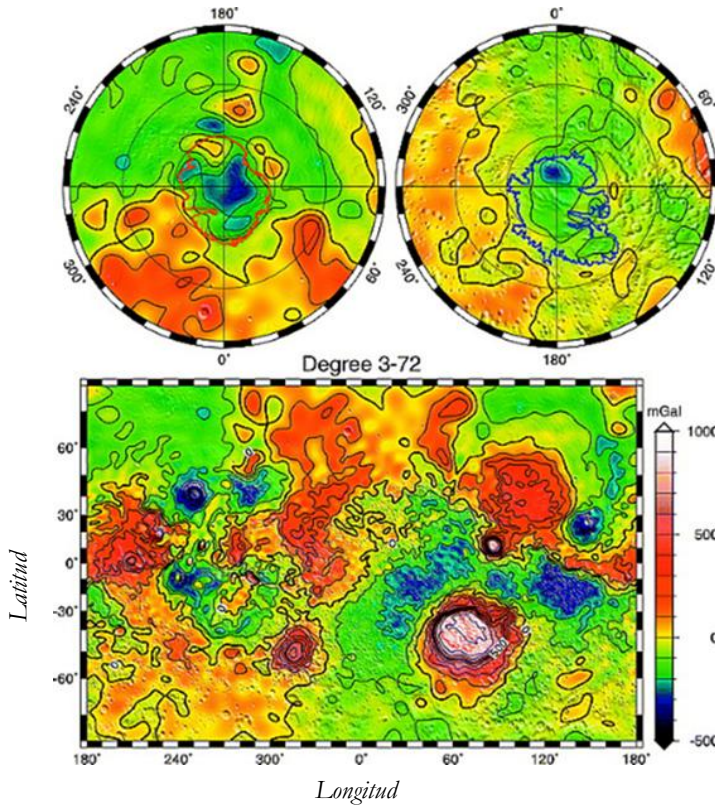


Figura 1.9: Arriba: Mapas mostrando resultados por contornos de colores de la anomalía de Bouguer, en proyecciones estereográficas polares (izquierda 60-90° N, derecha 60-90° S).

Abajo: Mapa en proyección Mercator (-75 a 75°) de la misma información. En todas las figuras se ha sombreado el relieve para mejorar la visibilidad. El intervalo de contorno es de 100 mGal. Imagen y datos adaptados de (Neumann et al., 2004).

Mediante modelos se ha calculado una densidad media de la corteza para Marte de $2582 \pm 209 \text{ kg m}^{-3}$. Las densidades para las zonas volcánicas son superiores a las anteriormente estimadas, lo que implica grandes variaciones laterales en la densidad de la corteza (Goossens et al., 2017). Conocida la topografía, se ha podido calcular un campo de gravedad de mayor resolución. La deformación de marea de Marte causada por su luna Fobos se puede medir por su gravedad. Esto ha ayudado a conocer la rigidez de su interior y demostrar que el núcleo es líquido (Stähler et al., 2021).

Por lo tanto, el estudio de la gravedad superficial de Marte puede proporcionar información sobre diferentes y muy relevantes características.

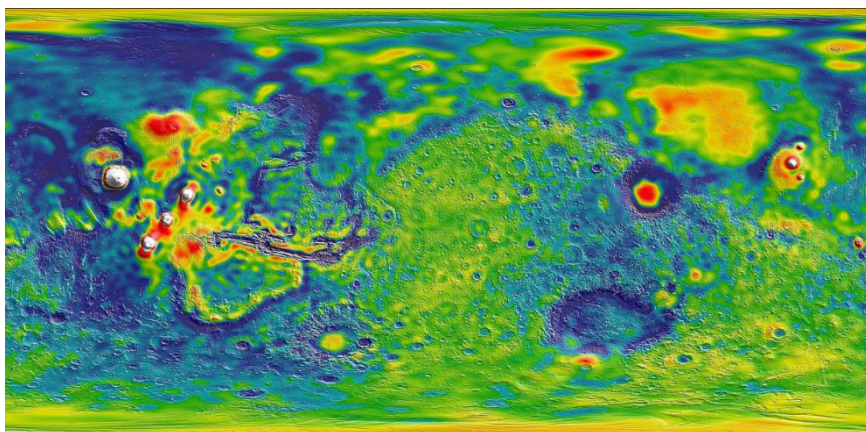


Figura 1.10. Mapa de gravedad de aire libre producido con GMM-3 (Rojo: alta gravedad; Azul: baja gravedad) (Estudio de Visualización Científica de la NASA).

Nuestra zona de investigación ha sido estudiada con datos gravimétricos que junto con los topográficos y de radar han podido definir mejor la constitución de la Zona Circumpolar que, como explicaremos más pormenorizadamente en el siguiente capítulo, está fundamentalmente formado por grandes capas de hielo de agua de un kilómetro de espesor que interactúan con la atmósfera, y que, según se cree, registran variaciones climáticas en su estratigrafía (Cutts 1973).

La sección más grande de la capa de hielo del polo norte es el domo topográfico de Planum Boreum (PB), que se compone de depósitos estratificados del polo norte ricos en hielo (North Polar Layered Deposits: NPLD) y una unidad basal subyacente rica en silicatos (Basal Unit: BU) (Figura 1.11). Un segundo lóbulo del casquete, llamado Gemina Lingula, compuesto enteramente por el conjunto NPLD, está separado del domo principal del PB por un gran cañón llamado Chasma Boreale (Figura 1.11). Volumétricamente, el NPLD es el segundo reservorio más grande de hielo de agua en la superficie de Marte (Brothers et al., 2015; Putzig et al., 2009; Selvens et al., 2010) y juega un papel importante en la regulación del clima marciano a través de intercambio activo de vapor de agua con la atmósfera (p. ej., Farmer et al., 1977; Ojha et al., 2019).

Aunque en la Tesis no se analiza la capa polar, nuestra zona de estudio está influenciada por lo que en ella sucede y, como se observa en la Figura 1.9, los estudios recientes aportan información sobre el espesor del conjunto NPLD, la unidad BU y la gravedad en la zona de Olympia Undae y Scandia, indicando un aumento de gravedad y espesor de BU en ellas (Ojha *et al.*, 2019).

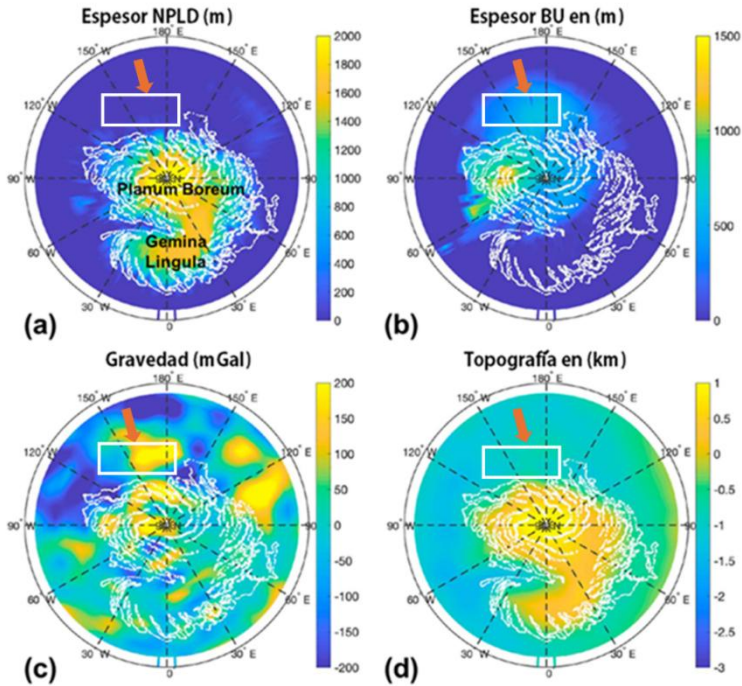


Figura 1.11. Mapas isópacos de radar que muestran el espesor de: (a) depósito estratificado del polo norte (NPLD) y (b) la unidad basal (BU). Gravedad (c) y topografía (d) de la región polar norte de Marte. El contorno blanco muestra la extensión geográfica de la capa de hielo del Polo Norte (Imagen y datos tomados de Ojha *et al.*, 2019). La zona de estudio correspondiente a esta Tesis se presenta limitada en un rectángulo blanco marcado por una flecha naranja.

1.4.2. Topografía

El rasgo más destacado de la superficie es la diferencia existente entre las zonas Norte y Sur que aparecen claramente separadas por la **dicotomía**⁵. La dicotomía es la estructura geológica más antigua (Bottke y Andrews-Hanna,

⁵ Dicotomía: Marcada diferencia entre los hemisferios norte y sur en términos de topografía, composición geológica y edad.

2017; *Watters et al., 2007; Nimmo y Tanaka, 2005*) y se cree que se formó cuando la dinamo estaba activa en el núcleo de Marte (*Mittelholz et al., 2020*). La zona Sur se caracteriza por tierras altas (con un aumento de varios miles de metros sobre el nivel cero), ocupa alrededor del 60% de la superficie del planeta y está cubierta de cráteres. La zona Norte está ocupada por tierras bajas (por debajo del nivel cero) que presentan un número inferior de cráteres, lo que permite atribuirle una edad más joven (*Tanaka et al., 2014; Watters et al., 2007*).

Rasgos destacados del planeta son la protuberancia de Tharsis y la cuenca de impacto Hellas. El abultamiento de Tharsis es una región volcánica y tectónica gigantesca formada, probablemente, en las etapas tempranas del planeta y que ha continuado activa hasta épocas relativamente recientes (*Tanaka et al., 2014; Ahmad y Nair, 2021*). Tiene unos 5000 km de longitud y presenta un aumento de casi 10 km por encima del plano de referencia. Los datos topográficos revelan que consta de dos partes; una situada en el sur, de forma casi circular (*Karagoz et al., 2024*), que contiene los volcanes de Tharsis y otra alargada en el norte en la que se sitúa Alba Patera (*Melekestsev, 2023*), otro gran volcán localizado en las tierras bajas del hemisferio Norte.

Por su parte, la zona de Hellas constituye la cuenca de impacto más importante, extensa y profunda de Marte (*Williams et al., 2009*). Esto queda reflejado en los mapas de anomalías de gravedad (*Neumann et al., 2004*); (Figuras 1.9, 1.10, 1.11 y 1.12) en los que aparecen valores máximos de anomalías de aire libre en las regiones volcánicas de Tharsis y Elysium (*Ivanov y Head, 2006*), y máximos relativos rodeados por anillos de mínimos en cuencas de impacto como Isidis y Hellas (*Ivanov y Head, 2006*).

El Valle Marineris se diferencia claramente en el mapa porque presenta valores mínimos, lo que se puede observar muy bien en la Figura 1.13, donde se muestran ambas caras del planeta. La Figura 1.14 compara la relación existente entre las anomalías de aire libre y topografía para la estimación de espesores de la corteza. En esta Figura se observan zonas muy elevadas como los volcanes del Tharsis (*Ahmad y Nair, 2021*) y de gran profundidad como el Valle Marineris.

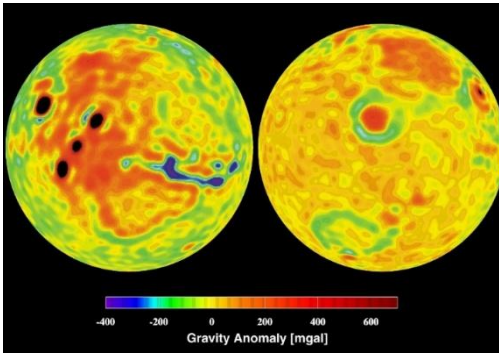


Figura 1.12: Mapa de anomalías gravimétricas (NASA). Regiones volcánicas de Tharsis y Elysium (negro), Máximos relativos rodeados de mínimos en Isidis y Hellas (rojo y verde). Valle Marineris, zona de mínimos (morado) (tomado de: <https://www.jpl.nasa.gov/images/pia02817-mars-gravity-anomaly-map> creado por MGS Radio Science Team NASA, 2004)

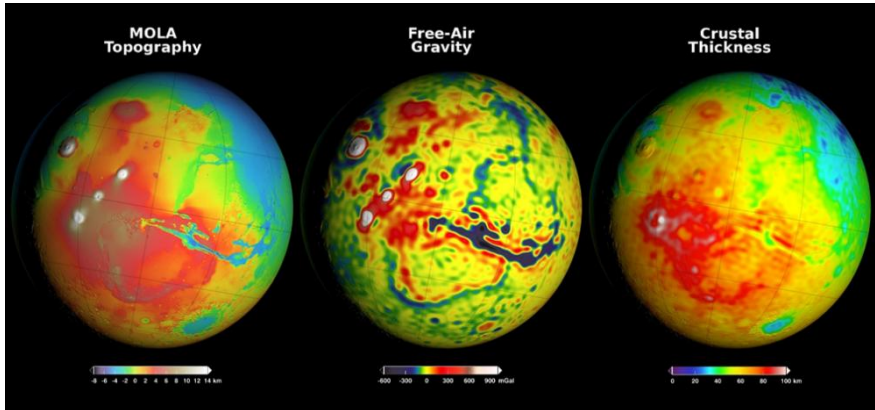


Figura 1.13: Estas tres imágenes de Marte están centradas en 90° de longitud oeste, mostrando partes del planeta que incluyen grandes volcanes de Tharsis a la izquierda, y zonas profundas de cañones, Valles Marineris, a la derecha de la parte central. Vistas tomadas de <http://svs.gsfc.nasa.gov/goto?4436>. El mapa de gravedad de Marte (centro) resulta del análisis de los efectos gravitacionales del planeta en los orbitadores a su paso sobre cada ubicación en el globo. Los datos provienen del análisis realizado por la Red de Espacio Profundo de la NASA obtenidos por los orbitadores Mars Global Surveyor, Mars Odyssey y Mars Reconnaissance Orbiter.

1.4.3. Magnetismo

Se dispone de datos magnéticos de Marte desde la misión Mars Global Surveyor (MGS) (Acuna et al., 1999). La Mars Global Surveyor realizó un descubrimiento crítico que fue la presencia de campos magnéticos intensos en la corteza de Marte y estableció de manera concluyente que Marte no tiene actualmente un campo magnético global de origen interno (Acuna et al., 1999), pero sí regiones magnetizadas en la superficie (Figura 1.15) (Langlais y Quesnel, 2008).

Aunque carece de un campo magnético global de dinamo activa hoy en día, Marte posee campos magnéticos remanentes locales que pueden alcanzar varios centenares de nanoteslas localmente. Un aspecto notable de los campos magnéticos de la corteza en Marte es que son aproximadamente un orden de magnitud mayor que sus homólogos terrestres. El origen exacto y los eventos que han dado forma a la magnetización de la corteza siguen siendo en gran medida enigmáticos. Todavía se desconoce si esto refleja diferencias en las mineralogías magnéticas dominantes y/o volúmenes mayores de material magnetizado y/o intensidades de campo de dinamo en el momento de la adquisición de la remanencia que exceden el campo actual de la Tierra (*Acuna et al., 1999 ; McEnroe et al., 2004 ; Dunlop y Arkani-Hamed, 2005; Mittelholz, 2022*).

Insight pudo medir directamente el campo magnético en la superficie de Marte pero en un solo punto. Los datos obtenidos descubrieron que el campo en la superficie es diez veces más fuerte de lo esperado y que provenía de fuentes cercanas, posiblemente rocas imantadas situadas bajo la superficie en un entorno de 150 km (*Johnson et al., 2020*). El carácter puntual de la observación dejó muchas incógnitas abiertas pero las observaciones son consistentes con una dinamo antigua con una fuerza similar a la de la Tierra. Por último, el rover Zhurong de la misión TianWen-1 (*Li et al., 2022*) comenzó su investigación científica en el sur de Utopia Planitia el 15 de mayo de 2021, donde el magnetómetro del rover Zhurong (RoMAG) detectó campos magnéticos extremadamente débiles en la superficie. (*Du et al., 2023*).

En la Figura 1.14 se muestra el campo magnético calculado a una altitud constante de 200 km (*Langlais y Quesnel, 2008*). El campo magnético es débil, ± 10 nT, en casi todas las partes al norte de la dicotomía topográfica. Pero en el hemisferio sur encontramos una realidad muy diferente. Hay campos magnéticos, de hasta ± 650 nT, por encima de Terra Cimmeria y Terra Sirenum. Las provincias volcánicas más grandes, Tharsis, Elysium, Olympus, no están asociadas con anomalías magnéticas y los cráteres de impacto más grandes (Hellas, Argyre, Isidis) también carecen de señales magnéticas. Ello indica que estos eventos destructivos tuvieron lugar después de que la dinamo magnética marciana se apagara.

Las misiones satelitales a Marte han dado lugar a varios modelos orbitales del campo magnético global. En la Figura 1.14 se muestran los resultados de uno de los modelos más recientes, realizado por *Langlais et al., (2019)*, que ha permitido mostrar escalas pequeñas y características bien definidas que están asociadas con datos geológicos.

Capítulo 1: Introducción al Planeta Marte en relación con esta Tesis doctoral

Aunque no cambia el panorama global, este modelo permite mejorar la detección e interpretación de pequeñas anomalías del campo magnético, su asociación a características geológicas superficiales, y su interacción con el viento solar para crear las llamadas minimagnetosferas: pequeñas regiones localizadas en la superficie del planeta donde se generan campos magnéticos intensos a partir del magnetismo remanente en la corteza. Estas minimagnetosferas se forman alrededor de las anomalías y pueden desviar parcialmente el viento solar, creando pequeños paraguas magnéticos que protegen la superficie marciana de la erosión atmosférica en esas regiones.

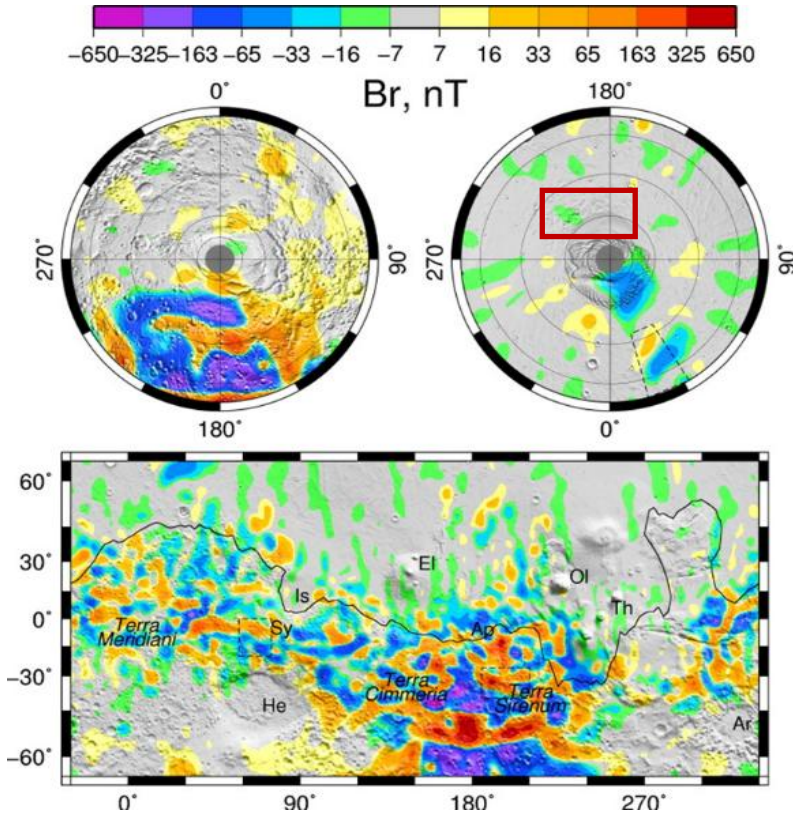


Figura 1.14: Componente radial c del campo magnético a 200 km de altitud, superpuesto sobre un relieve sombreado de Marte. Arriba a la izquierda: Hemisferio Sur hasta 50°S. Arriba a la derecha: Hemisferio Norte hasta 50°N (con zona de estudio marcada en rojo). La dicotomía de la corteza se muestra con la línea sólida. Las abreviaturas marcadas en negro denotan Hellas, Syrtis Major, Isidis, Elysium, Apollinaris Patera, Olympus Mons, Tharsis y Argus, (Langlais y Quesnel, 2008).

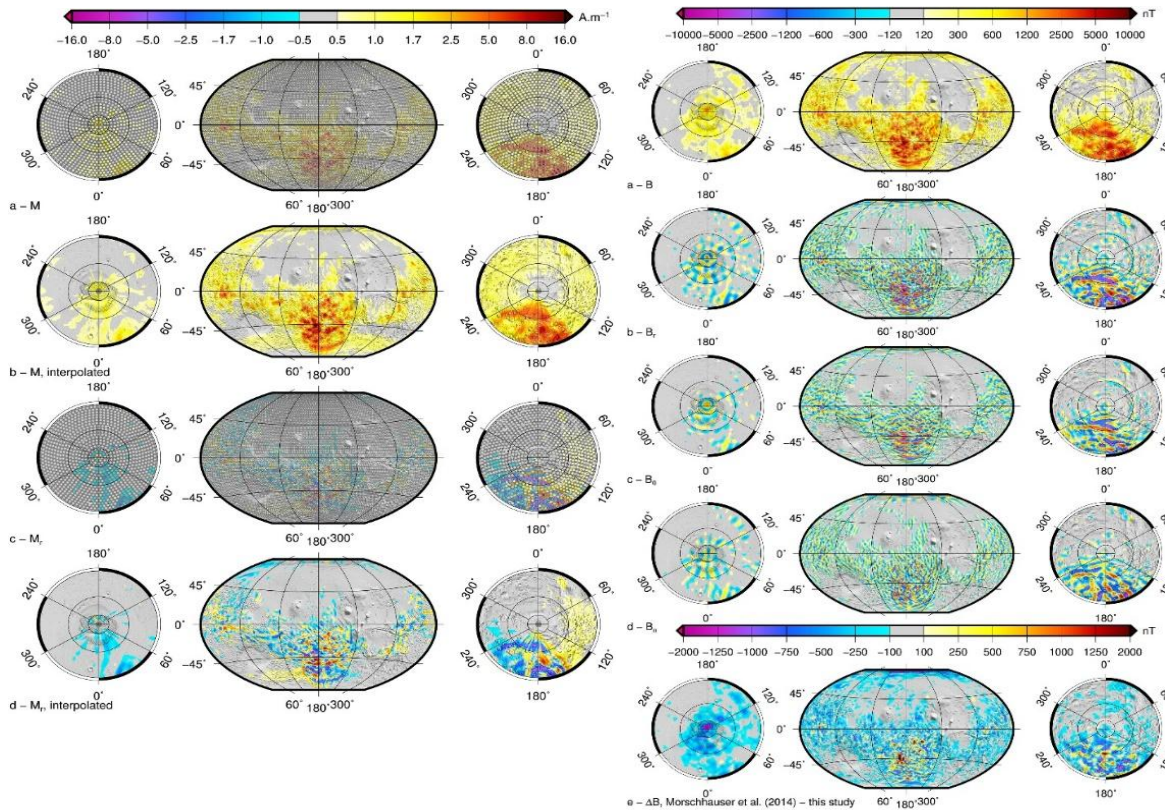


Figura 1.15: Izquierda: Mapas del campo magnético marciano en la superficie, según el modelo armónico esférico hasta $n, m = 134$. (a) B , (b) B_r , (c) B_θ , (d) B_ϕ , y (e) diferencia de campo entre el modelo de armónicos esféricos de Morschbauser et al., (2014) y el de Langlais et al. (2019). Derecha: Mapas de la magnetización equivalente marciana. (a, b) representan la magnetización total y (c, d) la magnetización radial. Para cada caso, la magnetización se traza en las ubicaciones de los dipolos o se interpola en una cuadrícula regular. (Langlais et al., 2019).

El mapeo geológico y los datos sísmicos tomados por InSight sugieren que gran parte de las fuentes de magnetización, o todas, provienen de las rocas existentes en el subsuelo, que tienen al menos 3900 millones de años y están cubiertas por entre 200 m y ~ 10 km de flujos de lava. Las variaciones diarias en el campo magnético indican contribuciones de las corrientes ionosféricas a 120 – 180 km de altitud. También se observan variaciones de frecuencia más altas cuyo origen es desconocido (*Johnson et al., 2020*).

Lo que no hay duda es que la magnetización remanente de Marte tiene la misma dicotomía hemisférica que el campo gravitatorio y la topografía: las llanuras de tierras bajas en el hemisferio norte tienen campos magnéticos débiles, mientras que las montañas del hemisferio sur tienen fuertes campos magnéticos.

Parece que los cráteres más jóvenes (por ejemplo, Hellas, Isidis, Argyre) se formaron después de que la dinamo dejó de estar activa alrededor de 4.1 Ga (*Lillis et al., 2008; Langlais y Quesnel, 2008*) porque carecen de anomalías magnéticas. Sin embargo, anomalías estudiadas en otros cráteres más jóvenes (por ejemplo, Apollonius Pateras, Lucius Planum) apuntan a una dinamo activa en 3.8 Ga (*Hood et al., 2010; Mittelholz et al., 2020*) lo que hace pensar que, o bien hubo una brecha en la actividad de la dinamo alrededor de 4.1-3.8 Ga, o los cráteres se han desmagnetizado (*Mittelholz et al., 2020*).

Sobre el origen de la dicotomía se debaten dos teorías (*Gubbins et al., 2022*):

- a. **Convección del manto de grado 1:** Esta teoría sugiere que la dicotomía se formó debido a la convección en el manto. Implica una única célula convectiva a gran escala que genera un flujo de calor diferenciado en la frontera entre el núcleo y el manto. Este proceso induce un movimiento descendente en el núcleo que concentra las líneas del campo magnético en las áreas de descenso. Esta concentración es similar a la que se observa en la Tierra en las longitudes de las zonas de subducción del anillo de fuego del Pacífico (*Bloxham y Gubbins., 1987*). Estudios como los de *Ke y Solomatov, (2006)*, *Nimmo y Gilmore (2001)*, y *Zhong y Zuber (2001)* respaldan esta teoría.
- b. **Impacto gigante o múltiples impactos:** La segunda teoría propone que la dicotomía se formó a partir de uno o varios impactos gigantes que golpearon lo que ahora es el hemisferio norte de Marte. Estos impactos habrían creado una enorme cuenca en ese hemisferio, dando

lugar a las diferencias topográficas y de composición observadas entre el norte y el sur. Estudios de *Frey y Schultz (1988)*; *Marinova et al. (2008)* y *Bottke y Andrens-Hanna (2017)*, apoyan esta teoría.

La principal característica magnética que debe explicarse es, como ya se ha comentado, la ausencia de anomalías fuertes en las tierras bajas del norte, así como en las principales cuencas de impacto de Hellas, Isidis y Argyre, y parte de la protuberancia de Tharsis. Esta ausencia se ha atribuido a muchas causas diferentes incluidas la variación en el grosor de la corteza, la desmagnetización térmica, el recubrimiento por lavas posteriores erupcionadas después de que cesó la acción de la dinamo, la desmagnetización por impacto, y la alteración hidrotermal (*Solomon et al., 2005*; *Lillis et al., 2008, 2009*; *Morschbauser et al., 2018*; *Mittelholz et al., 2020*)

Es decir, una región de campo magnético débil se considera debida a que la corteza de debajo está débilmente magnetizada o es delgada, como en las tierras bajas del norte. En paralelo, las fuertes anomalías magnéticas existentes en las tierras altas del sur se interpretan como una corteza fuertemente magnetizada o gruesa. Sin embargo, la relación entre magnetización y campo magnético no es tan simple (*Gubbins et al., 2022*), y solo la llegada de nuevas medidas sobre el planeta en diferentes puntos podrá aclararla más.

1.4.4. Tectónica

Una pregunta fundamental para la que aún no hay respuesta es por qué un estilo similar de tectónica de placas al de la Tierra no se ha desarrollado (o sostenido) en Marte. Hay varias hipótesis sobre este punto. *Sleep (1994)* pensaba que un fondo marino marciano de expansión ultrarrápida sería demasiado joven para subducir dentro del interior marciano, mientras que *Lenardic et al., (2004)* propusieron que el crecimiento de la litosfera en el hemisferio sur detuvo la tectónica de placas en Marte.

El papel del agua también puede ser crítico. Por ejemplo, *Yoshizaki y McDonough, (2021)* propusieron que la falta de una dinamo central evitó una magnetosfera protectora, permitiendo la pérdida de agua en la superficie marciana, aumentando así la resistencia de la litosfera e inhibiendo la subducción. Esta interpretación también fue expuesta por *Azuma y Katayama., (2017)* y *Zhou et al., (2022)*.

Según un estudio reciente de *Zhou et al., (2022)*, cuando Marte era joven, su delgada litosfera, formada principalmente de corteza basáltica, sería,

probablemente, más fácil de fracturar y crear una red de placas múltiples (*Tang et al., 2020*). Sin embargo, concluyen que la baja densidad de eclogitas⁶ hizo que la subducción fuera poco probable en ese momento. Debido al enfriamiento secular, la litosfera marciana se engrosa y eso hace que su flotabilidad sea negativa con el tiempo, lo que a la larga le permite hundirse. Pero también eso provoca que se vuelva más difícil de fracturar, inhibiendo así la formación de las estructuras límite de placas necesarias para iniciar la subducción. Sin embargo, no descartan la posibilidad de que en alguna etapa intermedia de la historia marciana la estructura de la litosfera permitiera tanto la formación de límites de placas como la flotabilidad negativa de la placa (Figura 1.16)

La superficie de Marte presenta en Tharsis la unidad tectónica más grande del sistema solar. Tharsis está rodeado de grietas radiales extensivas y fosas tectónicas y crestas concéntricas de compresión que se extienden miles de kilómetros desde su centro. La mayoría de las fosas de Marte son estrechas (de pocos kilómetros de ancho) y decenas de cientos de kilómetros de longitud. Las estructuras internas están delimitadas por fallas normales.

Las estructuras más profundas y amplias se pueden encontrar en zonas vecinas de Tharsis como Tempe Terra, Valles Marineris y Thaumasia. Crestas, arrugas y líneas en forma de arco asimétrico en máximos topográficos son las estructuras de compresión más comunes y los patrones de forma de distribución de compresión y deformación. Grandes crestas de compresión aparecen en un terreno Noéico en el sur y suroeste de Tharsis. La cartografía de características geológicas y tectónicas dentro del marco de estratigrafía marciana ha puesto de manifiesto que esta zona ha estado activa durante la mayor parte de la historia del planeta.

⁶ *Eclogita: roca metamórfica máfica de grano grueso. Composición basáltica de especial interés porque se forma a profundidades (presiones) mayores que las típicas de la corteza terrestre; es inusualmente densa y juega un papel importante en la isostasia al favorecer la convección.*

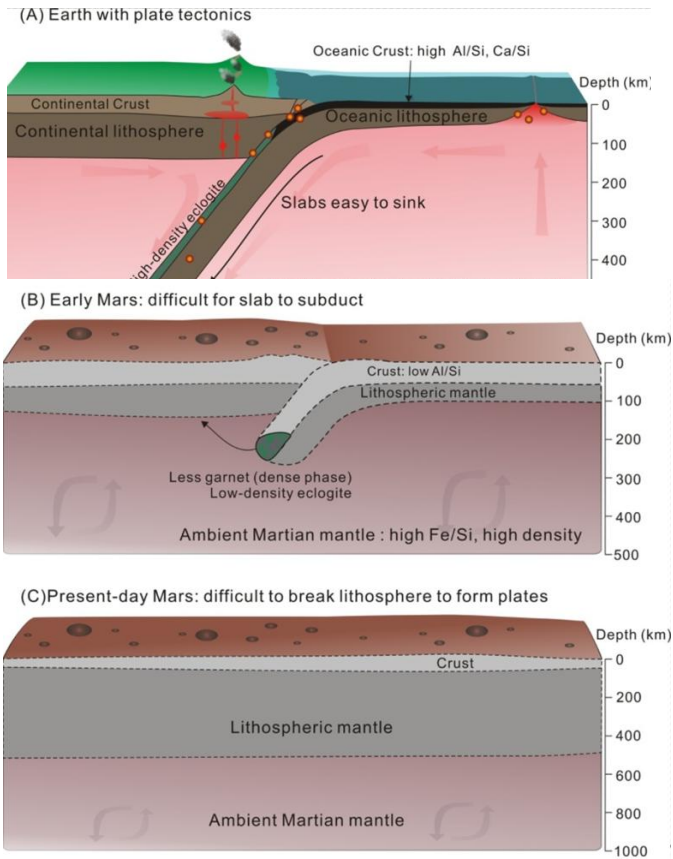


Figura 1.16: (a) Tectónica de placas de la Tierra impulsada por densas placas de subducción; (b) Marte temprano sin tectónica de placas, posiblemente como resultado de la flotabilidad positiva de la eclogita en el manto marciano ambiental; (c) Marte actual; La rigidez de su gruesa litosfera inhibe la tectónica de placas. Zhou et al., (2022).

2. Zona Circumpolar de Marte: Scandia y Olympia Undae

2.1. Introducción

Como ya se ha comentado anteriormente, la Tesis se centra en el estudio de la Zona Circumpolar Norte de Marte comprendida entre 72°-80° N y 150°-230° E, que incluye una pequeña parte de Olympia Undae (68500 km²) y una extensa área de Scandia (302810km²) (Figura 2.1). Aunque constituyen una muestra limitada de la zona circumpolar, sus características las hacen representativas del conjunto porque estas dos regiones poseen una gran diferencia en el número de estructuras visibles cuya determinación y estudio constituye uno de los objetivos de esta Tesis. Mientras Olympia Undae tiene pocas estructuras y casi todas ellas se sitúan próximas a Scandia, esta última zona posee números accidentes geográficos dispersados en toda su área.

En este capítulo se presentan las principales características de Olympia Undae y Scandia y los principales tipos de estructuras que pueden encontrarse en ellas. Esta presentación viene precedida por una breve descripción general de la zona circumpolar en la que se enmarca el área de estudio de la Tesis, y del casquete polar que es una región muy vinculada a ella y sobre la que influye.

2.2. Características de la zona de estudio

La zona Circumpolar encierra un gran interés debido a su complejidad geológica y su larga historia. Está compuesta por depósitos de acumulación de hielo de agua y sedimentos líticos (*Nerozzi et al, 2022*), como el casquete polar norte; por dunas (Olympia Undae); y por depresiones (Scandia) (*Tanaka y Fortezzo, 2012*). Los depósitos polares están compuestos principalmente por agua congelada, dióxido de carbono y polvo (*Lalich y Holt, 2017*); las dunas son estructuras lineales formadas por la acción del viento, y las depresiones, áreas bajas en el terreno (*Fishbaugh y Head, 2005*).

Los depósitos de esta zona, conocidos como Depósitos Estratificados del Polo Norte (NPLD), tienen una antigüedad que abarca desde menos de 1 millón de años hasta aproximadamente 4 millones de años (*Tanaka et al., 2008*). Estos depósitos contienen capas alternas de hielo y polvo junto con escarcha de dióxido de carbono estacional (*Tanaka et al., 2008; Byrne, 2009*), formadas por variaciones climáticas y cambios estacionales, aunque se cree que la capa de hielo pudo ralentizar la erosión en áreas pequeñas (*Nerozzi et al., 2022*).

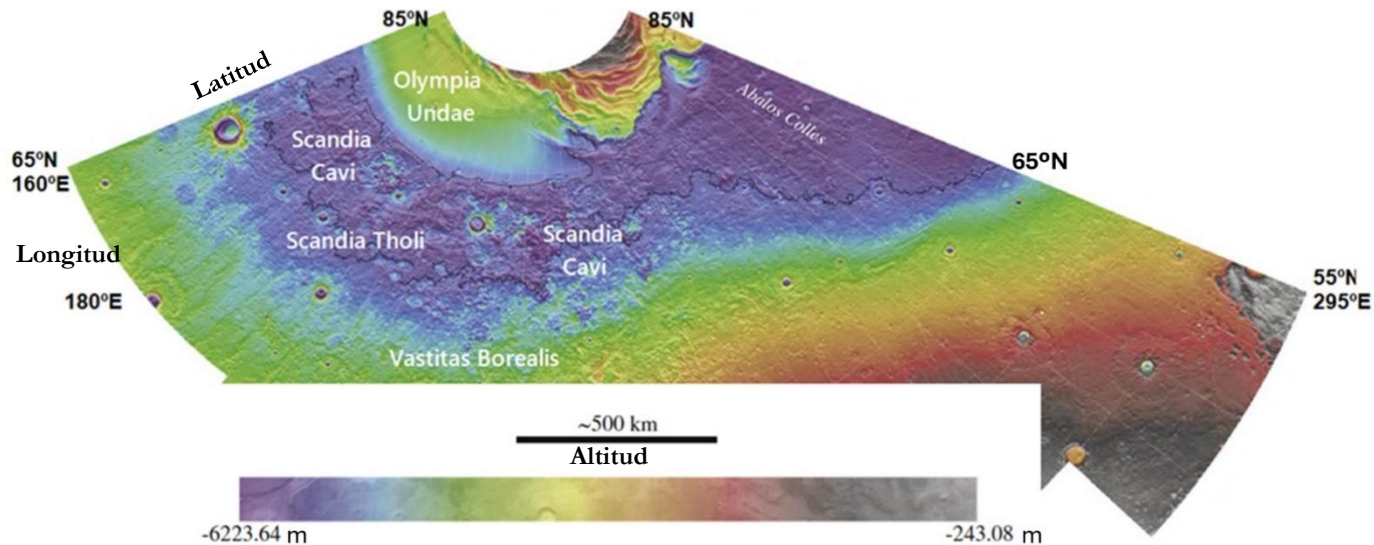


Figura 2.1: Fracción de imagen de Tanaka et al., 2011 que muestra la localización de Olympia Undae y Scandia con su topografía y sus características geográficas en el entorno del Casquete Polar Norte. El contorno de -4800 m (línea negra delgada) describe las zonas de cuenca más bajas (púrpura). (Modelo de elevación digital con relieve sombreado MOLA, $230\text{m}/\text{píxel}$, proyección estereográfica polar).

Parece que la región ha experimentado múltiples ciclos climáticos a lo largo de su historia, incluyendo períodos glaciales y cálidos e, incluso, cambios de oblicuidad (*Laskar et al., 2002*). Estos ciclos han dejado su huella en la topografía y en la composición química del polo norte.

El estudio detallado de esta zona ha permitido obtener información valiosa sobre la evolución geológica del planeta. Por ejemplo, se ha descubierto que esta región ha experimentado numerosos procesos de erosión y sedimentación (*Fishbaugh and James, 2005*). Además, se ha encontrado en ella evidencia de actividad volcánica (*Fagan et al., 2010*), lo que sugiere que el interior del planeta ha seguido siendo geológicamente activo hasta una época reciente (*Fishbaugh y Head, 2005*). Esta posible actividad volcánica ha sido determinante en esta Tesis para buscar y clasificar los distintos edificios en la región estudiada y diferenciarlos, en una primera clasificación, entre estructuras con cráter y estructuras sin cráter (*Sánchez-Bayton et al., 2022a*).

2.3. Casquete Polar Norte

El casquete polar norte de Marte se ha ido formando debido a la acumulación estacional de gases atmosféricos que han sido atrapados por las heladas, preservando así la historia del clima reciente de Marte en forma de un registro geológico rico en hielo (*Nerozzi et al., 2022*). Caracterizar el contenido de estos depósitos es esencial para comprender el papel de los procesos geológicos y climáticos recientemente activos en Marte. Debido a la falta de cráteres grandes (*Herkenhoff y Plaut, 2000*), se estima que la superficie del casquete polar norte, que está compuesta principalmente de hielo de agua, tiene una antigüedad de menos de 100000 años, mientras que los depósitos estratificados subyacentes son más antiguos y pueden tener hasta 4 millones de años (*Tanaka et al., 2008*). El tiempo estimado para la formación del casquete polar puede ser inferido a partir de la tasa de acumulación y la antigüedad de los depósitos:

1. **Tasa de Acumulación:** Los estudios indican que la tasa de acumulación de los depósitos polares puede variar (*Landis et al., 2016*), pero se ha estimado en aproximadamente de 0.5 (*Laskar et al., 2002; Hvidberg et al., 2012*) a 1 mm por año, como promedio (*Fishbaugh y Hvidberg, 2006; Levrard et al., 2007; Herkenhoff y Plaut, 2000*).

2. **Tiempo Total de Formación:** Dada la tasa de acumulación y la antigüedad estimada de los depósitos (1-4 millones de años), se sugiere que el casquete polar norte ha tardado varios millones de años en formarse completamente. Esto incluye períodos de acumulación más rápida durante épocas de clima favorable para este fenómeno de hielo, y períodos de estabilidad o erosión durante climas menos favorables, convirtiéndose en un registro del clima del planeta (*Smith et al., 2020*).

Estudios recientes, como el realizado por *Sinha y Horgan (2022)*, investigan la composición de los sedimentos arrastrados en el hielo mediante el análisis de las propiedades de la luz reflejada de la superficie helada, que se captura utilizando el espectrómetro CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer For Mars) a bordo de Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), (*Murchie et al., 2004*). Con ello se han podido detectar dentro de los sedimentos originados por erosión de los depósitos helados un conjunto diverso de minerales que contienen hierro. Se cree que estos minerales provienen de impactos recientes y erupciones volcánicas que depositaron sedimentos sobre la región polar norte. Como estos sedimentos se pueden datar puesto que cada estrato de hielo contiene información del clima del momento en que se formó (*Becerra et al., 2017; Fishbaugh et al., 2010; Smith et al., 2016; Smith et al., 2020*), son útiles para determinar la edad de sus registros climáticos ricos en hielo y, por lo tanto, la escala de tiempo del cambio climático (*Sinha y Horgan, 2022*).

Por otra parte, los estudios de los vientos mediante modelos eólicos sugieren que los fuertes vientos catabáticos empujan el transporte de los sedimentos hacia fuera del casquete polar, es decir, hacia latitudes más bajas (*Smith y Spiga, 2018*). Los materiales máficos (silicatos ricos en magnesio y hierro) dentro de los depósitos estratificados del Polo Norte (NPLD) son muy similares a los detectados en los alrededores del mar de arena de Olympia Undae. Sin embargo, la mineralogía de los líticos dentro del NPLD es espacialmente heterogénea, lo que hace pensar que durante su transporte aéreo a Olympia Undae y zonas de influencia se mezclaron bien, haciendo su composición más homogénea (*Horgan y Bell, 2012*).

Estas consideraciones hacen ver que nuestra zona de estudio se encuentra muy influenciada por las características del Casquete Polar, y en particular por los depósitos que cubren parte de los edificios que se analizarán más adelante.

2.4. Scandia

Scandia es la mayor de las dos regiones que constituyen la zona de estudio de esta Tesis y posee la mayoría de las estructuras que serán analizadas. *Tanaka et al., (2011)* describen esta región como la zona de tierras bajas de Vastitas Borealis que la Figura 2.1 muestra extendida, a una altitud por debajo de -4800 m de elevación. Actualmente, esta región contiene estructuras resultantes de procesos de deposición, erosión y deformación/degradación ocurridos, predominantemente, durante el Hespérico tardío y el Amazónico temprano (~3.6–3.3 Ga). *Tanaka et al., (2011)*.

Los estudios de cráteres de impacto locales sugieren movilización de material inducida por el impacto sobre una secuencia de lavas, sedimentos del canal de salida, y depósitos de hielo polar centrados dentro de la región de Scandia. Estos sedimentos enriquecidos con volátiles pueden haber tenido un estado de fusión parcial, lo que dio como resultado la movilización de materiales antiguos profundamente enterrados, y su ascenso como diapiros de brechas de sedimentos y lodo, para formar las características de las estructuras tholi, que serán explicadas a continuación (*Tanaka et al., 2011*). El vulcanismo de lodo se ha definido como “fenómeno geológico que se manifiesta a través de la erupción repentina o la extrusión inactiva de sedimentos, rocas y fluidos de estratos más profundos” (*Skinner y Mazzini, 2009*).

En Scandia pueden distinguirse dos regiones caracterizadas por el predominio de dos tipos diferentes de estructuras: Scandia Tholi y Scandia Cavi (*Tanaka et al., 2011*) (Figura 2.1).

La zona denominada **Scandia Tholi** (*Tanaka et al., 2011*) muestra crestas concéntricas, picos escarpados, depresiones irregulares y fosos, que sugieren levantamiento e inclinación de material plano en capas por diapiros, extrusión, y erosión y deflación de lodos sedimentarios viscosos. Estos sedimentos incluyen características que informan sobre la antigüedad de los edificios puesto que presentan signos de que existían antes y después de los cráteres de impacto que se observan en ella. Esta región debe su nombre a la existencia de tholis (*Tanaka et al., 2011; Coles et al., 2019*): formaciones con estructura en forma de domo, muchas de las cuales están rodeadas de montículos escarpados, depresiones de forma irregular, crestas sinuosas concéntricas, y valles poligonales. La unidad forma estructuras ovoides simples y complejas en vista en planta. Normalmente presentan fosos angostos alrededor de cada afloramiento que parecen deformar la unidad Vastitas Borealis circundante.

A veces, los tholis contienen algunos cráteres de impacto que están estructuralmente deformados o se presentan incompletos en su eyección circundante (Tanaka et al., 2011).

Por su parte, **Scandia Cavi** se caracteriza por una superficie muy irregular acompañada por la presencia de dos formaciones montañosas de 200 y 300 km de longitud y numerosas depresiones irregulares llamadas “cavi”, rodeadas de estructuras de decenas a centenares de metros de profundidad (Tanaka et al., 2011). Los edificios pueden poseer diferentes estructuras en su interior y, como mostraremos en los capítulos 5 y 6, son singulares y característicos de esta latitud, Por su importancia, los que se encuentran en nuestra zona forman parte del estudio realizado en esta Tesis (Sánchez-Bayton et al., 2022 a,b).

Se ha interpretado que Scandia Tholi y Scandia Cavi se formaron como resultado de la acumulación a largo plazo de sedimentos y volátiles a través de procesos sedimentarios (o fangosos), diapiros y volcanes, tal vez en asociación con el retroceso del polo, disminución de hielo y/o magmatismo relacionado con Alba Mons (Tanaka et al., 2003, 2005; Kite et al., 2007, Skinner y Mazzini, 2009). Alternativamente, estas regiones pueden haberse formado como depósitos de retorno a un glaciar del antiguo hielo polar más extenso que ha ido modificándose por los cambios climáticos.

2.5. Olympia Undae

Olympia Undae se encuentra en Olympia Planum, en su frontera con Scandia Cavi, y se superpone al depósito de hielo de agua y arena que se encuentra debajo de la capa de hielo actual. Esta capa, conocida como *Unidad Cavi (UC)* (Figura 2.2), data del Amazónico Medio-Tardío, es decir, hace aproximadamente de 3 a 1 Ga (Tanaka et al., 2008). Sus estratos, constituyen un registro de patrones de viento y del clima pasado (Nerozzi y Holt, 2019). A su vez, la Unidad Cavi se sitúa sobre la Unidad Interior Vastitas Borealis (*Vastitas Borealis Interior Unit (VBIU)*) y su profundidad disminuye hacia el sur. Debajo de Olympia Undae la Unidad Cavi tiene solo decenas de metros de espesor y desaparece debajo de Scandia Cavi que, a su vez, se encuentra directamente sobre Vastitas Borealis (Figura 2.2). En la Figura 2.3 (Nerozzi y Holt, 2019), se muestra el perfil de radar marcado en 2.2 donde se distinguen las distintas capas

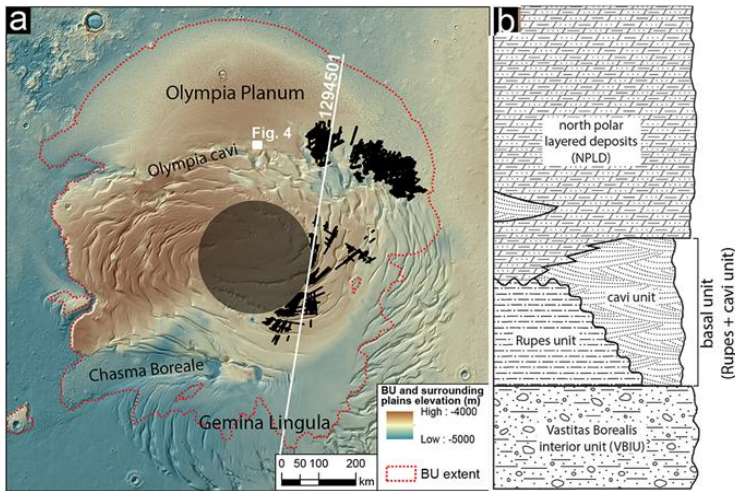


Figura 2.2: Nerozzi y Holt, (2019) (a) Mapa de elevación de la Unidad Basal (BU) y las llanuras circundantes, con relieve sombreado superpuesto de la topografía moderna de Planum Boreum, y ubicaciones del perfil de radar de la Figura 2.3. Los zonass negras indican detecciones basales de Cavi. b) Representación esquemática de las relaciones estratigráficas entre las unidades geológicas del Planum Boreum, (modificada de Tanaka et al. (2008)).

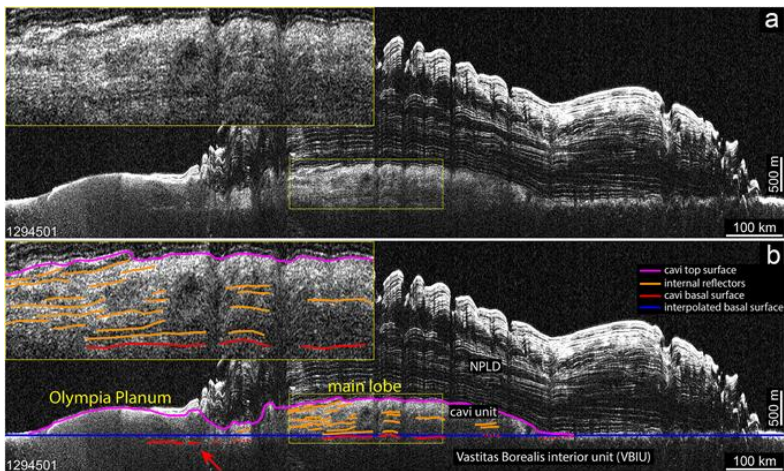


Figura 2.3: Nerozzi y Holt, (2019): (a) Perfil de radar superficial original. (b) Interpretación que muestra reflectores basales e internos dentro de Cavi. El perfil es corregido en profundidad asumiendo una composición masiva de hielo de agua al que corresponde un coeficiente dieléctrico $\epsilon' = 3.1$. Se observa retorno difuso del radar de la Unidad Cavi, que es típico de los campos de dunas, como el de Olympia Planum (Olympia Undae). El reflector basal cavi en Olympia Planum está por debajo de la superficie basal interpolada (flecha roja), lo que indica una permitividad relativa superior a la del hielo de agua.

La superficie de Olympia Undae está compuesta por dunas migratorias y láminas de arena con espesores que oscilan entre metros y decenas de metros (Figura 2.3). Es el mayor campo continuo de dunas en Marte y cubre un área de 470.000 km² de los que nuestro estudio analiza 68.500 km². La elevación media de esta zona es 4250 m bajo el elipsoide de referencia.

2.6. Estructuras morfológicas en la superficie

La superficie de Marte presenta muchas características morfológicas similares a las de la Tierra como: cráteres de impacto; campos de lava; volcanes; domos; pingos o volcanes de barro; estructuras glaciares y cráteres, que pueden estar presentes en la zona de estudio. Su descripción se inicia considerando aquellas que poseen cráter visible por ser un criterio fundamental para su clasificación. Para ello, primero se prestará atención a los cráteres de impacto, los volcanes de escudo, los volcanes subglaciales y los volcanes de barro. En una segunda parte se introducirán algunas estructuras sin cráter visible de particular interés para el estudio de Marte: domos, pingos, tholis y domos de lodo.

2.6.1. Estructuras con cráter visible

2.6.1.1. Cráteres de Impacto

Con este nombre se denomina la depresión que provoca el choque de un meteorito en la superficie del planeta.

La atmósfera juega un papel fundamental en la protección de un planeta frente a los meteoritos. Se cree que desde hace millones de años, Marte, al tener una atmósfera muy tenue, fue golpeado por un número mayor de meteoritos que la Tierra en el mismo tiempo (*Melosh, 1989*). Dado que la Luna no tiene atmósfera, el número de impactos que la han afectado es proporcionalmente mayor, y la ausencia de perturbaciones en el proceso de este fenómeno hace que sea tomada como referencia en el estudio de los impactos en Marte (*Le Feuvre y Wieczoreck., 2011*). Por otra parte, la atmósfera de Marte ha ejercido durante millones de años acción erosiva, rellenando los cráteres menores y desgastado los mayores.

En el suelo marciano, debido a su dicotomía, se observan actualmente muchos cráteres con una distribución no homogénea que hace que su número sea muy superior en el Hemisferio Sur. Los cráteres de impacto en Marte han generado modificaciones sobre el paisaje producido por las colisiones que han

dato lugar a materiales fundidos. Las estructuras resultantes, en algunos casos, pueden confundirse con volcanes. Esto es lo que sucede en nuestra zona de estudio puesto que muchos de los impactos han sufrido procesos debidos a recubrimientos de materiales, erosión por agentes externos, eyecta (material expulsado durante la formación del cráter) a veces no claramente visible, oblicuidad en el impacto o choque contra placas de hielo.

Parte del trabajo de esta Tesis ha sido analizar estructuras producidas por impacto con áreas de cráter comprendida entre 7.44 y 354.15 km² con una media de 76.30 km². Debido al pequeño tamaño de algunas estructuras y a sus características, muchas veces su clasificación no ha sido fácil. Dentro de la zona de estudio se encuentra el cráter Dokka (77.23°N, 214.24°E) que, aunque es muchísimo mayor que el resto de los cráteres de impacto, ha sido incluido por su relevancia y situación.

Seguidamente se describen los distintos tipos de cráteres de impacto que aparecerán en este trabajo.

Cráteres circulares

Corresponden a un impacto vertical en el caso ideal en el que no existen fenómenos perturbadores que provoquen erosión, colapsos, o avalanchas. Tiene el interior en forma de tazón, bordes elevados y bien definidos y eyecta distribuida de manera uniforme, que se extiende hasta dos veces el diámetro del cráter y disminuye su espesor conforme se aleja de él. La profundidad del cráter alcanza hasta 4 km, pero su diámetro no supera 15 o 20 km. Ello hace que la pendiente de las paredes internas sea muy elevada por lo que, con frecuencia, se presentan avalanchas. El fondo del cráter está lleno de material derivado de la desestabilización de sus paredes y de la fragmentación del terreno, así como del que estaba compuesto el meteorito antes de la colisión (Bartali y Colli., 2018).

En nuestra zona de estudio es posible ver de una forma muy clara la distribución de la eyecta que se presenta como un aro alrededor del borde del cráter, como se aprecia en la Figura 2.4.

Cráteres con Exceso de Eyecta (Rampart), y Cráteres Elevados (Perched)

Si la clasificación se realiza considerando la distribución de eyecta, se puede observar que, en ocasiones, en vez de distribuirse uniformemente alrededor del cráter, se agrupa en una serie de lóbulos que se extienden a mayores

distancias del borde del cráter. Estos lóbulos pueden ser estratificados o terminar de manera abrupta. Los cráteres se denominan técnicamente “Rampart” o de “Pedestal” y se caracterizan porque, como muestra la Figura 2.4, el impacto excava un manto rico en hielo y una capa de regolito silicatado (Kadish y Head., 2011). El material rocoso eyectado cubre la capa de hielo y la protege de la sublimación. En consecuencia, se genera un cráter que presenta un exceso de eyecta (Black y Stewart., 2008) o un “cráter Perched”, o “cráter elevado” (Figura 2.5), si posteriormente existe un proceso de rellenado que eleva la superficie del cráter por encima del terreno circundante. Este proceso hace que los cráteres con exceso de eyecta puedan estar por encima o por debajo del terreno y, en general, sean más jóvenes y profundos que los “elevados”. Estos últimos tienen un perfil característico de zona de eyecta y cráter pequeño, situados sobre el nivel de la superficie (Boyce et al., 2005; Garvin et al., 2000; Meresse et al., 2006; Kadish y Head., 2011, 2014).

En la Figura 2.4 se muestra un claro ejemplo con “Cráter con Exceso de Eyecta” y en la Figura 2.5 otro de “Cráter Elevados” estudiados en esta Tesis.

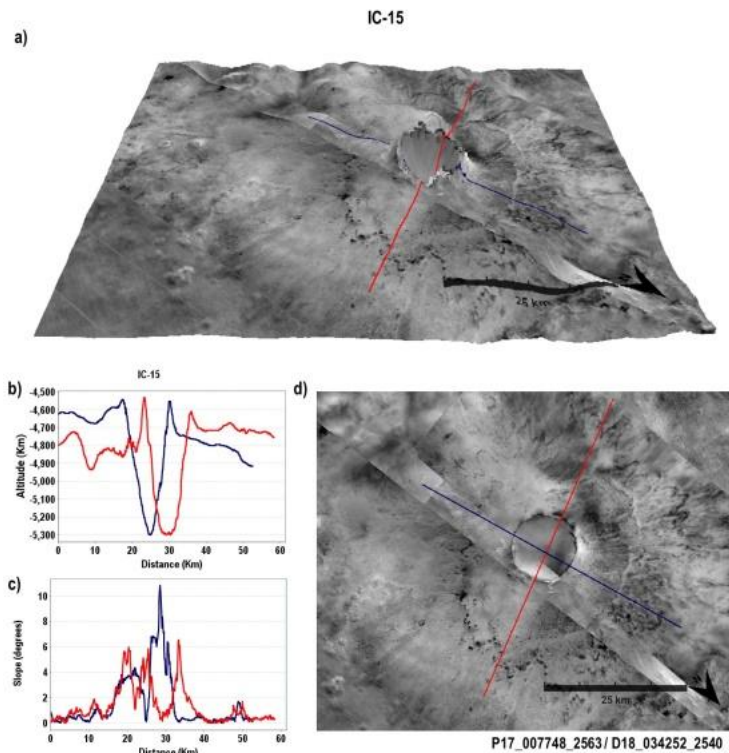


Figura 2.4: Ejemplo de “Cráter con exceso de eyecta” IC 15 de Sánchez-Bayton et al. (2022b) (a) Vista 3D de JMARS donde se ha superpuesto la altimetría de las imágenes MOLA y CTX. (b) y (c) datos de elevación y pendiente correspondientes a los perfiles indicados en (a). (d) Imagen 2D donde se observa claramente la zona de eyecta.

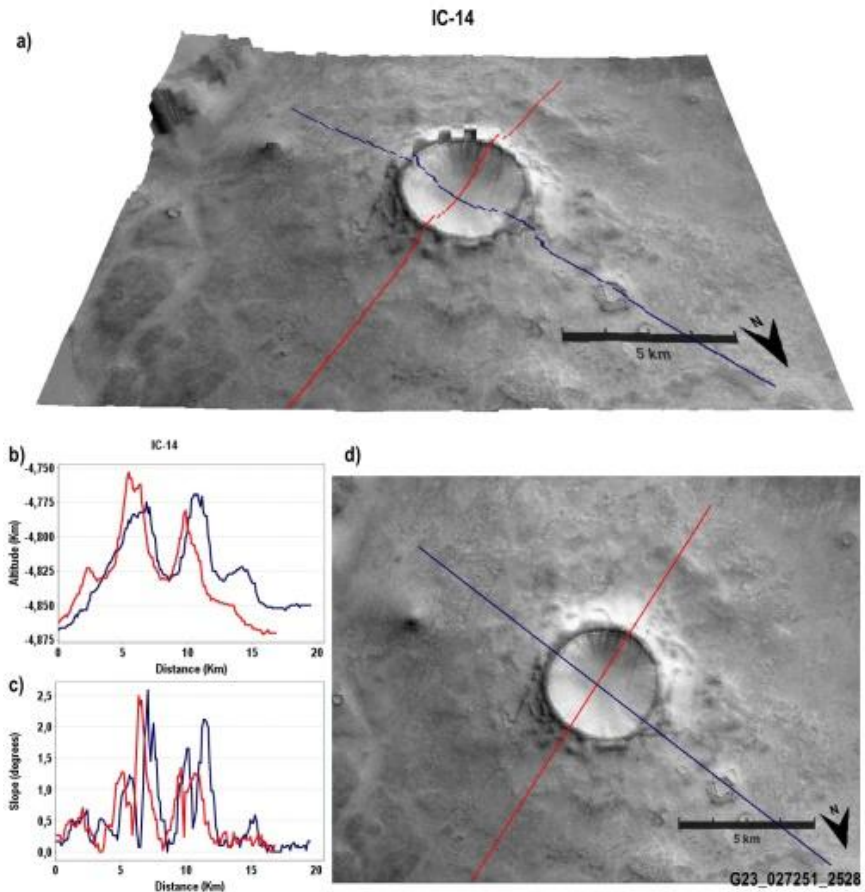


Figura 2.5: Ejemplo de “Cráter Elevado” IC-14 de Sánchez-Bayton et al. (2022b). a) Vista 3D de JMARS donde se ha superpuesto en capas la altimetría de las imágenes MOLA y CTX que permite observar mejor las características de este tipo de cráteres de impacto. (b) y (c) datos de elevación y pendiente correspondientes a los perfiles indicados en (a). (d) Imagen 2D.

Cráteres de Impacto Elipsoidales

Cuando la colisión del cuerpo exterior con la superficie del planeta se produce con un ángulo muy bajo, pueden ocurrir dos eventos diferentes. En el primero, el meteorito se destruye o se detiene, y el cráter tiene mayor profundidad en el punto de impacto. En el segundo, el proyectil sigue su recorrido rasgando la superficie y formando un cráter mucho más ovalado y

muy poco profundo. Pueden incluso producirse varios choques. Los cráteres elipsoidales así formados se caracterizan por una distribución asimétrica del material eyectado, con mayor dispersión a lo largo del eje mayor del cráter cuando el impacto choca con la superficie a un ángulo muy bajo, generalmente menor de 15 grados. Estos cráteres presentan una forma alargada debido a la trayectoria tangencial del impacto, pudiendo tener doubles cráteres elipsoidales como los estudiados en Marte por *Chappelow y Herrick, (2008)*. En esta Tesis se ha analizado uno de estos casos.

Cráteres con Pedestal

Los “Cráteres con Pedestal” son cráteres más pequeños cuya eyecta es capaz de disminuir la tasa de sublimación del terreno circundante (*Kadish et al., 2010*). El resultado es una forma característica de pedestal con un escalón topográfico marcado en su borde que permite distinguir estas formas por su relieve topográfico. La Figura 2.6 muestra un esquema explicativo de *Kadish et al., (2010)*. La Figura 2.7 presenta un ejemplo de este tipo de cráter estudiado en la Tesis en el que se aprecia la elevación sobre el terreno y la zona de pedestal.

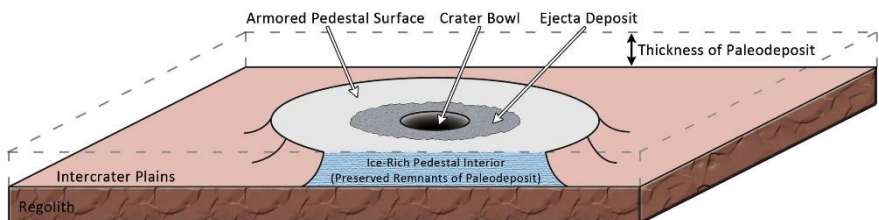


Figura 2.6: Vista en perspectiva de un Cráter con Pedestal. Esta ilustración resalta lo siguiente: 1-Los cráteres con pedestal están elevados sobre las llanuras intercráteres, y la altura del pedestal equivale al grosor de un antiguo depósito rico en hielo. 2- El interior del pedestal conserva este paleodépósito bajo su superficie endurecida, manteniendo así material rico en hielo. 3- El depósito de eyección resultante del impacto es mucho más pequeño en extensión radial que la superficie del pedestal endurecido (*Kadish et al., 2010*).

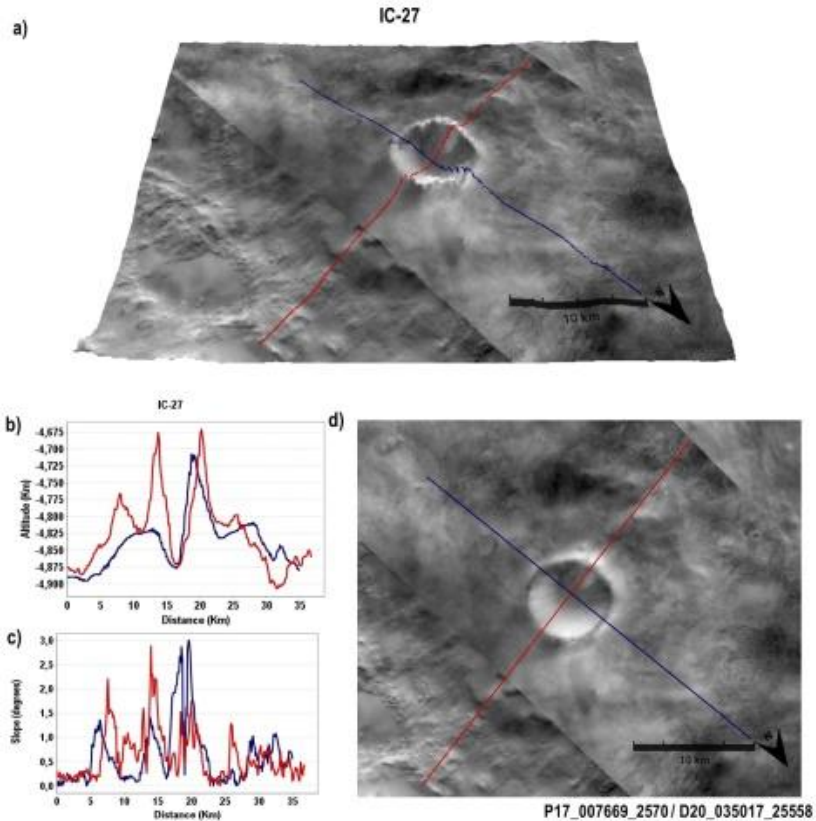


Figura 2.7: Ejemplo de Cráter con Pedestal: IC 27 de Sánchez-Bayton et al., (2022b). (a) Vista 3D de JMARS donde se ha superpuesto la altimetría de las imágenes MOLA y CTX que permite observar mejor las características de este tipo de cráteres de impacto. (b) y (c) datos de elevación y pendiente correspondientes a los perfiles indicados en (a) en los que se aprecia que el cráter es de pequeño tamaño y queda por encima de la zona que le rodea, claramente levantado sobre un “pedestal”. (d) Imagen 2D.

2.6.1.2 Cráteres no originados por impacto

Volcanes de escudo

Los volcanes de escudo son el exponente más importante de la formación de procesos eruptivos con cráter visible no vinculados a fenómenos de impacto. Es bien conocido que Marte posee los volcanes escudo más grandes del Sistema Solar; mucho más altos y masivos que los terrestres. Este tamaño

puede deberse a la duración de las erupciones y a la probable falta de movimiento de las placas o de puntos calientes. El vulcanismo se produjo en dos regiones principales: Tharsis y Elysium Planitia. Tharsis contiene los tres volcanes escudo más grandes: Ascraeus Mons, Pavonis Mons y Arsia Mons, y el accidente más alto del sistema solar, Olympus Mons. También existen volcanes tipo escudo de mucho menor tamaño presentes en la zona Circumpolar de Marte (Fagan et al., 2010).

Volcanes subglaciares

Volcán subglacial, o glaciovolcán, es aquel que tiene lugar bajo la superficie de un glaciar, y en algunos casos bajo la capa de hielo. Estos tipos de volcanes crean rápidamente un lago debido a que la lava caliente derrite el hielo. Los lugares con más volcanes subglaciares en la Tierra son la Antártida e Islandia, pero también pueden verse en el Yukón y la Columbia Británica en Canadá.

En Islandia también podemos encontrar un tipo de edificios denominados pseudocráteres o Rootless Cones como los de Skútustaðagíggar en Mývatn (Figura 2.8), que se caracterizan por ser cráteres que no han sufrido erupción y surgen como interacción de la lava y hielo. En Marte se han localizado en la zona de Athabasca (8.6°N 205°W) (Burr, 2003).

Marte podría presentar en la Zona Circumpolar Norte volcanes subglaciares y se han realizado varios estudios comparativos entre volcanes de esta zona y de Islandia (Fagan et al., 2010)



Figura 2.8:
Pseudocráter de origen glaciar, Skútustaðagíggar, Mývatn, Islandia. Foto tomada durante la estancia de la doctoranda en Islandia, julio 2023. En estos pseudocráteres no se produjo erupción.

Volcanes de lodo o sedimentarios

Los volcanes de lodo, también conocidos como volcanes sedimentarios, son formaciones geológicas presentes en lugares de la Tierra como el Volcán de Totumo (Colombia), o Yagrumito (Venezuela), que se producen cuando lodo y gases, principalmente metano, son expulsados desde el subsuelo hacia la superficie. Por tanto, estas estructuras no son volcanes tradicionales de magma.

Desde hace años, se estudia si las condiciones necesarias para la existencia de estos volcanes de lodo en Marte, y si realmente existen, si son semejantes a las de la Tierra. En Marte las diferentes condiciones de presión, temperatura y gravedad pueden haber condicionado su formación. De hecho, el rover chino Zhurong aterrizó en Utopia Planitia cerca de un montículo parecido a un volcán de lodo. Pero su confirmación como tal requiere condiciones favorables en el subsuelo de Marte que permitan el proceso de movilización de sedimentos y, por tanto, el vulcanismo de lodo. En la Figura 2.9 se resume las etapas de formación de volcanes de lodo explosivos. Un dato importante es que en Marte existen espesas acumulaciones de materiales en capas que actúan como importantes reservorios potencialmente móviles y flotantes. Al mismo tiempo, estos sedimentos pueden sufrir fallas y fracturas extensas que faciliten que los sedimentos movilizados se propaguen a la superficie. Sin embargo, actualmente se desconoce cuál sería el mecanismo exacto responsable de dicha movilización, porque no se sabe qué tipos de gases (si es que hubo alguno) pudieron haberse liberado (Brož *et al.* 2023).

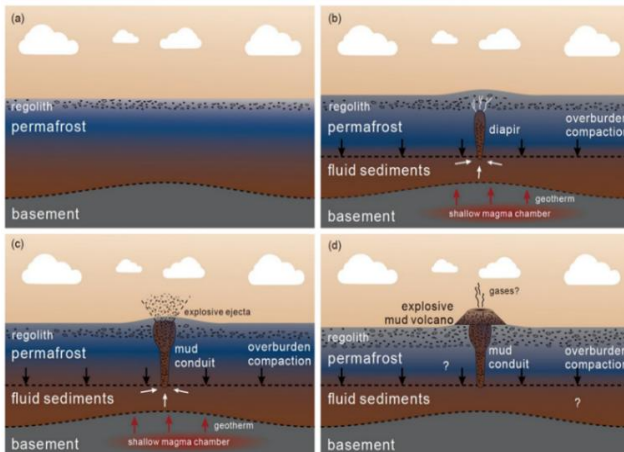


Figura 2.9: Wang *et al.*, (2023). Resumen de las etapas de formación de volcanes de lodo explosivos. (a) situación inicial. (b) los sedimentos no compactados del fondo oceánico Hespérico, parcialmente congelados y fluidos, se sobrepresurizan y ascienden a capas superiores. (c) La erupción explosiva expulsa lodo, rocas, hielo y gases, formando finalmente (d) un cono con hoyos a partir del lodo y hielo cementados.

Cráteres Maar

Los Cráteres de Maar representan la parte superior de una construcción volcánica producida por interacciones explosivas del subsuelo entre el agua subterránea/hielo y el magma ascendente. Encontrar maars en Marte es importante porque su reconocimiento proporcionaría indicadores adicionales de la presencia y el rango de profundidades del agua subterránea y hielo en el momento de la erupción (*Graetinger et al., 2025*).

El diámetro de los múltiples componentes circulares superpuestos en los Cráteres Maar se puede utilizar para proporcionar estimaciones de primer orden de las profundidades del diatrema subyacente como indicador de la profundidad de las explosiones y, por lo tanto, de la presencia de agua en el subsuelo (*Graetinger et al., 2025*).

Los diatremas⁷ de maar representan un tipo específico de actividad volcánica explosiva en la Tierra que requiere agua subterránea o hielo de agua, y el diatrema es el registro de las ubicaciones de estas interacciones en el subsuelo (*White y Ross, 2011; Valentine et al., 2017*).

La aparición de geometrías de cráteres circulares de maars y su tamaño dificulta la identificación remota en una superficie cubierta de cráteres de impacto y otras depresiones no volcánicas. Hasta la fecha, no se han identificado de manera positiva maars marcianos, aunque varios autores han sugerido candidatos (*Houvis et al., 2008; Brož y Hauber, 2013; Pajola et al., 2016, Graetinger et al., 2025*). A pesar del evidente interés de estas estructuras, no se han incluido en esta Tesis debido a la necesidad de disponer de imágenes HiRISE que, por desgracia, en nuestra zona son muy limitadas. Planteándose como un posible estudio futuro en otras Zonas Circumpolares donde su disponibilidad es superior.

2.6.2. Estructuras sin cráter visible

En este apartado se presentan diferentes tipos de estructuras sin cráter, o mixtas con pequeños cráteres dentro de la estructura.

Domos

Los Domos son relieves anticlinales en los que el buzamiento de los estratos se dirige en todas direcciones a partir de un punto central. Se trata en realidad de anticlinales abombados por las fuerzas internas que elevan los estratos

⁷ Diatrema: chimenea volcánica en forma de cono alargado.

ejerciendo presión hacia arriba en un punto o a lo largo de una línea relativamente corta. Se pueden distinguir los siguientes tipos:

- *Domo de lava o domo tapón*: Es un montículo aproximadamente circular que se origina por una erupción lenta de lava viscosa de un volcán que no permite que fluya demasiado lejos de su chimenea antes de solidificarse. Los domos pueden alcanzar alturas de varios cientos de metros y crecer lentamente y en forma continua durante meses o incluso años. Los lados de estas estructuras están formados de trozos inestables de roca. Debido a la posibilidad de acumulación de gas, el domo puede a lo largo de su historia sufrir erupciones explosivas (Figura 2.10).



Figura 2-10: Domo de lava ubicado en el cráter del volcán Azufra (Modificado del Servicio Geológico Colombiano (2010), Sánchez, 2019)

- *Domo sedimentario*: Domo presente en estructuras sedimentarias.
- *Domo granítico*: Se forma por la erosión de los estratos sedimentarios que cubren un lacolito o batolito que permite el afloramiento de las rocas ígneas que los forman (generalmente granito. Figura 2.11).



Figura 2.11: Domo Granítico. Manzanares del Real, Madrid.

Pingos

Un pingo es un cerro en forma de domo, típico de relieves periglaciares de las regiones polares. En la Tierra llegan a alcanzar alturas de 70 m y diámetros de hasta 2 km. Solo puede formarse en un entorno con permafrost, y se deben a la congelación de aguas subterráneas. El mecanismo consiste en la formación en el subsuelo de una cúpula de hielo que levanta y bombea una capa de suelo de unos metros de espesor. De este modo, la estructura sufre un estiramiento que la divide, iniciándose con esta fragmentación el desmantelamiento relativamente rápido del pingo.

En Marte se han estudiado muchos edificios que pueden ser considerados pingos, y se acepta su posible ubicación en zonas periglaciares, (*Burr et al., 2009*) (Figura 2.12). En este trabajo se han encontrado edificios que presentan características compatibles con los pingos (Figura 2.13).

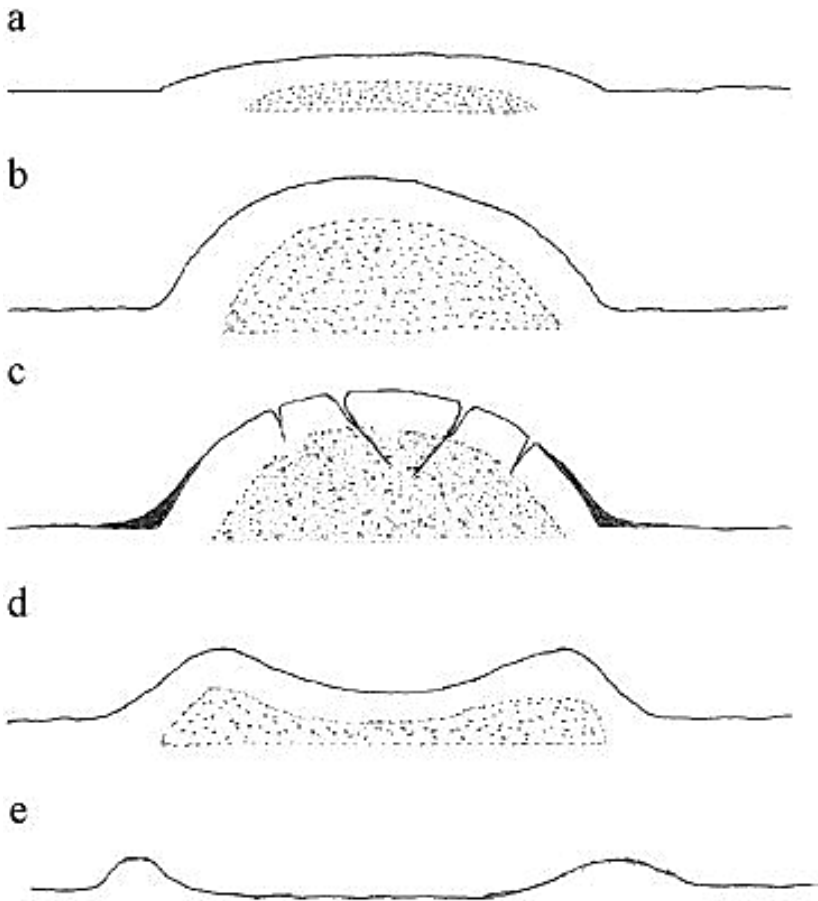


Figura 2.12: Vista de perfil de la morfología del pingo durante el crecimiento y el colapso: (a) pingo incipiente, (b) pingo en crecimiento, (c) pingo en crecimiento o colapso con grietas por dilatación y hundimiento en los lados (áreas oscuras), (d) pingo en avanzada etapa de colapso, (e) pingo o cicatriz de pingo colapsado. En todos los casos, el patrón punteado connota hielo subterráneo. La relación de aspecto está exagerada para facilitar la visualización. (Burr et al., 2009).

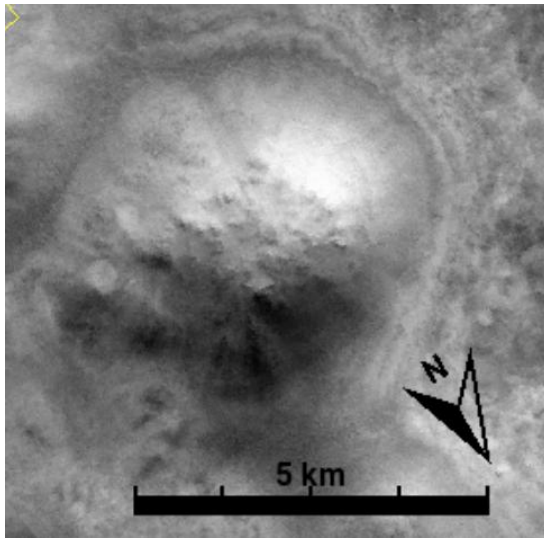


Figura 2.13: PD 28 Posible Pingo en la zona de estudio, localizado en 74.95°N, 208.23°E. Imagen CTX: K03_0544454_2551_XN_75N152W.

Tholis

Los tholis, que ya han sido introducidos en los apartados 2.4 y 2.5 al presentar las zonas de estudio, pueden definirse como una serie de cúpulas que se elevan sobre el terreno circundante y tienen diámetros que van de 10 a 30 kilómetros. Estas cúpulas están compuestas principalmente de rocas volcánicas basálticas y se cree que se formaron durante el período Hespérico de la historia geológica marciana, hace aproximadamente de 3.7 a 3 Ga. Los tholis son similares a otras características geológicas de Marte, como Montes Tharsis y Elysium, pero más pequeños.

Se cree que estas cúpulas se formaron a través de procesos magmáticos subterráneos en los que el magma ascendió desde el interior del planeta y se solidificó debajo de la superficie para formar una cámara. Con el tiempo, la presión del magma hizo que la superficie se elevara para formar una cúpula, como los pseudocráteres previamente descritos de Islandia.

Tanaka et al., (2005, 2011) definieron la Unidad Tholi, situada al sur de Olympia Planitia (zona adyacente al casquete polar que está rodeada de las dunas de Olympia Undae), como la zona caracterizada por la presencia de tholis que se diferencian por tener una forma abovedada o de domo, circular o irregular, compleja y accidentada, con extensión de decenas a unos pocos centenares de kilómetros y altura de decenas a centenares de metros. Los más

grandes tienen depresiones interiores y circundantes de terreno colapsado de decenas a centenares de metros de profundidad y algunas crestas sinuosas estrechas, de un par de kilómetros de ancho y decenas de kilómetros de largo. Muchas de ellas están delimitadas por fosos poco profundos.

El Grupo de Estructuras Irregulares, IS, que será descrito en el capítulo 6 de esta Tesis, comprende estructuras localizadas en Scandia y Olympia Undae caracterizadas por su gran tamaño y formas elipsoidales o de ameba, que pueden ser consideradas Tholis (Figura 2.14).

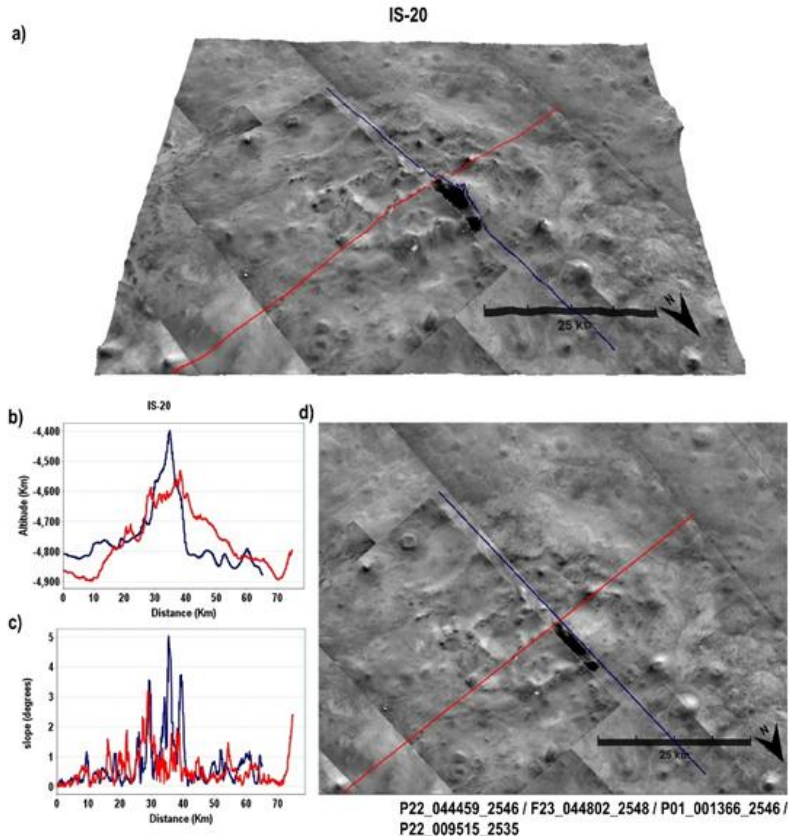


Figura 2.14: Ejemplo de tholis ((IS-20 de Sánchez-Bayton et al (2022b)). a) Vista 3D de JMARS donde se ha superpuesto la altimetría de las imágenes MOLA y CTX que permite observar mejor las características de este tipo de estructuras. (b) y (c) datos elevación y pendiente correspondientes a los perfiles indicados en (a) en los que se aprecia la forma de este tipo de estructura. (d) Imagen 2D.

Domos de Lodo

Un domo de lodo es una estructura geológica que se forma cuando lodo, o material similar, es expulsado del subsuelo hacia la superficie, creando una elevación en forma de cúpula. Pueden realizarse por diversas causas, incluyendo la actividad volcánica de lodo, la presión hidráulica subterránea (como la resultante de la acumulación de gases o líquidos), o como parte de procesos diapíricos, donde materiales de menor densidad son empujados hacia arriba a través de materiales más densos.

Los domos de lodo son similares en naturaleza a los volcanes de lodo pero tienden a ser más estables y no necesariamente involucran la expulsión activa de material. Estos domos pueden variar en tamaño desde pequeñas elevaciones hasta grandes colinas. Varios estudios han propuesto que algunos edificios de nuestra área podrían ser domos de lodo (Kite *et al.*, 2007). La Figura 2.15 (Brož *et al.*, 2023) muestra un grupo de formaciones cónicas en Coprates Chasma (12.711°S, 297.67°E) que podrían ser domos de lodo.

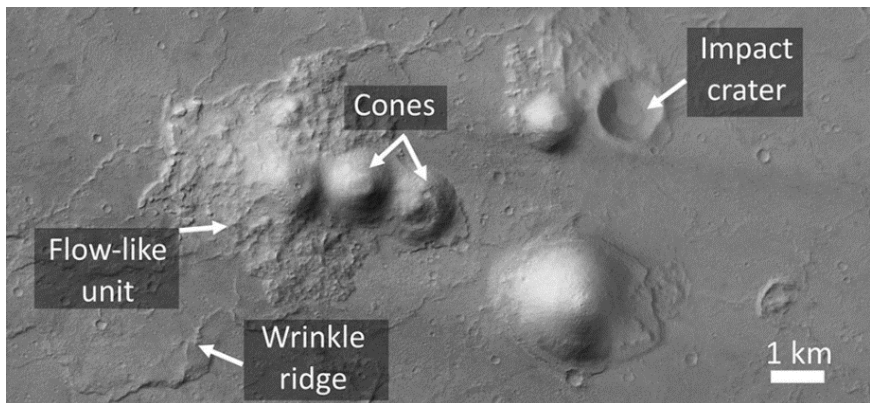


Figura 2.15. Pequeño grupo de formaciones cónicas y dómicas, con una unidad similar a un flujo y que podrían ser domos de lodo. Imagen de (Brož *et al.*, 2023). Los edificios están situados en la superficie de Coprates Chasma: (CTX P13_006269_1670_XN_13S062W), centrados en 12.711°S, 29

3. Datos e Instrumentos

3.1. Introducción

La elaboración de esta Tesis ha requerido el empleo de datos Digital Terrestrial Models (DTM), numerosas imágenes de alta calidad, e información proporcionada por los radares Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionospheric Sounding (MARSIS) (*Jordan et al., 2009*) y SHallow RADar (SHARAD) (*Croci et al., 2011*). Todo ello ha sido obtenido a partir de tres sondas distintas: Mars Global Surveyor (MGS) y Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) de la National Aeronautics and Space Administration (NASA), y Mars Express de la (European Space Agency (ESA). En este Capítulo se describen las características de dichas misiones y de los instrumentos que han servido para obtener los datos utilizados para analizar las estructuras, tanto a nivel superficial como en subsuperficie.

3.2. Misiones e Instrumentación Científica

3.2.1. Mars Global Surveyor (MGS)

Lanzada en noviembre de 1996 y en funcionamiento hasta el mismo mes de 2006, la sonda MGS realizaba una órbita polar cada dos horas, tomando imágenes globales desde 400 kilómetros sobre la superficie marciana.

Los equipos básicos eran una cámara, un espectrómetro de emisión térmica, un altímetro láser, un transmisor de apoyo a otras misiones, un magnetómetro, un reflectómetro⁸ de electrones (utilizado para medir el campo magnético de Marte y estudiar la interacción del viento solar con su atmósfera) y un oscilador (*Albee et al., 2001*).

Los objetivos científicos para la misión MGS eran (*Albee et al., 2001*):

- 1) Caracterizar la morfología de la superficie a alta resolución espacial para cuantificar sus características y los procesos geológicos.
- 2) Determinar la composición y marcar en el mapa la distribución de minerales superficiales, rocas y hielos, y medir las propiedades termofísicas de la superficie.
- 3) Determinar globalmente la topografía, la figura geodésica y el campo gravitatorio.

⁸ Reflectómetro: Medidor de densidad de electrones supratérmicos

- 4) Establecer la naturaleza del campo magnético y mapear el campo remanente de la corteza.
- 5) Monitorear el clima global y la estructura térmica de la atmósfera.
- 6) Estudiar la interacción superficie-atmósfera mediante el seguimiento de las características de la superficie, los casquetes polares, el equilibrio térmico polar, el polvo atmosférico y la condensación de las nubes durante un ciclo estacional.

En la Figura 3.1 se presenta una imagen de la MGS y la distribución de los instrumentos que alojaba. Seguidamente se comenta la instrumentación que se ha utilizado en esta Tesis.

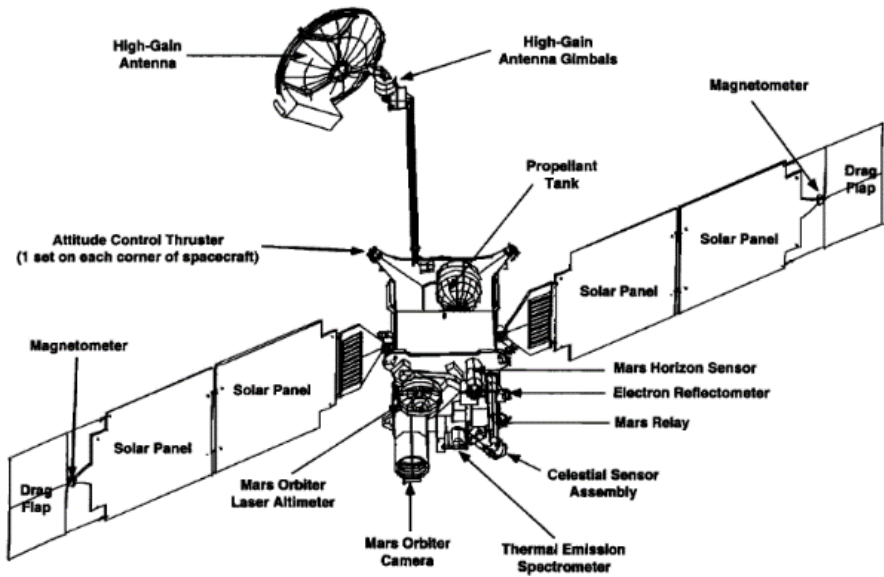


Figura 3.1: Vista de la nave espacial MGS que muestra los principales componentes e instrumentos (Albee et al., 2001).

3.2.1.1 Mars Orbital Laser Altimeter (MOLA)

Su objetivo principal era determinar, a nivel planetario, la topografía de Marte, mediante la generación de perfiles topográficos de alta resolución con una precisión y resolución adecuadas para abordar los problemas en geología y geofísica. El error relativo en la altitud a lo largo de los perfiles era de 1-10 m, y los perfiles se ensamblaban en una cuadrícula global referenciada al centro de masa de Marte con alta precisión absoluta (*Albee et al., 2001*).

Objetivos secundarios fueron caracterizar la reflectividad de la superficie de Marte con longitud de onda de 1064 nm y contribuir al análisis de la mineralogía global y los cambios de albedo estacionales. La obtención de estos objetivos ha ayudado a resolver problemas relacionados con la circulación atmosférica, la geodesia y la topografía. MOLA proporcionó mediciones de la topografía de Marte con una resolución de, aproximadamente, 160 m.

La información obtenida por MOLA (*Smith et al., 2001*). (Figura 3.2) ha sido la base fundamental para esta Tesis porque ha permitido crear los perfiles, generar los mapas 2D y 3D, y realizar el análisis. Las imágenes y los datos proporcionados por las sondas, tanto por MGS como por las otras dos citadas anteriormente, se han analizado superponiendo esta información sobre mapas MOLA y los datos han sido analizados usando JMARS (acrónimo de Java Mission-planning and Analysis for Remote Sensing) que se explicará en el siguiente capítulo. Los datos con los que se ha trabajado son los proporcionados con elevación 100 metros/píxel (*Smith et al., 2001*). La Figura 3.2 muestra el mapa topográfico del Polo Norte de Marte donde aparece la localización de los edificios estudiados que serán posteriormente explicados en los capítulos 5 y 6.

3.2.2. Mars Express

Mars Express (*Chicarro et al., 2004; Cardesin-Moinelo et al., 2024*) fue lanzada en junio de 2003, entró en operación 6 meses más tarde y actualmente continúa en servicio. Tiene una órbita elíptica, con altitud de perigeo de 298-350 km y de apogeo de 10170 km.

Los principales instrumentos a bordo son (Figura 3.3):

1. **HRSC (High Resolution Stereo Camera):** Cámara que obtiene imágenes estereoscópicas de alta resolución de la superficie marciana en color y 3D (Figuras 3.3, 3.4 y 3.5).
2. **OMEGA (Visible and Infrared Mineralogical Mapping Spectrometer):** Espectrómetro cuya función es tomar datos de la composición mineral de la superficie de Marte utilizando luz visible e infrarroja.
3. **MARSIS (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding):** Radar empleado para sondeos ionosféricos y del subsuelo.
4. **PFS (Planetary Fourier Spectrometer):** Espectrómetro infrarrojo diseñado para estudiar la atmósfera de Marte y su composición.
5. **SPICAM (Ultraviolet and Infrared Atmospheric Spectrometer):** Espectrómetro para analizar la atmósfera marciana, especialmente el contenido de ozono y vapor de agua.
6. **ASPERA-3 (Analyzer of Space Plasma and Energetic Atoms):** Equipo para estudiar la interacción entre el viento solar y la atmósfera marciana.
7. **MaRS (Mars Radio Science Experiment):** Instrumento de radio ciencia que utiliza señales de radio para estudiar la ionosfera, atmósfera y el interior de Marte.

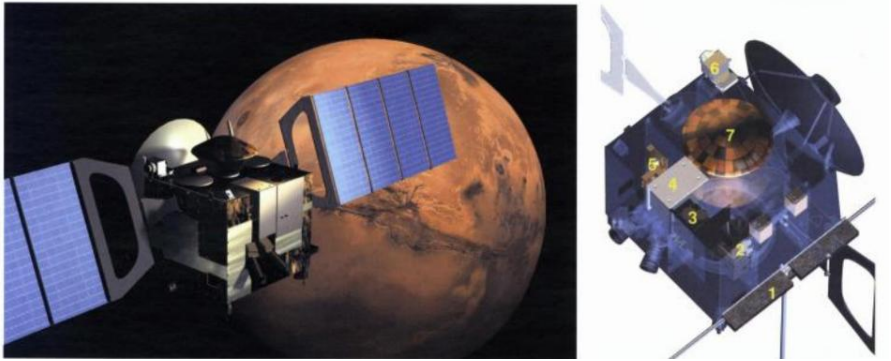


Figura 3.3: Mars Express. Izquierda representación de la sonda orbitando Marte. Derecha localización numérica de sus instrumentos: 1 MARSIS, 2 HRSC, 3. OMEGA, 4 PFS, 5 SPICAM, 6 ASPERA, 7 Beagle 2 (Chicarro et al., 2004).

3.2.2.1. HRSC: Cámara estéreo de alta resolución

La Cámara Estéreo de Alta Resolución (HRSC High Resolution Stereo Camera) es un escáner con nueve líneas CCD (sensor con diminutas células fotoeléctricas que registran la imagen) de 5.184 píxeles por cada uno en el plano focal de unos 175 mm. Comenzó a funcionar a principios de 2004. Las imágenes obtenidas cubren la zona de estudio con calidad de más de 20-40m /pixel (Jaumann et al., 2007).

El sistema proporciona una resolución espacial de 10-12 m/pixel en imágenes estándar. Cubre simultáneamente la superficie con un canal nadir, dos canales estéreo, dos de fotometría (todos en 675 ± 90 nm), tres de color (azul, 440 ± 45 nm; verde, 530 ± 45 nm; rojo, 750 ± 20 nm) e infrarrojo (970 ± 45 nm) (Jaumann et al., 2007).

Este instrumento realiza una contribución importante al estudio de la evolución de superficies, en particular de vulcanismo y estudios de cráteres, y para desvelar el papel que ha tenido el agua en toda la historia. El instrumento obtiene imágenes morfológicas que contienen información topográfica de alta resolución, permitiendo que se mejore la base cartográfica. También estudia los fenómenos atmosféricos y las interacciones superficie-atmósfera proporcionando información muy valiosa para misiones actuales y futuras de amartizaje, así como para estudios exobiológicos (Neukum et al., 2004).

Los objetivos de las imágenes HRSC (Neukum et al., 2004) son:

- Cubrir amplias zonas en alta resolución (12,5 m/píxel en el canal nadir, 25 m/píxel en estéreo, y ~ 50 m/píxel en color), durante el día e infrarrojo (~ 50 -100 m/píxel) por la noche.
- Proporcionar una cobertura de alta resolución en color a cuatro longitudes de onda, permitiendo la producción de color-verdadero y color-falso para evaluar la composición de la superficie.
- Procesar los rendimientos fotogramétricos de modelos digitales de terreno (DTM) a mayor resolución espacial que MOLA. Las imágenes son ortorrectificadas a imágenes nadir y color, lo que permite crear vistas de la superficie en perspectiva.

En este trabajo se han utilizado imágenes de los niveles 3 y 4 (ND3, ND4 (filtro "Neutral Density" para reducir la cantidad de luz que llega al detector sin alterar la distribución espectral de la luz.) y DA4 (filtro de difracción adicional). Las de nivel 3 han sido ortorrectificadas y presentan la mejor resolución. El nivel 4 corresponde a los DTM a alta resolución de las imágenes y permite estudios más detallados de la superficie de Marte, lo que resulta esencial para la reconstrucción de la historia geológica y la secuencia de eventos.

La reconstrucción del registro de cráteres y pequeños volcanes marcianos, estructuras, dunas, etc. requiere la capacidad de determinar la distribución en todos los tamaños y escalas. Esto resultaba imposible antes de la HRSC porque era necesaria una resolución de 10 m y hay pocas coberturas disponibles en las que se obtenga esta calidad. La posibilidad de color mejora significativamente la interpretación de los datos de imágenes.

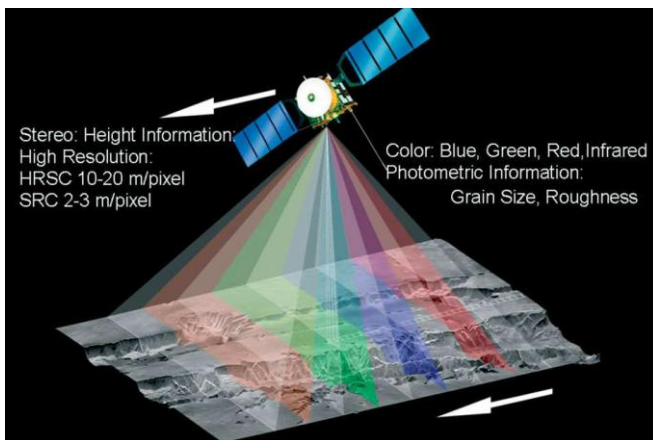


Figura 3.4:
Simulación del funcionamiento de HRSC (Neukum et al., 2004).

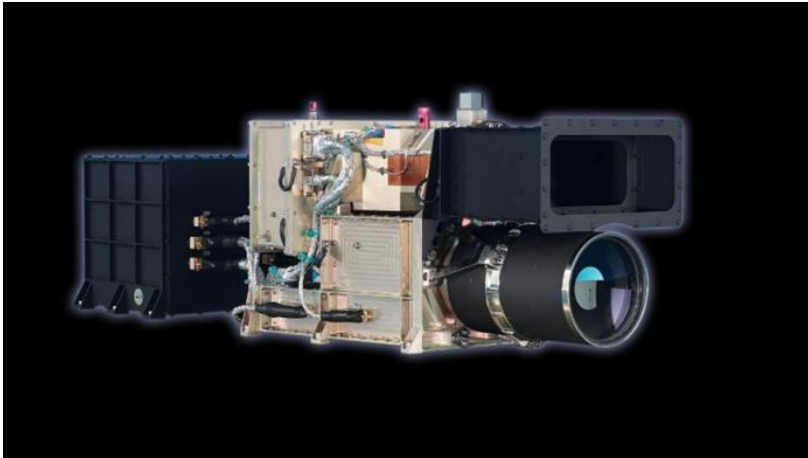


Figura3.5: HRSC: fuente: <https://www.dlr.de/en/research-and-transfer/projects-and-missions/mars-express/hrsc-high-resolution-stereo-camera>.

3.2.2.2. OMEGA: Espectrómetro visible e infrarrojo para la elaboración de mapas de minerales

OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité) es un espectrómetro que produce imágenes hiperespectrales, hasta una resolución espacial de 100 metros. Determina la composición mineral a través del espectro de la luz reflejada, tanto visible como infrarroja, de longitudes de onda esta última entre 0.5 y 5.2 μm y, aprovechando que esa luz debe pasar a través de la atmósfera, obtener datos de su composición (Bibring *et al.*, 2004).

Gracias a este instrumento ha sido detectada la huella espectral de yeso en las dunas de Olympia Undae, cerca del Polo Norte de Marte (Das *et al.*, 2022) lo que fue uno de los motivos para elegir esta zona concreta de Marte para realizar esta Tesis.

3.2.2.3. MARSIS: Radar para sondeos ionosféricos y del subsuelo

MARSIS (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding) es un radar que está operando con éxito desde mediados de 2005 y adquiere datos solo a altitudes inferiores a 1200 km. MARSIS transmite pulsos de radiofrecuencia de 250 μs de duración a través de una antena dipolo de 40 m de radio. Una segunda antena, un monopolo, proporciona recepción para el retorno con polarización cruzada y sus datos son procesados por un segundo canal (Jordan *et al.*, 2009).

MARSIS es una sonda de baja frecuencia de dos canales: uno opera usando dos frecuencias simultáneamente entre 1.8 y 5 MHz (a elegir entre 1.8, 3, 4 y 5 MHz) para sondeo subterráneo (*Sánchez-Cano et al., 2015; 2023*) y otro, el Active Ionospheric Sounding (AIS), que emite un barrido de 160 frecuencias entre 0.1 y 5.5 MHz, para sondeo ionosférico (*Sánchez-Cano et al., 2015; 2023*).

Cuando MARSIS opera en el modo de subsuperficie, el usado en este trabajo, las profundidades de penetración máximas se alcanzan en las frecuencias más bajas, y la penetración es del orden de unos pocos kilómetros, dependiendo de la naturaleza del material que se está sondeando (*Jordan et al., 2009*). Debido al tamaño de nuestras estructuras, el radar de subsuelo no se ha utilizado en el estudio de esta Tesis, al no tener la resolución adecuada para nuestros edificios. Un aspecto a tener en cuenta es que las radio frecuencias transmitidas por este instrumento tienen que cruzar la atmósfera de Marte, en particular la ionosfera, dos veces en cada operación: de la nave a la superficie y de la superficie a la nave. Dado que la frecuencia de operación es muy cercana a la frecuencia crítica de la ionosfera (*Sanchez-Cano et al., 2015; Cartacci et al., 2013*), la fase de la señal sufre varios tipos de efectos, como retrasos en su propagación por la ionosfera. Esto produce observaciones de la superficie y subsuperficie que están “desenfocadas”, y a las cuales se les tiene que dar un preprocesado especial para remover la contribución de la ionosfera en las imágenes de radar (*Cartacci et al., 2013*). Otro efecto es la atenuación de señales de radio (*Sanchez-Cano et al., 2019*) producidas por colisiones en la mesosfera (~50-100 km de altura) entre electrones y CO₂ cuando existe ionización en esta región. Esta atenuación, que es atribuida a la ablación de meteoritos (*Witasse et al., 2001*) y principalmente a partículas solares de muy alta energía (*Sanchez-Cano et al., 2019*), puede llegar a durar varios días afectando significativamente la propagación de señales de radio en la atmósfera de Marte. Para entender y caracterizar la atenuación experimentada por MARSIS, los conocimientos adquiridos en esta Tesis han permitido colaborar con la Universidad de Leicester estudiando las singularidades de la en la zona sobrevolada por MARSIS. En los estudios de ionosfera es necesario conocer bien el terreno de la superficie puesto que ésta también contribuye al degradado de las señales, especialmente si el terreno es accidentado. Con objeto de contribuir al análisis de este tema, se han aplicado los conocimientos adquiridos en esta Tesis para realizar un estudio detallado del terreno sobrevolado para aclarar dicha posible relación. Esta contribución forma parte del artículo Lester et al., (under review) recientemente enviado a *Journal of Geophysical Research*. Como se muestra en la Figura 3.6, donde

se analiza la superficie que es recorrida por MARSIS durante un evento de partículas solares de alta energía que ocurrió en diciembre de 2014 y produjo una atenuación significativa de las señales de radio de MARSIS. Como una aportación lateral, esta Tesis analiza las singularidades de las diferentes zonas transitadas por MARSIS durante este fenómeno. para saber si existe relación entre la atenuación y la zona atravesada

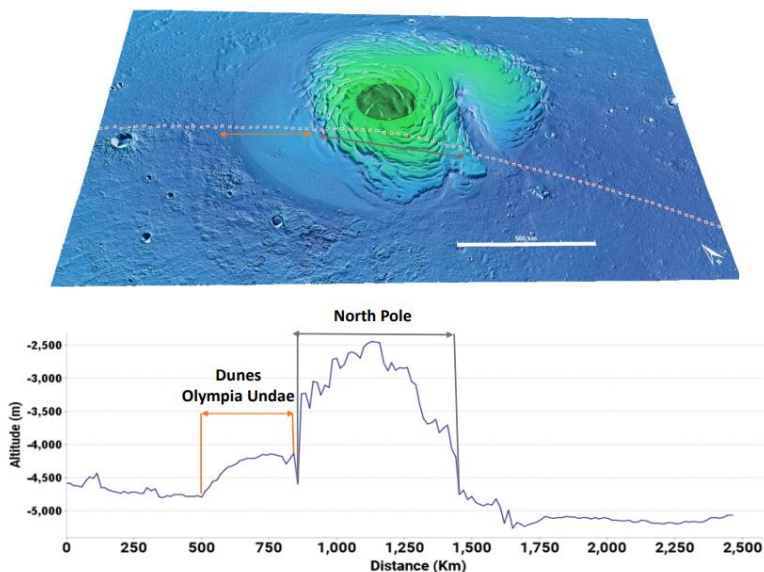


Figura 3.6: Ejemplo del estudio realizado sobre datos tomados por MARSIS que presentaban atenuación para comprobar si estas perturbaciones podían o no tener relación con el relieve. Trayectoria de órbita 13936. Panel superior: presentación de toda la órbita sobre Mapa MOLA y, debajo, análisis sobre la topografía recorrida por dicha trayectoria. Panel inferior: zoom sobre la zona de estudio.

3.2.3. Mars Reconnaissance Orbiter (MRO)

Lanzado por la NASA el 12 de agosto de 2005, entró con éxito en la órbita de Marte el 10 de marzo de 2006 y el aerofrenado finalizó el 30 de agosto de 2006. Está en órbita muy próxima a polar, casi circular y de baja altitud (~300 km).

Dispone de seis instrumentos (Figura 3.7), incluidos tres sistemas de imágenes, un espectrómetro de infrarrojo cercano visible, un radar subsuperficial de sondeo superficial y un perfilador de infrarrojo térmico. (Zurek y Smrekar, 2007).

En esta Tesis doctoral se han empleado tres de ellos que se explican a continuación.

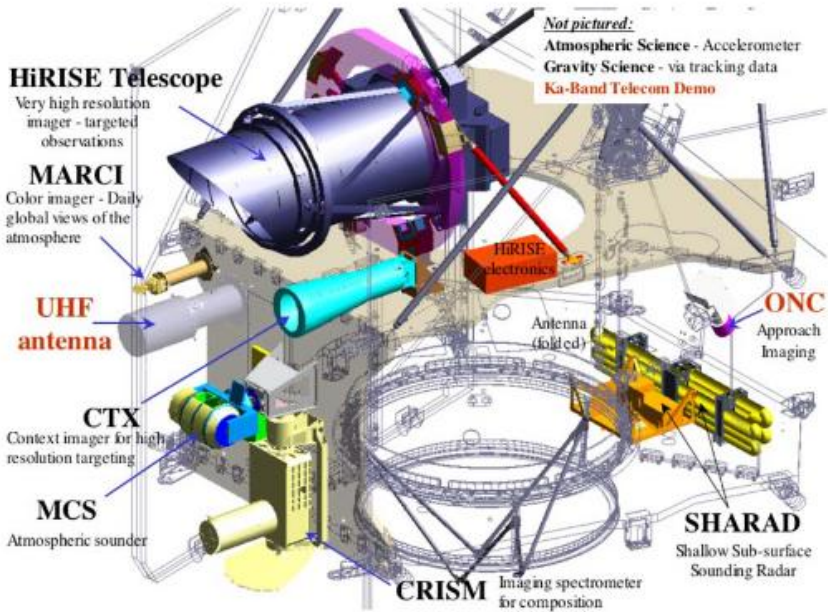


Figura 3.7: Los seis instrumentos científicos de MRO (en negro) y los componentes de ingeniería (en rojo). SHARAD, con su antena (mostrada en la posición plegada antes del despliegue). (Zurek, y Smrekar, 2007).

3.2.3.1. High-Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE): Experimento Científico de Imágenes de Alta Resolución.

Diseñado para devolver imágenes de Marte con gran resolución y calidad (Figura 3.8). A partir de 300 km de altitud, la dimensión de píxeles en la superficie es de 30 cm y, sin embargo, sus diez dispositivos Centrales de Carga Acoplada (CCD) se combinan para abarcar casi 6 km en una sola franja. Utilizando dos pares adicionales de CCD, también puede proporcionar

imágenes en 3 colores a través de la franja central, de 1,2 km de ancho. Llega a alcanzar una precisión de 0,25m/píxel (McEwen *et al.*, 2010, Zurek, y Smrekar, 2007).

HiRISE aumenta la resolución actual desde la órbita de Marte por un factor de 2 para la visualización de seguimiento descendente, y un factor de 5 para las observaciones MOC normales y todo el muestreo de seguimiento cruzado. HiRISE combina esta capacidad con una relación señal/ruido excepcionalmente alta en todos los casos gracias a su capacidad de integración con retardo de tiempo (Zurek y Smrekar., 2007).

También proporciona imágenes estéreo, aunque requiere apuntar al mismo sitio en diferentes órbitas (a diferencia de la cámara estéreo de alta resolución (HRSC) en Mars Express) (Zurek y Smrekar., 2007).

En la elaboración de esta Tesis se han analizado 51 imágenes, cubriendo parcialmente 18 de nuestros edificios (Figura 3.9).

Estas imágenes han ayudado al análisis y visualización de varios edificios, fundamentalmente los cráteres de impacto Dokka y Jojula. En la Figura 3.9 se muestran con color azul sobre mapa MOLA la localización de las imágenes HiRISE disponibles en nuestra región, y se puede observar que no cubren completamente los edificios de los que se disponen imagen ni existen para la mayoría de nuestros edificios. Son imágenes de gran utilidad, pero lamentablemente, nuestro estudio tiene poca cobertura de este tipo de imágenes.



Figura 3.8: HiRISE Fuente:

Nasa

http://marsweb.nas.nasa.gov/HiRISE/images/hirise_bight_structure.jpg

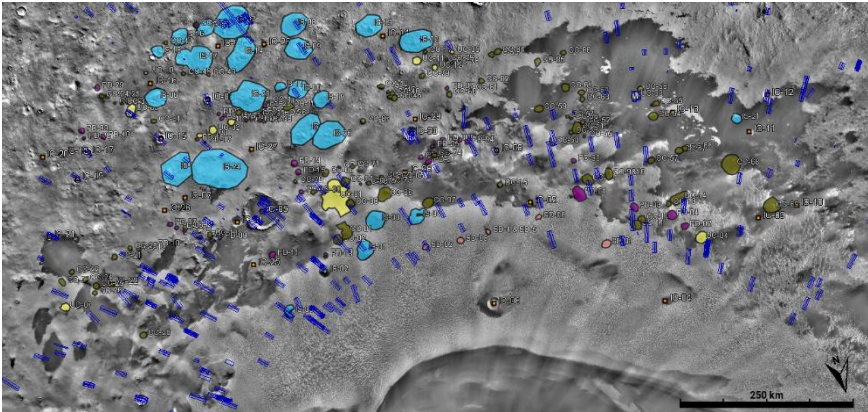


Figura 3.9: Zona de nuestro estudio en la que aparecen las estructuras analizadas (azul claro) y las áreas en las que se disponía de imágenes (azul oscuro). Como se puede observar, la cobertura es escasa y solo afectaba parcialmente a nuestros edificios. Imagen realizada con JMARS sobre capa Mars Explorer.

3.2.3.2. Context Imager (CTX)

CTX puede cubrir el 15-20% de Marte en su mejor resolución. CTX y HiRISE satisfacen, respectivamente, la necesidad de una cobertura ampliada a resoluciones casi tan buenas como las mejores actuales, y la capacidad de acercar las zonas específicas a una resolución espacial muy alta. Sus grandes anchos de franja, junto con su capacidad para agrupar píxeles y el requisito de que ambos vean los objetivos seleccionados simultáneamente, aseguran que las imágenes MRO puedan interpretarse entre sí y con otras imágenes de menor resolución. La cámara tiene una resolución de 6 metros por píxel y una franja de ancho de 30 km a una altitud de 290 km (Malin et al., 2007).

La disponibilidad de imágenes CTX que abarcan un mayor tamaño ayuda mucho para la visualización e interpretación de los datos topográficos. En esta Tesis se han usado 1205 de estas imágenes, siendo su empleo fundamental para la interpretación de los datos. La Figura 3.10, imagen CTX G23_027251_2528 ayuda al análisis e interpretación de los datos que se muestran a la derecha.

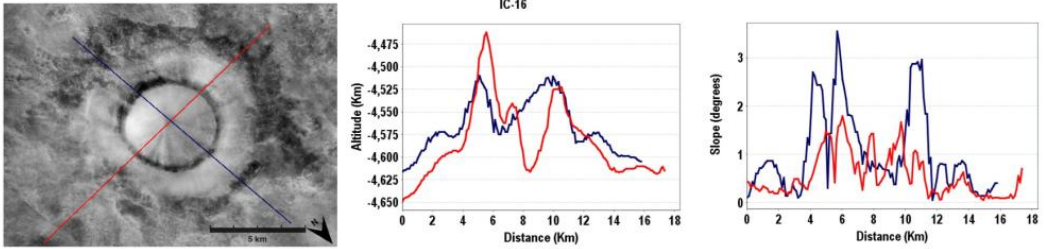


Figura 3.10: Izquierda, imagen CTX G23_027251_2528 sobre uno de los edificios del estudio. Se presentaba sobre datos topográficos MOLA que favorece la visualización y permite realizar perfiles y mejorar el estudio. Centro, estudio de perfil elevación, Derecha, estudio de perfil en pendientes.

3.2.3.3. Shallow Radar (SHARAD)

SHARAD es un radar de poca profundidad. Mientras los pulsos de MARSIS tienen frecuencias relativamente bajas (<5 MHz). SHARAD fue diseñado con una longitud de onda central a 20 MHz y con una banda de frecuencia de 10 MHz. Con esta frecuencia más alta se obtiene una resolución vertical significativamente mayor, estimada en 10 m aproximadamente, aunque también más atenuada, de forma que SHARAD es capaz de penetrar solo hasta medio kilómetro de profundidad. El radar emite ondas electromagnéticas y registra las reflexiones originadas por la superficie y la subsuperficie. Estas últimas se reflejan en las interfaces de capas con materiales de distinta permitividad eléctrica y regresan al emisor con un retraso temporal respecto del eco en la superficie que depende de sus características. De esta manera se obtiene una imagen en dos dimensiones en la dirección de movimiento del orbitador (“along track”) debida a los retrasos entre los ecos Doppler en esa dirección de movimiento y en la superficie marcada por la dirección perpendicular (“cross track”). Este registro se conoce como “radargrama”. (Figura 3.11). Los ecos de la subsuperficie se ven afectados por los originados por la superficie próxima a la línea de movimiento que se denomina “superficie de ruido” (“source clutter”) y que, antes de su eliminación, proporciona un registro conocido como “cluttergrama” (Zurek, y Smrekar, 2007).

En la Figura 3.11 se presenta un esquema de funcionamiento del radar. En la imagen (a) se muestra cómo la resolución del suelo es una función del alcance a superficie (vía cruzada) y desplazamiento Doppler de la señal devuelta (a lo

largo de la pista). En la (b) un ejemplo hipotético de reflector subterráneo a profundidad d y cuyo efecto atraviesa un material de constante dieléctrica concreta ϵ_r . Y por último en la (c) la traza hipotética de radar que muestra una señal débil del subsuelo en presencia de un fuerte retorno superficial. La reflexión del subsuelo es ligeramente más fuerte que los lóbulos laterales (para el mismo tiempo de retraso) asociados con la reflexión de la superficie próxima a la línea de movimiento, que da lugar al cluttergrama. (Imagen y explicación tomadas de *Seu et al., 2007*).

Por el tamaño de nuestras estructuras, éste es el radar que se ha utilizado para estudiar en subsuperficie nuestros edificios. Se han analizado 3875 radargramas, incluyendo la notable cobertura del cráter Dokka, pero, debido al tamaño de nuestros edificios, muchos de ellos no se ven o no tienen cobertura. La mejor visualización la obtenemos en los cráteres de impacto y en las estructuras irregulares. La Figura 3.12 presenta la visualización de uno de nuestros edificios que se explicará con más detalle en la sección 6.3.

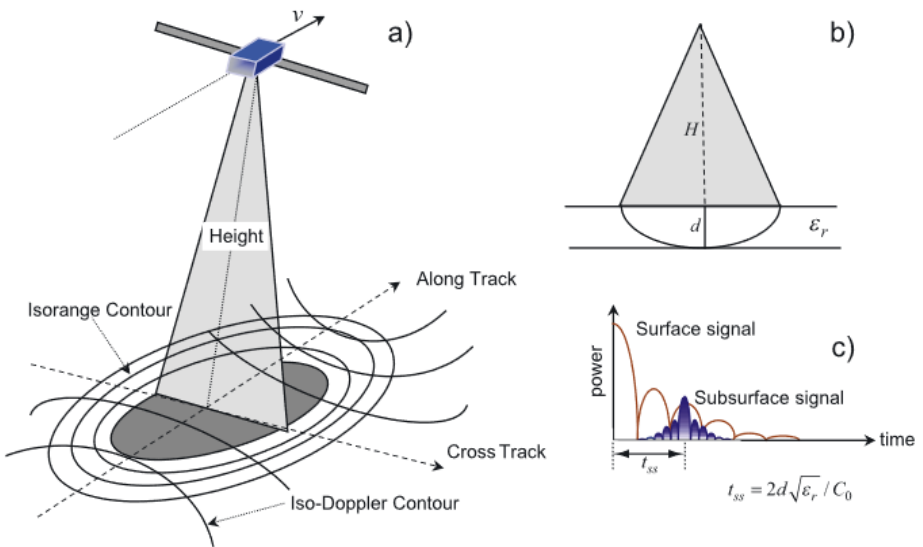


Figura 3.11: Esquema del funcionamiento del radar (*Seu et al., 2007*).

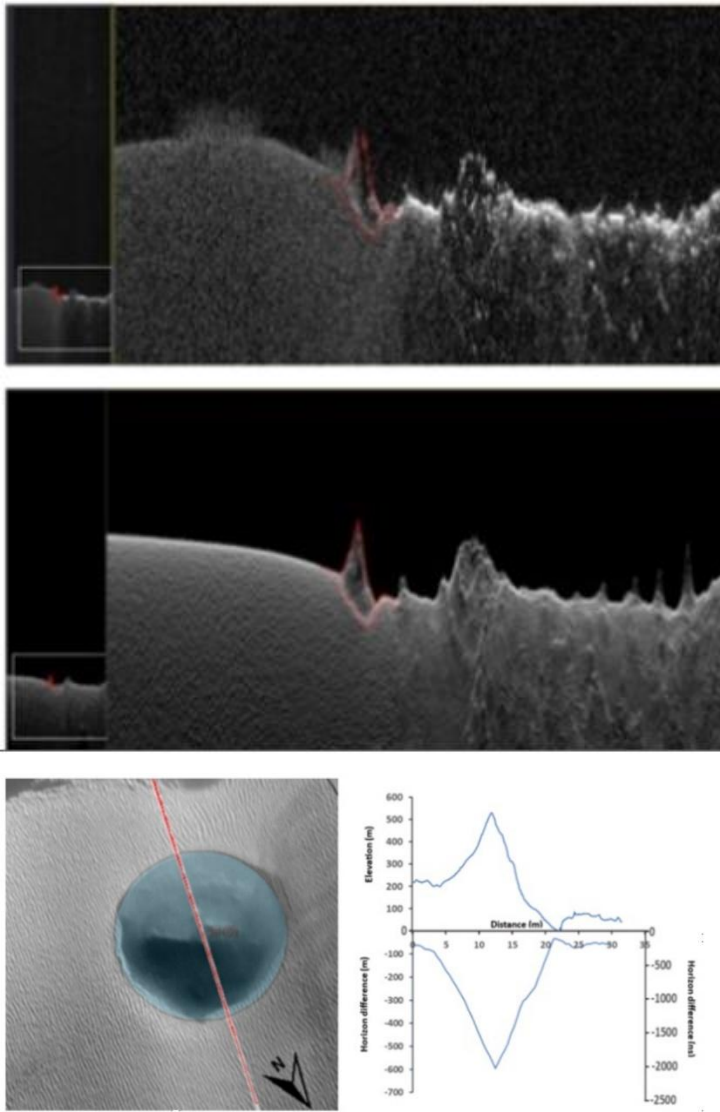


Figura 3.12: Radar SHARAD: Parte superior izquierda: radargrama S_02334701 completo y con un cuadro blanco en zoom, donde se ve una estructura estudiada, así como su influencia sobre la zona circundante. Panel inferior izquierda: cluttergrama correspondiente que ayuda a la interpretación sobre la influencia del relieve en el radargrama Parte central: radargramas que sobrevuelan el edificio dibujados en rojo. Parte superior derecha: datos topográficos MOLA del perfil marcado sobre la figura de la imagen central. Parte inferior derecha: datos obtenidos del radargrama.

4. Metodología

4.1. Introducción

En este capítulo se presenta la metodología utilizada en el desarrollo de esta Tesis, para facilitar la comprensión del trabajo realizado y los resultados alcanzados, que son objeto de los dos capítulos siguientes.

El punto de partida es una breve descripción de las herramientas informáticas que, junto con los Modelos Digitales del Terreno y los Sistemas de Información Geográfica introducidos en el Capítulo anterior, han sido utilizadas para procesar los datos proporcionados por las sondas MGS, MRO y Mars Express. Seguidamente, la atención se centra en el análisis de la zona de estudio y los 200 edificios de pequeño y mediano tamaño seleccionados en ella. La aplicación de un conjunto de parámetros, definidos considerando las características de estos edificios, ha permitido su clasificación en seis categorías que se estudiarán en los Capítulos 5 y 6. La metodología desarrollada se enriquece con el análisis de la aplicabilidad del radar SHARAD a este tipo de edificios y de la información obtenida sobre el subsuelo en los casos en los que su empleo era posible. El Capítulo termina con la aplicación de esta metodología a las zonas sobrevoladas por nueve órbitas del radar MARSIS, en el contexto de la colaboración con la Universidad de Leicester ya citada.

4.2. Adquisición de las herramientas necesarias para el manejo de los datos

Para elaborar esta Tesis ha sido necesario el aprendizaje y uso de diversas herramientas. El trabajo ha sido laborioso y ha requerido combinar varias de ellas simultáneamente porque de forma individual no proporcionaban la información deseada. Inicialmente se utilizaron los programas ARCGIS (herramienta Geographic Information Systems (GIS) (*Yılmaz et al., 2008*) de Esri) y Environment for Visualizing Images (ENVI) (*Solutions (2018)*) pero pronto se adoptó la utilidad Java Mission-planning and Analysis for Remote Sensing (JMARS), por su mayor capacidad de análisis. Esta herramienta GIS fue desarrollada por el Mars Space Flight Facility de la Universidad Estatal de Arizona (ASU) para el estudio de Marte y otros planetas (*Burris et al., 2023, Christensen et al., 2009*) y SURFER (herramienta de Golden Software) por su mayor capacidad de análisis

Seguidamente, se resumen las características, ventajas e inconvenientes de estos programas que ha sido necesario aprender a utilizar, cuyo manejo se ha realizado, en gran medida, en las instalaciones del European Space Astronomy Centre (ESAC) en Villafranca del Castillo, Madrid.

4.2.1. ARCGIS

Es una herramienta indispensable en este trabajo para poder visualizar, situar en el terreno y ordenar simultáneamente diferentes datos proporcionados tanto por Mars Express como por MGS. La posibilidad de ir superponiendo capas ha permitido superponer diferentes imágenes tomadas en distintos momentos y con diferentes resoluciones, facilitando su comparación, el estudio de su posible variación temporal y la elección de la más adecuada Figura 4.1.

ARCGIS tiene el inconveniente de que es una herramienta pensada y programada para el estudio de datos en la Tierra y presenta problemas cuando se usa en Marte, como por ejemplo para abrir datos con su correcta ubicación en mapas marcianos. Mientras que los datos de MOLA han podido ser fácilmente modificados para su uso, los Mapas Digitales del Terreno DA4 y ND3 y ND4 (sección 3.2.2.1) de Mars Express han dado varios problemas.

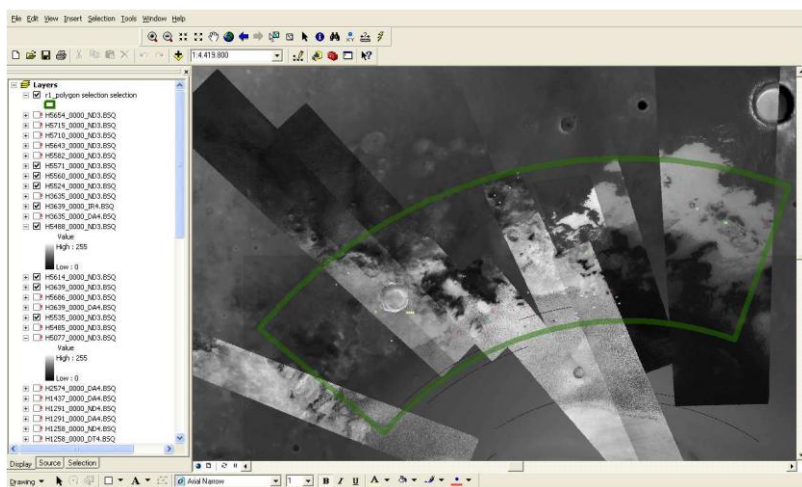


Figura 4.1: Captura de pantalla del trabajo en ARCGIS, en la que se puede observar la cantidad de imágenes y capas utilizadas. El marco verde, limita la zona estudiada.

4.2.2. ENVI

Environment for Visualizing Images (ENVI), es una utilidad que permite la visualización de las imágenes con gran precisión, tanto en 2 como 3 dimensiones. Así mismo permite la elaboración de perfiles y estudio de datos topográficos.

Tiene el inconveniente de no disponer de información de su localización, obligando a tener simultáneamente otro programa que aporte esta información mientras se visualizan e interpretan los datos. En la Figura 4.2 se puede ver una imagen de un cráter de impacto en 3D y, como se puede observar, no proporciona datos de localización.

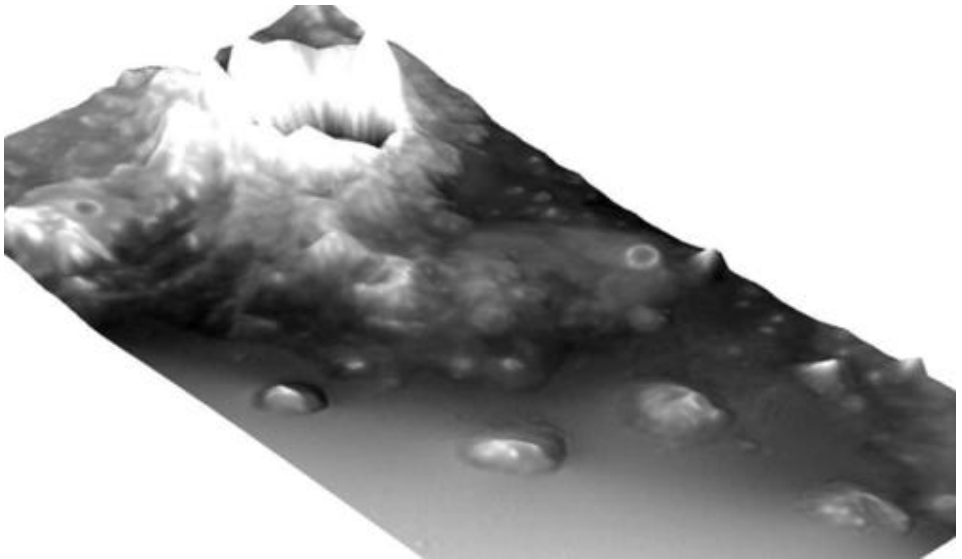


Figura 4.2: Imagen realizada con ENVI en 3D de imágenes DTM: MOLA.

4. 2.3. JMARS

Java Mission-planning and Analysis for Remote Sensing (JMARS), herramienta GIS desarrollada por la institución Mars Space Flight Facility de la Universidad Estatal de Arizona (ASU), es un sistema de información geográfica diseñado para facilitar la visualización y el análisis de datos sobre

diferentes planetas y lunas (*Burris et al., 2023, Christensen et al., 2009*). Permite superponer, proyectar y combinar datos de múltiples fuentes, facilitando su uso e interpretación. Los mapas globales, zonales y locales, así como los datos vectoriales, pueden ser abiertos y analizados en línea, distinguiéndolos por colores junto con la topografía para una visualización en 3D. Además, permite la exportación en formatos georreferenciados, siguiendo los estándares Open Geospatial Information Systems (OpenGIS), conjunto de estándares, tecnologías y enfoques que permiten el acceso y la interoperabilidad entre sistemas de información geográfica (GIS), lo que facilita su uso y la difusión del trabajo realizado (*Sui, 2014*).

JMARS, al ser un programa en línea enfocado a Marte, proporciona imágenes y datos de situación rápidamente, permitiendo trabajar directamente sobre capas. La herramienta ha mejorado incorporando datos de diferentes instrumentos; inicialmente de las sondas de la NASA, y posteriormente de otras como Mars Express. Estas mejoras han incrementado su aplicabilidad y calidad.

A pesar de sus ventajas, JMARS presenta algunos inconvenientes. La introducción de imágenes y datos en línea puede ser complicada. Además, las continuas actualizaciones y cortes de mantenimiento durante la elaboración de esta Tesis han entorpecido el estudio, impidiendo a veces la apertura de datos en los intervalos entre versiones sucesivas. Un problema significativo fue un error en la traslación de datos de radargramas que presentaba JMARS en el análisis de SHARAD, del que se dio cuenta a ASU pero tardaron varios meses en resolver. También es necesario prestar atención y ser muy cuidadoso con el emplazamiento de las imágenes sobre los mapas en el análisis por capas, para evitar traslaciones y variaciones en la localización de las estructuras.

A pesar de sus problemas, JMARS es una herramienta valiosa y en constante mejora para el estudio de Marte. Permite manejar imágenes en 2D y 3D, analizar DTMs, elaborar perfiles, visualizar y analizar imágenes de radar, y realizar cálculos como se muestra en la Figura 4.3. Su capacidad para la superposición de capas y datos facilita la interpretación y permite abrir casi todos los datos existentes sobre Marte, haciendo de JMARS una herramienta esencial para los investigadores en este campo.

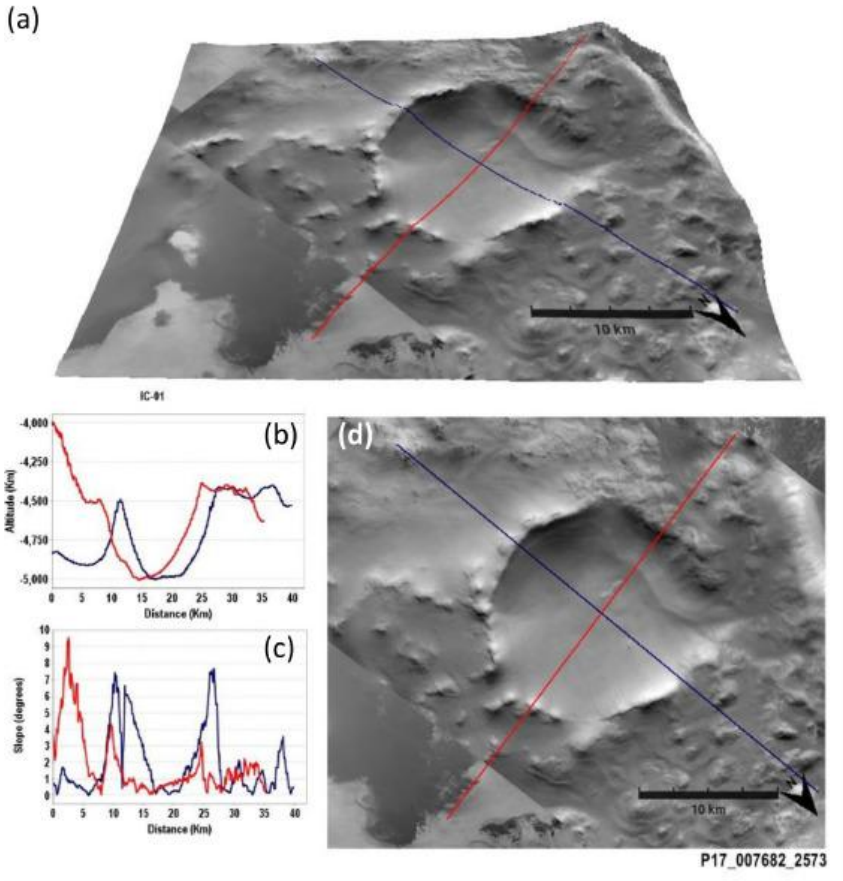


Figura 4.3: Ejemplo de análisis realizados con JMARS con imágenes 3D (a) y 2D (d) con líneas de perfiles marcados de altimetría y pendientes (b) y (c) (Sánchez-Bayton et al, 2022b)

4.2.4. SURFER

SURFER (herramienta de Golden Software) ha permitido analizar y crear modelos en 2D y 3D, realizar cálculos de pendientes, volúmenes, perfiles y planos del terreno y de los edificios. En la Figura 4.4 se presenta un ejemplo de la simulación en 2 y 3D de mapas de pendientes y altitud de dos edificios que serán objeto de estudio en esta Tesis. Surfer posee una notable capacidad

de visualización, manejabilidad y grandes posibilidades de análisis, pero presenta problemas para grandes volúmenes de datos.

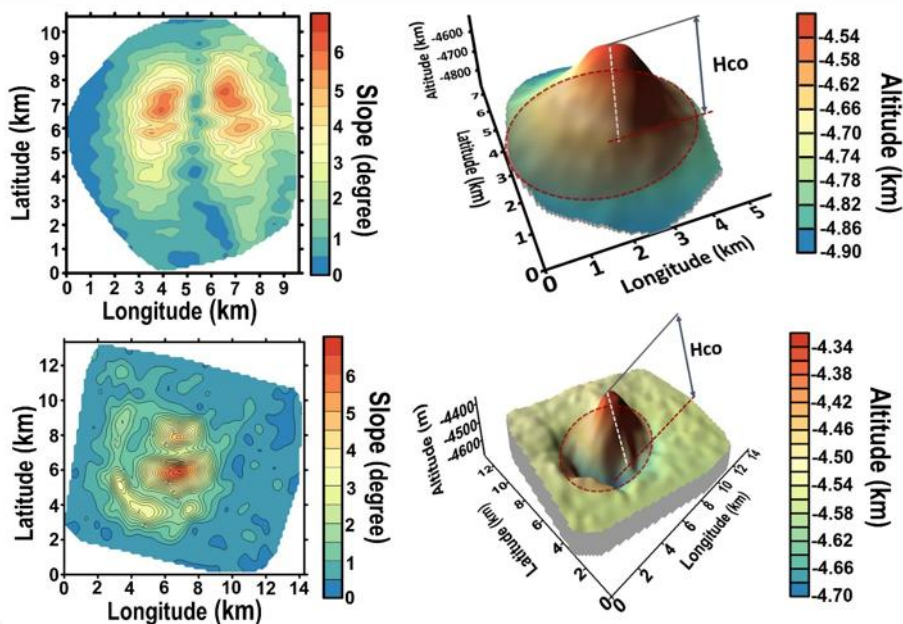


Figura 4.4: Ejemplos de estructuras analizadas con SURFER.

4.3 Análisis de la zona de estudio

La primera parte del análisis se ha centrado en estructuras de tamaño pequeño y mediano cuyos diámetros oscilaban entre 3 y 68 km, siendo fundamental para la selección disponer de suficientes imágenes y de perfiles topográficos de calidad. Se ha seleccionado un conjunto de 200 accidentes geográficos, que se ha considerado que eran una muestra significativa de las estructuras de la zona. En cuanto al tamaño, 86 (43%) de estas estructuras elegidas tienen un área basal inferior a 50 km², y 27 (24%) de las 114 estructuras restantes son menores de 100 km², 44 se encontrarían en el rango comprendido entre 100 y 200 km² y el resto presentan un área superior a 200 km².

Con respecto a la localización, 23 de estos edificios están situados en Olympia Undae y el resto, 177, en Scandia. El menor número de accidentes geográficos encontrados en Olympia Undae puede ser debido a que esta zona está

cubierta por arena, a su proximidad al casquete Polar Norte, y a una historia geológica diferente (Krasilnikov et al., 2018).

4.3.1. Identificación de estructuras en mapa con perfiles extensos

Se han realizado perfiles de hasta 600 km analizando estructuras significativas basados en datos localizados sobre información DTM (topografía MOLA). Una vez confirmada la existencia de datos sobre los edificios, se ha procedido a un estudio más exhaustivo e individual de cada uno. Se han realizado perfiles tanto topográficos como de pendientes y se han analizado las áreas de estudio.

Para calcular las distancias entre dos puntos en la superficie esférica de la región de estudio, se utilizó la fórmula de Haversine (Chopde y Nichat, 2013). Este método permite obtener distancias geodésicas basadas en las coordenadas de latitud y longitud de los puntos, teniendo en cuenta la curvatura de la Tierra o de otro cuerpo esférico, como Marte.

$$d = 2 \cdot R \cdot \text{sen} \left(\sqrt{\text{sen}^2 \left(\frac{\Phi_2 - \Phi_1}{2} \right) + \cos(\Phi_1) \cdot \cos(\Phi_2) \cdot \text{sen}^2 \left(\frac{\lambda_2 - \lambda_1}{2} \right)} \right) \quad (4.1)$$

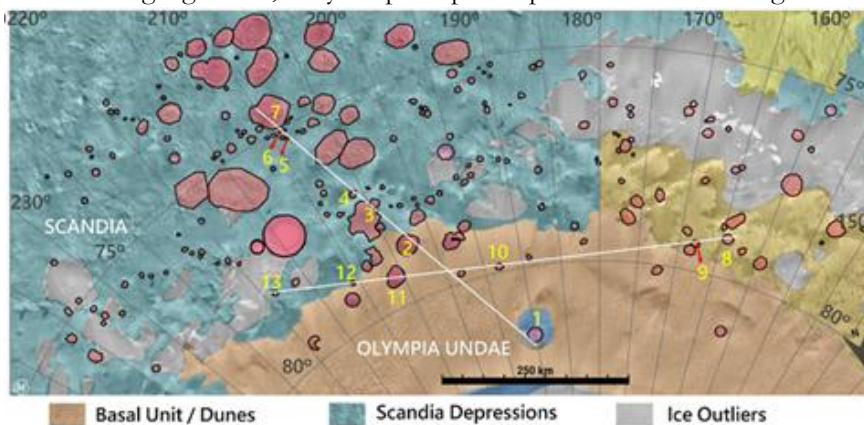
Donde:

- **d** es la distancia entre los dos puntos.
- **R** es el radio de la región considerada (en este caso, 629.2 km)
- **Φ** es la latitud (en radianes) de los puntos 1 y 2,
- **λ** es la longitud (en radianes) de los puntos 1 y 2. La función sen se refiere al seno trigonométrico, y cos al coseno.

La figura 4.5, además de ejemplos de los perfiles estudiados para la identificación de las estructuras, presenta la distribución de 200 accidentes geográfico cuyos principales parámetros morfológicos se describen en la Figura 4.7, y se explicarán en los siguientes apartados. En la Figura 4.6 se muestran los perfiles de elevación y pendiente que atraviesan Scandia y Olympia Undae, señalados en la Figura 4.5, que ponen de manifiesto los diferentes edificios y características topográficas de estas regiones.

Como se explicó en el Capítulo 2, Olympia Undae es un campo de dunas con pocas estructuras topográficas positivas bien definidas. Por el contrario, Scandia es una zona montañosa que incluye depresiones de forma irregular (los "cavis") rodeadas por terreno accidentado con alturas de decenas a

cientos de metros (Tanaka et al., 2003; 2008). Esto es claramente visible en los perfiles mostrados. La Figura 4.5 presenta la distribución de estos 200 accidentes geográficos, cuyos principales parámetros morfológicos se



describen en la Figura 4.7 y se explicarán en los siguientes apartados.

Figura 4.5: Mapa en el que se pueden apreciar las principales características de la geología y topografía sobre la base del mapa geológico de Skinner et al., (2006) del área de estudio, y resaltadas en color rosa, las diferentes estructuras que se estudiarán en esta Tesis. (Sánchez-Bayton et al., 2022a). Marcados en blanco aparecen dos perfiles que se muestran en la figura 4.6.

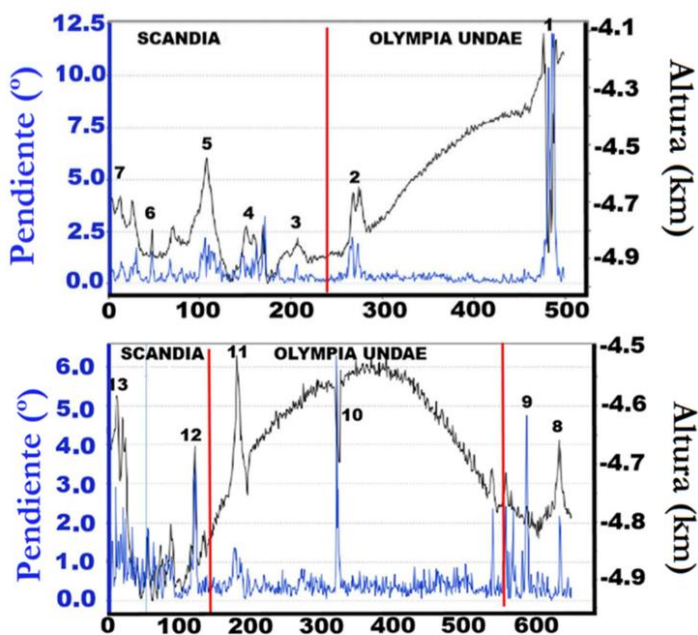


Figura 4.6: Perfiles de elevación (negro) y pendiente (azul) que atraviesan ambas regiones marcadas en la figura anterior: el panel superior representa el perfil entre los edificios 7 y 1, y el inferior el correspondiente a los edificios 13 y 8.

4.3.2. Análisis de estructuras

Las estructuras y la zona han sido estudiadas con datos de superficie DTM, imágenes de alta resolución (CTX, HRSC, HiRISE) y radares (SHARAD)

Topografía y superficie

El análisis de datos se ha realizado con JMARS. Los datos utilizados en esta Tesis y el mapa JMARS elaborado, están disponibles en *Sánchez-Bayton et al., (2022a y b)*.

Debido a que durante el trabajo se emplean numerosos acrónimos, sus equivalencias se recogen en la Tabla de Acrónimos situada antes del Capítulo 1. Las Figuras resumen los principales pasos de la metodología adoptada para caracterizar las estructuras.

Para la primera parte del análisis estos pasos son:

- Estudio preliminar de la zona utilizando los datos DEM/DTM en JMARS para encontrar los accidentes geográficos que tienen suficiente información con resolución adecuada, tanto imágenes como datos topográficos.
- Señalización, mediante JMARS, de mallados sobre cada estructura de la que se obtienen datos HRSC/MOLA, tanto de altitud topográfica como de pendientes. La pendiente se da como una medida de inclinación local del terreno, y se ha obtenido a partir de la capa generada sobre el modelo digital de elevación HRSC/MOLA Blended DEM Global (200 m/píxel), disponible en la herramienta JMARS. La pendiente ha sido calculada mediante la utilidad *slpmap*, perteneciente al sistema USGS/ISIS (Integrated Software for Imagers and Spectrometers). El procedimiento estima la pendiente máxima local en cada celda del DEM (Digital Elevation Model) utilizando un esquema de diferencias finitas centradas, aplicado sobre una ventana de 3×3 píxeles. El valor resultante presenta el ángulo de inclinación del plano tangente a la superficie en el punto elegido, expresado en grados y comprendido en el intervalo [0°, 90°]. Esta pendiente corresponde al módulo del gradiente del terreno en ese punto, siendo una representación de la inclinación superficial local del terreno. Esta representación se basa únicamente en la geometría del modelo de elevación digital. Se trata, por tanto, de datos específicos y precisos de pendiente calculados en un punto del terreno, considerando el cambio de altitud respecto a sus vecinos inmediatos. (*Ferguson et al., 2018*).

- Elaboración, sobre la base de los datos MOLA, de las vistas 2D y 3D de cada accidente geográfico, utilizando un software de mapeo de superficies.

El análisis visual conjunto de la vista orbital 2D/3D y del mapa topográfico 2D con la elevación del terreno en colores, proporciona una primera aproximación a las principales características geomorfológicas de los accidentes geográficos: si tiene cráter o no, grado de complejidad, y presencia o carencia de zonas visibles de eyección. De esta manera, los edificios se agrupan en tres categorías: con cráter; sin cráter y estructuras irregulares

Comenzando por el primer grupo, los paneles (a) y (b) de la Figura 4.7 describen los dos tipos más característicos de cráter y los parámetros morfométricos que se utilizarán en su estudio. El panel (a) presenta un ejemplo de cráter profundo, situado normalmente por debajo de la zona circundante, que es típico de los cráteres de impacto. El panel (b) corresponde a un cráter menos profundo que permanece dentro de su edificio y por encima de la superficie circundante. Por su parte, los paneles (c) y (d) introducen dos ejemplos de estructuras sin cráter: el primero es una estructura regular y el segundo, una irregular. En particular, se estudian los parámetros morfológicos marcados sobre las Figuras 4.7 (a-d). Para el análisis de los accidentes geográficos con cráter (paneles a y b) se consideran, por una parte, el diámetro más corto, Scr , y el más largo, Wcr , del cráter y los mismos parámetros, Sco y Wco , para la base. Por otra, la profundidad del cráter, Dcr , y la altitud, Hco , con respecto al terreno circundante (base de la estructura). A ellos se agregan el área del cráter (Acr) y Hco , considerado como la mayor altura desde el terreno hasta el borde superior cercano medido. Para accidentes geográficos sin cráter, (paneles c y d) el estudio es más sencillo y solo se consideran los parámetros Sco , Wco y Hco . En este caso, Hco se mide como la diferencia entre la parte más alta, MxE , y la superficie, MiE . Esta nomenclatura de los parámetros sigue, en gran parte, los mismos criterios que *Brož y Hauber (2013)* y *Lenhardt et al. (2018)*.

La Figura 4.8 muestra un ejemplo de la metodología empleada con cada edificio, donde se presentan los diferentes parámetros morfológicos ya explicados en la Figura 4.7. En este ejemplo, que describe una estructura con cráter, la figura presenta en (a) la imagen 2D con algunos parámetros marcados; en (b) el mapa de pendientes realizado con SURFER; y en (c) y (d) correspondientes a los perfiles marcados en el panel (d) Una vez analizadas las estructuras se agrupan según sus rasgos más característicos de forma que puedan ser estudiadas con un enfoque común el mapa de topografía en 3D y

2D, respectivamente. A su vez (e) y (f) muestran las pendientes en función de la distancia. correspondientes a los perfiles marcados en el panel (d) Una vez analizadas las estructuras se agrupan según sus rasgos más característicos de forma que puedan ser estudiadas con un enfoque común. Como se detallará más adelante, este proceso da lugar a tres grandes grupos: Edificios con Cráter, Edificios Sin Cráter y Estructuras Irregulares.

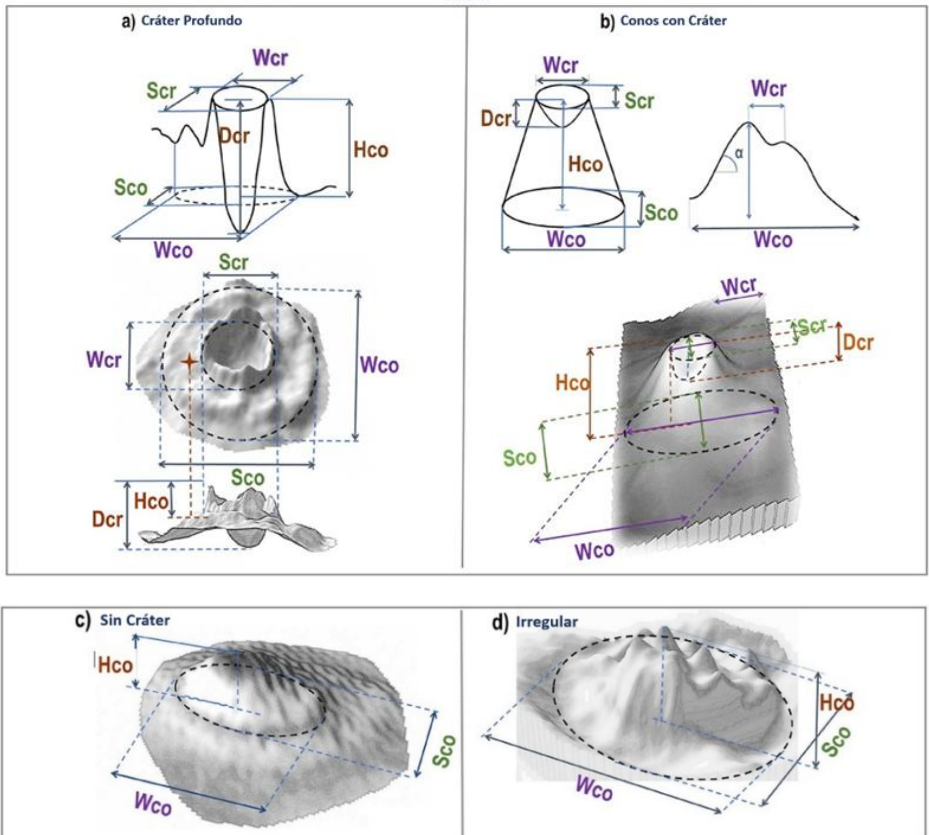


Figura 4.7: (Tomada de Sánchez-Bayton et al 2022 a). Paneles medios y superiores: En ellos se presentan los diferentes parámetros morfológicos utilizados en este estudio para los distintos tipos de accidentes geográficos. (a) Estructuras con un cráter profundo (D_{cr}) en el que la profundidad del cráter es superior a la altura del edificio sobre el relieve circundante (H_{co}). W_{cr} y S_{cr} son, respectivamente, la longitud más grande y más pequeña del cráter, y W_{co} y S_{co} las longitud más grande y más pequeña de la base de la estructura. (b) Los mismos parámetros, pero presentados para aquellas estructuras donde el cráter es menos profundo que la altura del edificio sobre el terreno circundante. (c) y (d) Parámetros morfológicos para estructuras sin cráter (c) e irregulares (d).

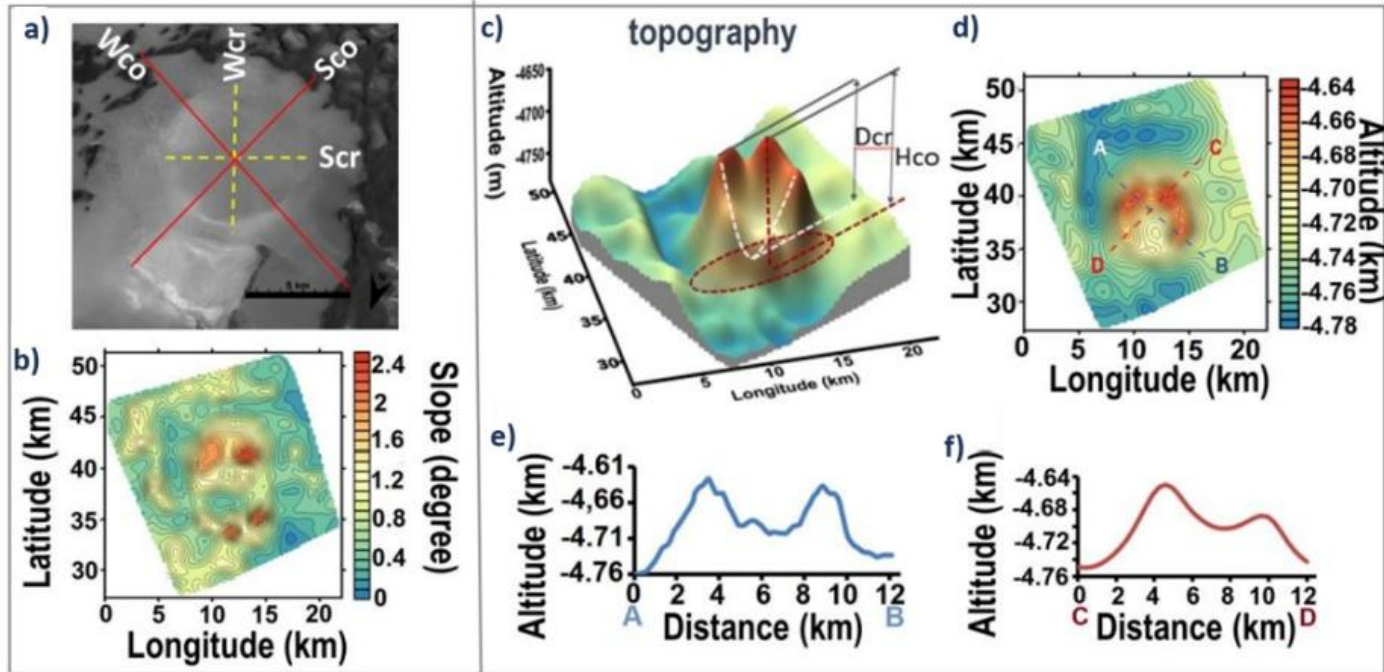


Figura 4.8: Metodología utilizada para una estructura en esta parte de la Tesis: (a) Imagen orbital de un accidente geográfico donde se marcan algunos parámetros morfológicos descritos en la Figura 4.7. (b) Mapa de pendientes (c) Mapa topográfico 3D con la elevación del terreno en colores. En 2D (d). (e, f) Perfiles altitud-distancia correspondientes a los perfiles de línea discontinua del panel (d). En estos perfiles, y en todos los que aparecen en las siguientes figuras, el origen del eje X corresponde a la primera letra en orden alfabético marcada en la línea de perfil correspondiente (Sánchez-Bayton et al., 2022).

4.3.3. Radar SHARAD

En la segunda parte de la obtención y análisis de dato se ha empleado el radar SHARAD para estudiar la posible localización o visualización de los edificios. Con esta herramienta se deseaba investigar si estructuras de tamaño mediano y pequeño pueden ser visualizadas y qué tamaño y condiciones tienen que darse para que lo sean y puedan medirse con radar. Esta parte del estudio analiza este tema sabiendo que la aplicación de SHARAD a edificios tan pequeños resulta muy compleja. Además, al igual que sucede con HiRiSE, muchos de nuestros edificios no tienen prácticamente cobertura de radar, solo son cruzados por algunos radargramas y alguno de ellos no los cruza completamente.

Los pasos seguidos en el estudio son:

1. **Selección inicial de radargramas** que cruzan nuestra zona de estudio. Descarga y visualización de estos radargramas y selección de los mejores y más claros. En total se han estudiado 3875 radargramas.
2. **Dibujo de perfiles** y comparación de los radargramas con los correspondientes cluttergramas que muestran los ecos reflejados de superficie. Como se ha explicado en el Capítulo anterior, esta información es, en parte, ruido, lo que explica el calificativo de clutter (barullo, desorden) aplicado al registro. Sin embargo, los cluttergramas pueden mejorar la interpretación de los radargramas (que muestran los ecos reflejados del subsuelo) al proporcionar información sobre la estructura. Tanto en el radargrama como el cluttergrama el trazo en azul corresponde al primer perfil de la estructura dado por SHARAD y el trazo rojo el perfil horizontal de la zona más baja del edificio, desde la cual se puede calcular la distancia entre ambos perfiles para compararla con los topográficos DTM (Figura 4.10).
3. **Análisis de las estructuras** que es posible visualizar en los radargramas por tipos, categorías y tamaño.
4. **Cálculo del Espesor de Capas Subsuperficiales Usando Datos de Radar SHARAD**
 - a) *Adquisición de imágenes SHARAD* (processadas con JMARS) correspondientes a la región de estudio. Estas imágenes muestran ecos de radar reflejados en las capas subsuperficiales.
 - b) *Se identificaron y trazaron dos horizontes* clave en las imágenes de radar, correspondientes a las zonas de mayor y menor profundidad de cada

estructura. La diferencia entre estos horizontes, denotada como Δy , se midió en términos de píxeles en la dirección vertical (y).

- c) *Cálculo de la Diferencia de Tiempo (Δt)* mediante la expresión:

$$\Delta t = \Delta y \cdot \frac{37.5ns}{2} \quad (4.2)$$

Donde:

Δt es la diferencia de tiempo (en nanosegundos),

Δy es la diferencia en píxeles entre los horizontes,

37.5 ns representa el tiempo de tránsito de un píxel para la señal de radar SHARAD,

La división por 2 se realiza porque el radar mide el tiempo de ida y vuelta de la señal.

- d) *Determinación del espesor (Δd)*. Una vez obtenida la diferencia de tiempo, se calculó el espesor de la capa subsuperficial utilizando la siguiente fórmula:

$$\Delta d = \frac{c \cdot \Delta t \cdot 10^{-9}}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (4.3)$$

Donde:

Δd es la diferencia de profundidad o espesor (en metros),

c es la velocidad de la luz en el vacío.

Δt es la diferencia de tiempo calculada previamente (en nanosegundos).

ϵ_r es la constante dieléctrica del material subsuperficial que determina la velocidad de la señal de radar a través del material.

- e) *Asignación de la Constante Dieléctrica (ϵ_r)*. Para estimarla se trazan dos perfiles: uno superior, marcando la forma del edificio, y otro inferior, horizontal, marcando la superficie del terreno sobre el que se encuentra. Puesto que los perfiles marcados están sobre el terreno y rodeados de aire, las constantes que mejor se adaptan a la realidad topográfica, previamente calculada sobre valores altimétricos, serán 1 o 2.

f) *Cálculo y Validación de la profundidad.*

5. **Estudio de los problemas planteados por el análisis de subsuelo de estructuras pequeñas.** Al ser nuestros edificios de pequeño y mediano tamaño, y como se comentará en los capítulos 5 y 6, muchos de estos edificios no se podrán analizar, bien por falta de cobertura del radar, por su ubicación en latitud y longitud, o por encontrarse cerca de orografía que los apantalla en el radar.

En la Figura 4.9 se muestra un ejemplo del método. Ariba, a la izquierda, aparece el radargrama S_00789302 entero y a la derecha el zoom de la parte comprendida dentro del pequeño rectángulo blanco. En este zoom se han identificado las estructuras que se pueden observar en superficie sobre el mapa MOLA, situado abajo la izquierda, y cuyo perfil en elevación se describe en el panel de la derecha.

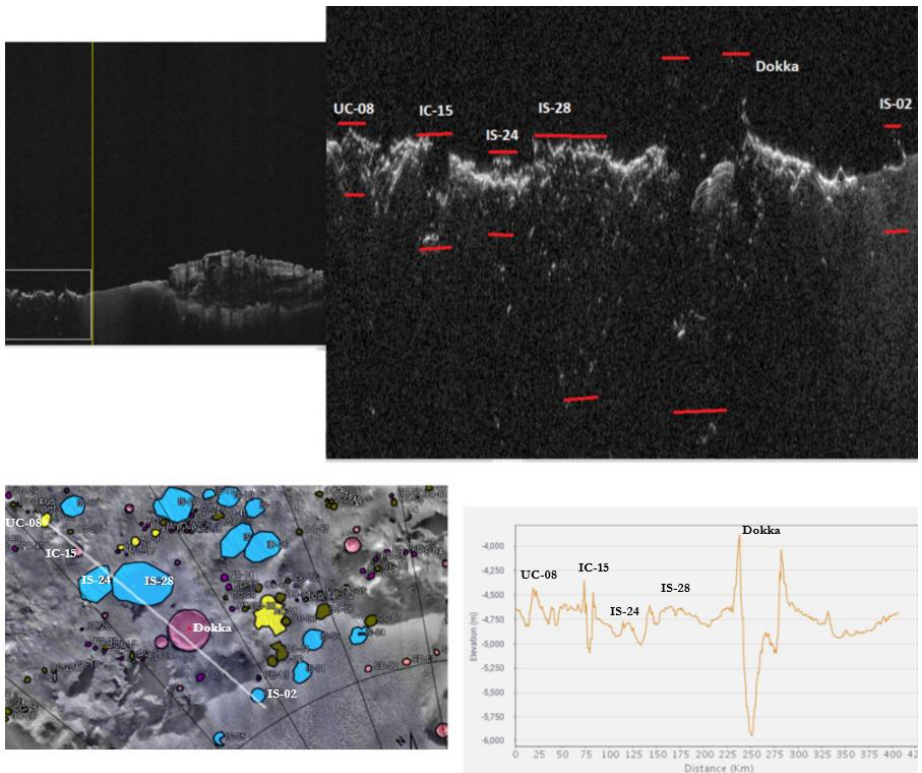
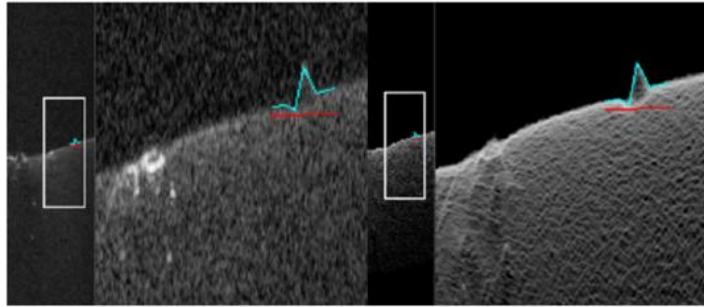


Figura 4.9: En la parte superior izquierda se muestra el radargrama S_00789302 entero, y en un cuadro blanco la zona de estudio cuyo zoom se presenta a la derecha. Sobre el radargrama se han identificado las estructuras que se pueden observar en superficie sobre mapa MOLA con la notación que será explicada más adelante. En la fila inferior izquierda aparece el trazo del perfil que abarca estas estructuras, y que se muestra en altimetría a la derecha.

A su vez, la Figura 4.10 es un ejemplo de estudio realizado sobre un edificio concreto y con perfil SHARAD y MOLA, en el que se ve claramente la influencia del edificio en el radargrama.



S_00267202

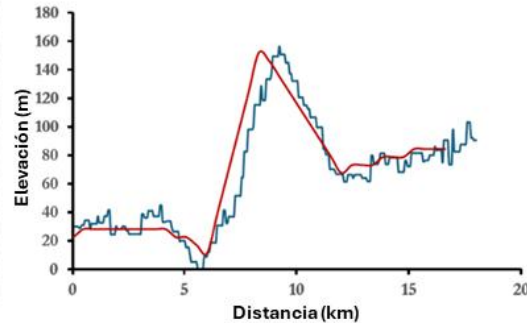
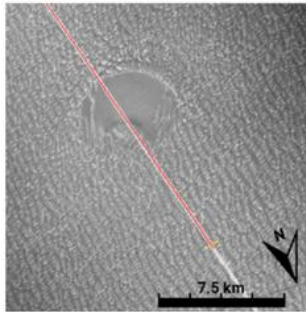


Figura 4.10: Panel superior izquierdo: Radargrama S_00267202 que es zoom del cuadro blanco situado a la izquierda que contiene el edificio que será clasificado como SD-02. Se observa la estructura estudiada, así como su influencia en profundidad sobre la zona circundante. Los datos de radar sobre el subsuelo se han obtenido a partir de la diferencia entre los perfiles superior e inferior dibujados y marcados en la figura inferior derecha.

Panel superior derecha: Cluttergrama correspondiente al radargrama de la izquierda que ayuda a la interpretación de la composición del edificio. Como en el caso anterior, es un zoom del rectángulo blanco.

Panel inferior izquierda: Imagen 2D del edificio con perfil de radar trazado en rojo sobre la superficie.

Panel inferior derecha: datos en azul de elevación del perfil trazado, y en rojo los obtenidos con el radar utilizando coeficiente dieléctrico igual a 1.

4.4. Aplicaciones y Colaboraciones

La metodología desarrollada en esta Tesis ha sido utilizada, en colaboración con la Universidad de Leicester, empleando datos del radar MARSIS a bordo de la misión Mars Express. Esta investigación se centró en un evento de partículas solares de alta energía que afectó a Marte en diciembre de 2014. Durante varios días, no fue posible utilizar ningún instrumento en aquellos casos que requerían transmitir señales de radio de alta frecuencia (HF) a través de la atmósfera marciana.

El estudio se enfocó en analizar la posible influencia del relieve de la superficie marciana en la atenuación de las señales de radio mientras se propagaban por la atmósfera y la ionosfera, contribuyendo así a la caracterización de la baja ionosfera y su interacción con la mesosfera. Esta caracterización es crucial para determinar la cantidad de radiación que alcanza la superficie de Marte. Debido a la topografía abrupta del planeta, no se podía descartar que formaciones como volcanes, cráteres y el casquete polar pudieran afectar los datos.

Para lograr este objetivo, se seleccionaron las 9 órbitas en las que se presentaban estos problemas. Estas órbitas, representadas sobre la Figura 4.11, se proyectaron sobre el terreno y se realizó un estudio detallado de las zonas sobrevoladas.

Etapas del estudio:

- a) Representación de las órbitas afectadas por atenuación sobre el mapa MOLA (Figura 4.11)
- b) Estudio del tránsito de MARSIS sobre el terreno para analizar cuáles son las zonas donde el relieve puede ser relevante.
- c) Elaboración de imágenes 3D que ayuden a su análisis (Figuras 4.11 - 4.16)

Metodología:

1. En primer lugar, se proyectó sobre el terreno el tránsito de MARSIS para cada una de las 9 órbitas. Una vez trazado, se elaboró un perfil completo del terreno (ver Figura 4.11 y 4.12).

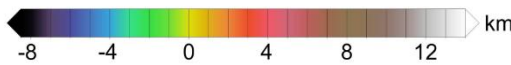
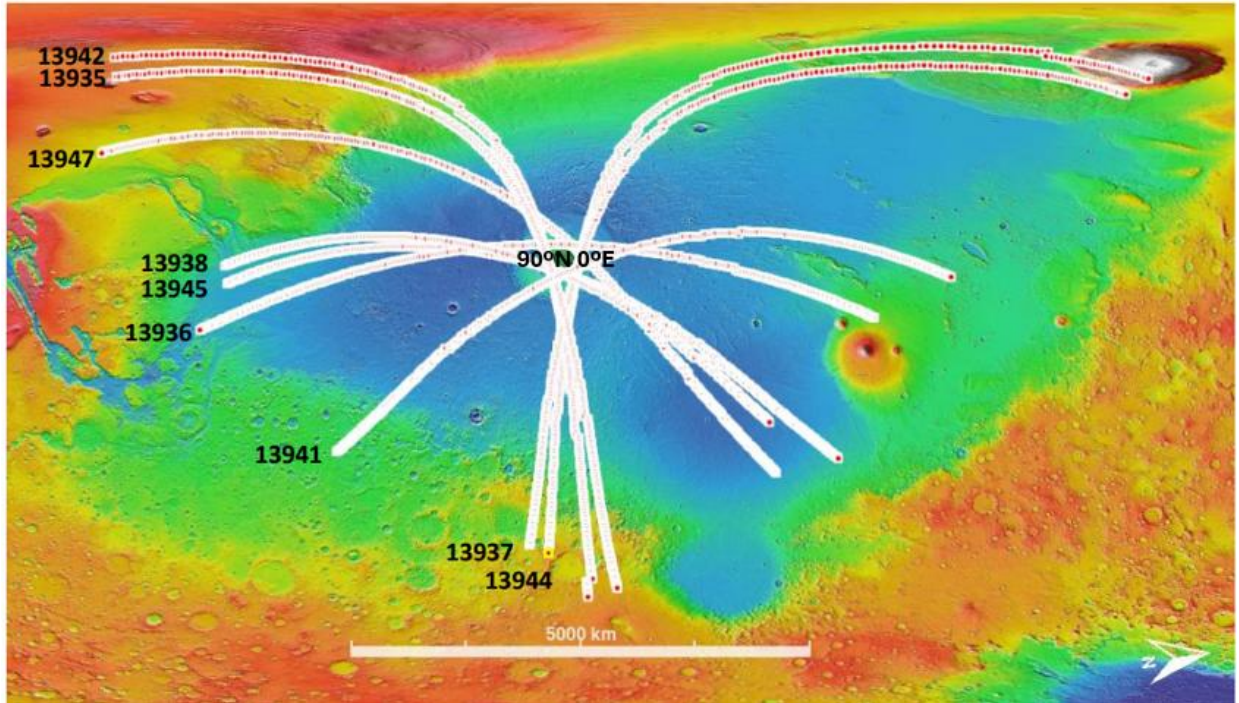


Figura 4.11: Mapa topográfico MOLA donde se aprecia en escala de colores las variaciones en la altitud, sobre el que se presentan los 9 ionogramas de nuestro estudio.

La imagen se ve distorsionada por la proyección elegida para representar las órbitas estudiadas.

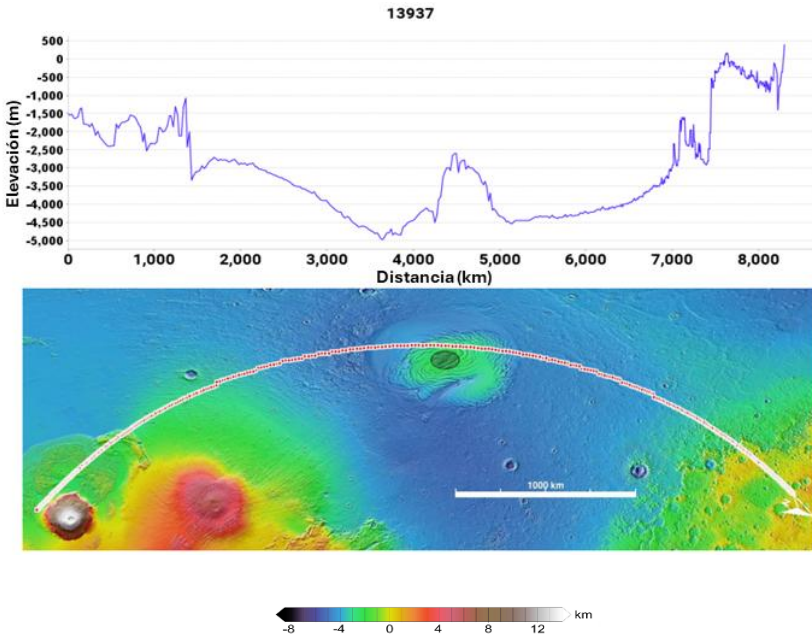


Figura 4.12: Imagen superior: perfil de elevación de la zona sobrevolada por la órbita 13937 de MARSIS, representada abajo sobre mapa altimétrico MOLA.

2. Sobre el perfil completo, se identificaron las zonas como grandes estructuras y cráteres o extensos depósitos de hielo que debido a su albedo, podían tener un impacto en el estudio (Figura 4.13).

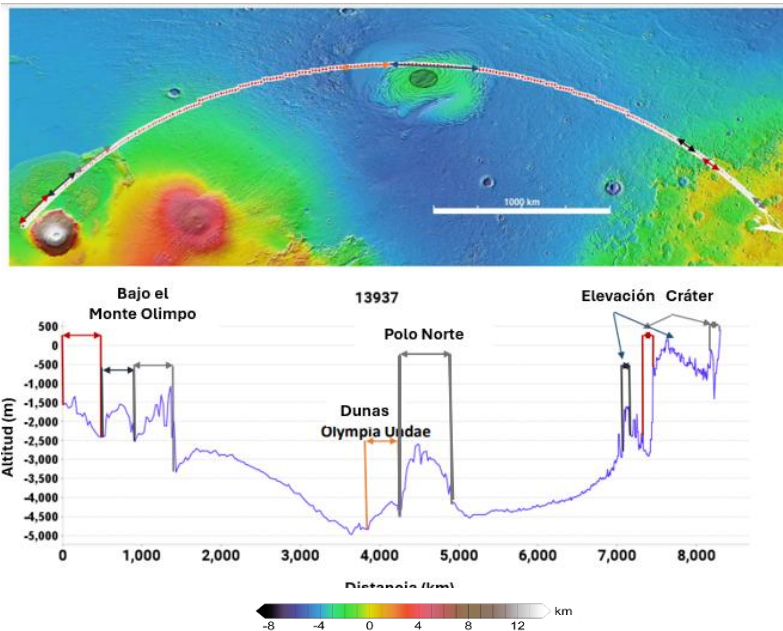


Figura 4.13: Imagen superior: mapa MOLA con flechas marcadas sobre zonas de mayor trascendencia para el estudio de la órbita sobrevolada. Imagen inferior, perfil de elevación.

3. Tras localizar las zonas de interés, se procedió a analizarlas de forma individual y por separado, evaluando cada una con detalle (Figura 4.14).

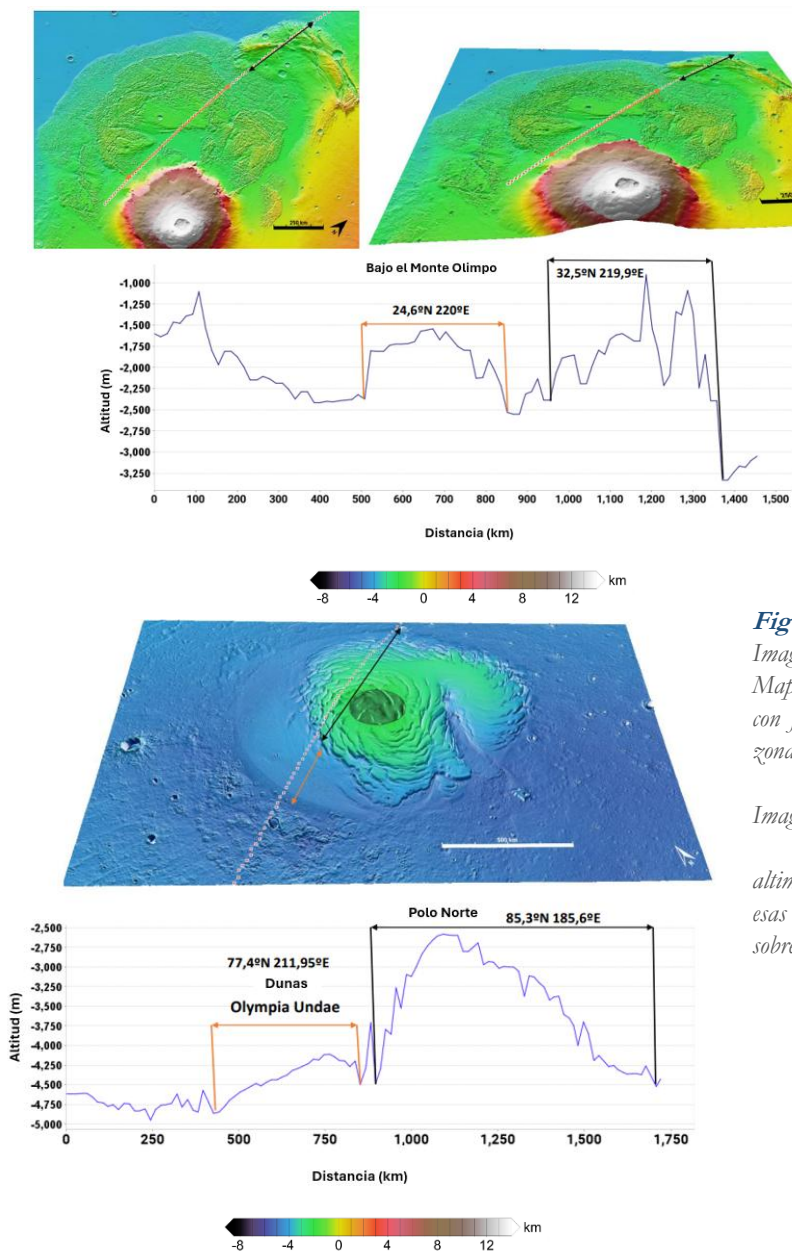


Figura 4.14:
 Imagen superior:
 Mapa MOLA
 con flechas sobre
 zonas de mayor
 relevancia.
 Imagen inferior:
 Perfiles
 altimétricos de
 esas zonas
 sobrevoladas.

4. También se examinaron todas las áreas intermedias para permitir una comparación de los datos obtenidos y determinar la posible influencia del relieve sobre las señales (Figura 4.15).

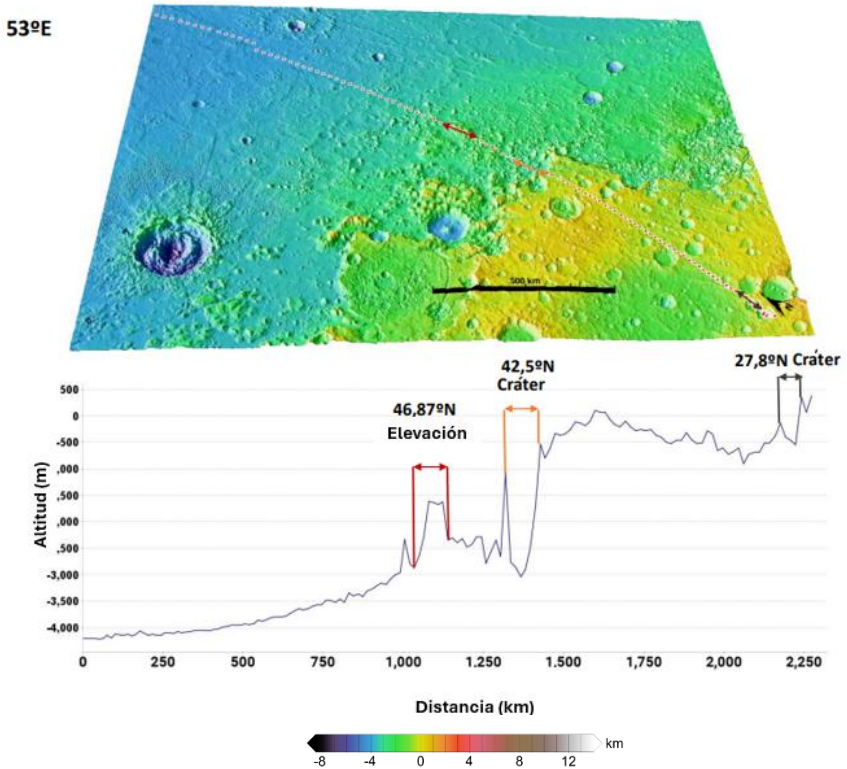


Figura 4.15: Imagen superior: Mapa MOLA con flechas sobre zonas intermedias, abajo los perfiles altimétricos de esas zonas sobrevoladas.

5. Una vez analizados los nueve tránsitos (Figura 4.16), se destacaron las zonas de mayor interés y se presentaron para su evaluación al grupo de la Universidad de Leicester

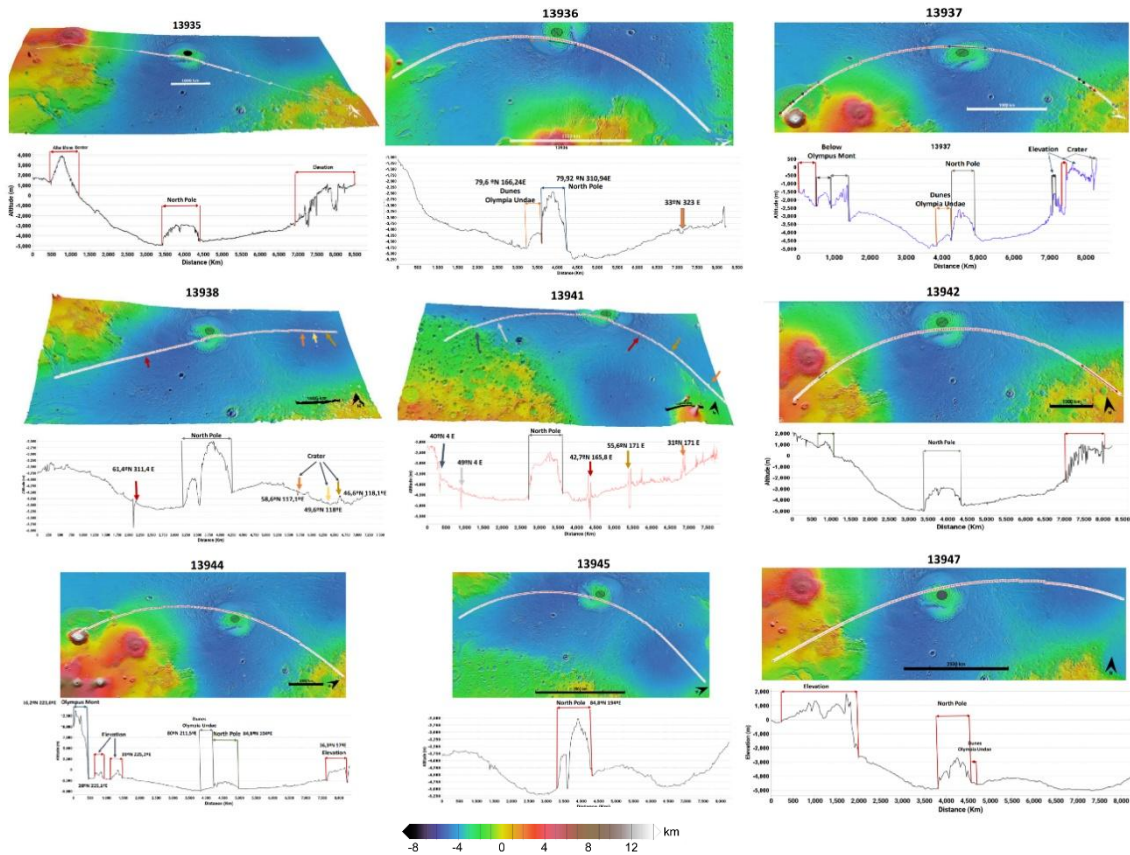


Figura 4.16: Tránsitos de MARSIS sobre terreno; identificación de las áreas de mayor interés. Filas 1, 3 y 5: mapa topográfico MOLA con el tránsito marcado. Filas 2, 4 y 6: perfiles correspondientes.

5. Análisis y Clasificación de Edificios Con Cráter

5.1. Introducción

En este capítulo se describe la clasificación de estructuras llevada a cabo en la Tesis en el estudio realizado de la zona Circumpolar Norte de Marte.

Como ya se ha comentado en el capítulo anterior, los 200 accidentes geográficos se han catalogado en función de su morfología en tres grupos diferentes que incluyen: estructuras con cráteres, sin cráteres e irregulares. Los dos primeros se basan en la presencia (o ausencia) de un cráter visible en la estructura. El tercer grupo reúne accidentes geográficos complejos que comparten algunas propiedades de los dos anteriores.

En la Figura 4.5 se muestran estos edificios seleccionados para su estudio sobre un mapa geológico de la zona realizado por (*Skinner et al., 2006*). Los cálculos y los análisis de cada uno de los edificios están disponibles en los siguientes capítulos, material Anexo y artículos publicados.

5.2. Edificios con Cráter

En este epígrafe estudiamos el primer grupo de estructuras: edificios que presentan un cráter visible. Este grupo lo forman 129 de los 200 edificios estudiados y en él se distinguen tres subgrupos: Conos con Cráter (CC), Cráteres de impacto (IC) y Cráteres indiferenciados (UC). La Figura 5.1 muestra la localización sobre el área de estudio de los tres subgrupos, representados por los colores verde, rojo y amarillo, respectivamente.

El análisis comienza con la explicación de las características de cada uno de estos subgrupos para, posteriormente, compararlas y mostrar sus similitudes y diferencias. Para introducir estos edificios de forma que permita un claro seguimiento se presentan en las Figuras 5.2, 5.7 y 5.12 un ejemplo representativo de cada tipo. En la primera columna se muestran imágenes orbitales donde se marcan las dimensiones horizontales en el cráter. En la segunda aparece el mapa creado de latitud-longitud en kilómetros de las pendientes y en la tercera, la vista 3D. En ella se han marcado algunos parámetros morfológicos clave que se enumeran en la Tabla 5.1.

Esto constituye un complemento a la vista idealizada que se presentó en la metodología (Figura 4.7).

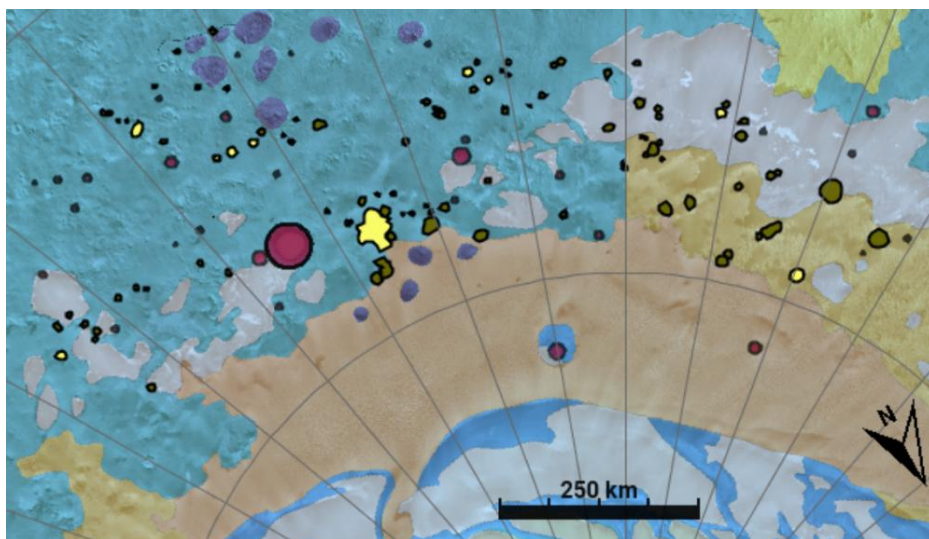


Figura 5.1: Localización y tamaño de todas las estructuras con cráter analizadas. En rojo los edificios con Cráter de Impacto (IC); en verde Conos con Cráter (CC) y en amarillo, Cráteres Indiferenciados (UC). Realizado sobre mapa geológico de Skinner et al., (2006)

5.2.1. Conos con Cráter: CC

Este subgrupo incluye 87 edificios, todos ellos ubicados en Scandia. En la Figura 5.2 se muestra un edificio concreto, sobre cuya imagen orbital se indican los parámetros Sco, Scr, Wco y Wcr, y en su modelización 3D, los parámetros Dcr y Hco. El panel central presenta las pendientes en 2D.

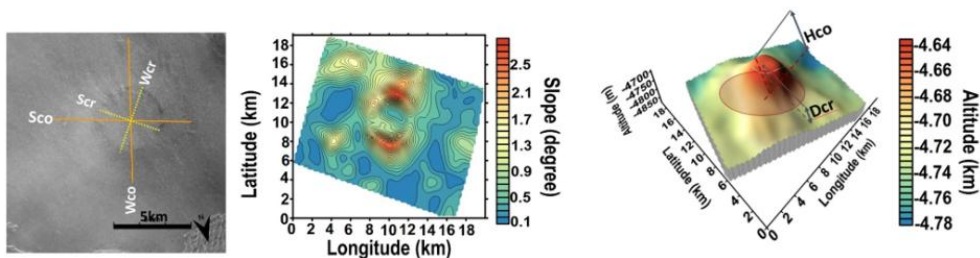


Figura 5.2: Ejemplo de estudio de Conos con Cráter. Primer panel: imagen orbital del relieve con los principales parámetros morfológicos definidos. Segundo panel: mapa 2D de la estructura y las pendientes de la zona. Tercer panel: mapa topográfico 3D con Dcr y Hco.

Todos los cráteres están elevados por encima del terreno circundante y presentan una forma de cono bien definida, con uno o varios cráteres pequeños y poco profundos en la cumbre, pero no necesariamente en su centro. Ejemplos de estos cráteres, marcados con flechas amarillas, se pueden ver en la Figura 5.3. En ella aparecen también los perfiles topográficos y de pendiente que son muy importantes para el análisis de las características de cada uno de ellos. En particular, como se explicará al final de esta sección, los perfiles de pendiente son fundamentales para el análisis de los edificios de pequeño tamaño.

En la Figura 5.3 se presentan los valores obtenidos y comparados para 5 edificios CC. En ellos, la profundidad de cráter, D_{cr} , varía entre 6 y 53 m. y como se puede observar, esta pequeña profundidad crea el efecto visual de una superficie plana en la parte superior del cono. Solo el análisis de imágenes de alta resolución junto con el modelado con DTMs y el estudio de perfiles topográficos y de pendientes, hacen los cráteres visibles. Su forma puede ser circular, elíptica o irregular. Además, los CC no presentan pendientes muy pronunciadas (Figura 5.3) y no se observan signos de eyección.

Otra característica de estos accidentes geográficos es que la relación entre área del cráter, A_{cr} , frente al área de la base, A , es grande, mientras que la profundidad del cráter D_{cr} es pequeña frente a la altura desde la cumbre hasta la superficie, H_{co} (Figura 5.2). Los parámetros representados en esta figura están incluidos en la Tabla 5.1

Datos especialmente relevantes en el análisis son la variación de la profundidad del cráter entre 0.002 y 0.153 km, y su promedio 0.026 km. Así mismo, la media entre la altura desde la cumbre a la superficie es de 0.167 km, existiendo una relación H_{co}/D_{cr} media entre los 86 edificios de 12.87 (Figura 4.7 b).

Con respecto al análisis de los cráteres, es importante estudiar su forma que, como se ha indicado, en general no es completamente circular. Con este fin se compara el promedio del diámetro mayor, W_{cr} , con el del menor, obteniéndose valores de 2.606 km y 2.314 km, respectivamente. Estos son analizados frente a los promedios de la dimensión más larga y más corta de la base, siendo en promedio, $W_{co} = 7.89$ km. La media W_{cr}/W_{co} de los 86 edificios es 0.33. Sin embargo, tanto el cráter como la base son regulares en términos de sus dimensiones en longitud y anchura, ya que el coeficiente de correlación de Pearson R^2 de sus ajustes lineales ($W_{cr}-Scr$ y $W_{co}-Sco$) proporciona valores de 0.94 y 0.79, respectivamente. Este resultado subraya

la homogeneidad de este grupo respecto a sus formas en cráter y base. Analizando las áreas, los cráteres se sitúan entre 0.06 km² y 24.97 km² con un promedio de 5.61 km², variando las medidas de sus bases entre 4.46 y 648.40 km² con un promedio de 75.92 km², lo que indica que la información a tener en cuenta debe ser sobre las comparativas individuales de cada edificio y no sobre sus medias.

Estos resultados enfatizan una diferencia característica entre el tamaño de la base y la parte superior de estos edificios, remarcando la forma predominante de cono o montaña (Figura 5.3).

Dentro del estudio realizado y centrándonos en el análisis y las modelizaciones realizadas, se han observado características muy distintas entre los Conos con Cráter estudiados. La Figura 5.3 muestra algunas de estas diferencias.

- CC-04 presenta una cumbre con varios cráteres en su cima, cerrada en forma de pico y levemente elíptica. Su cráter tiene poca profundidad.
- CC-05 es bastante más elíptico y posee tres cráteres en su cima claramente visibles; algunos superpuestos. También presenta poca profundidad de cráter.
- CC-40 es mucho más vertical, con mayor pendiente en sus flancos.
- CC-76 tiene un solo cráter muy marcado, sobre un edificio cónico bien definido.
- CC-87 tiene dos cráteres visibles: uno de ellos muy pequeño y con forma irregular.
- Los perfiles de topografía y pendiente que se presentan en la parte inferior de los edificios ponen de manifiesto diferencias y semejanzas entre las distintas estructuras.

El análisis de las imágenes descrito en los párrafos anteriores permite señalar los siguientes rasgos comunes en los CC:

1. Siempre se sitúan por encima de terreno circundante y aparecen como elevaciones con formas diferentes.
2. Su cima suele ser plana, con pequeñas hondonadas y pendientes claramente visibles en los perfiles.
3. Frecuentemente tienen color blanco en la cima como resultado de depósitos de hielo debidos a su latitud.
4. No poseen huecos en las zonas centrales.
5. No presentan perfiles con forma de parábola.

Capítulo 5: Análisis y Clasificación de Edificios Con Cráter

Tabla 5.1 Parámetros Morfométricos de los Conos con Cráter

Nombre	Lat	Long	MxE (m)	MnE (m)	Dcr (km)	Wcr (km)	Scr (km)	Acr (km ²)	Hco (km)	Wco (km)	Sco (km)	A (km ²)
CC-01	78.649	207.064	-4678	-4927	0.093	5.100	4.900	17.010	0.173	27.700	17.500	326.510
CC-02	78.776	208.361	-4733	-4906	0.026	3.200	2.700	11.020	0.144	13.000	12.000	145.560
CC-03	78.094	204.935	-4749	-4893	0.013	3.000	2.700	11.420	0.568	10.100	10.100	98.020
CC-04	77.537	204.33	-4398	-4966	0.053	2.700	2.400	5.910	0.340	7.900	7.700	127.050
CC-05	77.931	198.719	-4486	-4826	0.047	1.310	1.250	0.610/0.910	0.556	4.500	4.000	90.790
CC-06	78.225	200.737	-4365	-4921	0.01	1.850	1.570	1.510/1.280/ 0.670	0.206	6.000	5.800	320.050
CC-07	78.758	195.93	-4683	-4889	0.017	4.800	4.600	13.500	0.326	18.000	10.500	189.490
CC-08	77.129	205.925	-4663	-4989	0.038	1.000	0.900	1.320	0.410	3.200	2.600	73.660
CC-09-10	78.396	173.183	-4488	-4898	0.153	1.300	1.100	3.310/ 2.910	0.136	11.500	5.500/ 6.500	155.630
CC-11	79.538	168.456	-4710	-4846	0.029	5.900	5.800	13.040	0.157	10.500	8.500	159.360
CC-12	79.371	167.992	-4671	-4828	0.011	1.600	1.600	2.430	0.210	7.000	6.500	82.280
CC-13	78.839	165.087	-4604	-4814	0.029	1.900	1.600	1.270	0.283	6.000	4.000	49.410
CC-14	78.637	164.027	-4622	-4810	0.036	4.300	4.000	20.930	0.143	9.000	4.500	326.010
CC-15	78.671	186.653	-4567	-4850	0.031	1.900	1.700	3.990	0.512	7.000	3.500	47.070
CC-16	78.598	175.684	-4770	-4913	0.031	4.200	4.000	11.750	0.115	7.500	7.500	207.870
CC-17	76.282	221.703	-4531	-4803	0.019	4.900	4.300	9.940	0.084	7.800	7.000	41.799
CC-18	76.830	220.353	-4336	-4848	0.024	4.200	2.000	5.400	0.144	10.100	5.300	49.618
CC-19	75.846	226.755	-4862	-4977	0.059	1.700	1.700	1.680	0.486	6.200	5.600	23.646
CC-20	75.673	227.256	-4631	-4910	0.06	2.800	2.300	2.630	0.151	7.100	5.200	34.360
CC-21	75.531	228.955	-4.769	-4909	0.014	4.200	3.600	7.240	0.092	8.600	7.600	53.274
CC-22	74.924	232.679	-4652	-4736	0.014	4.600	4.100	6.310	0.148	7.500	7.000	41.489
CC-23	74.887	233.984	-4604	-4748	0.01	5.000	4.300	7.610	0.481	11.200	6.500	74.519
CC-24	75.315	232.487	-4353	-4839	0.019	2.400	1.900	1.300	0.167	9.100	6.800	49.001
CC-25	75.622	232.324	-4575	-4726	0.011	4.100	4.000	8.790	0.150	9.000	8.200	64.606
CC-26	75.688	233.027	-4645	-4737	0.006	2.900	2.500	3.440	0.155	6.900	6.600	36.210
CC-27	72.356	209.762	-4610	-4753	0.043	3.320	3.130	6.620	0.050	8.250	6.590	7.600
CC-28	77.286	233.653	-4601	-5082	0.002	5.600	5.600	19.270	0.086	11.200	8.600	75.481
CC-29	76.967	209.367	-4739	-4906	0.033	1.500	1.500	1.850	0.096	5.300	4.900	19.872

Nombre	Lat	Long	MxE (m)	MnE (m)	Dcr (km)	Wcr (km)	Scr (km)	Acr (km ²)	Hco (km)	Wco (km)	SCO (km)	A (km ²)
CC-31	73.751	217.368	-4543	-4698	0.021	3.700	3.400	4.170	0.035	8.500	5.900	39.207
CC-32	72.796	218.926	-4604	-4654	0.065	2.200	1.700	0.990	0.155	4.600	3.700	12.781
CC-33	72.916	218.519	-4627	-4669	0.009	1.300	1.100/ 0.700	0.630/ 0.420	0.052	2.90	2.600/ 1.700	10.304
CC-34 35	72.458	219.369	-4524	-4610	0.003	1.60	1.400/ 2.300	3.020/ 1.730	0.110	4.800	3.700/ 3.500	41.023
CC-36	72.550	219.033	-4548	-4644	0.038	1.900	1.500	1.080	0.372	5.600	5.200	27.258
CC-37	74.773	210.672	-4751	-4866	0.005	2.000	1.800	2.090	0.176	8.900	6.700	53.550
CC-38	75.277	208.973	-4852	-4902	0.008	1.400	1.300	1.240	0.063	5.300	4.500	22.476
CC-39	75.075	209.288	-4854	-4889	0.002	0.900	0.700	0.330	0.106	4.900	4.400	4.467
CC-40	75.237	206.224	-4783	-4938	0.014	2.500	2.200	11.120	0.091	5.400	4.500	129.639
CC-41	74.901	207.737	-4842	-4894	0.002	1.100	1.100	0.990	0.137	3.500	3.500	12.153
CC-42	75.627	197.155	-4534	-4979	0.058	1900	1.500/ 1.100 /0.900	0.740/ 0.160/ 0.060	0.127	9.500	7.000	52.154
CC-43	75.822	196.653	-4790	-4900	0.012	0.500	0.400/ 0.400 /0.400	0.150/ 0.060/ 0.180	0.075	4.900	4.500	13.03
CC-44	75.945	196.585	-4529	-4901	0.082	1300	0.900 / 1.100 / 0.500	0.96/ 0.75/ 0.47	0.052	7.100	5.800	0.052 7.100 5.800 33.233
CC-45	76.002	196.232	-4731	-4884	0.024	2.600	2.300	4.020	0.043	9.500	7.500	54.407
CC-46	75.893	196.296	-4727	-4903	0.013	2.400	2.300	4.180	0.054	6.200	5.800	30.236
CC-47	72.346	212.597	-4601	-4664	0.007	1.400	1.300	1.370	0.029	6.700	6.500	25.646
CC-48	73.227	212.849	-4686	-4792	0.023	2.200	2.100	3.040	0.103	4.700	4.500	29.194
CC-49	73.577	211.096	-4718	-4809	0.013	1.900	1.900	2.350	0.090	6.000	5.400	20.869
CC-50	77.685	180.122	-4797	-4934	0.021	1.000	0.900	4.300	0.160	5.600	3.800	45.651
CC-51	77.311	177.326	-4781	-4908	0.013	3.400	3.000	14.300	0.130	10.000	7.900	190.826
CC-52	77.160	176.714	-4838	-4913	0.004	2.000	1.700	1.540	0.072	7.200	6.900	37.654
CC-53	77.423	177.958	-4831	-4883	0.007	2.000	1.900	4.600	0.080	5.900	5.200	28.943
CC-30	77.421	208.144	-4740	-4890	0.058	2.450	2.100	4.090	0.115	5.400	4.200	45.894

Capítulo 5: Análisis y Clasificación de Edificios Con Cráter

Nombre	Lat	Long	MxE (m)	MnE (m)	Dcr (km)	Wcr (km)	Scr (km)	Acr (km ²)	Hco (km)	Wco (km)	Sco (km)	A (km ²)
CC-54	77.032	178.424	-4884	-4927	0.007	1.400	1.300	2.340	0.215	4.600	4.400	18.224
CC-55	77.502	176.423	-4856	-4910	0.002	1.900	1.800	3.050	0.106	5.100	4.600	14.855
CC-56	77.083	177.996	-4865	-4894	0.003	1.000	1.000	1.500	0.109	3.900	3.800	11.875
CC-57	77.886	168.447	-4758	-4861	0.008	3.100	3.100	11.920	0.064	10.900	8.200	70.067
CC-58	76.172	171.053	-4787	-4877	0.009	2.900	2.600	6.630	0.155	7.300	6.700	58.192
CC-59	76.833	181473	-4783	-4923	0.014	3.900	3.100	9.530	0.166	13.500	9.500	102.286
CC-60	77.740	202.933	-4835	-4921	0.044	1.200	0.900	0.510	0.184	3.500	3.200	9.31
CC-61	76.301	178.713	-4783	-4913	0.023	3.500	3.300	8.160	0.160	11.100	11.100	105.371
CC-62	76.424	177.035	-4763	-4835	0.016	4.300	3.700	11.200	0.184	8.800	7.400	53.208
CC-63	76.582	176.893	-4776	-4856	0.009	3.200	2.900	6.970	0.157	8.300	7.500	47.135
CC-64	76.784	169.166	-4631	-4846	0.04	6.100	5.300	24.970	0.418	13.600	12.200	124.729
CC-65	76.465	169.247	-4740	-4846	0.004	3.100	2.600	7.200	0.086	9.300	7.400	67.014
CC-66	77.390	165.006	-4747	-4856	0.029	4.900	4.200	11.210	0.066	8.700	7.000	47.605
CC-67	77.480	165.521	-4762	-4826	0.007	3.400	3.000	9.110	0.098	10.700	10.700	85.014
CC-68	77.412	159.395	-4607	-4762	0.02	4.000	3.800	17.190	0.037	32.500	26.400	648.404
CC-69	77.991	153.196	-4578	-4744	0.049	1.400	1.100	16.070	0.266	5.100	3.000	418.881
CC-70	77.157	204.339	-4800	-4948	0.043	1.100	1.000	1.260	0.123	4.800	4.400	12.353
CC-71	77.264	202.944	-4.770	-4930	0.042	1.900	1.700	3.400	0.084	4.700	4.700	28.242
CC-72	77.774	200.317	-4663	-4847	0.048	1.400	0.900	1.350	0.272	5.600	4.900	22.732
CC-73	77.936	200.207	-4698	-4855	0.022	1.000	1.000	0.510	0.064	5.100	5.000	20.510
CC-74	77.641	193.766	-4663	-5081	0.014	2.100	2.000	3.150	0.091	8.580	6.300	42.670
CC-75	77.805	202.015	-4742	-4902	0.013	1.500	1.100	1.240	0.148	5.100	5.000	31.557
CC-76	75.377	190.325	-4809	-4875	0.015	1.600	1.600	2.250	0.312	5.900	4.600	15.896
CC-77	75.083	192.169	-4806	-4904	0.011	1.300	1.200	1.260	0.098	4.100	4.000	25.595
CC-78	75.484	189.872	-4792	-4829	0.029	2.200	2.000	2.590	0.037	5.650	5.200	17.196
CC-79	75.647	192.976	-4610	-4876	0.077	4.300	3.400	12.840	0.266	7.900	6.300	48.357
CC-80	76.231	190.718	-4684	-4807	0.029	3.200	3.200	7.610	0.123	8.700	7.700	52.350
CC-81	76.214	188.460	-4784	-4868	0.007	0.700	0.600	0.320	0.084	3.600	3.300	5.135
CC-82	76.038	187.273	-4548	-4820	0.055	1.200	0.700/ 0.700 /0.700	1.400	0.272	3.700	2.700	48.398

Nombre	Lat	Long	MxE (m)	MnE (m)	Dcr (km)	Wcr (km)	Scr (km)	Acr (km ²)	Hco (km)	Wco (km)	SCO (km)	A (km ²)
CC-83	75.410	185.949	-4770	-4834	0.005	2.500	2.200	0.400	0.064	11.600	8.500	49.824
CC-84	75.354	185.332	-4744	-4835	0.008	2.900	2.300	4.520	0.091	9.900	7.100	64.711
CC-85	75.666	181.511	-4696	-4880	0.053	3.600	2.800	5.790	0.184	9.800	8.900	70.659
CC-86	75.434	179.001	-4745	-4839	0.013	3.400	3.100	7.300	0.094	8.900	7.900	37.401
CC-87	76.308	200.068	-4678	-4990	0.006	2.100	1.440	1.650	0.312	8.360	7.100	47.170

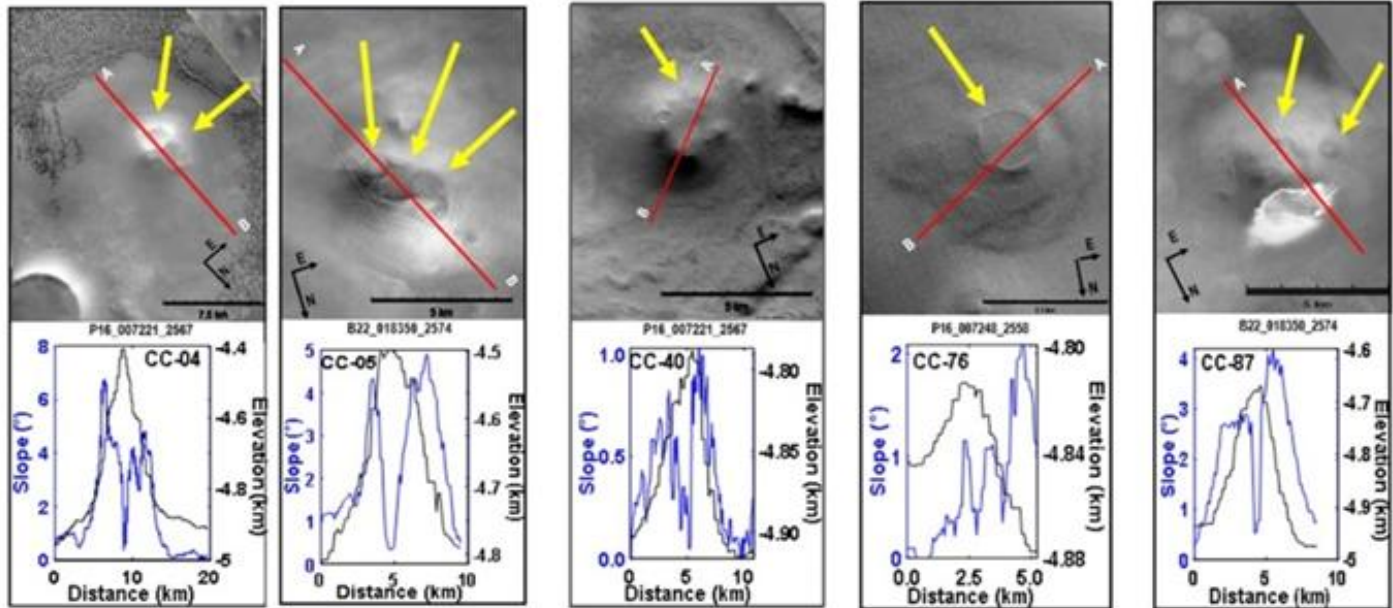


Figura 5.3: Ejemplos representativos del subgrupo de Conos con Cráter Las imágenes orbitales se muestran en la fila superior con los cráteres señalados con flechas amarillas. La fila inferior presenta los perfiles topográficos (negro) y de pendiente (azul) correspondientes a la línea marcada en rojo en la imagen orbita,

El análisis progresa con el estudio de los 86 edificios con el radar SHARAD. Para ello se utilizan los radargramas que sobrevuelan estas estructuras del conjunto de los 3.875 radargramas localizados entre 140-260° E y 70 -80° N. La cobertura es desigual: muy intensa en zonas de interés muy estudiadas, como el cráter de impacto Dokka y el Casquete Polar Norte, y más débil a nivel global a medida que disminuye la latitud y nos alejamos de ellas.

El estudio de estructuras medianas y pequeñas, que es el objetivo central de esta Tesis, es también una fuente de dificultades dado que el tamaño de los edificios condiciona la obtención de datos. En concreto, debido a sus pequeñas dimensiones, 55 de los CC no podrán ser analizados, bien por sus pequeñas dimensiones, su tamaño, por no ser sobrevolados por SHARAD o porque la trayectoria sobrevuela solo la periferia del edificio.

La Figura 5.4 presenta un ejemplo de la limitación impuesta por el tamaño, que hace que estructuras que se sitúan en zonas despejadas, como CC-13, pero son pequeñas (en este caso 7 km), solo puedan vislumbrarse levemente en el radargrama. Se muestra el edificio en 3D con dos perfiles marcados presentados en la parte inferior, tanto en elevación como en pendiente. A la derecha de la imagen 2D se puede ver el radargrama S_02340902, donde el edificio provoca reflexiones que son visibles levemente, pero no es posible analizar nada más.

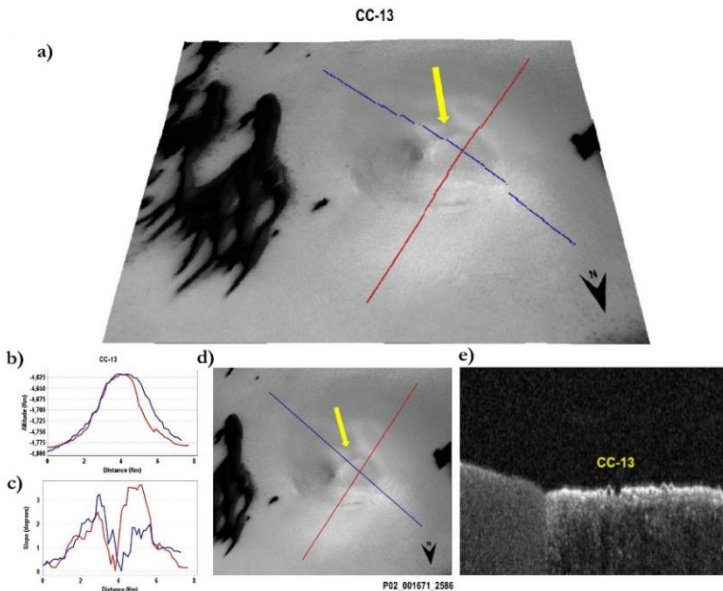


Figura 5.4: CC-13 (78.839N 165.087E). (a) Imagen 3D (b) y (c) Perfiles de elevación y pendientes “respectivamente” marcados en las imágenes. (d) Imagen 2D. (e) Radargrama S_02340902

Esta limitación, que afecta a todos los tipos de estructura en toda la zona, se visualiza claramente en la Figura 5.5 en la que, en azul, aparecen los edificios que no ha sido posible estudiar, y en rojo, los que, por tamaño y localización, sí.

A esta dificultad generada por el tamaño de nuestras estructuras se añaden la resolución limitada del radar SHARAD, la rugosidad superficial y la complejidad topográfica. Como ya se ha explicado con anterioridad, esta investigación sería posible para los de mayor tamaño utilizando DTMs de alta resolución, técnicas avanzadas de procesamiento SAR y modelos de resonancia, pero estos recursos no están disponibles todavía. La superficie afecta significativamente la interpretación de los datos obtenidos por radares, especialmente en el caso de radares de penetración superficial como el SHARAD.

Resumiendo: la observación de una estructura depende, fundamentalmente, de tres factores:

- a) **Tamaño:** a menor tamaño, menor probabilidad de ser cruzado por radargramas y menor influencia del edificio sobre el terreno circundante y mayor de éste sobre él.
- b) **Latitud:** a menor latitud, menor cobertura de radargramas y menor probabilidad de obtener datos, causando que algunas estructuras no sean cruzadas por ningún radargrama, o por un número tan bajo que impide por completo su estudio (Figura 5.5).
- c) **Localización:** el emplazamiento del edificio y la topografía de su entorno influyen de forma determinante en el funcionamiento del radar. Muchas veces, los edificios situados en Scandia están sobre terreno irregular, con pequeñas elevaciones o depósitos que imposibilitan determinar sus límites.

Aunque no es posible el análisis de materiales en subsuperficie con SHARAD para edificios tan pequeños, la utilización de este radar sigue siendo útil porque favorece su identificación. La influencia de este tipo de edificios en los radargramas cuando se dan las circunstancias positivas para su observación puede ofrecer información de parámetros similares de los edificios que sí tienen cobertura. Como se comentará más tarde, las diferencias y semejanzas que presentan en los radargramas son útiles para mejorar la caracterización de unas estructuras frente al resto de los edificios del mismo grupo o de grupos diferentes.

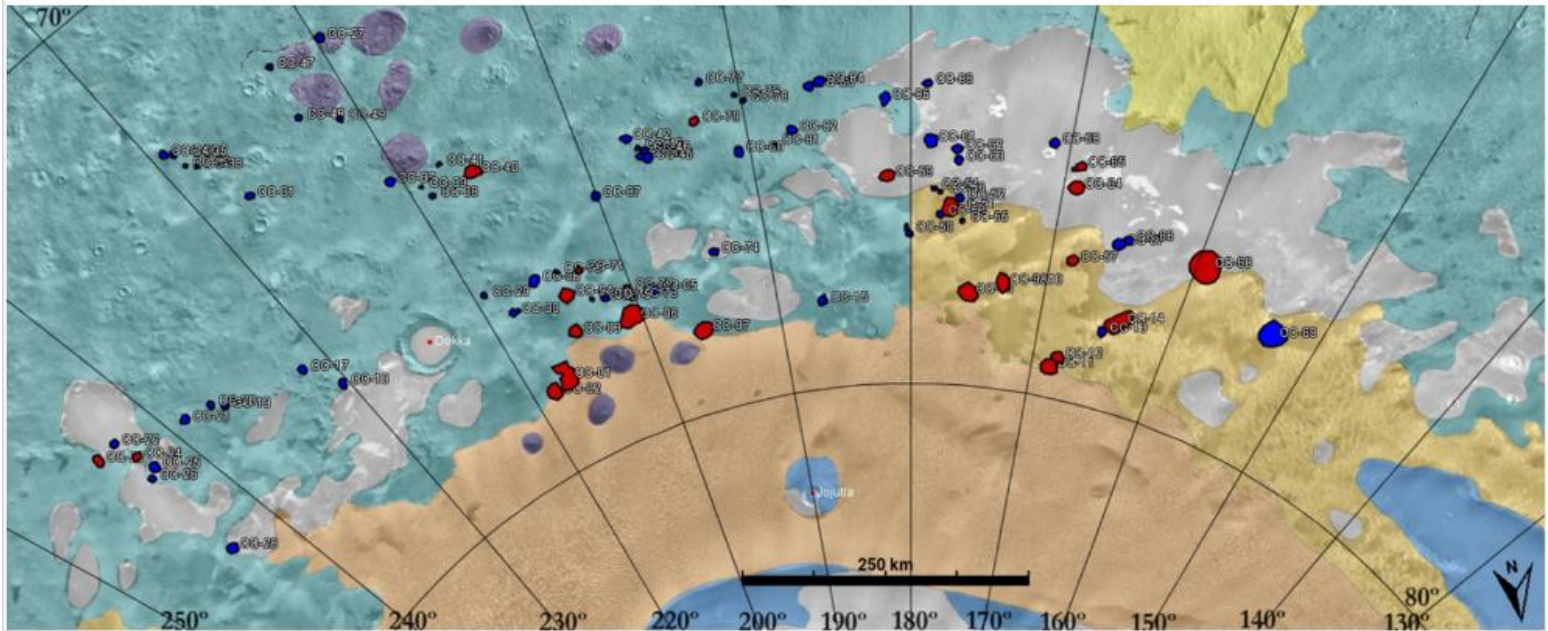


Figura 5.5 Localización y tamaño de los Edificios analizados, En rojo aparecen los que pueden distinguirse en SHARAD y en azul las que por su tamaño, posición o resolución de SHARAD, no pueden ser analizadas. Realizado sobre mapa geológico de Skinner et al., (2006)

Los edificios que presentan el tamaño y condiciones propicias para su observación se analizan mediante perfiles sobre el radargrama y topografía cruzada por él.

En la Figura 5.6 se presenta, como ejemplo, el cráter con cono CC-01 que posee un diámetro de 93 km. Siguiendo la metodología explicada en el capítulo anterior, las principales etapas del análisis han sido:

- **Descarga y visualización** de los radargramas que lo sobrevuelan.
- **Realización de perfiles** que proporcionan información sobre él.
- **Trazado de líneas de perfiles** que cortan el edificio y su contorno de reflexión, así como el perfil de base del terreno en horizontal.
- **Selección** del valor 2 para la **constante dieléctrica** que es el que mejor se ajusta a la altura real.
- **Análisis** de los cluttergramas y su influencia en los datos del radar. Aunque en el radargrama presentado se pueden observar unas variaciones en líneas de color blanco en nuestro edificio, que al no aparecer en el cluttergrama nos indican diferencias de materiales y sedimentos, por ahora no resulta posible analizar estos materiales con los radargramas debido al pequeño tamaño del edificio. Sin embargo, su visualización indica la utilidad de esta técnica cuando se cuente con más cobertura o instrumentación en futuras misiones.

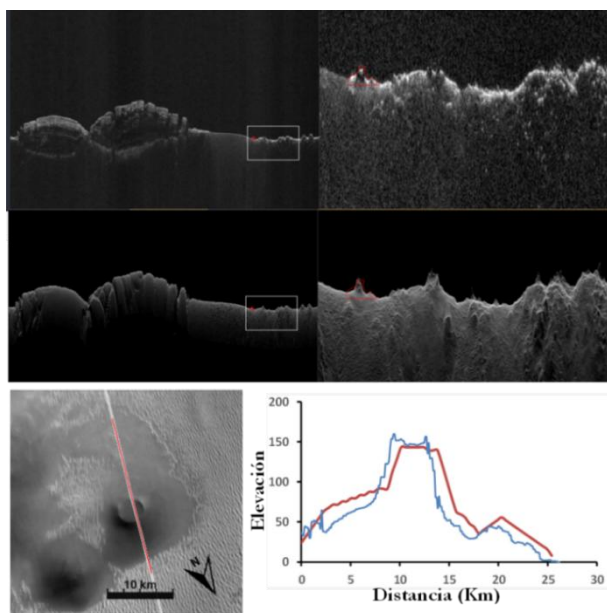


Figura 5.6: Estudio de CC-01. El panel superior representa a la izquierda el radargrama completo y a la derecha la ampliación de la zona encuadrada. El panel intermedio muestra su correspondiente cluttergrama y la ampliación de la parte encuadrada. El panel inferior izquierdo incluye la imagen 2D de la estructura y la línea del perfil topográfico sobre ella. Este perfil, calculado con MOLA, aparece en azul en el panel inferior derecha junto con el perfil del radargrama obtenido con coeficiente 2 y dibujado en color rojo.

5.3. Cráteres de impacto: IC

Este subgrupo está formado por 30 edificios, dos se encuentran en Olympia Undae y 28 en Scandia. Se ha incluido un cráter de mayor tamaño, llamado Dokka (IC-05), que tiene una dimensión de 52.6 km que es notablemente mayor que el Wcr promedio (8.772 km) del resto de los accidentes geográficos de este subgrupo (Conway et al., 2012). Posee rasgos claramente definidos que utilizamos como referencia para identificar otras estructuras IC más pequeñas con características y formas similares. Sin embargo, este cráter no está incluido en nuestras estadísticas ya que es un claro valor atípico en tamaño frente a la muestra elegida.

Los edificios IC son depresiones circulares que cortan la topografía regional con un borde elevado y empinado. Son relativamente fáciles de distinguir de otros subgrupos porque tienen un cráter central muy circular que es mucho más profundo que los CC, y un borde de cráter sobre el terreno circundante. El cráter constituye una gran parte de la forma del terreno, y muy a menudo está bordeado por una pared notablemente elevada rodeada por eyecciones bien definidas, como puede verse en la Figura 5.7. Como estas características están relacionadas con los procesos de impacto, los hemos nombrado Cráteres de Impacto y forman el único subgrupo en este estudio cuyo origen aparece en el nombre.

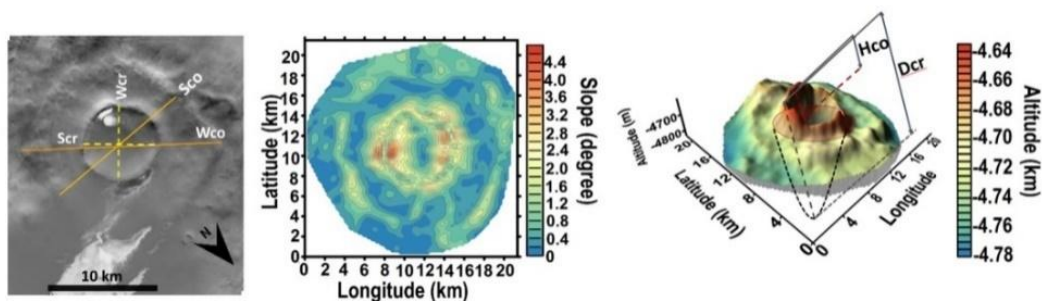


Figura 5.7: Ejemplo de estudio del Cráter de Impacto IC-07. De izquierda a derecha: imagen orbital del relieve con los principales parámetros morfológicos definidos; mapa 2D de la estructura con las pendientes incorporadas; mapa topográfico 3D de color-altitud donde también se marcan Hco y Dcr.

Tabla 5.2 Parámetros Morfométricos de los Cráteres de Impacto

Nombre	Lat	Long	MxE (m)	MnE (m)	Dcr (km)	Wcr (km)	Scr (km)	Acr (km ²)	Hco (km)	Wco (km)	Sco (km)	A (km ²)
IC-01	76.982	217.077	-4269	-5010	0.444	16.200	15.400	179.200	0.412	17.300	16.800	629.840
IC-02	79.172	182.965	-4524	-4891	0.247	10.100	9.900	78.740	0.226	14.000	13.200	221.990
IC-03	77.800	186.570	-4551	-4852	0.181	9.000	8.800	63.490	0.140	25.600	24.500	548.200
IC-04	81.180	161.470	-4343	-4514	0.127	7.200	6.900	156.940	0.167	11.300	9.740	221.080
IC-05	77.187	214.147	-3768	-6082	0.515	52.600	52.600	2.175.420	0.182	60.300	57.300	5.863.660
IC-06	74.093	212.356	-4375	-5281	0.354	10.700	10.700	89.530	0.103	11.100	11.000	569.890
IC-07	75.729	219.760	-4593	-4834	0.100	7.000	6.300	41.020	0.183	7.220	7.100	223.839
IC-08	81.583	190.046	-3945	-5155	0.206	20.700	20.200	296.160	0.096	56.900	50.900	2.217.780
IC-09	78.378	153.918	-4600	-4713	0.102	3.300	3.000	15.060	0.084	41.300	39.300	1.259.900
IC-10	77.648	150.615	-4517	-4662	0.114	6.400	6.100	33.290	0.111	28.800	27.000	274.040
IC-11	76.496	158.934	-4.523	-4650	0.095	7.400	7.300	42.640	0.129	12.300	11.400	337.730
IC-12	75.484	158.643	-4448	-5080	0.053	13.900	13.600	166.700	0.155	41.000	35.100	660.100
IC-13	76.594	167.272	-4492	-4805	0.196	6.100	5.800	32.290	0.136	18.300	15.900	212.420
IC-14	74.436	195.555	-4716	-4833	0.085	4.800	4.800	24.020	0.174	14.000	12.100	114.150
IC-15	74.210	217.904	-4345	-5304	0.223	13.900	12.100	149.814	0.122	41.100	18.400	1.053.520
IC-16	72.956	215.582	-4446	-4616	0.090	9.900	9.600	21.900	0.170	11.400	10.900	121.220
IC-17	73.265	223.469	-4318	-4767	0.253	10.700	10.000	76.060	0.134	31.000	23.300	527.630
IC-18	72.845	225.061	-4315	-4608	0.234	8.200	8.100	50.160	0.159	19.400	18.100	372.010
IC-19	73.542	225.738	-4345	-4629	0.175	8.000	7.700	47.860	0.066	21.200	18.700	329.330
IC-20	72.542	226.351	-4393	-4475	0.056	4.500	4.200	13.460	0.216	9.700	9.500	85.185
IC-21	73.948	231.277	-4341	-4639	0.218	8.800	8.400	50.560	0.359	26.900	20.000	336.250
IC-22	75.905	231.212	-4465	-4934	0.161	7.500	7.300	39.910	0.085	16.500	14.900	233.870
IC-23	73.581	205.591	-4.687	-4764	0.081	3.500	3.300	11.283	0.058	13.400	11.100	111.520
IC-24	73.077	209.107	-4709	-4777	0.054	3.600	3.300	10.790	0.094	11.100	10.400	112.630
IC-25	78.097	218.758	-4525	-4730	0.133	7.500	7.300	46.870	0.119	17.500	14.100	239.430
IC-26	75.616	222.151	-4735	-4890	0.068	3.200	3.000	7.440	0.103	19.800	14.500	69.720
IC-27	75.720	211.486	-4657	-4877	0.133	6.500	6.300	26.380	0.064	6.500	6.100	451.85
IC-28	77.855	197.512	-4679	-4853	0.013	7.100	6.800	34.900	0.102	24.500	20.100	323.82
IC-29	76.656	194.788	-4460	-4783	0.108	8.200	7.900	52.096	0.496	19.900	17.600	218.68
IC-30	76.974	195.585	-4166	-5506	1.340'	20.700	20.600	354.158	0.249	46.000	44.900	909.56

Las Figuras 5.7 y 5.8 muestran ejemplos de este subgrupo. Para los IC, el área del cráter varía entre 7.44 y 354.15 km² con un promedio de 76.30 km² (ver Tabla 5.2). La mayoría de los cráteres son casi perfectamente circulares, teniendo una proporción de $Scr/Wcr \sim 1$. También son notablemente profundos ya que Dcr varía de 0.013 a 1.340 km y tiene un promedio de 0.194 km. A su vez, Hco varía entre 0.058 y 0.496 km, y su promedio es de 0.162 km. La relación media del total de los IC de Hco/Dcr es 1.49, que es mucho más baja que la de CC (que era de 12.87). Esta baja relación refleja que para 20 de los 30 ICs, Dcr es mayor que Hco por lo que el cráter está debajo del terreno circundante. Varios de estos cráteres pueden tener depósitos interiores de arena (como IC-29, Figura 5.8) o hielo (como Dokka, IC-05).

Los IC pueden parecer en parte similares a los CC porque ambos presentan cráter, pero difieren en otras características claras: los cráteres IC tienen una forma perfectamente circular mientras que los CC generalmente no y, por lo general los IC, están acompañados de eyección, que no está presente en los CC. Además, los cráteres IC son más profundos y más grandes que los CC como se puede ver comparando los valores medios de Dcr (0.194 km para ICs y 0.026 km para CCs) y Acr (76.30 km² para IC y 5.61 km² para CC).

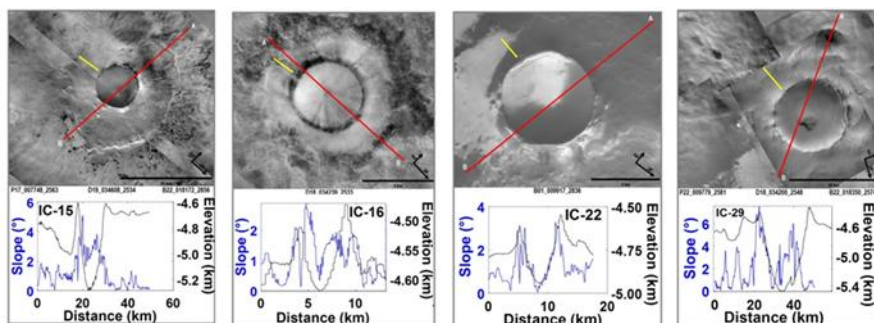


Figura 5.8: Ejemplos representativos del subgrupo Cráteres de Impacto. Las imágenes orbitales se muestran en la fila superior con el perfil marcado en rojo cuyos perfiles topográficos (negro) y de pendiente (azul) correspondientes a dicha línea se muestran en la fila inferior. Las flechas amarillas en las imágenes apuntan a los cráteres.

Como en el caso de los Conos con Cráter, se analizan los 30 edificios IC con el radar SHARAD considerando, como ya se ha comentado, una muestra general de 3875 radargramas situados entre 140 y 260° E y 70 y 80° N. De la misma manera que en el caso precedente, la cobertura es desigual, siendo muy intensa sobre el cráter de impacto Dokka, y menor cuando aumenta la distancia o disminuye la latitud. También el tamaño de los edificios es

determinante para su visualización y análisis. De los 30 IC, solo 15 pueden ser medidos y analizados con respecto a su comparativa con elevación, como se muestra en la Figura 5.9. En la Tabla 5.3 se resumen las características del grupo de IC y la aplicabilidad de SHARAD (si se visualizan o no y si es posible medirlos), el diámetro de cráter y sus rasgos principales.

IC	Visible	Medido	Diámetro	Características
1	X	X	17 km	Aunque tiene un diámetro de cráter de 17 km, su cercanía con Dokka, y el efecto que provoca éste en el radar impide su medida y visualización.
9, 13, 14, 20, 23, 24, 26.	X	X	2-5 km	Cráteres de pequeño tamaño, que impide su visualización. Baja cobertura en radares.
2, 3, 7, 22, 25, 26, 28, 29	X	X	7-10 km	Pueden vislumbrarse, pero por tamaño, cobertura, o ambas cosas, no pueden medirse. En el caso de 28 y 29, la cercanía al IC-30 también impide su visualización.
4, 6, 8, 10, 12, 15, 16, 17, 18, 21, 30.	✓	✓	6-21 km	Cráteres bien definidos, que pueden medirse y analizarse. Presentan cráter caracterizado por oscuridad y hueco con bordes picudos en el cluttergrama. Muchos de ellos muestran claramente con reflexiones la zona de eyecta que los rodea.
5	✓	✓	52,6 km	Dokka, cráter de impacto más grande de la zona.
11, 19, 27.	✓	✓	11, 8 y 6 km	Todos están por encima del terreno que les rodea, y a pesar de esto, en todos ellos se ven las mismas características que en los demás IC. En IC-27, a pesar de su pequeño tamaño, se puede observar y medir bien la zona de pedestal y las características del cráter.

Tabla 5.3: Cráteres de Impacto: características y aplicabilidad del radar SHARAD. Primera columna: identificación de la estructura. Segunda columna: visualización (✓) o no (X) de los edificios por el radar. Tercera columna: misma notación para la posibilidad de medida. Cuarta columna: rango de diámetro de los cráteres. Quinta columna: principales características



Figura 5.9: Localización y tamaño de los Cráteres de Impacto analizados. En rojo los edificios que pueden distinguirse en SHARAD, y en azul los que por su tamaño, posición, cercanía a otros edificios o resolución de SHARAD no pueden ser analizados. Realizado sobre mapa geológico de Skinner et al., (2006)

Los IC presentan en radar unas características específicas que difieren del resto de los edificios estudiados y que pueden ser observadas en las Figuras 5.10 y 5.11:

- Radargrama con cráter y espacio de sombra en su parte central,
- Cluttergrama con presencia de sombra y pendientes muy marcadas, generalmente en forma de pico, como resultado de los bordes nítidamente definidos y empinados de los cráteres de impacto. Aparición, en muchos casos, de una parábola central resultante de la influencia del cráter.
- Clara representación del pedestal y la zona de eyecta, si existe, tanto en la imagen de radar como en el cluttergrama.
- Aunque pueden existir edificios IC, que por desgaste o por ser de pedestal, quedan por encima del terreno circundante, como por ejemplo los ya mostrados: IC-11, IC-19 e IC-27 (Figura 5.8), la forma que presentan es diferente a las que aparecen en CC.

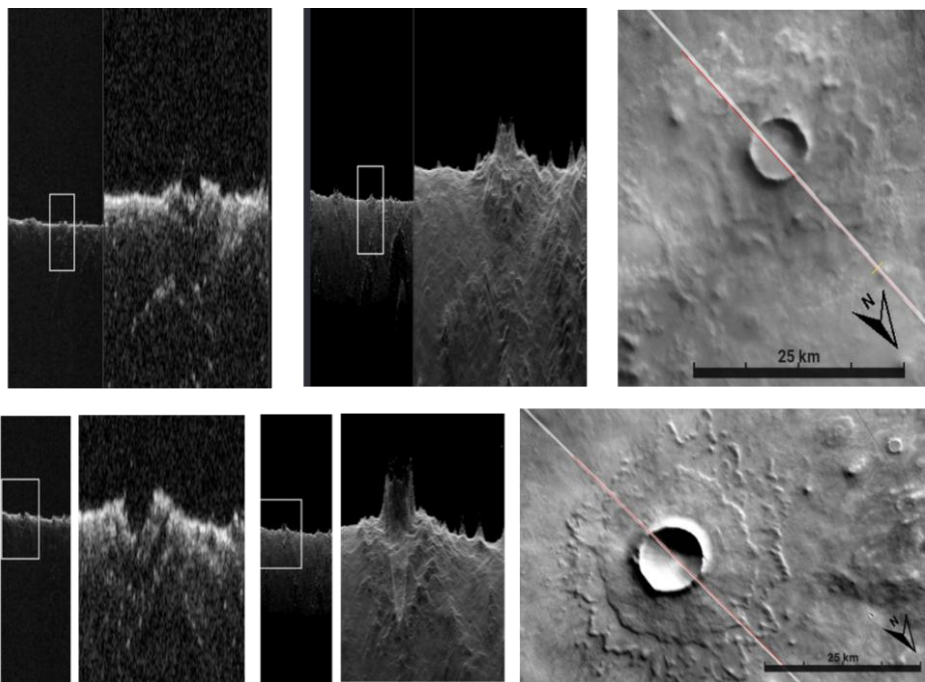


Figura 5.10: Panel superior izquierda: radargrama $S_{01278501}$, con la estructura IC-27, que posee un claro pedestal. Panel superior central: cluttergrama correspondiente en el que se observa con claridad las características de los IC aunque se sitúen por encima del terreno. Panel superior derecho: Imagen 3D del IC-27. Fila inferior: mismo esquema para el IC-16 y su radargrama $S_{01299601}$.

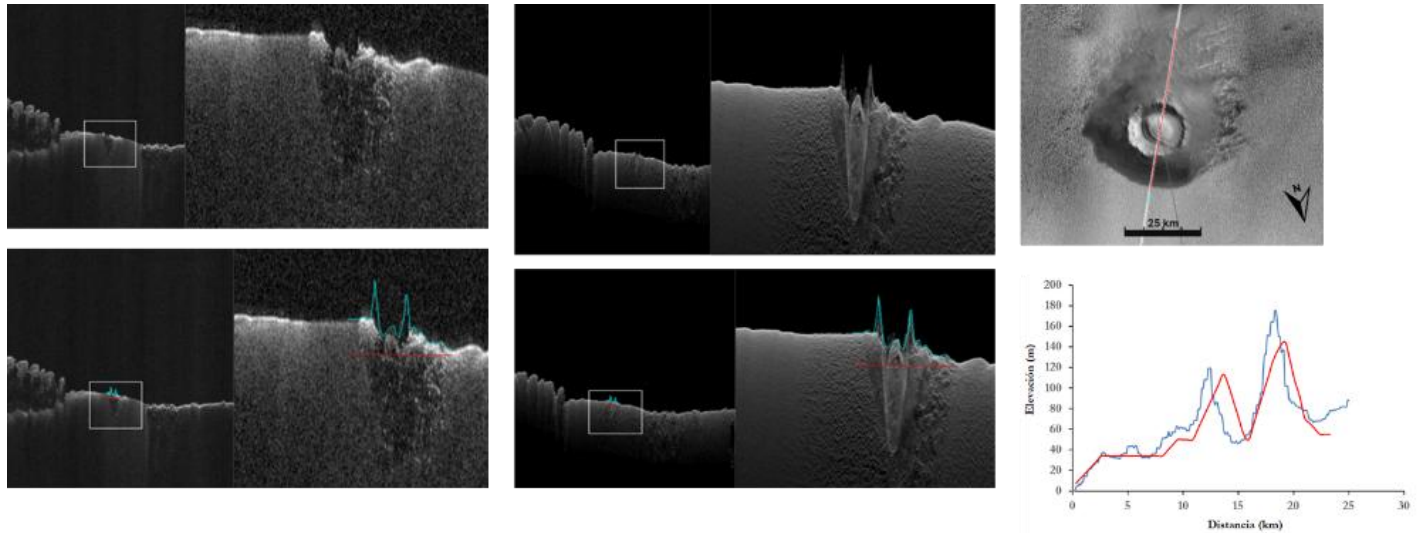


Figura 5.11: Parte superior izquierda: radargrama S_00865301 con el cráter de impacto IC-08 situado en Olympia Undae. Central: misma información para el cluttergrama. Derecha: línea de perfil, Parte inferior izquierda y central: radargrama y cluttergrama con perfil marcado para comparación con las imágenes de la parte superior. Derecha: comparativa de perfiles entre datos obtenidos con DTM MOLA (azul) y radar (rojo).

5.4. Cráteres indiferenciados: UC

Este subgrupo está formado por 12 accidentes geográficos ubicados en Scandia. Todos ellos tienen un cráter central grande y circular, que no corta por debajo de la topografía circundante y presenta bordes muy empinados.

Las estructuras UC tienen características morfológicas mixtas de IC y CC (Tabla 5.4). Por ejemplo:

Rasgos de IC:

- Cráter grande y circular (promedio $S_{cr}/W_{cr} = 0.92$) que podría estar asociado con procesos de impacto. La única excepción parcial es UC-03 que tiene dos cráteres probablemente causados por un impacto oblicuo (Figura 5.14). Sin embargo, los cráteres de este subgrupo son poco profundos, con un promedio de 0.075 km.
- Clara eyección, que también es una característica distintiva de los IC, en 7 de las 12 estructuras (véase, por ejemplo, UC-05 en la Figura 5.14).

Rasgos de CC:

- Se encuentran por encima del terreno circundante. Además, UC-05 tiene un perfil topográfico que muestra una forma más similar a los CC que a los IC, como se observa en la Figura 5.14.

Sin embargo, estas características no satisfacen los requisitos para considerar estas estructuras como CC o IC, en parte porque las imágenes satelitales no ofrecen suficiente resolución. Por lo tanto, la clasificación de estos accidentes geográficos como CC o IC no está clara.

Como se describe a continuación, esta mezcla morfológica característica se acompaña de parámetros estructurales que tienden a ser más grandes que los de los CC y más pequeños que los de los IC.

Tabla 5.4: Parámetros Morfométricos de los Cráteres Indiferenciados.

Nombre	Lat	Long	MxE (m)	MnE (m)	Dcr (km)	Wcr (km)	Scr (km)	Acr (km ²)	Hco (km)	Wco (km)	SCO (km)	A (km ²)
UC-01	77.776	206.250	-4588	-4961	0.163	8.500	8.400	55.780	0.272	43.100	37.800	1.511.070
UC-02	74.796	213.546	-4653	-4850	0.062	5.000	3.900	11.420	0.140	11.700	10.500	119.818
UC-03	74.727	214.815	-4727	-4847	0.047	3.900	3.600	9.720	0.279	9.600	6.800	53.249
UC-04	79.411	159.614	-4632	-4794	0.083	8.300	7.400	44.06	0.188	12.000	5.000	244.870
UC-05	75.212	189.659	-4715	-4817	0.016	3.700	3.300	4.940	0.094	6.500	6.200	28.741
UC-06	74.880	211.692	-4748	-4926	0.051	4.600	4.000	13.640	0.153	9.400	8.800	86.448
UC-07	75.292	235.869	-4572	-4760	0.089	4.700	4.500	14.510	0.042	13.900	12.400	129.539
UC-08	73.193	218.284	-4390	-4849	0.204	7.300	6.900	38.740	0.050	18.500	13.500	213.125
UC-09	76.359	171.374	-4672	-4897	0.104	7.00	6.400	28.240	0.445	11.500	10.200	124.355
UC-10	72.679	215.337	-4520	-4596	0.040	3.000	2.900	2.670	0.140	8.900	7.900	18.753
UC-11	75.256	193.091	-4.786	-4934	0.025	3.900	3.900	7.750	0.148	10.300	10.100	120.041
UC-12	75.507	191.586	-4842	-4948	0.023	3.200	3.000	8.640	0.106	9.500	7.900	47.280

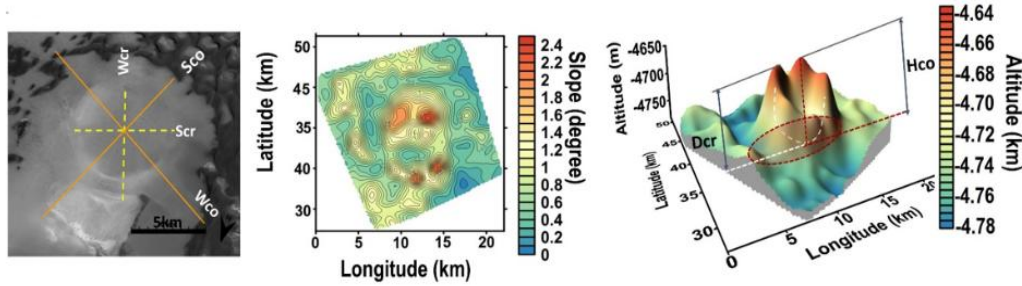
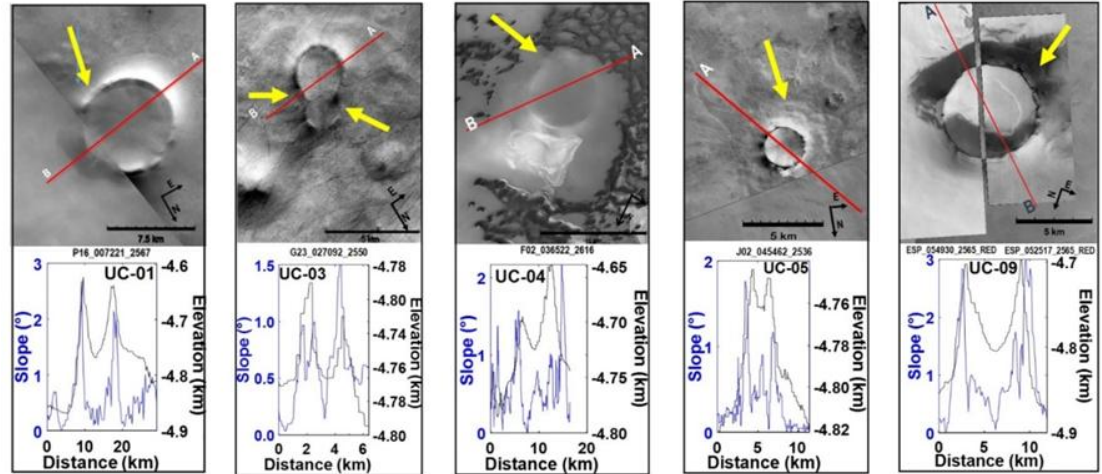


Figura 5.12: Ejemplo de estudio del Cráter de Indiferenciado UC-04. De izquierda a derecha: imagen orbital del relieve con los principales parámetros morfológicos definidos; mapa 2D de la estructura con las pendientes incorporadas; mapa topográfico 3D de color-altitud donde también se marcan Hco y Dcr.

Figura 5.13: Ejemplos representativos del subgrupo de Cráteres Indiferenciados. Las imágenes orbitales se muestran en la fila superior con el perfil marcado en rojo. Los perfiles topográficos (negro) y de pendiente (azul) correspondientes a cada línea se presentan en la fila inferior. Las flechas amarillas en las imágenes apuntan a los cráteres.



El estudio de estas estructuras con el radar SHARAD es más limitado que en los subgrupos anteriores porque, debido a la latitud y al tamaño de los edificios, muchos están escasamente cubiertos por radargramas, o sólo lo hacen periféricamente como se muestra en la Figura 5.14. De los 12 edificios calificados como UC, solo 4 de ellos reunían las características para poder ser vistos y medir sus contornos con radar; otros tres se podían ver escasamente pero no medir, y los cinco restantes ni siquiera se veían. Los datos se presentan en la Tabla 5.5.

En los cuatro observados y medidos, encontramos las características intermedias que ya se han nombrado anteriormente, con sus parámetros con valores entre los de IC y CC. En la figura 5.13, que muestra como ejemplo el UC-01, se pueden ver sus bordes marcados en forma de picos, característica que es típica de los IC, pero con un cráter situado sobre el terreno y poco profundo, más típico de CC. En la Figura 5.14 se presenta UC-04 con su muestra de perfil.

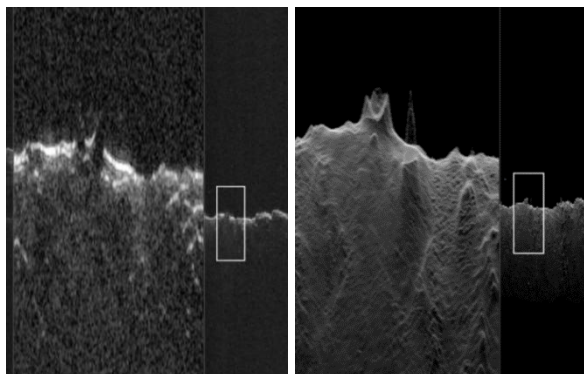
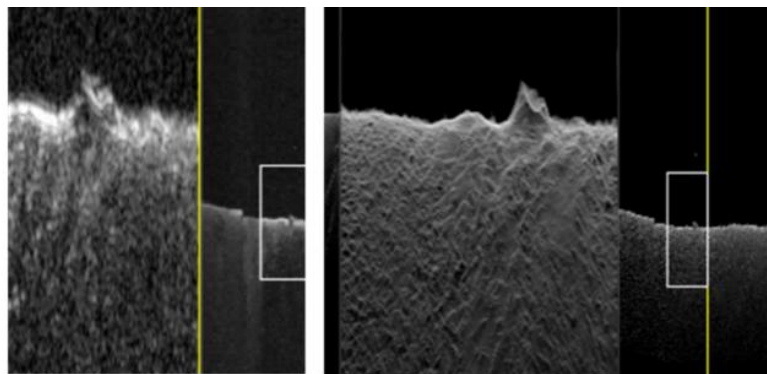


Figura 5.13: Edificio UC-01 radargrama S_0267700. En la imagen izquierda se presenta el radargrama, y en la derecha el cluttergrama a correspondiente

Lamentablemente, los radargramas no han ayudado a clarificar dudas en estos edificios.

UC	Visible	Medido	Diámetro	Características
5, 7,10, 11,12	X	X	2-4 km	Edificios muy pequeños, escasamente cubiertos.
2, 6, 8	✓	X	3-7 km	Por su escasa cobertura de radargramas, se puede ver, pero no medir.
1, 3,4, 9	✓	✓	6-8 km	Son más grandes y se pueden ver y medir.

Tabla 5.5: Cráteres Indiferenciados: características y aplicabilidad del radar SHARAD. Primera columna: identificación de la estructura. Segunda columna: visualización (✓) o no (X) de los edificios por el radar. Tercera columna: misma notación para la posibilidad de medida. Cuarta columna: rango de diámetro de los cráteres. Quinta columna: principales características.



S_02304001

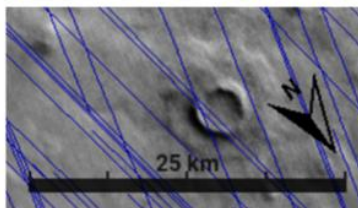
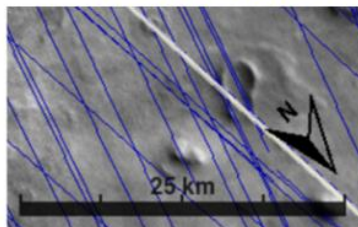
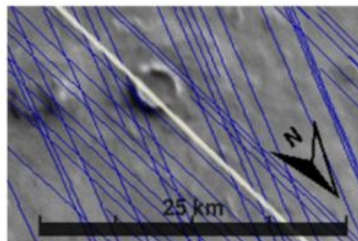
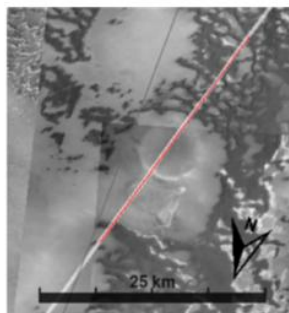
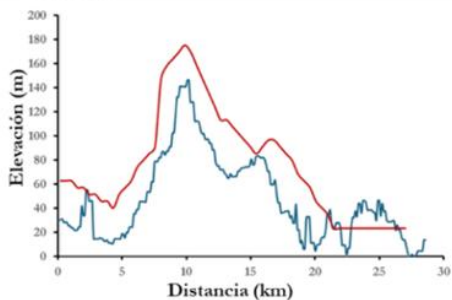


Figura 5.14:

Imagen superior. Izquierda: radargrama S_02304001.UC-04. Derecha: cluttergrama correspondiente.

Imagen inferior izquierda: perfil elevación en rojo y radargrama en azul. Centro: Imagen de UC-04 con línea de perfil marcada en rojo. Panel Derecho: Muestra de la escasa cobertura de los radargramas (líneas azules) en, de arriba a abajo, UC-02, UC-03, UC-06

5.5. Comparación entre subgrupos CC, IC y UC

Se presenta una comparación entre los edificios con cráter estudiados. Basada en un análisis de sus principales parámetros en el que se aprecia la distribución y características de los grupos. Los resultados pueden verse en la Figura 5.15 donde se muestran de forma conjunta para facilitar su visualización y comparación. Los valores de cada subgrupo se distinguen con puntos de diferentes colores: verde para CC, amarillo para UC y rojo para IC.

Figura 5.15 Comparación de Accidentes Geográficos con Cráteres

- **Figura 5.15a:** Como ejemplo, la imagen presenta una comparación topográfica de tres estructuras de tamaño similar, representativas de cada uno de los tres subgrupos de accidentes geográficos con cráter. Las formaciones del subgrupo UC muestran en su zona central características intermedias en comparación con los subgrupos CC e IC.
- **Figuras 5.15b, 5.15c, 5.15d:** Ilustran la distribución de la altura (Hco) de todos los accidentes geográficos con cráter en función de tres parámetros que describen el cráter: profundidad (Dcr), área (Acr) y mayor dimensión horizontal (Wcr).
 - **Figura 5.15b:** Análisis respecto a la **altura:**
 - La altura de los CC varía entre 0.029 y 0.568 km, con un valor medio de 0.166 km.
 - IC muestra una variación entre 0.058 y 0.496 km, con una media de 0.176 km.
 - UC posee una altura que oscila entre 0.042 y 0.445 km, con un valor medio de 0.15 km, situándose de manera intermedia entre los otros dos subgrupos.

La **relación Hco-Dcr** muestra unas diferencias claras; los edificios CC tienen un Dcr menor que los IC mientras que los UC se encuentran en una posición intermedia, presentando una relación Hco/Dcr de 3.22, en comparación con 12.87 para los CC y 1.49 para los IC, Esto indica que los cráteres de las UC están por encima del terreno, siendo más profundos que CC y mucho menos que IC.

- **Figura 5.15c:** La variación de Hco frente a Acr revela que los IC tienen valores de Acr mayores que los CC, con un valor límite

promedio de 20 km² que separa ambos subgrupos. Los accidentes geográficos de las UC ocupan posiciones intermedias entre estos dos subgrupos.

- **Figura 5.15d:** La variación de Hco frente a Wcr muestra que los IC tienen valores mayores de Wcr en comparación con los CC, con promedios de 8.772 km para los IC frente a 2.606 km para los CC. Los UC se sitúan nuevamente entre ellos.
- **Figuras 5.15e, 5.15.f, 5.15g:** Muestran la pendiente del relieve y proporcionan otros criterios para distinguir mejor los tres subgrupos. Con este objetivo se presentan las relaciones A-Acr, Dcr-Acr y Wcr-Wco. Las tres gráficas demuestran una distinción clara entre CC e IC y una posición intermedia para las estructuras UC.

5.6. Conclusiones de Edificios con Cráter

El análisis de los datos topográficos y morfométricos de imágenes y radar de los accidentes geográficos con cráter revela diferencias significativas entre los subgrupos CC, IC y UC, que proporcionan criterios claros para su clasificación. Puede observarse que los IC se diferencian de los CC porque tienen un cráter más profundo. En este análisis, la diferencia de profundidad del cráter al comparar los accidentes geográficos IC y CC de Wcr similar, puede alcanzar 100 m. En el caso de los cráteres de impacto con pedestal que presentan cráteres poco profundos, la distinción con los CC puede hacerse gracias al perfil topográfico afilado en su borde o prestando atención a la forma de la eyecta. En algunos casos, los IC elevados de pequeño tamaño pueden confundirse con CC o con algunos UC porque los sedimentos y las dunas pueden ocultar el material de eyección.

Un análisis cuantitativo permite extraer las siguientes conclusiones:

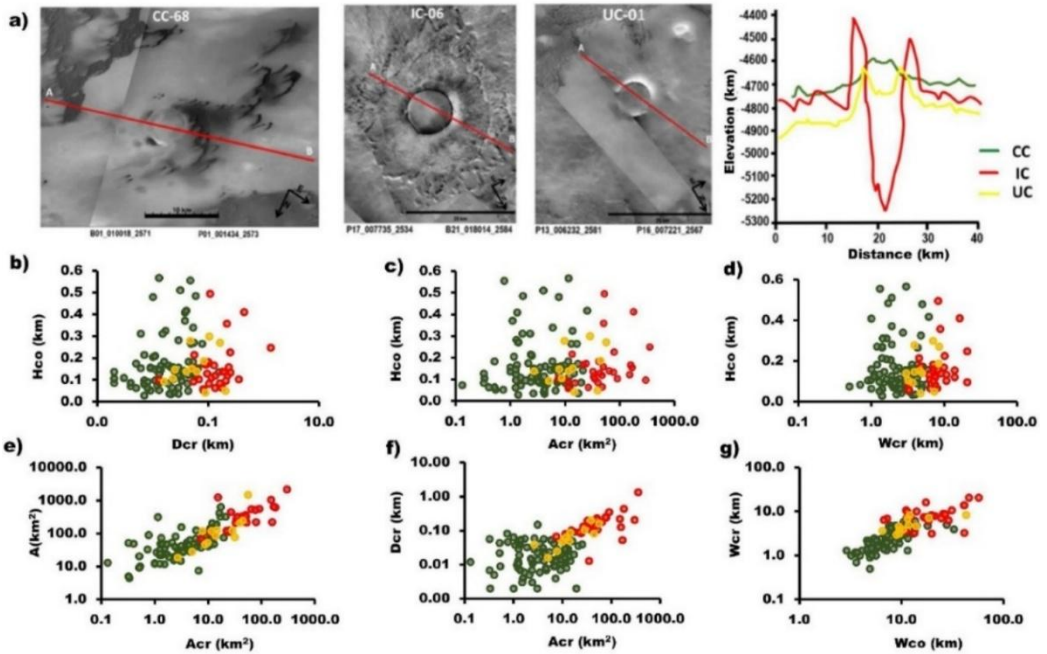
1. **Altura (Hco):** La altura no es un criterio definitivo para diferenciar entre CC e IC, ya que ambos subgrupos presentan rangos de variación y valores medios similares. Sin embargo, los UC muestran una altura intermedia, reflejando características compartidas entre los otros dos subgrupos. La altura tiene una relación más vinculada con el tamaño de los edificios y su diferencia con el terreno circundante.
2. **Relación Hco/Dcr:** Existe una diferencia notable en la relación entre altura y profundidad del cráter (Hco/Dcr). Los CC tienen una relación significativamente mayor que los IC, mientras que los UC se encuentran

en posición intermedia. Esto indica que los cráteres UC están por encima del terreno, pero no son tan poco profundos como los CC.

3. **Área (Acr):** Los IC tienen áreas mayores que los CC; su zona de influencia es significativamente superior, con un valor promedio de 20 km² que actúa como límite separador. Los UC, nuevamente, ocupan una posición intermedia, reflejando su naturaleza híbrida.
4. **Dimensión Horizontal de cráter (Wcr):** Los IC presentan mayores dimensiones horizontales en comparación con los CC. Los valores medios para Wcr son significativamente mayores en ellos que en CC, con los UC situándose entre estos dos grupos. Los márgenes de los cráteres están mucho más definidos, y presentan pendientes muy superiores a las del resto de grupos.
5. **Relaciones Morfométricas Adicionales (A-Acr, Dcr-Acr y Wcr-Wco):** Estas relaciones confirman la distinción clara entre los subgrupos CC e IC, y sitúan a los UC en posición intermedia. La pendiente del relieve, representada en estas gráficas proporciona un criterio adicional para la diferenciación.
6. **Los radargramas** muestran en CC edificios por encima del terreno, con elevaciones claras, partes superiores que se observan como planas o con pequeños cráteres que se ven con dificultad. Los IC se caracterizan mostrando los bordes del cráter en forma de picos, y la reflexión del cráter con una parábola. Presentan generalmente una clara zona de material a su alrededor. Los UC son escasamente visibles y analizables por radar.

En resumen, los UC se caracterizan por poseer características intermedias entre los CC e IC, lo que sugiere una naturaleza de modificación o desgaste de los subgrupos. Estos hallazgos proporcionan una comprensión más profunda de la morfología de los accidentes geográficos con cráter y ofrecen una base sólida para estudios futuros. Algunos de los accidentes geográficos de este grupo han sido analizados previamente por otros autores. En particular, *Garvin et al., (2000)* estudiaron los accidentes geográficos que hemos llamados IC-04, IC-05, IC-08, IC-11 e IC-29, y nuestro estudio ratifica su interpretación como cráteres de impacto. De manera similar, *Fagan y Sakimoto, (2012)* examinaron 346 IC ubicados en toda la Zona Circumpolar en el rango de latitud 57-82°N. En este ámbito, estudiaron 9 Cráteres de Impacto que también están incluidos en esta Tesis donde se ha ampliado la

investigación a 30 IC, algunos de los cuales son significativamente menores a los estudios previos realizados.



. **Figura 5.15:** Fila superior: comparación de tres estructuras del mismo tamaño: CC-68, IC-06, y UC-01; representativas de los diferentes subgrupos de edificios con cráter: Tres paneles de la izquierda: imágenes orbitales. Panel de la derecha: comparación de los perfiles de altitud marcados en las imágenes orbitales. Los datos correspondientes a CC aparecen en verde, los de IC, en rojo, y los de UC, en amarillo. Puede observarse que los valores de UC en la zona central del edificio correspondiente al cráter ocupan valores intermedios entre los de CC e IC. Filas central e inferior: (b) Hco versus Dcr para todas las estructuras con cráter. (c) Idem para Hco versus Acr, (d) Hco versus Wcr, (e) A versus Acr. (f) Dcr versus Acr, y (g) Wcr versus Wco. Las estructuras UC ocupan situaciones intermedias en todos los gráficos.

6. Análisis de Edificios sin Cráter y Edificios Irregulares

6.1. Introducción

El grupo de accidentes geográficos sin evidencia de una característica similar a un cráter incluye 46 formaciones topográficas positivas. Sus rasgos morfométricos han movido a denominarlas de manera genérica como “Domos” debido a que estas formaciones están claramente elevadas sobre el terreno y presentan diversas formas, desde esféricas a elipsoidales, y de redondeadas a alargadas. Las Figuras 6.1, 6.2, 6.5, 6.6 proporcionan ejemplos representativos de imágenes y perfiles topográficos de este grupo de edificios que se divide en dos categorías: Domos con Picos (Peak Domes, PD) y Domos Simples (Simple Domes, SD).

Además de los Domos hay que considerar 25 estructuras irregulares caracterizadas por su gran tamaño y formas elipsoidales o ameboides que constituyen el grupo de estructuras irregulares (IS). Las Figuras 6.8, 6.9 y 6.10 ofrecen ejemplos de este tipo de edificios.

6.2. Edificios sin Cráter

6.2.1. Domos con Picos (PD)

Comprende 40 formaciones que se encuentran en Scandia.

- **Características:** Se caracterizan por tener una forma más empinada, con bases estrechas en comparación con su altura. Estas cúpulas destacan por su prominencia y perfil agudo.
- **Ejemplos:** Son estructuras onduladas y empinadas, con un pico, como PD-03, PD-05 y PD-06, o varios, como PD-04, pero sin cráteres, (Figura 6.1). Muchas de estas estructuras se asemejan a una forma cónica y, en algunos casos, pueden confundirse con CC.
- **Diferenciación:** Se diferencian de los CC porque los PD carecen de una depresión en la cumbre (es decir, cráter), tienen paredes más empinadas y sus áreas basales, con un valor promedio de 43.17 km², son más pequeñas que las de los CC cuyo promedio es de 75.92 km² (ver Tabla 6.1).
- **Parámetros:** Los promedios de Hco y Wco de los accidentes geográficos PD son de 0.253 km y 7.565 km, respectivamente. Tienen una relación Sco/Wco promedio de 0,78, ya que, ocasionalmente, muestran una forma

circular, por ejemplo: PD-03, PD-05 y PD-14, que aparece en la Figura 6.2.

- **Distribución:** Los PD pueden ocurrir como estructuras aisladas situadas cerca de Olympia Undae, por ejemplo, PD-03, o como puntos de referencia colocados entre otros pequeños accidentes geográficos, como sucede con PD-05 y PD-06.
- **Dificultad de identificación:** Debido a su forma y tamaño, pueden ser muy difíciles de identificar cuando están situados cerca de edificios grandes o con topografía muy irregular.

En la Figura 6.1 se describe el estudio del Domo con Picos, PD-14. En el panel superior izquierdo aparece la imagen del edificio, sobre el que se señalan los parámetros Wco y SCO . A su derecha, puede verse el plano de la estructura con sus pendientes. En la parte inferior se muestra el edificio en 3D en altitud, con su Hco . En la Figura 6.2 se presentan varios ejemplos de PD con sus perfiles de pendientes y elevación.

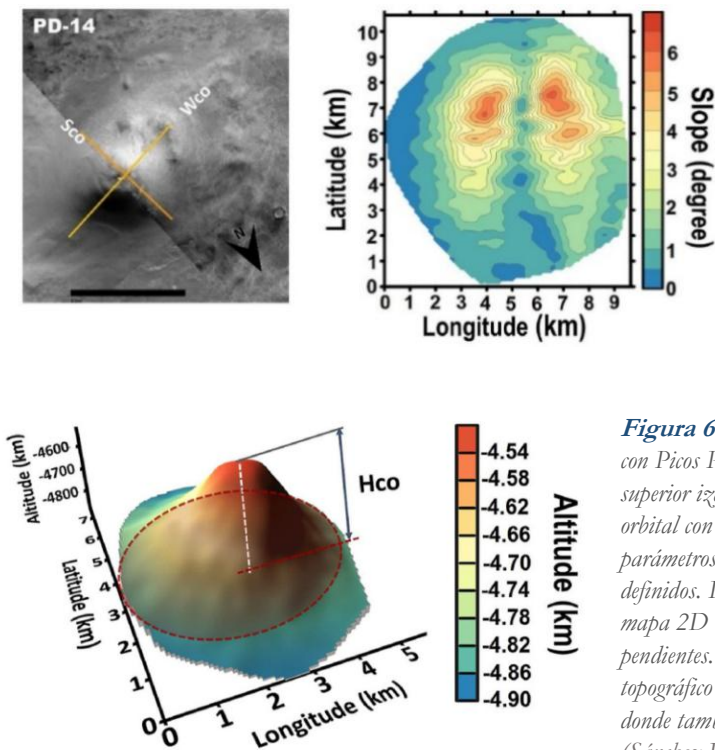


Figura 6.1: Estudio de Domos con Picos PD-14. Panel superior izquierdo: imagen orbital con los principales parámetros morfológicos definidos. Panel superior derecho: mapa 2D con curvas de pendientes. Panel inferior: mapa topográfico 3D de color-altitud donde también se marca Hco (Sánchez-Bayton et al., 2022a).

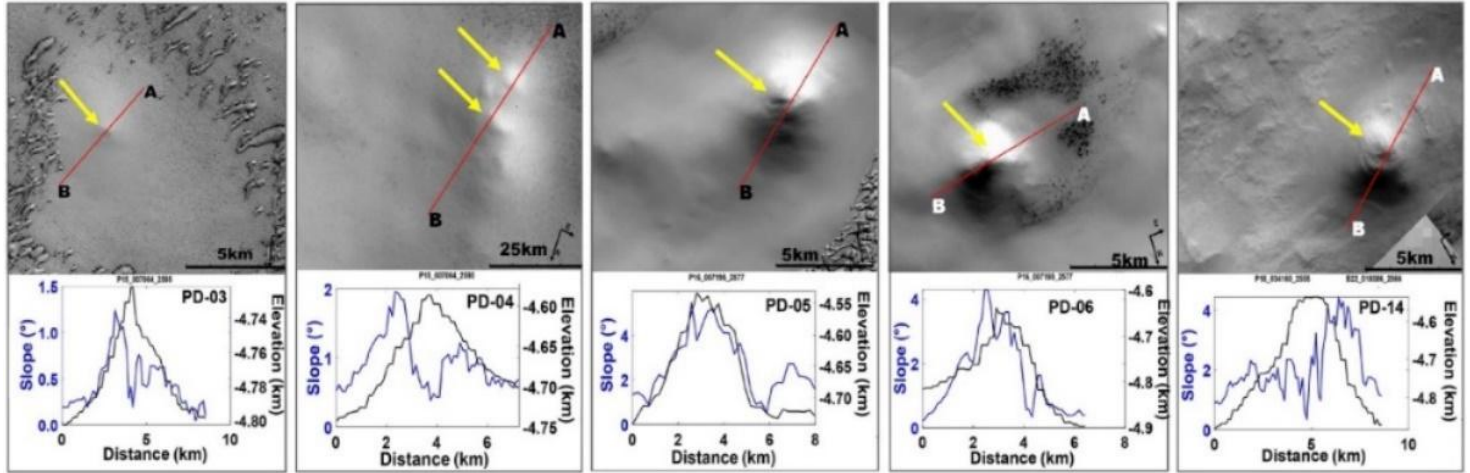


Figura 6.2: Ejemplos representativos del subgrupo de Domas con Picos. Las imágenes orbitales se muestran en la fila superior con el perfil de estudio marcado en rojo cuyos perfiles topográficos (negro) y de pendiente (azul) correspondientes se muestran en la fila inferior. Las flechas amarillas en las imágenes señalan los picos de las estructuras (Sánchez-Bayton et al., 2022a).

Tabla 6.1:

Nombre	Lat	Long	MxE (m)	MnE (m)	Dco(km)	Wco (km)	Sco(km)	A(km ²)	Hco
PD-01	78.943	176.568	-4625	-4942	0.317	18.000	17.000	318.600	0.317
PD-02	79.256	162.216	-4677	-4775	0.098	10.000	5.500	76.500	0.098
PD-03	79.119	169.301	-4719	-4823	0.104	17.000	11.000	102.200	0.104
PD-04	79.091	164.278	-4599	-4781	0.182	12.000	10.000	154.500	0.182
PD-05	76.324	221.992	-4465	-4784	0.319	5.800	5.000	28.100	0.319
PD-06	76.142	222.441	-4610	-4893	0.283	5.300	4.250	21.700	0.283
PD-07	75.958	222.7	-4683	-4845	0.162	7.500	5.700	37.900	0.162
PD-08	76.714	221.242	-4409	-4716	0.307	5.000	3.500	21.200	0.307
PD-09	77.047	219.719	-4454	-4682	0.228	5.500	5.000	17.300	0.228
PD-10	76.041	225.477	-4.525	-4825	0.3	5.000	4.600	24.900	0.300
PD-11	78.188	216.254	-4598	-4912	0.314	9.100	8.000	75.400	0.314
PD-12	78.913	210.671	-4616	-4857	0.241	5.000	3.500	15.600	0.241
PD-13	78.964	210.825	-4660	-4858	0.198	5.200	3.000	13.300	0.198
PD-14	76.549	208.433	-4531	-4925	0.394	8.900	8.400	66.600	0.394
PD-15	76.805	208.555	-4621	-4960	0.339	9.000	7.700	47.100	0.339
PD-16	77.264	209.338	-4781	-4915	0.134	7.800	7.300	31.400	0.134
PD-17	74.924	214.83	-4611	-4773	0.162	8.100	6.400	9.689	0.162
PD-18	74.766	215.261	-4727	-4850	0.123	5.000	5.600	19.446	0.123
PD-19	74.645	211.857	-4700	-4882	0.182	5.700	5.200	24.436	0.182
PD-20	74.54	212.263	-4681	-4843	0.162	5.800	5.100	17.18	0.162
PD-21	74.676	212.262	-4752	-4841	0.089	5.500	3.400	24.647	0.089
PD-22	75.064	209.847	-4.668	-4881	0.213	7.200	4.600	26.253	0.213
PD-23	75.034	210.453	-4748	-4866	0.118	5.400	4.400	18.388	0.118
PD-24	75.082	208.766	-4778	-4894	0.116	4.000	3.400	12.837	0.116
PD-25	75.274	207.842	-4830	-4922	0.092	3.400	2.400	13.089	0.092
PD-26	75.317	207.391	-4817	-4947	0.13	6.300	5.300	30.588	0.130
PD-27	75.211	209.325	-4805	-4899	0.094	4.500	3.200	20.478	0.094
PD-28	74.95	208.213	-4724	-4878	0.154	6.00	4.500	24.777	0.154
PD-29	72.232	219.192	-4530	-4813	0.283	7.300	5.800	47.503	0.283
PD-30	78.129	177.511	-4778	-4938	0.160	6.00	5.700	33.158	0.160
PD-31	77.767	194.584	-4349	-5021	0.672	14.500	8.000	57.519	0.672
PD-32	77.615	195.301	-4502	-4912	0.410	7.500	6.600	35.857	0.410
PD-33	77.415	190.502	-4272	-4789	0.517	7.100	6.500	29.540	0.517
PD-34	77.482	189.746	-4195	-4874	0.679	8.700	5.200	32.388	0.679
PD-35	77.423	193.747	-4481	-4931	0.450	7.500	5.500	28.504	0.450
PD-36	77.325	192.408	-4272	-4888	0.616	11.700	8.200	45.722	0.616
PD-37	76.074	190.813	-4768	-4846	0.078	6.00	4.500	21.665	0.078
PD-38	72.938	222.816	-4339	-4562	0.223	5.800	4.000	14.121	0.223
PD-39	72.774	222.533	-4360	-4575	0.215	8.400	7.400	50.520	0.215
PD-40	73.244	221.563	-4407	-4677	0.270	8.500	4.800	36.311	0.270

Tabla 6.1: Lista de los parámetros morfométricos de los Domos con Picos.

Se ha realizado un análisis de los 40 edificios PD con el radar SHARAD obteniéndose los siguientes resultados:

- Solo se puede observar y medir el 20% de los edificios. La mayoría de ellos están situados cerca de Olympia Undae, o separados de edificios grandes. Para ser estudiados, su diámetro debe superar 6 km. En este caso hay varios edificios como por ejemplo (PD-11, PD-32) cerca de Dokka con buena cobertura, pero no se pueden ver ni medir porque están apantallados por Dokka o por la topografía que los rodea (PD-38).
- En otro 15% de los casos es posible ver las estructuras, pero no medirlas. En los radargramas se observan las pendientes de los laterales de los edificios, pero no la parte central, y solo con los cluttergramas se puede distinguir la forma del edificio.
- El 65% de los edificios presentan muy poca cobertura; ni se ven ni se pueden medir. Esto es debido al pequeño tamaño de los edificios y la ausencia de radargramas que los sobrevuelan, cuyo número disminuye con la latitud y la topografía circundante que puede hacer que sea imposible que se distingan

• **Características de los edificios:**

-Presentan estructuras en columna finalizadas en picos. Se observan claramente las pendientes, siendo la zona final más confusa, y marcándose más el último pico del edificio.

-Todos los cluttergramas presentan edificios en forma de cono muy picudo.

En la Tabla 6.2 se presenta un resumen del estudio. En la primera columna se nombran los edificios; en la segunda se indica si son visibles o no, y en la tercera, si se puede medir o no. En estas dos últimas columnas el check indica una respuesta afirmativa y la X, negativa. La cuarta columna señala el rango de variación del diámetro de los edificios, y la última, las características más significativas.

PD	Visible	Medido	Diámetro	Características
1,2,3,4, 12,13,14, 31	✓	✓	6-23km	Estos edificios se pueden ver y medir.

15, 20, 28, 30, 32, 38	✓	X	5-6 km	Pequeño tamaño y baja cobertura en radares. Se pueden vislumbrar, pero por tamaño, topografía o cobertura, no se pueden medir.
5,6,7,8,9,10, 11, 16, 17, 18, 19, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 29, 33, 34, 35, 36, 37, 39, 40	X	X	4-10 km	No se pueden ver ni medir. Causas: Poca cobertura, tamaño, topografía y apantallamiento por cercanía a edificios grandes.

Tabla 6.2: Domas con Picos: características y aplicabilidad del radar SHARAD. Primera columna: identificación de la estructura. Segunda columna: visualización (✓) o no (X) de los edificios por el radar. Tercera columna: misma notación para la posibilidad de medida. Cuarta columna: rango de diámetro de los cráteres. Quinta columna: principales características.

Se presenta un ejemplo en la Figura 6.3, donde se muestra el PD-01, el radargrama S-02537901 y su cluttergrama con la línea de perfil señalada sobre la imagen CTX. Los resultados se muestran en un perfil elevación y distancia: en rojo los datos de radar y en azul los DTMs de MOLA.

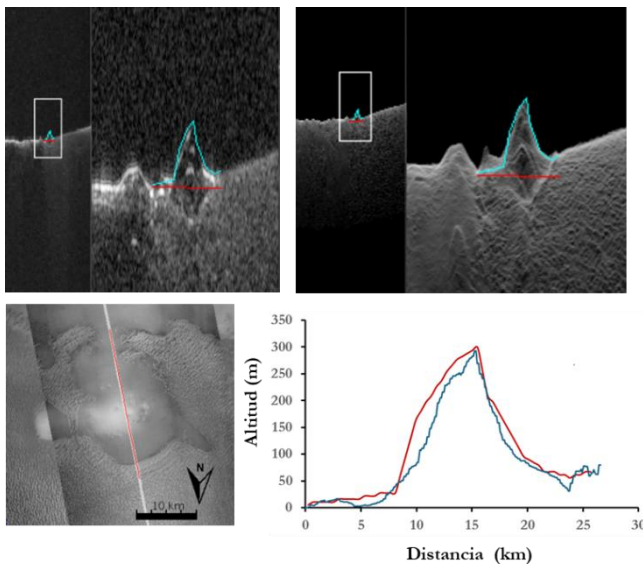


Figura 6.3: Estudio de PD-01. Panel Superior izquierda: radargrama S_02537901 con líneas de perfiles marcados superior e inferior sobre zoom de la cuadrícula blanca. Derecha: ídem en cluttergrama. Panel Inferior Izquierda: imagen del edificio con línea de perfil topográfico. Derecha: perfil del radargrama calculado con coeficiente 1 (rojo); perfil topográfico calculado con DTM MOLA (azul).

Como se muestra en el ejemplo de la Figura 6.4, del estudio del PD-14 con dos órbitas que lo sobrevuelan se pueden observar diferentes vistas y comprobar que:

- En la primera se ve bien toda la forma del edificio.
- En la central solo se observa bien las pendientes del edificio.
- En la derecha se visualizan más los contornos.

De ahí la importancia de disponer de suficientes órbitas, algo que debido al tamaño y localización de estos edificios no es posible en la mayoría de los casos

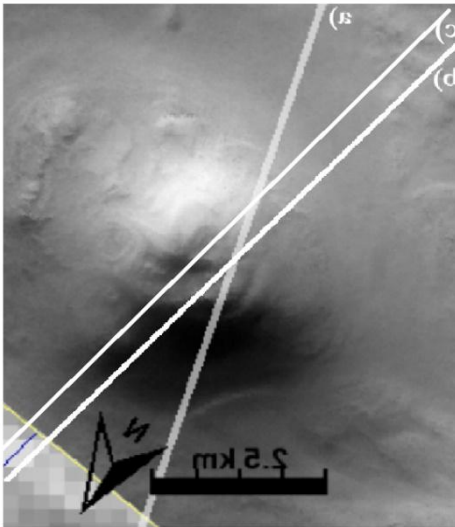
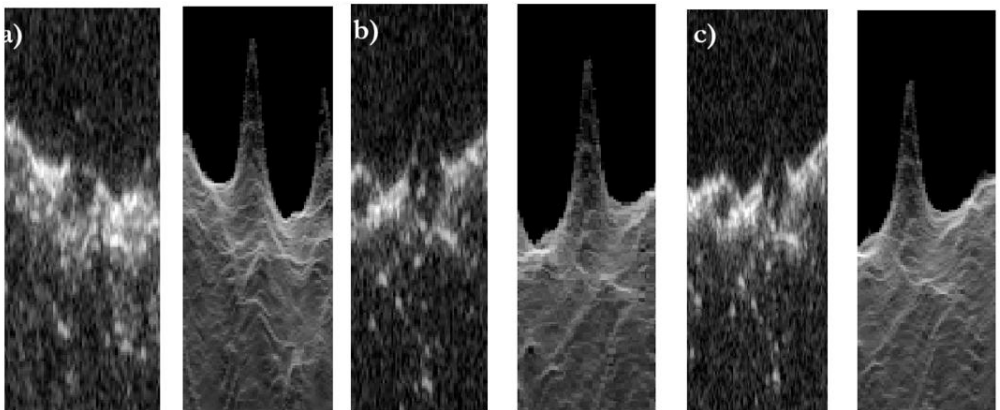


Figura 6.4: Diferentes perfiles separan de la estructura diferentes perfiles del radargrama de la misma estructura PD-14. Imagen superior: Imagen CTX de PD-14 con perfiles a) b), y c). Parte inferior: radargrama y cluttergrama de a), b) y c) respectivamente.



6.2.2. Domos Simples (SD)

Son 6 estructuras que tienen menor altura que los Domos con Picos. Su parte superior posee una forma de cúpula sin características notables y está rodeada por una estructura en forma de semi-arco. Esta característica es más baja que el terreno circundante y se asemeja a una semicircunferencia que rodea la estructura principal (Figura 6.5).

- **Ubicación:** Localizadas exclusivamente en Olympia Undae.
- **Características:**
 - Alturas bajas-medias con una parte superior de forma de domo sin rasgos de topografía destacables en su cima.
 - Asimetría característica, con un borde inferior hacia el suroeste y un borde más alto en el noreste en todos los perfiles transversales (ver área de sombra rosa y perfiles de pendiente en la Figura 6.6).
 - Son los accidentes geográficos más pequeños de Olympia Undae en nuestro conjunto de estructuras.
 - Forma basal predominantemente circular, aunque parte de su estructura está cubierta por dunas y solo es visible una zona en forma de arco (Figura 6.5).
 - Zanja circundante con una profundidad promedio de 100 m, observable en SD-02, SD-03, SD-04 y SD-05, ocupando la mitad del perímetro del accidente geográfico.
- **Distribución:** Los 6 accidentes geográficos (Figura 6.5), siguen una alineación longitudinal cerca de los 80° de latitud en Olympia Undae, como se verá en la Figura 6.16.
- **Tamaño:** El subgrupo SD contiene los accidentes geográficos más pequeños de Olympia Undae y su área varía entre 39.30 km² (SD-04 y SD-05) y 126,69 km² (SD-01) con un promedio de 70.09 km² (ver Tabla 6.3).
- **Parámetros:** Los promedios de Hco y Wco son 0.220 km y 8.794 km, respectivamente.
- **Dificultad de Identificación:** Este tipo de estructuras no han sido localizadas en Scandia ya que son difíciles de identificar en terrenos tan accidentados que contienen un gran número de accidentes geográficos que pueden ocultar estas pequeñas estructuras.

Tabla 6.3:

Nombre	Lat	Long	MxE (m)	MnE (m)	Dco(km)	Wco(km)	Sco(km)	A (km ²)	Hco
SD-01	80.129	172.222	-4494	-4687	0.193	14.000	10.750	126.690	0.193
SD-02	79.794	198.048	-4470	-4644	0.174	8.300	6.780	58.940	0.174
SD-03	79.873	193.069	-4341	-4710	0.369	8.000	6.000	72.710	0.369
SD-04-05	79.792	189.053	-4476	-4619	0.143	5.400/4.333	4.280/3.680	39.300	0.143
SD-06	79.549	181.950	-4527	-4750	0.223	8.770	5.660	52.810	0.223

Tabla 6.3: Listado de los parámetros morfométricos de Domos Simples.

La Figura 6.5 muestra el SD-03 que es un ejemplo representativo del subgrupo SD. En ella puede verse:

- Panel izquierdo: Imagen orbital del edificio con los principales parámetros morfológicos marcados sobre ella.
- Panel central: Mapa 2D de las pendientes.
- Panel derecho: Mapa topográfico 3D de altitud donde también se indica Hco

En la Figura 6.6 se pueden ver todos los edificios SD del estudio, donde, marcado en rosa, se indica la zona de depresión en forma de semi-arco que rodea a todos los edificios, así como un perfil que los cruza marcados en rojo. Bajo ellos, aparece el análisis de este perfil, tanto en altimetría (negro) como en pendientes (azul).

Se puede comprobar las características comunes que presentan, así como su distribución parcialmente enterrada entre el mar de dunas que las rodea.

El estudio de estas estructuras con respecto a las dunas que las rodean y los vientos, así como su efecto sobre ellas se puede consultar en el AnexoII.

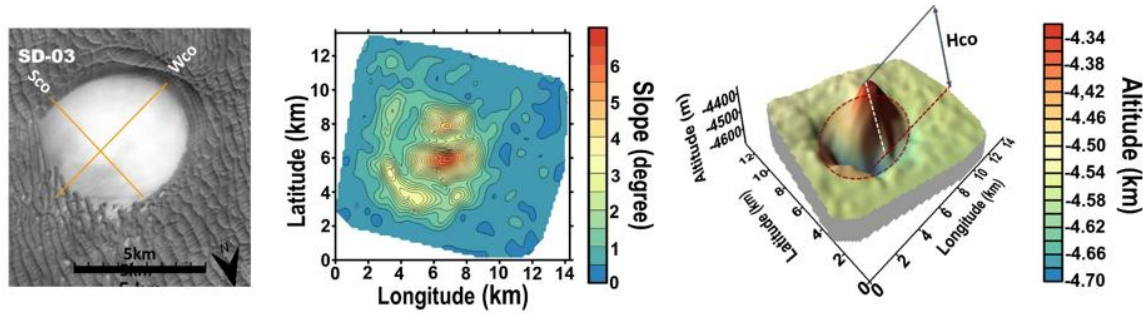


Figura 6.5: Ejemplo del subgrupo de Domas Simples. (a) Imagen orbital del relieve con los principales parámetros morfológicos definidos. (b) Mapa 2D de pendientes. (c) Mapa topográfico 3D de color-altitud, en el que se indica el parámetro Hco. (Sánchez-Bayton et al., 2022a).

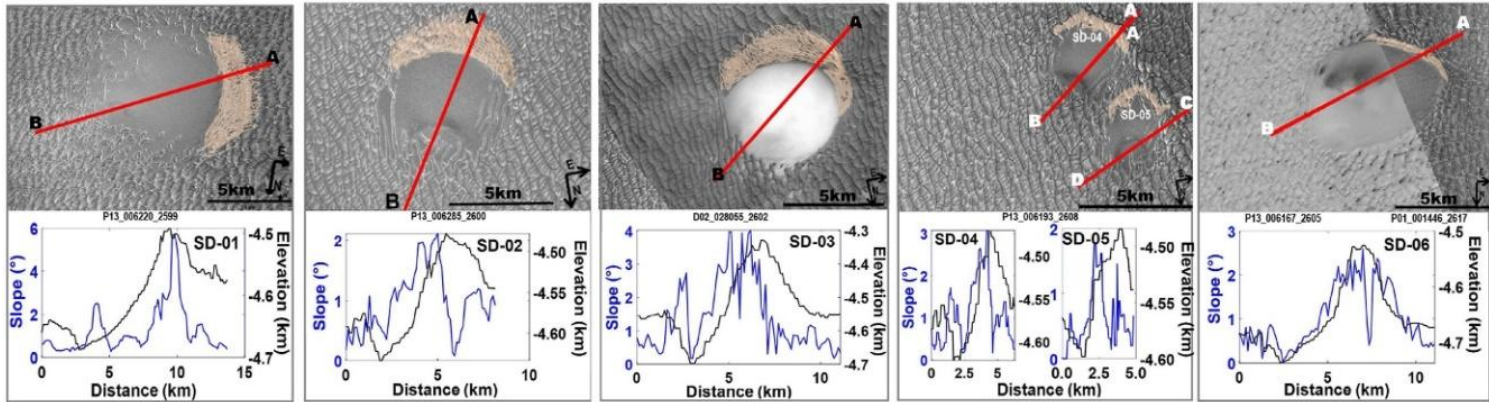


Figura 6.6: Subgrupo de Domas Simples (SD). Las imágenes orbitales se muestran en la fila superior y en la inferior los perfiles topográficos (negro) y de pendiente (azul) correspondientes a la línea roja marcada sobre las imágenes representadas. La parte sombreada en rosa muestra las zonas de hundimiento alrededor de los edificios (Sánchez-Bayton et al., 2022a).

El estudio de estas estructuras con el radar SHARAD es más limitado que en los subgrupos anteriores porque, debido al tamaño de los edificios y a la mala cobertura del radar, solo 2 de los 6 edificios, SD-01 y SD-02, pueden ser observados y medidos.

Estas dos estructuras tienen forma puntiaguda y uno de sus lados se encuentra por debajo del terreno circundante formando una pequeña cuenca. Esta última se puede apreciar en la Figura 6.7 que corresponde a SD-02. Junto con el radargrama S_00267202 (panel superior izquierdo) y su clutterograma (panel superior derecho), se incluye la imagen CTX con línea sobrepuesta (Panel inferior izquierdo). Los resultados para esta línea se presentan en un perfil elevación-distancia: en rojo los datos de radar y en azul los DTM MOLA.

Como se aprecia muy bien en el radar, hay una zona de hundimiento. Debido a su localización y características, este tipo de zonas podrían ser interesantes para estudiar posibles salmueras, que encierran gran interés por la posibilidad de albergar gotas de agua líquida (Rivera-Valentín et al., 2020).

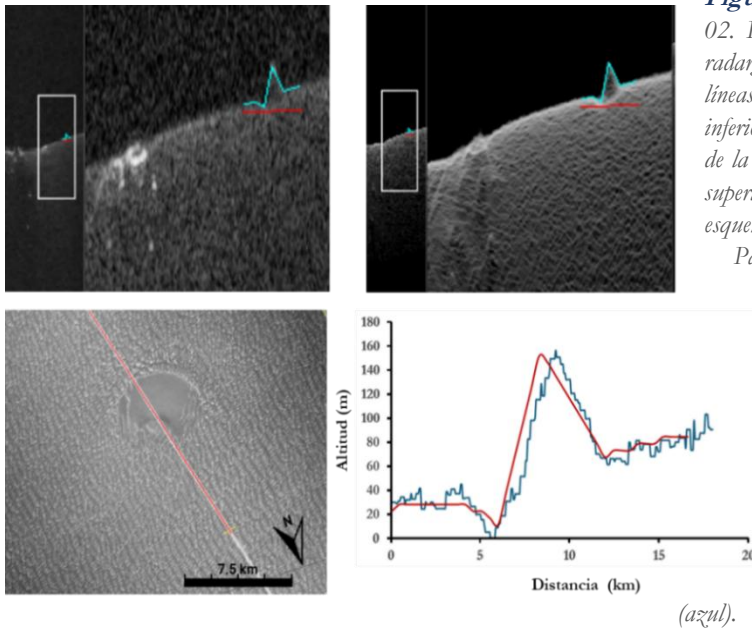


Figura 6.7: Estudio de SD-02. Panel superior izquierdo: radargrama S_00267202 con líneas de perfiles superior e inferior marcadas sobre el zoom de la cuadrícula blanca. Panel superior derecho: mismo esquema para el cluttergrama.

Panel inferior izquierdo: imagen del edificio con línea del perfil topográfico. Panel inferior derecho: perfil del radargrama calculado con coeficiente dieléctrico de 1 (rojo) y perfil topográfico calculado con DTM MOLA

(azul).

6.3. Estructuras Irregulares (IS)

Las estructuras irregulares comprenden un grupo mixto caracterizado por su gran tamaño y formas elipsoidales o de ameba. Generalmente poseen una topografía irregular con un pico mayor en el centro. Algunas presentan una elevación global, otras tienen un perfil más en pico, y un grupo más reducido muestra una elevación en sus bordes acompañada de una depresión central. Estas formaciones se encuentran tanto en Scandia como en Olympia Undae, abarcando un total de 25 estructuras estudiadas. Están compuestas por un grupo de subestructuras consideradas como elementos de un relieve más grande en lugar de estructuras individuales. Este enfoque da lugar a formaciones que se identifican claramente como una unidad topográfica más grande que contiene las subestructuras. Como ya se ha comentado en el Capítulo 2, han sido identificadas como tholis por *Tanaka et al., (2003)*. Cinco de estos 25 accidentes geográficos se encuentran en Olympia Undae (IS 01-05) y el resto en Scandia (IS 06-25).

Tamaño y Complejidad:

Estos accidentes geográficos son las estructuras más grandes analizadas en este estudio y su nombre es debido a sus formas muy irregulares y subestructuras complejas. Como ejemplo, la figura 6.8 presenta el estudio de IS-06. Igual que en los casos anteriores, se incluyen la imagen orbital del edificio con los principales parámetros morfológicos marcados sobre ella, el mapa 2D de las pendientes y el mapa topográfico 3D de altitud. A su vez la Figura 6.9 presenta 5 accidentes geográficos de este grupo, el mapa de pendientes y la imagen 3D de cada uno de ellos. Los IS se pueden identificar como una sola estructura que ocupa toda el área basal (Figura 6.9), compuesta por varios accidentes geográficos de subunidades pequeñas (*Tanaka et al., 2003*). Estas pequeñas formaciones pueden ser estructuras con cráter y sin cráter, incluidos montículos, cráteres de impacto y estructuras con picos, con gran variabilidad de tamaño y forma.

Dimensiones:

- **Área Basal:** El área basal de los IS varía entre 152.24 y 3698.85 km², con un promedio de 986.85 km² (ver Tabla 6.4). Estos valores confirman que son las estructuras más grandes de nuestro conjunto de muestras.

Capítulo 6: Análisis de edificios sin cráter y Mixtos

- **Diámetro Basal:** El diámetro basal más largo, W_{co} , tiene un promedio de 34.176 km.
- **Altura:** La altura (H_{co}) promedio de estas estructuras es de 0.402 km.
- **Relación de Alargamiento:** Esta relación, dada por el cociente entre el diámetro más corto y más largo de cada edificio, (S_{co}/W_{co}), tiene un valor medio de 0.76.

Nomb re	Lat	Long	MxE (m)	MnE (m)	Dco(km)	Wco(km)	Sco(km)	A(km ²)	Hco
IS-01	79.265	205.976	-4436	-4859	0.423	31.000	24.300	542.130	0.423
IS-02	79.270	211.95	-4422	-4950	0.528	19.800	19.350	293.980	0.528
IS-03	78.729	202.853	-4517	-4875	0.358	19.700	16.300	630.340	0.358
IS-04	78.993	197.751	-4569	-4879	0.310	30.100	23.000	450.320	0.310
IS-05	79.577	218.972	-4513	-4828	0.315	32.700	30.000	168.350	0.315
IS-06	73.311	215.996	-4459	-4868	0.409	22.100	15.200	702.103	0.409
IS-07	72.733	207.066	-4435	-4861	0.426	49.500	42.600	1959.514	0.426
IS-08	73.431	202.605	-4457	-4857	0.400	39.300	28.500	1043.282	0.400
IS-09	74.037	203.133	-4292	-4884	0.592	35.200	25.300	986.403	0.592
IS-10	74.963	204.707	-4702	-4925	0.223	29.900	25.100	654.562	0.223
IS-11	74.702	206.039	-4.619	-4889	0.270	14.700	7.700	152.237	0.270
IS-12	75.938	205.621	-4438	-4925	0.487	53.700	30.700	1334.05	0.487
IS-13	74.087	196.481	-4421	-4899	0.478	14.900	14.400	947.108	0.478
IS-14	73.513	207.79	-4467	-4834	0.367	46.300	27.100	1433.697	0.367
IS-15	72.523	209.135	-4515	-4845	0.330	25.300	17.000	481.364	0.330
IS-16	72.414	211.292	-4410	-4759	0.349	26.800	19.500	513.808	0.349
IS-17	73.057	211.31	-4483	-4868	0.385	51.600	40.300	1573.317	0.385
IS-18	72.438	213.556	-4381	-4846	0.465	18.500	15.400	249.504	0.465
IS-19	75.430	203.032	-4580	-4872	0.292	27.600	15.300	498.993	0.292
IS-20	74.520	209.196	-4388	-4921	0.533	44.900	28.700	1805.937	0.533
IS-21	76.301	160.63	-4530	-4748	0.218	14.000	13.800	171.205	0.218
IS-22	74.775	192.821	-4550	-4921	0.371	44.300	26.500	1301.324	0.371
IS-23	75.668	215.404	-4.554	-5045	0.491	46.400	45.000	1.628.703	0.491
IS-24	75.668	215.404	-4426	-4993	0.567	68.500	43.800	3698.845	0.567
IS-25	76.322	203.971	-4599	-5063	0.464	47.600	35.500	1450.116	0.464

Tabla 6.4: Parámetros Morfométricos de Estructuras Irregulares.

Comparabilidad:

La altura y las dimensiones de estas formaciones son similares tanto en Olympia Undae como en Scandia, lo que sugiere una consistencia en la formación de estas estructuras en diferentes ubicaciones.

En las siguientes Figuras 6.8, 6.9, 6.10 y 6.11 se muestra el análisis realizado a estas complejas estructuras (*Sánchez-Bayton et al., 2022a, 2022b*)

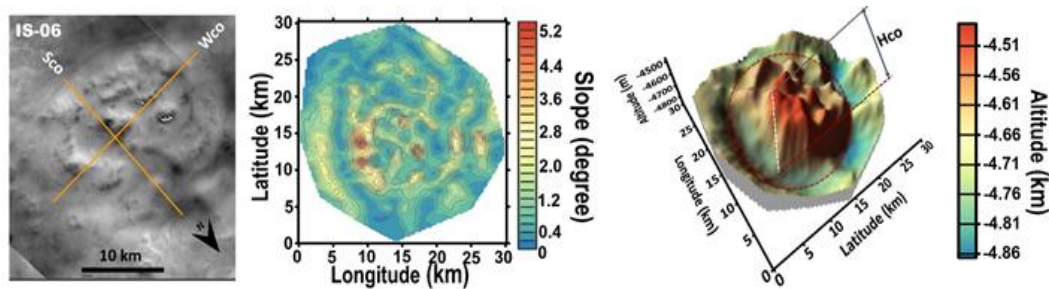


Figura 6.8: Ejemplos representativos de Estructuras Irregulares (IS). Izquierda: imagen orbital del relieve con los principales parámetros morfológicos definidos. Centro: mapa 2D de la estructura mezclada de pendientes. Derecha: mapa topográfico 3D de color-altitud donde también se marcan varios parámetros morfológicos (Sánchez-Bayton et al., 2022a).

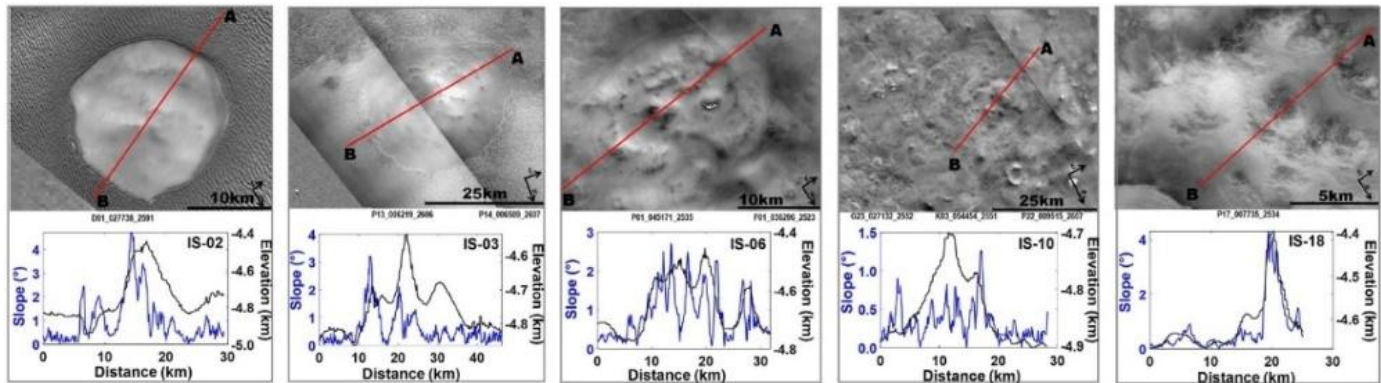


Figura 6.9: Ejemplos representativos de Estructuras Irregulares (IS). Las imágenes orbitales se muestran en la fila superior con la línea del perfil marcada en rojo. Los resultados se muestran en la fila inferior, los topográficos en negro y las pendientes en azul (Sánchez-Bayton et al., 2022a).

Por último, las Figuras 6.10 y 6.11 ofrecen dos ejemplos más completos, con imagen 3D y dos perfiles cruzados cuyos resultados se muestran en dos paneles, abajo a la izquierda. En ambos casos, el panel superior corresponde a los datos de altimetría y el inferior a las pendientes. Sus colores coinciden con los de los perfiles que muestran.

En ellos se comprueba:

La diferencia de los perfiles según el plano elegido, que pone de manifiesto la complejidad de las estructuras.

Las características fundamentales de este subgrupo: estructura muy complicada con irregularidades de relieve en forma de pequeños picos en su interior y elevación sobre el terreno circundante

La forma elipsoidal o de ameba

La gran extensión que ocupan y la notable diferencia entre el diámetro más largo, W_{co} , y el más corto, S_{co} , que modela su forma, si bien, algunas formaciones ofrecen un aspecto más circular.

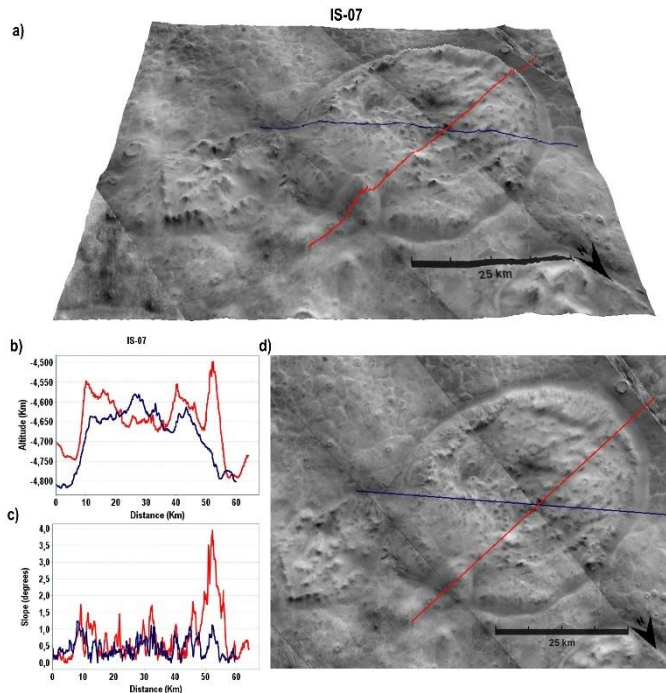


Figura 6.10: Estudio de IS-07. Se pueden ver las imágenes 3D (a) y 2D (d) en las que se observa claramente la forma ovalada del IS y las estructuras individuales que se encuentran en su interior. El panel (b) presenta los perfiles de altitud y el (c) los de pendientes que corresponden a los perfiles marcados en las figuras de los paneles (a) y (d). (Sánchez-Bayton et al., 2022b).

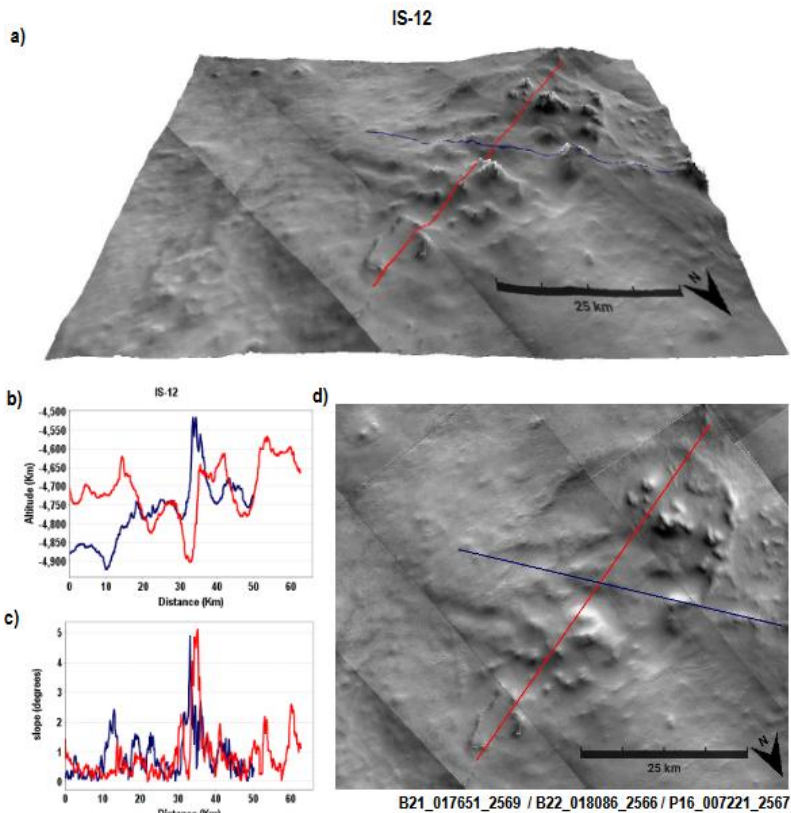


Figura: 6.11: Estudio del IS-12. Se pueden ver las imágenes 3D (a) y 2D (d) en las que se observa claramente la forma ovalada del IS y las estructuras individuales que se encuentran en su interior. El panel (b) presenta los perfiles de altitud y el (c) los de pendientes que corresponden a los perfiles marcados en las figuras de los paneles (a) y (d). (Sánchez-Bayton et al., 2022b).

Como con los otros subgrupos, el estudio progresa con el análisis de los 25 edificios utilizando los radargramas SHARAD. Al ser estas estructuras, en promedio, las más grandes del estudio, todas han podido ser observadas y analizadas por el radar, pero como en casos precedentes, la latitud y el tamaño de la estructura van a ser determinantes a la hora de disponer de datos.

Como se observa en el ejemplo de la Figura 6.12, que discute las características del IS-15, las trayectorias de la sonda MRO que generan los radargramas (líneas azules) que cruzan los edificios tienen en general direcciones similares, lo que impide tomar medidas en direcciones transversales o perpendiculares. Además, existen vacíos de trayectorias. Por tanto, la estructura no puede ser estudiada con SHARAD en toda su extensión.

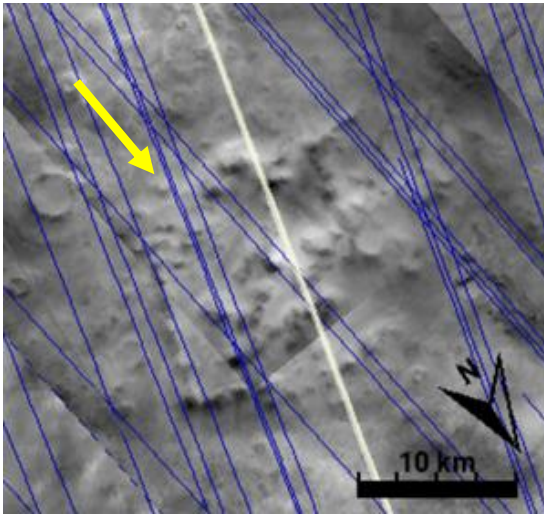


Figura 6.12: Ejemplo de cruce de órbitas generadoras de radargramas sobre la estructura IS-15 del subgrupo de Estructuras Irregulares.

Una vez analizados los 25 edificios, se han podido estudiar unas características que se repiten por grupos. Los resultados se presentan en la Tabla 6.5.

IS	Características
1, 4, 5, 7, 8, 9, 12, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 25	Presentan forma de elevación con múltiples picos que se reflejan, tanto en el radargrama como en el cluttergrama.
2, 10, 11, 13	Tienen forma cilíndrica o cónica
6, 23	Presentan la misma estructura de picos, pero están dentro de una depresión.
14, 24	La estructura en pico presenta una depresión central y elevación en su contorno.

Tabla 6.5: Estudio de las Estructuras Irregulares: Primera columna: identificación de IS. Segunda: principales características.

En la Figura 6.13 puede apreciarse que la formación IS-07 es una plataforma que se eleva sobre el terreno circundante, con los bordes más marcados y una disminución en el centro, para volver a recuperar la altura previa. La elevación continúa en todo el edificio.

Dibujar los contornos tan picudos en el radargrama es muy complejo porque debido a las reflexiones no quedan claros. Pero “sí”, claramente, la forma y la elevación.

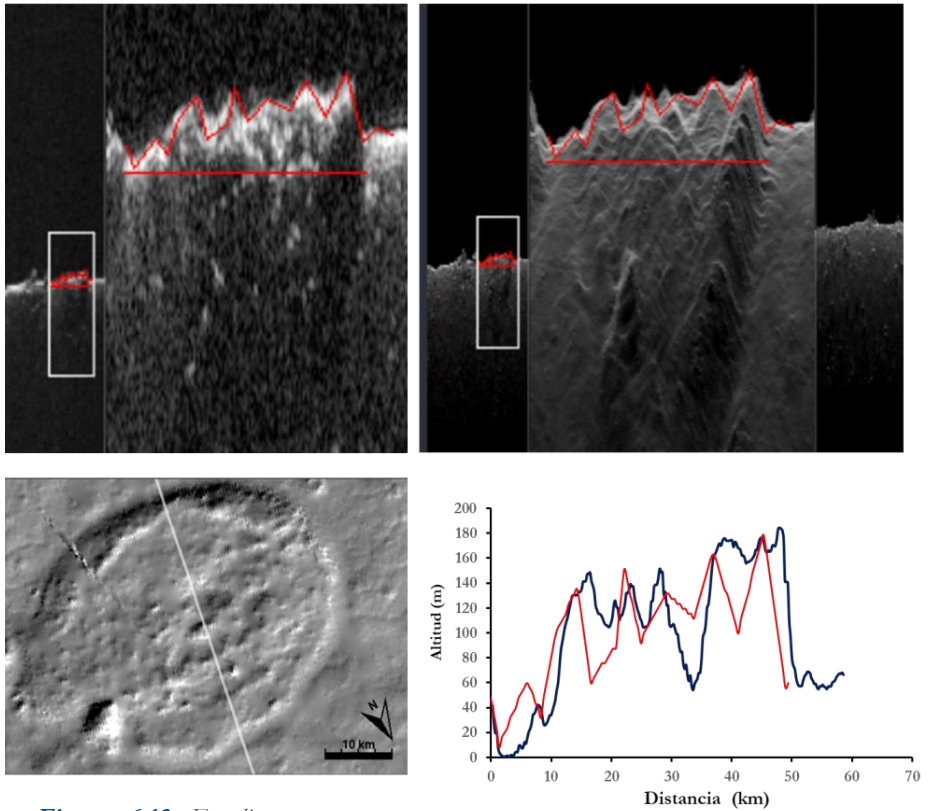


Figura 6.13: Estudio de IS-07. Panel superior izquierdo: radargrama S_06069901 con líneas de perfiles superior e inferior marcadas sobre el zoom de la cuadrícula blanca. Panel superior derecho: mismo esquema para el cluttergrama. Panel inferior izquierdo: imagen del edificio con la línea del perfil topográfico incluida. Panel inferior derecho: perfil del radargrama obtenido con coeficiente dieléctrico 2 (rojo); y perfil topográfico calculado con DTM MOLA (azul)

En la Figura 6.14 se muestran los otros tres tipos de perfiles de radares para este tipo de estructuras, en concreto IS-06, IS-11 y IS-14.

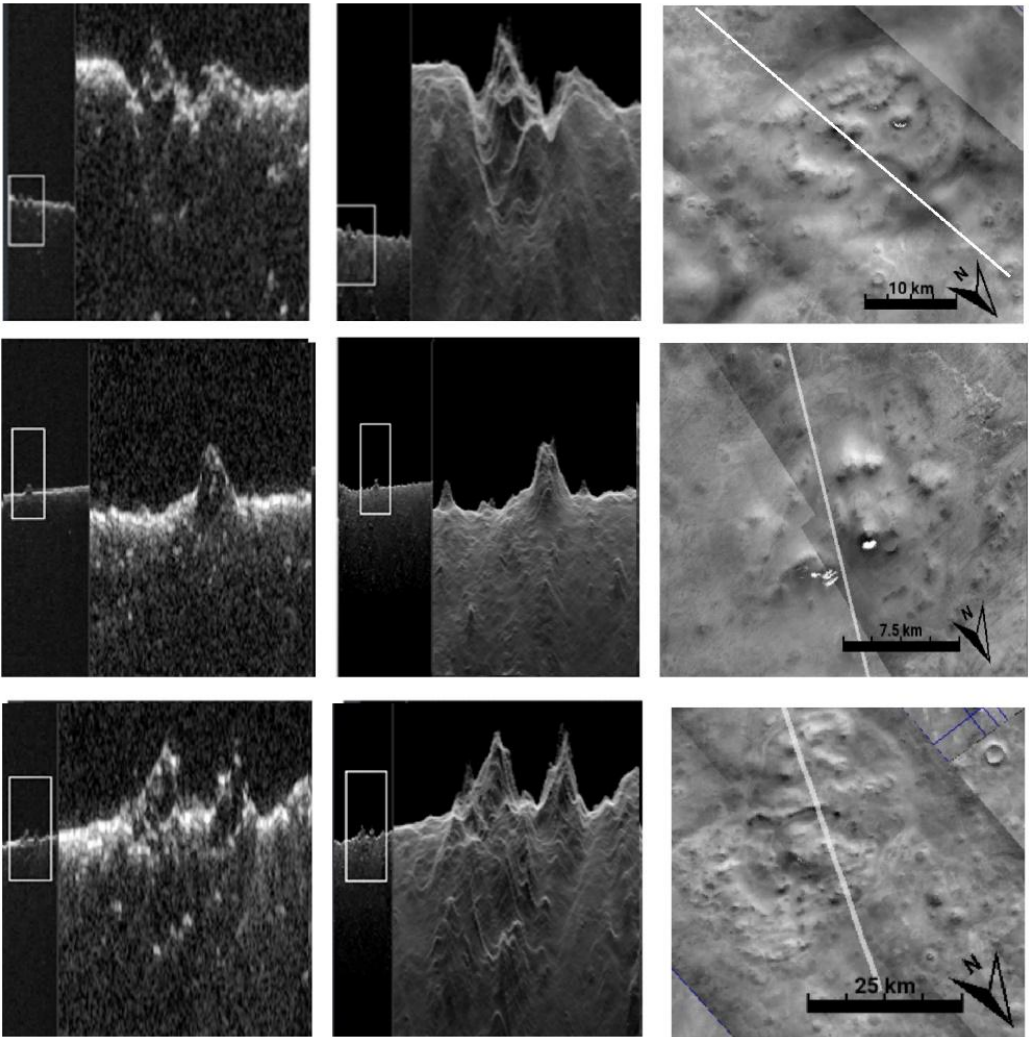


Figura 6.14: Columna izquierda: de arriba abajo radargramas *S_01845501*, *S_01056402* y *S_06069901* de IS-06, IS-11 y IS-14, respectivamente. Columna central: cluttergramas correspondientes. Columna derecha: imágenes CTX respectivas, con perfil superpuesto.

En IS-06, fila superior, se puede apreciar claramente el edificio metido dentro de una depresión, con su zona de influencia por debajo de la de referencia. En IS-11, la fila central muestra el perfil típico de los IS con forma cónica, mientras que en la fila inferior del IS-14 se observa una estructura en pico con una clara depresión central y elevación en su contorno.

6.4. Comparación entre los subgrupos PD, SD y el grupo IS

Se presenta una comparación de características de las estructuras sin cráter con las estructuras irregulares. Se ha realizado un análisis de sus principales parámetros en el que se aprecia la distribución y características de los grupos. Los resultados pueden verse en la Figura 6.15 donde se muestran de forma conjunta para facilitar su visualización y comparación. Los resultados se distinguen con puntos de diferentes colores: púrpura para PD, rosa para SD y azul para IS:

El panel (a) muestra la relación Wco-Sco en las tres categorías, que es lineal para cada uno de ellos, lo que indica que en los tres casos sus bases son casi circulares. La distribución en la gráfica destaca el mayor tamaño de los accidentes geográficos IS y el más pequeño de los PD, con los SD ocupando una posición intermedia. Esta distribución también se observa en el panel (b).

El panel (b) representa la altura (Hco) frente al área basal (A), mostrando que los Domo con Picos son los más altos y los Simples los más bajos. Los IS tienen un diámetro 2-3 veces mayor que los PD y los SD, y alturas más pequeñas que los PD más altos, pero mayores que los SD. Esta figura también indica que los valores medios de los PD son similares a los de los SD y los IS. La principal diferencia es su área basal más pequeña.

El panel (c) muestra los perfiles topográficos de estructuras representativas de cada una de estas categorías. El contraste del perfil IS (azul) con los del grupo sin cráter revela la alta complejidad que este tipo de edificios puede alcanzar.

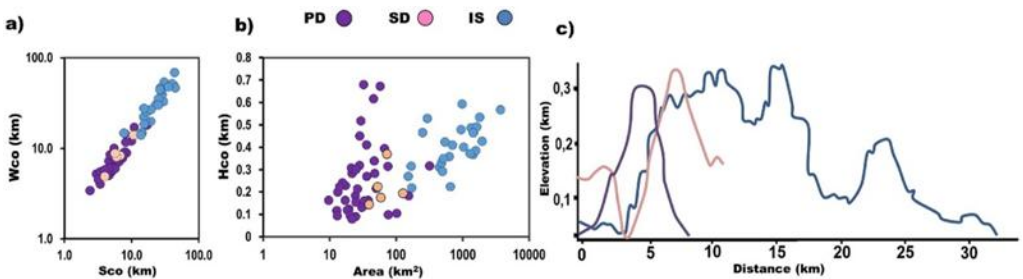


Figura 6.15: Comparación de Edificios sin Cráter y Estructuras Irregulares. (a) Wco versus Sco para estos dos grupos; (b) Lo mismo para Hco versus Área, y (c) Comparación de perfiles de elevación con distancia de tres accidentes geográficos característicos pertenecientes a estas categorías: PD-14, SD-03 e IS-06.

6.5. Conclusiones

El análisis revela que las estructuras seleccionadas exhiben una diversidad significativa en términos de naturaleza, tamaño, forma y distribución geográfica, que subraya la complejidad y la riqueza de las formaciones geológicas en Olympia Undae y Scandia, y proporciona un mejor conocimiento de la zona y de los edificios presentes en ella, de los que las 200 estructuras estudiadas son una muestra representativa.

La diversidad en tamaño y forma se pone de manifiesto al comparar los parámetros morfométricos básicos de las seis categorías diferentes y sus rangos de variación (Tabla 6.6). Los accidentes geográficos con cráteres tienen la mayor dispersión en tamaño, especialmente los cráteres de impacto, IC, en los que el diámetro del cráter varía entre 0.013 y 1.340 km con un valor medio de 0.194 km. Los edificios irregulares, IS, son los más grandes y su área alcanza un valor medio de 986.848 km² mientras que el de los domos con picos, PD, es 43.17 km². Como puede verse en las figuras 6.2 y 6.9, estos dos grupos presentan la mayor diversidad morfológica. Los PD se caracterizan por tener la dimensión horizontal media más baja, 7.565 km, en fuerte contraste con los 34.176 km de los IS. Estos valores para los conos con cráter, CC, y los domos simples, SD, son también pequeños: 7.989 y 8.794 km, respectivamente. En cambio, los domos son los edificios con más dimensión vertical media. Es importante señalar que el verdadero tamaño de algunas estructuras, especialmente las de Olympia Undae, todos los SD y algunas IS, podría ser mayor debido a que pueden estar parcialmente enterradas.

En la Tabla 6.6 se muestran los valores medios de los principales parámetros para cada uno de los seis grupos. El resto de los valores estadísticos está disponible, junto con las imágenes de los 200 edificios, en el Anexo y en los artículos Sánchez-Bayton et al., (2022 a, b) *Sánchez-Bayton et al., (2022 a, b)*

	CC	IC	UC	PD	SD	IS
Total number	87	30	12	40	6	25
ΔD_{cr} (km)	0.002–0.153	0.013–1.340	0.016–0.204	n/a	n/a	n/a
$\overline{D_{cr}}$ (km)	0.026	0.194	0.075	n/a	n/a	n/a
ΔH_{co} (km)	0.029–0.568	0.058–0.496	0.042–0.445	0.078–0.679	0.143–0.369	0.218–0.592
$\overline{H_{co}}$ (km)	0.167	0.162	0,171	0.253	0.220	0.402
H_{co}/D_{cr}	12.87	1.495	3.336	n/a	n/a	n/a
$\overline{W_{cr}}$ (km)	2.606	8.772	5.258	n/a	n/a	n/a
$\overline{S_{cr}}$ (km)	2.314	8.438	4.850	n/a	n/a	n/a
$\overline{W_{co}}$ (km)	7.989	21.904	13.742	7.565	8.794	34.176
W_{cr}/W_{co}	0.336	0.474	0.431	n/a	n/a	n/a
S_{cr}/W_{cr}	0,88	~1	0,92	n/a	n/a	n/a
S_{co}/W_{co}	0.835	0.959	0.833	0.781	0.768	0.756
ΔA_{cr} (km ²)	0.13–24.97	7.44–354.15	2.670–55.780	n/a	n/a	n/a
$\overline{A_{cr}}$ (km ²)	5.612	76.301	20.009	n/a	n/a	n/a
ΔA (km ²)	4.46–648.40	69.720–2217.780	18.753–1511.070	9.689–318.600	39.300–126.690	152.237–3698.845
\overline{A} (km ²)	75.927	447.834	224.774	43.17	70.090	986.848

Tabla 6.6: Valores medios de los principales parámetros geomorfológicos para cada uno de los grupos.

La distribución espacial de las seis categorías es también muy variada (Figura 6.16a). Los accidentes geográficos CC, UC y PD se encuentran todos en Scandía, algunos de ellos en la zona limítrofe con Olympia Undae, mientras que los IC e IS están presentes en ambas zonas. Por último, todos los SD, se encuentran en la zona de Olympia Undae, donde la capa de arena es menos gruesa (Tanaka et al., 2008).

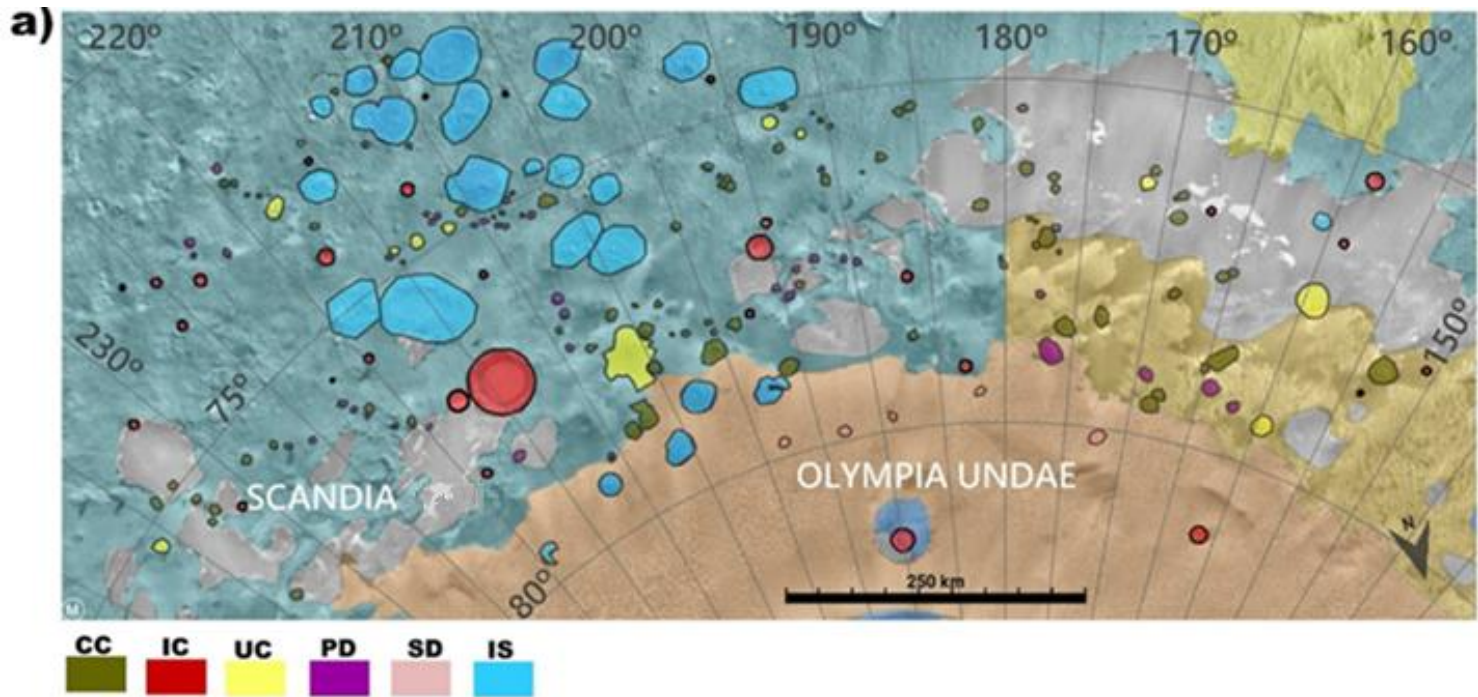


Figura 6.16. (a): Mapa basado en MOLA sobre el mapa geológico de Tanaka et al., (2014), que muestra los 200 edificios representados en la Figura 4.5(a) pero ahora resaltados en diferentes colores según su clasificación en una de las seis categorías diferentes: Conos con cráteres (CC, en verde), Cráteres de impacto (IC, en rojo), Cráteres indiferenciados (UC, en amarillo), Domas con picos (PD, en púrpura), Domas simples (SD, en rosa claro) y Estructuras irregulares (IS, en azul).

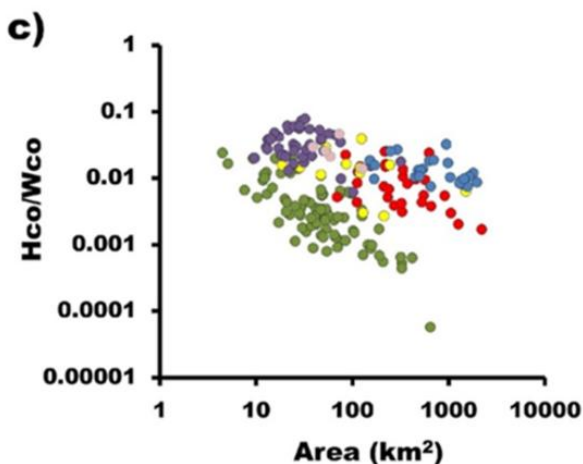
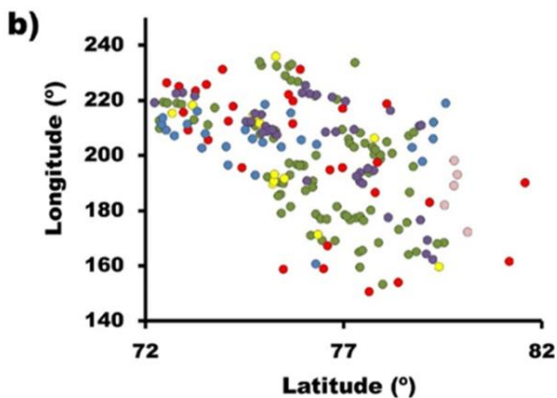


Figura 6.16 (continuación): (b) Distribución de todos los accidentes geográficos de este estudio en longitud frente a latitud. (c) Relación Hco/Wco versus Superficie de todos los accidentes geográficos del presente estudio (Sánchez-Bayton et al., 2022a)

La Figura 6.16 (a) presenta la localización de los 200 edificios sobre el área de estudio, codificados por colores según subgrupo, de forma que se puede apreciar sus diferencias de tamaño y sus coordenadas en el mapa. Esta distribución longitud-latitud se representa en el panel (b) de la figura 6.16 donde se aprecia que solo las estructuras SD (rosa claro) tienen una distribución espacial bien definida. Por su parte, el panel (c), que muestra la variación Hco/Wco “versus área”, permite ver que los subgrupos quedan claramente separados y diferenciados con la excepción de los edificios UC, que se sitúan mayoritariamente en el centro. Este subgrupo presenta valores intermedios de los otros dos de estructuras con cráter.

En la Figura 6.17 se pueden ver los resultados de visualización de los radargramas, donde se observa en rojo los edificios que son visibles y en azul los que no es posible analizar, existiendo una relación clara entre tamaño, topografía y latitud.

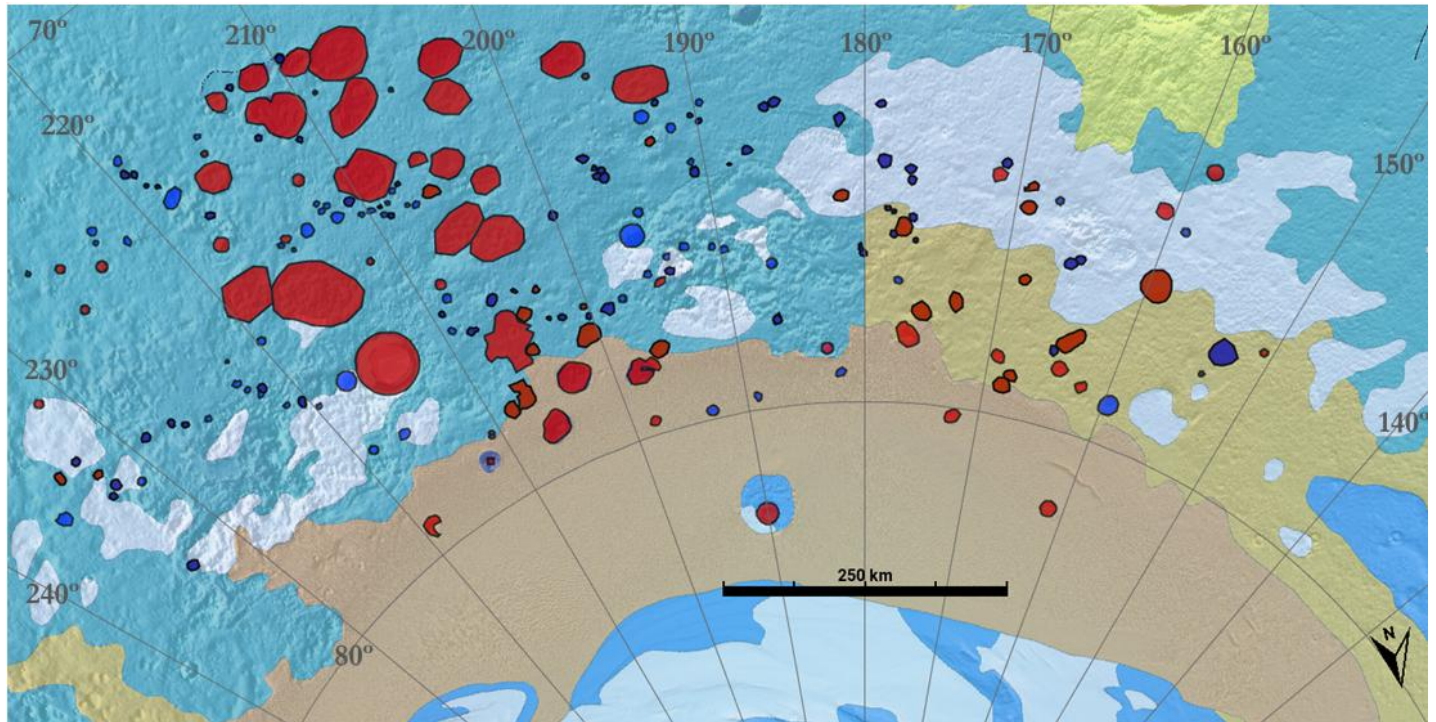


Figura 6.17: Resultados del análisis con el radar SHARAD: En rojo los edificios que se han podido estudiar, y en azul, los que no ha sido posible hacerlo. Mapa basado en MOLA sobre mapa geológico Tanaka et al., (2014).

6.5.1 Aplicación al estudio de SD e IS en Olympia Undae: Análisis de vientos y relación con las dunas.

El análisis de las figuras realizado en los Apartados anteriores pone de manifiesto que los 6 Domos Simples y las 5 Estructuras Irregulares situadas en Olympia Undae presentan claros efectos de los vientos en su morfología, y marcados signos de erosión. Además, incluyen hundimientos y acumulaciones de arenas y dunas en sus contornos que, al tiempo que moldean su forma, ponen de manifiesto su influencia sobre el terreno.

La metodología desarrollada en esta Tesis para el análisis morfométrico de estructuras, y particularmente los datos y los modelos 3D de elevación y pendientes obtenidos en su primera parte, permiten realizar un estudio detallado de las dunas y los vientos en Olympia Undae y de su interacción con las estructuras. De esta manera, se extiende la metodología desarrollada en la Tesis a aplicaciones meteorológicas. Esta ampliación incluye el cálculo de la altitud crítica de cambio de vientos y la pendiente límite para dunas móviles; dos parámetros que se explicarán a continuación y que definen el comportamiento de los vientos y de las dunas que rodean las estructuras. Igualmente, permiten conocer mejor la influencia de éstas sobre los vientos y sus cambios de dirección debidos a la existencia de estos edificios elevados, que actúan como una barrera para ellos (*Lin et al., 2023*).

Aunque esta metodología se ha aplicado a las 11 formaciones indicadas más arriba, por razones de espacio, y a modo de ejemplo, en este Apartado se describe únicamente el análisis del edificio IS-01. Los otros 10 estudios pueden verse en el Anexo II.

A. Factores claves en el estudio

1. Influencia de la altura

- La **altitud crítica de cambio de vientos** es el valor de altitud a partir del cual se observa una variación significativa en la dirección o intensidad del viento en una región determinada. En el contexto de Olympia Undae y de los IS y SD que se han analizado, esta altitud representa el límite a partir del cual las dunas dejan de formarse o cambian su patrón de migración debido a cambios en la circulación eólica.
- En los edificios como IS-01 la altitud crítica define la transición entre áreas donde el viento deposita sedimentos (favoreciendo la formación de dunas)

y zonas más altas donde los vientos pueden ser más fuertes o turbulentos, impidiendo la acumulación de arena.

- En los perfiles de altitud de IS-01 se ha observado que por encima de cierto valor (-4727.8 m) la presencia de dunas disminuye drásticamente.

2. Interacción con la Topografía Local:

- La presencia de un domo o una elevación en la superficie altera la trayectoria de los vientos. En el lado de barlovento⁹, puede aumentar la turbulencia y reducir la sedimentación, mientras que en el lado de sotavento¹⁰, la acumulación de sedimentos puede ser mayor.
- Si la pendiente es demasiado fuerte, los sedimentos transportados por el viento pueden ser removidos antes de asentarse, lo que influye en la formación de dunas.

3. Relación con la Pendiente y el Transporte de Sedimentos:

- Se ha determinado que hay una **pendiente límite** ($\sim 1.021^\circ$ en IS-01), por encima de la cual las dunas móviles dejan de formarse, ya que el viento no logra depositar suficiente material para que las dunas se estabilicen.
- En IS-01, la distribución de dunas muestra una relación clara con la altitud y la pendiente. Se ha observado que, por encima de cierto umbral de altitud, la presencia de dunas disminuye drásticamente. La cumbre del IS presenta pendientes inferiores a 1° , lo que sugiere que la falta de dunas en esta región no se debe a la inclinación del terreno, sino a la interacción con los vientos predominantes, que podrían estar generando una mayor turbulencia y evitando la acumulación de sedimentos. En contraste, los flancos con pendientes más suaves han permitido la formación de cinturones de dunas lineales densas alrededor. Por tanto, la zona donde se podrán encontrar dunas será la comprendida entre la altitud crítica y la pendiente límite.

4. Evidencia en Modelos de Circulación y Observaciones Satelitales:

- Estudios previos sobre la circulación atmosférica en Marte han mostrado que, en latitudes polares como las de Olympia Undae, los vientos son

⁹ Barlovento: lado de una duna, colina o montaña que está expuesto directamente al viento. Zona donde el viento choca primero.

¹⁰ Sotavento: lado opuesto al viento, donde el aire desciende y la velocidad del viento disminuye. Zona de acumulación de sedimentos transportados.

influenciados por la presencia de barreras topográficas, generando zonas de aceleración y estancamiento (*Spiga y Forget, 2009*).

- La altitud crítica se correlaciona con estas zonas de transición en la dinámica de los flujos atmosféricos.

La altitud crítica y la pendiente límite son parámetros claves en el análisis de la formación de dunas, ya que definen el umbral a partir del cual la sedimentación cambia drásticamente debido a la interacción entre el viento y la pendiente del relieve. En los IS y SD de Olympia Undae, estos conceptos ayudan a explicar por qué ciertas áreas presentan una alta densidad de dunas mientras que otras permanecen libres de sedimentos.

B. Metodología general

Para realizar este estudio sobre los vientos y calcular los dos parámetros definidos arriba se siguen los siguientes pasos:

1º Obtención de datos y preprocesamiento: Los datos utilizados provienen de Modelos Digitales de Elevación (DEM) obtenidos de HRSC/MOLA, que proporcionan información detallada de altitud (h) [m], y pendiente (S) [°] de la inclinación del terreno en grados. Se organizan en una malla estructurada por latitud (φ) y longitud (λ), garantizando una correcta interpolación y análisis espacial. Los datos también están ordenados por distancias por lo que se puede estimar las variaciones de altitud. La Figura 6.18 describe los resultados para IS-01.

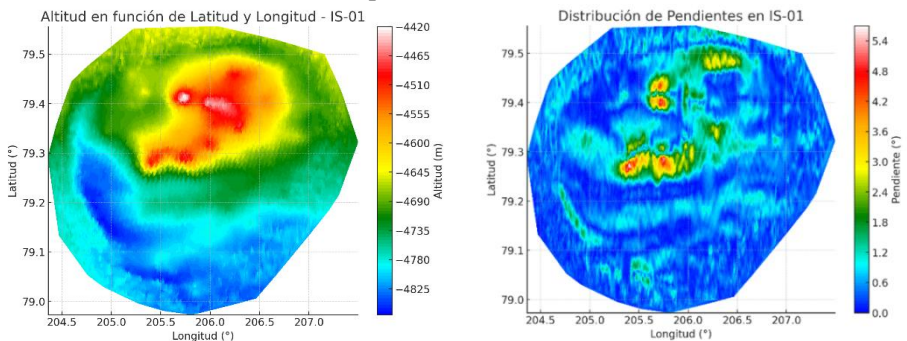


Figura 6.18: representación de IS-01 en altitud (izquierda) y pendiente (derecha) en función de latitud y longitud, datos tomados de HRSC/MOLA.

2º Cálculo de la altitud crítica de cambio de vientos. Como ya se ha indicado, este parámetro señala el nivel altimétrico en el que se identifican transiciones abruptas en la dirección de los vientos.

Si el gradiente de altitud a lo largo de una pendiente se define como la variación de altitud con la distancia recorrida:

$$\text{Gradiente de altitud} = \left| \frac{dh(m)}{d \text{ Distancia (km)}} \right|, \quad (6.1)$$

se establece la altitud crítica considerando un percentil de los datos de gradiente que depende de los edificios analizados y los datos disponibles, y se ajusta en un rango de 75% a 90%. Para ello, se utilizan estudios realizados sobre los edificios, como el mostrado en Figura 6.19, donde, a partir de las direcciones y forma de las dunas, se analizan las direcciones de los vientos y sus variaciones observadas por los cambios de dunas. De esta manera, los datos se obtienen considerando las condiciones reales de la estructura y eligiendo los perfiles más adecuados. Al elegir valores altos del percentil, se seleccionan las mayores variaciones en altitud que pueden estar relacionadas con una modificación en la dirección de los vientos, con la erosión provocada, y con los puntos en los que, debido a esos aumentos de altitud, no se encuentran dunas.

Como indica la fórmula 6.2, para extraer la altitud crítica se toma la media de las N altitudes donde el gradiente supera el percentil seleccionado, que para el caso IS=1 es 85%:

$$\text{Altitud crítica} = \frac{\sum_i \text{Altitud}_i}{N}, \quad \forall i \text{ donde gradiente}_i > \text{umbral}. \quad (6.2)$$

3º Estimación de la pendiente límite para dunas móviles usando información de pendientes obtenida de los datos HRSC/MOLA.

La pendiente límite, como ya se ha comentado, representa el máximo ángulo del terreno en el que las dunas siguen migrando activamente. Más allá de este umbral, la inclinación del sustrato se vuelve demasiado pronunciada, lo que provoca la estabilización de los sedimentos debido a la inercia del material o a la falta de suficiente energía eólica para su transporte. Este valor, que es clave para identificar las regiones donde la movilidad de las dunas desaparece, se calcula de manera similar a los de la altitud crítica, el umbral de este parámetro para el IS-01 se ha situado en el percentil 85%, y, al igual que antes, varía en función del edificio estudiado y de las correcciones realizadas con

perfiles complementarios situados en las zonas más críticas de localización de dunas.

4°. Determinación del tipo de duna utilizando los siguientes criterios:

- **Dunas Barjanes:** Se identifican por su forma de media luna con convexidad a favor del viento y presencia de cuernos orientados en la dirección del transporte sedimentario. Se detectan en pendientes bajas y altitudes intermedias.
- **Dunas Transversales:** Se caracterizan por crestas perpendiculares al viento dominante. Generalmente aparecen en zonas de mayor acumulación de sedimentos.
- **Dunas Barjanoides:** Son una transición entre barjanes y transversales, con formas intermedias y migración activa en zonas con disponibilidad moderada de sedimentos.
- **Dunas Lineales:** Se reconocen por su orientación paralela a los vientos predominantes; con menor movilidad y, habitualmente, en regiones con menor pendiente.

La clasificación de las dunas se ha realizado mediante el análisis de imágenes y su superposición con los datos de pendiente y altitud, y comparando los resultados con estudios previos en Olympia Undae.

Este estudio ha permitido conocer mejor, en una zona donde las dunas nos proporcionan una información importante sobre los vientos, el transporte, y la orientación de como el viento ha influenciado las estructuras. Se muestra como ejemplo el estudio realizado sobre IS-01.

Análisis de IS-01

Como puede apreciarse en la figura 6.19, el edificio IS-01 se caracteriza por un gran tamaño y una notable altura, y se encuentra rodeado de dunas. Para su estudio se han realizado cinco perfiles complementarios en las zonas que presentaban distintos tipos de dunas.

Los datos resultantes y su distribución en un diagrama altitud-pendiente se muestra en la figura 6.20 junto con las líneas que corresponden a la altitud crítica y la pendiente límite calculadas. El rectángulo limitado por estas líneas en el extremo inferior izquierdo indica las condiciones para la existencia de duna en la zona estudiada.

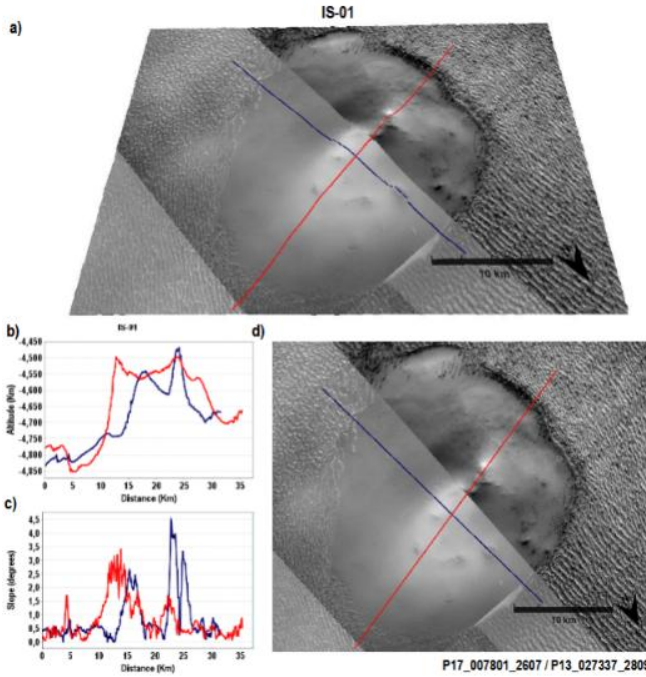
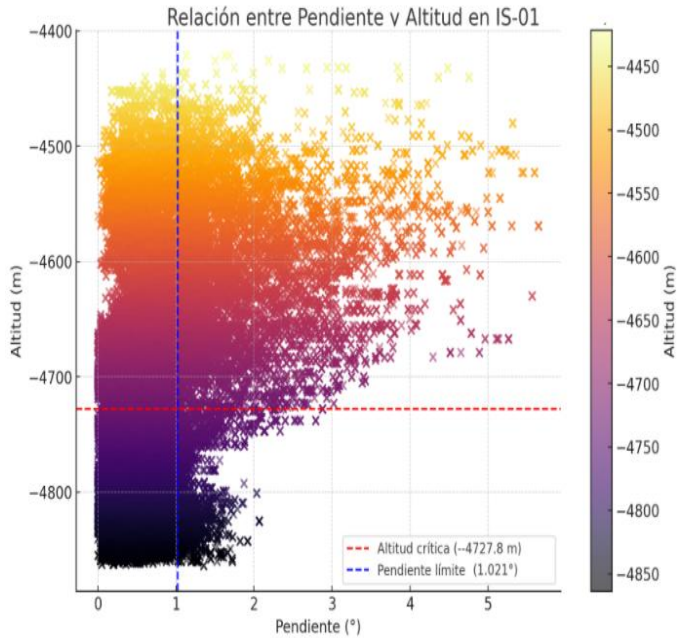


Figura 6.19: Imágenes 3D (a) y 2D (d) de IS-01 en las que se observa claramente la altura y el gran tamaño del edificio. El panel (b) presenta los perfiles de altitud y el (c) los de pendientes que corresponden a los perfiles marcados en las figuras de los paneles (a) y (d). (Sánchez-Bayton et al., 2022b).

Figura 6.20: Datos de altitud de los puntos del edificio frente a la pendiente. La línea punteada roja indica el valor obtenido para la altitud crítica de cambios de vientos, a partir del cual no se encuentran dunas. La línea punteada azul señala la pendiente límite a partir de la cual no hay movilidad de las dunas. De esta manera el rectángulo acotado en la parte inferior izquierda indica las condiciones de pendiente y altitud para la existencia de dunas.



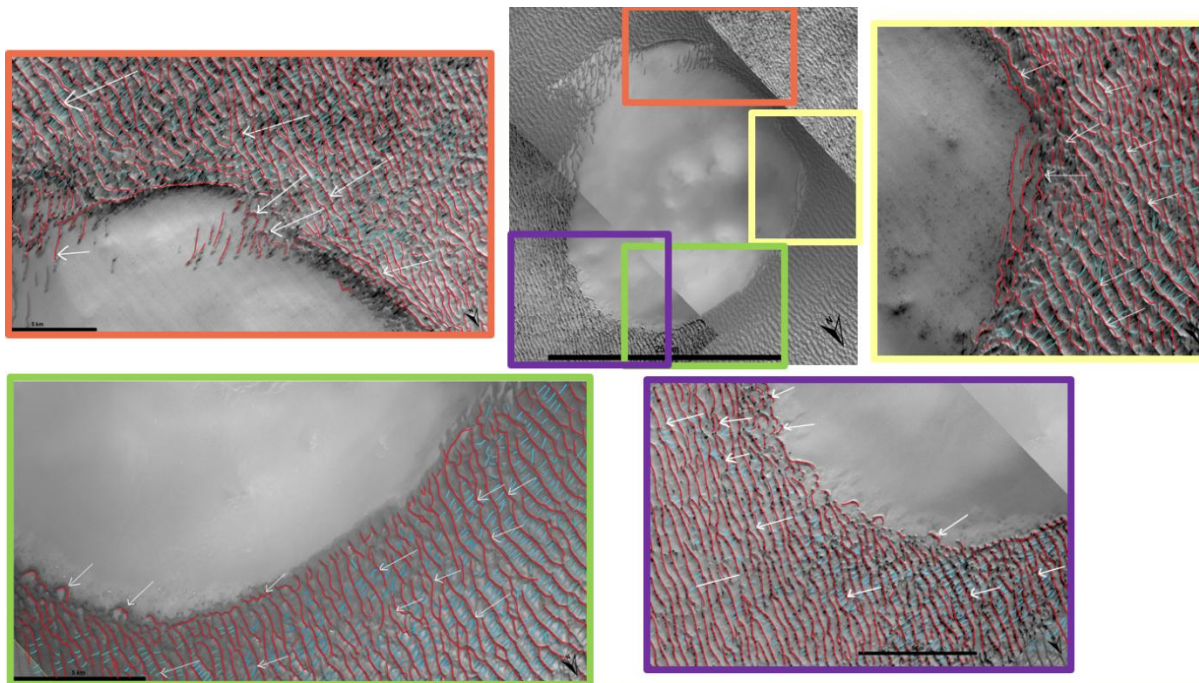


Figura 6.21:

Estudio de IS-01, En la imagen central se muestran, en los diferentes cuadros, las partes del edificio más interesantes por su relación con dunas. Las dunas principales aparecen marcadas en rojo, y las secundarias en azul, para ayudar a su visualización e interpretación. Las flechas blancas marcan la dirección de avance de los sedimentos, que sigue la dirección del viento predominante.

La figura 6.21 muestra sobre el edificio, con zooms en cuatro colores, las zonas más interesantes por su proximidad a dunas. A partir de las dunas encontradas, (marcadas las principales en rojo y en azul las secundarias), y su migración (marcada con flechas blancas señalando la dirección de avance), se ha calculado la pendiente límite para las dunas móviles, dando un valor de 1.021° .

Ubicación y Características Generales

IS-01 se encuentra en las coordenadas 79.265° N, 205.976° E, con un relieve de aproximadamente 423 m, entre -4436 m y -4859 m de altitud. La estructura presenta un domo extenso con una cumbre irregular y algunas depresiones en su parte central. Sus dimensiones más representativas son: 24.3 km de ancho y una superficie estimada de 542.13 km^2 . Las pendientes varían entre 1° y 5° en las laderas, mientras que en la cumbre se encuentran valores inferiores a 1° .

Tipos de Dunas y Distribución

El entorno de IS-01 exhibe distintos tipos de dunas cuya distribución y orientación reflejan la influencia de los vientos polares.

1. **Dunas lineales densas:** Se concentran principalmente en los flancos norte y oeste, formando un cinturón que rodea la estructura. En la Figura 6.21, sus contornos principales se delinean en rojo, creando un anillo continuo en la mitad superior derecha (cuadros naranja y amarillo) y en la inferior izquierda (cuadro morado) de la imagen. Su orientación principal es NW-SE, en concordancia con la circulación circumpolar, como se observa mediante las flechas blancas que indican la dirección del viento (Ewing et al., 2010; Rubanenko et al., 2023). En azul se marcan las dunas secundarias.
2. **Dunas barjanoides:** Se ubican en el sector sur (cuadro amarillo), con crestas de curvatura suave y menor densidad. En la Figura 6.21 (parte inferior), pueden observarse sus crestas principales delineadas en rojo y las secundarias en azul. En dicha Figura, las flechas blancas situadas en la parte inferior muestran que el transporte de sedimentos sigue una dirección SE, favoreciendo la formación de barjanoides. Este tipo de dunas puede originarse bajo vientos bimodales o fluctuantes, generando patrones mixtos (Parteli et al., 2009) lo que se refleja en las variaciones observadas en las flechas.

3. **Crestas paralelas y arcos sobre la cumbre:** En el sector noroeste del domo (cuadros verdes y morados en la Figura 6.21) se observan crestas alineadas en dirección NW-SE, conforme a la dirección predominante del viento, que se destacan con flechas blancas. Además, se identifican arcos en las crestas dunares que sugieren fluctuaciones en la dirección del viento y variaciones en la tasa de suministro de sedimentos (*Ewing et al., 2010; Rubanenko et al., 2023*). Su formación puede estar vinculada a:
- **Cambios en la dirección del viento:** indicativos de vientos secundarios o estacionales (*Parteli et al., 2009*).
 - **Fluctuaciones en el suministro de sedimentos:** alternancia entre acumulación y migración dunar (*Ewing et al., 2010; Rubanenko et al., 2023*).
 - **Influencia topográfica:** las dunas pueden verse afectadas por procesos de sublimación de hielo y deflación en entornos polares (*Massé et al., 2012*), lo que indica interacciones entre los vientos y la estructura IS-01.

Dinámica del Viento y Transporte de Sedimentos

La distribución de las dunas en IS-01 sugiere una interacción compleja entre la topografía y los vientos polares:

- **Flanco occidental:** dunas lineales en migración hacia el sureste.
- **Sector sur:** dunas barjanoides con transporte menos uniforme.
- **Zona noroeste:** presencia de crestas paralelas y arcos dunares, reflejando cambios locales en la dirección del viento.
- El **Sector Este:** desgaste más marcado, consistente con la menor presencia de dunas gruesas en la Figura 6.21; presenta más hundimiento donde la sedimentación es menor y la erosión eólica ha sido más intensa.

Las observaciones en la Figura 6.21 muestran que las zonas donde las crestas presentan mayor curvatura coinciden con cambios de dirección del viento, indicando puntos de convergencia y divergencia en la circulación eólica (*Rubanenko et al., 2023*).

La dirección predominante del viento es NW-SE, coincidiendo con los vientos circumpolares modelados en latitudes altas (*Massé et al., 2012; Liu et al., 2023*). Sin embargo, se ha identificado un viento secundario NE-SW, asociado a fluctuaciones estacionales o configuraciones topográficas locales.

Efectos de la Altitud y la Pendiente

El análisis de altitud y pendiente revela patrones clave:

- **Acumulación de arena:** La altitud de IS-01 (~423 m) favorece la formación de cinturones dunares en las laderas, mientras que la cumbre permanece relativamente libre de sedimentos gruesos (*Das et al., 2022*).
- **Migración de sedimentos:** La Figura 6.19 confirma el transporte neto hacia el sureste.
- **Relieve irregular de la cumbre:** Perfiles altimétricos muestran depresiones consistentes con procesos de sublimación de hielo y deflación eólica (*Tanaka et al., 2003*).

La **altitud crítica de cambio de vientos** se ha determinado en -4727.8 m (Figura 6.20), lo que explica las diferencias de acumulación de sedimentos entre distintas partes del edificio. En el sector oriental, donde la sedimentación es menor, la erosión eólica ha sido más intensa.

Interacción entre la Estructura y las Dunas

IS-01 influye significativamente en la distribución de las dunas:

- **Genera un anillo parcial de dunas lineales alrededor de la base** (Figura 6.19) debido a que la cumbre actúa como zona de evacuación de sedimentos.
- **Canaliza vientos NW-SE en el flanco occidental**, lo que favorece la acumulación de dunas en esa zona y deja el sector este más erosionado.
- **Opera como barrera natural:** Su altitud limita la deposición de sedimentos gruesos, lo que explica la ausencia de dunas en la cima (*Lin et al., 2023*).
- **Presenta una pendiente límite para dunas móviles** con valor 1.021° , lo que se confirma por la ausencia de dunas en pendientes superiores a este valor.

7. Discusión sobre el origen de las estructuras

7.1. Introducción

En esta Tesis Doctoral se han estudiado dos regiones de la Zona Circumpolar Norte de Marte que han permitido localizar y clasificar 200 estructuras de pequeño y mediano tamaño. En cada caso se ha realizado una detallada discusión de cómo podía clasificarse la estructura a partir de sus características morfométricas obtenidas con el análisis de las imágenes, y teniendo en cuenta su emplazamiento y la historia del planeta.

Este Capítulo presenta la discusión sobre su origen considerando más directamente la dinámica del planeta y su evolución. Para ello se atiende a cuatro fuentes principales de diferente carácter: fenómenos internos como los procesos volcánicos; fenómenos de superficie (fundamentalmente eólicos); impactos por cuerpos externos al planeta, y la participación conjunta de varios de ellos.

7.2. Procesos internos

Su origen es la liberación de calor a través de dos mecanismos básicos: la conducción y la convección desde el interior del planeta, que se manifiestan de diferentes maneras, siendo los procesos volcánicos (incluidos los volcanes subglaciales) y la interacción lava-agua/hielo las más importantes.

7.2.1. Procesos volcánicos

Las estructuras catalogadas como CC en esta Tesis son accidentes geográficos de tamaño pequeño-mediano (área basal que varía de 4.47 a 648.40 km²) cuyas características morfométricas son similares a las de otros accidentes geográficos reconocidos como de origen volcánico, que se han observado en diferentes lugares del planeta (Fagan *et al.*, 2010; Skinner y Tanaka, 2006). Los conos volcánicos pequeños similares a los CC se encuentran no solo en las provincias volcánicas marcianas más grandes, es decir, Tharsis y Elysium, o en grandes cuencas de cráteres como Hellas, sino también en diferentes lugares dispersos por todo el planeta (Brož y Hauber, 2012; Brož *et al.*, 2015).

El vulcanismo subglacial también es una posible explicación para varias de nuestras estructuras porque algunos modelos que describen el vulcanismo en la región circumpolar sugieren el crecimiento subhielo de los volcanes (Hovius *et al.*, 2008). En este proceso, la lava caliente y el hielo frío de la superficie

interactuán, produciendo H₂O en fase líquida y gaseosa, proceso que podría conducir a erupciones explosivas. La explosión generaría el cráter cuya forma y profundidad iniciales serían modificadas por procesos que involucran cambio de fase hielo-agua, formación de roca sólida a partir de sedimentos sueltos (induración) originada por deposición de hielo externo, y alteración relacionada con el hielo por procesos glaciales o periglaciales (*Hargitai y Kereszturi., 2015*). Estos procesos también pueden incluir la sublimación del hielo depositado y la generación del colapso de la estructura (*Fishbaugh y Head; 2005; Fishbaugh et al., 2007; Tanaka et al., 2009; Szyrkiewicz et al., 2013*). Los cambios serían aún más drásticos si estos procesos afectan el patrón de falla del subsuelo del cráter. Esta situación explicaría un posible escenario para un número significativo de nuestros CC. También puede ser una explicación para el origen de las Estructuras Irregulares (IS) que según *Fishbaugh y Head (2000, 2001)* podrían ser el resultado de procesos de glaciación. Uno de ellos sería la formación de tipo kame¹¹. Otra estructura puede ser tipo kettle¹². Ello sería debido al retroceso de los depósitos estratificados polares porque el permafrost en la zona de estudio duró un largo período (en ocasiones, más de mil millones de años) ya que esta área tuvo temperaturas bajo cero durante la mayor parte de su historia geológica, incluso considerando también el efecto de los cambios climáticos (*Clifford et al., 2010*).

La erupción de la mezcla de lodos, agua y gases que conduce a la formación de volcanes de lodo podría ser otro de los mecanismos que jueguen un papel en la formación de parte de las grandes estructuras, como las IS (*Kite et al., 2007*). Este puede ser el caso de las amplias colinas en Olympia Undae, clasificadas como IS en este trabajo y llamadas tholis por *Tanaka et al., (2003)*. Los lodos expulsados a la superficie desde abajo podrían haber contribuido a la formación de estos accidentes geográficos, mientras que procesos más energéticos, como los colapsos generados por erupciones freáticas o crioclásticas, podrían haber producido las depresiones características de Scandia y algunos de sus mayores accidentes geográficos.

La existencia de estructuras volcánicas subglaciales ha sido comprobada tanto en la Tierra (*Pedersen et al., 2020*) como en Marte (*Ghatan y Head., 2002; Pedersen et al., 2010*). *Fagan et al., (2010)* estudiaron cuatro accidentes geográficos dentro de Scandia, dos de los cuales corresponden a CC-05 y CC-06 establecidos en

¹¹Kame: colina o montículo irregular de sedimentos, generalmente arena o grava depositada por agua de deshielo, que fluye a través de un glaciar o en su superficie.

¹²Kettle: depresión o agujero que se forma cuando un bloque de hielo glaciar queda atrapado en sedimentos y luego se derrite, dejando un cráter.

este estudio. Los autores clasifican dichos accidentes de superficie como conos de lados empinados, lo que sugiere un posible origen volcánico subglacial.

7.2.2. Interacción lava-agua/hielo: conos sin raíces o pseudocráteres

Se han estudiado varios ejemplos en Marte para las interacciones lava-agua (*Squyres y Carr, 1987; Chapman y Tanaka., 2002*).

Los conos sin raíces pueden formarse a través de interacciones explosivas de lava y hielo subsuperficial poco profundo (*Lanagan et al., 2001*). Sus análogos terrestres se pueden encontrar en el Lago Mývatn (Islandia) donde se observan estructuras originadas por explosiones freatomagmáticas. Estas ocurren cuando la lava caliente fluye sobre una superficie saturada de agua, provocando su rápida vaporización que origina explosiones de vapor. Dichas explosiones fragmentan la lava y los sedimentos, creando cráteres superficiales que se asemejan a cráteres volcánicos pero sin un conducto magmático subyacente que pueda ser considerado como su raíz. Este proceso pudo tener lugar en el Lago Mývatn, durante una erupción de lava basáltica hace aproximadamente 2300 años (*Hamilton et al., 2018; Czechowski et al., 2023*).

Por su parte, los pseudocráteres localizados en Islandia, también pueden ser vistos como análogos de estructuras identificadas en Marte en regiones como Athabasca Valles (Capítulo 2). Con este nombre se entienden estructuras volcánicas que se forman cuando la lava caliente entra en contacto con agua superficial o subterránea provocando explosiones freatomagmáticas. A diferencia de los cráteres volcánicos tradicionales, no se forman por erupciones volcánicas desde una fuente de magma, sino por la interacción entre lava y agua subterránea o hielo que genera vapor explosivo.

En Marte, este proceso ocurre cuando lava y sustratos ricos en volátiles como hielo o el permafrost (*Fagents y Thordarson., 2007, Czechowski et al., 2023*), generan explosiones de vapor similares a las observadas en Islandia. Estos pseudocráteres marcianos proporcionan evidencia de la presencia pasada de agua o hielo en Marte, lo que es crucial para entender la historia climática y geológica del planeta rojo y para las investigaciones sobre la habitabilidad del planeta (*Hamilton et al., 2018; Czechowski et al., 2023*)

Analizando los CC, encontramos que la latitud en la que están situados, las condiciones climáticas de la Zona Circumpolar Norte, la falta de observación de coladas en parte de ellos y la existencia relativamente reciente de agua en la zona (necesaria para la existencia de yeso), hacen pensar que los pseudocráteres pueden ser una opción no despreciable para explicar el proceso formativo de parte de nuestros edificios (por ejemplo CC-08, Figura 7.8).

La formación de pseudocráteres en ambos planetas es significativa para comprender la interacción entre la actividad volcánica y el agua. En Islandia, los pseudocráteres ofrecen un claro ejemplo de cómo las condiciones hidrotermales pueden influir en la morfología volcánica. En Marte, el estudio de estos cráteres puede ofrecer nuevos conocimientos sobre la distribución y presencia de agua en el pasado (*Hamilton et al., 2018*).

7.3. Procesos de superficie

7.3.1. Procesos eólicos

Estrictamente hablando, los procesos eólicos no son mecanismos primarios de formación, pero como se ha estudiado en el capítulo anterior, podrían haber contribuido a la aparición de estructuras PD y SD y a su modelación al igual que a la forma de los IS. Los efectos eólicos son frecuentes en la región polar norte de Marte (*Garvin et al., 2000*). Esta zona, con su mayor presión atmosférica debida a su menor altitud y a la sublimación del CO₂ estacional, y su extenso inventario de volátiles (por ejemplo, CO₂, H₂O), alberga, posiblemente, los sistemas de generación eólica más activos y diversos del planeta (*Chojnacki et al., 2024*). Asimismo, en la amplia región de dunas de arena de Olympia Undae existen protodunas transitorias que pueden evolucionar desde modestos montículos de arena hasta barjanes: dunas en forma de medialuna con el lado convexo en la dirección del viento que se forman por efecto de vientos con un periodo y una dirección predominantes. Estos barjanes pueden alcanzar varios metros de altura en un periodo de 3-5 años (*Chojnacki et al., 2024*). Además de en el mar de arena del polo Norte, los barjanes se encuentran en entornos jóvenes y áridos de Marte (*Bourke et al., 2004, 2009; Diniega et al., 2021; Fenton, 2020; Hayward et al., 2007, 2012; Rubanenko et al., 2021, 2023*).

7.3.1 Vientos y Dunas en Olympia Undae

Las seis estructuras SD están ubicadas en Olympia Undae entre 79° y 81° N se sitúan a 50 km unas de otras. tres de ellas (SD-02, SD-04 y SD-05,) tienen una apariencia de medialuna con partes ausentes en forma de arco en la sección noreste, como puede observarse para el caso de SD-02 (Figura 7.1). Se parecen a las dunas de barján en forma de herradura (*Bourke y Balme., 2008; Chojnacki et al., 2024*) y su tamaño (4-15 km) está alrededor del límite superior del rango de diámetro para barjanes en Marte (*Parteli et al., 2014*). Su altura varía entre 146 y 369 m, siendo también mayor que la media para Marte (*Bourke et al., 2006*).

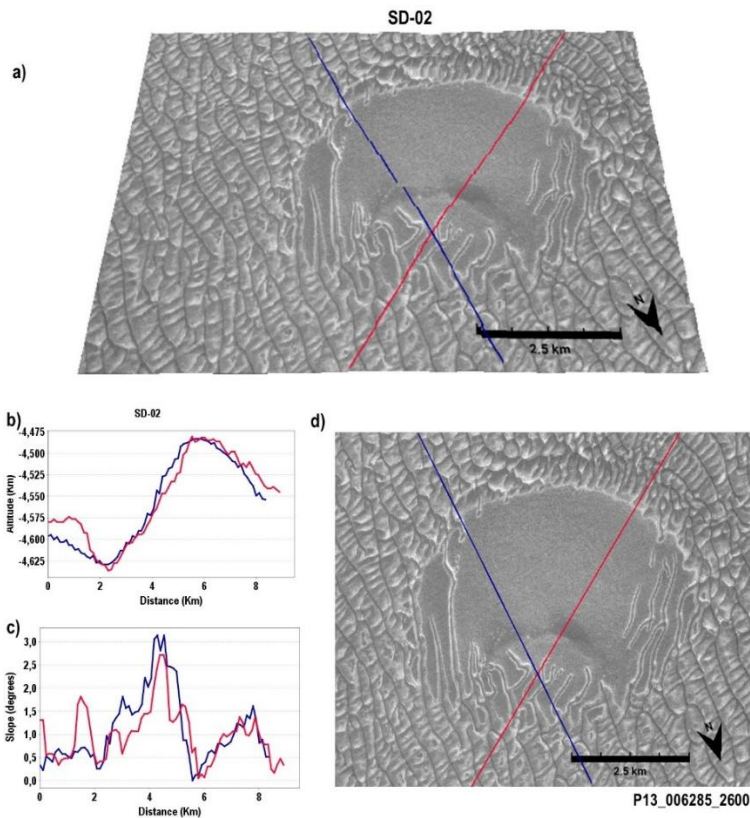


Figura 7.1: Estructura SD-02. (a) Imágenes en 3D con perfiles marcados en azul y rojo que se presentan en altimetría (b) y pendiente (c). La imagen CTX aparece en (d). (Sánchez-Bayton et al., 2022b)

Varios de estos edificios presentan, también "depresiones" erosivas en forma de arco situadas en el lado noreste (Figura 7.1), lo que es compatible con los procesos de formación impulsados por el viento (Anexo II) porque, al menos en la actualidad, el viento primario tiene esta dirección (Ewing et al., 2010; Hayward et al., 2014; Fernández-Cascales et al., 2018). Ello hace pensar que podría haber jugado un papel en su formación.

En este sentido, hay que considerar que los edificios de este tipo tienen trincheras circundantes, marcadas en rosa en la Figura 6.5, que son depresiones que habitualmente rodean domos, colinas o accidentes similares creados por la acumulación de materiales originada por la dirección predominante del viento. Pero los mecanismos eólicos probablemente no han sido las únicas fuerzas actuantes. Estas trincheras pueden ser comparadas con otras depresiones relacionadas con la sublimación en terrenos de latitudes medias y altas de Marte, puesto que la sublimación de volátiles como H₂O o CO₂ es capaz de causar este efecto (Zanetti et al., 2010). Esto puede indicar que la formación de los SD está relacionada con procesos vinculados con el clima, como la deposición orientada y la sublimación de volátiles alrededor de zonas elevadas. La metodología desarrollada en esta Tesis puede aplicarse al estudio detallado de las estructuras SD e IS en Olympia Undae como se ha explicado en el capítulo anterior.

7.3.2. Erosión, exhumación y sublimación.

Toda nuestra área de estudio ha sido influenciada por procesos de erosión, exhumación, y sublimación que afectan la forma de todo tipo de estructuras y producen irregularidades en los perfiles de cráteres profundos.

El análisis realizado con el Radar SHARAD sobre el área polar norte por Nerozzi y Holt, (2019), comentado en el Capítulo 2, sugiere que capas de hielo de agua se depositaron en la Unidad Interior Vastitas Borealis y se superpusieron a sedimentos de arena, que experimentaron procesos de cementación. En este proceso, el hielo de CO₂ se deposita, y cuando la temperatura aumenta, sublima debajo de la capa de CO₂, erosionando las estructuras y modificando su forma (Bubler y Piqueux., 2021).

Según lo estudiado por Conway et al., (2012), estos efectos son particularmente importantes al considerar los grandes cráteres de impacto Dokka (IC-05) y Jojutla (IC-08), que acumulan hielo de agua en su interior. La sublimación afecta a estos edificios y la acumulación de hielo en los meses de invierno en el fondo del cráter debe compensar la sublimación en primavera y verano. A

su vez, la exhumación permite observar zonas de más antigüedad que quedan al descubierto por procesos erosivos y de impacto (*Quantin-Nataf et al., 2023*).

El siguiente apartado explica estos fenómenos en el marco de estudio de los procesos de impacto.

7.4. Procesos de impacto

Los procesos vinculados con el impacto sobre la superficie de un cuerpo celeste por otro externo a él tienen una extraordinaria importancia en el análisis planetario. El número de impactos es un dato importantísimo en los estudios cronológicos de una zona particular o de la totalidad del planeta. La forma del cráter aporta información sobre la trayectoria de choque y, junto con la profundidad, proporciona datos sobre la energía del proceso y las características del terreno impactado. La alteración de la forma de los cráteres de impacto profundo con montículos ricos en hielo en el interior se debe a las interacciones de CO₂, agua y hielo de agua, impulsadas por cambios ambientales estacionales. En este sentido, son una fuente de información sobre la historia climática del planeta.

Debido a estas aplicaciones de los cráteres de impacto para mejorar el conocimiento del planeta, es muy importante diferenciarlos correctamente de los cráteres de origen volcánico. El estudio de la forma es un recurso muy útil para conseguir este objetivo. Los cráteres circulares pueden explicarse como resultado de un impacto vertical que excava sobre el terreno un manto rico en hielo y una capa de regolito de silicato (*Kadish y Head., 2011*). Como se explicó en el Capítulo 2, el material rocoso expulsado cubre la capa helada y la preserva de la sublimación, pudiendo generar un “cráter con exceso de eyecta” (*Black y Stewart., 2008*) o, si se produce un proceso de rellenado posterior, un “cráter elevado”. Los “cráteres con exceso de eyecta” son más jóvenes y profundos que “los cráteres elevados” y se pueden distinguir porque la eyección está en la parte superior y el cráter queda por debajo del nivel topográfico del terreno. Por ejemplo, en la Figura 7.3 se muestran las estructuras IC-12 e IC-30 y en ambos casos, en el panel (a) se puede observar la forma del edificio en 3D y en (b) cómo los perfiles marcados en azul y rojo muestran que el fondo de los cráteres queda claramente por debajo del terreno. Las pendientes aparecen en (c) y la imagen CTX en (d) (*Sánchez-Bayton et al., 2022b*). Estos resultados prueban que se trata de cráteres de impacto de tipo “con exceso de eyecta”.

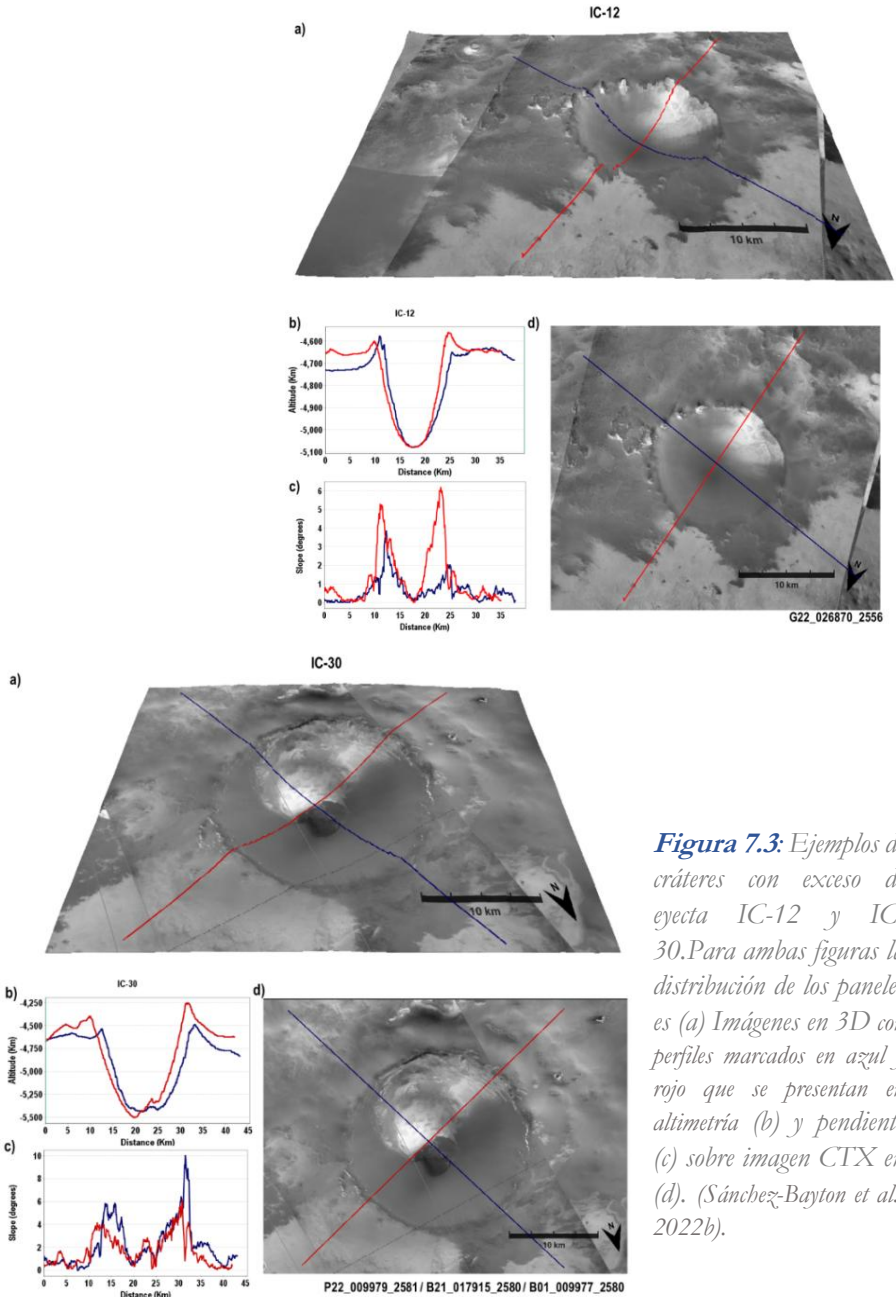
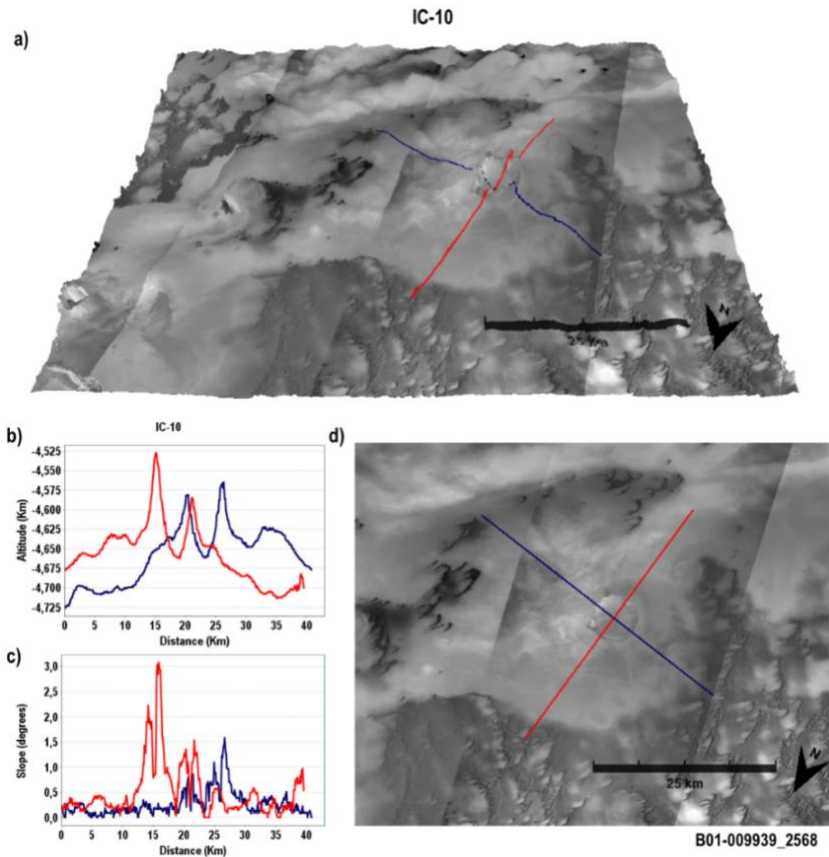


Figura 7.3: Ejemplos de cráteres con exceso de eyecta IC-12 y IC-30. Para ambas figuras la distribución de los paneles es (a) Imágenes en 3D con perfiles marcados en azul y rojo que se presentan en altimetría (b) y pendiente (c) sobre imagen CTX en (d). (Sánchez-Bayton et al., 2022b).

Los cráteres de impacto de tipo “elevado” son estructuras más antiguas. Se distinguen por su perfil característico producido porque la zona de eyección experimenta un rellenado que eleva el área de impacto sobre el terreno circundante. De esta manera se origina un cráter poco profundo situado sobre el nivel de la superficie (Boyce *et al.*, 2005; Meresse *et al.*, 2006; Kadish y Head 2011, 2014). La Figura 7.4 describe el resultado de este proceso que permite reconocer que los edificios IC-04 e IC-10 son cráteres de impacto de este tipo. En esta figura, para cada estructura se presenta (a) la forma del edificio en 3D y en (b) los perfiles marcados en azul y rojo sobre el terreno que muestran que los perfiles altimétricos están claramente por encima del terreno circundante. Las pendientes aparecen en (c) y la imagen CTX en (d) situada sobre el nivel de la superficie (Boyce *et al.*, 2005; Meresse *et al.*, 2006; Kadish y Head 2011).



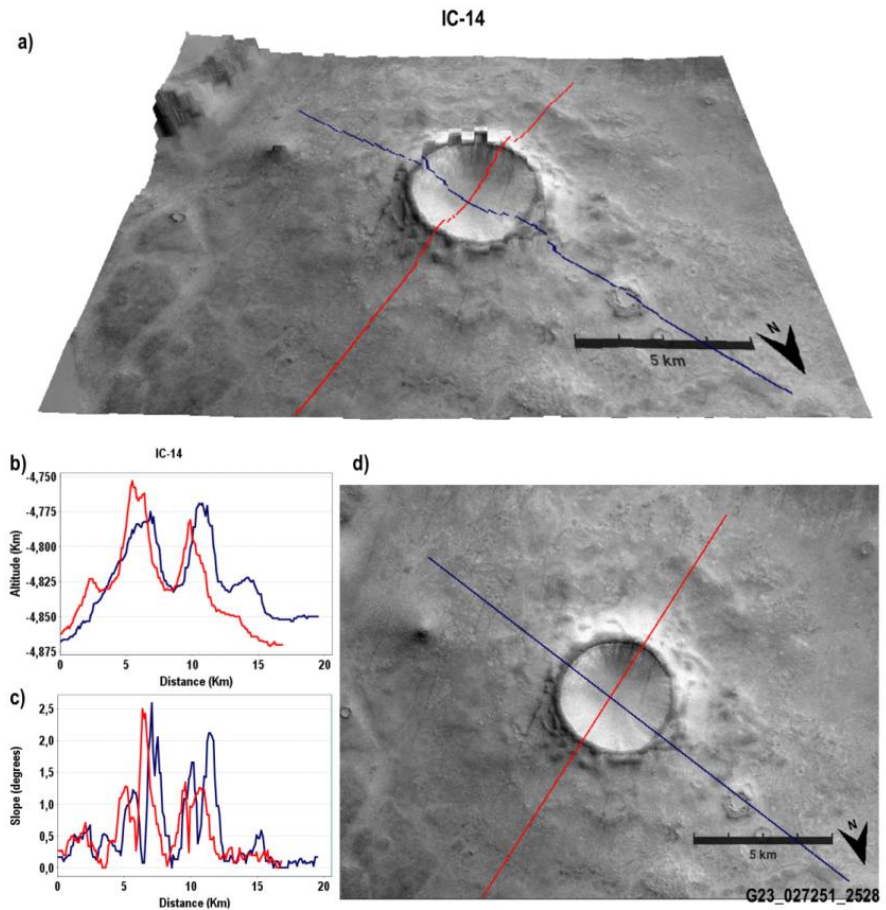


Figura 7.4: Ejemplos de Cráteres Elevados IC-10 e IC-14. Para ambas figuras la distribución de los paneles es a) Imágenes en 3D con perfiles marcados en azul y rojo que se presentan en altimetría (b) pendiente (c) sobre imagen CTX (d). (Sánchez-Bayton et al., 2022b)

Los “Cráteres con Pedestal” (Pedestal Craters):

Un análisis semejante permite reconocer los cráteres de impacto de tipo “Cráter con Pedestal” que se caracterizan por ser menos profundos y capaces de disminuir la tasa de sublimación del terreno circundante (Kadish y Head., 2011) al estar cubiertos y protegidos por su eyeción.

La figura 7.5 muestra la aplicación de este análisis que lleva a considerar la estructura estudiada como un cráter de impacto de tipo “con pedestal” y clasificarla como IC-27. Al igual que en los casos anteriores, la figura presenta en (a) la forma del edificio en 3D y en (b) los perfiles marcados en azul y rojo sobre el terreno que muestran los perfiles altimétricos claramente elevados por encima del terreno circundante (b). Los perfiles de las pendientes aparecen en (c) y la imagen CTX en (d).

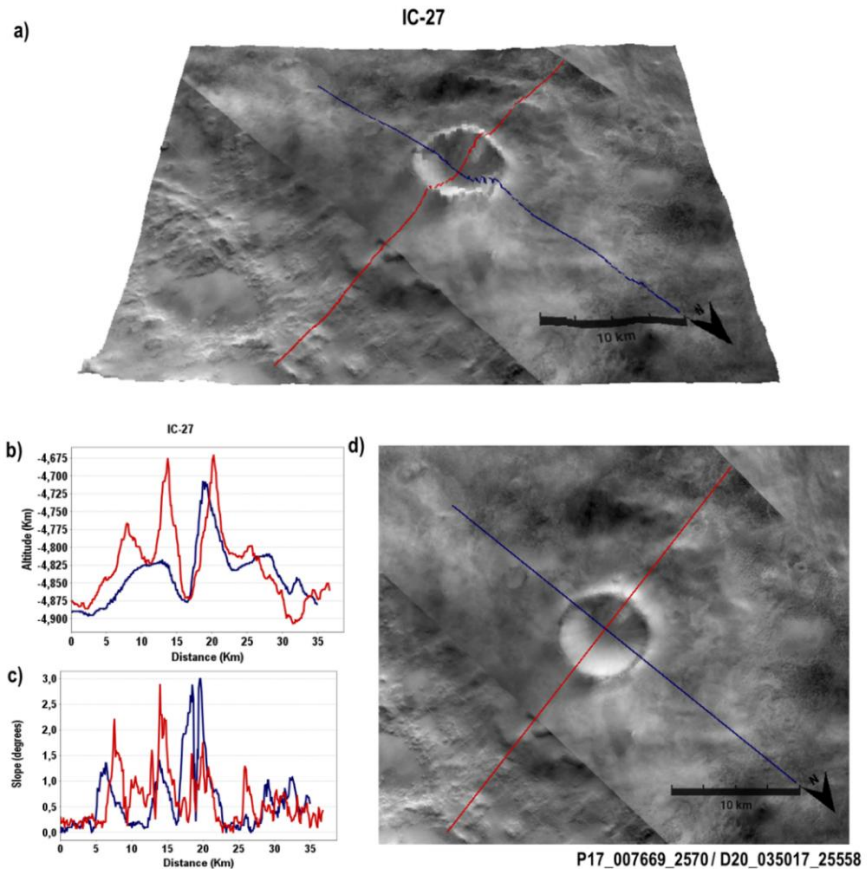


Figura 7.5: Ejemplo de Cráter con Pedestal IC-27, a) Imágenes en 3D con perfiles marcados en azul y rojo que se presentan en altimetría (b) y pendiente (c) sobre imagen CTX (d). (Sánchez-Bayton et al., 2022b)

Los Cráteres Elipsoidales:

Por último, este mismo procedimiento se aplica para la clasificación como “cráteres elipsoidales” a los cráteres con borde elipsoidal y eyección en forma de “mariposa”, (*Chappelow y Herrick, 2008*). La Figura 7.6 muestra la aplicación al accidente geográfico que resultó clasificado como UC-03 al no seguir los criterios marcados para los IC. En (a) se puede observar la forma del edificio en 3D y el doble cráter de mucha menor profundidad. En (b) aparecen los perfiles altimétricos marcado en azul y rojo que miden profundidades de cráter mucho menores y por encima del terreno. Las pendientes pueden verse en (c) y la imagen CTX en (d). Estos resultados apuntan a clasificar esta estructura como “cráter elipsoidal”. Este es un buen ejemplo de la necesidad de la existencia de una categoría de estructuras indiferenciadas, al existir cráteres, que como éste, no siguen los patrones estándares y necesitan un estudio más particularizado para su clasificación.

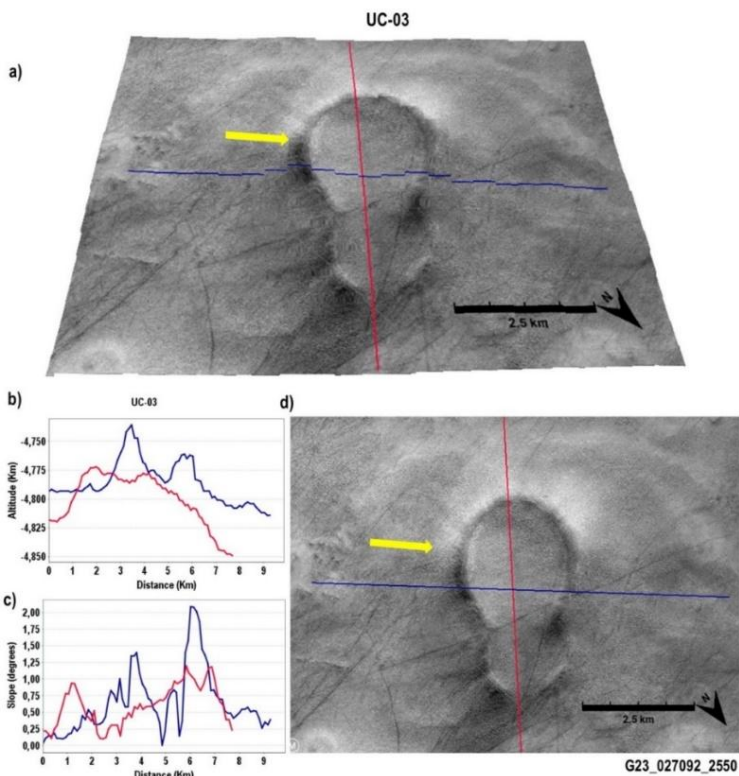


Figura 7.6: Ejemplo de Cráter Elipsoidal UC-03. (a) Imágenes en 3D con perfiles marcados en azul y rojo que se presentan en altimetría (b) y pendiente (c) sobre imagen CTX que aparece en (d). (*Sánchez-Bayton et al., 2022b*)

7.5. Combinación de procesos

Sobre la base de los casos discutidos anteriormente, ninguno de los procesos de formación propuestos explica, por sí solo, el origen de los accidentes geográficos estudiados.

Aunque los procesos volcánicos parecen ser un mecanismo relevante, especialmente para los CC, otros procesos también podrían estar involucrados en su formación. Por ejemplo, CC-05 en la Figura 7.7 muestra algunas rayas paralelas de escala fina que parecen capas, probablemente compuestas de una mezcla de polvo y hielo, formadas por procesos deposicionales parcialmente similares al manto dependiente de la latitud (LDM) (Kreslavsky y Head, 2002, Orgel et al., 2019). Esas líneas se aprecian claramente en a) imagen en 3D y d) imagen CTX. En b) y c) se muestran los perfiles marcados en azul y rojo de elevación y pendiente.

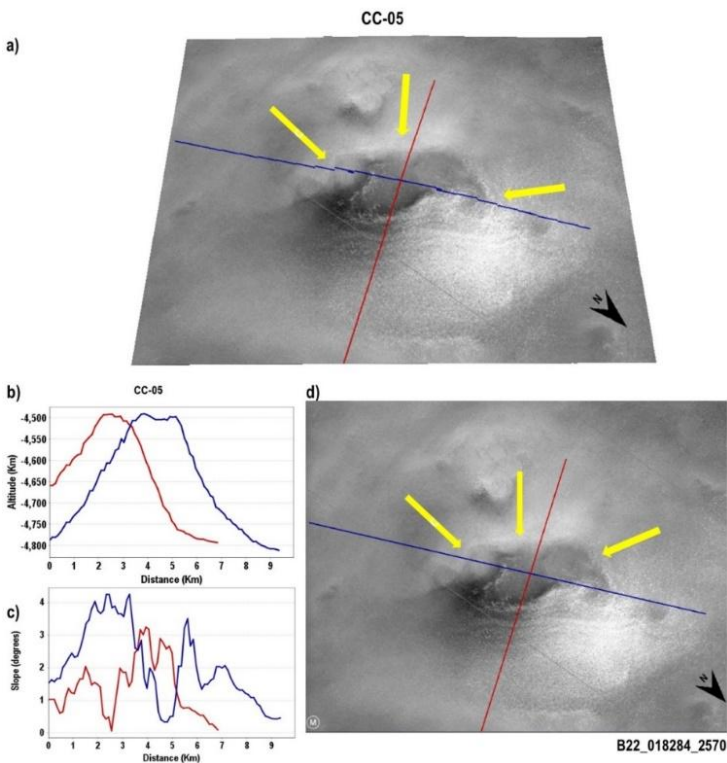


Figura 7.7:

Estudio de CC-05. Las flechas amarillas marcan los cráteres principales. (a) Imágen en 3D con perfiles marcados en azul y rojo que se presentan en altimetría en (b) y en pendientes en (c). En (a) se observan diferentes capas marcadas por líneas que se aprecian con diferentes tonalidades desde la base del edificio hasta el cráter. (d) Imágen CTX. (Sánchez-Bayton et al., 2022b)

Una combinación de procesos también puede explicar el origen de los edificios sin cráteres y las estructuras irregulares.

Como los SD están rodeadas de dunas (Anexo II), y situados más cerca del casquete polar, procesos sedimentarios o erosivos impulsados por vientos catabáticos y estacionales, podrían ser importante para dar forma a su morfología (Herny *et al.*, 2016; Smith y Spiga, 2018). Como se comentó anteriormente, los procesos relacionados con el clima, como la deposición orientada y la sublimación de volátiles alrededor de las zonas altas, también podrían contribuir a su formación

A su vez, la gran complejidad de los IS sugiere un origen que involucra diversos procesos como fenómenos hidrotermales (Tanaka *et al.*, 2008), generación de domos de lodo (Kite *et al.*, 2007; Skinner y Mazzini, 2009; Hargitai y Kereszturi, 2015) y la interacción volcán-hielo. Nerozzi y Holt (2019) mostraron que existe hielo subsuperficial en la región, lo que apoya la existencia de esta interacción.

Los PD parecen tener un origen interno primario, probablemente relacionado con episodios volcánicos, pero también podrían verse afectados por mecanismos erosivos. Sus fuertes pendientes indican que la consistencia de su material es mayor que las otras categorías y que sus procesos de formación podrían ser sustancialmente diferentes de las otras cúpulas menos empinadas. Los edificios sin cráteres como el PD-28 (Figura 7.8) podrían ser compatibles con las características de los pingos, que son colinas elevadas con núcleos de hielo con forma aproximadamente circular. En la Figura citada se puede observar en (a) la imagen en 3D, con su forma circular y sus irregularidades en la cima. Ocasionalmente, muestran fracturas o una depresión central en su parte superior, algo similar a un cono volcánico. Se forman en terrenos periglaciales, donde el hielo o el agua están presentes en el subsuelo (Burr *et al.*, 2009). Este hielo líquido, o sólido-plástico, se acumula debajo como una estructura en forma de lente, o el agua se congela y se expande. En ambos casos, el resultado final es una elevación de la superficie del relieve produciendo una forma de cúpula.

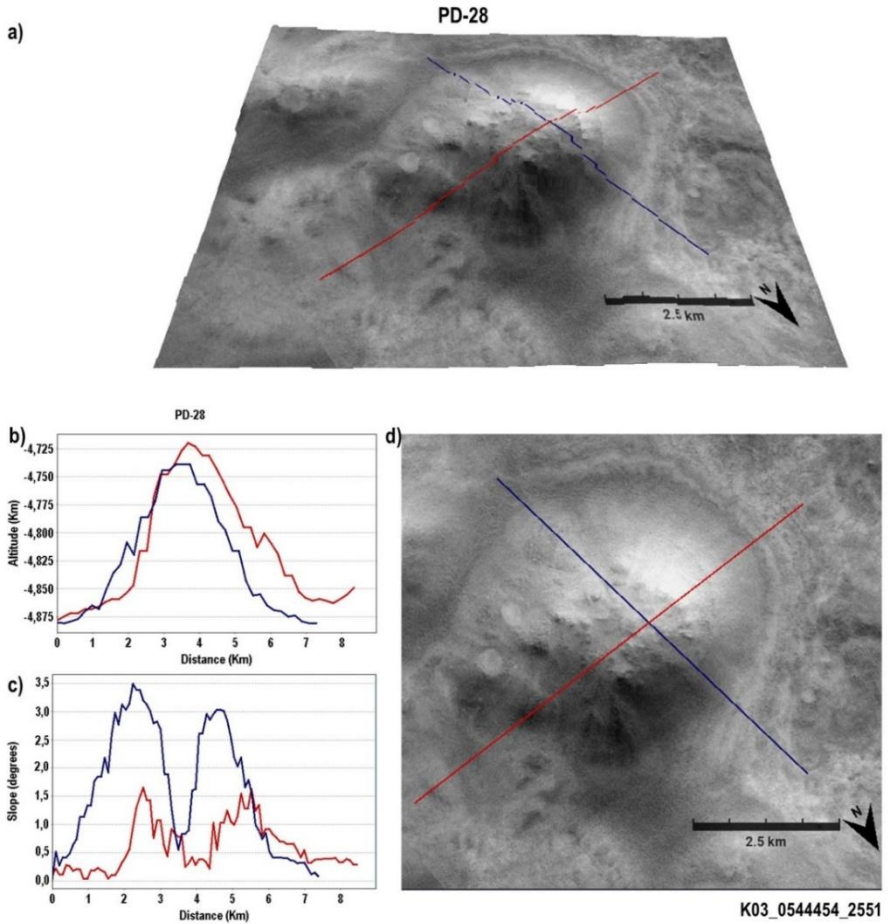


Figura 7.8: Estudio de PD-28. (a) Imágen en 3D en la que se observa la colina elevada con núcleos de hielo de forma aproximadamente circular. Los perfiles marcados en azul y rojo se presentan en altimetría en (b) y en pendientes en (c). (d) Imágen CTX. (Sánchez-Bayton et al., 2022b).

7.6. Yeso circumpolar

La consecuencia de la interacción subsuperficial es la circulación hidrotermal de agua líquida, como ocurrió en Marte incluso durante el período amazónico (McCubbin et al., 2010). Los sulfatos en latitudes altas del hemisferio sur, especialmente en los Montes Sisyphi (70°S, 13°E), se atribuyen al vulcanismo

subglacial (*Ackiss et al., 2018; Ackiss., 2019*) aunque no se pueden descartar otros procesos como la alteración hidrotermal subaérea (*Ackiss y Wray., 2014*). Esto puede ser extrapolado al Hemisferio Norte, donde los volcanes subglaciares y su emisión de sulfatos podrían tener que ver con el proceso formativo del yeso.

Aunque el origen del yeso en la Zona Circumpolar Norte no está necesariamente relacionado con la alteración hidrotermal, la presencia esperada de permafrost junto con actividad volcánica/magmática apoya los procesos hidrotermales subsuperficiales. Esta interacción podría estar relacionada con la formación de depósitos de yeso en Olympia Undae (*Langevin et al., 2005*). La concentración de yeso disminuye desde el borde oriental hacia el oeste, siguiendo la dirección del viento (*Langevin et al., 2005; Fishbaugh et al., 2007*) lo que indica que su distribución está estrechamente relacionada con la actividad eólica (*Feldman et al., 2008*).

Los procesos de formación de yeso sugeridos involucran un origen que puede ser local (originado en el emplazamiento y en la zona próxima) o alóctono (su origen puede estar fuera de la zona en la que lo encontramos). En el primer caso podrían producirse por deposición evaporítica local en áreas interdunas (*Fishbaugh et al., 2007; Szykiewicz et al., 2010*), o erosión de una unidad subyacente local rica en yeso (*Tanaka, 2006*). La hipótesis autóctona, influencia volcánica en la formación de yeso, sería debida a un posible campo volcánico que estaría conectado al calor permitiendo que el hielo de agua se derrita, los materiales volcánicos se alteren, y se produzca la entrada de azufre para crear condiciones de intemperie ácidas. Esto llevaría, entre otras consecuencias, a la formación de yeso (*Tréguier et al., 2008; Berger et al., 2009*). En general, las condiciones requeridas para producir yeso en este tipo de escenario son muy similares a las condiciones actuales encontradas en la superficie de Marte durante la mayor parte del período Amazónico Tardío (*Gobi y Kereszturi., 2019*). La única excepción notable es el SO₂ que puede ser proporcionado por actividad volcánica episódica, que es consistente con la reciente edad de las dunas ricas en yeso y de los CC descritos en esta Tesis. Alternativamente, esta actividad asociada con los CC también podría provocar pseudocráteres como los encontrados en Islandia, y domos de lodo, ambas estructuras probables en nuestra zona de estudio. En la Figura 7.9 se muestra el pequeño cono con cráter CC-08, situado cerca de Olympia. En (a) aparecen el edificio en 3D y los perfiles marcados en azul y rojo que se muestran en elevación en (b) y en pendientes en (c) La imagen CTX aparece en (d).

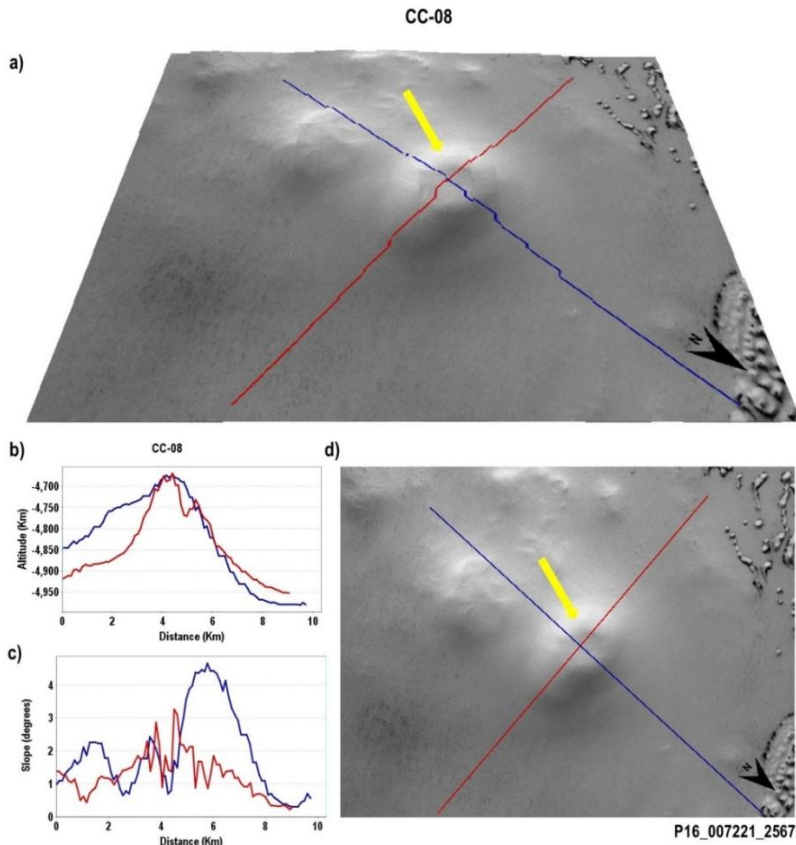


Figura 7.9: Estudio de CC-08. La flecha amarilla indica el cráter. (a) Imágen en 3D con perfiles marcados en azul y rojo que se presentan en altimetría en (b) y en pendientes en (c). (d) Imagen CTX. (Sánchez-Bayton et al., 2022b)

La segunda hipótesis, alóctona, propone que la alteración del material volcánico de Alba Patera podría llevar a la formación de yeso y los cristales de yeso podrían liberarse por la sublimación del casquete polar (Massé et al., 2012). Esta hipótesis es apoyada por estudios que sugieren que el yeso es resistente a la erosión durante el transporte eólico de larga distancia (Szyndkiewicz et al., 2013). El yeso se habría quedado acumulado en el casquete polar Norte y los vientos los transportarían a la zona circumpolar. Es probable que estas dos hipótesis: “origen local” y “origen alóctono” sean correctas, y los procesos que implican contribuyan a explicar la formación de yeso en Olympia Undae.

8. Resultados y Conclusiones. Posibles líneas de investigación futuras.

8.1. Resultados y Conclusiones

Aunque los resultados y las conclusiones de la Tesis se han presentado en los Capítulos 5, 6 y 7, a medida que eran obtenidos, parece conveniente comentarlos de una manera integrada. Para ello, a continuación, se examina el cumplimiento de los objetivos operativos propuestos para alcanzar el objetivo final: mejorar el conocimiento de la Zona Circumpolar de Marte mediante el estudio detallado de dos regiones de particular interés: Scandia y Olympia Undae, localizadas en el área comprendida en 70-80°N y 150-230°E.

La investigación se ha iniciado situando el estudio de estas dos regiones en un contexto más amplio. Con este objetivo, se ha llevado a cabo una detallada presentación de los modelos cronológicos y las principales características geofísicas de Marte (Capítulo 1) y, en particular, de las dos regiones que constituyen el área de estudio, enmarcándolas en el ámbito de la Zona Circumpolar y el Casquete Polar (Capítulo 2). La aproximación al estado de conocimiento actual de la cronología, estructura, actividad interna, datos gravimétricos, magnetismo y atenuación en el interior del planeta, es una gran ayuda para la interpretación de las estructuras objeto de estudio. Por su parte, la comparación de los resultados que se presentan más adelante con la descripción de Olympia Undae y Scandia del Capítulo 2, demuestra que, si bien la extensión del área de estudio es limitada, resulta muy representativa de la Zona Circumpolar.

- **Objetivo operativo 1:** *Desarrollo de una metodología para la localización, análisis morfométrico y clasificación de diferentes edificios de pequeño y mediano tamaño presentes en la zona de estudio.*

La Metodología desarrollada en la Tesis, cuya presentación se detalla en el Capítulo 4, tiene su punto de partida en el análisis de perfiles topográficos sobre la superficie de Marte y de imágenes de alta calidad. Se han realizado perfiles topográficos de hasta 600 km, analizando estructuras significativas basadas en datos localizados sobre información DTM (topografía MOLA), y se han analizado un total de 51 imágenes HIRISE, 1205 CTX y 239 HRSC. La aplicación de esta primera etapa de la metodología ha permitido la localización de 200 estructuras de tamaño pequeño y mediano cuya máxima dimensión horizontal varía entre 3 y 68 km y su área basal entre 4.47 y 648.40 km². Hasta la fecha no se había realizado ningún estudio tan detallado de este

tipo de estructuras en esta latitud norte de Marte, y la mayor parte de estas estructuras no habían sido clasificadas previamente. Una vez confirmada la existencia de datos de calidad para los edificios localizados, se ha procedido a un estudio más exhaustivo de cada uno de ellos.

El análisis visual conjunto de las imágenes orbitales 2D y 3D de cada estructura, el mapa topográfico 2D de la elevación del terreno, y el 3D de pendientes, han proporcionado un primer acercamiento a las principales características de cada una de ellas: si tiene o no cráter, grado de complejidad, y presencia o ausencia de zonas visibles de eyección. Los perfiles de pendientes se han mostrado particularmente útiles para el estudio de los edificios más pequeños.

El análisis morfométrico, segundo paso en el estudio, se ha realizado mediante la medición, sobre figura, de parámetros elegidos por su valor descriptivo. En los edificios que tienen cráter se han medido los siguientes: diámetro más corto y largo del cráter (Scr y Wcr) y de la base (Sco y Wco); profundidad del cráter (Dcr); área del cráter (Ar), y altitud (Hco) con respecto al terreno circundante (base de la estructura). Para accidentes geográficos sin cráter el estudio es más sencillo y solo se han considerado los parámetros Sco , Wco y Hco . En este caso, este último parámetro se mide como la diferencia entre la parte más alta de la estructura, MxE , y la superficie, MiE . De esta manera, cada una de las 200 estructuras ha quedado definida por parámetros comunes que permiten un análisis comparativo coherente. El estudio de los parámetros ha dado lugar a 1245 datos numéricos que han sido procesados con JMars.

En función de su morfología y de los estudios estadísticos realizados con JMARS, los 200 accidentes geográficos se han clasificado en tres grupos diferentes: Edificios con Cráter, Edificios sin Cráter y Edificios Irregulares. Los dos primeros se basan en la presencia (o ausencia) de un cráter visible en la estructura. El tercer grupo reúne accidentes geográficos complejos que comparten algunas propiedades de los dos anteriores. Los Edificios con Cráter forman el grupo más numeroso con 129 elementos que se divide en tres subgrupos: Conos con Cráter (CC), Cráteres de Impacto (IC) y Cráteres Indiferenciados (UC). Por su parte, el grupo de Edificios sin Cráter se compone de 46 elementos y tiene dos subgrupos diferenciados: Domos con Picos (PD) y Domos Simples. (SP). Los 25 accidentes geográficos restantes son Edificios Irregulares (IS). Esta diversidad de estructuras confirma el interés del área de estudio. Las dimensiones de cada uno de estos edificios y sus imágenes están disponibles en el Anexo 1.

Algunos resultados de particular interés correspondientes a las estructuras y su clasificación son:

1. Los parámetros morfológicos elegidos para medir las estructuras reflejan adecuadamente sus características definitorias y proporcionan una base sólida para su clasificación. La variedad de los edificios analizados prueba la complejidad de la región estudiada; y el análisis de sus posibles orígenes arroja nueva luz sobre algunos de los procesos más importantes presentes en la formación y evolución de la Zona Circumpolar Norte. En concreto, el elevado número de conos con cráter señala la importancia que los posibles procesos volcánicos, incluidos los subglaciales, han podido tener en las últimas etapas de formación de la superficie del casquete polar (100000 años) y sugieren que la actividad del planeta se ha mantenido con un nivel elevado en épocas más recientes que las consideradas hasta la fecha.
2. La comparación de los edificios con cráter entre sí pone de manifiesto la diferencia entre Conos con Cráter y Cráteres de Impacto, y la conveniencia de introducir una categoría de Cráteres Indiferenciados que poseen rasgos de uno u otro de los grupos anteriores. Además, se caracterizan por tener parámetros con valores intermedios puesto que en estas latitudes, y debido al tamaño de los edificios, la diferenciación no siempre es clara. Los accidentes geográficos con cráter tienen la mayor dispersión en tamaño, especialmente los cráteres de impacto, IC, en los que el diámetro del cráter varía entre 0.013 y 1.340 km, con un valor medio de 0.194 km. Existe una diferencia notable en la relación entre altura y profundidad del cráter, (H_{co}/D_{cr}), que permite diferenciarlos entre sí: los CC tienen una relación significativamente mayor que los IC, mientras que los UC se encuentran en posición intermedia. La figura 5.15a describe con claridad estas diferencias. Esto indica que los cráteres UC están por encima del terreno, pero son más profundos que los CC. La diversidad de posibles naturalezas de las formaciones estudiadas abarca casi la totalidad de los tipos considerados en el Capítulo 2 con posible presencia en Scandia y Olympia Undae.
3. Las estructuras sin cráter, es decir los Domos con Picos y los Domos Simples, y los Edificios Irregulares que pueden tener cráteres no fácilmente visibles, constituyen el conjunto más variado. Estos últimos edificios son los más grandes y su área alcanza un valor medio de 986.848 km² mientras que el de los Domos con Picos, PD, es 43.17 km². Los PD se caracterizan por tener la dimensión horizontal media más pequeña

7.565 km, en fuerte contraste con los 34.176 km de los IS. La relación W_{co}/S_{co} entre el diámetro más largo de la base, W_{co} , y el más corto, S_{co} , es lineal en los tres casos, lo que indica que, a pesar de las diferencias entre estas tres categorías, la base es circular.

Los Conos con Cráter, los Cráteres Indiferenciados y los Domos con Picos, así como la mayoría de los Cráteres de Impacto (28 de 30), se localizan en Scandia. A ellos hay que añadir 20 de los 25 Edificios Irregulares. La abundancia y variedad de formaciones de esta región es coherente con su accidentada morfología descrita en el Capítulo 2. En cambio, las estructuras en Olympia se reducen a 2 Cráteres de Impacto, 5 Edificios Irregulares y los 6 Domos Simples. Estas últimas estructuras sólo se presentan en esta región; son visibles a pesar de su pequeño tamaño; tienen rasgos peculiares fácilmente observables en la Figura 6.6, y adoptan cierta distribución longitudinal. Como se indicó en el Capítulo 7, su formación puede estar estrechamente vinculada con los fenómenos eólicos frecuentes en esa zona, unidos a procesos relacionados con el clima, como la deposición orientada y la sublimación de volátiles. También es importante considerar la posibilidad de que el mar de dunas esconda algunas estructuras o disminuya el tamaño de las 13 que son visibles, entre las que se encuentran 5 Edificios Irregulares de tamaño significativo y que, debido a su localización, pueden estar parcialmente enterrados. La discusión realizada en el Capítulo 7 sobre el origen de las estructuras, además de considerar los procesos volcánicos, internos y de impacto, también señala la posible relación con fenómenos externos y de superficie, y se podría establecer que las interacciones combinadas entre estos cuatro tipos de procesos parecen ofrecer la mejor explicación para muchos de los accidentes geográficos identificados.

- **Objetivo operativo 2:** *Análisis de la aplicabilidad del radar SHARAD para complementar la Metodología mediante el estudio de radargramas.*

En esta segunda parte de la Metodología, las seis categorías que constituyen la clasificación de los 200 edificios han sido analizadas considerando la aplicación de radargramas obtenidos por el radar de pequeña profundidad SHARAD. El objetivo perseguido ha sido investigar si estructuras de tamaño pequeño y mediano, como las estudiadas en esta Tesis, pueden ser visualizadas y qué tamaño y condiciones deben tener para que puedan medirse con SHARAD, de manera que se obtenga nueva información sobre ellas. El punto de partida han sido los 3875 radargramas registrados por SHARAD en la zona de estudio. La aplicación a edificios tan pequeños ha resultado muy

compleja porque la mayoría no tiene, prácticamente, cobertura de radar y solo algunos son sobrevolados por los suficientes radargramas, y en diferentes direcciones que permitan un estudio más completo. En muchos casos, SHARAD solo sobrevuela parcial o periféricamente los edificios. A esta dificultad generada por el tamaño, se añaden otras limitaciones como la resolución limitada del radar SHARAD; la rugosidad superficial; las localizaciones menos sobrevoladas por el radar y, de manera especial, la complejidad topográfica, ya que la superficie afecta significativamente la interpretación de los datos obtenidos por radares. Este problema es particularmente importante en el caso de equipos de penetración superficial, como SHARAD. En cuanto al tamaño, a menor tamaño, menor probabilidad de ser sobrevolado por radargramas, menor influencia del edificio sobre el terreno circundante y mayor influencia de éste sobre él. Estos fenómenos limitan la información que se puede obtener. En concreto, para el caso de los Conos con Cráter solo 31 de los 86 edificios se pueden analizar con SHARAD, siendo 7 km el tamaño mínimo para que puedan ser visibles.

Para los Cráteres de Impacto, su mayor tamaño permite que la mitad de sus 30 componentes puedan ser medidos y analizados, mientras que solo 3 de los 12 edificios catalogados como Cráteres Indiferenciados, con tamaño de 6-8 km, son visibles y medibles por SHARAD. Respecto de los radargramas correspondientes a estos grupos, los de edificios CC se sitúan por encima del terreno, con elevaciones claras y partes superiores que se observan como planas, o con pequeños cráteres que se ven con dificultad. Los IC se caracterizan mostrando los bordes del cráter en forma de picos, y la reflexión del cráter con una parábola. Además, presentan generalmente una clara zona de material a su alrededor. Los UC son escasamente visibles y analizables por radar.

En cuanto a los edificios sin cráter, sólo los que tienen diámetro superior a 6 km, requisito que únicamente cumple el 20%, pueden ser estudiados por SHARAD, e incluso hay casos en los que la influencia de Dokka hace casi imposible el estudio. La situación para los Domos Simples es la peor porque su reducido tamaño y su distribución en latitud reducen a solo 2 los edificios de este tipo que pueden ser observados y medidos con SHARAD. Por último, los Edificios Irregulares, por ser los de mayor tamaño, han podido ser analizados en su totalidad y han ofrecido importante información sobre algunos de sus rasgos.

La consideración conjunta de estos resultados permite afirmar que, a pesar de las dificultades inherentes a la aplicación de SHARAD a edificios de

dimensiones tan pequeñas, y de la necesidad de refinar esta técnica, es posible obtener nueva información sobre algunos de los edificios considerados. Por lo tanto, puede ser útil para ayudar a la clasificación de formaciones.

- **Objetivo operativo 3:** *Creación de un banco de datos. Elaboración de mapas de estructuras para mejorar las descripciones topográficas y geológicas.*

Todas las figuras empleadas para el análisis de las 200 estructuras, y los cálculos y las estadísticas obtenidos con el estudio de los 1250 datos, morfométricos obtenidos de ellas, pueden encontrarse en el Anexo I y en el repositorio <https://doi.org/10.1016/j.jpss.2021.105389.m>.

La investigación que ha dado lugar a esta Tesis ha conducido a la redacción de dos artículos revisados por pares y publicados en revistas de acceso abierto de la Editorial Elsevier, y ha estado acompañada de la presentación de su evolución en numerosos Congresos que se citan en el Anexo III.

La aplicación de la Metodología ha ido generando sucesivos mapas de la zona de estudio en los que se recoge la distribución espacial y el tamaño de las distintas categorías de edificios analizados en las dos etapas del proceso: estudio morfológico y aplicabilidad de SHARAD. El conjunto de los 10 mapas principales del estudio morfológico, y los análisis de numerosas imágenes obtenidas por el radar SHARAD, representan una valiosa aportación para el conocimiento de la zona de estudio.

- **Objetivo operativo 4:** *Aplicación al estudio del efecto de la superficie en la propagación de frecuencias de radio en la atmósfera marciana.*

La Metodología puesta a punto en esta Tesis Doctoral ha probado su utilidad para otras aplicaciones, como el estudio del efecto de la superficie en la propagación de ondas de radio en la atmósfera marciana. Debido a que la superficie de Marte tiene zonas muy abruptas, las observaciones ionosféricas del radar MARSIS sobrevuelan frecuentemente relieves muy complejos, como el Valle de Tharsis, el Monte Olympo y el Casquete Polar Norte. Cuando el radar MARSIS opera para sondear la subsuperficie del planeta, la señal de radio emitida tiene que atravesar la atmósfera del planeta y su ionosfera, que introducen diversos efectos en la propagación de radio. Uno de ellos es la atenuación de señales que, en principio, también podría ser afectada por la propia orografía del planeta. Esta Tesis ha contribuido a descartar esta posibilidad durante un evento de partículas energéticas solares que tuvo lugar en diciembre de 2014. Este fenómeno ha sido investigado en el marco de un estudio desarrollado en la Universidad de Leicester (Reino

Unido), dirigido por el Profesor Mark Lester y la Dra. Beatriz Sánchez-Cano. La publicación de este estudio, en el que esta Doctoranda participa como coautora, se encuentra bajo revisión en la revista *Journal of Geophysical Research Space* de la editorial Wiley.

- **Objetivo operativo 5:** Aplicación al estudio detallado de las dunas y los vientos en *Olympia Undae* y su interacción con las estructuras de esa zona.

La Metodología desarrollada para el análisis morfométrico de estructuras, y especialmente los datos y los modelos 3D de elevación y pendientes obtenidos en su primera parte, han permitido realizar un estudio detallado de las dunas y los vientos en *Olympia Undae*, y de su interacción con las estructuras. De esta manera, se extiende la metodología desarrollada en la Tesis a aplicaciones meteorológicas. Esta ampliación incluye el cálculo de la altitud crítica de cambio de vientos y de la pendiente límite para dunas móviles. Como resultado, se ha podido obtener para los 6 Domos Simples y los 5 Edificios Irregulares, la siguiente información, que aparece detallada en el apartado 6.5.1 para el IS-01, y el Anexo II para las 10 estructura restantes:

- Tipos de dunas en el entorno de la estructura
- Dinámica del viento y transporte de sedimentos
- Modificación del proceso por vientos polares
- Influencia de la estructura en las dunas
- Influencia del viento en la forma de la estructura

El resultado final es un mejor conocimiento de las características de *Olympia Undae* y de la dinámica de los vientos y las dunas en su superficie.

Los resultados expuestos permiten deducir las siguientes Conclusiones:

1. La Metodología desarrollada en la Tesis permite un estudio detallado de estructuras de tamaño pequeño y mediano que incluye su localización, el conocimiento de sus características morfológicas y su clasificación en 6 categorías que facilitan su estudio. La utilidad de este resultado se manifiesta en el banco de datos puesto a disposición de los investigadores.
2. A pesar de las dificultades planteadas por las características de las estructuras, el radar SHARAD puede aportar una información importante sobre su morfología, especialmente cuando el tamaño supera el umbral de 6-8 km.
3. El sucesivo estudio de las diferentes categorías de edificios proporciona mapas de la zona que informan sobre el predominio y la distribución de los distintos edificios, que ayudan a entender mejor las características de la zona de estudio. Las diferencias entre Scandia y

Olympia Undae se ponen más de manifiesto con la aplicación de esta Metodología.

4. La Metodología encierra posibilidades de aplicación muy interesantes como lo prueban el estudio de los posibles efectos de la superficie del planeta en el funcionamiento del radar MARSIS, y la aportación al conocimiento de las dunas y los vientos y su interrelación con las estructuras, en Olympia Undae.

8.2. Posibles líneas de investigación futuras

La investigación desarrollada en la Tesis y los resultados obtenidos sugieren varias líneas de estudio que pueden avanzar el trabajo realizado.

La primera se refiere a la profundización estadística del estudio morfométrico. Para ello se pueden considerar varios caminos: (1) el uso de algún nuevo parámetro, como datos térmicos, que pueda evaluar otros aspectos de las estructuras; (2) la aplicación de la Metodología a otras zonas de Marte con características diferentes a la estudiada en esta Tesis, o la utilización de mejores imágenes obtenidas por nuevas sondas para ampliar el conocimiento de las zonas ya estudiadas.

La segunda línea de trabajo se plantea en torno al uso de SHARAD realizado en las condiciones de esta Tesis, y la posibilidad de superar la limitación de los resultados debida al tamaño de las estructuras. Parece interesante ensayar el estudio con estructuras más grandes y con mejor cobertura, y una vez familiarizados con la técnica, ir acercándose a situaciones como las abordadas en la Tesis para conocer mejor las condiciones de aplicabilidad.

La tercera, y quizá la más ambiciosa, estaría orientada a modelizar matemáticamente las relaciones entre las estructuras en Olympia Undae, los vientos y las dunas circundantes apuntadas en la Tesis.

Referencias.

- ☀ Acuna, M. H., Connerney, J. E. P., Ness, Lin, R. P., Mitchell, D., Carlson, C. W., Cloutier, P. (1999). Global distribution of crustal magnetization discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER experiment. *Science*, 284(5415), 790-793.
<https://doi.org/10.1126/science.284.5415.790>
- ☀ Ahmad, A., Nair, A.M. (2021). Landform evolution of Tharsis Montes and Olympus Mons of Mars: Insights from morphometric, hypsometric and chronologic evidences. *J Earth Syst Sci* 130, 172
<https://doi.org/10.1007/s12040-021-01672-5>
- ☀ Albee, A., Arvidson, R., Palluconi, F., Thorpe, T. (2001). Overview of the Mars global surveyor mission. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106(E10), 23291-23316. <https://doi.org/10.1029/2000JE001306>
- ☀ Ackiss, S., y Wray, J. J. (2014). Occurrences of possible hydrated sulfates in the southern high latitudes of Mars. *Icarus*, 243, 311-324.
<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2014.08.016>
- ☀ Ackiss, S., Horgan, B., Seelos, F., Farrand, W., Wray, J. (2018). Mineralogic evidence for subglacial volcanism in the Sisyphi Montes region of Mars. *Icarus*, 311, 357-370. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2014.08.016>
- ☀ Ackiss, S. (2019). Investigating the Mineralogy and Morphology of Subglacial Volcanoes on Earth and Mars (Doctoral dissertation, Purdue University).
- ☀ Andrews-Hanna, J., Broquet, A. (2023). The history of global strain and geodynamics on Mars, *Icarus*, Volume 395, 115476, ISSN 0019-1035.
<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2023.115476>.

- ☀ *Aki, K. (1969). Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. Journal of geophysical research, 74(2), 615-631. <https://doi.org/10.1029/JB074i002p00615>*
- ☀ *Azuma, S., Katayama, I. Evolution of the rheological structure of Mars. Earth Planets Space 69, 8 (2017). <https://doi.org/10.1186/s40623-016-0593-z>*
- ☀ *Banerdt, W. B., Smrekar, S. E., Banfield, D., Giardini, D., Golombek, M., Johnson, C. L., ... & Wicczorek, M. (2020). Initial results from the InSight mission on Mars. Nature Geoscience, 13(3), 183-189. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0544-y>*
- ☀ *Bartali, R y S. Colli, M. (2018) “Características de los cráteres de impacto: cráteres simples”. Revista METEORITOS, ISSN 2605-2946. Año 2, No 9, 2018, pp. 19-36.*
- ☀ *Becerra, P., Sori, M. M., Byrne, S. (2017). Signals of astronomical climate forcing in the exposure topography of the North Polar Layered Deposits of Mars. Geophysical Research Letters, 44(1), 62–70. <https://doi.org/10.1002/2016gl071197>*
- ☀ *Berger, G., Toplis, M. J., Treguier, E., d’Uston, C., Pinet, P. (2009). Evidence in favor of small amounts of ephemeral and transient water during alteration at Meridiani Planum, Mars. American Mineralogist, 94(8-9), 1279-1282. <https://doi.org/10.2138/am.2009.3230>*
- ☀ *Bibring, J. P., Langevin, Y., Mustard, J. F., Poulet, F., Arvidson, R., Gendrin, A., ... & Neukum, G. (2006). Global mineralogical and aqueous Mars history derived from OMEGA/Mars Express data. science, 312(5772), 400-404. <https://doi.org/10.1126/science.1122659>*
- ☀ *Bibring, J. P., Soufflot, A., Berthé, M., Langevin, Y., Gondet, B., Drossart, P., ... & Forget, F. (2004). OMEGA: Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité. In: Mars Express: the scientific payload. Ed. by Andrew Wilson, scientific coordination: Agustín Chicarro. ESA SP-1240, Noordwijk, Netherlands: ESA Publications Division, ISBN 92-9092-556-6, 2004, p. 37-49, 1240, 37-49.*
- ☀ *Black, B. A., y Stewart, S. T. (2008). Excess ejecta craters record episodic ice-rich layers at middle latitudes on Mars. Journal of Geophysical Research: Planets, 113(E2). <https://doi.org/10.1029/2007JE002888>*
- ☀ *Bourke, M. C., Balme, M., Beyer, R. A., Williams, K. K., Zimbelman, J. (2006). A comparison of methods used to estimate the height of sand dunes on Mars. Geomorphology, 81(3-4), 440-452*

- <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.04.023>
- ☀ Bourke, M.C., Balme, M.R., 2008. In: Megabarchans on Mars, Planetary Dunes Workshop: A Record of Climate Change. Abstr. #7036, Alamogordo, NM.
 - ☀ Bourke, M. C., Balme, M., Zimbelman, J. (2004). A comparative analysis of barchan dunes in the intra-crater dune fields and the north polar sand sea. In Lunar and Planetary Science Conference (p. 1453).
 - ☀ Bourke, M. C., Goudie, A. S. (2009). Varieties of barchan form in the Namib Desert and on Mars. *Aeolian Research*, 1(1-2), 45-54. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2009.05.002>
 - ☀ Boyce, J. M., Mouginitis-Mark, P., Garbeil, H. (2005). Ancient oceans in the northern lowlands of Mars: Evidence from impact crater depth/diameter relationships. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 110(E3). <https://doi.org/10.1029/2004JE002328>
 - ☀ Buhler, P. B., y Piqueux, S. (2021). Obliquity-Driven CO₂ Exchange Between Mars' Atmosphere, Regolith, and Polar Cap. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 126(5), e2020JE006759. <https://doi.org/10.1029/2020JE006759>
 - ☀ Byrne, S. (2009), The polar deposits of Mars, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 37, 535–360. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.031208.100101>
 - ☀ Boatwright, B. D., y Head, J. W. (2021). A noachian proglacial paleolake on Mars: Fluvial activity and lake formation within a closed-source drainage basin crater and implications for early Mars climate. *The Planetary Science Journal*, 2(2), 52. <https://doi.org/10.3847/PSJ/abe773>
 - ☀ Bonello, G., Bibring, J. P., Poulet, F., Gendrin, A., Gondet, B., Langevin, Y., & Fonti, S. (2004). Visible and infrared spectroscopy of minerals and mixtures with the OMEGA/MARS-EXPRESS instrument. *Planetary and Space Science*, 52(1-3), 133-140. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2003.08.014>
 - ☀ Bottke, W., y Andrews-Hanna, J. C. (2017). A post-accretionary lull in large impacts on early mars. *Nature Geoscience*, 10, 344–348. <https://doi.org/10.1038/ngeo2937>
 - ☀ Broquet, A y Andrews-Hanna, J. (2023). Plume-induced flood basalts on Hesperian Mars: An investigation of Hesperia Planum. *Icarus*, Volume 391, 115338, ISSN 0019-1035, <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2022.115338>.
 - ☀ Brothers, T. C., Holt, J. W., Spiga, A. (2015). Planum Boreum basal unit topography, Mars: Irregularities and insights from SHARAD. *Journal of*

- Geophysical Research: Planets, 120(7), 1357-1375.
<https://doi.org/10.1002/2015JE004830>
- ☀ Brož, P., y Hauber, E. (2012). A unique volcanic field in Tharsis, Mars: Pyroclastic cones as evidence for explosive eruptions. *Icarus*, 218(1), 88-99. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2011.11.030>
- ☀ Brož, P., y Hauber, E. (2013). Hydrovolcanic tuff rings and cones as indicators for phreatomagmatic explosive eruptions on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118(8), 1656-1675. <https://doi.org/10.1002/jgre.20120>
- ☀ Brož, P., Čadek, O., Hauber, E., Rossi, A. P. (2015). Scoria cones on Mars: Detailed investigation of morphometry based on high-resolution digital elevation models. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 120(9), 1512-1527. <https://doi.org/10.1002/2015JE004873>
- ☀ Brož, P., Oehler, D., Mazzini, A., Hauber, E., Komatsu, G., Etiopie, G., Cuřín, V. (2023). An overview of sedimentary volcanism on Mars. *Earth Surface Dynamics*, 11(4), 633-661. <https://doi.org/10.5194/esurf-11-633-2023>
- ☀ Bottke, W., y Andrews-Hanna, J. (2017). A post-accretionary lull in large impacts on early Mars. *Nature Geosci* 10, 344–348 <https://doi.org/10.1038/ngeo2937>
- ☀ Bloxham, J., y Gubbins, D. (1987). Thermal core–mantle interactions. *Nature*, 325(6104), 511-513. <https://doi.org/10.1038/325511a0>
- ☀ Burr, D. M., Tanaka, K. L., Yoshikawa, K. (2009). Pingos on Earth and Mars. *Planetary and Space Science*, 57(5-6), 541-555. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2008.11.003>
- ☀ Burris, M., Anderson, Z., Anwar, S., Dickenshied, S., Hagee, W., Rios, K., Noss, D., Piacentine, N., Wren, P., Christensen, P. (2023) JMARS: Introduction to a Geographic Information System. Suite. 6th Planetary Data Workshop held 26-28 junio, 2023 in Flagstaff, Arizona/Virtual. LPI Contribution No. 2991, 2023, <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2023LPICo2991.7053B/abstract>
- ☀ Cardesin-Moinelo, A., Godfrey, J., Grotheer, E., Blake, R., Damiani, S., Wood, S., ... & Wilson, C. (2024). Mars Express: 20 Years of Mission, Science Operations and Data Archiving. *Space Science Reviews*, 220(2), 25. <https://doi.org/10.1007/s11214-024-01059-0>
- ☀ Carr, M. H., Head, J. W. (2010). Geologic history of Mars, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 294, Issues 3–4, Pages 185-203, ISSN 0012-821X, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.06.042>

- ☀ Cartacci, M., Amata, E., Cicchetti, A., Noschese, R., Giuppi, S., Langlais, B., ... Picardi, G. (2013). Mars ionosphere total electron content analysis from MARSIS subsurface data. *Icarus*, 223(1), 423-437.
<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2012.12.011>
- ☀ Chapman, M. G., y Tanaka, K. L. (2002). Related magma–ice interactions: Possible origins of chasmata, chaos, and surface materials in Xanthe, Margaritifer, and Meridiani Terrae, Mars. *Icarus*, 155(2), 324-339.
<https://doi.org/10.1006/icar.2001.6735>
- ☀ Chappelw, J. E., y Herrick, R. R. (2008). On the origin of a double, oblique impact on Mars. *Icarus*, 197(2), 452-457.
<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2008.06.001>
- ☀ Catling, D. C. (2014). Mars atmosphere: History and surface interactions. In *Encyclopedia of the solar system* (pp. 343-357). Elsevier.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-415845-0.00016-5>
- ☀ Chicarro, A., Martin, P., Trautner, R. (2004). The Mars Express mission: an overview. In: *Mars Express: the scientific payload*. Ed. by Andrew Wilson, scientific coordination: Agustin Chicarro. ESA SP-1240, Noordwijk, Netherlands: ESA Publications Division, ISBN 92-9092-556-6, 2004, p. 3-13, 1240, 3-13.
- ☀ Chojnacki, M., Vaz, D. A., Acharya, P. J., Silvestro, S., & Smith, I. B. (2024). Revelations of interannual dune evolution from the swiftest aeolian system on Mars by MRO/HiRISE long-term monitoring. *Icarus*, 419, 115863. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2023.115863>
- ☀ Chopde, N. R., y Nichat, M. (2013). Landmark based shortest path detection by using A* and Haversine formula. *International Journal of Innovative Research in Computer and Communication Engineering*, 1(2), 298-302.
http://www.ijirccc.com/upload/2013/april/17_V1204030_Landmark_H.pdf
- ☀ Christensen, P.R., Engle, E., Anwar, S., Dickenshied, S., Noss, D.; Gorelick, N., Weiss-Malik, M. (2009). JMARS – A Planetary GIS, AGU 2009, Abstract IN22A-06
- ☀ Clifford, S. M., Lasue, J., Heggy, E., Boisson, J., McGovern, P., Max, M. D. (2010). Depth of the Martian cryosphere: Revised estimates and implications for the existence and detection of subpermafrost groundwater. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 115(E7).
<https://doi.org/10.1029/2009JE003462>
- ☀ Coles, K. S., Tanaka, K. L., Christensen, P. R. (2019). *The atlas of Mars: mapping its geography and geology*. Cambridge University Press.

- ☀ Conway, S. J., Hovius, N., Barnie, T., Besserer, J., Le Mouélic, S., Orosei, R., Read, N. A. (2012). Climate-driven deposition of water ice and the formation of mounds in craters in Mars' north polar region. *Icarus*, 220(1), 174-193. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2012.04.021>
- ☀ Cottaar, S., y Koelemeijer, P. (2021). The interior of Mars revealed. *Science*, 373(6553), 388-389. <https://doi.org/10.1126/science.abj8914>
- ☀ Croci, R., Seu, R., Flamini, E., & Russo, E. (2011). The SHAlloW RADar (SHARAD) on board the NASA MRO mission. *Proceedings of the IEEE*, 99(5), 794-807. <https://doi.org/10.1109/JPROC.2010.2104130>
- ☀ Cutts, J. (1973). Nature and origin of layered deposits of the Martian polar regions. *Journal of Geophysical Research*,78(20), 4231-4249. <https://doi.org/10.1029/JB078I020P04231>
- ☀ Czechowski, L., Zalewska, N., Zambrowska, A., Ciazela, M., Witek, P., Kotlarz, J. (2023). The formation of cone chains in the Chryse Planitia region on Mars and the thermodynamic aspects of this process. *Icarus*, 396, 115473 <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2023.115473>
- ☀ Dainty, A. M., Toksöz, M. N. Dainty, Anderson, K. R., Pines, P. J., Nakamura, Y., & Latham, G. (1974). Seismic scattering and shallow structure of the Moon in Oceanus Procellarum. *The moon*, 9, 11-29. <https://doi.org/10.1007/BF00565388>.
- ☀ Dainty, A. M., y Toksöz, M. N. (1981). Seismic codas on the Earth and the Moon: A comparison. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 26(4), 250-260. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90029-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90029-7)
- ☀ Das, E., Mustard, J. F., Tarnas, J. D., Pascuzzo, A. C., Kremer, C. H. (2022). Investigating the origin of gypsum in Olympia Undae: Characterizing the mineralogy of the basal unit. *Icarus*, 372, 114720. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2021.114720>.
- ☀ Diniega, S., Bramson, A. M., Buratti, B., Buhler, P., Burr, D. M., Chojnacki, M., et al. (2021). Modern Mars' geomorphological activity, driven by wind, frost, and gravity. *Geomorphology*, 380, 107627. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107627>
- ☀ Dreibus, G., & Wanke, H. (1985). Mars, a volatile-rich planet. *Meteoritics (ISSN 0026-1114)*, vol. 20, pt. 2, June 30, 1985, p. 367-381. DFG-supported research., 20, 367-381.
- ☀ Du, A., Ge, Y., Wang, H. et al. (2023). Ground magnetic survey on Mars from the Zhurong rover. *Nat Astron* 7, 1037–1047 <https://doi.org/10.1038/s41550-023-02008-7>

- ☀ Dunlop, J y Arkani-Hamed, J. (2005). "Magnetic minerals in the Martian crust." *Journal of Geophysical Research: Planets* 110.E12. <https://doi.org/10.1029/2005JE002404>
- ☀ Ewing, R. C., Peyret, A. P. B., Kocurek, G., Bourke, M. (2010). Dune field pattern formation and recent transporting winds in the Olympia Undae Dune Field, north polar region of Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 115(E8). <https://doi.org/10.1029/2009JE003526>
- ☀ Fagan, A. L., Sakimoto, S. E. H., y Hughes, S. S. (2010). Formation constraints on Martian north polar volcanic edifices. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 115(E7). <https://doi.org/10.1029/2009JE003476>
- ☀ Fagan, A. L., y Sakimoto, S. E. H. (2012). An investigation of Martian northern high-latitude and polar impact crater interiors: Atypical interior topographic features and cavity wall slopes. *Meteoritics & Planetary Science*, 47(6), 970-991. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2012.01365.x>
- ☀ Fagents, S. A., y Thordarson, T. (2007). Rootless volcanic cones in Iceland and on Mars. *The geology of Mars: Evidence from Earth-based analogs*, 151-177.
- ☀ Farmer, C. B., Davies, D. W., Holland, A. L., Laporte, D. D., Doms, P. E. (1977). Correction [to "Mars: Water vapor observations from the Viking Orbiters" by CB Farmer et al]. *Journal of Geophysical Research*, 82(36), xvii-xviii. <https://doi.org/10.1029/JB082i036p0xvii>
- ☀ Feldman, W. C., Bourke, M. C., Elphic, R. C., Maurice, S., Bandfield, J., Prettyman, T. H., ... Lawrence, D. J. (2008). Hydrogen content of sand dunes within Olympia Undae. *Icarus*, 196(2), 422-432. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2007.08.044>
- ☀ Fenton, L. K. (2020). Updating the global inventory of dune fields on Mars and identification of many small dune fields. *Icarus*, 352, 114018. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2020.114018>
- ☀ Ferguson, R.L, Hare, T.M., Laura, J., 2018, HRSC and MOLA Blended Digital Elevation Model at 200m v2, Astrogeology PDS Annex, U.S. Geological Survey, URL: http://bit.ly/HRSC_MOLA_Blend_v0
- ☀ Fernandez-Cascales, L., Lucas, A., Rodriguez, S., Gao, X., Spiga, A., Narteau, C. (2018). First quantification of relationship between dune orientation and sediment availability, Olympia Undae, Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 489, 241-250. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.03.001>

- ☀ Fernando, B., Daubar, I. J., Charalambous, C., Grindrod, P. M., Stott, A., Al Ateqi, A., ... & Banerdt, W. B. (2023). A tectonic origin for the largest marsquake observed by InSight. *Geophysical Research Letters*, 50(20), <https://doi.org/10.1029/2023GL103619>
- ☀ Fishbaugh, K. E., y Head III, J. W. (2000). North polar region of Mars: Topography of circumpolar deposits from Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) data and evidence for asymmetric retreat of the polar cap. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 105(E9), 22455-22486. <https://doi.org/10.1029/1999JE001230>
- ☀ Fishbaugh, K. E., y Head III, J. W. (2001). Comparison of the north and south polar caps of Mars: New observations from MOLA data and discussion of some outstanding questions. *Icarus*, 154(1), 145-161. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2004.06.021>
- ☀ Fishbaugh, K. E., Byrne, S., Herkenhoff, K. E., Kirk, R. L., Fortezzo, C., Russell, P. S., McEwen, A. (2010). Evaluating the meaning of “layer” in the Martian north polar layered deposits and the impact on the climate connection. *Icarus*, 205(1), 269–282. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2009.04.011>
- ☀ Fishbaugh, K. E., y Head III, J. W. (2005). Origin and characteristics of the Mars north polar basal unit and implications for polar geologic history. *Icarus*, 174(2), 444-474. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2004.06.021>
- ☀ Fishbaugh, K., y Hvidberg, C. (2006). Martian north polar layered deposits stratigraphy: Implications for accumulation rates and flow. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 111(E6). <https://doi.org/10.1029/2005JE002571>
- ☀ Fishbaugh, K. E., Poulet, F., Chevrier, V., Langevin, Y., Bibring, J. P. (2007). On the origin of gypsum in the Mars north polar region. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 112(E7) . <https://doi.org/10.1029/2006JE002862>
- ☀ Frey, H., y Schultz, R. A. (1988). Large impact basins and the mega-impact origin for the crustal dichotomy on Mars. *Geophysical Research Letters*, 15(3), 229-232. <https://doi.org/10.1029/GL015i003p00229>
- ☀ Garvin, J. B., Sakimoto, S. E., Frawley, J. J., Schnetzler, C. (2000). North polar region craterforms on Mars: Geometric characteristics from the Mars Orbiter Laser Altimeter. *Icarus*, 144(2), 329-352. <https://doi.org/10.1006/icar.1999.6298>

- ☀ Gendrin, A., Bibring, J. P., Quantin, C., Mangold, N., Le Mouelic, S., Hauber, E., ... & Arvidson, R. (2006). Two years of sulfate mapping in Valles Marineris and Terra Meridiani as seen by OMEGA/Mars Express. *Lunar and Planetary Science*, 37, 1872. <http://www.lpi.usra.edu/meetings/lpsc2006/pdf/1872.pdf>
- ☀ Ghatan, G. J., y Head III, J. W. (2002). Candidate subglacial volcanoes in the south polar region of Mars: Morphology, morphometry, and eruption conditions. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 107(E7), 2-1. <https://doi.org/10.1029/2001JE001519>
- ☀ Giardini, D., Lognonné, P., Banerdt, W.B. et al. (2020). The seismicity of Mars. *Nat. Geosci.* 13, 205–212. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0539-8>
- ☀ Góbi, S., y Kereszturi, Á. (2019). Analyzing the role of interfacial water on sulfate formation on present Mars. *Icarus*, 322, 135-143. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2019.01.005>
- ☀ Goossens, S., Sabaka, T. J., Genova, A., Mazarico, E., Nicholas, J. B., & Neumann, G. A. (2017). Evidence for a low bulk crustal density for Mars from gravity and topography. *Geophysical research letters*, 44(15), 7686-7694. <https://doi.org/10.1002/2017GL074172>
- ☀ Graettinger, A. H., Boyd, J., & Nolan, J. A. (2025). Identification of candidate martian maars in Arena Colles and Nephentes/Amenthes with extension to maars as a proxy for past ground water/ice depths. *Icarus*, 426, 116368. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2024.116368>
- ☀ Gubbins, D., Jiang, Y., Williams, S. E., Zhang, K. (2022). Application of vector spherical harmonics to the magnetization of Mars' crust. *Geophysical Research Letters*, 49(1), e2021GL095913. <https://doi.org/10.1029/2021GL095913>
- ☀ Hargitai, H., y Kereszturi, Á. (2015). *Encyclopedia of planetary landforms* (pp. 1-2460). New York: Springer.
- ☀ Hayward, R. K., Fenton, L. K., Titus, T. N., Colaprete, A., Christensen, P. R. (2012). Mars global digital dune database: MC-30 (p. 1259). US Geological Survey Open-File Report.
- ☀ Hayward, R. K., Mullins, K. F., Fenton, L. K., Hare, T. M., Titus, T. N., Bourke, M. C., et al. (2007). Mars global digital dune database and initial science results. *Journal of Geophysical Research*, 112(E11), E11007. <https://doi.org/10.1029/2007je002943>
- ☀ Hayward, R. K., Fenton, L. K., Titus, T. N. (2014). Mars Global Digital Dune Database (MGD3): Global dune distribution and wind pattern

<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2013.04.011>

- ☀ Hager, B. H., y Gurnis, M. (1987). Mantle convection and the state of the Earth's interior. *Reviews of Geophysics*, 25(6), 1277-1285.
<https://doi.org/10.1029/RG025i006p01277>
- ☀ Hamilton, C. W., Mouginiis-Mark, P. J., Sori, M. M., Scheidt, S. P., Bramson, A. M. (2018). Episodes of aqueous flooding and effusive volcanism associated with Hrad Vallis, Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 123(6), 1484-1510.
<https://doi.org/10.1029/2018JE005543>
- ☀ Hargitai, H., y Kereszturi, Á. (Eds.). (2015). *Encyclopedia of planetary landforms* (pp. 1-2460). New York: Springer.
- ☀ Hartmann, W.K., Neukum, G. (2001). Cratering Chronology and the Evolution of Mars. In: Kallenbach, R., Geiss, J., Hartmann, W.K. (eds) *Chronology and Evolution of Mars. Space Sciences Series of ISSI*, vol 12. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-017-1035-0_6
- ☀ Hassler, D. M., Zeitlin, C., Wimmer-Schweingruber, R. F., Ehresmann, B., Rafkin, S., Eigenbrode, J. L., ... & Berger, G. (2014). Mars' surface radiation environment measured with the Mars Science Laboratory's Curiosity rover. *science*, 343(6169), 1244797.
- ☀ Heather, F., Trainer, M., Malespin, C., Mahaffy, P., Atreya S., Becker, R., Benna, M., Conrad, P., Eigenbrode, J. (2017). "Initial SAM calibration gas experiments on Mars: Quadrupole mass spectrometer results and implications". *Planetary and Space Science*. 138: 44–54
<https://doi.org/10.1016/j.pss.2017.01.014>
- ☀ Helffrich, G. (2017). Mars core structure—concise review and anticipated insights from InSight. *Progress in Earth and Planetary Science*, 4, 1-14.
<https://doi.org/10.1186/s40645-017-0139-4>
- ☀ Herraiz, M., A. F. Espinosa, 1987, “Coda Waves; A Review”, *Pure and Applied Geophysics*, 125, 4, 499-577.
- ☀ Herkenhoff, K. E., y Plaut, J. J. (2000). Surface ages and resurfacing rates of the polar layered deposits on Mars. *Icarus*, 144(2), 243-253.
<https://doi.org/10.1006/icar.1999.6287>
- ☀ Herny, C., Carpy, S., Bourgeois, O., Spiga, A., Rodriguez, S., Massé, M., Le Mouélic, S. (2016). The role of sublimation and condensation in the dynamics of aeolian ice sedimentation waves on the north polar cap of Mars. In *Sixth International Conference on Mars Polar Science and Exploration* (Vol. 1926, p. 6075).

- ☀ Hirt, C., Claessens, S. J., Kuhn, M., & Featherstone, W. E. (2012). Indirect evaluation of Mars Gravity Model 2011 using a replication experiment on Earth. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 56, 957-975
<https://doi.org/10.1007/s11200-011-0468-5>
- ☀ Hoffman, T., (2018). "InSight: Mission to Mars, IEEE Aerospace Conference, Big Sky, MT, USA, 2018, pp. 1-11,
<https://doi.org/10.1109/AERO.2018.8396723>
- ☀ Hood, L., Harrison, K., Langlais, B., Lillis, R., Poulet, F., Williams, D. (2010). Magnetic anomalies near Apollinaris Patera and the Medusae Fossae Formation in Lucus Planum, Mars. *Icarus*, 208(1), 118-131.
<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2010.01.009>
- ☀ Horgan, B., Bell III, J. (2012). Widespread weathered glass on the surface of Mars. *Geology*, 40(5), 391-394
<https://doi.org/10.1130/G32755.1>
- ☀ Hovius, N., Lea-Cox, A., Turowski, J. M. (2008). Recent volcano–ice interaction and outburst flooding in a Mars polar cap re-entrant. *Icarus*, 197(1), 24-38. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2008.04.020>
- ☀ Hvidberg, C., Fishbaugh, K., Winstrup, M., Svensson, A., Byrne, S., Herkenhoff, K. (2012). Reading the climate record of the Martian polar layered deposits. *Icarus*, 221(1), 405-419
<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2012.08.009>
- ☀ Ivanov, M., y Head, J. (2006). Alba Patera, Mars: Topography, structure, and evolution of a unique late Hesperian–early Amazonian shield volcano. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 111.
<https://doi.org/10.1029/2005JE002469>
- ☀ Jawin, E y Head, J. (2021). Patterns of late Amazonian deglaciation from the distribution of martian paraglacial features. *Icarus*, Volume 355, 114117, ISSN 0019-1035.<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2020.114117>.
- ☀ Jaumann, R., Neukum, G., Behnke, T., Duxbury, T. C., Eichentopf, K., Flohrer, J., ... HRSC Co-Investigator Team. (2007). The high-resolution stereo camera (HRSC) experiment on Mars Express: Instrument aspects and experiment conduct from interplanetary cruise through the nominal mission. *Planetary and Space Science*, 55(7-8), 928-952.
<https://doi.org/10.1016/j.pss.2006.12.003>
- ☀ Johnson, C., Mittelholz, A., Langlais, B., Russell, C., Ansan, V., Banfield, D., ... Banerdt, W. (2020). Crustal and time-varying magnetic fields at the InSight landing site on Mars. *Nature Geoscience*, 13(3), 199-204.
<https://doi.org/10.1038/s41561-020-0537-x>

- ☀ Jordan, R., Picardi, G., Plaut, J., Wheeler, K., Kirchner, D., Safaeinili, A., ... & Bombaci, O. (2009). The Mars express MARSIS sounder instrument. *Planetary and Space Science*, 57(14-15), 1975-1986.
<https://doi.org/10.1016/j.pss.2009.09.016>
- ☀ Kadish, S. J., Head, J. W., Barlow, N. G. (2010). Pedestal crater heights on Mars: A proxy for the thicknesses of past, ice-rich, Amazonian deposits. *Icarus*, 210(1), 92-101.
<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2010.06.021>
- ☀ Kadish, S. J., y Head, J. W. (2011). Impacts into non-polar ice-rich paleodeposits on Mars: Excess ejecta craters, perched craters and pedestal craters as clues to Amazonian climate history. *Icarus*, 215(1), 34-46.
<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2011.07.014>
- ☀ Kadish, S. J., y Head, J. W. (2014). The ages of pedestal craters on Mars: Evidence for a late-Amazonian extended period of episodic emplacement of decameters-thick mid-latitude ice deposits. *Planetary and Space Science*, 91, 91-100.
<https://doi.org/10.1016/j.pss.2013.12.003>
- ☀ Karagoz, O., Kenkmann, T., Hergarten, S. (2024). Unraveling the tectonic history of the Tharsis rise on Mars: Plume migration and critical taper dome. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 129.
<https://doi.org/10.1029/2023JE007965>
- ☀ Karakostas, F., Schmerr, N., Maguire, R., Huang, Q., Kim, D., Lekic, V., Banerdt, B. (2021). Scattering attenuation of the Martian interior through coda-wave analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 111(6), 3035-3054. <https://doi.org/10.1785/0120210253>
- ☀ Ke, Y., y Solomatov, V. (2006). Early transient superplumes and the origin of the Martian crustal dichotomy. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 111(E10). <https://doi.org/10.1029/2005JE002631>
- ☀ Kite, E. S., Hovius, N., Hillier, J. K., y Besserer, J. (2007). Candidate mud volcanoes in the northern plains of Mars. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 2007, pp. V13B-1346).
<https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2007AGUFM.V13B1346K/abstract>
- ☀ Khan, A., Ceylan, S., van Driel, M., Giardini, D., Lognonné, P., Samuel, H., ... & Banerdt, W. B. (2021). Upper mantle structure of Mars from InSight seismic data. *Science*, 373(6553), 434-438.
<https://doi.org/10.1126/science.abf2966>
- ☀ Knapmeyer-Endrun, B., Panning, M. P., Bissig, F., Joshi, R., Khan, A., Kim, D., ... & Banerdt, W. B. (2021). Thickness and structure of the

- Martian crust from InSight seismic data. *Science*, 373(6553), 438-443.
<https://doi.org/10.1126/science.abj8966>
- ☀ Krasilnikov, S. S., Kuzmin, R. O., Evdokimova, N. A. (2018). Remnant massifs of layered deposits at high northern latitudes of Mars. *Solar System Research*, 52, 26-36.
<https://doi.org/10.1134/S0038094617060065>
- ☀ Kreslavsky, M. A., y Head, J. W. (2002). Mars: Nature and evolution of young latitude-dependent water-ice-rich mantle. *Geophysical Research Letters*, 29(15), 1719. <https://doi.org/10.1029/2002GL015392>
- ☀ Krishnan, V., y Kumar, P. S. (2023). Long-Lived and Continual Volcanic Eruptions, Tectonic Activity, Pit Chains Formation, and Boulder Avalanches in Northern Tharsis Region: Implications for Late Amazonian Geodynamics and Seismo-Tectonic Processes on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 128(1), <https://doi.org/10.1029/2022JE007511>
- ☀ Lalich, D. E., y Holt, J. W. (2017). New Martian climate constraints from radar reflectivity within the north polar layered deposits. *Geophysical Research Letters*, 44(2), 657-664. <https://doi.org/10.1002/2016GL071323>
- ☀ Lanagan, P. D., McEwen, A. S., Keszthelyi, L. P., Thordarson, T. (2001). Rootless cones on Mars indicating the presence of shallow equatorial ground ice in recent times. *Geophysical Research Letters*, 28(12), 2365-2367. <https://doi.org/10.1029/2001GL012932>
- ☀ Landis, M., Byrne, S., Daubar, I., Herkenhoff, K., Dundas, C. (2016). A revised surface age for the North Polar Layered Deposits of Mars. *Geophysical Research Letters*, 43(7), 3060-3068.
<https://doi.org/10.1002/2016GL068434>
- ☀ Langevin, Y., Poulet, F., Bibring, J. P., Gondet, B. (2005). Sulfates in the north polar region of Mars detected by OMEGA/Mars Express. *Science*, 307(5715), 1584-1586.
<https://doi.org/10.1126/science.1109091>
- ☀ Langlais, B y Quesnel, Y. (2008). New perspectives on Mars' crustal magnetic field. *Comptes Rendus Geoscience*, 340(12), 791-800.
<https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.08.006>
- ☀ Langlais, B., Thébault, E., Houliez, A., Purucker, M. E., & Lillis, R. J. (2019). A new model of the crustal magnetic field of Mars using MGS and MAVEN. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 124(6), 1542-1569. <https://doi.org/10.1029/2018JE005854>

- ☀ Lapôte, M. G., Bishop, J. L., Ielpi, A., Lowe, D. R., Siebach, K. L., Sleep, N. H., & Tikoo, S. M. (2022). Mars as a time machine to Precambrian Earth. *Journal of the Geological Society*, 179(5), jgs2022-047. <https://doi.org/10.1144/jgs2022-047>
- ☀ Laskar, J., Levrard, B., Mustard, J. (2002). Orbital forcing of the martian polar layered deposits. *Nature* 419, 375–377. <https://doi.org/10.1038/nature01066>
- ☀ Le Feuvre, M., Wicczorek, M. A. (2011). Nonuniform cratering of the Moon and a revised crater chronology of the inner solar system. *Icarus*, Volume 214, Issue 1, Pages 1-20, ISSN 0019-1035, <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2011.03.010>.
- ☀ Lefèvre, F., & Krasnopolsky, V. (2017). Atmospheric photochemistry. In M. H. Robert, R. T. Clancy, F. Forget, M. D. Smith, & R. W. Zurek (Eds.), *The atmosphere and climate of Mars* (pp. 405–433). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781139060172.013>.
- ☀ Lenardic, A., Nimmo, F., Moresi, L. (2004). Growth of the hemispheric dichotomy and the cessation of plate tectonics on Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, VOL. 109, E02003 <https://doi.org/10.1029/2003JE002172>
- ☀ Lenhardt, N., Borah, S. B., Lenhardt, S. Z., Bumby, A. J., Ibinoof, M. A., Salih, S. A. (2018). The monogenetic Bayuda Volcanic Field, Sudan—New insights into geology and volcanic morphology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 356, 211-224. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.03.010>
- ☀ Lester, M., Sanchez-Cano, B., Potts, D., Lillis, R., Cartacci, M., Bernardini, F., et al. (2022). The impact of energetic particles on the Martian ionosphere during a full solar cycle of radar observations: Radar blackouts. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 127, e2021JA029535. <https://doi.org/10.1029/2021JA029535>
- ☀ Levrard, B., Forget, F., Montmessin, F., Laskar, J. (2007). Recent formation and evolution of northern Martian polar layered deposits as inferred from a Global Climate Model. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 112(E6). <https://doi.org/10.1029/2006JE002772>
- ☀ Li, C., Zheng, Y., Wang, X., Zhang, J., Wang, Y., Chen, L., ... Wu, F. (2022). Layered subsurface in Utopia Basin of Mars revealed by Zhurong rover radar. *Nature*, 610(7931), 308-312. <https://doi.org/10.1038/s41586-022-05147-5>

- ☀ Lillis, R., Dufek, J., Bleacher, J., Manga, M. (2009). Demagnetization of crust by magmatic intrusion near the Arsia Mons volcano: Magnetic and thermal implications for the development of the Tharsis province, Mars. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 185(1–2), 123–138. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.12.007>
- ☀ Lillis, R., Frey, H. V., Manga, M. (2008). Rapid decrease in Martian crustal magnetization in the Noachian era: Implications for the dynamo and climate of early Mars. *Geophysical Research Letters*, 35(14). <https://doi.org/10.1029/2008GL034338>
- ☀ Lillis, R., Robbins., Manga, M., Halekas, J., Frey, H. (2013) Time history of the Martian dynamo from crater magnetic field analysis. *Journal of geophysical research: planets*, vol. 118, 1488– 1511, <https://doi.org/10.1002/jgre.20105>
- ☀ Liu, J., Qin, X., Ren, X., Wang, X., Sun, Y., Zeng, X., ... & Li, C. (2023). Martian dunes indicative of wind regime shift in line with end of ice age. *Nature*, 620(7973). <https://doi.org/10.1038/s41586-023-06206-1>
- ☀ Lodders, K., y Fegley, B. (1997). An oxygen isotope model for the composition of Mars. *Icarus* 126(2), 373–394 <https://doi.org/10.1006/ICAR.1996.5653>
- ☀ Lognonné, P., Banerdt, W. B., Pike, W. T., Giardini, D., Christensen, U., Garcia, R. F., et al. (2020). Constraints on the shallow elastic and anelastic structure of Mars from insight seismic data. *Nature Geoscience*, 13(3), 213–220. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0536-y>
- ☀ Malin, M. C., Bell III, J. F., Cantor, B. A., Caplinger, M. A., Calvin, W. M., Clancy, R. T., ... Wolff, M. J. (2007). Context camera investigation on board the Mars Reconnaissance Orbiter. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 112(E5). <https://doi.org/10.1029/2006JE002808>
- ☀ Marinova, M., Aharonson, O. y Asphaug, E. (2008). Mega-impact formation of the Mars hemispheric dichotomy. *Nature* 453, 1216–1219 <https://doi.org/10.1038/nature07070>
- ☀ Margerin, L. (2017). Breakdown of equipartition in diffuse fields caused by energy leakage. *The European Physical Journal Special Topics*, 226, 1353-1370. <https://doi.org/10.1140/epjst/e2016-60165-6>
- ☀ Marty, J. C., Balmino, G., Duron, J., Rosenblatt, P., Le Maistre, S., Rivoldini, A., ... & Van Hoolst, T. (2009). Martian gravity field model and its time variations from MGS and Odyssey data. *Planetary and Space Science*, 57(3), 350-363. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2009.01.004>

- ☀ Massé, M., Bourgeois, O., Le Mouélic, S., Verpoorter, C., Spiga, A., Le Deit, L. (2012). Wide distribution and glacial origin of polar gypsum on Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 317, 44-55. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.11.035>
- ☀ McEwen, A. S., Banks, M. E., Baugh, N., Becker, K., Boyd, A., Bergstrom, J. W., ... Wray, J. J. (2010). The high resolution imaging science experiment (HiRISE) during MRO's primary science phase (PSP). *Icarus*, 205(1), 2-37. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2009.04.023>
- ☀ Melekestsev, I. (2023). Giant Martian Volcano-Tectonic Mega Morphostructures and Their Likely Terrestrial Mini Analogues. *Journal of Volcanology and Seismology*, 17(1), 60-73. <https://doi.org/10.1134/S0742046322700014>
- ☀ Melosh, H. J., y Vickery, A. M. (1989). Impact erosion of the primordial atmosphere of Mars. *Nature*, 338(6215), 487-489. <https://doi.org/10.1038/338487a0>
- ☀ Menina, S., Margerin, L., Kawamura, T., Lognonné, P., Marti, J., Drilleau, M., et al. (2021). Energy envelope and attenuation characteristics of high-frequency (HF) and very-high-frequency (VF) Martian events. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 111(6), 3016–3034. <https://doi.org/10.1785/0120210127>.
- ☀ Meresse, S., Costard, F., Mangold, N., Baratoux, D., & Boyce, J. M. (2006). Martian perched craters and large ejecta volume: Evidence for episodes of deflation in the northern lowlands. *Meteoritics & Planetary Science*, 41(10), 1647-1658. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2006.tb00442.x>
- ☀ McCubbin, F. M., Smirnov, A., Nekvasil, H., Wang, J., Hauri, E., Lindsley, D. H. (2010). Hydrous magmatism on Mars: A source of water for the surface and subsurface during the Amazonian. *Earth and Planetary Science Letters*, 292(1-2), 132-138. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.01.028>
- ☀ McEnroe, S., Skilbrei, JR., Robinson, P., Heidelbach, F., Langenhorst, F., Brown, LL, (2004). Magnetic anomalies, layered intrusions and Mars. *Geophysical Research Letters*, 31 (19). <https://doi.org/10.1029/2004GL020640>
- ☀ McSween, H., Grove T., Wyatt, M. (2003). Constraints on the composition and petrogenesis of the Martian crust. *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, no. E12, 513. <https://doi.org/10.1029/2003JE002175>

- ☀ Michalski, J.R., Deanne Rogers, A., Edwards, C.S. et al. (2024) Diverse volcanism and crustal recycling on early Mars. *Nat Astron* 88, 456-462. <https://doi.org/10.1038/s41550-023-02191-7>
- ☀ Mimoun, D., Murdoch, N., Lognonné, P., Hurst, K., Pike, W. T., Hurley, J., ... & SEIS Team. (2017). The noise model of the SEIS seismometer of the InSight mission to Mars. *Space Science Reviews*, 211, 383-428. <https://doi.org/10.1007/s11214-017-0409-x>
- ☀ Mittelholz, A., Johnson, C., Feinberg, J., Langlais, B., Phillips, R. (2020). Timing of the martian dynamo: New constraints for a core field 4.5 and 3.7 Ga ago. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aba0513>.
- ☀ Mittelholz, A., y Johnson, C. L. (2022). The martian crustal magnetic field. *Frontiers in Astronomy and Space Sciences*, 9, 895362. <https://doi.org/10.3389/fspas.2022.895362>
- ☀ Morgan, J., Anders, E., (1979). Chemical composition of Mars. *Geochim. Cosmochim Acta* 43(10), 1601–1610. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(79\)90180-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(79)90180-7)
- ☀ Morrison, S. M., Blake, D. F., Bristow, T. F., Castle, N., Chipera, S. J., Craig, P. I., ... & Yen, A. S. (2024). Expanded insights into Martian mineralogy: Updated analysis of Gale crater’s mineral composition via CheMin crystal chemical investigations. *Minerals*, 14(8), 773. <https://doi.org/10.3390/min14080773>
- ☀ Morschhauser, A., Vervelidou, F., Thomas, P., Grott, M., Lesur, V., Gilder, S. (2018). Mars’ crustal magnetic field. In *Magnetic fields in the solar system* (pp. 331–356). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-64292-5_12
- ☀ Murchie, S. L., Arvidson, R. E., Bedini, P., Beisser, K., Bibring, J. P., Bishop, J., ... Tossman, B. E. (2004). CRISM (compact reconnaissance imaging spectrometer for Mars) on MRO (Mars reconnaissance orbiter). In *Instruments, Science, and Methods for Geospace and Planetary Remote Sensing* (Vol. 5660, pp. 66-77). SPIE. <https://www.spiedigitallibrary.org/conference-proceedings-of-spie/5660/0000/CRISM-Compact-Reconnaissance-Imaging-Spectrometer-for-Mars-on-MRO-Mars/10.1117/12.578976.short>
- ☀ Nachon, M., Borges, S., Ewing, R. C., Rivera-Hernández, F., Stein, N., & Van Beek, J. K. (2020). Coupling Mars ground and orbital views: Generate viewsheds of Mastcam images from the curiosity rover, using ArcGIS® and public datasets. *Earth and Space Science*, Volume 7, Issue 9, e2020EA001247. <https://doi.org/10.1029/2020EA001247>

- ☀ NASA: <https://science.nasa.gov/mars/facts/>
- ☀ Nerozzi, S., y Holt, J. W. (2019). Buried ice and sand caps at the north pole of Mars: Revealing a record of climate change in the cavi unit with SHARAD. *Geophysical Research Letters*, 46(13), 7278-7286. <https://doi.org/10.1029/2019GL082114>
- ☀ Nerozzi, S., Ortiz, M., Holt, J. (2022). The north polar basal unit of Mars: An Amazonian record of surface processes and climate events. *Icarus*, 373, 114716. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2021.114716>
- ☀ Neukum, G., Jaumann, R. (2004). HRSC: The high resolution stereo camera of Mars Express. In: *Mars Express: the scientific payload*. Ed. by Andrew Wilson, scientific coordination: Agustin Chicarro. ESA SP-1240, Noordwijk, Netherlands: ESA Publications Division, ISBN 92-9092-556-6, 2004, p. 17-35, 1240, 17-35.
- ☀ Neumann, G. A., Zuber, M. T., Wiczorek, M. A., McGovern, P. J., Lemoine, F. G., & Smith, D. E. (2004). Crustal structure of Mars from gravity and topography. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 109(E8). <https://doi.org/10.1029/2004JE002262>
- ☀ Nimmo, F., y Gilmore, M. S. (2001). Constraints on the depth of magnetized crust on Mars from impact craters. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106(E6), 12315-12323. <https://doi.org/10.1029/2000JE001325>
- ☀ Nimmo, F., y Stevenson, D. J. (2000). Influence of early plate tectonics on the thermal evolution and magnetic field of Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 105(E5), 11969-11979. <https://doi.org/10.1029/1999JE001216>
- ☀ Nimmo, F., y Tanaka, K. (2005). Early crustal evolution of Mars. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33(1), 133-161. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122637>
- ☀ Ojha, L., Nerozzi, S., Lewis, K. (2019). Compositional constraints on the north polar cap of Mars from gravity and topography. *Geophysical Research Letters*, 46(15), 8671-8679. <https://doi.org/10.1029/2019GL082294>
- ☀ Onodera, K., Kawamura, T., Tanaka, S., Ishihara, Y., & Maeda, T. (2022). Quantitative evaluation of the lunar seismic scattering and comparison between the Earth, Mars, and the Moon. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 127(12). e2022JE007558. <https://doi.org/10.1029/2022JE007558>

- ☀ Onodera, K., Maeda, T., Nishida, K., Kawamura, T., Margerin, L., Menina, S., ... & Banerdt, W. B. (2023). Seismic Scattering and Absorption Properties of Mars Estimated Through Coda Analysis on a Long-Period Surface Wave of S1222a Marsquake. *Geophysical Research Letters*, 50(13), e2022GL102716. <https://doi.org/10.1029/2022GL102716>
- ☀ Orgel, C., Hauber, E., van Gasselt, S., Reiss, D., Johnsson, A., Ramsdale, J. D., ... Teodoro, L. F. (2019). Grid mapping the northern plains of Mars: A new overview of recent water-and ice-related landforms in Acidalia Planitia. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 124(2), 454-482. <https://doi.org/10.1029/2018JE005664>
- ☀ Pajola, M., Rossato, S., Baratti, E., Mangili, C., Mancarella, F., McBride, K., & Coradini, M. (2016). The Simud–Tiu Valles hydrologic system: A multidisciplinary study of a possible site for future Mars on-site exploration. *Icarus*, 268, 355-381. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2015.12.049>
- ☀ Parteli, E. J., Durán, O., Tsoar, H., Schwämmle, V., Herrmann, H. J. (2009). Dune formation under bimodal winds. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(52), 22085-22089. <https://doi.org/10.1073/pnas.0808646106>
- ☀ Parteli, E. J., Durán, O., Bourke, M. C., Tsoar, H., Pöschel, T., Herrmann, H. (2014). Origins of barchan dune asymmetry: Insights from numerical simulations. *Aeolian Research*, 12, 121-133. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2013.12.002>
- ☀ Pedersen, G. B., Grosse, P., Gudmundsson, M. T. (2020). Morphometry of glaciovolcanic edifices from Iceland: Types and evolution. *Geomorphology*, 370, 107334 <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107334>
- ☀ Pedersen, G. B. M., Head III, J. W., Wilson, L. (2010). Formation, erosion and exposure of Early Amazonian dikes, dike swarms and possible subglacial eruptions in the Elysium Rise/Utopia Basin Region, Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(3-4), 424-439. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.08.010>
- ☀ Podobnikar, T; Gadal, S. (2009). Methods for visual quality assessment of a digital terrain model. 2009. *Sapiens (Surveys and Perspectives Integrating Environment and Society)*. 2.2 | Vol.2 / n°2 Special issue. <https://journals.openedition.org/sapiens/738>

- ☀ Poulet, F., Bibring, J.P., Mustard, J. et al. (2005). Phyllosilicates on Mars and implications for early martian climate. *Nature* 438, 623–627 <https://doi.org/10.1038/nature04274>
- ☀ Putzig, N. E., Phillips, R. J., Campbell, B. A., Holt, J. W., Plaut, J. J., Carter, L. M., ... Seu, R. (2009). Subsurface structure of Planum Boreum from Mars Reconnaissance Orbiter shallow radar soundings. *Icarus*, 204(2), 443-457. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2009.07.034>
- ☀ Quantin-Nataf, C., Alwmark, S., Calef, F. J., Lasue, J., Kinch, K., Stack, K. M., ... Weiss, B. P. (2023). The complex exhumation history of Jezero crater floor unit and its implication for Mars sample return. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 128(6), e2022JE007628. <https://doi.org/10.1029/2022JE007628>
- ☀ Ramsley, K.R., Head, J.W. (2021). The Origins and Geological Histories of Deimos and Phobos: Hypotheses and Open Questions. *Space Sci Rev* 217, 86 <https://doi.org/10.1007/s11214-021-00864-1>
- ☀ Rautian, T. G., y Khalturin, V. I. (1978). The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(4), 923-948. <https://doi.org/10.1785/BSSA0680040923>
- ☀ Rivera-Valentín, E. G., Chevrier, V. F., Soto, A., Martínez, G. (2020). Distribution and habitability of (meta) stable brines on present-day Mars. *Nature astronomy*, 4(8), 756-761. <https://doi.org/10.1038/s41550-020-1080-9>
- ☀ Rivoldini, A., Van Hoolst, T., Verhoeven, O., Mocquet, A., & Dehant, V. (2011). Geodesy constraints on the interior structure and composition of Mars. *Icarus*, 213(2), 451-472. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2011.03.024>
- ☀ Rubanenko, L., Gunn, A., Pérez-López, S., Fenton, L. K., Ewing, R. C., Soto, A., Lapôtre, M. G. A. (2023). Global surface winds and Aeolian sediment pathways on Mars from the morphology of barchan dunes. *Geophysical Research Letters*, 50(18), e2022GL102610. <https://doi.org/10.1029/2022GL102610>
- ☀ Rubanenko, L., Pérez-López, S., Schull, J., Lapôtre, M. G. (2021). Automatic detection and segmentation of barchan dunes on Mars and Earth using a convolutional neural network. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 14, 9364-9371. <https://doi.org/10.1109/jstars.2021.3109900>

- ☀ Samuel, H., Drilleau, M., Rivoldini, A. et al. (2023). Geophysical evidence for an enriched molten silicate layer above Mars's core. *Nature* 622, 712–717 <https://doi.org/10.1038/s41586-023-06601-8>
- ☀ Sánchez Avellaneda, C. J. (2019). Análisis de crecimiento, morfología, reología y tasas de erupción de domos de lava. <http://hdl.handle.net/1992/44469>
- ☀ Sánchez-Bayton, M., Herraiz, M., Martin, P., Sánchez-Cano, B., Tréguier, E., & Kereszturi, A. (2022a). Morphological analyses of small and medium size landforms in Scandia Cavi and Olympia Undae, Northern Circumpolar Region of Mars. *Planetary and Space Science*, 210, 105389. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2021.105389>
- ☀ Sánchez-Bayton, M., Herraiz, M., Martin, P., Sánchez-Cano, B., Tréguier, E., & Kereszturi, A. (2022b). Morphometric and topographic data of small and medium size landforms in the Northern Circumpolar Region of Mars. *Data in Brief*, 43, 108417. <https://doi.org/10.1016/j.dib.2022.108417>
- ☀ Sánchez-Bayton, M., Herraiz, M., Martin, P., Sánchez-Cano, B. (2024) Metodología para el estudio del subsuelo de estructuras en Zona Circumpolar Norte de Marte con radar SHARAD (Shallow Radar en Mars Reconnaissance Orbiter). XI Congreso Geológico de España. Geo-Temas, Vol 20, Pag 482.
- ☀ Sánchez-Cano, B., Bletly, P.-L., Lester, M., Witasse, O., Cartacci, M., Orosei, R., et al. (2019). Origin of the extended Mars radar blackout of September 2017. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 124, 4556–4568. <https://doi.org/10.1029/2018JA026403>
- ☀ Sánchez-Cano, B., Morgan, D. D., Witasse, O., Radicella, S. M., Herraiz, M. F., Orosei, R., ... & Quinsac, G. (2015). Total electron content in the Martian atmosphere: A critical assessment of the Mars Express MARSIS data sets. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 120(3), 2166–2182. <https://doi.org/10.1002/2014JA020630>
- ☀ Sánchez-Cano, B., Lester, M., Cartacci, M., Orosei, R., Witasse, O., Bletly, P. L., & Kofman, W. (2023). Ionosphere of Mars during the consecutive solar minima 23/24 and 24/25 as seen by MARSIS-Mars Express. *Icarus*, 393, 114616. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2021.114616>
- ☀ Sanloup, C., Jambon, A., Gillet, P. (1999). A simple chondritic model of Mars. *Phys. Earth Planet. Inter.* 112(1–2), 43–54. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(98\)00175-7](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(98)00175-7)

- ☀ Sato, H., Fehler, M. C., Maeda, T., Sato, H., Fehler, M. C., Maeda, T. (2012). Phenomenological study of coda waves. Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth: second edition, 63-123. https://doi.org/10.1007/978-3-642-23029-5_3
- ☀ Seidelmann, P., Abalakin V., Bursa M., Davies ME., de Bergh C., Lieske J., Oberst J., Simon J., Standish E., Stooke P., Thomas P. (2002) Informe del grupo de trabajo IAU/IAG sobre coordenadas cartográficas y elementos rotacionales de los planetas y satélites: 2000. Celest Mech Dynam Astron 82:83–110.
- ☀ Selvans, M. M., Plaut, J. J., Aharonson, O., Safaeinili, A. (2010). Internal structure of Planum Boreum, from Mars advanced radar for subsurface and ionospheric sounding data. Journal of Geophysical Research: Planets, 115(E9). <https://doi.org/10.1029/2009JE003537>
- ☀ Seu, R., Phillips, R. J., Biccari, D., Orosei, R., Masdea, A., Picardi, G., ... Nunes, D. C. (2007). SHARAD sounding radar on the Mars Reconnaissance Orbiter. Journal of Geophysical Research: Planets, 112(E5). <https://doi.org/10.1029/2006JE002745>
- ☀ Si Z., Li S., Huang L., Chen Y. (2010). Visualization programming for batch processing of contour maps based on VB and surfer software. Adv Eng Softw, 41 (7–8) (2010), pp. 962-965, [10.1016/j.advengsoft.2010.05.007](https://doi.org/10.1016/j.advengsoft.2010.05.007)
- ☀ Sinha, P., y Horgan, B. (2022). Sediments within the icy north polar deposits of Mars record recent impacts and volcanism. Geophysical Research Letters, 49(8), <https://doi.org/10.1029/2022GL097758>
- ☀ Skinner J., y Mazzini, A. (2009). Martian mud volcanism: Terrestrial analogs and implications for formational scenarios. Marine and Petroleum Geology, 26(9), 1866-1878
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.02.006>
- ☀ Skinner, J. A., Jr, T. M. Hare, and K. L. Tanaka (2006). LPSC XXXVII, abstract #2331.
- ☀ Sleep, N. (1994). Martian plate tectonics. Journal of Geophysical Research: Planets, 99(E3), 5639-5655.
<https://doi.org/10.1029/94JE00216>
- ☀ Smith, I. B., Hayne, P. O., Byrne, S., Becerra, P., Kahre, M., Calvin, W., ... Siegler, M. (2020). The Holy Grail: A road map for unlocking the climate record stored within Mars' polar layered deposits. Planetary and space science, 184, 104841. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2020.104841>

- ☀ Smith, I. B., y Spiga, A. (2018). Seasonal variability in winds in the north polar region of Mars. *Icarus*, 308, 188-196. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2017.10.005>
- ☀ Smith, I., Putzig, N., Holt, J., Phillips, R. J. (2016). An ice age recorded in the polar deposits of Mars. *Science*, 352(6289), 1075–1078. <https://doi.org/10.1126/science.aad6968>
- ☀ Smith, D. E., Zuber, M. T., Torrence, M. H., Dunn, P. J., Neumann, G. A., Lemoine, F. G., & Fricke, S. K. (2009). Time variations of Mars' gravitational field and seasonal changes in the masses of the polar ice caps. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 114(E5). <https://doi.org/10.1029/2008JE003267>
- ☀ Smith, D. E., Zuber, M., Frey, H., Garvin, J., Head, J., Muhleman, D., Pettengill, G., Phillips, R., Solomon, S., Zwally, H. (2001), Mars Orbiter Laser Altimeter: Experiment summary after the first year of global mapping of Mars, *J. Geophys. Res.*, 106, 23689–23722. <https://doi.org/10.1029/2000JE001364>
- ☀ Smrekar, S. E., Lognonné, P., Spohn, T., Banerdt, W. B., Breuer, D., Christensen, U., ... & Wieczorek, M. (2019). Pre-mission InSights on the interior of Mars. *Space Science Reviews*, 215, 1-72. <https://doi.org/10.1007/s11214-018-0563-9>
- ☀ Solmaz, A. (2016). Geologic History of Water on Mars: Regional Evolution Of Aqueous and Glacial Processes in The Southern Highlands, Through Time. TT HIGHLANDS - academia.edu
- ☀ Solomon, S., Aharonson, O., Aurnou, J., Banerdt, W., Carr, M., Dombard, A., et al. (2005). New Perspectives on Ancient mars. *Science*, 307(5713), 1214–1220. <https://doi.org/10.1126/science.1101812>
- ☀ Solutions, H. G. (2018). ENVI–Environment for visualizing images.
- ☀ Squyres, S. W., y Carr, M. H. (1986). Geomorphic evidence for the distribution of ground ice on Mars. *Science*, 231(4735), 249-252. <https://doi.org/10.1126/science.231.4735.249>
- ☀ Stähler, S. C., Khan, A., Banerdt, W. B., Lognonné, P., Giardini, D., Ceylan, S., ... Smrekar, S. E. (2021). Seismic detection of the martian core. *Science*, 373(6553), 443-448. <https://doi.org/10.1126/science.abi7730>
- ☀ Stevenson, D. J. (2001). Mars: Core and Magnetism. In *Encyclopedia of Astronomy & Astrophysics* (pp. 1-7). CRC Press.
- ☀ Sui, D. (2014). Opportunities and impediments for open GIS. *Transactions in GIS*, 18(1), 1-24. <https://doi.org/10.1111/tgis.12075>

- ☀ Sun, W., y Tkalčić, H. (2022). Repetitive marsquakes in Martian upper mantle. *Nature communications*, 13(1), 1695. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-29329-x>
- ☀ Szyrkiewicz, A., Modelska, M., Buczyński, S., Borrok, D., Pratt, L. (2010, December). Sulfide weathering in the Werenskioldbreen, Spitsbergen-A polar terrestrial analogue for gypsum deposition in the North Polar Region of Mars. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 2010, pp. P13B-1382).
- ☀ Szyrkiewicz, A., Modelska, M., Buczyński, S., Borrok, D. M., Merrison, J. P. (2013). The polar sulfur cycle in the Werenskioldbreen, Spitsbergen: Possible implications for understanding the deposition of sulfate minerals in the North Polar Region of Mars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 106, 326-343. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.12.041>
- ☀ Tang, C., Webb, A., Moore, W., Wang, Y., Ma, T. H., & Chen, T. T. (2020). Breaking Earth's shell into a global plate network. *Nature communications*, 11(1), 3621. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-17480-2>
- ☀ Tanaka, K., y Fortezzo, C. (2012). Geologic map of the north polar region of Mars (No. 3177). US Geological Survey. [http://refhub.elsevier.com/S0032-0633\(19\)30187-4/sref201](http://refhub.elsevier.com/S0032-0633(19)30187-4/sref201)
- ☀ Tanaka, K., Fortezzo, C., Hayward, R., Rodriguez, J., Skinner, J. (2011) History of plains resurfacing in the Scandia region of Mars. *Planetary and Space Science*, Volume 59, Issues 11–12, September 2011, Pages 1128–1142. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2010.11.004>
- ☀ Tanaka, K. y Kolb, E. (2001). Geologic History of the Polar Regions of Mars Based on Mars Global Surveyor Data: I. Noachian and Hesperian Periods. *Icarus*. Volume 154, Issue 1, Pages 3-21. <https://doi.org/10.1006/icar.2001.6675>
- ☀ Tanaka, K., Robbins, S., Fortezzo, C., Skinner, J., Hare, T. (2014). The digital global geologic map of Mars: Chronostratigraphic ages, topographic and crater morphologic characteristics, and updated resurfacing history. *Planetary and Space Science*, Volume 95, Pages 11-24, ISSN 0032-0633, <https://doi.org/10.1016/j.pss.2013.03.006>
- ☀ Tanaka, K., Rodriguez, J., Skinner, J., Bourke, M., Fortezzo, C., Herkenhoff, K., Kolb, E., Okubo, C (2008). North polar region of Mars: Advances in stratigraphy, structure, and erosional modification. *Icarus*, Volume 196, Issue 2, August 2008, Pages 318-358 <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2008.01.021>.

- ☀ Tanaka, K. L., Skinner Jr, J. A., Hare, T. M., Joyal, T., & Wenker, A. (2003). Resurfacing history of the northern plains of Mars based on geologic mapping of Mars Global Surveyor data. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 108(E4). <https://doi.org/10.1029/2002JE001908>
- ☀ Tanaka, K., Skinner, J., Hare, T., (2005). Geologic map of the northern plains of Mars. USGS Sci. Invest. Map SIM-2888, scale 1:15,000,00. <https://doi.org/10.3133/sim2888>
- ☀ Tanaka, K. L. (2006). Mars' north polar gypsum: possible origin related to early Amazonian magmatism at Alba Patera and aeolian mining. In *Fourth International Conference on Mars Polar Science and Exploration* (Vol. 1323, p. 8024).
- ☀ Tanaka, K. L., Skinner Jr, J. A., Crumpler, L. S., Dohm, J. M. (2009). Assessment of planetary geologic mapping techniques for Mars using terrestrial analogs: The SP Mountain area of the San Francisco Volcanic Field, Arizona. *Planetary and Space Science*, 57(5-6), 510-532. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2008.06.012>
- ☀ Taylor G.J, (2013). The bulk composition of Mars. *Chem. Erde* 73(4), 401–420 <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2013.09.006>
- ☀ Treguier, E., d'Uston, C., Pinet, P. C., Berger, G., Toplis, M. J., McCoy, T. J., ... Brückner, J. (2008). Overview of Mars surface geochemical diversity through Alpha Particle X-Ray Spectrometer data multidimensional analysis: First attempt at modeling rock alteration. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 113(E12). <https://doi.org/10.1029/2007JE003010>
- ☀ Valentine, G. A., White, J. D., Ross, P. S., Graettinger, A. H., & Sonder, I. (2017). Updates to concepts on phreatomagmatic maar-diatremes and their pyroclastic deposits. *Frontiers in Earth Science*, 5, 68. <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00068>
- ☀ Vidmachenko, A. P. (2023). History of possible climate change on Mars. In *Proceedings of VII International Scientific and Practical Conference. Science and innovation of modern world.* (23-25 March 2023). Chapter 54. Cognum Publishing House (pp. 336-345).
- ☀ Wänke, H., Dreibus, G. (1994). Chemistry and accretion of Mars. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. A* 349, 2134–2137 (1994). <https://doi.org/10.1098/rsta.1994.0132>
- ☀ Wang, L., Zhao, J., Huang, J., Xiao, L. (2023). An explosive mud volcano origin for the pitted cones in southern Utopia Planitia, Mars. *Science China Earth Sciences*, 66(9), 2045-2056. <https://doi.org/10.1007/s11430-022-1119-1>

- ☀ Watters, T. R., McGovern, P. J., Irwin Iii, R. P. (2007). Hemispheres apart: The crustal dichotomy on Mars. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 35(1), 621-652.
<https://doi.org/10.1146/annurev.earth.35.031306.140220>
- ☀ Wieczorek, M. A., Broquet, A., McLennan, S. M., Rivoldini, A., Golombek, M., Antonangeli, D., ... & Banerdt, W. B. (2022). InSight constraints on the global character of the Martian crust. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 127(5),
<https://doi.org/10.1029/2022JE007298>
- ☀ Williams, D., Greeley, R., Ferguson, R., Kuzmin, R., McCord, T., Combe, J. P., ... HRSC Co-Investigator Team. (2009). The circum-Hellas volcanic province, Mars: overview. *Planetary and Space Science*, 57(8-9), 895-916.
<https://doi.org/10.1016/j.pss.2008.08.010>
- ☀ Witasse, O., Nouvel, J. F., Lebreton, J. P., & Kofman, W. (2001). HF radio wave attenuation due to a meteoric layer in the atmosphere of Mars. *Geophysical research letters*, 28(15), 3039-3042.
<https://doi.org/10.1029/2001GL013164>
- ☀ White, J. D., y Ross, P. S. (2011). Maar-diatreme volcanoes: a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4), 1-29.
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.01.010>
- ☀ Wu, R. S., y Aki, K. (1988). Multiple scattering and energy transfer of seismic waves—Separation of scattering effect from intrinsic attenuation II. Application of the theory to Hindu Kush region. *Scattering and Attenuations of Seismic Waves, Part I*, 49-80.
https://doi.org/10.1007/978-3-0348-7722-0_4
- ☀ Yilmaz, I., Yildirim, M., Keskin, I. (2008). A method for mapping the spatial distribution of RockFall computer program analyses results using ArcGIS software. *Bull Eng Geol Environ* 67, 547–554.
<https://doi.org/10.1007/s10064-008-0174-x>
- ☀ Yoshizaki, T y McDonough, W. (2021). Earth and Mars – Distinct inner solar system products, *Geochemistry*, Volume 81, Issue 2, 125746, ISSN 0009-2819, *<https://doi.org/10.1016/j.chemer.2021.125746>*.
- ☀ Zanetti, M., Hiesinger, H., Reiss, D., Hauber, E., Neukum, G. (2010). Distribution and evolution of scalloped terrain in the southern hemisphere, Mars. *Icarus*, 206(2), 691-706.
<https://doi.org/10.1016/j.icarus.2009.09.010>

- ☀ Zhong, S., y Zuber, M. T. (2001). Degree-1 mantle convection and the crustal dichotomy on Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 189(1-2), 75-84. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00345-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00345-4)
- ☀ Zhou, W., Olson, P., Shearer, C., Agee, C., Townsend, J., Hao, M., Hou, M., Zhang, J. (2022). High pressure-temperature phase equilibrium studies on Martian basalts: Implications for the failure of plate tectonics on Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, V.594, 117751, ISSN 0012-821X, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117751>
- ☀ Zuber, M. The crust and mantle of Mars. *Nature* 412, 220–227 (2001). <https://doi.org/10.1038/35084163>
- ☀ Zurek, R. W., Smrekar, S. E. (2007). An overview of the Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) science mission. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 112(E5). <https://doi.org/10.1029/2006JE002701>

**Anexo I: Tablas de datos estadísticos. Imágenes de las
200 estructuras estudiadas.**

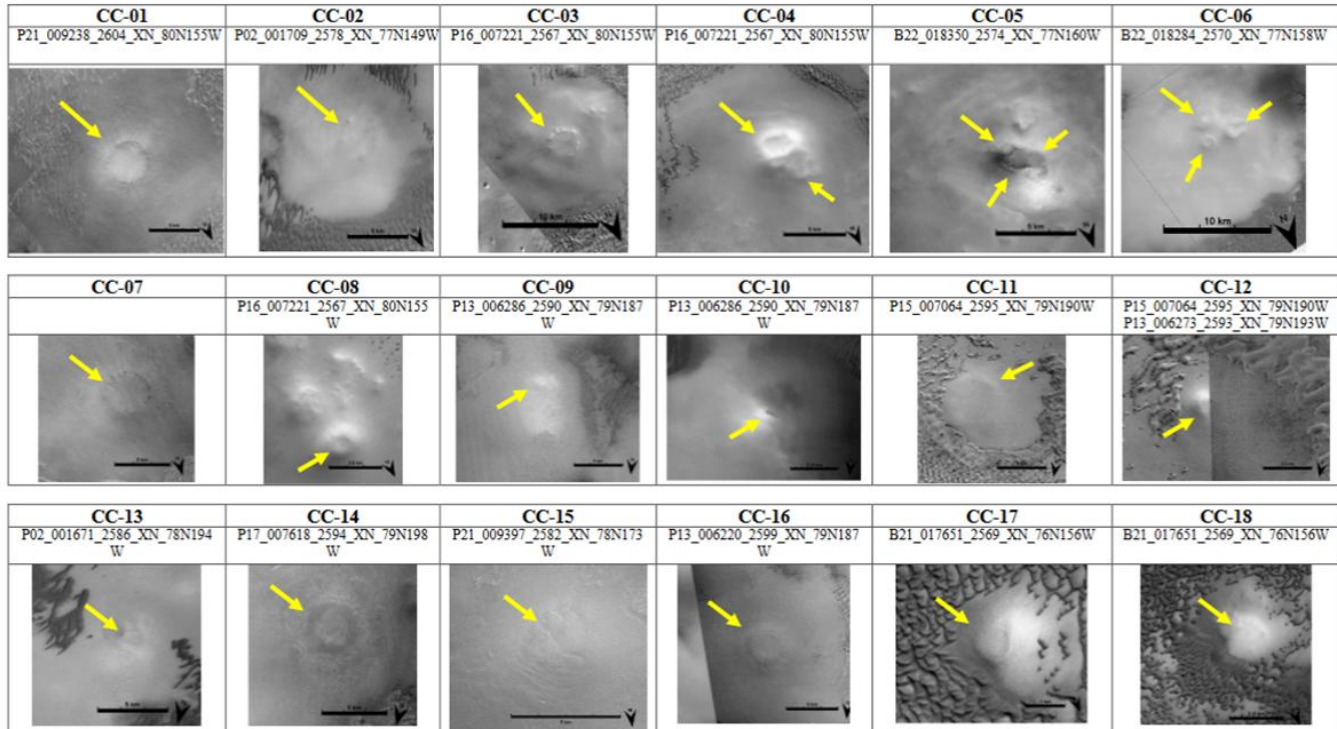
Tabla A1: Datos estadísticos: parámetros morfométricos tal y como se describen en el documento.

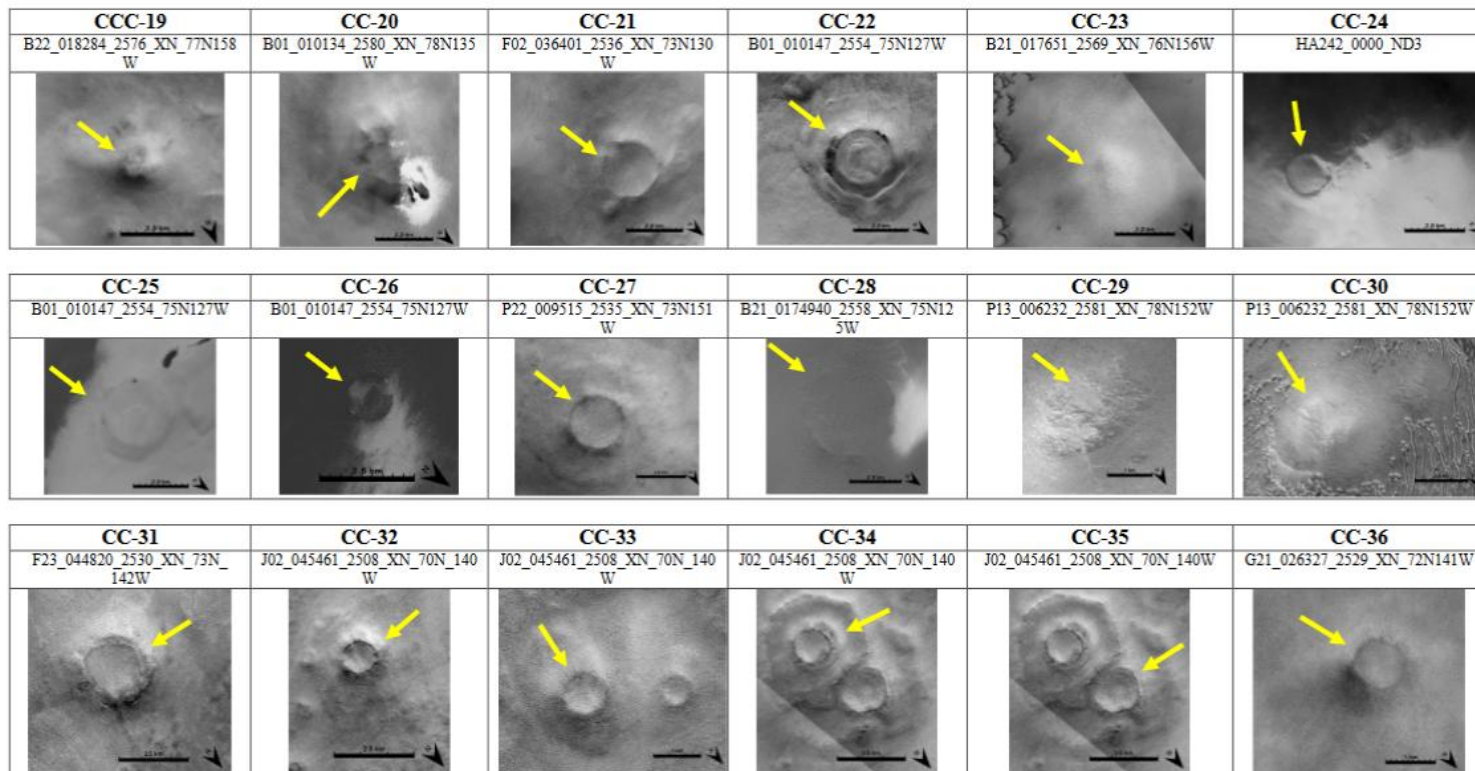
	Average	Typical Error	Medium	Standar Deviation	Samble Variance	Curtosis	Asymmetry Coefficient	Range	Minimum	Maximum
Dcr (km)										
CC	0.026	0.003	0.017	0.025	0.001	7.667	2.224	0.151	0.002	0.153
IC	0.195	0.044	0.133	0.240	0.057	19.855	4.175	1.327	0.013	1.340
UC	0.075	0.016	0.056	0.058	0.003	1.009	1.256	0.188	0.016	0.204
Wcr (km)										
CC	2.590	0.146	2.200	1.345	1.810	-0.395	0.679	5.600	0.500	6.100
IC	8.772	0.850	7.500	4.580	20.973	1.594	1.296	17.500	3.200	20.700
UC	5.258	0.572	4.650	1.982	3.930	-1.181	0.651	5.500	3.000	8.500
Scr (km)										
CC	2.314	0.135	2.000	1.245	1.551	0.084	0.809	5.400	0.400	5.800
IC	8.438	0.831	7.300	4.474	20.020	1.959	1.366	17.600	3.000	20.600
UC	4.850	0.547	3.950	1.896	3.595	-0.851	0.830	5.500	2.900	8.400
Acr (km²)										
CC	5.612	0.589	3.440	5.433	29.521	1.526	1.359	24.840	0.130	24.970
IC	76.301	15.636	46.870	84.200	7089.636	4.289	2.093	346.718	7.440	354.158
UC	20.009	5.026	12.530	17.410	303.119	-0.089	1.090	53.110	2.670	55.780
Hco/Dcr										
CC	12.876	1.547	7.619	14.265	203.481	3.600	1.993	67.866	0.634	68.500
IC	1.495	0.297	0.915	1.600	2.561	8.580	2.706	7.660	0.186	7.846
UC	3.336	0.586	3.250	2.031	4.125	-1.216	-0.078	5.691	0.245	5.936
Hco/Wcr										
CC	0.084	0.009	0.051	0.081	0.007	5.419	2.134	0.415	0.009	0.424
IC	0.021	0.002	0.017	0.013	0.0001	2.463	1.486	0.056	0.005	0.060
UC	0.034	0.006	0.033	0.019	0.0002	0.240	0.625	0.065	0.007	0.072

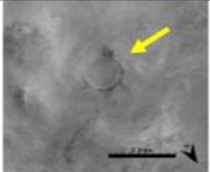
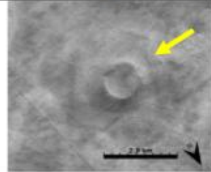
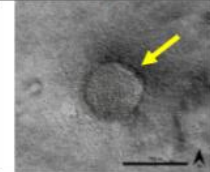
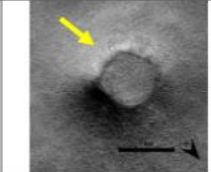
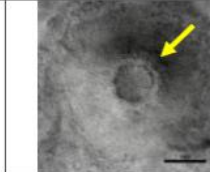
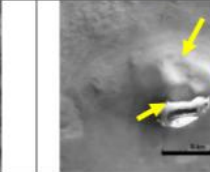
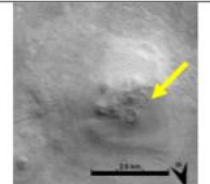
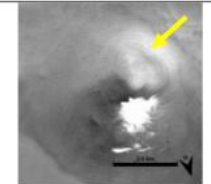
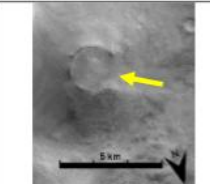
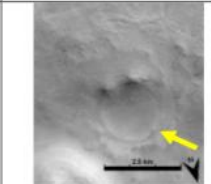
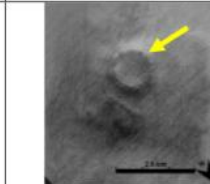
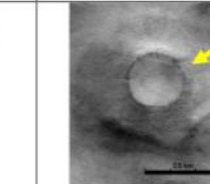
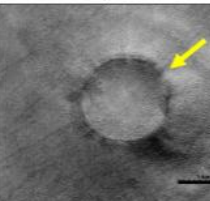
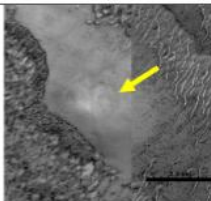
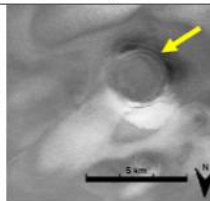
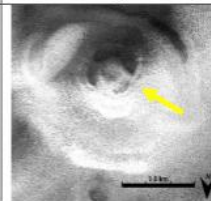
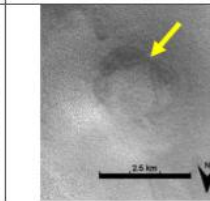
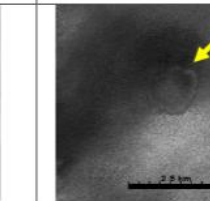
Acr/A										
CC	0.100	0.011	0.077	0.104	0.011	36.503	5.124	0.867	0.004	0.871
IC	0.184	0.024	0.150	0.129	0.017	9.671	2.704	0.698	0.012	0.710
UC	0.145	0.016	0.165	0.056	0.003	-0.291	-0.691	0.190	0.037	0.227
Wcr/Wco										
CC	0.336	0.012	0.317	0.115	0.013	-0.155	0.400	0.526	0.102	0.628
IC	0.474	0.047	0.377	0.253	0.064	-0.115	0.939	0.890	0.080	0.970
UC	0.431	0.040	0.400	0.137	0.019	0.036	0.444	0.494	0.197	0.692
Hco (km)										
CC	0.167	0.013	0.136	0.124	0.015	2.256	1.636	0.539	0.029	0.568
IC	0.162	0.019	0.134	0.103	0.011	3.776	1.942	0.438	0.058	0.496
UC	0.171	0.033	0.144	0.113	0.013	2.060	1.344	0.403	0.042	0.445
PD	0.253	0.025	0.214	0.158	0.025	1.336	1.324	0.601	0.078	0.679
SD	0.220	0.039	0.193	0.088	0.008	3.015	1.649	0.226	0.143	0.369
IS	0.402	0.020	0.400	0.102	0.010	-0.671	0.005	0.374	0.218	0.592
A (km ²)										
CC	75.927	10.737	47.170	98.995	9799.945	14.702	3.451	643.937	4.467	648.404
IC	447.834	83.337	323.820	448.784	201407.501	8.148	2.580	2148.060	69.720	2217.780
UC	224.774	118.615	119.930	410.893	168833.455	11.133	3.294	1492.317	18.753	1511.070
PD	43.173	8.303	28.302	52.513	2757.607	20.083	4.147	308.911	9.689	318.600
SD	70.090	15.135	58.940	33.843	1145.342	2.735	1.565	87.390	39.300	126.690
IS	986.848	157.815	702.103	789.076	622640.792	4.602	1.755	3546.608	152.237	3698.845
Wco (km)										
CC	7.990	0.482	7.200	4.448	19.786	14.209	3.164	29.600	2.900	32.500
IC	21.904	2.362	18.300	12.719	161.778	0.801	1.178	50.200	6.700	56.900
UC	13.742	2.805	10.900	9.717	94.412	9.188	2.928	36.600	6.500	43.100
PD	7.565	0.511	6.700	3.232	10.443	3.253	1.760	14.600	3.400	18.000
SD	8.794	1.469	8.300	3.284	10.785	2.369	0.958	9.100	4.900	14.000
IS	34.176	2.889	31.000	14.446	208.688	-0.454	0.440	54.500	14.000	68.500
Sco (km)										
CC	6.499	0.358	6.000	3.302	10.901	15.912	3.156	24.250	2.150	26.400
IC	18.850	2.059	15.900	11.087	122.920	2.069	1.569	44.800	6.100	50.900
UC	11.425	2.503	9.450	8.669	75.157	9.558	2.970	32.800	5.000	37.800
PD	5.864	0.415	5.200	2.625	6.892	7.423	2.211	14.600	2.400	17.000
SD	6.634	1.126	6.000	2.518	6.339	2.504	1.302	6.770	3.980	10.750
IS	25.214	2.050	25.100	10.252	105.097	-0.529	0.487	37.300	7.700	45.000
Sco/Wco										
CC	0.835	0.014	0.881	0.128	0.016	0.229	-0.883	0.500	0.500	1.000

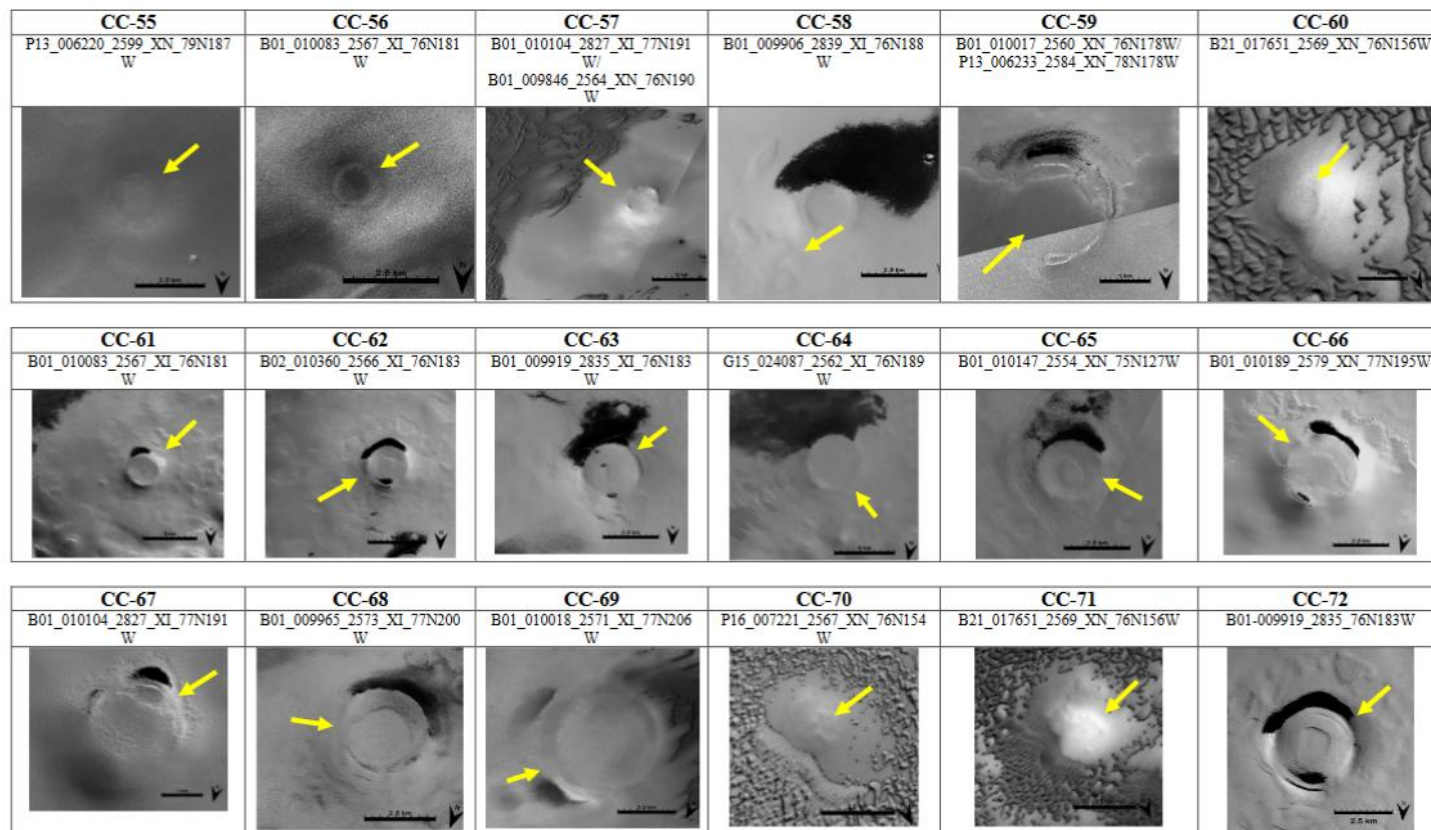
IC	0.959	0.006	0.963	0.031	0.001	1.080	-1.033	0.129	0.871	1.000
UC	0.833	0.045	0.887	0.154	0.024	4.657	-2.029	0.564	0.417	0.981
PD	0.781	0.019	0.798	0.123	0.015	-1.009	-0.408	0.400	0.550	0.950
SD	0.768	0.036	0.768	0.081	0.007	0.840	-0.754	0.214	0.645	0.860
IS	0.756	0.028	0.746	0.140	0.020	-0.964	0.148	0.462	0.524	0.986
Hco/Wco										
CC	0.005	0.001	0.003	0.005	0.00005	4.228	2.082	0.024	0.000	0.024
IC	0.010	0.001	0.007	0.007	0.00010	0.158	1.089	0.024	0.002	0.025
UC	0.015	0.003	0.014	0.010	0.00011	1.754	1.208	0.036	0.003	0.039
PD	0.035	0.003	0.031	0.018	0.00030	-0.281	0.628	0.072	0.0061	0.078
SD	0.027	0.005	0.025	0.012	0.00014	1.612	1.017	0.032	0.014	0.046
IS	0.014	0.001	0.011	0.006	0.00004	1.742	1.474	0.025	0.007	0.032

Figura A1: Imágenes de Conos con Cráter empleadas en el estudio en el que se marca en amarillo los cráteres.





CC-37 P01_001366:2546_XN_74N150 W	CC-38 B22_018086_2566_XN_76N152 W	CC-39 B22_018086_2566_XN_76N152 W	CC-40 P16_007221_2567_XN_76N154 W	CC-41 K03_0544454_2551_XN_75N152W	CC-42 D01_027541_2563_XN_76N_163 W
					
CC-43 D01_027541_2563_XN_76N_16 3W	CC-44 D01_027541_2563_XN_76N_16 3W	CC-45 D01_027541_2563_XN_76N_16 3W	CC-46 D01_027541_2563_XN_76N_16 3W	CC-47 P22_009805_2531_XN_73N148W	CC-48 J01_045026_2531_XN_73N147W
					
CC-49 P22_009805_2531_XN_73N148 W	CC-50 P13_006233_2584_XN_78N179 W	CC-51 B01_009919_2835_XI_76N183 W	CC-52 B01_009919_2835_XI_76N183 W	CC-53 B01_009919_2835_XI_76N183W	CC-54 B01_010083_2567_XI_76N181W
					



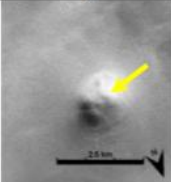
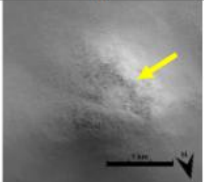
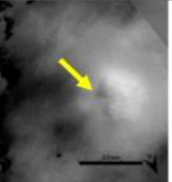
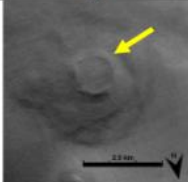
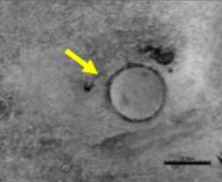
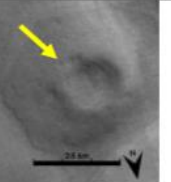
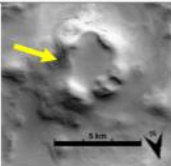
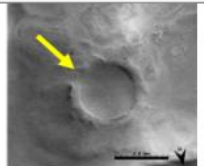
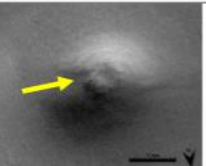
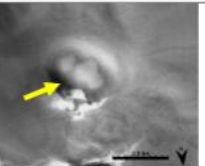
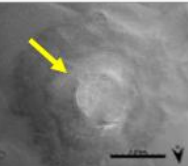
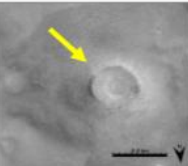
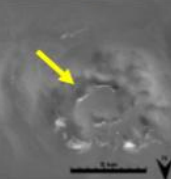

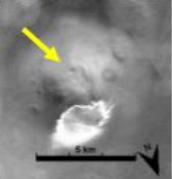
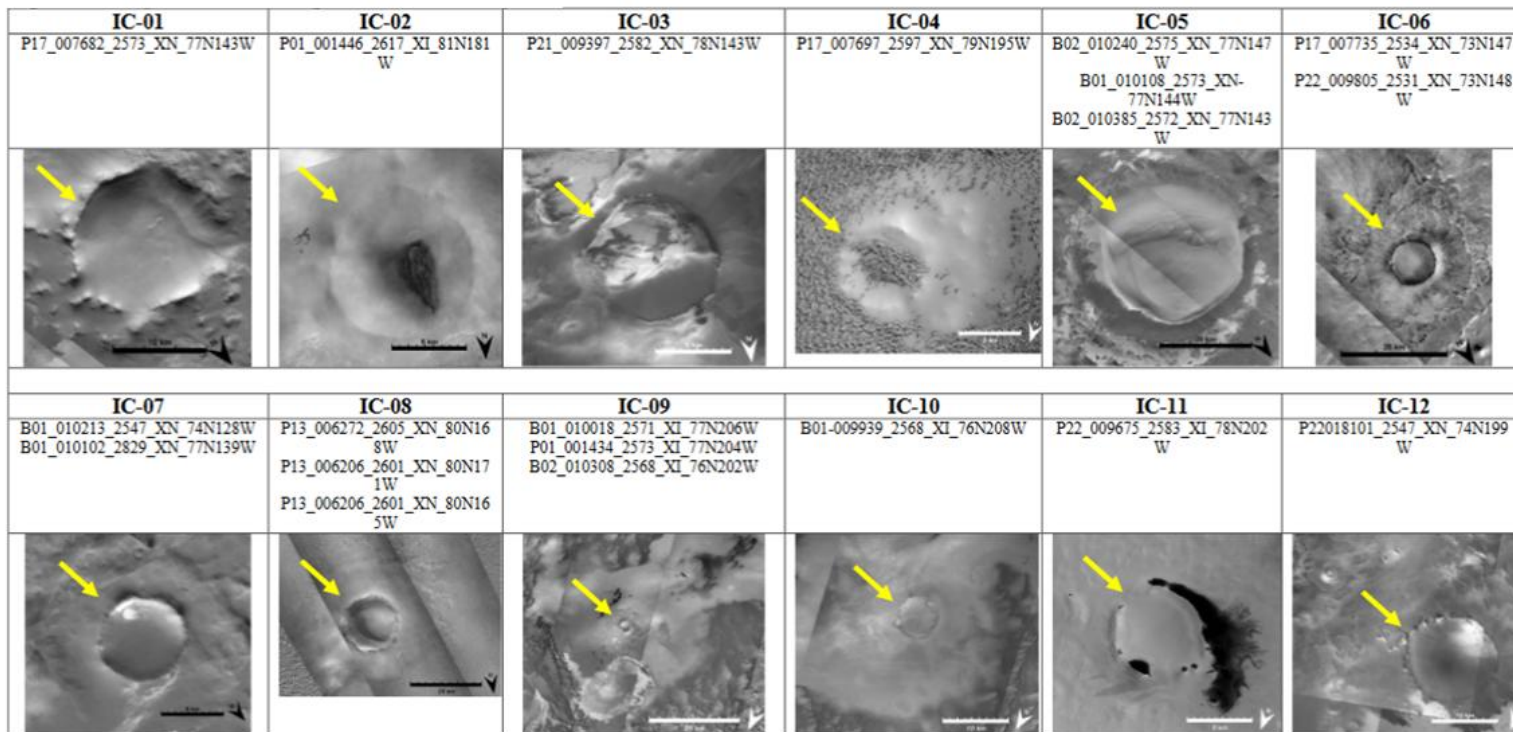
<p>CC-73 B22_018284_2570_XN_77N158 W</p>	<p>CC-74 P16_007248_2558_XN_75N170 W</p>	<p>CC-75 B21_017651_2569_XN_76N156 W</p>	<p>CC-76 D18_034187_2557_XN_75N168 W</p>	<p>CC-77 B18_016623_2557_XN_75N168W</p>	<p>CC-78 P16_007248_2558_XN_75N170W</p>
					
<p>CC-79 P21_009318_2572_XN_77N174 W</p>	<p>CC-80 B01_010096_2568_XI_76N185 W</p>	<p>CC-81 P16_007248_2558_XN_75N170 W</p>	<p>CC-82 P21_009318_2572_XN_77N174 W</p>	<p>CC-83 B01_010096_2568_XI_76N185W</p>	<p>CC-84 B01_010096_2568_XI_76N185W</p>
					
<p>CC-85 B01_010017_2560_XI_76N178 W</p>	<p>CC-86 B01_010083_2567_XN_76N18 1W</p>	<p>CC-87 B22_018350_2574_XN_77N16 0W</p>			
					

Figura A2: Imágenes de Cráteres de Impacto empleadas en el estudio en el que se marca en amarillo los cráteres.



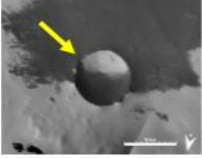

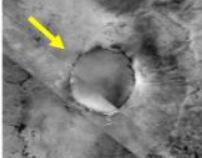
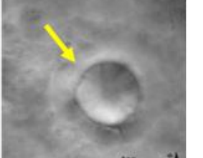
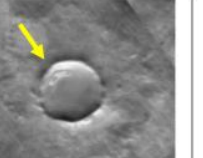
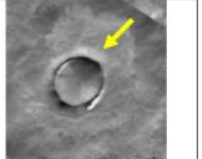
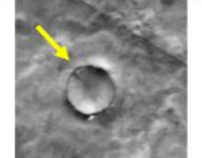
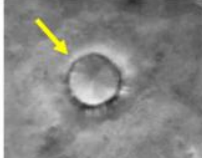

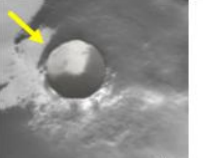
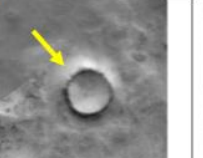
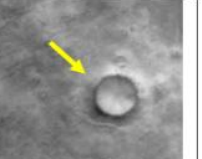
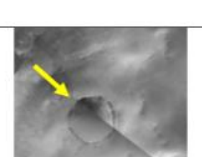

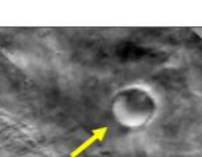
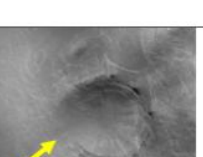
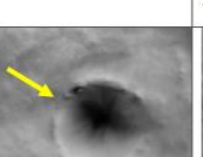
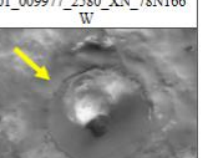
<p>IC-13 B01_010104_2827_XI_77N191 W B03_010690_2571_XN_77N193 W</p>	<p>IC-14 G23_027251_2528_XN_72N 163W</p>	<p>IC-15 B20_017611_2534_73N141W D18_034252_2540_74N140W P17_007748_2563_76N144W</p>	<p>IC-16 B20_017532_2528_XN_72N144 W</p>	<p>IC-17 BC_017552_2866_XN_73N13 6W</p>	<p>IC-18 B22_018336_2533_XN_73N1 35W</p>
					
<p>IC-19 G01_018481_2540_XN_74N134 W</p>	<p>IC-20 G23_027329_2517_XN_71N 132W</p>	<p>IC-21 B01_010213_2547_XI_74N128W D19_034778_2525_XN_74N128W</p>	<p>IC-22 B01_009917_2836_XI_76N128 W</p>	<p>IC-23 F01_036059_2543_XN_74N1 59W P16_007142_2529_XN_72N1 5W</p>	<p>IC-24 P22_009515_2535_XN_73N15 1W</p>
					
<p>IC-25 P13_006258_2587_XN_78N143W P13_006192_2605_XN_80N144W</p>	<p>IC-26 G02_018903_2550_XN_75N13 6W</p>	<p>IC-27 P17_007669_2570_XN_77N148W D20_035017_2555_XN_75N148W</p>	<p>IC-28 P13_006206_2601_XN_80N165W</p>	<p>IC-29 B01_009977_2580_78N166W</p>	<p>IC-30 P22_009979_2581_XN_78N166 W B21_017915_2580_XN_78N163 W B01_009977_2580_XN_78N166 W</p>
					

Figura A3: Imágenes de Cráteres Indiferenciados empleadas en el estudio en el que se marca en amarillo los cráteres.

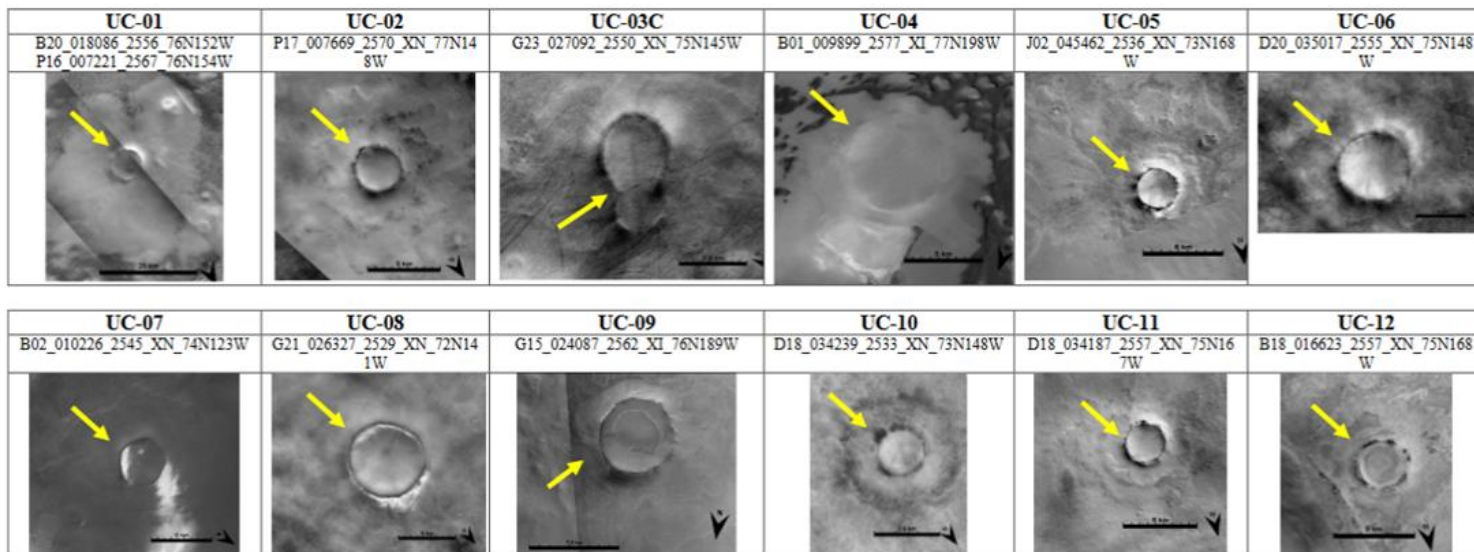
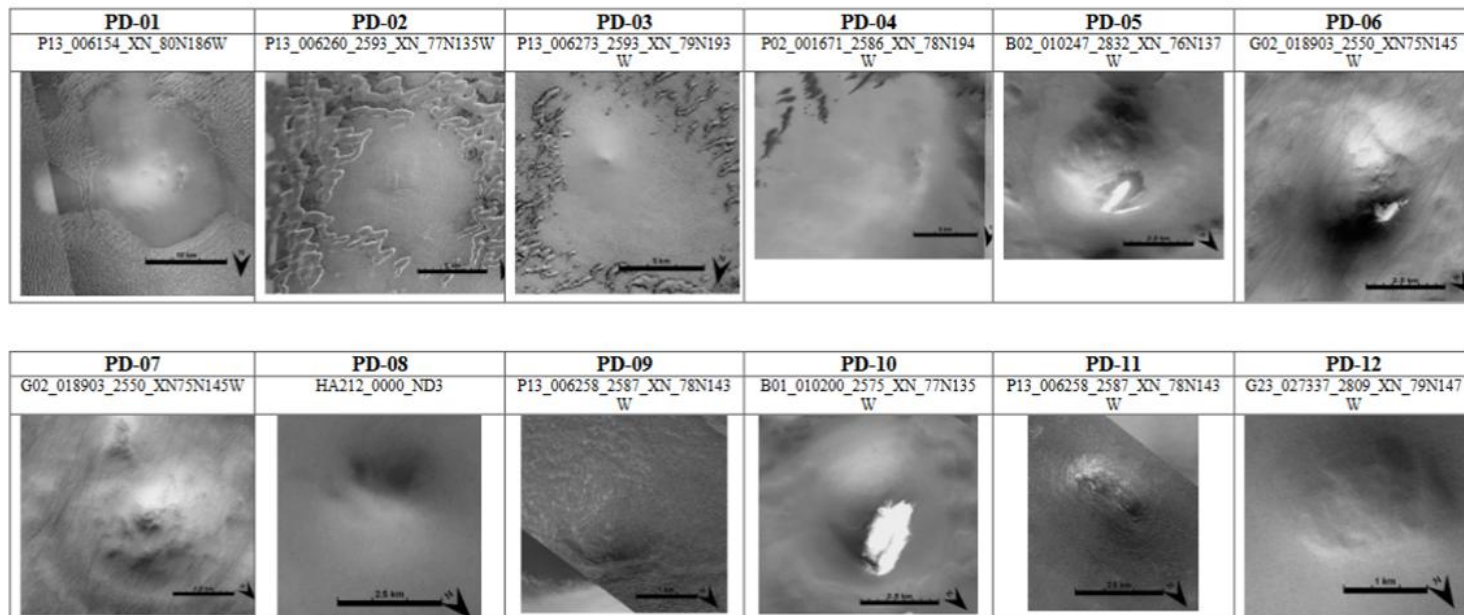
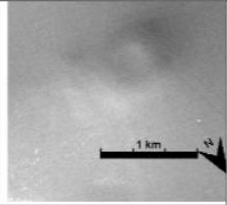
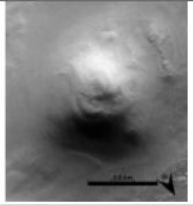
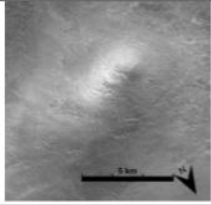
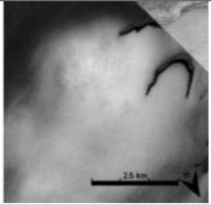
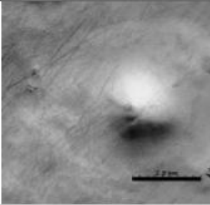
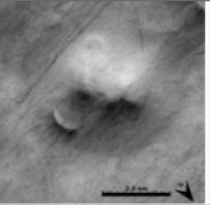
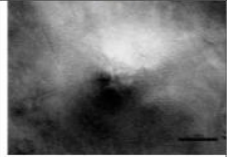
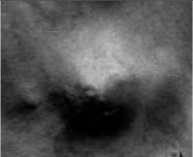
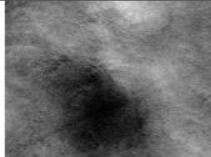


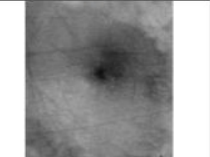
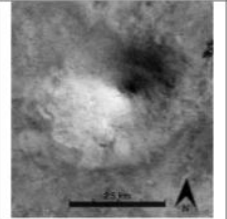
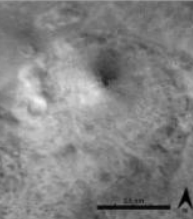
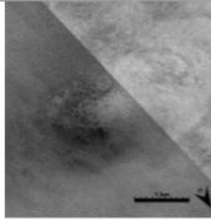
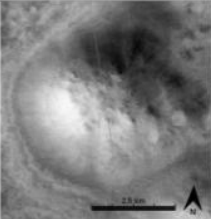
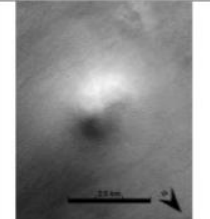
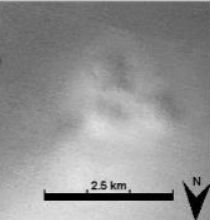
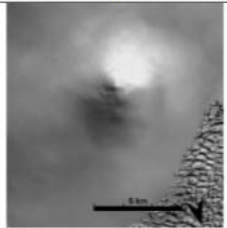
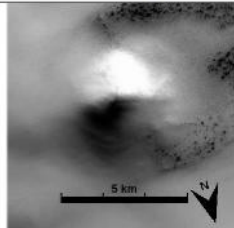
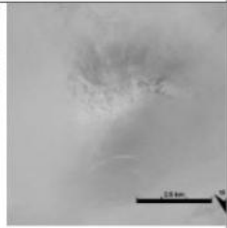
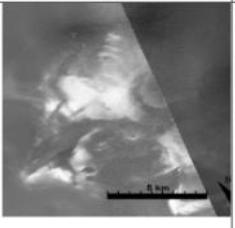
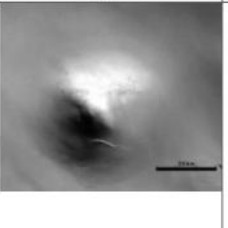
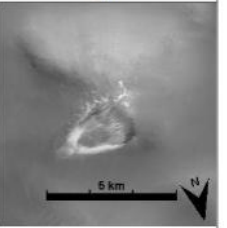


Figura A4: Imágenes de Domos con Picos empleadas en el estudio



PD-13 G23_027337_2809_XN_79N147 W	PD-14 D18_034160_2555_XN_75N149 W	PD-15 P13_006232_2581_XN_78N152 W	PD-16 G23_027369_2579_XN_77N150 W	PD-17 G23_027092_2550_75N145W	PD-18 G23_027092_2550_75N145W
					
PD-19 D20_035017_2555_XN_75N148 W	PD-20 D20_035017_2555_XN_75N148 W	PD-21 D20_035017_2555_XN_75N148 W	PD-22 D18_034160_2555_XN_75N149 W	PD-23 D18_034160_2555_XN_75N149 W	PD-24 B22_018086_2566_XN_76N152 W
					
PD-25 P16_007221_2567_XN_76N154 W	PD-26 P16_007221_2567_XN_76N154W	PD-27 D18_034160_2555_XN_75N149 W B22_018086_2566_XN_76N152 W	PD-28 K03_0544454_2551_XN_75N152 W	PD-29 J02_045461_2508_XN_70N_140 W	PD-30 B01_009919_2835_XI_76N183 W
					

PD-31	PD-32	PD-33	PD-34	PD-35	PD-36
P16_007696_2568_XN_76N165 W	P16_007195_2577_XN_77N165W	HD323_0000_ND3	P22_009476_2575_XN_77N168 W	BP17_007696_2568_XN_75N16 5W	P21_009410_2576_XN_77N168 W
					

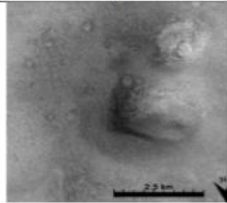
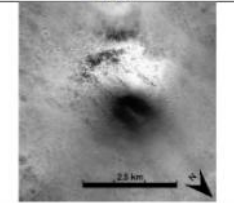
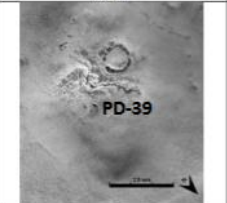
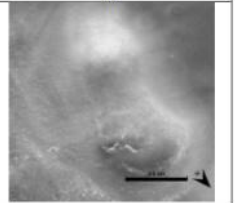
PD-37	PD-38	PD-39	PD-40
B18_016623_2557_XN_75N168 W	B17_016345_2542_XN_74N- 138W	B17_016345_2542_XN_74N- 138W	D20_035109_2517_XN_71N_137 W
			

Figura A5: Imágenes de Domos Simples empleadas en el estudio.

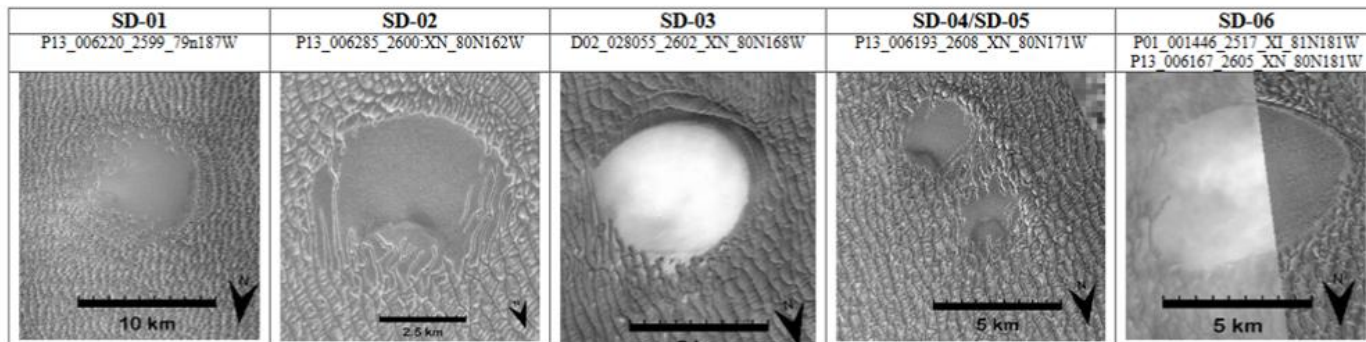
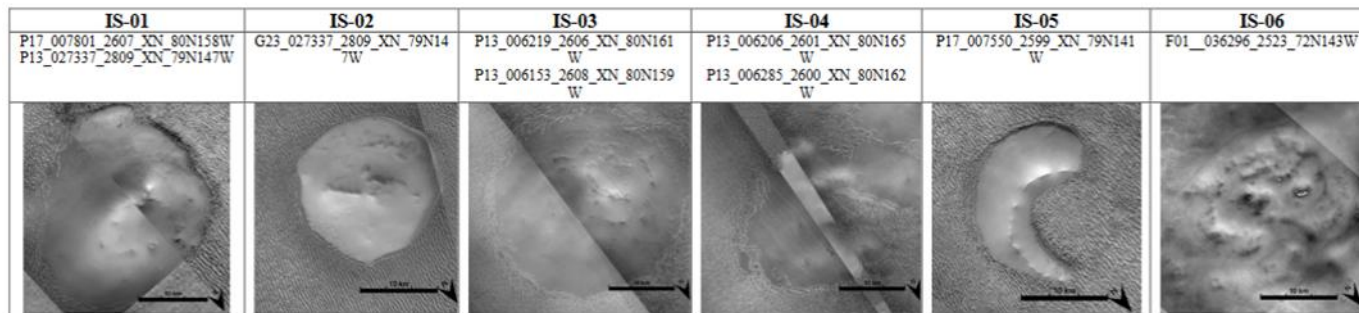
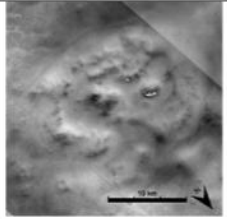
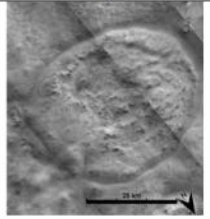
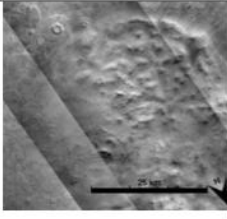
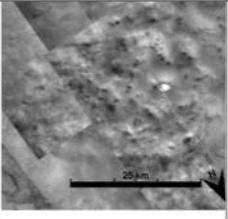
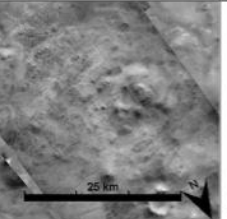
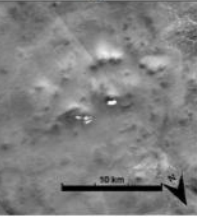
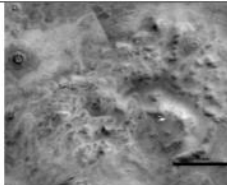
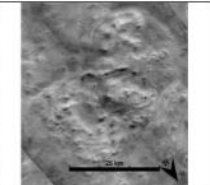
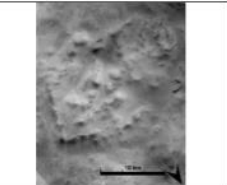
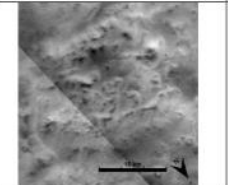
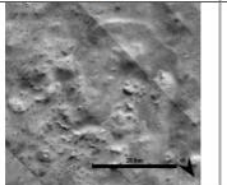
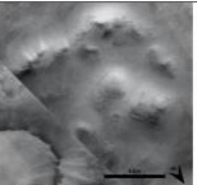
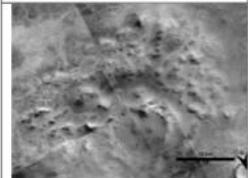
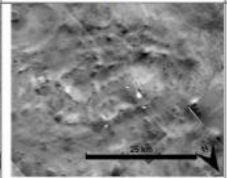
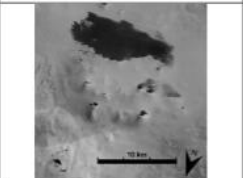
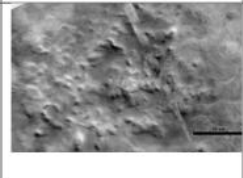
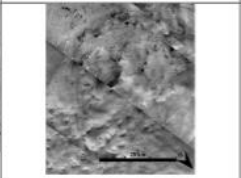
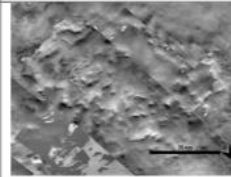


Figura A6: Imágenes de Estructuras Irregulares empleadas en el estudio.



IS-07	IS-08	IS-09	IS-10	IS-11	IS-12
P22_009581_2531_XI_73N152W J01_045079_2511_XN_71N153W	J01_045211_2539_XN_73N157W D02_027847_2549_XN_74N159W D20_034991_2540_XN_74N157W	J01_045211_2539_XN_73N157W J03_046134_2546_XN_73N157W	G23_027132_2552_XN_75N155W D18_034213_2547_XN_74N156W	F23_044802_2548_XN_74N153W F01_036059_2543_XN_74N154W	B21_017651_2569_XN_76N156W B22_018086_2566_XN_76N152W P16_007221_2567_XN_76N154W
					

IS-13	IS-14	IS-15	IS-16	IS-17	IS-18
G23_027251_2528_XN_72N163W J02_045409_2547_XN_74N162W D18_034200_2548_XN_74N161W	P22_009515_2535_XN_73N151W P22_009581_2531_XI_73N152W	P22_009515_2535_XN_73N151W	P22_009805_2531_XN_73N147W P22_009660_2530_XI_73N149W	P22_009805_2531_XN_73N147W P22_009660_2530_XI_73N149W J01_045026_2531_XN_73N147W	P22_009805_2531_XN_73N147W
					

IS-19	IS-20	IS-21	IS-22	IS-23	IS-24
G02_018904_2536_XN_75N162W P17_007696_2568_XN_72N163W G23_027251_2528_XN_76N165W	P22_044459_2546_XN_74N15 0W F23_044802_2548_XN_74N15 3W P01_001366_2546_XN_74N15 0W P22_009515_2535_XN_73N15 1W	B01_009965_2573_XI_77N200W	D18_034187_2557_XN_75N167 W J01_045185_2533_XN_73N167W	J02_045395_2537_XN_77N146 W D22_035676_2547_XN_74N139 W J03_045830_2553_XN_73N137 W	B02_010385_2572_XN_77N146 W P17_007748_2563_XN_76N144 W F01_036362_2574_XN_77N146 W
					

IS 25
B21_017651_2569_XN_76N156W B22_018284_2570_XN_77N158W P16_007221_2567_XN_76N154W


Anexo II: Análisis de Vientos y Dunas en Olympia Undae y su Interacción con las Estructuras SD e IS

SD-01

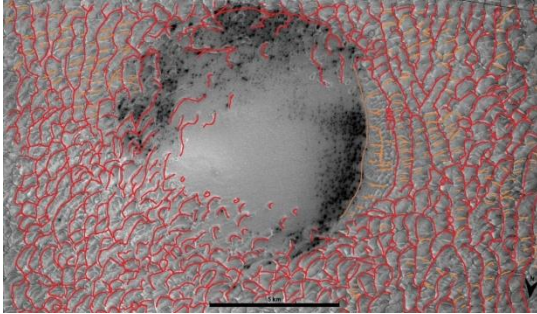


Figura A.1: Imagen de SD-01 donde están marcadas las dunas fundamentales para su estudio: en rojo las principales y en naranja las secundarias. En la imagen se puede observar las dunas, así como los barjanes en el lado oeste sobre la duna y su transición a barjanoides.

Figura A.2: Imágenes 3D (a) y 2D (d) en las que se observa claramente las dunas sobre el edificio. El panel (b) presenta los perfiles de altitud y el (c) los de pendientes que corresponden a los perfiles marcados en las figuras de los paneles (a) y (d). (Sánchez-Bayton et al., 2022b).

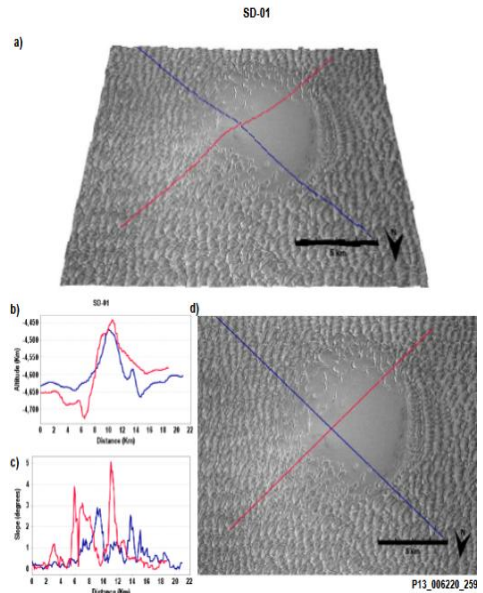
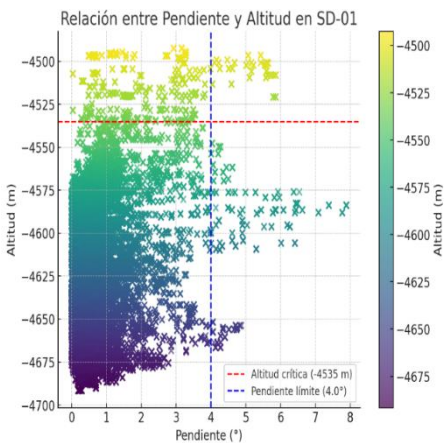


Figura A.3: Gráfico mostrando los datos de altitud de los puntos del edificio frente a la pendiente. La línea de trazos rojos presenta el valor obtenido para la altitud crítica de cambios de vientos, a partir de la cual no es fácil encontrar dunas. La línea de trazos azul indica la pendiente límite donde las dunas móviles ya no se suelen encontrar, estos datos corresponden a condiciones normales de las dunas.



Ubicación: 80.129 N, 172.222 E. **Relieve:** $\Delta = 193$ m (−4494 a −4687 m)

- **Diámetro:** ~14 km, **Área** ~126.7 km². **Pendiente:** Hasta ~6°
- **Morfología 3D:** Domo poligonal con cumbre suave.
- **Tipos de dunas:**
 - **Transversales densas al norte y oeste**, formando arcos.
 - **Barjanoides dispersas al este y transición de barjanoides a barjanes** .al norte
 - **Barjanes sobre la cima y al oeste**
- **Dirección del viento:**
 - **Principal:** NW–SE, generando **arcos densos al oeste**, en concordancia con la circulación circumpolar (*Ewing et al., 2010; Rubanenko et al., 2023*). Genera un semicírculo denso en flanco occidental.
 - **Secundario:** NE–SW, con crestas oblicuas en el este y sur. Crea crestas oblicuas en E/S.
- **Influencia del viento en la forma de la estructura:**
 - Relieve elevado que ha protegido parcialmente la cima de la erosión, permitiendo que se mantenga libre de arena gruesa.
 - La exposición a los vientos polares ha favorecido la erosión diferencial, con **mayor desgaste** en los sectores **noroeste y este**.
 - **El viento ha modelado la distribución de las dunas**, generando patrones circulares y acumulaciones en flancos de mayor estabilidad. Se mide la altitud crítica a -4535m y la pendiente límite para dunas móviles a 4°, lo que hace que todo el edificio, excepto el lado este, pueda estar prácticamente cubierto por dunas.
- **Modificación por vientos polares:**
 - **Flanco occidental:** Mayor acumulación dunar, especialmente alineada con los vientos circumpolares NW–SE.
 - **Erosión en la cima:** Sublimación parcial de hielo residual, facilitando la exposición de materiales subyacentes.
 - **Redistribución en el este:** Menor densidad de dunas, indicando una disminución de la influencia del transporte sedimentario en esta zona.
 - **Comparación con mapa global de vientos polares:** La dirección inferida de los vientos coincide con el anillo incompleto de dunas, lo que sugiere una modelación eólica continua.
- **Relación de hundimientos con vientos:**
 - **En la imagen 3D**, los perfiles topográficos muestran una leve depresión en el este, posiblemente relacionada con una menor deposición de sedimentos, donde las dunas son más dispersas debido a la acción del viento.
 - **La erosión eólica** ha removido parte de la capa superior.
 - **La erosión en la cima** puede estar asociada a procesos de sublimación (*Masse et al., 2012*) lo que explicaría la presencia de zonas menos densas en dunas. La menor acumulación dunar en el este es consistente con un flujo eólico predominante desde el oeste, lo que genera zonas de sotavento con menor sedimentación.

SD-02

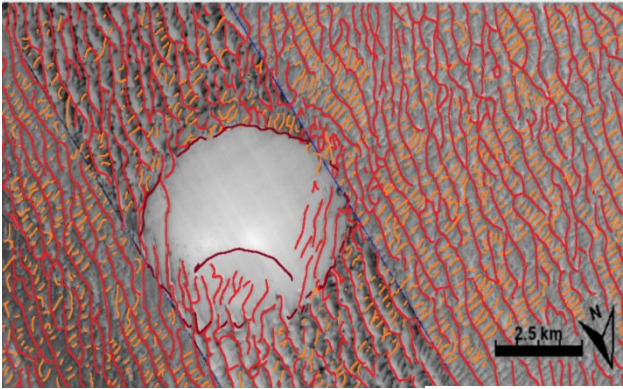


Figura A.4: Imagen de SD-02 donde están marcadas las dunas fundamentales para su estudio: en rojo las principales y en naranja las secundarias. En la imagen se puede observar en la imagen la migración de las dunas, así como su orientación y forma.

Figura A.5: Imágenes 3D (a) y 2D (d) en las que se observa claramente las dunas sobre el edificio. El panel (b) presenta los perfiles de altitud y el (c) los de pendientes que corresponden a los perfiles marcados en las figuras de los paneles (a) y (d). (Sánchez-Bayton et al., 2022b).

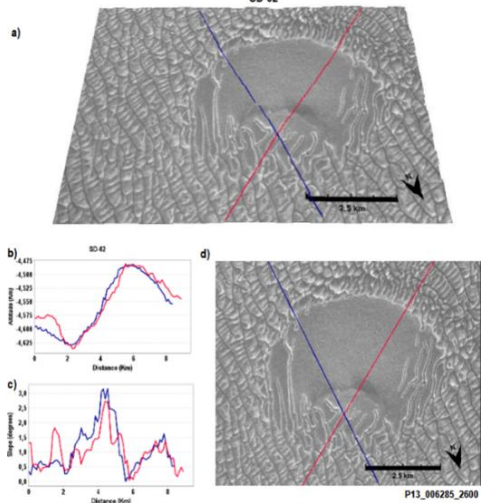
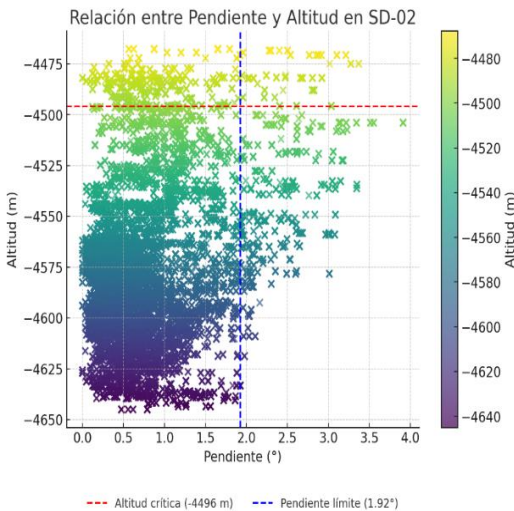


Figura A.6: Gráfico mostrando los datos de altitud de los puntos del edificio frente a la pendiente. La línea de trazos rojos presenta el valor obtenido para la altitud crítica de cambios de vientos, a partir de la cual no es fácil encontrar dunas. La línea de trazos azules indica la pendiente límite donde las dunas móviles ya no se suelen encontrar. Estos datos corresponden a condiciones normales de las dunas.



Ubicación: 79.794 N, 198.048 E. **Relieve:** $\Delta = 174$ m (–4470 a –4644 m)

- **Diámetro:** ~8 km, **Área** ~58.9 km². **Pendiente:** ~1–4°
- **Morfología 3D:** Domo circular con cumbre suave.
- **Tipos de dunas:**
 - Se ven dunas **lineales** alrededor, especialmente al **suroeste** formando un conjunto muy denso que envuelve el domo.
 - Hacia el **noreste** las crestas son más finas y algo transversales
- **Dirección del viento:**
 - **Principal:** NW–SE, acumulando dunas en el suroeste (las crestas pintadas en rojo rodean el flanco sur).
 - **Secundario:** NE–SW, con crestas más finas (oblicuas)
- **Observaciones Adicionales:**
 - La forma es bastante circular y la duna cubre intensamente su base por el suroeste, “envolviéndolo” en arco.
- **Modificación por vientos polares:**
 - Formación de un **cinturón denso de dunas** en el suroeste, donde los vientos NW–SE han redistribuido los sedimentos.
 - **En el este**, las dunas son más dispersas, indicando una menor influencia de los vientos en esta dirección.
 - **Suroeste:** Mayor acumulación dunar en respuesta a los vientos NW–SE, formando un cinturón denso.
 - **Este y noreste:** Dunas menos densas y dispersas, lo que indica una menor influencia del transporte sedimentario en esta zona.
 - **Comparación con el mapa de vientos polares:** SD-02 se encuentra en una zona donde los vientos dominantes han redistribuido material hacia el suroeste. La gráfica altitud-pendiente muestra que el valor de altitud crítica de cambio de vientos se sitúa a –4496m y la pendiente límite para dunas móviles a 1.92°, lo que explica que, al igual que, SD-01 gran parte del edificio se encuentre cubierto de dunas, fundamentalmente en la parte Norte.
- **Relación de hundimientos con vientos:**
 - El **hundimiento** detectado en el flanco sur coincide con una menor acumulación sedimentaria, lo que indica que esta región ha sido menos protegida por la sedimentación eólica.
 - En **la imagen 3D** se observa que la parte más deprimida corresponde a la región con menos densidad dunar.
- **Influencia de la estructura en las dunas:**
 - La forma circular del domo ha promovido una acumulación preferencial de dunas en su flanco norte
- **Influencia del viento en la forma de la estructura:**

La erosión diferencial ha generado un perfil más redondeado, con acumulación de arena principalmente en el noroeste.

SD-03

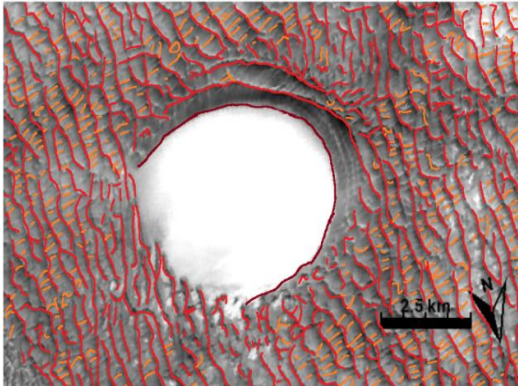


Figura A.7: Imagen de SD-03 donde están marcadas las dunas fundamentales para su estudio: en rojo las principales y en naranja las secundarias. Se aprecia muy bien el arco que rodea el edificio, así como su zona de hundimiento y los tipos de dunas.

Figura A.8: Imágenes 3D (a) y 2D (d) en las que se observa claramente las dunas sobre el edificio. El panel (b) presenta los perfiles de altitud y el (c) los de pendientes que corresponden a los perfiles marcados en las figuras de los paneles (a) y (d). (Sánchez-Bayton et al., 2022b). En la figura se aprecia su claro hundimiento y mayor elevación frente a otros edificios.

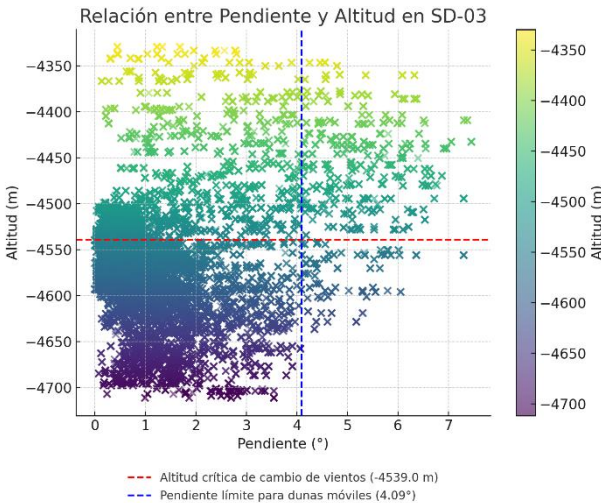
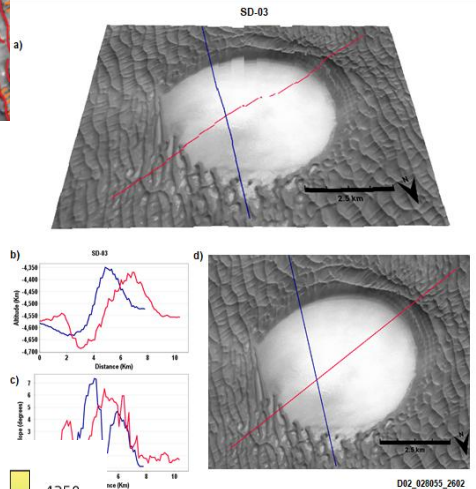
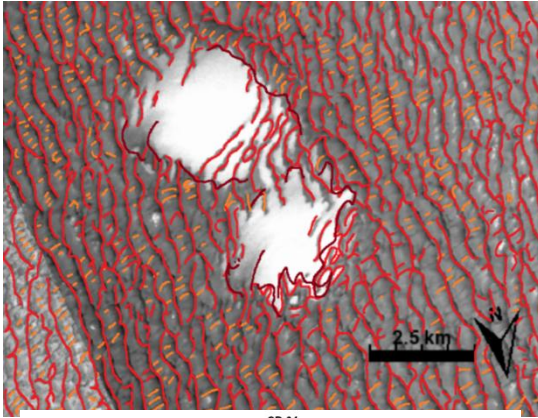


Figura A.9 Gráfico mostrando los datos de altitud de los puntos del edificio frente a la pendiente. La línea de trazos rojos presenta el valor obtenido para la altitud crítica de cambios de vientos, a partir de la cual no es fácil encontrar dunas. La línea de trazos azules indica la pendiente límite donde las dunas móviles ya no se suelen encontrar. Estos datos corresponden a condiciones normales de las dunas.

- **Ubicación:** 79.873 N, 193.069 E. **Relieve:** ~369 m (entre -4341 y -4710 m)
- **Diámetro:** ~8 km, **Área** ~73 km² **Pendiente:** Hasta ~6°
- **Morfología 3D:** Domo poligonal con cumbre suave.

- **Tipos de dunas:**
 - **Anillo** casi completo de dunas lineales rodea el montículo.
 - **Crestas** muy paralelas en el norte
 - **En el sur** se curvan ligeramente formando barjanoides conectadas.
- **Dirección del viento:**
 - **Principal:** NW–SE (las dunas rodean todo el domo).
 - **Secundario:** NE–SW (menos evidente, aparece en el oeste).
- **Observaciones Adicionales:**
 - **Destaca** la mayor diferencia altitudinal de los SD (~369 m). La duna rodea casi 360°, dejando la parte superior totalmente libre de arena gruesa a pesar de que la pendiente límite para dunas móviles se sitúa en 4.09°.
- **Modificación por vientos polares:**
 - **Los vientos NW–SE** han generado una acumulación de dunas que sigue el contorno del domo, formando un anillo cerrado de sedimentos.
 - **La Cima del domo** permanece libre de arena gruesa, lo que indica que los vientos han removido sedimentos más finos y que la estructura ha resistido la acumulación. La altitud crítica de cambio de vientos se sitúa en -4539m, lo que deja despejado el edificio.
 - **En el flanco oeste**, se observa una mayor compactación de dunas lineales, lo que coincide con la dirección de los vientos predominantes.
 - **La erosión diferencial** contribuye a la forma poligonal, con una mayor acumulación en los bordes debida a la deposición eólica.
- **Relación de hundimientos con vientos:**
 - **Hundimientos detectados en el este**, donde la sedimentación es menor debido a la menor acción del viento en esa dirección.
 - **Menor acumulación de sedimentos en el sector oriental** que puede haber facilitado procesos de erosión diferencial, contribuyendo a la pérdida de estabilidad del terreno y posibles hundimientos locales.
 - En el **oeste**, donde las dunas se han acumulado más densamente, el sustrato parece haber resistido mejor la erosión, evitando hundimientos visibles en las imágenes topográficas.
 - Estudios previos (*Massé et al., (2012); Rubanenko et al., (2023); Fernández-Cascales et al., (2018)*), sugieren que los vientos polares pueden contribuir al colapso local de materiales inestables, lo que podría explicar los patrones observados en esta estructura.
- **Influencia de la estructura en las dunas:**
 - La estructura impide la continuidad de las dunas en su parte superior, generando un anillo cerrado.
- **Influencia del viento en la forma de la estructura:** Relieve elevado sugiere menor erosión, pero con acumulación en sus flancos

SD-04 y 05



Aunque debido a su cercanía forman un conjunto, sus características y sus datos se presentan de forma individual.

Figura A.10: Imagen en la que se observa la estructura SD-04 en la parte superior y SD-05 en la inferior, ambas estructuras semienterradas por las dunas. Las dunas principales marcadas en rojo y las secundarias en naranja.

SD-04

Figura A.11: Imágenes 3D (a) y 2D (d) en las que se observa claramente las dunas sobre el edificio. El panel (b) presenta los perfiles de altitud y el (c) los de pendientes que corresponden a los perfiles marcados en las figuras de los paneles (a) y (d). (Sánchez-Bayton et al., 2022b). En la figura se aprecia su cercanía a SD-05 y su aspecto semienterrado.

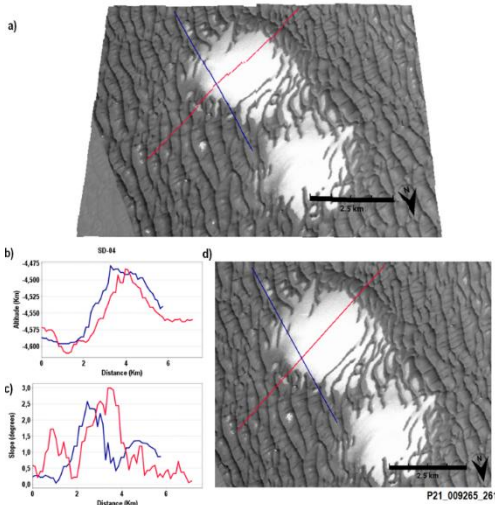
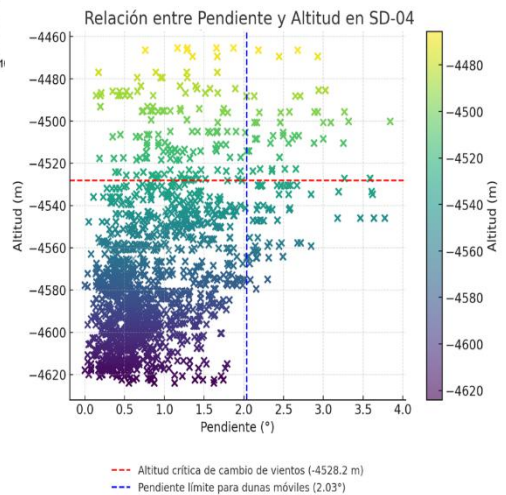


Figura A.12 Gráfico mostrando los datos de altitud de los puntos del edificio frente a la pendiente. La línea de trazos rojos presenta el valor obtenido para la altitud crítica de cambios de vientos, a partir de la cual no es fácil encontrar dunas. La línea de trazos azules indica la pendiente límite donde las dunas móviles ya no se suelen encontrar. Estos datos corresponden a condiciones normales de las dunas.



- **Ubicación:** ~79.792 N, ~189.053 E. **Relieve:** ~143 m (entre -4476 y -4619 m)
- **Diámetro:** ~5.4×4.28 km; **Área** ~39.3 km² (compartido con SD-05).
Pendiente: ~2–4°
- **Morfología 3D:** Domo con cumbre suavemente inclinada, ligeramente elongado en dirección NW–SE.
- **Tipos de dunas:**
 - **Dunas lineales en el flanco occidental**, que se alinean con la curvatura del domo, formando un **arco pegado al borde**.
 - En el **este**, menor densidad de dunas, con **barjanoides dispersas**.
 - En el **sur**, se observa una transición entre dunas **lineales y barjanoides**, indicando cambios en la intensidad del transporte eólico.
- **Dirección del viento:**
 - **Principal:** NW–SE (claramente definido en el flanco oeste, donde genera una acumulación densa de dunas).
 - **Secundario:** NE–SW (se observa en menor medida en la parte sur y este, con crestas transversales poco desarrolladas).
- **Observaciones Adicionales:**
 - **Forma parte de un par de estructuras** (SD-04 y SD-05), ubicadas muy próximas entre sí y con características morfológicas similares.
 - **El relieve es modesto (~143 m)**, pero la acumulación dunas en el flanco oeste es densa, sugiriendo un fuerte control eólico en esta zona.
 - **Las vistas 3D** muestran cimas suaves, con pendientes graduales y sin cambios bruscos en la elevación.
- **Modificación por vientos polares:**
 - Los **vientos circumpolares NW–SE** han generado una densa acumulación dunar en el flanco occidental, formando un arco que sigue la topografía del domo.
 - **En el este**, la menor acumulación dunar indica que los vientos han dispersado más los sedimentos en esta zona.
 - La acción del viento ha moldeado las dunas en función de la topografía, generando un **gradiente de densidad de sedimentos de oeste a este**.
- **Relación de hundimientos con vientos:**
 - **Se han detectado hundimientos** en la parte oriental, donde la sedimentación es menor, lo que sugiere que la erosión eólica ha removido los sedimentos más finos, exponiendo capas más antiguas del subsuelo.
 - **Estudios previos** sobre sublimación de hielo en zonas con menor cobertura sedimentaria (*Rubanenko et al., 2023*) sugieren que la remoción de sedimentos en el flanco este podría haber favorecido procesos de colapso superficial.
 - **En el oeste**, la acumulación de arena parece estabilizar la estructura, reduciendo la erosión diferencial observada en el este.
- **Influencia de la estructura en las dunas:**
 - **La forma** del domo ha condicionado la acumulación de dunas en su flanco occidental, donde las crestas se alinean con la topografía. La pendiente límite para dunas móviles se sitúa en 2.03°, y la altitud crítica de cambio de vientos a -4528.2 m lo que provoca que gran parte del edificio esté cubierta por dunas.

- **En la parte este y sur**, las dunas son menos densas y aparecen barjanoides dispersas, lo que sugiere un transporte más activo de los sedimentos en estas zonas.
- **Influencia del viento en la forma de la estructura:**
 - **El relieve ha sido moldeado por la acción eólica**, con mayor acumulación de sedimentos en el oeste y mayor erosión en el este.
 - **La pendiente y cumbre suaves indican una erosión prolongada**, sin cambios bruscos en la morfología del domo.
 - **La estructura** parece haber funcionado como una barrera que ha condicionado la deposición y transporte de dunas a lo largo del tiempo.

SD-05

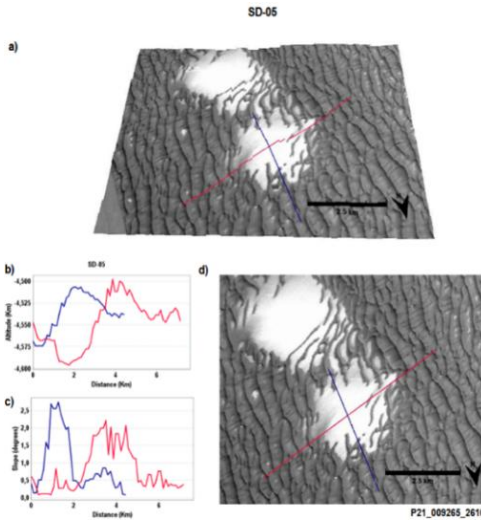
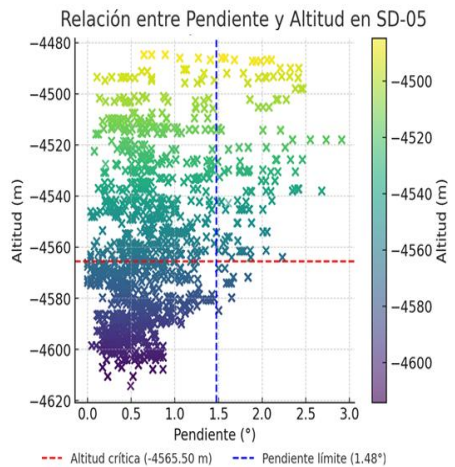


Figura A.13: Imágenes 3D (a) y 2D (d) en las que se observa claramente las dunas sobre el edificio. El panel (b) presenta los perfiles de altitud y el (c) los de pendientes que corresponden a los perfiles marcados en las figuras de los paneles (a) y (d). (Sánchez-Bayton et al., 2022b). En la figura se aprecia su cercanía a SD-04 y su aspecto prácticamente enterrado.

Figura A.14: Gráfico mostrando los datos de altitud de los puntos del edificio frente a la pendiente. La línea de trazos rojos presenta el valor obtenido para la altitud crítica de cambios de vientos, a partir de la cual no es fácil encontrar dunas. La línea de trazos azules indica la pendiente límite donde las dunas móviles ya no se suelen encontrar. Estos datos corresponden a condiciones normales de las dunas.



- **Ubicación:** ~79.792 N, ~189.053 E. **Relieve:** ~143 m (entre -4476 y -4619 m)
- **Dimensiones:** ~4.33×3.68 km; Parte del **área** ~39.3 km² (junto con SD-04). **Pendiente:** ~2°
- **Morfología 3D:** Domo de menor tamaño, suavemente inclinado, con acumulaciones de dunas más concentradas en el flanco suroeste. La altitud crítica en esta estructura la encontramos en -4565.5m y su pendiente límite para dunas móviles es de 1.48°.
- **Tipos de dunas:**
 - **Dunas lineales** rodeando sobre todo el sector suroeste, formando un arco cerrado.
 - **Menor acumulación dunar en el noreste**, con algunas dunas barjanoides dispersas.
 - Algunos sectores muestran **transiciones entre lineales y barjanoides**, indicando cambios en la dirección del viento local.
- **Dirección del viento:**
 - **Principal: NW-SE** (alta concentración en el suroeste, donde las dunas forman un patrón denso y curvo).
 - **Secundario: NE-SW** (aparece de forma oblicua en el este, pero con menor intensidad).
- **Observaciones Adicionales:**
 - **Muy próxima a SD-04**, con la que comparte características morfológicas y patrones de acumulación sedimentaria.
 - **Menor relieve (~140 m)**, pero con gran densidad dunar en el flanco suroeste, lo que indica un fuerte control eólico en esta zona.
 - **En la vista 3D**, se observa que las dunas están más densamente acumuladas en el sur y suroeste, lo que sugiere que esta zona ha sido menos erosionada que el este.

SD-06

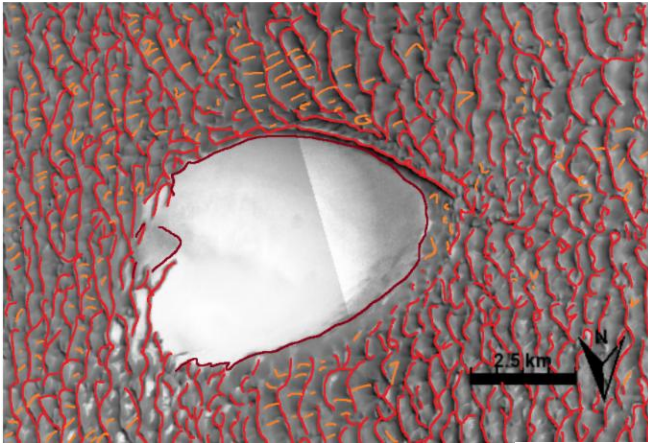


Figura A.15: imagen de SD-06. Las dunas principales aparecen marcadas en rojo y las secundarias en naranja. Se observa bien la zona alargada; su parte semienterrada en el oeste; y el arco de dunas en su parte superior, así como los diferentes tipos de dunas.

Figura A.16: Imágenes 3D (a) y 2D (d) en las que se observa claramente las dunas sobre el edificio. El panel (b) presenta los perfiles de altitud y el (c) los de pendientes que corresponden a los perfiles marcados en las figuras de los paneles (a) y (d). (Sánchez-Bayton et al., 2022b). En la figura se aprecia su cercanía a SD-06 y su aspecto alargado en forma de corazón.

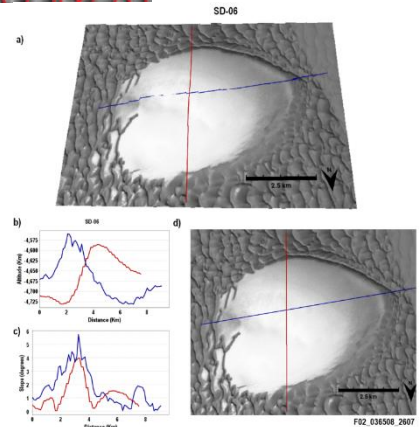
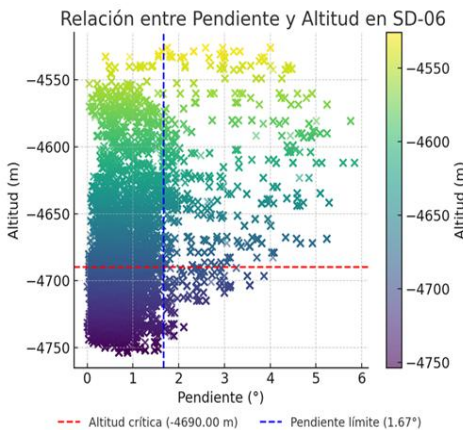


Figura A.17: Gráfico mostrando los datos de altitud de los puntos del edificio frente a la pendiente. La línea de trazos rojos presenta el valor obtenido para la altitud crítica de cambios de vientos, a partir de la cual no es fácil encontrar dunas. La línea de trazos azules indica la pendiente límite donde las dunas móviles ya no se suelen encontrar. Estos datos corresponden a condiciones normales de las dunas



- **Ubicación:** 79.549 N, 181.950 E. **Relieve:** ~223 m (entre -4527 y -4750 m).
- **Anchura:** ~8.77 km, **Área** ~52.8 km², **Pendiente:** Hasta ~4°.
- **Morfología 3D:** Domo subcircular con relieve moderado y forma de corazón.
- **Tipos de dunas:**
 - **En el flanco este** se observa un arco de dunas lineales alineadas con la pendiente.
 - **En el flanco oeste**, las dunas están más dispersas y no forman un anillo cerrado, se observan barjanes dispersos.
 - **Se identifican barjanoides pequeñas en la zona sur**, lo que sugiere una interacción compleja entre vientos predominantes y secundarios.
- **Dirección del viento:**
 - **Principal:** NW-SE, con un patrón dominante en el este (*Ewing et al., 2010; Rubanenko et al., 2023*).
 - **Secundario:** NE-SW, presente en algunas crestas en el sur.
- **Observaciones adicionales:**
 - **La estructura se encuentra rodeada parcialmente por dunas**, pero la cumbre permanece despejada, indicando un proceso de erosión o falta de acumulación significativa.
 - **El relieve moderado (~223 m)** sugiere que ha sido afectado por los vientos polares, pero sin un grado importante de erosión extrema.
- **Modificación por vientos polares:**
 - **El viento NW-SE** ha causado una mayor acumulación de dunas en el flanco este, mientras que el oeste presenta una distribución más dispersa.
 - **Su altitud crítica** de cambio de vientos se sitúa a **-4528.2 m** y la **pendiente límite** para dunas móviles es de **2.03°**.
 - **Se observa una asimetría en la forma del domo**, con una ligera inclinación hacia el oeste, lo que podría ser resultado de una erosión prolongada en esa dirección.
 - **La curvatura de las dunas en el flanco sur** sugiere la presencia de un flujo de viento localmente desviado, lo que ha generado una orientación mixta entre los vientos predominantes y secundarios.
- **Relación de hundimientos con vientos:**
 - **Hundimientos** detectados en el este, donde la sedimentación es menor.
 - La **menor acumulación** dunar en el oeste sugiere zona más expuesta a la erosión eólica, lo que ha evitado la acumulación significativa de material.
 - **La morfología** sugiere que la interacción entre la topografía y vientos polares ha provocado un desgaste progresivo en los flancos expuestos.
 - **Estudios previos** (*Massé et al., 2012; Rubanenko et al., 2023*), han señalado que los vientos polares en esta región tienen capacidad de generar procesos de sublimación y erosión diferencial, lo que explicaría la existencia de sectores más hundidos en relación con la distribución de sedimentos.

- **Influencia de la estructura en las dunas:**
 - La estructura **bloquea el transporte de sedimentos** en su zona cimera, generando un arco de dunas en su lado este debido a la acumulación eólica.
 - La forma **subcircular y el patrón dunar** en el lado este sugieren que los sedimentos han sido canalizados y depositados de forma más intensa en esta región.
- **Influencia del viento en la forma de la estructura:**
 - **La asimetría** en la erosión entre el este y el oeste sugiere una acción prolongada de los vientos predominantes.
 - La morfología de **bajo relieve** y la **disposición de las dunas** indican que la estructura ha sufrido una erosión moderada, pero aún conserva una forma clara de domo.

El **relieve moderado (~223 m)** ha limitado la erosión extrema, pero los flancos han sido modelados por la interacción de los vientos.

IS-02

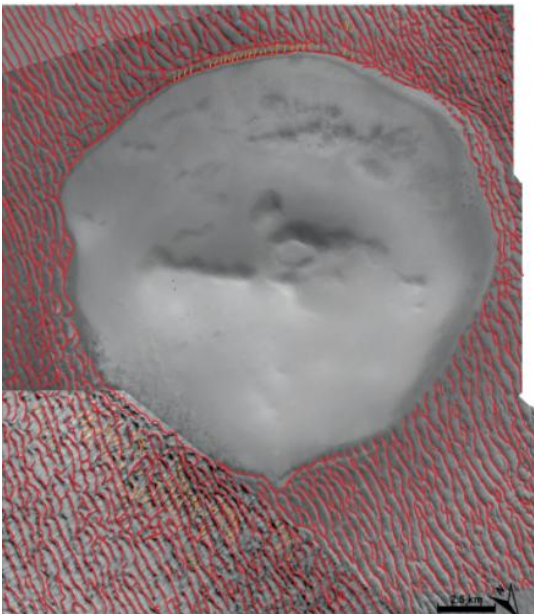


Figura A.18: Imagen de IS-02. Las dunas principales aparecen en rojo, y las secundarias en naranja. Forma circular, con variaciones en la parte noroeste, y más estabilidad dunar en el sur.

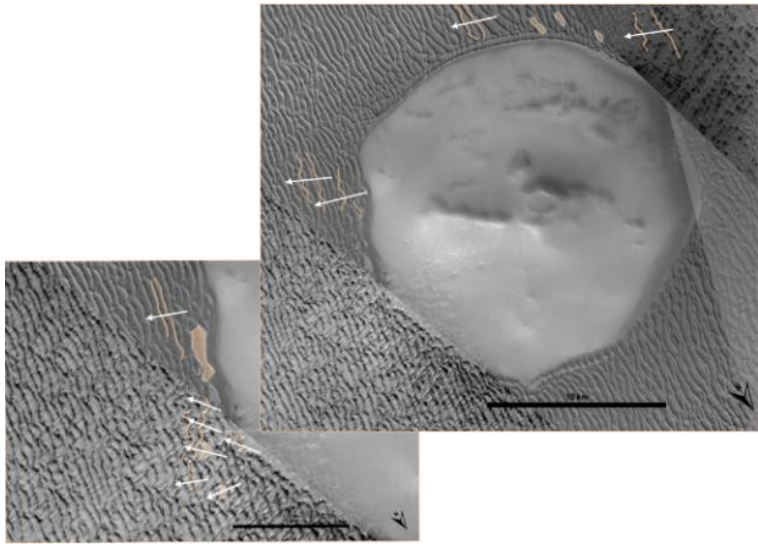


Figura A.19: Estudio individualizado por distintas regiones. Para ello se marcan las diferentes dunas y sus zonas para ayudar en los cálculos y la interpretación. Las flechas blancas marcan las direcciones en función de los vientos y el tipo de dunas. Las áreas rosas indican contornos y formas de dunas.

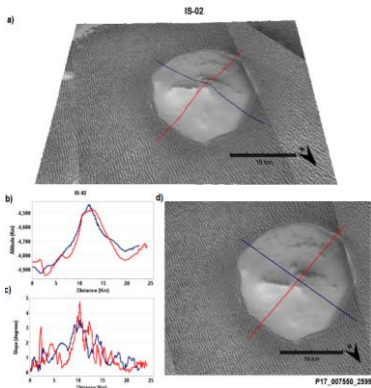


Figura A.20: Imágenes 3D (a) y 2D (d) en las que se observa claramente la altura y el gran tamaño del edificio. El panel (b) presenta los perfiles de altitud y el (c) los de pendientes que corresponden a los perfiles marcados en las figuras de los paneles (a) y (d). (Sánchez-Bayton et al., 2022b).

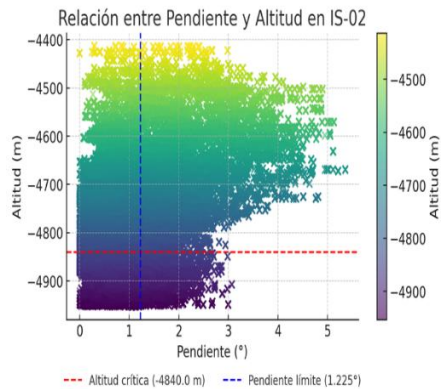


Figura A.21: Gráfico mostrando los datos de altitud de los puntos del edificio frente a la pendiente. La línea de trazos rojos presenta el valor obtenido para la altitud crítica de cambios de vientos, a partir de la cual no es fácil encontrar dunas. La línea de trazos azules indica la pendiente límite donde las dunas móviles ya no se suelen encontrar. Estos datos corresponden a condiciones normales de las dunas. El edificio está, en su mayor parte, despejado de dunas.

Ubicación y Características Generales

IS-02 se localiza en las coordenadas 79.270° N, 211.95° E, con un relieve aproximado de 528 m, entre -4422 m y -4950 m de altitud. Se trata de un domo de gran extensión con una cumbre irregular y algunas depresiones en su parte central. Su diámetro es de aproximadamente 19.8 km, con un área de 528 km². Las pendientes varían entre 1° y 5°, con mayores inclinaciones en el flanco oriental (4°–5°) y una pendiente más suave en el occidental (1°–3°), lo que favorece la acumulación de sedimentos (Figura 20).

Tipos de Dunas y Distribución

La distribución de las dunas en IS-02 refleja la interacción entre la topografía del domo y los vientos predominantes. Se han identificado distintos tipos de dunas:

Dunas lineales densas: Se concentran en el flanco occidental, formando un anillo alrededor del domo. Su alineación principal es NW–SE, en concordancia con la circulación eólica predominante. En las Figuras A.18 y A.19, se observa una distribución organizada en la zona oeste, donde las dunas presentan mayor estabilidad debido a menores variaciones en la dirección del viento.

Campos de dunas barjanoides: Se ubican en el sector oriental y noroeste. En la Figura A.18 se aprecian crestas secundarias delineadas en naranja, representando barjanes en formación y barjanoides de menor desarrollo. Las flechas blancas en la Figura A.19 indican que los vientos han transportado los sedimentos en dirección SE y E, favoreciendo la formación de dunas más dinámicas.

Barjanes: Presentes en el sector oriental, con crestas de curvatura suave y menor densidad. En la Figura A.19 se identifican barjanes aislados marcados en rosa, con sus cuernos apuntando en dirección del transporte de sedimentos (NW–SE). Su distribución sugiere que el viento dominante desplaza los barjanes hacia el SE, en zonas de menor suministro de arena y mayor movilidad sedimentaria.

Dunas alargadas y organizadas: Indican un mayor suministro de arena y una dirección de viento más constante. Algunas dunas en la parte superior del domo parecen estar parcialmente fijadas, lo que sugiere variabilidad en la intensidad del viento o interacciones con la topografía.

Dinámica del Viento y Transporte de Sedimentos

La disposición de las dunas en IS-02 sugiere una interacción compleja entre la estructura del domo y los vientos polares. La dirección predominante del viento es NW–SE, similar a IS-01, con ligeras curvaturas locales causadas por la influencia del relieve.

Flanco occidental: Acumulación de dunas lineales en migración hacia el sureste.

Sector oriental: Menor acumulación de dunas debido a una mayor erosión diferencial.

Sector noroeste: Presencia de barjanoides y barjanes, reflejando cambios en la disponibilidad de sedimentos y la dirección del viento.

Cumbre del domo: Baja acumulación de sedimentos, lo que sugiere una mayor intensidad de erosión en esta zona.

En la Figura A.21, los datos altimétricos muestran que la altitud crítica de cambio de vientos está en 4727.8 m, mientras que la pendiente límite para dunas móviles se encuentra en 1.20°. Estos valores explican la distribución de los sedimentos en la estructura.

Influencia de la Estructura en las Dunas

El domo de IS-02 actúa como un modulador del flujo de viento, canalizando el transporte de sedimentos y generando patrones de acumulación diferenciados:

Pendientes más altas en el este explican la escasez de dunas en esta región, debido a una mayor erosión.

Las variaciones en la orientación de las dunas, evidenciadas en la Figura A.23, reflejan la influencia de la topografía en la circulación eólica.

Se forma un anillo parcial de dunas lineales en la base del domo, consistente con los modelos de circulación eólica en regiones polares de Marte (*Ewing et al., 2017*).

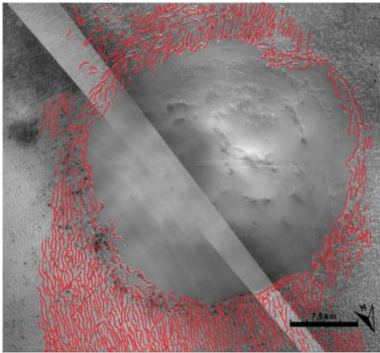


Figura A.22: Cambiar a imagen IS-03, con las dunas principales marcadas en rojo, y las secundarias en naranja. Se observa su zona redonda con cumbre más erosionada y libre de dunas, así como las diferentes dunas que la rodean.

Figura A.23: Debido al tamaño del edificio es necesario el estudio individualizado por diferentes zonas. Para ello se hacen dos zooms sobre la figura central, el oeste en amarillo a la izquierda de la imagen y la zona sureste en naranja. Marcados en rosa aparecen los contornos de diferentes dunas y la dirección de su movimiento señalada con flechas blancas.

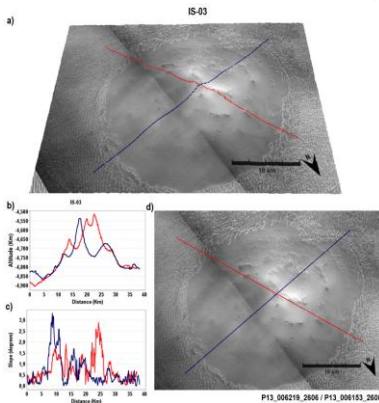
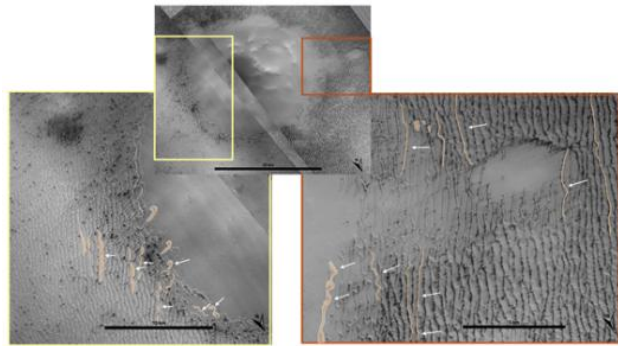


Figura A.24: Imágenes 3D (a) y 2D (d) en las que se observa claramente la altura y el gran tamaño del edificio. El panel (b) presenta los perfiles de altitud y el (c) los de pendientes que corresponden a los perfiles marcados en las figuras de los paneles (a) y (d). (Sánchez-Bayton et al., 2022b).

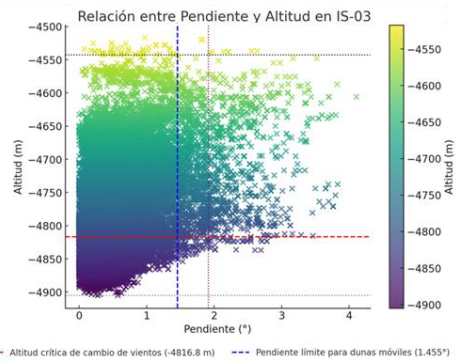


Figura A.25: Gráfico mostrando los datos de altitud de los puntos del edificio frente a la pendiente. La línea de trazos rojos presenta el valor obtenido para la altitud crítica de cambios de vientos, a partir de la cual no es fácil encontrar dunas. La línea de trazos azules indica la pendiente límite donde las dunas móviles ya no se suelen encontrar. Estos datos corresponden a condiciones normales de las dunas. Edificio de cumbre despejada.

- **Ubicación:** 78.729° N, 202.853° E. **Relieve:** ~358 m (entre -4517 y -4875m).
- **Anchura:** 19.7 km, área ~630.340 km². **Pendiente:** ~1–5° en las laderas, <1° en la cumbre. El análisis de la morfología de IS-03 revela una estructura con variaciones altitudinales que influyen directamente en la movilidad de los sedimentos. Las zonas más altas del edificio presentan una menor acumulación de arena, mientras que en las regiones de menor elevación se observa una mayor concentración de dunas. La pendiente de la estructura varía a lo largo de su extensión, lo que afecta la migración y el tipo de dunas que se forman en su superficie (A.22, A-23 y A.24).

Morfología 3D y Relieve

IS-03 presenta una morfología de domo extenso, con una cumbre suavemente inclinada y pendientes mínimas. La pendiente máxima se encuentra en los flancos del domo, mientras que la cumbre presenta inclinaciones menores a 1°. Se observa una estructura relativamente simétrica, con posibles zonas de erosión en la parte occidental. Comparando con estudios previos, la elevación de IS-03 sugiere que ha sido modelado por procesos eólicos y de sublimación (*Massé et al., 2012*). Los valores obtenidos para este edificio (Figura A.25) son:

- Altitud de cambio de vientos: Se ha identificado que a partir de -4816.8 m, las condiciones de transporte eólico varían significativamente, lo que genera modificaciones en la orientación de las dunas.
- Pendiente límite para dunas móviles: Se ha determinado un umbral de 1.455°, por encima del cual la movilidad de los sedimentos disminuye de manera considerable.

Tipos de Dunas y su Distribución

Dunas Lineales Densas

Las dunas lineales densas se encuentran principalmente en el flanco oriental y noreste de IS-03, donde la acumulación de sedimentos es mayor. La orientación de estas dunas sigue un patrón NW-SE lo que indica su formación bajo la influencia de los vientos circumpolares predominantes en la región (*Ewing et al., 2010; Rubanenko et al., 2023*). En la Figura A.23 estas dunas lineales se han identificado en el cuadro rojo, donde su disposición y alineación con el flujo eólico han sido marcadas en rosa para facilitar su interpretación. Estas dunas lineales presentan una alineación más estable, en contraste con áreas de menor disposición de sedimentos, donde las dunas barjanoides presentan más curvatura.

Dunas Barjanoides y Barjanes

Los barjanes y barjanoides, se concentran en el sector suroeste del domo. Su formación está asociada a la acción de vientos bimodales o fluctuantes, lo que favorece la transición de barjanes individuales a estructuras más elongadas. Estas dunas siguen un transporte de sedimentos en dirección SE lo que sugiere una interacción más compleja entre el régimen eólico y la topografía del edificio (*Parteli et al., 2009*). En las figuras analizadas, estas dunas han sido destacadas en el cuadro amarillo (Figura A.23), donde se evidencia su evolución morfológica y su distribución espacial.

Dunas Transversales

Ubicadas principalmente en el flanco este, en una región donde la acumulación de arena es menor. En las imágenes, han sido también identificadas dentro del cuadro amarillo (Figura A.23), con flechas blancas señalando las direcciones de cambio en el flujo eólico que han influido en su formación. Estas dunas representan una respuesta a fluctuaciones estacionales en la intensidad y dirección del viento, así como a variaciones en la disponibilidad de sedimentos (*Fernandez-Cascales et al., 2018*).

Dinámica del Viento y Transporte de Sedimentos

El análisis de la orientación y distribución de las dunas en IS-03 indica que los vientos predominantes siguen una dirección NW-SE en concordancia con estudios previos sobre la circulación atmosférica en Olympia Undae (*Massé et al., 2012; Rubanenko et al., 2023*). A pesar de esta predominancia, se han identificado modulaciones locales en la dirección del viento, lo que ha dado lugar a variaciones en la alineación de las crestas dunares y en la migración de los sedimentos.

Las observaciones sugieren que en IS-03 existen patrones diferenciados de transporte de sedimentos:

- En el flanco occidental, las dunas lineales migran activamente hacia el sureste, adaptándose a la topografía del domo.
- En el sector sur, las dunas barjanoides muestran un transporte menos uniforme, reflejando la influencia de vientos bimodales.
- En la zona noreste, la orientación de las dunas varía, lo que indica cambios locales en la circulación eólica.

- El sector este presenta menor sedimentación y mayor erosión, debido a su exposición a flujos eólicos más intensos.

Interacción entre la Estructura y las Dunas

IS-03 juega un papel fundamental en la configuración del sistema dunar circundante. Su relieve actúa como una barrera aerodinámica que modifica la dirección del viento y genera variaciones en la acumulación de arena. En particular:

- Se han identificado zonas de acumulación de dunas lineales y barjanoides, como los flancos, donde la arena se deposita de manera preferencial en respuesta a la canalización de los vientos.
- Existen sectores de erosión, donde la pendiente y la acción eólica impiden la sedimentación continua.
- La cumbre del domo se mantiene relativamente libre de sedimentos gruesos, lo que indica que su altitud influye en la redistribución del material arenoso y actúa como zona de evacuación de sedimentos (Fernandez-Cascales et al., 2018).

IS-04

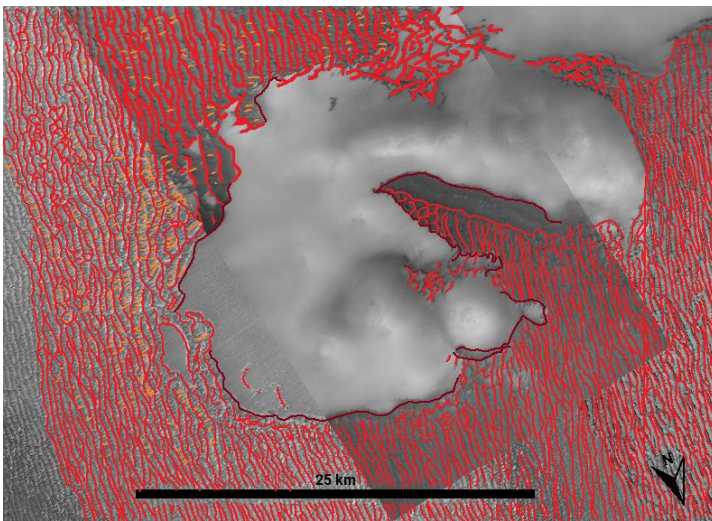


Figura A.26: Imagen de IS-04, con las dunas principales marcadas en rojo y las secundarias en naranja. Se observa la “forma irregular del edificio”.

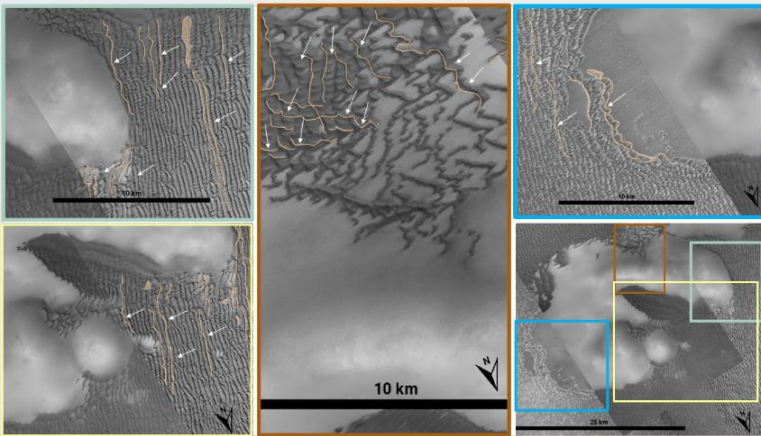


Figura A.27: IS-04 dividido en cuatro regiones, el oeste en azul; la parte central y este en amarillo; sur en marrón y sureste en verde. Los contornos de diferentes dunas están marcados en rosa y las flechas señala su dirección.

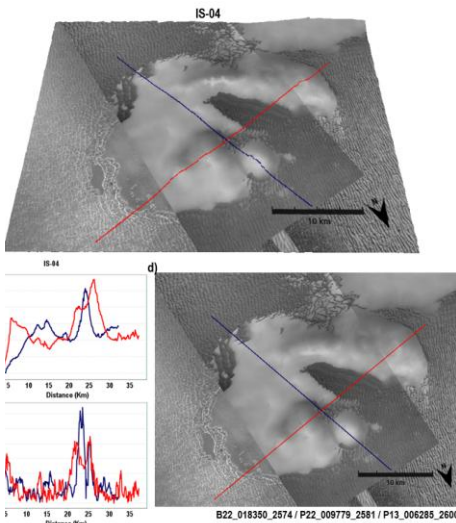


Figura A.28: Imágenes 3D (a) y 2D (d) en las que se observa claramente la altura y el gran tamaño del edificio. El panel (b) presenta los perfiles de altitud y el (c) los de pendientes que corresponden a los perfiles marcados en las figuras de los paneles (a) y (d). Se aprecia la forma irregular del edificio con pequeñas elevaciones (Sánchez-Bayton et al., 2022b).

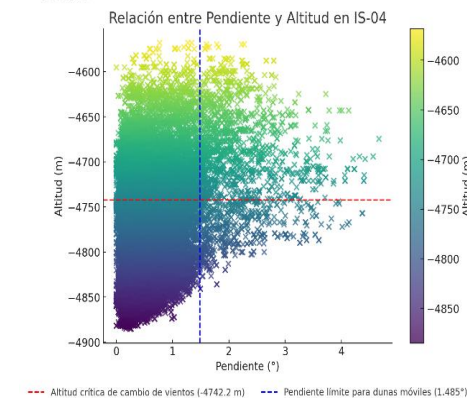


Figura A.29: Gráfico mostrando los datos de altitud de los puntos del edificio frente a la pendiente. La línea de trazos rojos presenta el valor obtenido para la altitud crítica de cambios de vientos, a partir de la cual no es fácil encontrar dunas. La línea de trazos azules indica la pendiente límite donde las dunas móviles ya no se suelen encontrar. Estos datos corresponden a condiciones normales de las dunas. Debido a su forma, este edificio tiene más dunas sobre su superficie.

Ubicación y Características Generales

IS-04 se localiza en la región de Olympia Undae, en las coordenadas 78.993° N, 197.751° E, con un relieve aproximado de 310 m, entre -4879 m y -4569 m de altitud. Se trata de un domo de gran extensión con una morfología compleja, caracterizada por múltiples elevaciones y depresiones. Su diámetro es de aproximadamente 35 km, con una superficie extensa que presenta zonas diferenciadas de acumulación y erosión sedimentaria.

Las pendientes en IS-04 varían entre 0.096° y 3.52°, con los valores más altos ubicados en los flancos del domo, mientras que la parte central presenta una inclinación más suave, favoreciendo la acumulación de sedimentos en ciertas áreas. Estas variaciones en la pendiente influyen directamente en la distribución de los diferentes tipos de dunas, y en la dinámica de transporte de sedimentos impulsada por los vientos predominantes en la región.

Los valores calculados para la altitud crítica de los vientos y la pendiente límite son, respectivamente, -4742.2 m y de 1.485°. Este último valor permite que, debido a la irregularidad de la forma y las variaciones de pendiente, parte del edificio se encuentre cubierto por dunas.

Morfología 3D y Relieve

El análisis tridimensional de IS-04 muestra una estructura irregular, con múltiples elevaciones y depresiones distribuidas a lo largo del edificio. En la Figura A.28 se observa que las pendientes más pronunciadas se localizan en los flancos del domo, mientras que la parte central presenta inclinaciones más suaves, favoreciendo la acumulación de sedimentos. Con signos de erosión diferencial en los sectores noreste y sureste, donde las pendientes y altimetría reflejan un desgaste progresivo. Exhibe una distribución más fragmentada de la altitud que el resto de los IS de Olympia Undae, sugiriendo un transporte de sedimentos más activo y una mayor influencia de la disminución eólica.

Explicación de los Cuadros de la Figura A.27

- Cuadro verde: Destaca dunas lineales alineadas en dirección NW-SE, lo que confirma la influencia de los vientos circumpolares.
- Cuadro amarillo: Presenta barjanas en transición a barjanoides, con transporte sedimentario hacia el sureste.
- Cuadro marrón: Resalta áreas con patrones dunares curvados, lo que sugiere variaciones en la intensidad y dirección del viento. En la parte

izquierda del cuadro, se identifican barjanas en migración, mientras que en la parte superior de la elevación predominan dunas lineales.

- Cuadro azul: Contiene dunas transversales y barjanoides en el sector sur y sureste, indicando la interacción de vientos variables.

Tipos de Dunas y su Distribución

Dunas Lineales Densas

Se localizan principalmente en los flancos este, sureste, donde la acumulación de sedimentos es mayor. Siguen una orientación NW-SE, en coherencia con la dirección predominante de los vientos circumpolares. En la Figura A.26, estas dunas han sido delineadas en rojo, mientras que en la Figura A.27, dentro del cuadro verde, las flechas blancas indican su alineación y migración. Además, en el cuadro marrón, aparecen sobre una elevación prominente en la parte central, lo que sugiere que la topografía ha tenido un papel clave en su estabilidad y distribución (*Ewing et al., 2010; Rubanenko et al., 2023*).

Dunas Barjanoides y Barjanas

En el sector central y noreste del edificio, predominan barjanoides y barjanas, las cuales presentan una morfología característica en forma de media luna. Estas estructuras reflejan la influencia de un régimen de vientos bimodales o fluctuantes, que han permitido la evolución de barjanas individuales hacia dunas barjanoides más desarrolladas. En la Figura A.27, (cuadro amarillo) resalta la presencia de estos barjanas en distintas etapas de formación. Asimismo, en la parte izquierda del cuadro marrón, se observan barjanas formándose sobre una pendiente suave, indicando un proceso activo de migración sedimentaria impulsado por variaciones en la dirección del viento (*Parteli et al., 2009*).

Dunas Transversales y Barjanoides

Se identifican en la zona norte y noroeste coexistiendo en un entorno con condiciones eólicas complejas. La Figura A.27 (cuadro azul), muestra la interacción de ambos tipos de dunas, lo que sugiere un sistema de transporte de sedimentos dinámico. Las dunas transversales evidencian variaciones en la intensidad del viento, mientras que la presencia de barjanoides indica un transporte sedimentario más estable y direccionado. Esta combinación de formas dunares puede estar relacionada con cambios estacionales en la intensidad y dirección del viento, así como con la disponibilidad de material sedimentario en la región (*Fernandez-Cascales et al., 2018*).

Dunas sobre Elevaciones y Curvaturas Dunares

En el flanco sur, dentro del cuadro marrón de la Figura A.27, se identifican dunas alineadas sobre una elevación prominente. Su disposición sugiere que la topografía ha condicionado su desarrollo, limitando la migración sedimentaria y estabilizando su forma. Además, se observan curvaturas en las crestas dunares, lo que puede ser un indicador de variaciones en la velocidad del viento o la interacción con flujos eólicos secundarios. La existencia de estas estructuras evidencia la compleja relación entre la morfología del edificio y la dinámica atmosférica en la región.

Modificación por Vientos Polares

La acumulación de dunas más consolidadas en los flancos este y sureste refleja una fuerte interacción con los vientos circumpolares NW-SE.

La redistribución de sedimentos en el sector norte sugiere erosiones diferenciadas debido a la menor disponibilidad de material transportado.

Influencia de la Estructura en las Dunas

La topografía de IS-04, caracterizada por su morfología irregular y la presencia de elevaciones diferenciadas, ha jugado un papel crucial en la distribución de las dunas. La combinación de barreras naturales y pendientes variables ha generado zonas de acumulación de sedimentos en sectores con menor inclinación y mayor protección contra los vientos predominantes (Fernandez-Cascales et al., 2018). La presencia de dunas barján en los flancos sugiere que los vientos han canalizado el transporte de sedimentos hacia estas áreas, mientras que la relativa ausencia de dunas en la cima de la estructura indica que las condiciones locales no favorecen la acumulación de arena. (*Masse et al., 2012*).

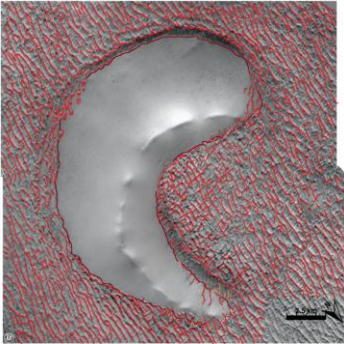


Figura A.26: IS-04, con las dunas principales marcadas en rojo y las secundarias en naranja. Se observa la forma de media luna con claras acumulaciones de sedimentos en la cara sur y este del edificio.

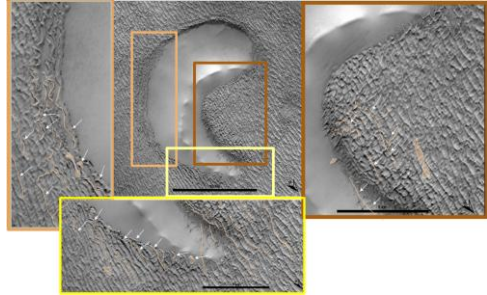


Figura A.27: Zooms sobre zonas de IS-05 situadas al oeste (naranja), norte (amarillo), y este (marrón). Los contornos de diferentes dunas están marcados en rosa y las flechas señalan su dirección.

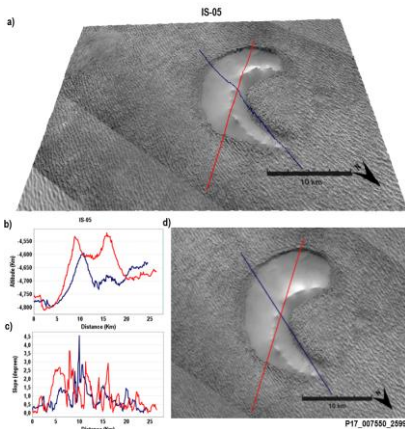


Figura A.28: Imágenes 3D (a) y 2D (d) en las que se observa claramente la altura y el gran tamaño del edificio. El panel (b) presenta los perfiles de altitud y el (c) los de pendientes que corresponden a los perfiles marcados en las figuras de los paneles (a) y (d). (Sánchez-Bayton et al., 2022b).

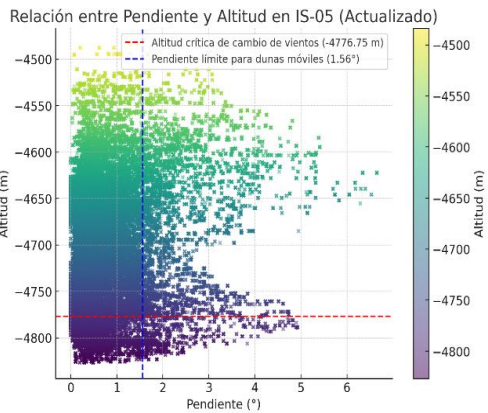


Figura A.29: Gráfico mostrando los datos de altitud de los puntos del edificio frente a la pendiente. La línea de trazos rojos presenta el valor obtenido para la altitud crítica de cambios de vientos, a partir de la cual no es fácil encontrar dunas. La línea de trazos azules indica la pendiente límite donde las dunas móviles ya no se suelen encontrar. Estos datos corresponden a condiciones normales de las dunas.

Ubicación y Características Generales

IS-05 se localiza en la región de Olympia Undae, en las coordenadas 79.577° N, 218.972° E, con un relieve aproximado de 315 m, entre -4828 m y -4513 m de altitud. Se trata de una estructura con una forma característica de media luna, con un sector interno más deprimido y un borde externo elevado. Su diámetro alcanza aproximadamente 32.7 km, y su superficie total 168.35 km².

Las pendientes en IS-05 varían entre 0.75° y 4.5°, con los valores más altos ubicados en la parte interna de la curvatura de la media luna. Estas diferencias en la inclinación del terreno afectan la deposición de sedimentos y la formación dunar, condicionando su movilidad y estabilidad en distintas áreas del domo.

Morfología 3D y Relieve

El análisis tridimensional de IS-05 revela que su morfología está fuertemente influenciada por su disposición en forma de media luna. En la Figura A.28, se observa un sector interno con menor altitud y un borde externo más elevado, lo que sugiere una dinámica de deflación y deposición diferenciada.

La pendiente más pronunciada se localiza en la parte interna de la curva, lo que indica que los procesos eólicos han removido material en esta región, favoreciendo la redistribución de sedimentos hacia el exterior. Además, en el flanco este, se detectan signos de erosión progresiva, donde la pendiente disminuye en dirección a los campos dunares circundantes.

La Figura A.27 (cuadro rojo), dentro de la media luna, muestra variaciones en la pendiente que coinciden con cambios en la orientación y acumulación de dunas. La altitud crítica de cambio de vientos se ha identificado en -4776.75 m, mientras que la pendiente límite para la movilidad de dunas se encuentra en 1.56°, lo que sugiere una transición en la dinámica de transporte sedimentario.

Tipos de Dunas y su Distribución

Dunas Lineales Densas

Las dunas lineales densas en IS-05 se encuentran principalmente en el flanco este, extendiéndose en alineaciones bien definidas en respuesta a los vientos predominantes. Su orientación principal sigue un patrón NW-SE similar al modelo de circulación eólica característico de la región. En la Figura A.26, estas dunas han sido marcadas en rojo, evidenciando su organización

estructurada. En la Figura A.27, dentro del cuadro rojo, las flechas blancas indican la organización de estas dunas en franjas homogéneas, reflejando una dirección de transporte sedimentario estable (*Ewing et al., 2010; Rubanenko et al., 2023*).

Dunas Barjanoides y Barjanes

En el sector norte, se han identificado dunas barjanoides y barjanes en distintas etapas de formación. Estas estructuras muestran una evolución progresiva a medida que se desplazan en respuesta a los vientos dominantes. En la Figura A.27, el cuadro amarillo resalta la presencia de barjanes individuales en transición hacia formas barjanoides. Adicionalmente, en el cuadro naranja, se observan dunas en proceso de transformación, con curvaturas progresivas que reflejan cambios en la disponibilidad de sedimentos y la intensidad del viento (*Parteli et al., 2009*).

Dunas Transversales

En el flanco oeste, se han identificado dunas transversales alineadas ortogonalmente a la dirección del viento predominante. En la Figura A.27, dentro del cuadro naranja, estas dunas presentan una disposición perpendicular a los flujos eólicos principales, lo que indica la posible acción de vientos secundarios que han modificado la organización sedimentaria en esta región. La presencia de estas dunas sugiere la existencia de vientos locales con direcciones variables que han influenciado la distribución de los sedimentos (*Fernandez-Cascales et al., 2018*).

Modificación por Vientos Polares

El patrón de dunas en IS-05 refleja una fuerte influencia de los vientos circumpolares que han moldeado la estructura sedimentaria de manera diferenciada: En el flanco oriental, la acumulación de dunas lineales indica una interacción intensa con los vientos polares predominantes de NW-SE. En el sector norte, la menor acumulación de dunas gruesas sugiere una mayor erosión causada por vientos más intensos, un fenómeno descrito en estudios previos (*Rubanenko et al., 2023*).

Influencia de la Estructura en las Dunas

La forma en media luna de IS-05 desempeña un papel clave en la estabilidad y redistribución de las dunas: canaliza los vientos y facilita la acumulación de sedimentos en los bordes exteriores.

En la Figura A.27, se observa que los flancos favorecen la acumulación de dunas lineales y barjanoides, mientras que el sector interno muestra menor actividad sedimentaria. Estos patrones son consistentes con estudios previos en Olympia Undae, donde las variaciones topográficas afectan la migración de sedimentos (*Fernandez-Cascales et al., 2018*). Comparado con otras estructuras de Olympia Undae, la forma de media luna permite ver muy bien las zonas de acumulaciones de sedimentos.

**Anexo III: Actividades científicas derivadas de esta
Tesis doctoral**

Publicaciones Científicas

- ☀ Sánchez-Bayton, M., Herraiz, M., Martin, P., Sánchez-Cano, B., Tréguier, E., & Kereszturi, A. (2022a). Morphological analyses of small and medium size landforms in Scandia Cavi and Olympia Undae, Northern Circumpolar Region of Mars. *Planetary and Space Science*, 210, 105389. <https://doi.org/10.1016/j.pss.2021.105389>
- ☀ Sánchez-Bayton, M., Herraiz, M., Martin, P., Sánchez-Cano, B., Tréguier, E., & Kereszturi, A. (2022b). Morphometric and topographic data of small and medium size landforms in the Northern Circumpolar Region of Mars. *Data in Brief*, 43, 108417.

<https://doi.org/10.1016/j.dib.2022.108417>

Congresos y Seminarios Nacionales e Internacionales

- ☀ Sánchez-Bayton, M., Tréguier, E., Herraiz, M., Martin, P., Schmidt, F., Witasse, O. (2011, October). Possible volcanic structures near Olympia Undae, North circumpolar area of Mars. In EPSC-DPS Joint Meeting 2011 (Vol. 2011, p. 1851).
- ☀ Sánchez-Bayton, M., Tréguier, E., Herraiz, M., Martin, P. (2012, September). Structures near Olympia Undae, North Pole of Mars. In European Planetary Science Congress 2012 (pp. EPSC2012-749).
- ☀ Sánchez-Bayton, M., Tréguier, E., Herraiz, M., Martin, P. (2013). Clasificación de estructuras en el Polo Norte de Marte. III Encuentro sobre Ciencias Planetarias y Exploración del Sistema Solar Madrid, 2013: volumen de resúmenes.
- ☀ Díaz-Michelena, M., Cerdán, M. F., Ramírez-Nicolás, M., Sánchez-Cano, B., Sánchez-Bayton, M., Kilian, R. (2014, May). Terrestrial analogues models based on MOURA magnetometer data. Application to Gusev crater and Apollinaris volcano. In EGU General Assembly Conference Abstracts (p. 14333).
- ☀ Sánchez-Bayton, M., Tréguier, E., Herraiz, M., Martin, P., Kereszturi, A., Sánchez-Cano, B. (2020). Martian North Pole Edificies Profiles. *Martian North Pole Edificies Profiles*.

<https://doi.org/10.25392/LEICESTER.DATA.12167961.V1>

- ☀ Sánchez-Bayton, M., Treguier, E., Herraiz, M., Martin, P., Kereszturi, A., Sánchez-Cano, B. (2020). Morphological study of landforms in the Northern Polar Region of Mars (No. EPSC2020-366). Copernicus Meetings.
- ☀ Sanchez-Bayton, M., Herraiz, M., Sanchez-Cano, B., Martin, P., Tréguier, E., & Kereszturi, A. (2020, December). Survey of Olympia Undae and Scandia Cavi geological landforms. Northern Polar Region of Mars. In AGU Fall Meeting Abstracts (Vol. 2020, pp. P055-0009).
- ☀ Sanchez-Bayton, M., Herraiz, M., Martin, P., Sanchez-Cano, B., Tréguier, E., Kereszturi, A. (2021). Small and medium size landforms in Scandia Cavi and Olympia Undae, Northern Circumpolar Region of Mars. Small and medium size landforms in Scandia Cavi and Olympia Undae, Northern Circumpolar Region of Mars.
<https://doi.org/10.25392/LEICESTER.DATA.14098661.V1>
- ☀ Sánchez-Bayton, M. Herraiz, M., Sánchez-Cano, B., Martin, P. (2024). Metodología para el estudio del subsuelo de estructuras en Zona Circumpolar Norte de Marte con radar SHARAD (Shallow Radar en Mars Reconnaissance Orbiter). Geotemas (Madrid), (20), 482-484.