

M Identificación de minerales hidratados y estimación de las edades de los cráteres de impacto presentes en Oxia Planum en Marte

Angie Melissa Gutiérrez Estupiñán

Maria Catalina Torres Ariza

Trabajo de Grado para Optar por el Título de
Geóloga (s)

Director

Julián Gustavo Rodríguez Ferreira

Doctor en Astrofísica

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ingenierías Fisicoquímicas

Escuela de Geología

Geología

Bucaramanga

2024

Dedicatoria

*A la memoria de mi papá, Rubén Darío,
Cada página de este libro es un tributo a ti.*

*A mi madre, Marien,
por ser mi inspiración y ejemplo.
Este logro es más tuyo que mío.*

*A mis hermanas Cindy, Wendy y Tata,
Ustedes han caminado para que yo pueda volar.*

*A mi familia y amigos,
Gracias por la compañía, el amor y el apoyo.*

*A la Coral Universitaria UIS,
Fue un honor ser parte del mejor coro de Colombia.*

Angie Melissa Gutiérrez Estupiñán

Dedicatoria

A todas las personas que aman y sueñan en grande.

A mi niña interior.

Para mi familia y amigas.

Maria Catalina Torres Ariza

Agradecimientos

A nuestra alma mater, por brindarnos la oportunidad de acceder a la educación, por darnos las herramientas para formarnos y educarnos como profesionales íntegros.

A nuestro director Julián Rodríguez, por su guía, apoyo, consejos y enseñanzas durante el desarrollo de nuestro proyecto.

A todos y cada uno de nuestros docentes, compañeros y amigos que estuvieron presentes durante nuestra formación académica.

Tabla de Contenido

Introducción	14
1. Objetivos.....	17
1.1. Objetivo general.....	17
1.1. Objetivos específicos	17
2. Marco teórico.....	18
2.1. Teledetección.....	18
2.1.1. Espectro electromagnético.....	19
2.1.2. Fundamentos físicos de la teledetección.....	22
2.1.3. Mecanismos de interacción de la energía electromagnética con la materia	23
2.1.4. Leyes de la radiación	24
2.1.5. Tipos de sensores y resoluciones de los datos	26
2.1.6. Firmas espectrales.....	27
2.1.6.1. Características espectrales de los filosilicatos de Fe/Mg.....	29
2.2. Teledetección en Marte.....	30
2.2.1. Dispersión de la luz solar por una superficie planetaria: componente reflejada observada por un satélite	30
2.2.2. Efectos atmosféricos	30
3. Marco geológico	33
3.1. Geología de Marte.....	33

3.1.1. Cronoestratigrafía	35
3.1.2. Minerales hidratados	37
3.1.3. Dicotomía hemisférica	39
3.1.4. Cráteres de impacto.....	40
3.1.4.1 Determinar la edad de los cráteres de impacto.....	43
3.2. Geología local	45
3.2.1. Cuadrángulo Oxia Palus	45
3.2.2. Área de estudio: Oxia Planum	46
3.2.2.1. Eventos geológicos principales de Oxia Planum.....	50
4. Metodología	54
4.1. Recursos	54
4.1.1. Datasets	54
4.1.2. Software	57
4.2. Desarrollo metodológico.....	57
4.2.1. Creación de base de datos	57
4.2.2. Aplicación del método de conteo por densidad de cráteres de impacto	58
4.2.3. Preprocesamiento de datos espectrales	59
4.2.4. Procesamiento de datos espectrales	60
4.2.5. Procesamiento de datos obtenidos de la base de datos de JMARS.....	62
5. Resultados.....	65

5.1. Guía metodológica para el procesamiento de imágenes satelitales en Marte.....	65
5.2. Mapa de estimación de las edades de los cráteres de Impacto con respecto a la escala de tiempo geológico de Marte.....	65
5.3. Mineralogía.....	69
5.3.1. Abundancia mineral.....	69
5.3.2. Firmas espectrales.....	76
6. Discusión.....	79
7. Conclusiones.....	84
8. Recomendaciones.....	86
Referencias Bibliográficas.....	87

Lista de Tablas

Tabla 1. Clasificación de las bandas del espectro VIS e IR con su respectiva longitud de onda (λ).	21
Tabla 2. Comparación entre las tierras bajas del norte y las tierras altas del sur de Marte.	41
Tabla 3. Correlación de los eventos geológicos que han configurado el paisaje de Oxia Planum.	51
Tabla 4. Datasets utilizados para el desarrollo del presente proyecto.	55
Tabla 5. Formulación de los parámetros espectrales para la creación de índices por combinación de bandas.....	60
Tabla 6. Combinación de bandas e índices espectrales.	61
Tabla 7. Procesamiento de datos de 30 cráteres de impacto utilizando Excel.....	63
Tabla 8. Correlación entre el diámetro del cráter y el porcentaje de llenado de este.	68
Tabla 9. Índices PHY y HYD calculados para cada escena.	70

Lista de Figuras

Figura 1. Mapa de Marte bajo proyección cilíndrica con nombres geográficos.....	14
Figura 2. Componentes de un sistema de teledetección.	19
Figura 3. Espectro electromagnético y tipos de radiación.	20
Figura 4. Espectros de laboratorio de filosilicatos (izquierda) y materiales análogos de laboratorio (derecha).....	29
Figura 5. Picos de absorción de los filosilicatos de Fe/Mg.....	30
Figura 6. Interacción de los rayos solares incidentes y dispersados desde la superficie con la atmósfera.....	32
Figura 7. Escala de tiempo geológica marciana y relación con la geología, los minerales predominantes y los eventos que afectan la atmósfera.	36
Figura 8. Mapa cronoestratigráfico de Marte que muestra superficies de rangos de edad comunes.	36
Figura 9. Distribución de minerales arcillosos en Marte.	38
Figura 10. Mapa del límite de la dicotomía de Marte.....	40
Figura 11. Formación de la estructura de anillo de choque y un cráter central que determina el tipo de cráter de impacto: simple o complejo.	41
Figura 12. Mapa de localización global de Oxia Planum (cuadro negro) en Marte.	46
Figura 13. Mapa regional de ubicación del área de estudio.....	48
Figura 14. Mapa de localización geográfica del área de estudio (Oxia Planum) a escala local.	49
Figura 15. Mapa geológico de Oxia Planum.	50
Figura 16. Capas de imágenes empleadas para el desarrollo del proyecto en Oxia Planum. ..	58

Figura 17. Elementos de un cráter de impacto que sirven para datarlos.....	62
Figura 18. Mapa de estimación de las edades de los cráteres de impacto presentes en Oxia Planum.	67
Figura 19. Enfoque a los índices espectrales PHY obtenidos procesando los datos CRISM. .	74
Figura 20. Enfoque a los índices espectrales PHY obtenidos procesando los datos CRISM superpuestos en el mapa geológico generado para la zona.	75
Figura 21. Índices espectrales PHY y detecciones de filosilicatos de Fe/Mg para la zona.	76
Figura 22. Diagrama de firmas espectrales obtenidas para los datos CRISM I/F corregidos y procesados.....	78

Lista de Apéndices

Ver apéndices adjuntos y pueden ser consultados en la base de datos de la Biblioteca UIS

Apéndice A. Guía metodológica para el procesamiento de imágenes satelitales en Marte

Apéndice B. Estimación de edades de cráteres de impacto en Oxia Planum

Resumen

Título: Identificación de minerales hidratados y estimación de las edades de los cráteres de impacto presentes en Oxia Planum en Marte *

Autoras: Angie Melissa Gutiérrez Estupiñán, Maria Catalina Torres Ariza **

Palabras clave: Geología de Marte, Teledetección, Cráter de impacto, Minerales hidratados, Oxia Planum

Descripción:

El procesamiento y análisis de datos satelitales de Marte ha facilitado el estudio remoto del planeta. La información satelital permite hacer dataciones relativas y ha contribuido al reconocimiento superficial de una elevada cantidad de minerales hidratados que revelan pistas clave sobre el pasado geológico. La región de Oxia Planum es un área atractiva científicamente por su cercanía al límite de la dicotomía marciana, exponiendo un extenso afloramiento con minerales de alteración asociados a la interacción del agua con las rocas, similar a procesos terrestres. Esta tesis de grado busca identificar los minerales hidratados de Oxia Planum en Marte y estimar las edades de los cráteres de impacto utilizando información satelital. Además, es el sitio designado para el aterrizaje del rover Rosalind Franklin, parte de la misión ExoMars de la ESA y ROSCOSMOS.

Se utilizaron datos del Altímetro Láser del Orbitador de Marte (MOLA) para el conteo y datación de los cráteres; datos hiperespectrales del Espectrómetro Compacto de Imágenes de Reconocimiento para Marte (CRISM) para crear mapas de abundancia mineral; e imágenes multiespectrales para brindar sentido geográfico. La Caja de Herramientas para el Análisis de CRISM (CAT) en ENVI se empleó para calibrar y procesar los datos espectrales, comparándolos con firmas espectrales de la biblioteca MICA de la NASA. El conteo y datación de cráteres se realizó en JMARS.

Se identificaron zonas con abundancia en arcillas hidratadas y se dataron cráteres de hasta 3.7 millones de años, asociados al periodo noaquiario. El mapa de abundancia mineral coincidió con detecciones previas, pero se sugiere un mayor procesamiento de datos para eliminar ruido y mejorar la claridad de los resultados.

*Trabajo de grado

** Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: Julián Gustavo Rodríguez Ferreira, Doctorado en Astrofísica.

Abstract

Title: Identification of hydrated minerals and age estimation of the impact craters located at Oxia Planum on Mars

Authors: Angie Melissa Gutiérrez Estupiñán, Maria Catalina Torres Ariza

Keywords: Mars geology, Remote sensing, Impact crater, Hydrated minerals, Oxia Planum

Description:

Processing and analyzing satellite data from Mars has facilitated remote study of the planet. Satellite information enables relative dating and has contributed to the superficial recognition of a large number of hydrated minerals, revealing key clues about the planet's geological past. The Oxia Planum region is scientifically attractive due to its proximity to the Martian dichotomy boundary, featuring extensive outcrops with alteration minerals associated with water-rock interaction, similar to terrestrial processes. This thesis aims to identify hydrated minerals in Oxia Planum on Mars and estimate the ages of impact craters using satellite data. Additionally, it is the designated landing site for the Rosalind Franklin rover, part of the ESA and ROSCOSMOS ExoMars mission.

Data from the Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) was used for crater counting and dating; hyperspectral data from the Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) to create mineral abundance maps; and multispectral images to provide geographic context. The CRISM Analysis Toolbox (CAT) in ENVI was employed for spectral data calibration and processing, comparing them with spectral signatures from NASA's MICA library. Crater counting and dating were conducted in JMARS.

Areas with abundance in hydrated clays were identified, and craters dating up to 3.7 billion years, associated with the Noachian period, were dated. The mineral abundance map aligned with previous detections, but further data processing is suggested to remove noise and enhance result clarity.

*Degree Work

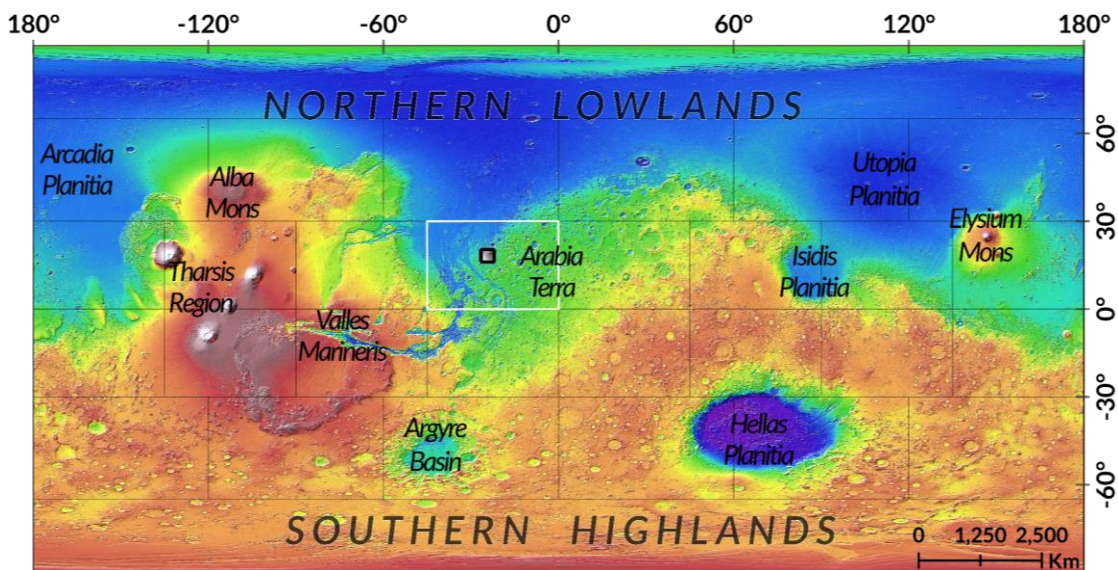
**Faculty of Physical-Chemical Engineering. School of Geology. Director: Julián Gustavo Rodríguez Ferreira. Ph.D. in Astrophysics.

Introducción

Marte es el cuarto planeta del sistema solar, el segundo más explorado y uno de los más interesantes a nivel científico y popular en la cultura de las últimas décadas debido a sus similitudes con la Tierra y a los hallazgos que evidencian una antigua circulación de agua líquida sobre su superficie (Nazari et al, 2020). Teniendo en cuenta que Marte está compuesto por casi los mismos elementos que constituyen a nuestra corteza terrestre, por ejemplo, rocas ígneas como el basalto y la andesita (Tanaka, 1986), Marte sirve como un laboratorio comparativo que permite ampliar nuestra comprensión sobre los procesos y fenómenos que ocurren en la Tierra. Comprender su geología y clima ofrece información sobre la evolución planetaria y permite ampliar las perspectivas del concepto de la vida.

Figura 1

Mapa de Marte bajo proyección cilíndrica con nombres geográficos.



Nota. Modelo de Elevación Digital tomado por el instrumento MOLA, Mars MGS Sombreado de Relieves Global a Color, 463 metros, versión 1.

El aspecto más llamativo en Marte es que cerca al ecuador, entre los hemisferios sur y norte existe un claro contraste topográfico conocido como la dicotomía marciana y cuyo origen es aún un misterio para las ciencias planetarias (Diniaga et al., 2021). El hemisferio sur consta de una corteza gruesa con terrenos altos y montañosos, mientras que el hemisferio norte está formado por extensas planicies de menor espesor cortical (Tanaka, 1986). Esto convierte a la frontera entre ambos hemisferios en un lugar interesante, especialmente cuando en él se encuentran lugares catalogados con potencial astrobiológico, es decir zonas en donde es viable buscar indicios para la vida debido a la conservación de minerales arcillosos muy antiguos como los de la región Oxia Planum. Las arcillas de esta zona podrían revelar información clave sobre la historia geológica de Marte principalmente porque en la Tierra su génesis involucra un conjunto de reacciones químicas que requieren la presencia de agua líquida para su formación (Reyes Ayala et al., 2023).

Actualmente, la Agencia Espacial Europea (por sus siglas en inglés *ESA*) y la Agencia Espacial Federal Rusa (*ROSCOSMOS*) se encuentran remodelando la misión ExoMars mediante el desarrollo del rover Rosalind Franklin cuyo lugar designado para el aterrizaje (hasta el momento) se centra en la región de Oxia Planum y está programado para 2028. El rover cuenta con una capacidad de perforación y un laboratorio científico sin precedentes para cumplir su propósito de encontrar material orgánico bien conservado y de edad preferiblemente asociada a la historia más temprana del planeta, contribuyendo a descifrar cuestionamientos en la búsqueda de los componentes básicos para la vida en el planeta rojo (ESA, 2019).

Considerando lo anterior, las investigaciones que incluyen técnicas de procesamiento e interpretación de imágenes satelitales se han posicionado como labores que apoyan a la misión ExoMars pues soportan los datos y mejoran la comprensión de la mineralogía, geomorfología y

evolución geológica de Oxia Planum (Gary-Bicas & Rogers, 2021) y por ende indirectamente contribuyen a la misión ExoMars desde un panorama académico.

Teniendo en cuenta lo anterior, en el presente trabajo se plantean las preguntas de investigación: ¿Los cráteres de impacto de Marte pueden ser sitios clave para encontrar afloramientos de minerales hidratados? ¿Cuál es la relación entre las edades de los cráteres de impacto y los eventos geológicos que han ocurrido en la región de Oxia Planum?

Para responderlas se utilizaron imágenes hiperespectrales provenientes del Espectrómetro de Imágenes de Reconocimiento Compacto para Marte (*CRISM*, por sus siglas en inglés), un instrumento a bordo del Orbitador de Reconocimiento de Marte (*MRO*, por sus siglas en inglés) y que sirve para buscar indicios de minerales que se forman en la presencia de agua (Sefton et al., 2023). Además, se emplearon datos topográficos e imágenes multiespectrales de alta resolución espacial para ejecutar un método de datación relativa por medio del análisis de cráteres de impacto. Posteriormente, se realizó una correlación entre los minerales encontrados y la edad de las rocas huésped además de un reconocimiento a escala regional de los eventos geológicos que configuraron el paisaje de la región estudiada.

1. Objetivos

1.1. Objetivo general

Identificar los minerales hidratados de Oxia Planum en Marte y estimar las edades de los cráteres de impacto utilizando información satelital.

1.1. Objetivos específicos

Proponer una metodología para procesar imágenes satelitales que permita reconocer áreas con concentraciones de minerales hidratados en Marte.

Delimitar el área de estudio teniendo en cuenta la disponibilidad de datos satelitales en lugares de interés para la búsqueda de evidencias de agua líquida en el pasado de Marte.

Estimar las edades de la zona de estudio por medio de un método de datación relativa a partir de la densidad de cráteres de impacto.

Reconocer los eventos geológicos principales que han configurado el paisaje en Oxia Planum.

Mapear la distribución de zonas enriquecidas en minerales hidratados empleando técnicas de procesamiento de imágenes satelitales.

Identificar las especies mineralógicas presentes en Oxia Planum con base en el comportamiento de sus firmas espectrales.

2. Marco teórico

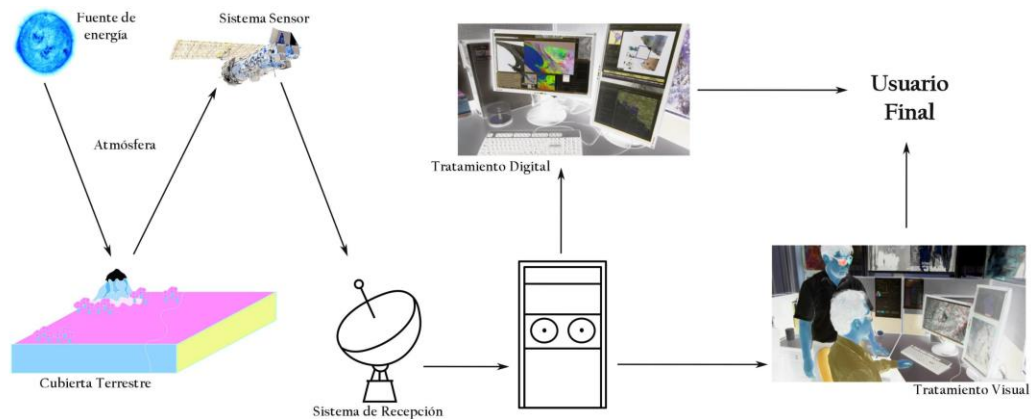
2.1. Teledetección

La teledetección es el proceso mediante el cual se obtiene información de la superficie de un objeto midiendo su energía emitida y reflejada desde la distancia (Zhang & Moore, 2015). De forma más técnica Almeida y Meneses (2012) definen a la teledetección como una ciencia que tiene como objetivo desarrollar la adquisición de imágenes de la superficie terrestre a través de la detección y medición cuantitativa de las respuestas a las interacciones de las radiaciones electromagnéticas con materiales terrestres. Existen diferentes maneras de adquirir de los datos, por ejemplo, algunos sensores están sujetos a tierra o a bordo de dispositivos aero-transportados como aviones y drones, otros son barco-transportados como los sonares y otros espacio-transportados como los satélites.

La teledetección emplea métodos que utilizan la energía electromagnética para detectar y medir características fisicoquímicas de un objeto de estudio. De este modo, la radiación solar reflejada por la superficie de un objeto es registrada por un sensor que genera una serie de datos que posteriormente son procesados e interpretados en la Tierra (Almeida y Meneses, 2012).

Figura 2

Componentes de un sistema de teledetección.



Nota. Modificado de Chuvieco (2016).

Los componentes principales en un sistema de teledetección son (Figura 2) Fuente de energía (usualmente el sol), ii) atmósfera, III) objeto de estudio (por ejemplo, la superficie terrestre o la de un cuerpo celeste), iv) sistema sensor (por ejemplo, un satélite con instrumento a bordo), v) sistema de recepción y transmisión (por ejemplo, antenas), vi) tratamiento de datos y vii) usuario final (Almeida y Meneses, 2012). La energía incidente del sol puede ser reflejada, transmitida o absorbida.

Cada objeto de estudio refleja una radiación electromagnética que obedece a una determinada composición fisicoquímica y que puede ser medida usando la teledetección, por ende, elementos como la vegetación, roca, agua, zonas urbanas, minerales, ente otros, pueden ser diferenciados (Gupta, 2017) dentro de una misma imagen.

2.1.1. Espectro electromagnético

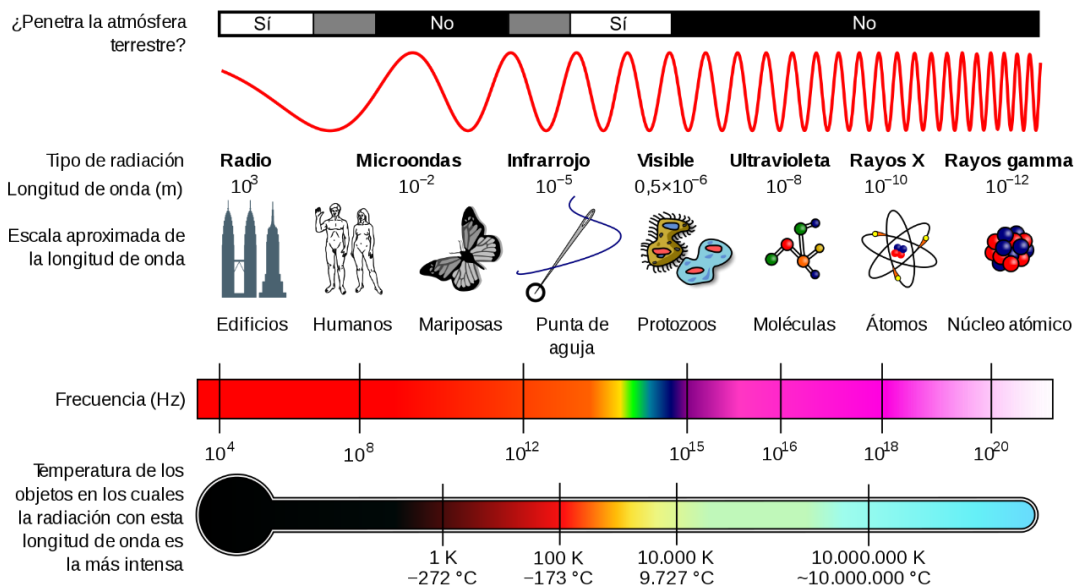
El espectro electromagnético es la organización asignada a todo el conjunto de longitudes de onda (λ) que la radiación puede tomar. Teniendo en cuenta que en ciertas regiones del espectro las longitudes de onda presentan comportamientos similares (Almeida y Meneses, 2012), el

espectro se divide en ondas de radio, microondas, infrarrojo (IR), visible (VIS), ultravioleta (UV), rayos X y rayos gamma (Figura 3)

La mayor parte del espectro electromagnético no puede ser detectado por el ojo humano, de hecho, éste sólo es capaz de captar una fracción de la región del espectro visible (Gupta, 2017). De modo similar sucede con los sensores a bordo de satélites, los cuales están diseñados para percibir información únicamente en ciertas regiones del espectro electromagnético, mayormente en el infrarrojo, el visible, el ultravioleta y parte del microondas.

Figura 3

Espectro electromagnético y tipos de radiación.



Nota. Los diferentes tipos de radiación presentan una longitud de onda, frecuencia y temperatura de emisión de cuerpo negro específicos. La longitud de onda presenta una escala variada de oscila de escalas nanométricas a kilométricas. Ciertos tipos de radiación no penetran la atmósfera terrestre. Modificado de NASA (2007).

En teledetección las regiones del espectro VIS e IR se dividen en bandas o canales (Figura 3) que pueden pertenecer al espectro de emisión o al espectro de reflexión. De este modo se tienen las bandas del azul, verde, rojo, infrarrojo cercano (por sus siglas en inglés *NIR*), infrarrojo de onda corta (por sus siglas en inglés *SWIR*) y parte del infrarrojo de onda media (por sus siglas en inglés *MIR*) hacen parte del espectro reflectivo, mientras que la porción restante del MIR y el infrarrojo de onda larga (*LIR*) pertenecen al espectro emisor (Almeida y Meneses, 2012).

Tabla 1

Clasificación de las bandas del espectro VIS e IR con su respectiva longitud de onda (λ).

Banda	λ (μm)
Azul	0.4 – 0.5
Verde	0.5 – 0.6
Rojo	0.6 – 0.7
Infrarrojo cercano NIR	0.7 – 1.2
Infrarrojo de onda corta SWIR	1.2 - 3
Infrarrojo medio MIR	3 - 5
Infrarrojo lejano LIR	5 - 14

Nota. Modificado de Almeida y Meneses (2012).

Las longitudes de onda que abarcan el canal del azul oscilan de 0.4 a 0.5 μm (Tabla 1), las del verde de 0.5 a 0.6 μm , el rojo de 0.6 a 0.7 μm , el infrarrojo cercano de 0.7 a 1.1 μm , el infrarrojo de onda corta de 1.2 a 3 μm , el infrarrojo de onda media de 3 μm a 5 μm y el infrarrojo de onda larga de 5 a 14 μm (Almeida y Meneses, 2012).

2.1.2. *Fundamentos físicos de la teledetección*

La comprensión del comportamiento dual de la luz como onda y energía es fundamental para entender el concepto de radiación electromagnética (REM).

La naturaleza dual implica que la radiación electromagnética que se propaga por el espacio vacío lo hace como forma de onda y como partícula. Esta coexistencia es necesaria para analizar la información observada en las imágenes con referencia a las características del objeto de estudio. La dualidad del comportamiento de la radiación electromagnética constituye uno de los fundamentos de la física moderna y se formula mediante las llamadas teoría ondulatoria propuesta por Huygens y Maxwell y teoría corpuscular desarrollada por Planck y Einstein (Almeida y Meneses, 2012). A continuación, se explican las teorías:

- i. **Teoría ondulatoria:** La radiación electromagnética es un producto de las oscilaciones en los campos eléctrico y magnético en las inmediaciones de los objetos. Las oscilaciones generan ondas que contienen dos campos de fuerzas inseparables y ortogonales que transmiten la REM (Almeida y Meneses, 2012).

$$c = \lambda \cdot \nu$$

1.

La velocidad de la radiación electromagnética (c) se describe en la ecuación 1 donde la longitud de onda (λ) es la distancia entre dos picos de la onda (medida en μm) y la frecuencia (ν) es el tiempo transcurrido entre el paso de dos picos de onda (medida en s^{-1}).

El producto entre la longitud de onda y la frecuencia es la velocidad de la luz (c), la cual es constante. La relación entre la longitud de onda y la frecuencia es inversamente proporcional.

- ii. **Teoría corpuscular:** La radiación electromagnética se propaga como un flujo de partículas llamado fotones. Estos fotones son paquetes de REM pequeños e indivisibles y la REM transportada por cada fotón (Q) depende del objeto que la emite (Almeida y Meneses, 2012).

$$Q = \frac{h \cdot c}{\lambda}$$

2.

La teoría ondulatoria y la teoría corpuscular se relacionan mediante la ecuación 2, donde (Q) es la energía de un fotón (medida en Joules) y (h) es la constante de Planck ($6.626 \cdot 10^{-34} J \cdot s$). Cuando la longitud de onda disminuye, la energía (Q) aumenta.

Considerando la ecuación 2 y la frecuencia (ν) descrita en la ecuación 1, se puede decir que los fotones con alta frecuencia (o longitud de onda corta) portan más energía que los de baja frecuencia (o de gran longitud de onda).

2.1.3. *Mecanismos de interacción de la energía electromagnética con la materia*

Cuando la energía electromagnética incide sobre un cuerpo pueden ocurrir los siguientes fenómenos:

1. **Reflexión:** Ocurre cuando la energía incidente cambia su dirección, pero no su medio de propagación. Esto implica que la radiación es reenviada al espacio y medida por el sensor (Almeida y Meneses, 2012).
2. **Transmisión:** Ocurre cuando la energía incidente se propaga a través del objeto y hacia otros (Almeida y Meneses, 2012).
3. **Absorción:** Fenómeno que se da cuando la radiación electromagnética incidente es capturada por el objeto e incrementa conforme lo atraviesa (Almeida y Meneses, 2012).
4. **Emisión:** Es la relación entre la radiación térmica emitida por un cuerpo a cierta temperatura (T) con respecto a la radiación de este si se comportase como un cuerpo negro para la misma longitud de onda y temperatura (Almeida y Meneses, 2012).

2.1.4. *Leyes de la radiación*

Todos los objetos que se encuentran a una temperatura superior al cero absoluto (-273°C o cero Kelvin) exhiben un movimiento aleatorio de las partículas de átomos y moléculas. Cuando estas partículas chocan, cambian su estado energético y emiten radiación electromagnética. Y cuanto mayor es la temperatura de la fuente, mayor es su radiación de energía (Almeida y Meneses, 2012).

- i. **Ley de Planck:** Los cuerpos con temperaturas cercanas al cero absoluto generan y emiten su energía como radiación electromagnética. Por ende, un cuerpo negro teórico de temperatura igual o superior al cero absoluto absorbería toda la energía que incide sobre él y posteriormente la emitiría como un emisor perfecto. Esto implica que la cantidad de radiación emitida varía según la longitud de onda y depende de la temperatura del cuerpo.

$$M_{\lambda} = \frac{c_1}{\lambda^5 \left(e^{\frac{c_2}{\lambda \cdot T}} - 1 \right)}$$

3.

La ecuación 3 que determina la cantidad de energía emitida se conoce como ley de Planck. El valor de la energía emitida oscila entre 0 y 1, donde 0 es un cuerpo blanco que refleja toda la radiación sin emitirla y 1 es un cuerpo negro que emite toda la radiación que recibe sin reflejarla.

M_{λ} es la cantidad de energía emitida en función de una longitud de onda (λ) y de una temperatura (T). M_{λ} es la emitancia espectral; T es la temperatura (medida en °Kelvin); $c_1 = 3.74 \cdot 10^8 \text{ Js}^{-1} \text{ m}^{-2} \mu^{-4}$ y $c_2 = 1.44 \cdot 10^4 \mu\text{K}$ (Almeida y Meneses, 2012).

- ii. Ley de Stefan – Boltzmann:** Calcula el flujo total de energía emitida por un cuerpo a una temperatura (T) determinada, sumando las emisiones para cada una de las longitudes de onda (λ) (ecuación 4.)

$$M = \sigma \cdot T^4$$

4.

La constante de Stefan es $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ J/s} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{K}^{-4}$ (Almeida y Meneses, 2012).

- iii. Ley de Wien:** Calcula la longitud de onda en la cual se produce el pico de máxima emisión de energía de un cuerpo a una temperatura determinada (T) (ecuación 5.) (Almeida y Meneses, 2012).

$$\lambda_{\max} = \frac{2898}{T}$$

5.

2.1.5. Tipos de sensores y resoluciones de los datos

Los sensores se catalogan en dos tipos: Activos y pasivos. Los pasivos, también denominados ópticos, usan la radiación solar como fuente de energía principal. La mayoría de los sensores pasivos adquieren datos en las regiones del espectro electromagnético visible (VIS), infrarrojo cercano (NIR) e infrarrojo de onda corta (SWIR). Por otro lado, los sensores activos son aquellos que emplean una fuente artificial de radiación pues emiten una señal hacia el objeto en estudio y capturan la señal resultante que es devuelta al sensor (Zhang & Moore, 2015).

Así mismo, existen cuatro tipos de resolución que pueden tener los datos: Espacial, espectral, radiométrica y temporal. La resolución espacial hace referencia al tamaño real (en metros, kilómetros o centímetros) que puede tener el píxel de una imagen. Por otro lado, la resolución espectral representa las bandas o canales dentro del espectro electromagnético en los cuales el sensor captura la información; aquí se analizan diferentes elementos como el ancho de banda (fracción del espectro), el número de bandas y la posición de las bandas en el espectro electromagnético. Es común encontrar conceptos que hacen noción a la calidad de la resolución espectral, siendo más exacta y precisa la de los sensores hiperespectrales que la de los multispectrales. Ahora bien, la resolución radiométrica es la medida de la intensidad de radiancia del área de cada píxel, en este caso, la señal se cuantifica en un rango de números de niveles digitales (ND) que expresan el valor de radiancia electromagnética medida por el sensor. Por

último, la resolución temporal representa el tiempo de revisita o la frecuencia con que el sensor registra los datos en un mismo lugar geográfico (Almeida y Meneses, 2012).

Términos como hiperespectral y multiespectral provienen de la capacidad de discriminación que tiene el sensor en referencia a su resolución espectral, por ejemplo, CRISM es un sensor hiperespectral con más de 300 canales que captura desde el UV ($0.362 \mu\text{m}$) hasta el MIR ($3.920 \mu\text{m}$) (Murchie et al., 2009), mientras que HiRISE es un sensor multiespectral que registra en las regiones del VIS y NIR con sólo 14 canales ubicados en las regiones del 0.4 a $0.6 \mu\text{m}$ (azul-verde), 0.55 a $0.85 \mu\text{m}$ (rojo) o 0.8 a $1 \mu\text{m}$ (NIR). También existen sensores simples que únicamente adquieren datos en un solo canal del espectro, por ejemplo, la cámara de contexto CTX que adquiere de 0.5 a $0.8 \mu\text{m}$.

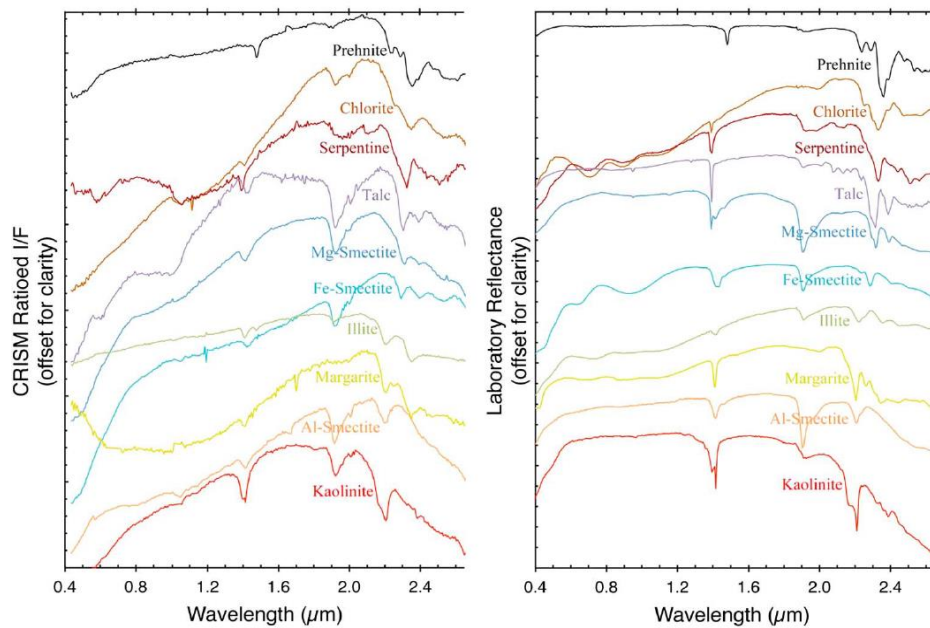
2.1.6. Firmas espectrales

Partiendo de la idea de que cada objeto tiene una composición fisicoquímica establecida que se manifiesta de manera única en el espectro electromagnético, surge el concepto de firma espectral. Una firma espectral se define como el trazo de todas las variaciones de la REM reflejada o emitida en función de las longitudes de onda (Chuvieco, 2016). En consecuencia, a mayor detalle en la información espectral registrada por el sensor, mayor calidad y cantidad de datos que se podrán extraer de las firmas espectrales. En una gráfica de una firma espectral los picos positivos denotan valores de alta reflectancia y los picos negativos también denominados bandas de absorción hacen referencia a los valores de baja reflectancia espectral (Figura 4). Estos últimos son muy importantes al momento de identificar componentes químicos como los iones presentes en la estructura de un mineral.

Las longitudes de onda en las cuales se encuentran las características de absorción que permiten identificar minerales usualmente se hallan controladas por la composición química del mismo. Por ejemplo, cuando la luz solar incide sobre un mineral con moléculas de agua enlazadas a su estructura cristalina, parte de la REM solar es absorbida por las moléculas de agua y ocasiona que vibren a una frecuencia específica. Eventualmente, la vibración genera calor en la molécula y como resultado, menos REM es reflejada desde el mineral hacia el sensor (para más detalle ver concepto de absorción en la sección 2.1.3). Según el tipo de cationes (como Al, Mg, Fe) que el anión hidroxilo (OH^-) ha enlazado en la estructura del mineral hidratado, la tasa de vibración varía y, por ende, la longitud de onda con el o los picos de absorción también. Estas dependencias son medidas en laboratorios de espectroscopía para caracterizar rocas y minerales, y así realizar comparaciones con las mediciones de laboratorio y las mediciones registradas por los sensores satelitales. En caso de coincidir, se puede concluir razonablemente que se trata de la misma muestra (Centro de Operaciones Científicas CRISM, 2019).

Figura 4

Espectros de laboratorio de filosilicatos (izquierda) y materiales análogos de laboratorio (derecha).

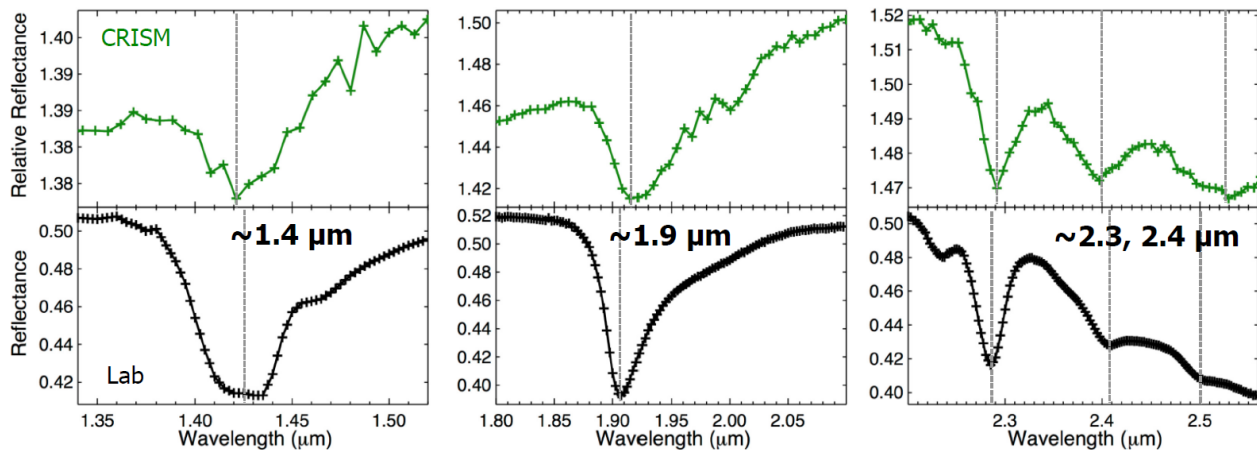


Nota. Tomado de la biblioteca espectral MICA (Centro de Operaciones Científicas CRISM, 2019).

2.1.6.1. Características espectrales de los filosilicatos de Fe/Mg. Según la biblioteca espectral MICA para CRISM, los filosilicatos de Fe/Mg cuya fórmula química es $(\text{Ca}, \text{Na})_{0,3-0,5}(\text{Fe}, \text{Mg})_{2-3}(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ se identifican a través de características de absorción cercanas a 1.4, 1.9 y 2.3 μm , con picos de absorción menores cerca de 2.4 μm (Figura 5). El agua enlazada molecularmente es responsable de la absorción en 1.9 μm y contribuye a la de absorción cercana a 1.4 μm . La posición precisa de las bandas de absorción en 1.4 y 2.3 μm depende de las proporciones relativas de los iones Fe octaédrico vs. Mg. La banda de 1.4 μm cambia a longitudes de onda más largas (1.42 a 1.43 μm) cuando Fe se intercambia por Mg, y la banda de 2.3 μm cambia a longitudes de onda más cortas cuando Fe se intercambia por Mg (2.28 a 2.29 μm).

Figura 5

Picos de absorción de los filosilicatos de Fe/Mg.



Nota. Detalle de las bandas de absorción principales para dos espectros dados. El verde corresponde a un espectro CRISM y el negro a un espectro de un material análogo de laboratorio.

Tomado de la biblioteca espectral MICA (Centro de Operaciones Científicas CRISM, 2019).

2.2. Teledetección en Marte

2.2.1. *Dispersión de la luz solar por una superficie planetaria: componente reflejada observada por un satélite*

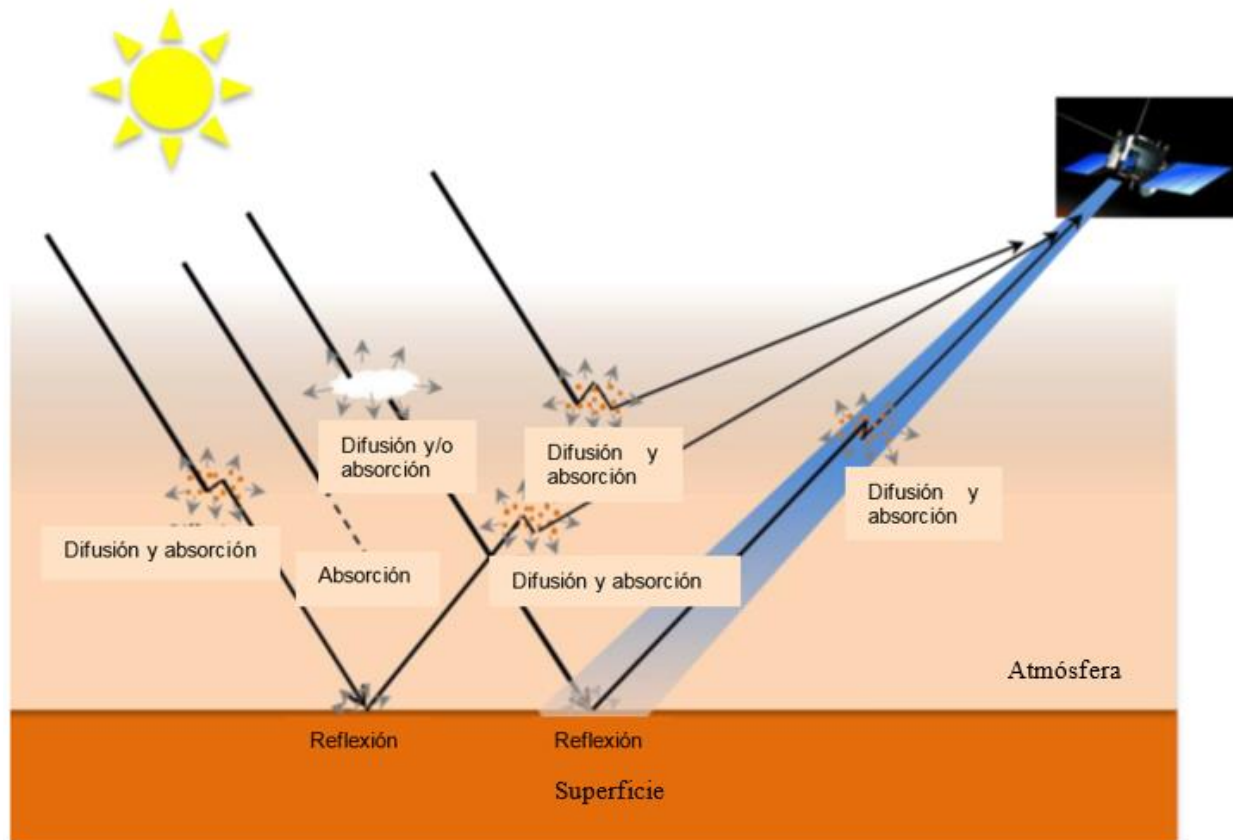
Entre el momento en que la radiación solar se envía hacia la superficie planetaria y el momento en que es analizada por el instrumento, la señal es perturbada por interacciones con el entorno en el que se propaga. En el caso de Marte, estas interacciones se producen principalmente a nivel de su superficie y de su atmósfera. Mientras que la primera interacción proporciona información sobre las características de la superficie, la segunda con la atmósfera puede alterar e incluso enmascarar esta señal. Cabe señalar que la presencia de hielo y polvo en la superficie también puede alterar y/o enmascarar la composición mineralógica subyacente. Estas interacciones implican diferentes procesos como la reflexión, refracción, difusión y absorción (Figura 6), así como componentes de la superficie, gases y aerosoles (Anouck, 2013).

2.2.2. *Efectos atmosféricos*

Durante su recorrido por el entorno planetario, la radiación interactúa con la atmósfera (Figura 6). Esta interacción se produce tanto a nivel de la radiación solar incidente que atraviesa la atmósfera para llegar a la superficie, como a nivel de la componente reflejada por la superficie en el camino de regreso desde la superficie al satélite, por lo que la atmósfera tiene un doble efecto (Anouck, 2013). Se deben considerar dos tipos de efectos atmosféricos: la aparición de bandas de absorción debidas a constituyentes gaseosos y la modificación del continuo espectral por difusión en aerosoles. Para aislar la componente superficial, es necesario comprender el origen de estos efectos y cuantificarlos para poder extraerlos del espectro electromagnético (Anouck, 2013).

Figura 6

Interacción de los rayos solares incidentes y dispersados desde la superficie con la atmósfera.



Nota. Los rayos pueden ser difundidos o absorbidos por aerosoles y/o absorbidos por gases atmosféricos. Tomado y modificado de Anouck, 2013.

3. Marco geológico

3.1. Geología de Marte

Marte alberga algunos de los volcanes más impresionantes del sistema solar, siendo el Monte Olympos el más grande que emerge de su superficie. Los volcanes marcianos, incluidos el Monte Tharsis, revelan un pasado tumultuoso de actividad geotérmica que ha esculpido la topografía única del planeta. El Monte Olympos, con una altura de aproximadamente 25 kilómetros, es el gigante volcánico más grande conocido. (Carr et al. 1977) sugieren que su formación puede haber sido el resultado de flujos de lava basáltica durante un largo período de tiempo. Estos colosos volcánicos ofrecen una ventana a los procesos geológicos que han dado forma a Marte a lo largo de millones de años.

La presencia de cañones y valles en Marte ha intrigado a los científicos, planteando preguntas sobre la historia del agua en el planeta. Carter et al. (1996) propuso una historia hidrológica marciana compleja, sugiriendo que flujos de agua líquida pudieron haber esculpido estos rasgos. El sistema de cañones más grande, Valles Marineris, se extiende a lo largo de miles de kilómetros, rivalizando con cualquier característica similar en nuestro propio planeta. Por otro lado, la evidencia de flujos de agua pasados se encuentra en las redes de valles que serpentean por la superficie. Baker et al. (2015) realizaron investigaciones detalladas sobre estos rasgos fluviales, revelando patrones que sugieren la acción de agua líquida en el pasado de Marte. Estos cañones y valles son testigos mudos de una época en que Marte pudo haber tenido ríos y mares. Los casquetes polares de Marte, compuestos principalmente de hielo de agua y dióxido de carbono, han sido objeto de estudio para comprender la historia climática del planeta. Smith et al. (2001) examinaron

la dinámica y la composición de estos casquetes polares, revelando patrones estacionales y proporcionando información sobre la presencia de agua congelada en Marte. La variación estacional en los casquetes polares es evidente a medida que el hielo se acumula y se derrite con el cambio de las estaciones. La observación de estos casquetes polares ha llevado a la conclusión de que Marte experimenta ciclos climáticos significativos a lo largo del tiempo geológico.

El rover Curiosity, que aterrizó en el cráter Gale en 2012, ha proporcionado una visión única de las rocas sedimentarias marcianas. Grotzinger et al. (2015) examinaron las capas sedimentarias dentro del cráter, encontrando evidencia de un antiguo lago y lecho de río. Estos sedimentos actúan como páginas de un libro geológico, registrando la historia ambiental de Marte. Las capas sedimentarias en el cráter Gale han revelado pistas sobre la historia climática y la presencia pasada de agua líquida. La presencia de minerales arcillosos y de sulfatos sugiere condiciones favorables para la preservación de la vida en algún momento de la historia de Marte. Descubrimientos más recientes han revelado rastros de agua en la superficie marciana, incluidos depósitos minerales y surcos en pendiente. Ojha et al. (2015) identificaron la presencia de sales hidratadas en áreas donde se cree que el agua líquida ha fluido recientemente. Dundas et al. (2017) también contribuyeron al descubrimiento de características conocidas como líneas recurrentes en pendiente (RSL), que se asocian con posibles flujos de agua salobre en la actualidad. Estos hallazgos más recientes han reavivado el interés en la posible existencia de agua líquida en Marte en la actualidad.

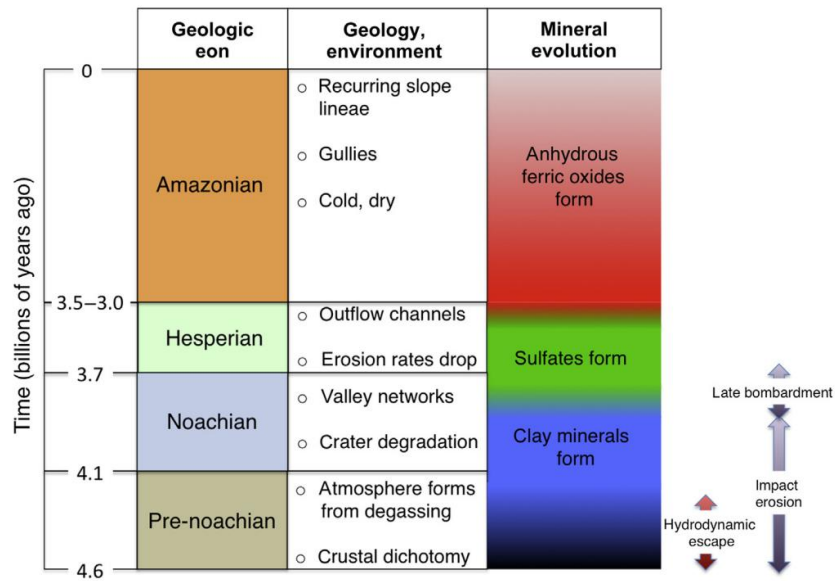
3.1.1. *Cronoestratigrafía*

Marte experimentó un proceso de acumulación y diferenciación, formando distintas capas de corteza, manto y núcleo en unas pocas decenas de millones de años después del inicio del Sistema Solar. Se estima que la formación de la cuenca Hellas, reconocida como el punto de partida del período de noaquiano, tuvo lugar hace aproximadamente 4.100 a 3.800 millones de años, dependiendo de si el planeta experimentó un cataclismo tardío (Khan et al., 2020). Se dispone de información limitada sobre la era prenoaquiano, excepto que presentaba un campo magnético y sufrió impactos sustanciales, incluyendo potencialmente uno responsable de la dicotomía global (Brossier *et al.*, 2022).

Extensos depósitos de sulfato se acumularon en la última parte de la era (Khan et al., 2020). Si bien las tasas de erosión fueron notablemente altas en comparación con las épocas posteriores, se mantuvieron por debajo de las tasas terrestres medias más bajas. La evidencia sugiere que las condiciones cálidas y húmedas propicias para la actividad fluvial fueron esporádicas, posiblemente provocadas por grandes impactos o eventos volcánicos. Al final del noaquiano, hubo una marcada disminución en las tasas de impacto, formación de valles, meteorización y erosión (Xu et al., 2021). Sin embargo, el vulcanismo persistió a una tasa promedio relativamente alta en todo el hesperiano, lo que llevó a la reaparición de al menos el 30% del planeta (Figura 8). Se produjeron grandes inundaciones episódicas, que podrían dejar tras de sí importantes masas de agua, y se formaron cañones (Golombek et al. 2016).

Figura 7

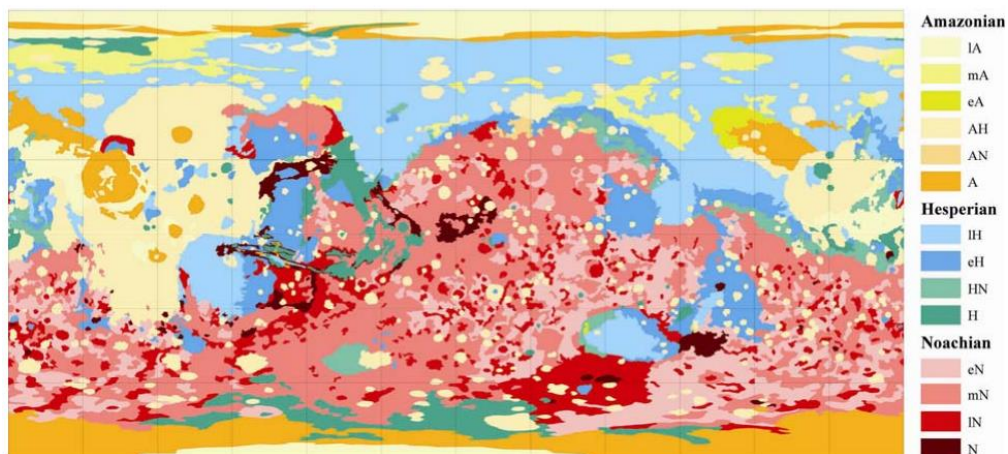
Escala de tiempo geológica marciana y relación con la geología, los minerales predominantes y los eventos que afectan la atmósfera.



Nota. Modificado de Catling (2014).

Figura 8

Mapa cronoestratigráfico de Marte que muestra superficies de rangos de edad comunes.



Nota. Abreviaturas de unidades: Una, amazónica; H, hesperiana; N, Noé; l, Tarde; m, Medio, e, Temprano. Tenga en cuenta que algunas unidades cubren una sola época (p. ej., eN), otras cubren períodos completos (N, H, A) y algunas cubren múltiples períodos (HN, AN, AH). Proyección equirectangular, cuadrícula de 30°. Tomado de (K.L. Tanaka, 2014).

El cambio al final del noaquiario suprimió la mayor parte de la actividad acuosa superficial, a excepción de inundaciones significativas, lo que resultó en el desarrollo de una criosfera espesa. Sin embargo, la presencia de depósitos discretos ricos en sulfatos, las concentraciones de sulfato en los suelos y las redes ocasionales de valles hespéricos indican que la actividad del agua no disminuyó por completo (Silvestro et al., 2021). Tras la conclusión del hesperiano hace unos 3.000 millones de años, el ritmo de la actividad geológica se desaceleró aún más. La tasa promedio de vulcanismo durante el amazoniano fue aproximadamente una décima parte de la del hesperiano, ocurriendo principalmente en regiones como Tharsis y Elysium. Concluyó la era primaria de las inundaciones por agua, con pequeñas inundaciones esporádicas que ocurrieron hasta tiempos relativamente recientes (Xu et al., 2021).

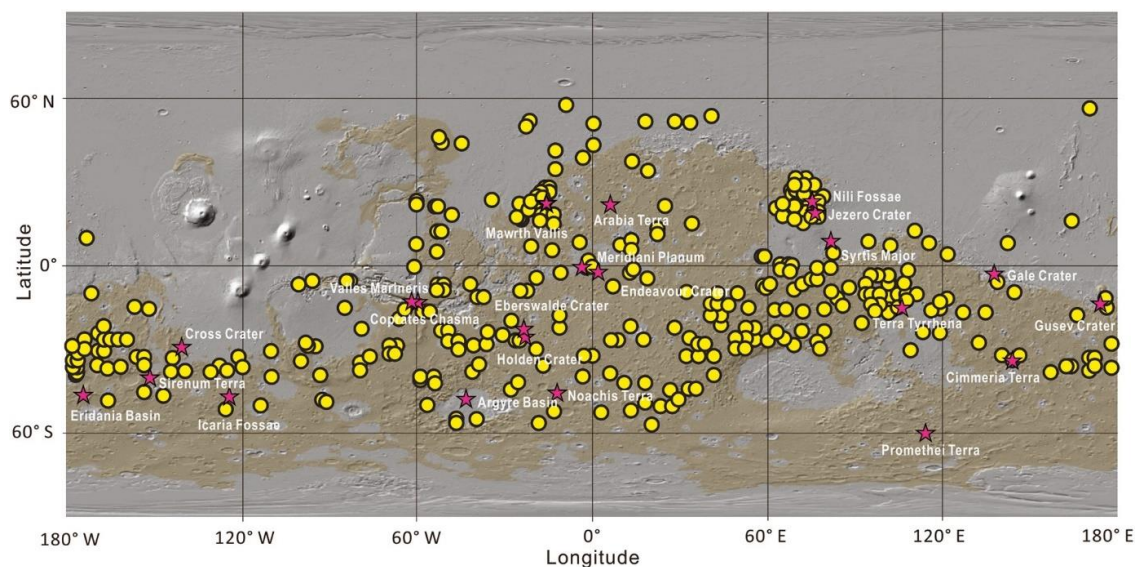
3.1.2. *Minerales hidratados*

Las detecciones de minerales hidratados como las arcillas en Marte (Figura 9) son numerosas Carter et al. (2013) y varios autores han coincidido en que existe una posible relación entre su distribución espacial con la dicotomía del planeta y la edad de los terrenos sobre los que se encuentran (Noachiano y Hesperiano temprano) (Bibring et al., 2005; Carter et al., 2013; Du t

al., 2023; Ehlmann et al., 2011; Ehlmann y Edwards, 2014; Fairén et al., 2010; Marzo et al., 2010; Mustard et al., 2008; Vaniman et al., 2014).

Figura 9

Distribución de minerales arcillosos en Marte.



Nota. Los círculos marcan los sitios donde CRISM y/o OMEGA identificaron minerales arcillosos. El fondo es la topografía de Marte (conjunto de datos MOLA, las rocas de edad Noachiano en caqui, y las del Hesperiano y Amazoniano en gris, las estrellas son lugares con abundante contenido en arcillas (Du et al., 2023; Carter et al., 2013; Ehlmann et al., 2011).

En los terrenos altos del sur las arcillas se encuentran dispuestas en afloramientos, escarpes y en las paredes, eyectas y picos centrales de cráteres de impacto (Du et al., 2023; Mustard et al., 2008). Mientras que, en los terrenos bajos del norte, las arcillas se ubican en lugares que exponen

procesos de alteración acuosa relacionados a alófanos o a una posible intemperización de vidrios volcánicos (Du et al., 2023).

Dentro de las especies mineralógicas que se han reconocido están: Esmectitas de Fe/Mg como saponita y nontronita, clorita, minerales del grupo del caolín, esmectitas de Al como montmorillonita y beidellita, serpentina e illita/moscovita (Du et al., 2023; Ehlmann et al., 2013). Algunas de las regiones con más cantidad de detecciones de arcillas son (remítase a Figura 1 para observar la ubicación de las localidades mencionadas) Mawrth Vallis siendo la nontronita y la saponita las arcillas dominantes, Nili Fossae con diversidad de minerales como la esmectita de Fe/Mg, caolinita, clorita, lizardita e illita/moscovita y, Valles Marineris con altas concentraciones de arcillas de Al y de Fe/Mg (Carter et al., 2013). Sin embargo, las localidades mencionadas no son las únicas y existen otras áreas de gran interés científico como el cráter Jezero en donde el instrumento CRISM ha descubierto la presencia de carbonatos y arcillas (Horgan, Anderson, Dromart, Amador, & Rice, 2020) en la superficie del cráter, o como en Oxia Planum en donde reside uno de los afloramientos arcillosos más extensos que hay en Marte (Reyes et al., 2023; Horgan et al., 2020).

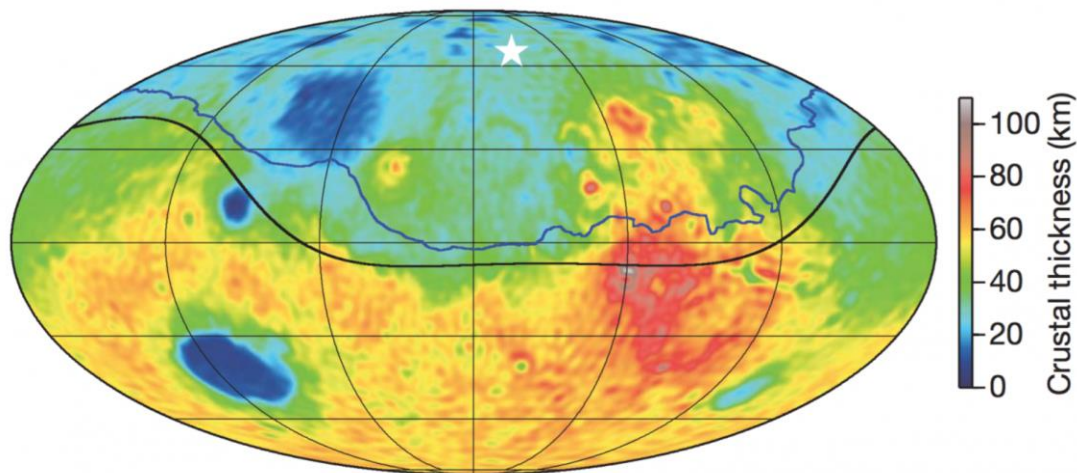
3.1.3. *Dicotomía hemisférica*

Marte presenta una dicotomía hemisférica sorprendente, donde la mitad norte del planeta es más baja y plana que la mitad sur, que contiene tierras altas más extensas. Nimmo et al. (2018) propusieron teorías sobre la formación de esta dicotomía, que podría estar vinculada a eventos geológicos tempranos. La dicotomía hemisférica es un enigma geológico que desafía nuestra comprensión de la evolución del planeta. Esta diferencia en la topografía sugiere que Marte experimentó eventos geológicos significativos en su pasado, desde la formación de las tierras altas

hasta la posible presencia de un vasto océano en el hemisferio norte. Nimmo et al. (2018) sugieren que las fuerzas internas del planeta podrían haber contribuido a esta distinción hemisférica. Una de las características geográficas más llamativas de Marte es la clara división entre sus dos hemisferios (): El hemisferio sur denominado tierras altas del sur, consta de terrenos altos y montañosos, y el hemisferio norte llamado tierras bajas del norte, está formado por extensas planicies (Quantin-Nataf et al., 2021).

Figura 10

Mapa del límite de la dicotomía de Marte.



Nota. La línea azul indica el límite dicotómico (Marinova et al., 2008).

Las diferencias entre las tierras bajas del norte y las tierras altas del sur son claras (Figura 10). Topográficamente cuentan con una diferencia de alturas 1 y 3 km, corticalmente el espesor medio es de 32 km en el norte y de 58 km en el sur. Adicionalmente, la densidad de cráteres de impacto es mucho mayor en las tierras altas del sur, además la región cuenta con rocas antiguas que datan del noachiano (4.5 a 3.7 billones de años), a diferencia de las tierras bajas del norte cuyas

edades se asocian al hesperiano y amazoniano (3.7 billones de años a hoy). Otro aspecto interesante es la presencia de estructuras y litologías volcánicas que abundan en las tierras altas del sur mientras que en las tierras bajas del norte son escasas.

Tabla 2

Comparación entre las tierras bajas del norte y las tierras altas del sur de Marte.

	Tierras bajas del norte	Tierras altas del sur
Grosor cortical promedio	32 km	58 km
Elevación promedio	1 km	3 km
Tasa de cráteres de impacto	Baja	Alta
Edad predominante	Hesperiano y Amazoniano	Noachiano
Estructuras volcánicas	Escasas	Abundan

Nota. La comparación se realizó teniendo en cuenta el grosor promedio de la corteza, elevaciones, densidad de cráteres, edades y la presencia de estructuras volcánicas (Mandon et al., 2021).

Las causas puntuales de la dicotomía marciana aún no se comprenden en totalidad, pero se han propuesto varias hipótesis. Algunos científicos sugieren que podría deberse a antiguos impactos que redistribuyeron el terreno (Wilhelms & Squyres, 1984), mientras que otros argumentan que podría estar relacionado a procesos geológicos internos del planeta (Mandon et al., 2021).

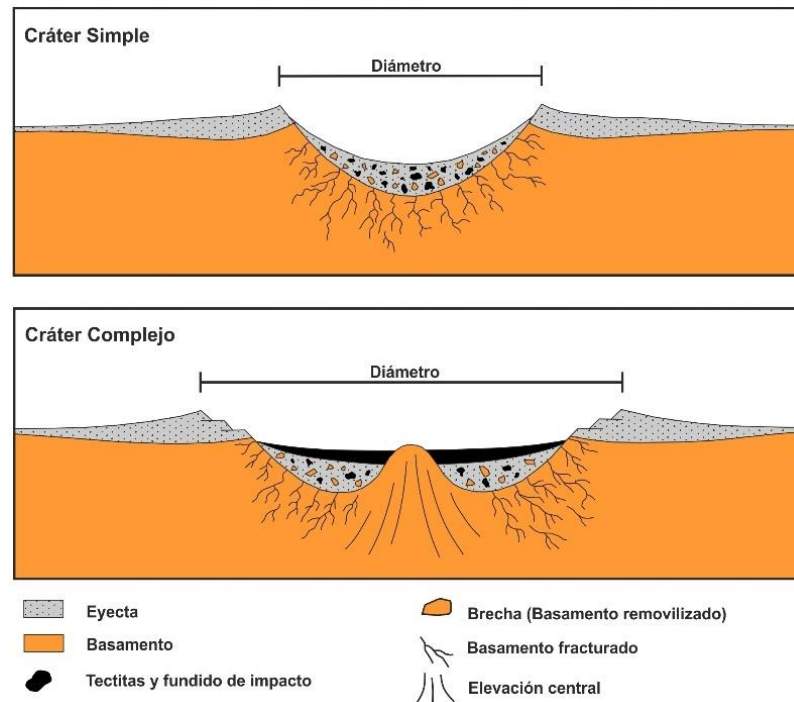
3.1.4. Cráteres de impacto

Marte, con su atmósfera delgada y paisajes diversos, alberga una amplia variedad de cráteres de impacto. El estudio de estos cráteres ayuda a los científicos a comprender la historia geológica del planeta y el papel de los impactos en la formación de su superficie. Una fuente destacada de información es el trabajo de (Barlow et al. 2000), que aborda las características y la

distribución de los cráteres de impacto en Marte. La diversidad de los cráteres de impacto marcianos se ejemplifica con características como la cuenca de Hellas Planitia, una de las cuencas de impacto más grandes y profundas en el sistema solar. La investigación de Frey et al. (2002) explora la compleja historia geológica de esta cuenca, arrojando luz sobre su formación y las modificaciones subsiguientes a lo largo del tiempo. Además, el paisaje marciano está adornado con cráteres de múltiples anillos, como el cráter Lyot. Estudios de Robbins et al. (2018) profundizan en las características morfológicas y la datación por edades de estas fascinantes características, contribuyendo a nuestra comprensión de los procesos geológicos en Marte. Las regiones polares del planeta, con sus depósitos ricos en hielo, también albergan cráteres de impacto únicos. Orosei et al. (2018) discuten el descubrimiento de un gran cráter lleno de hielo de agua en la región polar norte de Marte, subrayando la importancia de los eventos de impacto en la configuración de los paisajes polares marcianos.

Figura 11

Formación de la estructura de anillo de choque y un cráter central que determina el tipo de cráter de impacto: simple o complejo.



Nota. Tomado de Tarruella et al., (2021).

El proceso de formación de un cráter de impacto (

Figura 11) comienza con la entrada del cuerpo que impacta en la atmósfera del objeto planetario o del satélite. La fricción y la compresión del aire hacen que el cuerpo se caliente y se ablande, y eventualmente explote o se desintegre en fragmentos más pequeños. Si los fragmentos son lo suficientemente grandes, pueden golpear la superficie a una velocidad extrema, produciendo un cráter de impacto (Andrews-Hanna et al., 2020). La formación del cráter de impacto produce una gran cantidad de energía, que se libera en forma de ondas sísmicas y calor. Esto puede causar la fusión y la vaporización del material en el área del impacto, y la expulsión de material en todas las direcciones. Existen dos tipos principales de cráteres de impacto como se muestra en la

Figura 11, los cráteres simples con forma de cuenca y con los bordes elevados sobre el terreno circundante. De este tipo son los cráteres de pequeño tamaño, pueden tener desde metros hasta pocos kilómetros (Robin *et al.*, 2012). Por otro lado, los cráteres complejos evidencian, al menos, una elevación central producida por la descompresión y rebote elástico posteriores al impacto, lo que en los cráteres lunares se bautizó como *central peak* (traducido al castellano como pico central). De este tipo son los grandes cráteres del planeta y los más vistosos de la Luna (Tycho y Copernicus) (Richard, Cowen *et al.*, 2012). Su estructura puede ser mucho más compleja y a veces presentan varios anillos de elevaciones además de la elevación central, sistemas de fallas y otras estructuras de deformación frágil y dúctil.

3.1.4.1. Determinar la edad de los cráteres de impacto. El método de contar cráteres es un enfoque fundamental para estimar las edades relativas de los impactos en Marte. La premisa subyacente es que, en general, áreas con mayor densidad de cráteres son más antiguas. Wilhelms et al. (1987) estableció las bases para esta técnica, demostrando cómo la densidad de cráteres puede proporcionar una aproximación de la edad relativa de una región. Este método, aunque sencillo en principio, presenta desafíos, como la erosión y la sobreposición de cráteres, que requieren un análisis cuidadoso para obtener resultados precisos. El análisis estratigráfico se centra en estudiar las capas geológicas que rodean los cráteres de impacto. Esta técnica se basa en la premisa de que las capas más jóvenes que cubren un cráter indican su relativa antigüedad. Observaciones de rovers como Curiosity han permitido a los científicos estudiar capas sedimentarias y volcánicas cercanas a cráteres específicos. Estos análisis proporcionan una ventana a la historia post-impacto, revelando eventos subsiguientes y ayudando a determinar la edad relativa de los cráteres.

La datación radiométrica ofrece la posibilidad de determinar edades absolutas de las rocas cercanas a los cráteres. Rovers como Curiosity han utilizado instrumentos como SAM (Sample Analysis at Mars) para medir isótopos en rocas marcianas, proporcionando una estimación de su edad absoluta. Esta técnica brinda una comprensión más precisa de cuándo ocurrieron los impactos y cómo se relacionan cronológicamente con otros eventos geológicos marcianos. El modelado detallado de cráteres y el estudio de su superposición con otras características geológicas circundantes son herramientas clave para establecer secuencias temporales. Investigaciones como las de (Robbins et al. 2014) han utilizado simulaciones y análisis detallados para entender la secuencia temporal de múltiples cráteres en Marte. Este enfoque permite no solo determinar las

edades relativas sino también inferir cómo la formación de un cráter pudo haber afectado a otros cráteres cercanos.

El estudio de las características morfológicas de los cráteres, como su estado de erosión, permite inferir la edad relativa de los impactos (Barlow et al. 2014) exploraron cómo la evolución morfológica de los cráteres ofrece pistas sobre la antigüedad de los eventos de impacto. Analizar la progresión de la erosión y la modificación de los cráteres ayuda a comprender la edad relativa de los eventos de impacto en Marte.

3.2. Geología local

El Servicio Geológico de los Estados Unidos ha dividido la superficie de Marte en treinta cuadrángulos cartográficos, cada uno es un área en la superficie marciana que cubre un cierto rango de latitudes y longitudes. Los cuadrángulos están numerados del uno al treinta, con el prefijo "MC (Mars Chart)" (por "Mars Chart").

3.2.1. Cuadrángulo Oxia Palus

Oxia Palus también conocido como MC-11, abarca las longitudes de 0° a 45° oeste y latitudes de 0° a 30° norte. Dentro de este cuadrángulo se hallan regiones como Margaritifer Terra, Xanthe Terra, Chryse Planitia, Meridiani Planum, Arabia Terra y Oxia Planum.

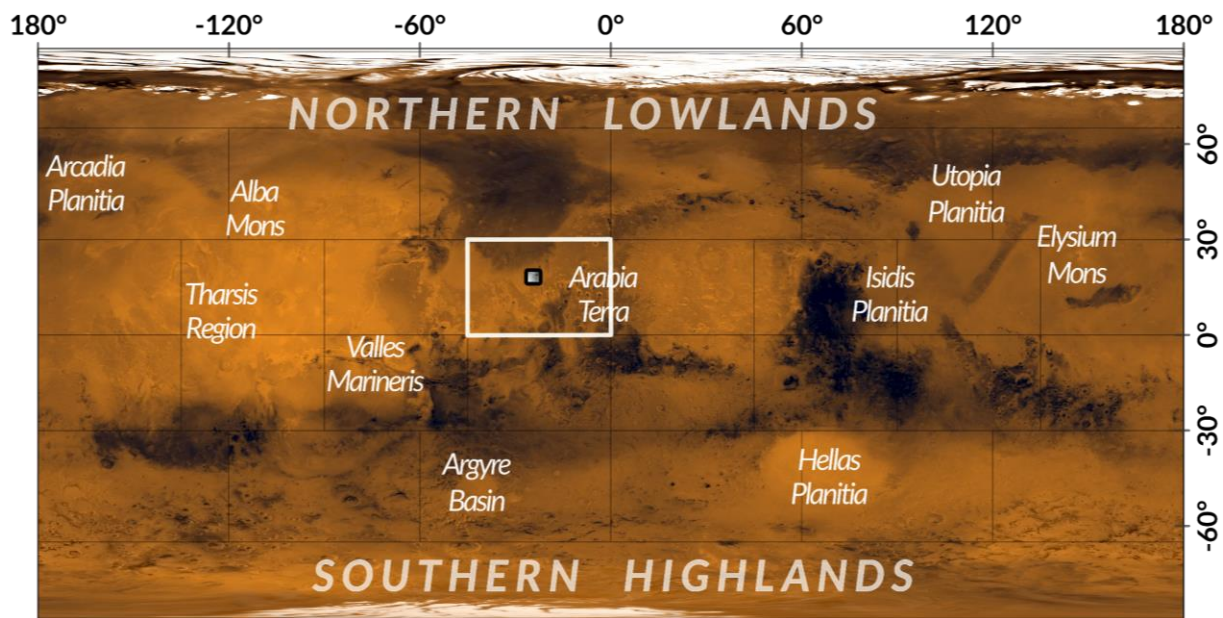
El cuadrángulo (cuadrado blanco 1 de la Figura 12) presenta elevaciones medias hacia la región oriental de Arabia Terra, además, posee un antiguo terreno que pasa gradualmente de las tierras altas del sur a las llanuras del norte (Ehlmann et al., 2011).

3.2.2. Área de estudio: Oxia Planum

Oxia Planum se sitúa dentro del cuadrángulo Oxia Palus, al sureste de Chryse Planitia y al oeste de Arabia Terra (Figura 12), en el límite de transición entre las tierras altas llenas de cráteres y las llanuras de tierras bajas (Figura 13) (Reyes *et al.*, 2023). Oxia Planum (17–20°N, 334–337°E) es una región en Marte que se ha vuelto relevante en el tema de la dicotomía debido a su posición en dicha zona limítrofe entre los hemisferios del planeta.

Figura 12

Mapa de localización global de Oxia Planum (cuadro negro) en Marte.



Nota. Mosaico de imágenes colorizado tomado por el orbitador Viking (925 metros).

El área de estudio seleccionada es de aproximadamente 34,100 Km² (Figura 14) y se caracteriza por su topografía y geología diversas. La ubicación le convierte en un área de interés

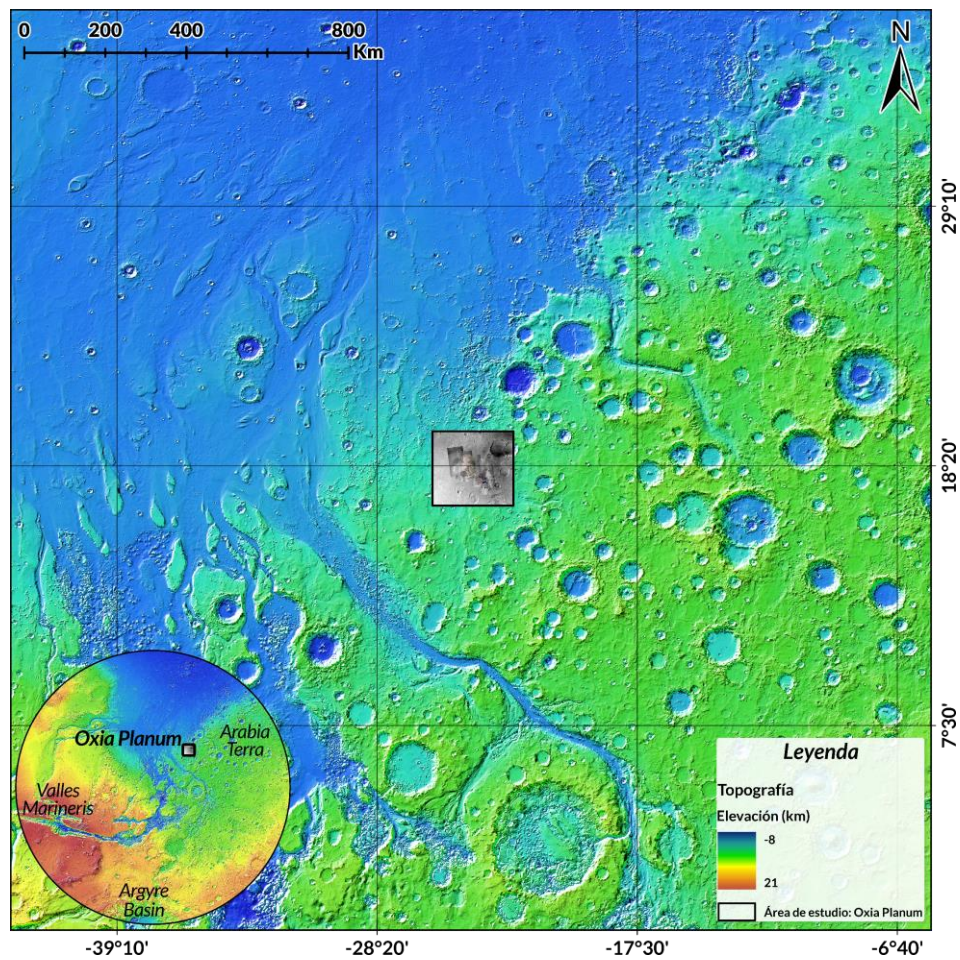
geológico ya que proporciona información valiosa sobre la transición entre las tierras altas del sur, que son más antiguas, y las llanuras del norte, que son de edad más joven (Ehlmann et al., 2011). La geomorfología de Oxia Planum consiste en valles, canales y posibles deltas asociados a episodios acuosos (Grotzinger et al., 2015) que datan del periodo noachiano (aproximadamente 3.5 a 4 billones de años), y de flujos de lava de edad amazoniana. En esta zona también se han identificado evidencias de antiguos sistemas de ríos y lagos, lo que sugiere que esta área pudo haber albergado agua líquida en el pasado. Por otro lado, la presencia de minerales arcillosos y sedimentos también indica que hubo un ambiente acuoso. La selección de Oxia Planum como sitio de aterrizaje para la misión ExoMars de la Agencia Espacial Europea (ESA) refleja el interés en dicha región por su relevancia para comprender la historia geológica de Marte, su relación con la dicotomía del planeta y la búsqueda de posibles rastros de vida pasada o presente (Ehlmann et al., 2011).

Si bien Marte no muestra signos de actividad volcánica actual, la presencia de conos volcánicos y flujos de lava en su superficie sugiere que en el pasado hubo actividad volcánica significativa que influyó en la topografía y la composición de las rocas marcianas. Por otro lado, (Andrews-Hanna et al. 2020) analiza escenarios para explicar la formación y la evolución de la unidad arcillosa en Oxia Planum, considerando la distribución de fases alteradas y no alteradas en el perfil estratigráfico. Según (Ehlmann et al., 2011) Oxia Planum se destaca por sus extensos afloramientos de depósitos estratificados y arcillosos, lo cual contribuye a pensar que el agua líquida interactuó con las rocas conservando signos de vida antigua. Es probable que una masa de agua cubriera la región permitiendo la formación de un delta con depósitos de agua hidratada (Figura 15). Además, el recubrimiento subsiguiente con material resistente podría haber

preservado biofirmas. Según (Hauber et al., 2011) es posible que la unidad arcillosa haya cubierto toda la región, lo que implicaría su preservación de la erosión en depresiones topográficas locales.

Figura 13

Mapa regional de ubicación del área de estudio.



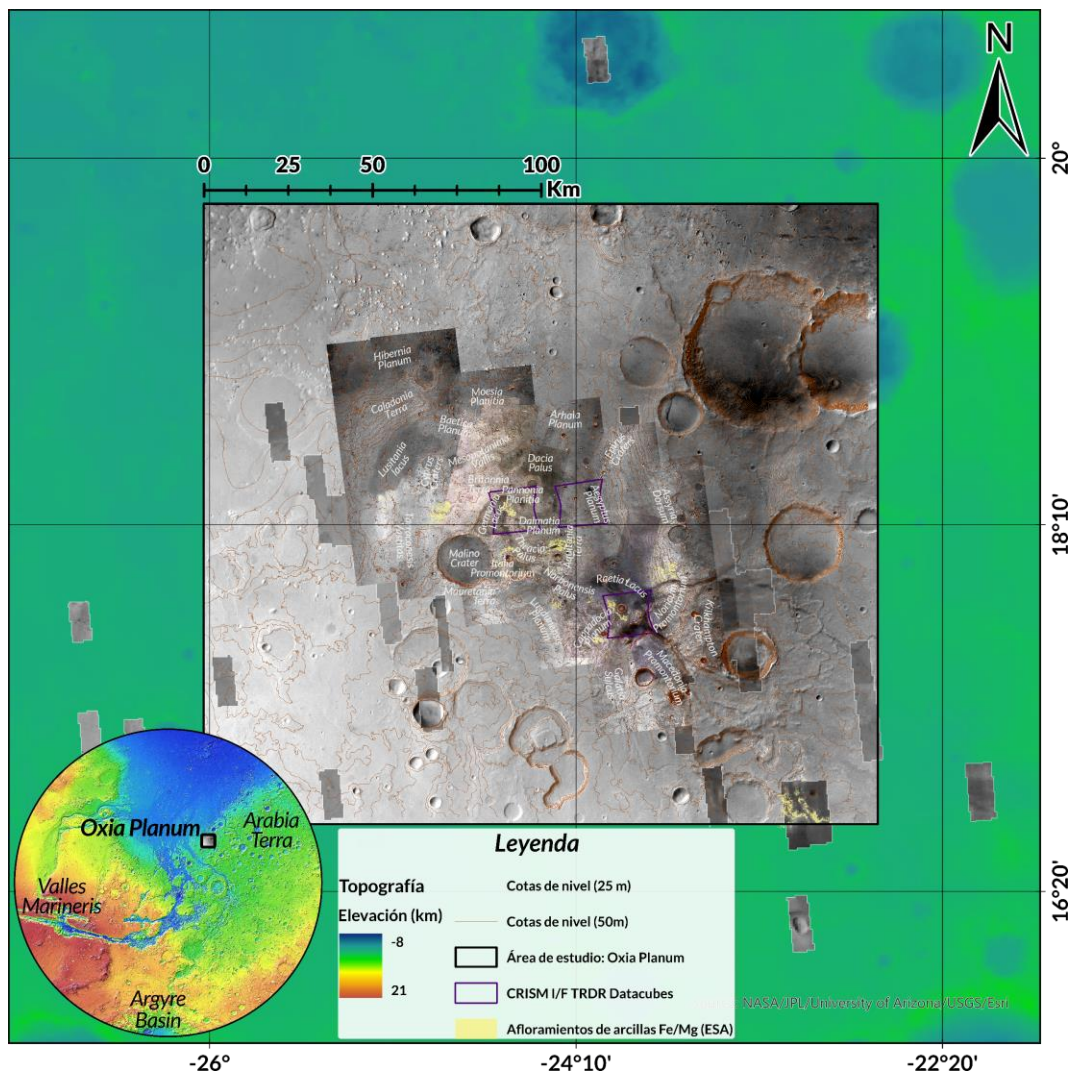
Nota. Topografía a escala regional en Cogoon Valles [MOLA].

La topografía de Oxia Planum revela una superficie relativamente plana, interrumpida por depósitos sedimentarios estratificados con cauces fluviales y depósitos lacustres, indicativos de

procesos acuáticos en el pasado marciano. Además, se han identificado minerales clave, como arcillas y sulfatos, que proporcionan pistas sobre las condiciones ambientales y geológicas previas.

Figura 14

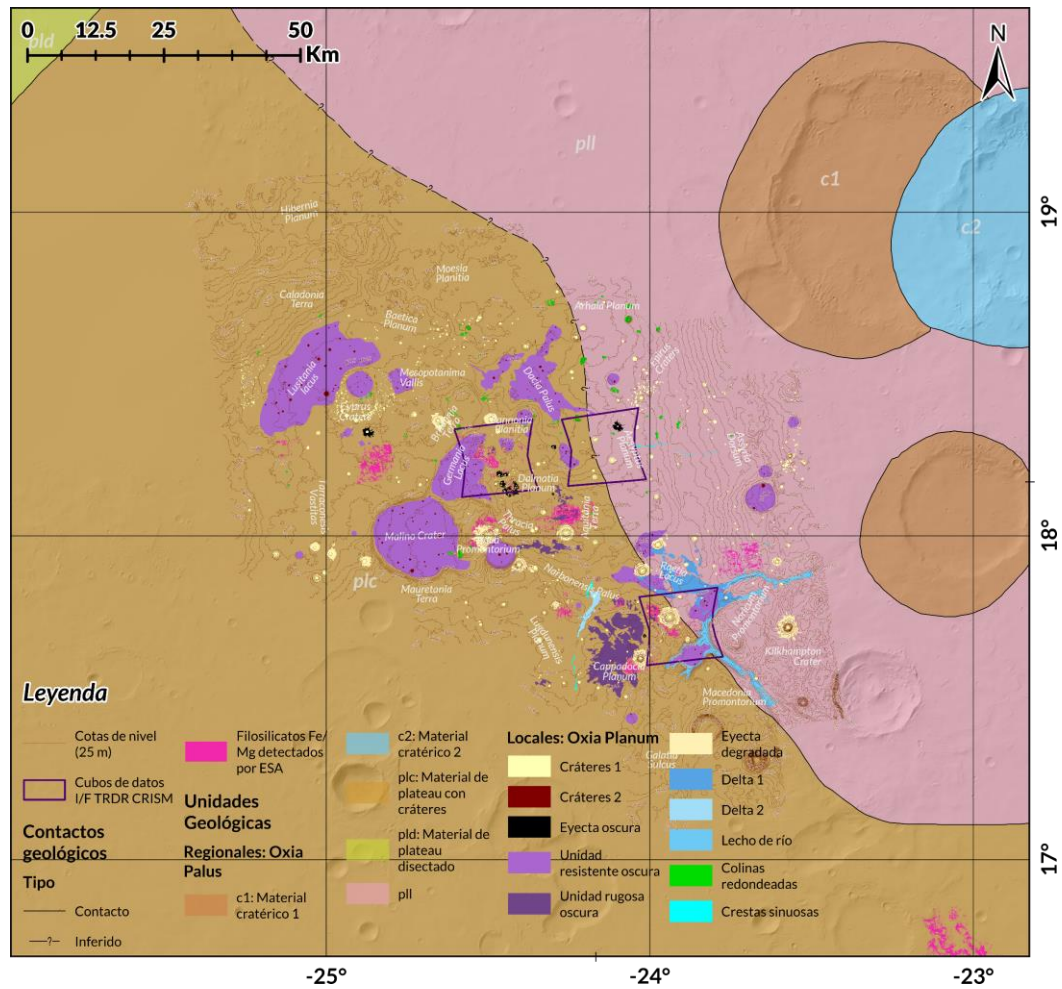
Mapa de localización geográfica del área de estudio (Oxia Planum) a escala local.



Nota. Los cuadrados morados son los datos CRISM disponibles para la zona.

Figura 15

Mapa geológico de Oxia Planum.



Nota. En fucsia se muestran las detecciones de la ESA para los filosilicatos de Fe/Mg. Modificado de Brossier et al., 2022.

		alrededor de Chryse Planitia, con signos de glaciación en ciertas regiones. La formación de óxido férrico anhidro contribuye al distintivo color rojo de Marte durante este fascinante y relativamente estable período.	
ARQUEANO	2.9	<p>El periodo Hesperiano en Marte, con una duración de aproximadamente 800 millones de años y nombrado en honor a Hesperia Planum, se caracterizó por tasas más bajas de impacto de cráteres y una disminución de la actividad geológica global en comparación con el periodo Noaquiario anterior. Se observaron extensas llanuras volcánicas, especialmente en las tierras bajas del norte, resuperficiando más del 30% del planeta. Los volcanes en erupción emitieron grandes cantidades de dióxido de azufre y agua, formando ácido sulfúrico que llovió sobre la superficie, dejando depósitos extensos de sulfatos en Valles Marineris y Meridiani, evidencia de alteración química por agua subterránea ácida. A medida que el clima se enfriaba, la formación de redes de valles disminuyó y gran parte del agua probablemente se convirtió en permafrost o hielo subsuperficial. A pesar de las temperaturas en descenso, los impactos calentaron el agua y el hielo subterráneos, provocando inundaciones catastróficas equivalentes a miles de ríos Mississippi. Estas inundaciones dieron lugar a enormes canales de desagüe alrededor de Chryse Planitia y al este de Hellas Planitia, remodelando Valles Marineris y creando terreno caótico, definiendo la naturaleza</p>	
	HESPERIANO		
	<p>Importante remodelamiento de la cuenca Chryse y las planicies del norte</p> <p>Formación de los Valles Kasei, Ares, Tiu y Simud</p>		<p>Vulcanismo</p> <p>Cañones</p> <p>Sulfatos</p> <p>Formación Dorsal Argentea</p>
	3.7		<p>Segundo episodio de formación del Terreno Knobby</p> <p>Formación del Valle Marineris</p>

				dinámica y transformadora del periodo Hespérico.
HADEANO	NOAQUIANO	Formación del Valle Mawrth y el terreno Knobby	Tasas de Erosión	El Período Noaquiario en Marte, llamado así por Noachis Terra, fue testigo de eventos geológicos y climáticos significativos que moldearon la historia del planeta. Marcado por intensos impactos de asteroides y cometas, esta era creó importantes cuencas de impacto como Hellas, Isidis y Argyre, dejando cráteres visibles en las tierras altas del sur. Simultáneamente, se produjo actividad volcánica a gran escala en la región de Tharsis, dando lugar al abultamiento de Tharsis y al colosal sistema de cañones Valles Marineris. Las erupciones volcánicas liberaron cenizas y gases, espesando la atmósfera y atrapando más calor solar, calentando el planeta. Este cambio climático probablemente condujo a la formación de nubes, precipitación, redes de valles y posiblemente lagos y un océano poco profundo en las tierras bajas del norte. Los Rover en la superficie descubrieron evidencia de alteraciones químicas en las rocas, sugiriendo la presencia de agua subterránea no ácida y la formación de minerales arcillosos conocidos como filosilicatos. A medida que Marte se enfrió, su dinamo magnético se apagó, resultando en la pérdida de un campo magnético global.
		Flujo de Impacto	Meteorización	
		Incremento en la intensidad del vulcanismo en las tierras altas	Hidratada	
		Degradación de las rocas de Basamento	Abultamiento de Tharsis	
		Formación de las rocas expuestas más antiguas	Valley Networks	
4.1		Cráteres de Impacto		

Nota. Resumen de los eventos principales que han ocurrido en la región de Oxia Planum los cuales se correlacionan a la escala de tiempo geológico de la Tierra y Marte.

4. Metodología

Las investigaciones que se han desarrollado hasta el momento han demostrado que emplear datos satelitales proveniente de diferentes instrumentos y misiones son herramientas útiles en las ciencias espaciales. Las técnicas de procesamiento aplicadas para tratar la información planetaria son una adaptación de las técnicas usadas en la observación satelital terrestre, por consiguiente, se incorporan etapas de correcciones y calibraciones y posteriormente los datos son procesados en concordancia con los objetivos de la investigación en curso. La metodología del presente trabajo de investigación se llevó a cabo en cinco fases, en la primera se desarrolló la revisión y recopilación del material bibliográfico; en la segunda fase se seleccionó el área de estudio; en la tercer fase se construyó la base de datos satelitales y se descargó el software; en la cuarta fase se realizó el preprocesamiento y procesamiento de los datos; y, por último, en la quinta fase se interpretaron los resultados obtenidos y se redactó el libro del trabajo de grado.

4.1. Recursos

4.1.1. *Datasets*

El acceso a datos planetarios de manera gratuita fue posible a través de plataformas como NASA Planetary Data System (PDS) y ESA Planetary Science Archives (PSA). Para la base de datos (Tabla 4) se utilizó información proveniente de: El instrumento Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer (CRISM) a bordo del Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) y que suministró imágenes hiperespectrales para llevar a cabo el mapeo mineral; el Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) a bordo del Mars Global Surveyor (MGS) que proporcionó datos de altimetría regional para generar Modelos Digitales de Elevación (DEM); el High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE) del MRO y del cual se extrajeron imágenes de alta resolución espacial; el

Colour and Stereo Surface Imaging System (CaSSIS) y el ConteXT Camera Imager (CTX) del MRO del que se descargaron Modelos Digitales del Terreno (MDT) e imágenes de contexto a escala regional (Diniega et al. 2019).

Tabla 4

Datasets utilizados para el desarrollo del presente proyecto.

Instru- mento	Descrip- ción	Producto	Res. Espa- cial	Res. Espectral	Crédito
CTX	Modelo Digital de Elevaciones	CTX_OXIA_DEM_20m	20 m	VIS: 500 a 800 nm	Open University
	Mosaico de imágenes de contexto	CTX_OXIA_ORI_6m	6 m		
HRSC	Modelo Digital del Terreno	HRSC-OxiaPlanum-MADNet-DTM	10 m	VIS	PSA, ESA
	Mosaico de imágenes de contexto	HMC_11W24_ND5_OXIA_CR OP	12 m		
CRISM	Cubos de datos hiperespectrales	FRT0000810D_07_IF166L_TR R3	18 m	VIS e IR: 544 bandas, cubre el rango espectral de 362 - 3920 nm con un muestreo espectral de 6,55 nm/canal. 107 bandas en el VNIR y 438 en el IR	Johns Hopkins Applied Physics Laboratory y
		FRT00009A16_07_IF166L_TR R3			
		FRT00004686_07_IF166L_TR R3			
HiRISE	Mosaico de imágenes	Mars MRO HiRISE Uncontrolled PSP/ESP Equatorial Mosaic (capa web)	30 cm	VIS y NIR: 400 a 600 nm (azul-verde), 550 a 850 nm	NASA, JPL, University of

				(rojo), o 800 a 1000 nm (NIR)	Arizona, USGS, Esri
CaSSIS	Mosaico de imágenes a color real	CaSSIS_Pan_Srr_Mosaic_Hrsc_ Rgb_Colour	1 m		
	Mosaico de Modelos Digitales del Terreno	CaSSIS-SRR-MADNet-DTM- mosaic	8 m	~	PSA, ESA
MOLA	Mosaico de sombras	Mars_MGS_MOLA_ClrShade_ merge_global_463m	463 m		
	Mosaico de Modelo Digital de Elevacion es global	Mars_MGS_MOLA_DEM_mos aic_global_463m	463 m	~	PDS, NASA, USGS
Viking	Imagen color real global	Mars_Viking_ClrMosaic_global _925m	925 m	~	JMARS

Nota. Recopilación de datos sobre Instrumento, descripción, producto, respuesta espacial, respuesta espectral y crédito.

CRISM es un espectrómetro de imágenes hiperespectrales que cubre el rango espectral del IR visible cercano de 0.4 a 3.9 μm con una resolución espectral de ~ 10 nm. El espectrógrafo consta de dos canales, el canal VNIR que cubre 0.4-1 μm y el IR que cubre 1 a 3.9 μm . Los tipos de archivos utilizados son tipo I/F donde I es la radiancia observada por el instrumento CRISM -y F es la irradiancia solar incidente en la parte superior de la atmósfera marciana. I/F corresponde a una relación de energías (radiancia/irradiancia), que algebraicamente representan la reflectancia, en otras palabras, una relación de energías con una escala adicional de manera tal que la relación no tiene unidades (Centro de Operaciones Científicas CRISM, 2019). Se escogieron tres (3)

observaciones (o escenas) de productos tipo Registro De Datos Reducidos Dirigidos (por sus siglas en inglés TRDR), Una Observación Dirigida De Resolución Completa (por sus siglas en inglés FRTO). El sensor que se empleó fue L (largo) debido a que éste contiene mayor cantidad de información en el infrarrojo a diferencia del sensor S (corto). Los datos de imágenes se centran en la región del IR en unidades de I/F. El nombre de identificación (ID) de los tres cubos de datos disponibles para el área de estudio y empleados en el presente trabajo son: 0000810D, 00004686, 00009A16, y cada uno se encuentra en el directorio del PDS bajo la sección de datos TRDR v3 subsección MROCR_2102. Los datos CRISM TRDR requieren proyección y procesamiento previo a su uso.

4.1.2. *Software*

El procesamiento se llevó a cabo usando software de Sistemas de Información Geográfica (SIG) como ArcGIS Pro, ENVI y JMARS. La herramienta CRISM Analysis Toolkit (CAT) fue particularmente útil para calibrar, corregir, proyectar y procesar los cubos de datos.

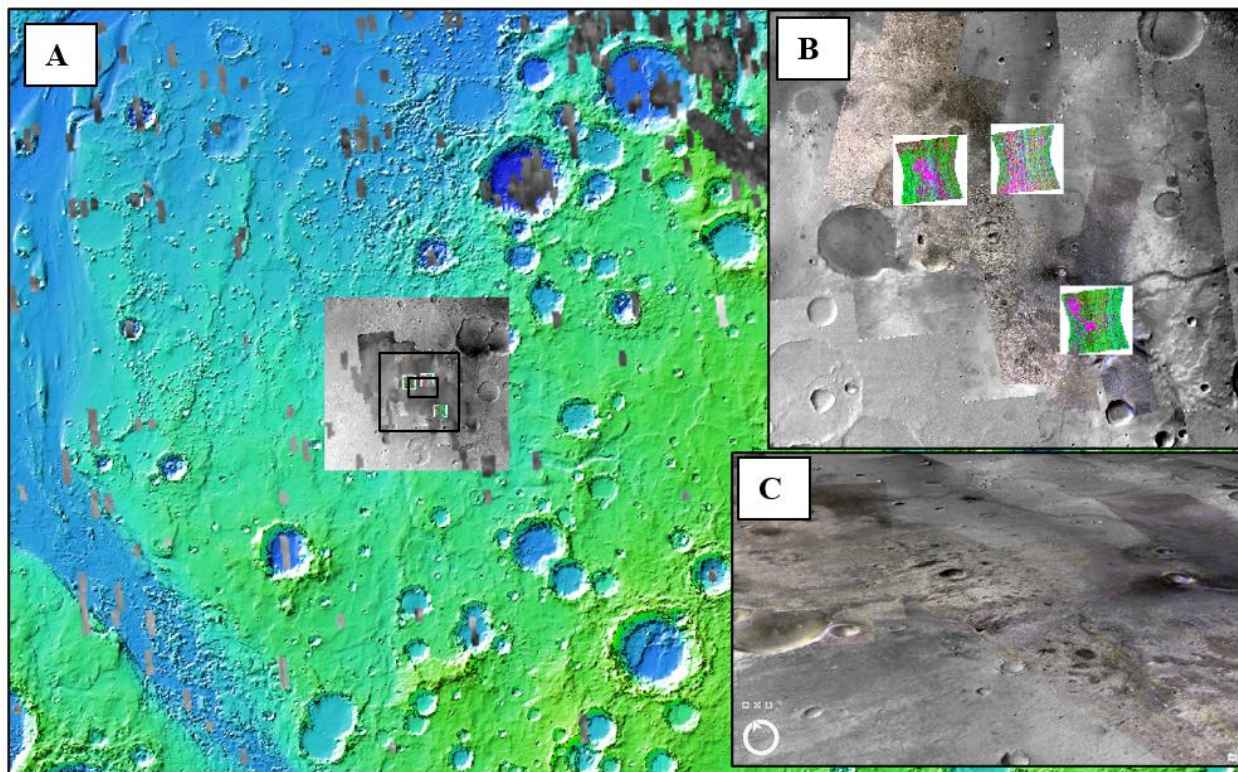
4.2. Desarrollo metodológico

4.2.1. *Creación de base de datos*

Se llevó a cabo una categorización de la información asociada a las temáticas por desarrollar: Geología planetaria, teledetección, datación por conteo de cráteres y mapeo mineral. En seguida, se realizó la búsqueda y recopilación del material bibliográfico. La recopilación de información satelital se llevó a cabo mediante consultas electrónicas como las de la base de datos de la Figura 16. Una perspectiva a escala regional y local se muestra detalladamente en la Figura 14.

Figura 16

Capas de imágenes empleadas para el desarrollo del proyecto en Oxia Planum.



Nota. A) Ubicación de la zona a escala regional. Datos HiRISE (capas de color gris extendidas a lo largo de la zona de manera dispersa), HRSC, CTX (imágenes de contexto centradas en la zona) y MOLA (capa topográfica de elevaciones). B) Detalle de la zona central de las elipses de aterrizaje para la misión ExoMars. Combinación RGB de cubos de datos CRISM proyectados sobre la zona y de fondo mosaico a color real de CaSSIS. C) Detalle 3D de la planicie en B.

4.2.2. Aplicación del método de conteo por densidad de cráteres de impacto

Para estimar las edades de los cráteres de impacto presentes en Oxia Planum, empleamos el software JMARS para recopilar datos, cargando capas de color MOLA sobre el mapa de

elevación del día de THEMIS. Nos centramos en la región de 0 a -5° de latitud para evitar posibles efectos de patrones de viento en Marte. Nuestra investigación se enfocó en cráteres con diámetros de 1000 a 65000 metros, excluyendo aquellos con levantamientos centrales que podrían introducir imprecisiones. La capa de recuento de cráteres en JMARS fue esencial para garantizar que ningún cráter excediera los 65000 metros. Utilizamos la herramienta de regla para obtener diámetros exactos. Este enfoque meticuloso nos permitió recopilar datos precisos y exhaustivos en nuestra investigación. JMARS facilitó la visualización de características topográficas, mientras que las restricciones geográficas y dimensionales se implementaron para un análisis más preciso. Al centrarnos en cráteres específicos, evitamos complicaciones asociadas con levantamientos centrales. La combinación de herramientas avanzadas y un enfoque selectivo resultó en una recopilación de datos efectiva y detallada, contribuyendo a nuestro estudio de los cráteres marcianos.

4.2.3. *Preprocesamiento de datos espectrales*

El preprocesamiento incluye una serie de actividades que sirven para mejorar la información clave de una imagen y minimizar distorsiones como las señales de ruido.

Haciendo uso de la herramienta Crism Analysis Toolkit para ENVI, el cubo de datos IF TRDR se convirtió de formato PDS (Sistema De Datos Planetarios, por sus siglas en inglés) a CAT (Caja de Herramientas CRISM). Después de ello se realizaron las correcciones fotométricas y atmosféricas del método Volcano-Scan propuesto por (McGuire et al., 2009). En seguida se creó un conjunto de datos calculando los parámetros para productos CRISM siguiendo las recomendaciones de (Viviano-Beck et al., 2014).

4.2.4. Procesamiento de datos espectrales

Para resaltar áreas enriquecidas en minerales hidratados, se hizo una combinación de bandas usando índices espectrales que se calcularon mediante álgebra de bandas como lo muestra la Tabla 5.

Tabla 5

Formulación de los parámetros espectrales para la creación de índices por combinación de bandas.

Nombre	Parámetro	Fórmula
BD1900_r2	Profundidad de banda a 1.9 μm del H_2O	$1 - \frac{\left(\frac{R1908}{RC1908} + \frac{R1914}{RC1914} + \frac{R1921}{RC1921} + \frac{R1928}{RC1928} + \frac{R1934}{RC1934} + \frac{R1941}{RC1941}\right)}{\left(\frac{R1862}{RC1862} + \frac{R1869}{RC1869} + \frac{R1875}{RC1875} + \frac{R2112}{RC2112} + \frac{R2120}{RC2120} + \frac{R2126}{RC2126}\right)}$
BD1900_2	Profundidad de banda a 1.9 μm del H_2O	$0.5 * \left(1 - \left(\frac{R1930}{a * R1850 + b * R2067}\right)\right) + 0.5 * \left(1 - \left(\frac{R1985}{a * R1850 + b * R2067}\right)\right)$
BD2100_2	Profundidad de banda a 2.1 μm del H_2O desplazado	$1 - \left(\frac{R2132}{a * R1930 + b * R2250}\right)$
BD2210_2	Profundidad de banda a 2.21 μm del AlO-H	$1 - \left(\frac{R2210}{a * R2165 + b * R2250}\right)$
D2300	Caída en 2.3 μm	$1 - \left(\frac{\frac{R2290}{RC2290} + \frac{R2320}{RC2320} + \frac{R2330}{RC2330}}{\frac{R2120}{RC2120} + \frac{R2170}{RC2170} + \frac{R2210}{RC2210}}\right)$
SINDEX2	Regla de palanca inversa para detectar convexidad a 2,29 μm debido a absorciones	$1 - \left(\frac{a * R2120 + b * R2400}{R2290}\right)$

de 2,1 μm y
2,4 μm

Nota. Modificado de Viviano-Beck et al., 2014.

Cada uno de los parámetros obtenidos es introducido a uno de los tres canales (rojo, verde o azul) para generar la combinación con el respectivo índice espectral. En este caso se buscó destacar silicatos hidroxilados y agua unida molecularmente (Tabla 6).

Tabla 6

Combinación de bandas e índices espectrales.

Objetivo	Canal RED	Canal GREEN	Canal BLUE
PHY: Silicatos hidroxilados	D2300	Fe/Mg filosilicatos	BD2210_2 Al filosilicatos o vidrio hidratado
			Sulfatos hidratados , arcillas, vidrio o hielo de agua
HYD: Mineralogía hidratada o agua molecular	SINDEX 2	Minerales con moléculas de agua o hielo de agua	BD2100_2 Sulfatos monohidratados o hielo de agua
			Sulfatos hidratados , arcillas, vidrio o hielo de agua

Nota. Modificado de Viviano-Beck et al., 2014.

El índice HYD provee información relacionada con el agua unida en minerales. El índice PHY exhibe información relacionada con minerales hidroxilados, incluidos los filosilicatos. Después de la combinación de bandas, se seleccionaron regiones de interés (ROI) a partir de las cuales se extrajeron las firmas espectrales. Los ROI se construyeron a partir de tres métodos diferentes: 1) promedio de 3x3 píxeles, 2) umbrales de parámetros espectrales o de banda; 3) especificación manual (trazo mecánico del polígono) y; 4) intersección de polígono-umbral de

banda. Las estadísticas de los ROI se plotearon en un diagrama de longitud de onda vs. reflectancia, donde los picos de absorción de los espectros mejorados se identificaron y se compararon con los espectros de referencia de laboratorio para hallar las mejores coincidencias mineralógicas. Por ejemplo, en este caso se utilizó la biblioteca espectral MICA con firmas espectrales de filosilicatos y se tomaron como espectros de referencia candidatos para examinar las posiciones de las bandas de absorción a detalle. Finalmente, los datos espectrales se proyectaron al estándar MRO usando resolución nadir nativa.

4.2.5. *Procesamiento de datos obtenidos de la base de datos de JMARS*

Base de datos obtenida de la capa *Craters Database*, en la cual solo se extrajo la información correspondiente al área de estudio. Este archivo CSV contiene los datos de 175 cráteres datados en la capa Crater Database, esto incluye cráter ID, latitud y longitud del círculo de la imagen, los datos morfológicos de cada cráter, el diámetro del círculo (d) topográfico y la profundidad (D1) del cráter.

Figura 17

Elementos de un cráter de impacto que sirven para datarlos.



Nota. Diagrama para mostrar etiquetas de d: diámetro, D0: profundidad original y D1: profundidad actual. (Richard, Cowen et al., 2012).

Teniendo los valores del diámetro (d) se determinó el valor del D0 usando la fórmula (Figura 17), para calcular cuál era la profundidad original del cráter. Luego, encontramos el porcentaje llenado a lo largo del tiempo restando la profundidad actual de la profundidad original, dividiéndolo por la profundidad original y multiplicando por 100. Elegimos redondear a 2 decimales. Recopilamos datos de 175 cráteres. Basándonos en que los cráteres que están llenos en un porcentaje mayor son más antiguos, el cráter más antiguo está lleno en un 99,02% y tiene un diámetro de 35.57 km. Por otro lado, el cráter más joven está lleno al 20.84% y tiene un diámetro de 6.19 km. Con esta información, se puede observar el cambio de cráter a lo largo del tiempo. El procesamiento completo de la información de los 175 cráteres de impacto presentes en Oxia Planum, se presenta en el Anexo 2. Con los obtenidos sobre la estimación de los 175 cráteres de impacto presentes en Oxia Planum, se realiza una correlación con el tiempo geológico de Marte para establecer a qué edad corresponde cada cráter, ubicar el cráter ID en la base de datos del software Jmars y mapear los cráteres a través del código de color de la tabla.

Tabla 7

Anexo 2 Procesamiento de datos de 30 cráteres de impacto utilizando Excel.

ITEM	CRATER_ID	LATITUD E	LONGITUD E	d	D0: d/5	D1	%	Edad de los cráteres en Oxia Planum (m.a)
1	11-001518	15.235	331.566	6.19	1.24	0.98	20.84	854.44
2	11-002232	16.154	336.958	4.25	0.85	0.57	32.94	1350.59
3	11-002720	15.556	333.24	3.53	0.71	0.46	34.84	1428.61

4	11-002529	17.316	336.34	3.8 0	0.7 6	0.4 9	35.53	1456.58
5	11-004978	18.448	337.89	2.1 8	0.4 4	0.2 8	35.78	1466.97
6	11-001890	16.816	336.363	5.0 2	1.0 0	0.6 3	37.25	1527.29
7	11-002790	15.225	332.151	3.4 4	0.6 9	0.4 3	37.50	1537.50
8	11-002523	18.526	332.761	3.8 0	0.7 6	0.4 7	38.16	1564.47
9	11-001601	16.443	337.205	5.8 9	1.1 8	0.7 2	38.88	1594.06
10	11-001016	17.232	335.102	9.1 9	1.8 4	1.1 0	40.15	1646.25
11	11-001600	15.989	337.376	5.9 1	1.1 8	0.6 9	41.62	1706.60
12	11-002935	18.547	338.664	3.2 8	0.6 6	0.3 8	42.07	1725.00
13	11-003976	17.94	338.68	2.5 9	0.5 2	0.2 9	44.02	1804.63
14	11-002157	16.937	330.708	4.3 9	0.8 8	0.4 9	44.19	1811.85
15	11-001701	16.595	334.863	5.5 9	1.1 2	0.6 2	44.54	1826.30
16	11-001635	17.521	333.908	5.8 0	1.1 6	0.6 4	44.83	1837.93
17	11-001863	16.1	335.714	5.0 8	1.0 2	0.5 6	44.88	1840.16
18	11-003229	15.464	337.345	3.0 4	0.6 1	0.3 3	45.72	1874.67
19	11-001418	15.649	331.942	6.6 4	1.3 3	0.7 2	45.78	1877.11
20	11-001915	16.508	332.113	4.9 8	1.0 0	0.5 4	45.78	1877.11
21	11-003207	16.979	338.456	3.0 5	0.6 1	0.3 3	45.90	1881.97
22	11-002839	16.07	331.055	3.3 9	0.6 8	0.3 6	46.90	1923.01
23	11-001085	17.722	331.397	8.6 7	1.7 3	0.9 1	47.52	1948.33
24	11-003936	18.878	337.127	2.6 1	0.5 2	0.2 7	48.28	1979.31
25	11-001599	19.312	338.803	5.9 2	1.1 8	0.6 1	48.48	1987.67

26	11-004250	17.496	335.257	2.4 4	0.4 9	0.2 5	48.77	1999.59
27	11-002141	19.267	333.48	4.4 2	0.8 8	0.4 5	49.10	2012.90
28	11-001522	15.769	330.206	6.1 7	1.2 3	0.6 2	49.76	2040.03
29	11-002504	18.566	337.12	3.8 4	0.7 7	0.3 8	50.52	2071.35
30	11-002981	16.027	337.566	3.2 4	0.6 5	0.3 2	50.62	2075.31

Nota. Procesamiento de datos Excel, calculando las variables de la fórmula de datación relativa para estimar las edades de los cráteres de impacto presentes en Oxia Planum.

5. Resultados

5.1. Guía metodológica para el procesamiento de imágenes satelitales en Marte

Se elaboró un documento de apoyo dirigido al público en relación con el procesamiento de imágenes satelitales en Marte. En este documento se realiza una introducción a la temática y se explican algunas generalidades del procesamiento llevado a cabo en el presente proyecto. La "Guía Metodológica para el Procesamiento de Imágenes Satelitales en Marte" se presenta como el primer producto anexo (Anexo 1) al presente proyecto de investigación. Para el desarrollo de esta investigación se estableció una metodología basada en la disponibilidad de datos GIS y una base de conocimiento teórico que nos permitió obtener los productos esperados y cumplir con los objetivos del proyecto.

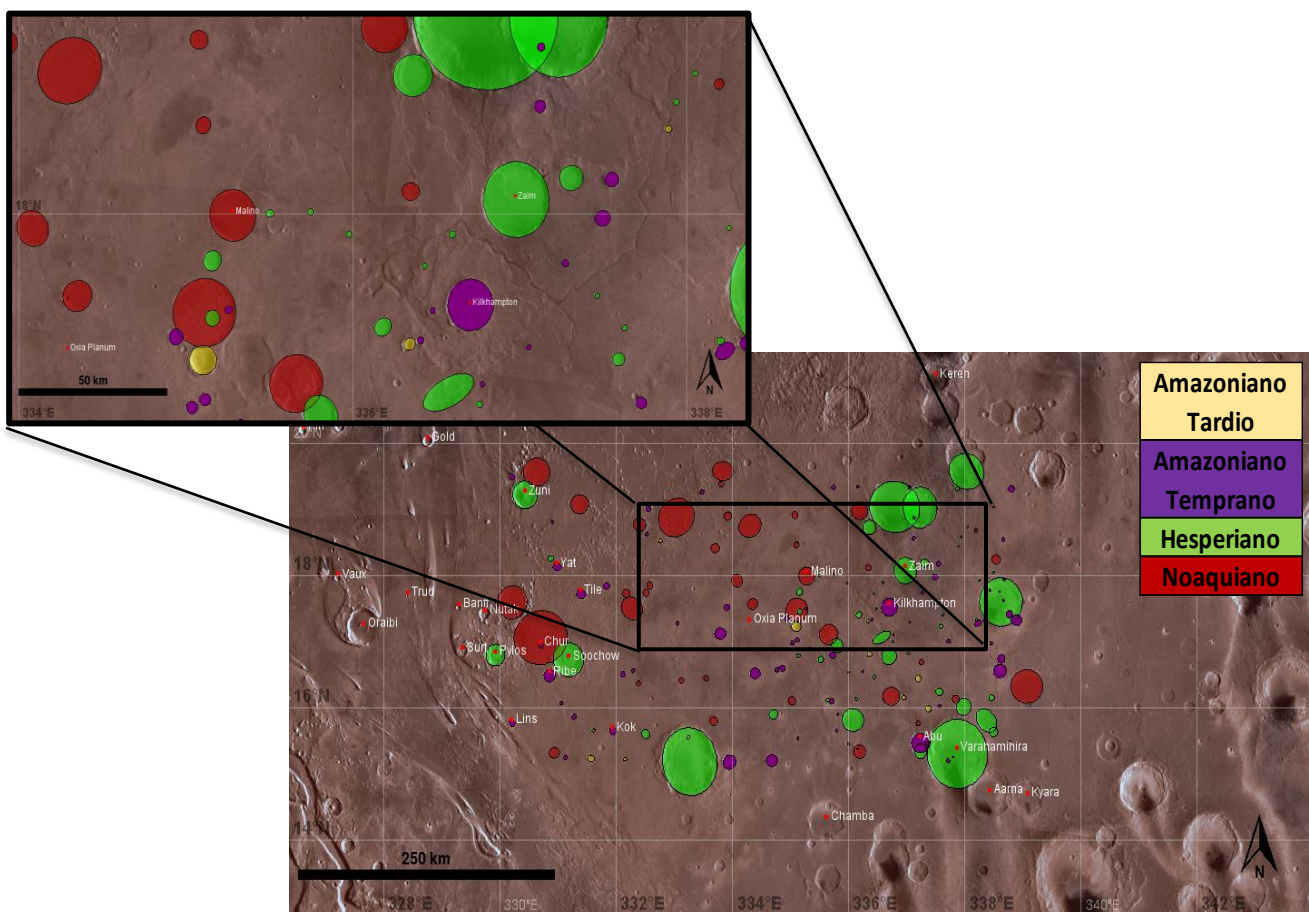
5.2 Mapa de estimación de las edades de los cráteres de Impacto con respecto a la escala de tiempo geológico de Marte

La abundancia de cráteres en la superficie de un planeta puede indicar su edad, con más cráteres sugiriendo una superficie más antigua. Sin embargo, se debe tener precaución al aplicar este principio. La teoría predominante sobre la formación planetaria sugiere la acreción a partir de cuerpos más pequeños, lo que resulta en una etapa inicial de formación de cráteres tanto grandes como pequeños. A medida que el tiempo avanza, la tasa de formación de cráteres disminuye, dividiendo la historia de la formación de cráteres en tres periodos: la formación de cráteres grandes y pequeños, seguida por la formación de solo cráteres pequeños y, finalmente, una etapa con muy pocos cráteres formados. Este marco implica que, dado que la formación de planetas está impulsada por impactos, se esperaría una distribución uniforme de cráteres grandes y pequeños en todas las superficies planetarias. Desentrañar la historia geológica de los planetas continúa siendo

un viaje fascinante, marcado por el ingenioso uso de herramientas como la estratigrafía y la datación radiométrica, brindándonos vislumbres del pasado dinámico de cuerpos celestiales más allá de nuestro propio mundo.

Figura 18

Mapa de estimación de las edades de los cráteres de impacto presentes en Oxia Planum.



Nota. En el mapa se muestra el área de Oxia Planum en la cual se dataron 175 cráteres de Impacto y se destaca el área en el cual se hizo el análisis para identificar zonas enriquecidas en minerales hidratados.

Utilizando los datos (tabla 8), se observa que los cráteres con un diámetro mayor tienen un porcentaje de llenado mayor y los cráteres con diámetros más pequeños tienen un valor de porcentaje de llenado menor.

Tabla 8

Correlación entre el diámetro del cráter y el porcentaje de llenado de este.

Diametro (km)	Estimación de edad
1.0 - 5.0	87.45
5.01 - 10.0	65.39
10.01 - 15.0	52.15
15.01 - 20.0	47.63
20.01 - 25.0	44.70
25.01 - 30.0	41.85
30.01 - 35.0	38.67
35.01 - 40.0	37.25
40.01 - 45.0	35.78
45.01 - 50.0	35.53
50.01 - 55.0	34.84
55.01 - 60.5	26.89

Nota. Este análisis se utiliza para establecer una relación entre el diámetro del cráter y su edad ya que permite identificar rasgos morfológicos que determinan los eventos que han moldeado el paisaje de la región Oxia Planum.

Dado que se puede encontrar la edad relativa utilizando el porcentaje de llenado, esto muestra que los cráteres con mayor diámetro son más antiguos que los cráteres con diámetros más pequeños. Por lo tanto, podemos observar que los cráteres más grandes golpean Marte antes que

los más pequeños. La tasa de formación de cráteres de impacto, y un aspecto crucial a considerar es la dependencia del tamaño en este fenómeno. Comprender que los cráteres más grandes pueden formarse a una tasa diferente que los más pequeños añade una capa de complejidad para desentrañar la historia geológica de la superficie planetaria. En este escenario, asumimos además que el proceso de formación de cráteres es espacial y temporalmente aleatorio. Esta aleatoriedad introduce desafíos y matices para prever dónde y cuándo pueden ocurrir eventos de impacto en un cuerpo planetario. Por otro lado, Para analizar sistemáticamente la superficie, un enfoque prudente implica dividirla en unidades basadas en criterios geológicos.

Estas unidades sirven como regiones distintivas con características geológicas comunes. Al hacerlo, creamos un marco para calcular la densidad del área de cráteres dentro de cada unidad. Las diferencias relativas en la densidad de cráteres entre estas unidades proporcionan valiosos conocimientos sobre las edades relativas de diferentes características geológicas. Una mayor densidad de cráteres implica una superficie más antigua, asumiendo una tasa de impacto constante a lo largo del tiempo. Esta metodología aprovecha la distribución espacial de cráteres como un indicador de la edad, permitiendo a los científicos inferir la secuencia cronológica de eventos geológicos. Para perfeccionar nuestra comprensión y derivar edades absolutas a partir de estas diferencias relativas, se requieren pasos adicionales.

La calibración frente a edades conocidas, obtenidas potencialmente a través de la datación radiométrica de muestras de ciertas unidades, puede ayudar a establecer una correlación entre la densidad de cráteres y la edad absoluta. En esencia, este proceso analítico transforma la densidad de área observada de cráteres en una herramienta para medir la edad absoluta de la superficie

planetaria. Al combinar tasas de impacto dependientes del tamaño con aleatoriedad espacial y temporal, y refinar el análisis mediante unidades geológicas y calibración de edades conocidas, los científicos pueden desentrañar el tapiz temporal de la historia de un planeta y obtener valiosas percepciones sobre su evolución dinámica.

5.3 Mineralogía

5.3.1 Abundancia mineral

Para cada producto CRISM se generaron combinaciones de bandas explicadas en la sección previa (4.2.4) (PHY y HYD), estas se consignaron en la Tabla 9 y se pueden observar a detalle en la Figura 19. Los índices extraídos PHY y HYD satisfactoriamente resaltaron la presencia y abundancia de minerales hidratados. Los píxeles con alto contenido en minerales hidratados fueron aislados y superpuestos en los mapas como lo muestra la

Figura 21.

Tabla 9

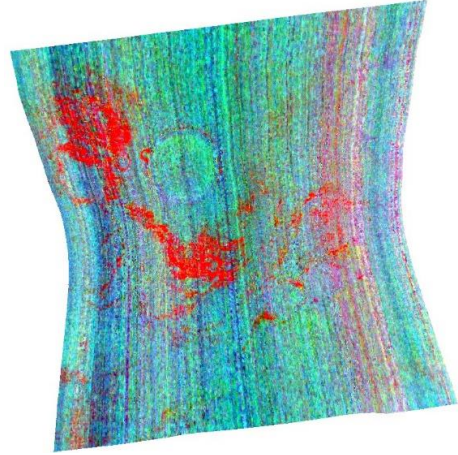
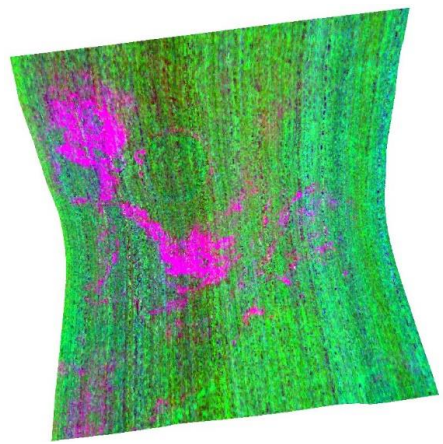
Índices PHY y HYD calculados para cada escena.

Índice	COMBINACIÓN					
	PHY			HYD		
Canal	R (ROJO)	G (VERDE)	B (AZUL)	R (ROJO)	G (VERDE)	B (AZUL)
Parámetro	2300	2210_2	BD1900r2	BD1900_2	BD2100_2	SINDEX2

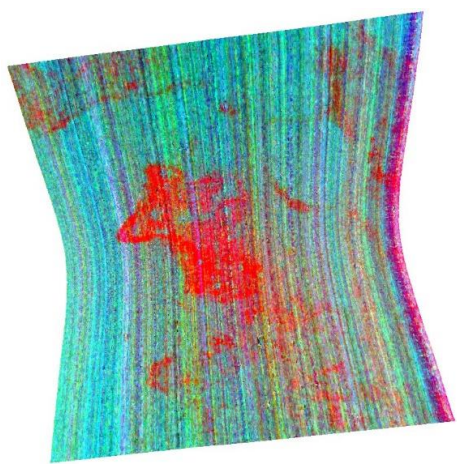
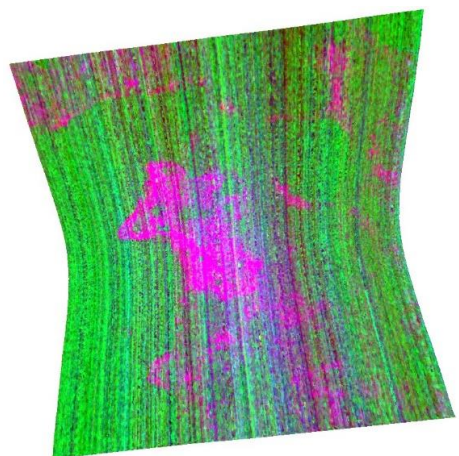
Descripción	Presencia de minerales con Fe-OH y Mg-OH; Mide el brillo alrededor de 2320 nm en relación con 2170 nm	Profundidad de la banda de 2210 nm debido a la presencia de Al-OH o Si-OH; relativo a un continuo entre 2140 y 2250 nm	Profundidad de la banda de 1900 nm debido al agua atrapada; relativo a un continuo entre 1874 y 2006 nm	Profundidad de la banda de 1900 nm debido al agua atrapada; relativo a un continuo entre 1874 y 2006 nm	Profundidad de banda de 2100 nm en sulfatos monohidratados; relativo a un continuo entre 1930 y 2250 nm	Índice de "sulfato", una medida de agua o hielo ligados; Mide la caída de la reflectancia desde cerca de 2300 nm hasta cerca de 2400 nm
-------------	---	--	---	---	---	---

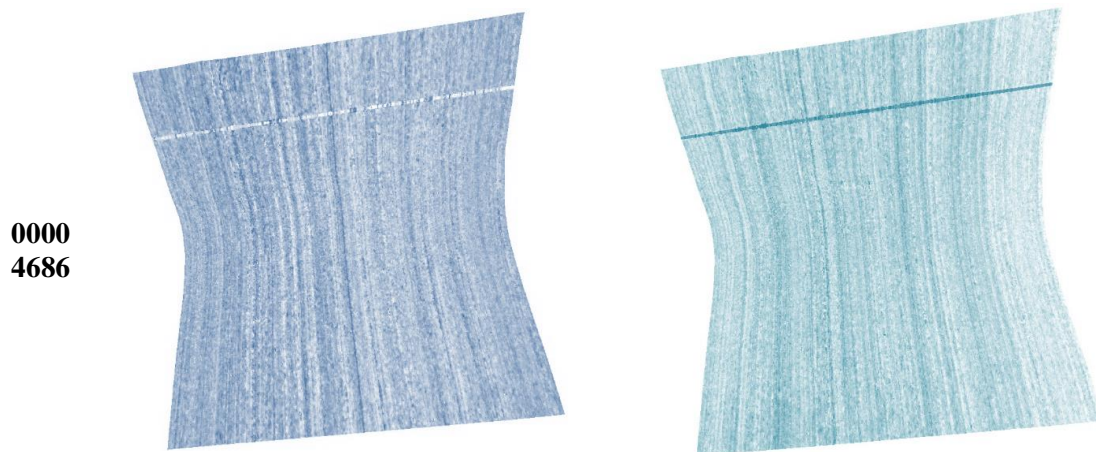
ESCENA

0000
9A1
6



0000
810
D





Nota. La información composicional de la superficie se representa visualmente en los productos generados.

Para cada uno de ellos, los sitios con minerales formados por la interacción de rocas de la superficie con agua líquida se resaltaron. Los productos (aquí denominados combinaciones RGB) varían según factores como el ángulo de incidencia solar, las pendientes de la superficie, las condiciones atmosféricas, los artefactos del detector y la respuesta a fases distintas a las que los productos pretendían mostrar. Por ejemplo, PHY y HYD pueden tener colores azulados debido a los efectos espectrales del hielo de agua, ya sea como heladas superficiales o neblina atmosférica. La geometría de la iluminación o las neblinas atmosféricas de polvo y hielo también pueden crear alteraciones en HYD y PHY (Viviano-Beck et al., 2014).

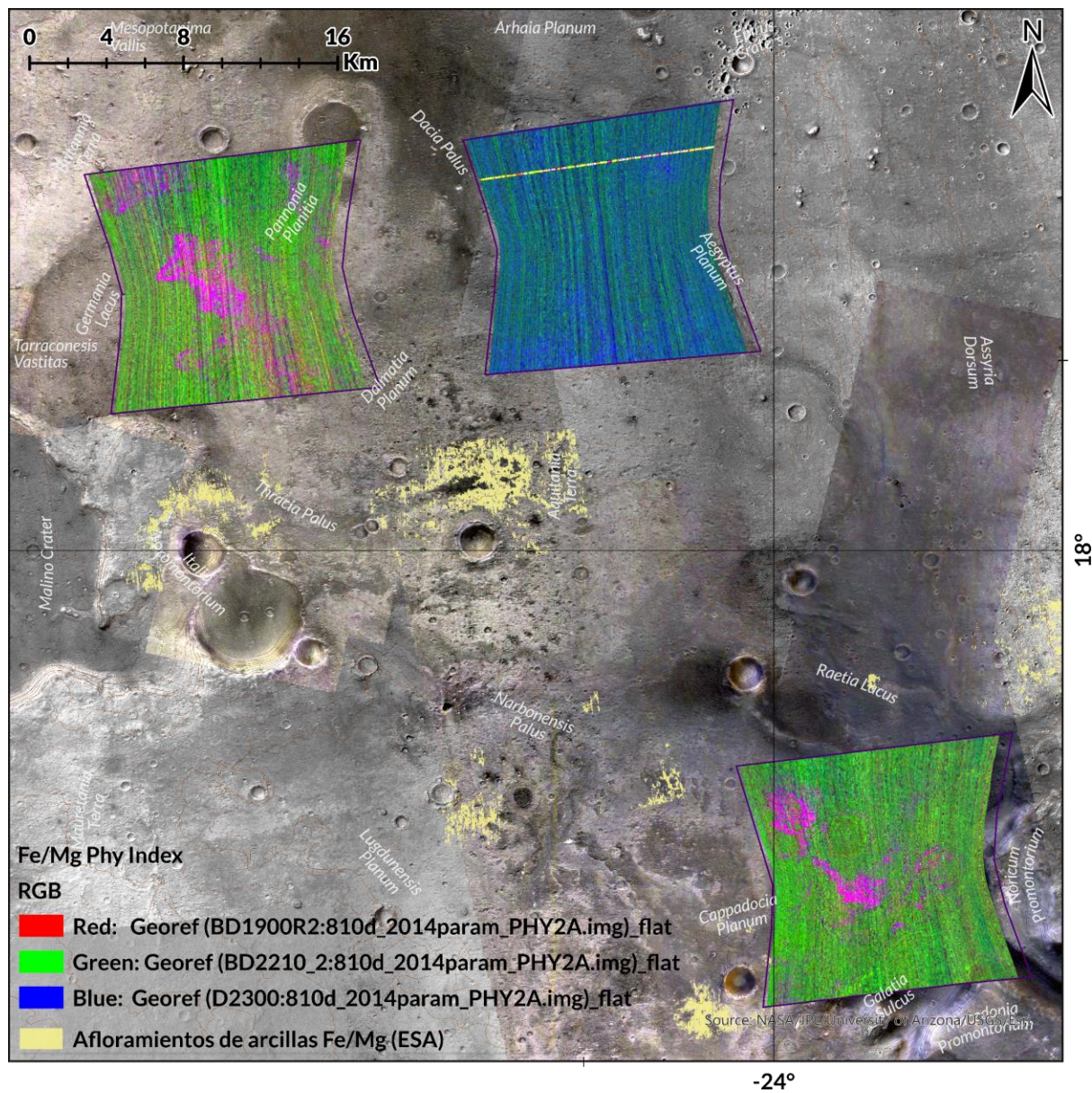
Índice PHY: En D2300 (introducido en el canal rojo) los valores más altos indican un mayor contenido de filosilicatos de hierro/magnesio; en BD2210 (canal verde) los valores más

altos indican un mayor contenido de filosilicatos de aluminio o sílice hidratada y en BD1900r2 (canal azul) los valores más altos indican un mayor contenido de minerales hidratados.

Índice HYD: En BD1900 (introducido en el canal rojo) los valores más altos indican un mayor contenido de minerales hidratados; en BD2100_2 (canal verde) los valores más altos indican mayor contenido de sulfatos monohidratados y en SINDEXT2 (canal azul) los valores más altos indican un mayor contenido de minerales o vidrios con agua molecular unida, disuelta o adsorbida, especialmente sulfatos. El índice HYD exhibe información relacionada con el agua unida a la estructura molecular de minerales. Los sulfatos polihidratados con bandas de absorción de 1,9 μm y 2,4 μm aparecen de color magenta. Los sulfatos monohidratados tienen una fuerte absorción de 2,1 μm y una banda de absorción débil en 2,4 μm y, por lo tanto, aparecen de color amarillo/verde. Los colores azules son indicativos de otros minerales hidratados (como arcillas, sílice hidratada, carbonato o zeolita). Por otro lado, la combinación PHY proporciona información sobre minerales hidroxilados, como filosilicatos. Los filosilicatos de Fe/Mg aparecen en rojo o magenta cuando están hidratados, mientras que los que contienen Al/Si-OH muestran tonos verdes o cian (Figura 19). Los azules señalan la presencia de otros minerales hidratados, como sulfatos, sílice hidratada, carbonato o agua helada. En PHY (RGB = D2300, D2200 y BD1900r2), todos los filosilicatos de Fe/Mg aparecen en un tono magenta debido a sus bandas de hidratación. Además, en PHY, las fases de Al-OH tienen un color verde/cian indistinguible si sus bandas de hidratación son comparables (Viviano-Beck et al., 2014) Para el cubo de datos 00004686 la distribución espacial de los datos es dispersa, lo que indica una concentración escasa a nula de minerales hidratados.

Figura 19

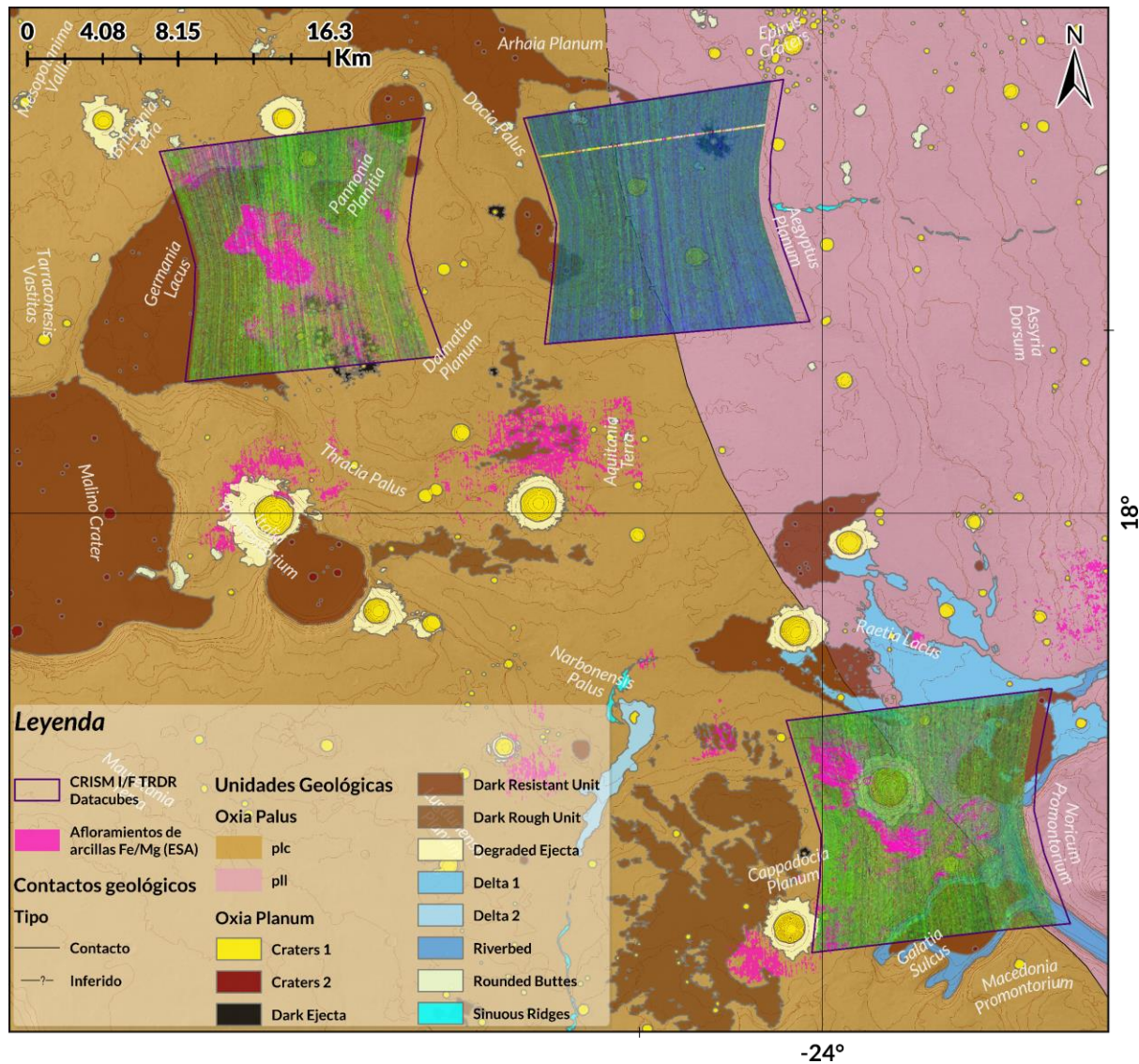
Enfoque a los índices espectrales PHY obtenidos procesando los datos CRISM.



Nota. La diferencia de colores entre el cubo de datos al noreste de la zona y los demás. Los colores azulados evidencian la ausencia de filosilicatos, por otro lado, el magenta es un indicador de presencia de filosilicatos de Fe/Mg.

Figura 20

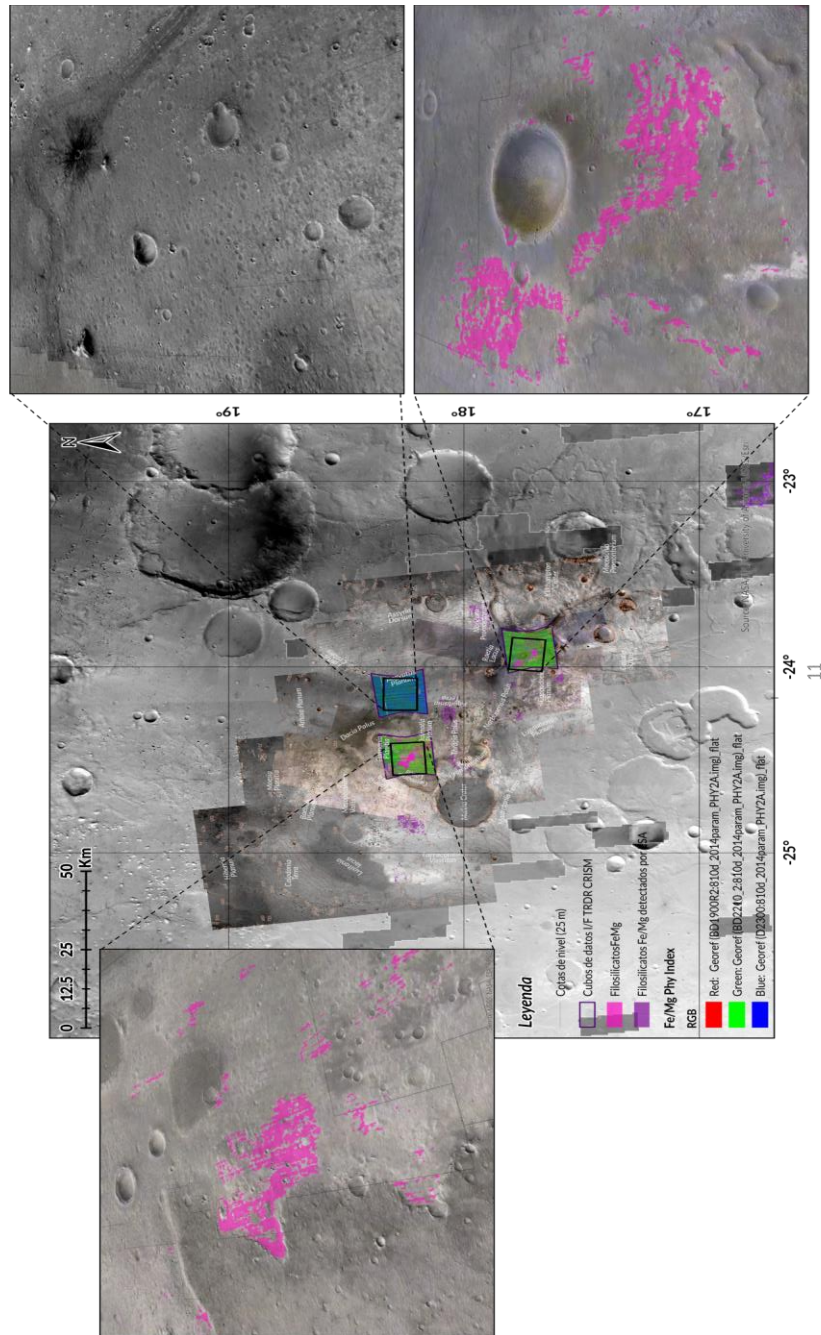
Enfoque a los índices espectrales PHY obtenidos procesando los datos CRISM superpuestos en el mapa geológico generado para la zona.



Nota. En fucsia se muestran las detecciones de la ESA para los filosilicatos de Fe/Mg. Modificado de Brossier et al., 2022.

Figura 21

Índices espectrales PHY y detecciones de filosilicatos de Fe/Mg para la zona.



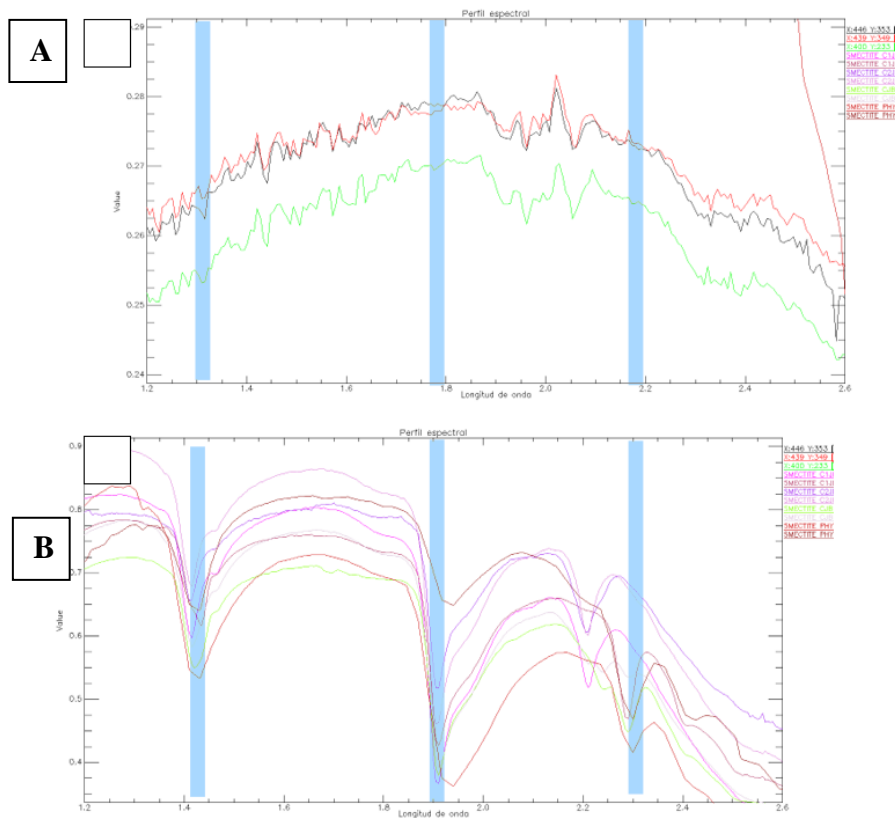
Nota. En fucsia se presentan aquellos detectados por las autoras y en morado aquellos detectados por la ESA.

5.3.2 Firmas espectrales

Las firmas espectrales extraídas fueron correlacionadas con las presentes en la biblioteca espectral MICA del Centro de Operaciones Científicas CRISM (2019). Este procedimiento se realizó únicamente para las escenas 0000810D y 00009A16 que mostraron contener minerales hidratados como los filosilicatos. Los diagramas de firmas espectrales grafican la reflectancia del objeto de estudio en función de la longitud de onda (Figura 22).

Figura 22

Diagrama de firmas espectrales obtenidas para los datos CRISM I/F corregidos y procesados.



Nota. A) Firmas de los datos extraídas por las autoras. B) Firmas espectrales de la esmectita extraídas de laboratorio de la biblioteca espectral MICA.

Las firmas espectrales extraídas (Figura 22, parte A) presentan una cantidad de ruido significativa de manera tal que los picos de absorción no pueden diferenciarse claramente del ruido. No obstante, sí es posible observar una tendencia descendiente en la reflectancia alrededor de la característica de absorción en $1.9 \mu\text{m}$ y otra cercana a $2.3 \mu\text{m}$. En $1.4 \mu\text{m}$ se observa un decrecimiento en la reflectancia, pero este no es claro por la cantidad de ruido que presenta en las cercanías a dicha longitud de onda.

Las firmas de laboratorio que mejor tuvieron correspondencia con las extraídas fueron las de la esmectita (Figura 22, parte B), sin embargo, los resultados carecen de precisión como para establecer un equivalente mineral.

6 Discusión

Las mediciones asociadas a la capa Cráter base en el software JMARS pueden ser propensas a errores debido a diversas razones. En primer lugar, los cráteres con un diámetro superior a 12 km, que podrían presentar un levantamiento central, pueden generar datos de profundidad inexactos. La interpretación errónea de los puntos más altos o bajos de los cráteres, así como la imprecisión en la determinación del tamaño del diámetro, podrían conducir a mediciones poco fiables. Adicionalmente, la ecuación empleada para calcular la profundidad original mediante un quinto no garantiza mediciones precisas para cada cráter, ya que se trata de una ecuación promedio. Esta aproximación puede introducir sesgos y limitaciones, contribuyendo a la falta de exactitud en las mediciones individuales de los cráteres. Otra fuente potencial de error radica en la determinación de la edad relativa utilizando el porcentaje ocupado. Al basarse en este método, los cráteres ubicados en áreas afectadas por fuertes vientos pueden presentar aparentemente una mayor antigüedad de la que realmente poseen.

La acción del viento puede acelerar el proceso de llenado de los cráteres, generando una percepción errónea de su edad relativa en comparación con aquellos situados en zonas con vientos más suaves. En consecuencia, la edad asignada a los cráteres podría ser falsa, afectando la interpretación precisa de la historia geológica del terreno analizado. Es esencial considerar estas posibles fuentes de error al interpretar los datos obtenidos mediante el software JMARS para garantizar resultados más precisos y confiables en el estudio de cráteres y su evolución. Además de las fuentes de error mencionadas previamente, es crucial tener en cuenta que las mediciones de los cráteres pueden verse afectadas por variaciones en las condiciones atmosféricas y geológicas locales. Por ejemplo, la presencia de polvo o partículas suspendidas en la atmósfera marciana

podría interferir con la captación de datos, afectando la precisión de las mediciones. Asimismo, factores como cambios en la composición del suelo o la presencia de rocas en los alrededores de los cráteres pueden influir en la interpretación de los resultados. Otro aspecto importante es la posible existencia de cráteres superpuestos, lo que complica la tarea de determinar la edad relativa de un cráter en particular.

La presencia de cráteres más jóvenes que se superponen a otros más antiguos puede generar confusiones en la asignación de edades y distorsionar la percepción temporal de los eventos geológicos. En términos de la metodología utilizada, la aplicación de una ecuación promedio para la determinación de la profundidad original podría no considerar las variaciones geológicas específicas de cada cráter. La geología local puede variar significativamente, y la adopción de un enfoque promedio podría no reflejar con precisión las características individuales de cada formación. Otro factor que puede introducir imprecisiones en las mediciones de cráteres es la variabilidad en la iluminación y sombras presentes en las imágenes satelitales utilizadas. La disposición de la luz solar puede afectar la percepción de la morfología del terreno y, por ende, influir en la estimación de dimensiones y profundidades de los cráteres. Dependiendo de la posición relativa del sol y la orientación del terreno, algunas características pueden resaltarse o atenuarse, generando posibles sesgos en las mediciones.

La resolución de las imágenes también desempeña un papel crucial. Imágenes de baja resolución pueden limitar la capacidad para distinguir detalles precisos, lo que podría resultar en mediciones menos exactas. Además, la calidad y calibración de los instrumentos a bordo de la

sonda espacial que captura las imágenes pueden introducir errores sistemáticos en los datos, afectando la confiabilidad de las mediciones.

Los cálculos de parámetros y la generación de índices espectrales a través de combinaciones de banda son herramientas útiles y efectivas en la búsqueda de minerales hidratados como los filosilicatos de Fe/Mg. Las zonas con presencia o ausencia de dichos minerales quedan en evidencia gracias a los colores que adquiere la imagen. Por ejemplo, en las escenas 00009A16 y 0000810D de la Figura 19 los minerales hidratados se observan en colores magenta o rojo, mientras que en 00004686 los colores no exhiben presencia de minerales hidratados. Esta representación visual es particularmente útil para localizar los puntos de muestreo de donde es más favorable extraer firmas espectrales. Nuestro mapa de abundancia mineral extraído a partir de los cálculos de índices espectrales coincide con los mapas generados para detectar filosilicatos de Fe/Mg por otros autores (Mandon et al., 2021).

Las arcillas están dispuestas sobre estratos de edad noaquiana. En algunas zonas, como en la escena 00009A16 las arcillas se hallan dispuestas en las inmediaciones de las eyectas de un cráter de impacto, lo que podría indicar que los minerales se exhumaron por el impacto. No obstante, esta no es la única causa por la cual las antiguas rocas de Oxia Planum se exponen en superficie. Las arcillas de la escena 0000810D son un ejemplo de que también se deben considerar otros procesos de exhumación (especialmente cuando no se hallan eyectas ni cráteres de impacto cerca) como los erosivos generados por agentes como el viento y el agua. En Marte, los filosilicatos de Fe/Mg se encuentran en una variedad de entornos geológicos, incluidos depósitos estratificados (por ejemplo, Mawrth Vallis), expuestos a través de cráteres de impacto (p. ej., en toda la región

de Tyrrhena Terra), en afloramientos de corteza expuesta y, con menor frecuencia, en abanicos aluviales. o deltas (Ehlmann et al., 2011b; Carter y otros, 2013b).

Teóricamente, los filosilicatos de Fe/Mg se identifican por sus características estructurales de absorción de H₂O y OH a 1.4 μm , una característica de 1.9 μm debido al H₂O estructural y una característica de ~2.28–2.32 μm que cambia a longitudes de onda más largas a medida que se intercambia Mg por Fe (Clark et al. otros, 1990). La comparación visual sobre los picos de absorción entre las firmas extraídas y las firmas de la biblioteca conllevó a suponer que la composición química del material en estudio puede ser similar a la de la esmectita de Fe/Mg porque indiscutiblemente el pico de absorción en 2.4 μm está prácticamente ausente y las demás características de absorción a pesar de parecer estar presentes, no son del todo nítidas. Aquí es válido recordar la complejidad del proceso de extracción de la firma espectral, la cual inicia desde el momento en que el sol irradia al planeta, se refleja, es medido por el sensor, transformado a información digital y posteriormente.

Creemos que el ruido en los datos espectrales puede ser corregido aplicando más técnicas que desenmascaren la señal objetivo como la división de los espectros I/F corregidos después del método Volcano-Scan por un espectro de los mismos datos corregidos para un área que parece espectralmente neutral. Este es un procesamiento usualmente recomendado por el equipo científico de CRISM que permite eliminar artefactos instrumentales y disminuye la influencia generada por arenas basálticas y regolitos, enfatizando los espectros minerales de interés. Además, es poco probable que incluso un solo píxel contenga un solo mineral puro, dando lugar a escenarios

naturales como mezcla espacial, mezclas íntimas o inclusive puede obedecer a fases geoquímicamente intermedias (K. Seelos et al. 2012).

En resumen, el análisis espectral permitió corroborar la existencia y abundancia de minerales hidratados en la superficie de Oxia Planum. Adicionalmente, se logró observar características espectrales de absorción relacionadas con el agua y grupos hidroxilo asociados a la estructura de los minerales del área de estudio.

7 Conclusiones

La historia de Marte revela una narrativa dinámica a través de sus periodos geológicos. Durante el noaquiario, eventos impactantes esculpieron cráteres, cuencas y sistemas volcánicos, proporcionando condiciones propicias para la vida. El hesperiano trajo decrecimiento en la actividad geológica, formando extensas llanuras volcánicas y depósitos de sulfatos. Las inundaciones catastróficas y la formación de canales definieron este periodo. El amazoniano, caracterizado por estabilidad y aridez, evidencia la evolución tardía de Marte, con erupciones volcánicas, deshielo polar y la formación de óxido férrico anhidro. Estos periodos ofrecen claves cruciales para entender el pasado marciano y guiar futuras exploraciones en busca de posibles indicios de vida. La variabilidad en la presencia de minerales hidratados en cráteres de diferentes edades podría estar relacionada con cambios en la disponibilidad y la presencia de agua en la región. En conjunto, la correlación entre las edades de los cráteres y la presencia de minerales hidratados en Oxia Planum podría ayudar a reconstruir la historia del agua en Marte y proporcionar información sobre las condiciones ambientales pasadas en esta área específica del planeta.

En Marte, aplicar la datación radiométrica sigue siendo un desafío hasta que podamos estudiar rocas directamente en un laboratorio. Actualmente, nuestras herramientas de exploración se limitan a fotografías orbitales. El análisis de estas imágenes revela una prevalencia de cráteres en Marte, suscitando la pregunta de cómo se pueden utilizar los cráteres para descifrar información sobre la superficie marciana. En general, la abundancia de cráteres en la superficie de un planeta puede indicar su edad, con más cráteres sugiriendo una superficie más antigua. Sin embargo, se debe tener precaución al aplicar este principio. La teoría predominante sobre la formación planetaria sugiere la acreción a partir de cuerpos más pequeños, lo que resulta en una etapa inicial de formación de cráteres tanto grandes como pequeños. A medida que el tiempo avanza, la tasa de

formación de cráteres disminuye, dividiendo la historia de la formación de cráteres en tres periodos: la formación de cráteres grandes y pequeños, seguida por la formación de solo cráteres pequeños y, finalmente, una etapa con muy pocos cráteres formados. Este marco implica que, dado que la formación de planetas está impulsada por impactos, se esperaría una distribución uniforme de cráteres grandes y pequeños en todas las superficies planetarias.

Los cálculos espectrales aplicados a imágenes hiperespectrales CRISM permiten la creación de productos de exploración visualmente interpretables. Se logró construir dos combinaciones de bandas que destacan la presencia de agua molecular en minerales, o la presencia de minerales hidroxilados, particularmente filosilicatos de Fe/Mg, identificables por colores específicos. La identificación de filosilicatos de Fe/Mg se basa en características estructurales de absorción de H₂O y OH en longitudes de onda específicas, confirmando su presencia en diversos entornos geológicos marcianos. Estos resultados son esenciales para comprender la composición y propiedades de las rocas, proporcionando información valiosa para la investigación geológica en Marte y demostrando la utilidad de la espectroscopía en la exploración planetaria.

8 Recomendaciones

Consideramos que nuestros datos espectrales deben someterse a más procesamiento para disminuir el ruido y lograr una información más clara, especialmente en las longitudes de onda donde se encuentran las características de absorción de interés.

Referencias Bibliográficas

- Almeida & Meneses. (2012). Introdução Ao Processamento De Imagens De Sensoriamento Remoto.
- Anouck, O. (2012). Depouillement et interpretation des donnees spatiales d'imagerie hyperspectrale de mars.
- Barlow, N. G., Bradley, T. A., & Zimbelman, J. R. (2000). Martian impact crater ejecta morphologies as a record of atmospheric and subsurface conditions. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 105(E4), 9355-9371.
- Barlow, N. G., et al. (2014). An overview of the geology and morphological diversity of Martian impact craters. *Icarus*, 230, 234-255.
- Carr, M. H., et al. (1977). Volcanism on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 82(28), 4055–4072.
- Carter, J., Poulet, F., Bibring, J., Mangold, N., & Murchie, S. (2013). Hydrous minerals on mars as seen by the CRISM and OMEGA imaging spectrometers: Updated global view. *Journal of Geophysical Research. Planets*, 118(4), 831-858. doi:10.1029/2012JE004145
- CRISM Science Operations Center. (2019). The MICA Files. Version 1.
- Chuvieco, E. (2016). *Fundamentals of satellite remote sensing: An environmental approach*. CRC press.
- Du, P., Yuan, P., Liu, J., & Ye, B. (2023). Clay minerals on mars: An up-to-date review with future perspectives. *Earth-Science Reviews*, 243, 104491. doi:10.1016/j.earscirev.2023.104491
- Ehlmann, B. L., Berger, G., Mangold, N., Michalski, J. R., Catling, D. C., Ruff, S. W., Poulet, F. (2013). Geochemical consequences of widespread clay mineral formation in mars' ancient crust. *Space Science Reviews*, 174(1), 329-364. doi:10.1007/s11214-012-9930-0

- Ehlmann, B. L., Mustard, J. F., Murchie, S. L., Bibring, J., Meunier, A., Fraeman, A. A., & Langevin, Y. (2011). Subsurface water and clay mineral formation during the early history of mars. *Nature*, 479(7371), 53-60. doi:10.1038/nature10582
- ESA. (2019). Recurso web tomado de European Space Agency. Recuperado electrónicamente de https://www.esa.int/Science_Exploration/Human_and_Robotic_Exploration/Exploration/ExoMars/ExoMars_rover
- Gupta, R. P. (2017). Remote sensing geology. Springer.
- Horgan, B. H. N., Anderson, R. B., Dromart, G., Amador, E. S., & Rice, M. S. (2020). The mineral diversity of jezero crater: Evidence for possible lacustrine carbonates on mars. *Icarus*, 339, 113526. doi:10.1016/j.icarus.2019.113526
- Mandon, L., Parkes Bowen, A., Quantin-Nataf, C., Bridges, J. C., Carter, J., Pan, L., Thollot, P. (2021). *Morphological and spectral diversity of the clay-bearing unit at the ExoMars landing site oxia planum* Mary Ann Liebert Inc. doi:10.1089/ast.2020.2292
- McGuire, P. C., Bishop, J. L., Brown, A. J., Fraeman, A. A., Marzo, G. A., Frank Morgan, M., Wolff, M. J. (2009). An improvement to the volcano-scan algorithm for atmospheric correction of CRISM and OMEGA spectral data. *Planetary and Space Science*, 57(7), 809-815. doi: 10.1016/j.pss.2009.03.007
- Mustard, J. F., Murchie, S. L., Pelkey, S. M., Ehlmann, B. L., Milliken, R. E., Grant, J. A., . . . Wolff, M. (2008). Hydrated silicate minerals on mars observed by the mars reconnaissance orbiter CRISM instrument. *Nature*, 454(7202), 305-309. doi:10.1038/nature07097
- Quantin-Nataf, C., Carter, J., Mandon, L., Thollot, P., Balme, M., Volat, M., Broyer, J. (2021). *Oxia planum: The landing site for the ExoMars "Rosalind franklin" rover mission: Geological context and prelanding interpretation* Mary Ann Liebert Inc. doi:10.1089/ast.2019.2191

- Reyes Ayala, K. I., Kajdič, P., Urrutia Fucugauchi, J., Martínez Frías, J., Vago, J. L., Durand Manterola, H., & González Torres, E. A. (2023). Mapping the mineralogy in the oxia planum and mawrth vallis ExoMars landing sites – implications for aqueous alteration and paleoenvironmental evolution. *Revista Mexicana De Ciencias Geológicas*, 40(2), 174-186. doi:10.22201/cgeo.20072902e.2023.2.1744
- Viviano-Beck, C. E., Seelos, F. P., Murchie, S. L., Kahn, E. G., Seelos, K. D., Taylor, H. W., Morgan, M. F. (2014). Revised CRISM spectral parameters and summary products based on the currently detected mineral diversity on mars. *Journal of Geophysical Research. Planets*, 119(6), 1403-1431. doi:10.1002/2014JE004627
- Wilhelms, D. E., & Squyres, S. W. (1984). The martian hemispheric dichotomy may be due to a giant impact. *Nature*, 309(5964), 138-140. doi:10.1038/309138a0
- Zhang, Z., & Moore, J. C. (2015). Chapter 4 - remote sensing. In Z. Zhang, & J. C. Moore (Eds.), *Mathematical and physical fundamentals of climate change* (pp. 111-124). Boston: Elsevier. doi:10.1016/B978-0-12-800066-3.00004-8 Retrieved from <https://www.sciencedirect.com/bibliotecavirtual.uis.edu.co/science/article/pii/B9780128000663000048>