



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
CIENCIAS ATMOSFÉRICAS, ESPACIALES Y PLANETARIAS

**DIVERSIDAD MINERALÓGICA EN OXIA PLANUM Y MAWRTH VALLIS,
MARTE: ORIGEN E IMPLICACIONES PALEOAMBIENTALES**

T E S I S

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

PRESENTA
ING. KAREN ITZEL REYES AYALA

TUTOR
DR. PRIMOŽ KAJDIČ
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS ESPACIALES, INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM

COMITÉ TUTOR
DR. JESÚS MARTÍNEZ-FRÍAS
INSTITUTO DE GEOCIENCIAS, UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID-CSIC

DR. ENRIQUE ALEJANDRO GONZÁLEZ TORRES
FACULTAD DE INGENIERÍA E INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM

DR. HÉCTOR JAVIER DURAND MANTEROLA
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS ESPACIALES, INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD.MX. OCTUBRE DE 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Diversidad mineralógica en Oxia Planum y Mawrth Vallis, Marte: Origen e implicaciones paleoambientales

Sustentante:

Karen Itzel Reyes Ayala, Instituto de Geofísica UNAM

Tutor:

Dr. Primož Kajdič

Asesor externo:

Dr. Jesús Martínez-Frías

Comité tutor:

Dr. Jesús Martínez-Frías

Dr. Enrique Alejandro González Torres

Dr. Héctor Javier Durand Manterola

Jurado asignado

Presidente:

Dr. Jaime Humberto Urrutia Fucugauchi

Vocal:

Dr. Enrique Alejandro González Torres

Secretario:

Dr. Primož Kajdič

Primer suplente:

Dr. Héctor Javier Durand Manterola

Segundo suplente:

Dr. Jesús Martínez-Frías

Diversidad mineralógica en Oxia Planum y Mawrth Vallis, Marte: Origen e implicaciones paleoambientales

Karen Itzel Reyes Ayala

Dirigida por Dr. Primož Kajdič y Dr. Jesús Martínez-Frías

Código de ética

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría.

Todas las citas de, o referencias a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

*When we explore the Moon or Mars, we really explore
ourselves and learn more accurately how we fit in.*

Michael Collins, Apollo 11 Command Module Pilot

Con todo mi amor para mis padres Tere y Carlos, por sus grandes sacrificios, por sus inigualables consejos y por impulsarme siempre a ser mejor. Gracias a su amor y su apoyo incondicional puedo ver alcanzada otra meta en mi carrera. Todo lo que soy es gracias a ustedes.

A Omar Lusthoff, por tu apoyo y cariño a lo largo de este tiempo.

Con amor para mis hermanos Deira e Ian.



Agradecimientos

Al **Dr. Primož Kajdič**. Es un honor para mí haber contado con la tutoría de una excelente persona y un gran investigador. Gracias por compartir su conocimiento conmigo, por la revisión tan minuciosa a cada avance, por sus consejos, sugerencias y por estar dispuesto en todo momento a ayudarme. Pero sobre todo le agradezco el haber creído en mis capacidades y darme la oportunidad de adentrarme en el estudio de las Ciencias Espaciales. Gracias a su incesante apoyo pude dedicarme a lo que me apasiona, la Geología Planetaria. Ha sido un privilegio trabajar con usted durante estos 5 años. ¡Najlepša hvala za vso podporo!

Al **Dr. Jesús Martínez-Frías**. Gracias infinitas por haber aceptado codirigir este trabajo. Fue un placer contar con la colaboración de un científico tan destacado y reconocido en el campo de la Geología Planetaria y la Astrobiología. Gracias por centrar mis ideas e irle dando forma a mi trabajo. Le agradezco por su tiempo prestado en responder mis correos, por las charlas para revisar mis avances, por sus valiosas correcciones y recomendaciones, así como por su revisión final que perfeccionó mi tesis.

Al **Dr. Enrique Alejandro González Torres**. Por su gran calidad humana, por ser un excelente profesor que me inculcó el amor por la geología. Gracias por interesarse tanto en mi trabajo, por el tiempo dedicado en las evaluaciones semestrales y al revisar esta tesis.

Al **Dr. Héctor Javier Durand Manterola**, por aceptar ser miembro del comité tutor y del jurado. Gracias por sus atinadas observaciones y sus excelentes recomendaciones en cada evaluación que sirvieron para enriquecer el presente trabajo. Al **Dr. Jaime Humberto Urrutia Fucugauchi** por tomarse el tiempo para revisar mi trabajo y aceptar ser miembro del jurado.

Al **Dr. Jorge L. Vago**. Muchas gracias por seguir al pendiente de mi trabajo y por su visto bueno en esta tesis. La estancia en ESTEC y la información que me proporcionó sobre la misión ExoMars me siguieron siendo útiles para el desarrollo de este nuevo proyecto, por ello le estaré eternamente agradecida.

Al **Dr. Olivier Witasse**, por hacer posible mi estancia en ESTEC, porque gracias a ello he tenido material disponible y han surgido ideas nuevas. ¡Merci beaucoup!

Resumen

Diversidad mineralógica en Oxia Planum y Mawrth Vallis, Marte: Origen e implicaciones paleoambientales

Oxia Planum y Mawrth Vallis han sido recomendados como sitios candidatos para el aterrizaje del rover Rosalind Franklin, que forma parte de la misión ExoMars 2020. Ambos sitios de aterrizaje preservan un rico registro de la historia geológica de Marte así como una diversidad mineralógica intrigante.

Es necesario estudiar el significado mineralógico, geoquímico y paleoambiental de los minerales presentes en ambas regiones porque éstos pueden tener relación con posibles zonas de habitabilidad. Para obtener la información mineralógica se utilizan datos de espectrómetros como CRISM, TES (NASA) y OMEGA (ESA).

A nivel global, Marte tiene una corteza superior de composición basáltica con cantidades regionalmente variables de minerales primarios como plagioclasa, piroxeno, olivino, K-feldespatos y anfíbol. Estos minerales están presentes en ambos sitios de aterrizaje. Minerales secundarios también forman parte de la composición de la superficie de ambas zonas. Entre éstos están: óxidos (hematita, ferrihidrita, cuarzo y ópalo), carbonatos (calcita y dolomita), sulfatos (jarosita, bassanita, melanterita, rozenita, copiapita y ferricopiapita) y silicatos (pigeonita, caolinita, vermiculita, saponita, nontronita, montmorillonita, hectorita, illita, glauconita, imogolita, alófono, hisingerita, halloysita y zeolita).

El agua en Marte temprano era una condición necesaria para la formación de estos minerales secundarios, ésta debe haber actuado en procesos superficiales y endógenos. El origen más probable es el hidrotermal, aunque no se descarta que en la superficie se pudieran formar minerales en ambientes esporádicos, a corto plazo, cálidos y húmedos que sostenían grandes cuerpos de agua líquida.

La coexistencia de minerales de tipo óxido, carbonato, sulfato y silicato en Marte, sugieren estadios hidrotermales de alteraciones diferentes, diferentes procesos mineralogénicos y un pH heterogéneo de la solución, del cual precipitaron, que dependía del ambiente local. Estas mismas asociaciones minerales se observan en los análogos terrestres como Río Tinto o El Barranco del Jaroso, España.

Los sitios potenciales donde podría haberse formado la vida primitiva en Marte, incluyen áreas donde los sistemas hidrotermales pudieron estar presentes. Es probable que en Oxia Planum y Mawrth Vallis hayan estado dichos sistemas. Un ambiente hidrotermal, con un pH neutro habría sido favorable para la vida, aunque microorganismos acidófilos pueden adaptarse a condiciones de pH extremas similares a las condiciones en las que se forman algunos sulfatos y óxidos. Es posible que el rover, que perforará dos metros en el subsuelo, encuentre evidencias convincentes de vida marciana.

Palabras clave: Marte, mineralogía, alteración acuosa, hidrotermalismo, ExoMars

Abstract

Mineralogical diversity in Oxia Planum and Mawrth Vallis, Mars: Origin and paleoenvironmental implications

Oxia Planum and Mawrth Vallis have been recommended as candidate landing sites for the Rosalind Franklin rover that forms part of the ExoMars 2020 mission. Both landing sites preserve a rich record of the geological history of Mars and an intriguing mineralogical diversity.

It is necessary to study the mineralogical, geochemical and paleoenvironmental significance of the minerals present in both regions, because they may be related to possible potentially habitable zones. Spectrometer data such as CRISM, TES (NASA) and OMEGA (ESA) are used to obtain the mineralogical information,

Globally, Mars has a basaltic upper crust composition with regionally variable quantities of primary minerals such as plagioclase, pyroxene, olivine, K-feldspar and amphibole. These minerals are present at both landing sites. Secondary minerals are also part of the surface composition of both zones. Among these are: oxides (hematite, ferrihydrite, quartz and opal), carbonates (calcite and dolomite), sulfates (jarosite, bassanite, melanterite, rozenite, copiapite and ferricopiapite) and silicates (pigeonite, kaolinite, vermiculite, saponite, nontronite, montmorillonite, hectorite, illite, glauconite, imogolite, allophane, hisingerite, halloysite and zeolite).

Water on early Mars was a necessary condition for the formation of these secondary minerals, it must have acted in superficial and endogenous processes. The most probable origin is hydrothermal, although it is not ruled out that on the surface minerals could be formed in sporadic, short-term, warm and wet environments that sustained large bodies of liquid water.

The coexistence of oxide, carbonate, sulfate and silicate minerals on Mars suggests hydrothermal stages of different alterations, different mineralogenetic processes and a heterogeneous pH of the solution, from which they precipitated, which depended on the local environment. These same mineral associations are observed in terrestrial analogs such as Río Tinto or El Barranco del Jaroso, Spain.

Potential sites where primitive life on Mars could have formed include areas where hydrothermal systems might be present. It is likely that Oxia Planum and Mawrth Vallis have been in these systems. A hydrothermal environment with a neutral pH would have been favorable for life, although acidophilic microorganisms can adapt to extreme pH conditions similar to the conditions under which some sulfates and oxides are formed. It is possible that the rover, which will drill two meters underground, finds convincing evidence of Martian life.

Keywords: Mars, mineralogy, aqueous alteration, hydrothermal, ExoMars

Contenido

- Introducción I
- Objetivos..... II
 - Objetivo general..... II
 - Objetivos particulares II
- Hipótesis..... II
- Organización de la tesis II
 - Marco teórico III
 - Metodología y herramientas usadas III
 - Resultados III
 - Análisis de resultados III
- Capítulo 1. Antecedentes 1**
 - Marte: Superficie e interior 1
 - 1.1. Características generales..... 1
 - 1.2. Formación planetaria y estructura global 2
 - 1.2.1. Corteza Marciana 3
 - 1.2.2. Manto marciano..... 5
 - 1.2.3. Núcleo marciano 6
 - 1.2.4. InSight 6
 - 1.3. Topografía..... 7
 - 1.4. Tectónica 9
 - 1.5. Vulcanismo marciano..... 10
 - 1.6. Escala de tiempo geológico..... 13
 - 1.6.1. Pre- Noéico (hace 4.5-4.1 mil millones de años)..... 13
 - 1.6.2. Noéico (hace 4.1-3.7 mil millones de años)..... 13
 - 1.6.3. Hespérico (hace 3.7-2.9 mil millones de años) 15
 - 1.6.4. Amazónico (hace 2.9 mil millones de años- presente)..... 15
- Capítulo 2. Evidencias de agua en Marte..... 18**
 - 2.1. Canales marcianos 19
 - 2.2. Redes de valle..... 20
 - 2.3. Lagos 22
 - 2.4. Deltas 23

2.5. Abanicos aluviales.....	24
2.6. Barrancos marcianos.....	25
2.7. Líneas recurrentes en pendientes (RLS)	26
2.8. Evidencia de agua líquida en el cráter Gale.....	28
2.9. Agua actual en Planum Australe.....	29
Capítulo 3. Geología y características generales	31
Sitios de aterrizaje de ExoMars 2020.....	31
3.1. División de la superficie de Marte	31
3.1.1. Oxia Palus.....	33
3.2. Oxia Planum.....	37
3.2.1. Contexto general.....	37
3.2.2. Elipses de aterrizaje propuestas	38
3.2.3. Geología	38
3.2.3.1. Abanico.....	39
3.2.3.2. Redes de valles y canales	41
3.2.3.3. Flujo de lava	42
3.2.4. Edades.....	43
3.3. Mawrth Vallis	47
3.3.1. Contexto general.....	47
3.3.2. Elipses de aterrizaje propuestas	48
3.3.3. Geología	48
3.3.3.1. Canal de desbordamiento.....	49
3.3.3.2. Redes de valles	50
3.3.3.3. Unidades litológicas	51
3.3.4. Edades.....	53
Capítulo 4. Mineralogía en Oxia Planum y Mawrth Vallis	56
4.1. JMARS (Java Mission Planning and Analysis for Remote Sensing).....	56
4.2. TES (Thermal Emission Spectrometer).....	57
4.3. CRISM (The Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars).....	59
4.4. OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité)	61
4.5. Minerales en Oxia Planum	61
4.5.1. Mapas de detecciones de minerales.....	61
4.5.2. Minerales detectados en estudios previos.....	71

4.6. Minerales en Mawrth Vallis	76
4.6.1. Mapas de detecciones minerales	76
4.6.2. Minerales detectados en estudios previos.	85
Capítulo 5. Significado mineralógico, geoquímico y paleoambiental	94
5.1. Minerales encontrados	94
5.2. Significado mineralógico y ocurrencia geológica	100
5.2.1. Óxidos	102
5.2.1.1. Óxidos en Marte y ambiente de formación	103
5.2.2. Carbonatos	106
5.2.2.1. Carbonatos en Marte y ambiente de formación.....	107
5.2.3. Sulfatos	110
5.2.3.1. Sulfatos en Marte y ambiente de formación	111
5.2.4. Silicatos.....	114
5.2.4.1. Silicatos en Marte y ambiente de formación	115
5.2.4.1.1. Nesosilicatos e inosilicatos	115
5.2.4.1.2. Filosilicatos en Marte	116
5.2.4.1.3. Filosilicatos, grupo de la caolinita	116
5.2.4.1.4. Filosilicatos, grupo de las esmectitas	116
5.2.4.1.5. Filosilicatos, grupo de la illita	117
5.2.4.1.6. Filosilicatos, alófano, hisingerita y halloysita.....	118
5.2.4.1.7. Tectosilicatos.....	119
Capítulo 6. Discusiones	121
6.1. Origen de los minerales	124
6.1.1. Ambientes hidrotermales	124
6.1.2. Formación de minerales secundarios en superficie	127
6.2. Coexistencia de óxidos, carbonatos, sulfatos y filosilicatos	128
6.3. Cuerpos de agua	129
6.4. Ambientes análogos marcianos en la Tierra	130
6.5. Posibilidad de vida extraterrestre	131
Capítulo 7. Conclusiones	135
Bibliografía	138
Apéndice 1.....	152
Conteo de cráteres en Oxia Planum	152

Apéndice 2.....	158
Conteo de cráteres en Mawrth Vallis	158
Apéndice 3.....	166
Datos disponibles CRISM y OMEGA en Oxia Planum	166
Apéndice 4.....	167
Datos disponibles CRISM y OMEGA en Mawrth Vallis	167

Lista de figuras

Figura 1.1. Espesor de la Corteza de Marte	4
Figura 1.2. Mapas de la topografía marciana y el grosor de la corteza.....	8
Figura 1.3. Modelo híbrido de la formación de la dicotomía marciana	9
Figura 1.4. Región de Tharsis	9
Figura 1.5. Características volcánicas	11
Figura 1.6. Monte Olimpo	12
Figura 1.7. Eventos principales en la historia de Marte	14
Figura 2.1. Distribución global de las redes de valle más grandes	21
Figura 2.2. 210 lagos de cuenca abierta.....	22
Figura 2.3. Abanicos aluviales en el cráter Mojave.....	24
Figura 2.4. Barrancos.....	25
Figura 2.5. Líneas recurrentes en pendientes (RLS).....	26
Figura 2.6. RLS confirmadas	27
Figura 2.7. Comparación de conglomerados en Marte y en un análogo terrestre	29
Figura 2.8. Planum Australe.....	30
Figura 3.1. Mapa de la superficie de Marte dividida en cuadriláteros	34
Figura 3.2. Cuadrilátero Oxia Palus MC-11.....	35
Figura 3.3. Mapa composicional TES del cuadrángulo Oxia Palus.....	36
Figura 3.4. Oxia Planum	37
Figura 3.5. Unidades geológicas detectadas en Oxia Planum.....	39
Figura 3.6. Sistema deltaico a la salida de Cooon Vallis	40
Figura 3.7. Perfil de elevación en el abanico	40
Figura 3.8. Redes de valles en la parte sureste de Oxia Planum.....	41
Figura 3.9. Morfologías invertidas	42
Figura 3.10. Flujo de lava y filosilicatos	42
Figura 3.11. Transición entre el flujo de lava y los filosilicatos	43
Figura 3.12. Conteo de cráteres en Oxia Planum.....	44
Figura 3.13. Edades relativas de Oxia Planum.....	45
Figura 3.14. Mawrth Vallis	47
Figura 3.15. Región de Mawrth Vallis	49
Figura 3.16. Redes de valles en Mawrth Vallis	50

Figura 3.17. Posiciones estratigráficas de las principales subunidades en el área de Mawrth Vallis	51
Figura 3.18. Arcillas en capas en las mesetas de Mawrth Vallis	52
Figura 3.19. Conteo de cráteres en Mawrth Vallis	54
Figura 3.20. Edades relativas de Mawrth Vallis	55
Figura 4.1. JMARS	57
Figura 4.2. Mapas globales de minerales de TES	58
Figura 4.3. Espectros de laboratorio con los que se comparan los datos de CRISM	60
Figura 4.4. CRISM y OMEGA en Oxia Planum	62
Figura 4.5. Minerales hidratados en Oxia Planum	63
Figura 4.6. Anfíbol detectado con TES en Oxia Planum	65
Figura 4.7. Carbonato (calcita y dolomita) detectado con TES en Oxia Planum	65
Figura 4.8. Feldespato potásico (microclina) detectado con TES en Oxia Planum	66
Figura 4.9. Hematita detectada con TES en Oxia Planum	66
Figura 4.10. Plagioclasa en Oxia Planum detectado con TES	67
Figura 4.11. Sílice (cuarzo) detectado con TES en Oxia Planum	67
Figura 4.12. Sulfatos (anhidrita y yeso) detectados con TES en Oxia Planum	68
Figura 4.13. Olivino en Oxia Planum detectado con TES	68
Figura 4.14. Piroxeno en Oxia Planum detectado con el instrumento OMEGA	69
Figura 4.15. Óxido férrico en Oxia Planum detectado con OMEGA	69
Figura 4.16. Basalto y andesita en todo Oxia Planum detectado con TES	70
Figura 4.17. Imagen CRISM FRT0000810D	72
Figura 4.18. Imagen CRISM FRT00004686.	73
Figura 4.19. Imagen CRISM FRT00009A16	74
Figura 4.20. Imagen CRISM FRT00008438	75
Figura 4.21. CRISM y OMEGA en Mawrth Vallis	77
Figura 4.22. Minerales hidratados en Mawrth Vallis.	78
Figura 4.23. Anfíbol detectado con TES en Mawrth Vallis	79
Figura 4.24. Carbonato (calcita y dolomita) con TES en Mawrth Vallis	79
Figura 4.25. Feldespato potásico (microclina) detectado con TES en Mawrth Vallis	80
Figura 4.26. Hematita en Mawrth Vallis detectada con TES	80
Figura 4.27. Plagioclasa detectado con TES en Mawrth Vallis	81
Figura 4.28. Sílice (cuarzo) en Mawrth Vallis detectado con TES	81
Figura 4.29. Sulfatos (anhidrita y yeso) en Mawrth Vallis detectado con TES	82

Figura 4.30. Olivino en Mawrth Vallis detectado con TES	82
Figura 4.31. Óxido férrico en Mawrth Vallis detectado con OMEGA	83
Figura 4.32. Piroxeno en Mawrth Vallis detectado con OMEGA.....	83
Figura 4.33. Basalto y andesita en todo Mawrth Vallis detectado con TES	84
Figura 4.34. Imagen CRISM FRT0000AA7D	85
Figura 4.35. Espectros y ubicaciones de la fase hidratada identificada en Mawrth Vallis ...	86
Figura 4.36. Filossilicatos a lo largo del canal de Mawrth Vallis	87
Figura 4.37. Imagen CRISM HRL000043EC.....	88
Figura 4.38. Imagen CRISM FRT0000AA7D y FRT0000863E	89
Figura 4.39. Promedios de los espectros de IF relativos de CRISM.....	90
Figura 4.40. Espectro CRISM HRL000043EC.....	90
Figura 4.41. Ejemplos seleccionados de espectros minerales en Mawrth Vallis	91
Figura 4.42. Espectros seleccionados en Mawrth Vallis comparados con espectros de laboratorio.....	92
Figura 4.43. Modelado de datos TES en Mawrth Vallis	92
Figura 5.1. Mapa mineralógico de Oxia Planum y Mawrth Vallis.....	99
Figura 6.1. Diagrama de minerales en Oxia Planum y Mawrth Vallis.....	123
Figura 6.3. Formación de depósitos de sulfatos en Marte	126

Lista de cuadros

Cuadro 1.1. Tierra y Marte	3
Cuadro 1.2. Comparación entre los eventos de Marte y la Tierra.....	17
Cuadro 2.1. Canales de Marte.....	19
Cuadro 3.1. División de la superficie de Marte en 30 cuadriláteros	33
Cuadro 5.1. Minerales por CRISM, OMEGA y TES en Oxia Planum y Mawrth Vallis	98
Cuadro 5.2. Clasificación de minerales según Nickel-Strunz.....	101

Introducción

Se tiene la certeza de que Marte alguna vez fue activo geológicamente, teniendo procesos similares a los que ocurren en la Tierra. En el planeta se ha encontrado evidencia de que en el pasado existió vulcanismo, un ciclo del agua con lagos, redes de valles, canales fluviales, mares, océanos e incluso actividad hidrotermal.

Está claro que la exploración de Marte no ha concluido, futuras misiones tienen como objetivo investigar más a fondo esta geología marciana y encontrar evidencia clara de vida actual o pretérita en el planeta rojo. Una de estas misiones es ExoMars, proyecto conjunto de la Agencia Espacial Europea (ESA) y la Agencia Espacial Federal Rusa (ROSCOSMOS).

La misión ExoMars (Exobiology on Mars) tiene como objetivos principales buscar pistas de vida tanto en el pasado como en la actualidad, investigar cómo el agua y el ambiente geoquímico marciano varían con el tiempo y estudiar la composición de los gases traza existentes en la atmósfera, así como sus fuentes de origen.

Dentro del programa ExoMars se prevén dos lanzamientos: uno consiste en un Orbitador de Gases Traza (TGO) más un Módulo Demostrador de Entrada, Descenso y Aterrizaje (EDM), conocido como Schiaparelli, que fue lanzado el 14 de marzo de 2016. El otro, consiste en un rover, recientemente nombrado Rosalind Franklin, con un lanzamiento programado para el año 2020. El rover perforará el suelo marciano hasta una profundidad de dos metros para tomar muestras del terreno y analizar su composición.

Los sitios Oxia Planum y Mawrth Vallis han sido recomendados como candidatos finales para el aterrizaje del rover Rosalind Franklin. Ambos sitios se localizan al norte de Ecuador, hay evidencia de que albergaron agua en abundancia y han sido elegidos por su baja altitud y la ausencia de obstáculos que pongan en peligro la misión.

Determinar la composición mineralógica de la capa superficial en Oxia Planum y Mawrth Vallis proporciona un medio para comprender su origen e historia. A su vez, este conocimiento es esencial para comprender la historia climática y geológica del planeta en su conjunto.

El descubrimiento de minerales como filosilicatos, carbonatos y algunos sulfatos sobre la superficie de Marte sugiere la presencia de importantes cantidades de agua durante algunas etapas de su historia geológica, ya que la mayoría de estos minerales tienen su origen en procesos íntimamente ligados a la presencia de agua líquida. Por lo tanto la génesis de estos minerales podría tener relación con posibles signos de zonas de habitabilidad en el planeta, ya que el agua es un elemento indispensable para generar y sostener vida tal como la conocemos.

Aunque la superficie de Marte es inhóspita hoy en día, existe una clara evidencia de que en el pasado distante, el clima marciano permitió que el agua líquida se acumulara. La presencia de paisajes acuosos aunado a la presencia de diferentes minerales descubiertos en

distintas zonas del planeta, sugiere que el agua estuvo presente sobre todo al principio de su historia, hace 3,800 millones de años.

Objetivos

Objetivo general

El objetivo general de este trabajo es aportar el significado mineralógico, geoquímico y paleoambiental de los minerales presentes en las regiones marcianas Oxia Planum y Mawrth Vallis, específicamente los minerales hidratados, considerando la paragénesis mineral que sea común a los objetivos de habitabilidad.

Objetivos particulares:

1. Contextualizar las evidencias de agua en la superficie de Marte.
2. Identificar las características generales y la geología de Oxia Planum y Mawrth Vallis.
3. Con base en datos publicados en la literatura y en espectros estándares, determinar la mineralogía presente en las zonas de estudio, específicamente los relacionados con el agua.
4. Caracterizar el origen de los minerales hallados, así como los paleoambientes geológicos en Marte y sus implicaciones astrobiológicas.

Hipótesis

El hecho de encontrar minerales hidratados, carbonatos y sulfatos así como rasgos geomorfológicos relacionados con el agua líquida, pueden convertir a Oxia Planum y Mawrth Vallis en sitios con un potencial alto para encontrar rastros de vida presente o pasada y podrían proporcionar información de cómo el agua y el ambiente geoquímico marciano han variado con el tiempo.

Organización de la tesis

El trabajo se divide en cuatro partes principales, éstas a su vez, se han dividido en distintos capítulos.

- **Marco teórico:**

1. **Antecedentes.** En este capítulo se describen las características generales de Marte y se comparan con la Tierra. También se enumeran los rasgos geológicos más importantes del planeta y la división de su historia geológica en periodos.
2. **Evidencias de agua en Marte.** El segundo capítulo trata de contextualizar las evidencias de agua líquida en la superficie de Marte. Se revisaron estudios desde las primeras observaciones de telescopio hechas por Schiaparelli (1877) de los canales marcianos hasta recientes hallazgos como líneas recurrentes de pendiente (RLS), barrancos marcianos, agua líquida transitoria en el cráter Gale y evidencia de agua líquida atrapada debajo del hielo en la región polar Planum Australe (2018).

- **Metodología y herramientas usadas:**

3. **Geología y características generales de Oxia Planum y Mawrth Vallis.** Se realizó una descripción detallada de las características y los rasgos geológicos más importantes de ambos sitios de aterrizaje, y se calculó la edad del terreno. Para estimar las edades, se procedió a delimitar la zona de estudio y se obtuvo el área para posteriormente realizar el conteo de cráteres con sus diámetros. Se utilizó el diagrama final de iteración de isócronas para cráteres marcianos del 2004 en donde se grafica el número de cráteres/ área (km²) vs diámetro de los cráteres.
4. **Mineralogía en Oxia Planum y Mawrth Vallis.** En el capítulo cuarto, para identificar la mineralogía presente en las zonas de estudio, se usaron algunas herramientas como el software JMARS y las imágenes disponibles de espectrómetros como CRISM, TES de la NASA y OMEGA de la ESA. También se revisaron estudios, previamente publicados. Con los datos obtenidos se realizó un mapa que muestra la diversidad mineralógica en las zonas de estudio.

- **Resultados:**

5. **Significado mineralógico, geoquímico y paleoambiental.** Los diferentes minerales encontrados se agruparon según la clasificación de minerales propuesto por Dana (1848) y modificado por Nickel-Strunz (2001) que se basa en la composición química de los minerales. Se describen los orígenes de esos minerales en la Tierra y cómo pudieron surgir en Marte.

- **Análisis de resultados:**

6. **Discusiones.** En el último capítulo se discuten los posibles orígenes de los minerales tanto en superficie como en sistemas hidrotermales. Se dan posibles explicaciones sobre la paragénesis mineral que se detectó y si estas detecciones tienen implicaciones astrobiológicas.

1

Antecedentes

Marte: Superficie e interior

Los planetas rocosos, telúricos o interiores son los más cercanos al Sol y más densos. En este grupo se encuentran Mercurio, Venus, Tierra y Marte. Este último ocupa el cuarto lugar en relación a la distancia con el Sol y después de Venus, es el más cercano a la Tierra.

Marte ha sido durante mucho tiempo el centro de la atención de científicos espaciales porque, al compartir con nuestro mundo diversas características, se considera uno de los planetas más viables tanto para abordar la exploración de huellas de posible vida pasada o presente, como para establecer las condiciones de habitabilidad de futuras misiones tripuladas. A pesar de que la literatura general trata a Marte y Tierra como planetas similares, la evolución geológica del planeta vecino fue totalmente diferente (Zuber, 2001).

1.1 Características generales

Marte se encuentra en una órbita alrededor del Sol a una distancia promedio de 1.66 Unidades Astronómicas (UA) o 228, 000,000 kilómetros. El diámetro del planeta rojo es aproximadamente la mitad del de nuestro planeta, con un radio promedio de 3,396 kilómetros. El planeta está diferenciado en un núcleo, manto y corteza. El núcleo se constituye de aleaciones de hierro con níquel; el manto por silicatos de hierro y magnesio, y la corteza de rocas ígneas en su mayoría.

La atmósfera marciana contiene principalmente dióxido de carbono (95.32%), seguido de nitrógeno (2.7%), argón (1.6%) y en partes muy pequeñas (menores al 1%) de oxígeno, vapor de agua y óxido nítrico.

El día de Marte es casi el mismo que el de la Tierra, pero el año es casi el doble. Marte, como la Tierra, tiene estaciones, pero la órbita de Marte tiene una excentricidad significativa, lo que hace que el polo inclinado hacia el Sol en el perihelio tenga veranos más cálidos que el otro polo. En la actualidad, el sur tiene los veranos más cálidos, pero, debido a un cambio lento en la dirección de inclinación del eje de rotación y un cambio lento en la orientación del perihelio, los polos calientes y fríos cambian en un ciclo de 51,000 años.

La excentricidad también hace que las estaciones tengan longitudes significativamente diferentes (Carr et al., 2014).

Mientras que la Tierra experimenta solo cambios menores en su oblicuidad, la oblicuidad de Marte cambia significativamente, y de forma relativamente rápida, en escalas de tiempo prolongadas.

La temperatura en su superficie varía entre 25°C y -125°C, dependiendo la época del año. A diferencia de la Tierra que solo cuenta con un satélite natural, Marte tiene a Phobos y Deimos. En la tabla 1.1 se comparan las características de Marte y la Tierra.

1.2 Formación planetaria y estructura global

El modelo básico para la formación de planetas rocosos, clasificación a la que pertenece Marte, generalmente se denomina teoría planetesimal y según O'Brien et al. (2006) la formación procedió a través de tres etapas principales. Primero, el polvo en la nebulosa solar temprana se asienta en el plano medio de dicha nube y se acumula para formar pequeños cuerpos sólidos llamados planetesimales. Una vez que estos planetesimales alcanzan un tamaño en el que pueden perturbarse gravitacionalmente, generalmente del orden de unos pocos kilómetros, sus órbitas comienzan a cruzarse.

En la segunda etapa, las colisiones entre planetesimales al cruzar sus órbitas conducen al crecimiento de embriones planetarios más grandes. El crecimiento de los embriones planetarios inicialmente se realiza mediante un proceso llamado acreción.

En la tercera y última etapa, los embriones planetarios comienzan a perturbarse entre sí para cruzar las órbitas. Los planetas luego comienzan a crecer a partir de colisiones entre embriones y la acumulación de planetesimales restantes. Esta etapa se caracteriza por colisiones estocásticas relativamente violentas y grandes en comparación con las etapas anteriores, donde domina la acumulación continua de cuerpos pequeños. Según los radioisótopos, la formación de la nebulosa data de hace 4,567 millones de años.

Al igual que los otros planetas, Marte se formó a partir de materiales que se condensaron de la nebulosa solar temprana. Su composición se puede inferir ya que se cree que una clase de meteoritos llamados condritas carbonáceas se parecen mucho a la composición de la nebulosa.

La alta tasa de acreción dio lugar a una fusión global, lo que permitió que los materiales pesados ricos en hierro se fundieran en el centro del planeta para formar un núcleo separado de un manto rico en silicatos. Evidencias isotópicas indican que el núcleo se formó durante los primeros 20 millones de años y que hubo una corteza primitiva, pero una nueva corteza continuó formándose a través de la historia de Marte, como lo indican las extensas llanuras volcánicas (Carr et al., 2014).

	Tierra	Marte
Radio ecuatorial medio (km)	6378	3396
Masa ($\times 10^{24}$ km)	5.98	0.624
Distancia media al Sol (10^6km)	150	228
Excentricidad orbital	0.017	0.093
Oblicuidad	23.5°	25.2°
Duración del día	24 h	24h, 39min, 35s
Duración del año (días terrestres)	365.3	686.9
Estaciones (días de la Tierra)	Primavera en el norte: 92.9 Verano en el norte: 93.6 Otoño en el norte: 89.7 Invierno en el norte: 89.1	Primavera en el norte: 199 Verano en el norte: 183 Otoño en el norte: 147 Invierno en el norte: 158
Composición atmosférica	78%N ₂ , 21% O ₂ , 1% Ar	95.32% CO ₂ , 2.7%N ₂ , 1.6% Ar, menos del 1% de oxígeno, vapor de agua y óxido nítrico.
Presión (mbar)	1013	7
Temperatura superficial media	288 K o 14.8°C	215 K o 58.1°C
Aceleración gravitacional superficial (m/s²)	9.81	3.71
Casquetes polares	Cubiertos de hielo de agua	Cubierto con una mezcla de hielo de dióxido de carbono y agua.
Satélites	Luna	Phobos y Deimos

Cuadro 1.1 Tierra y Marte: Comparación de características generales. Modificado de Carr et al., (2014).

1.2.1 Corteza Marciana

La corteza se formó como producto de la fusión de la parte superior del manto, por ello tiene una composición basáltica. Su espesor varía considerablemente, oscilando entre 5 y 100 km

(Figura 1.1) según lo estimado a partir de las relaciones entre el campo de gravedad global y la topografía global (Carr et al., 2014).

La corteza más espesa se encuentra bajo el terreno de cráteres de grandes dimensiones en el hemisferio sur, mientras que la más delgada se encuentra bajo las grandes cuencas de impacto de Isidis y Hellas (Fig. 1.1).

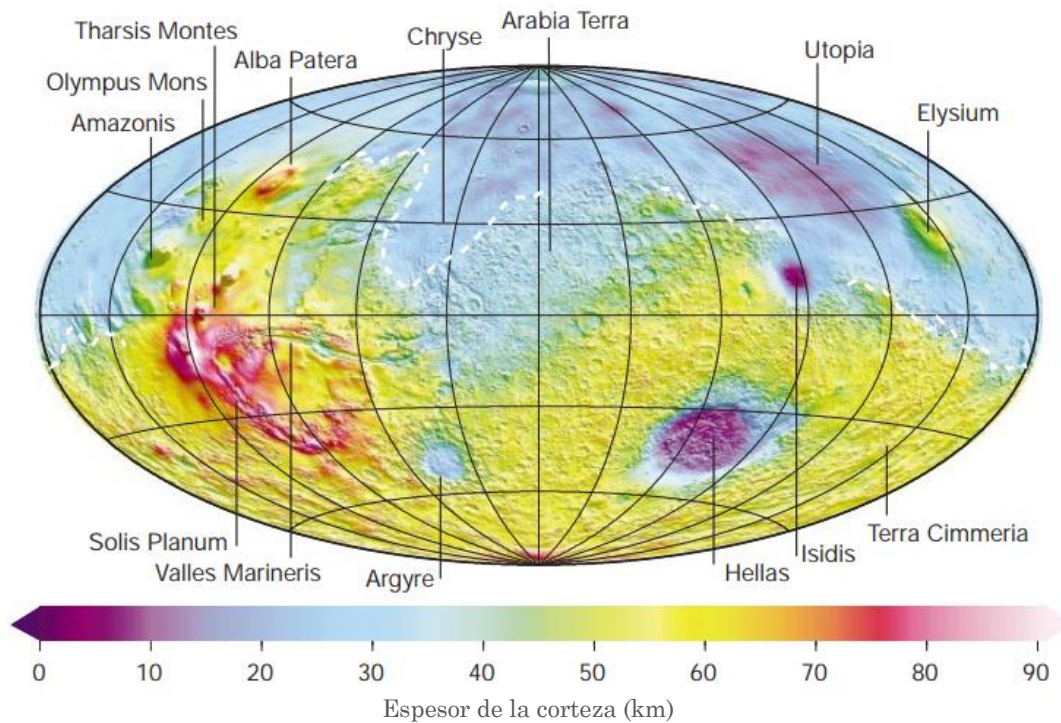


Figura 1.1 Espesor de la Corteza de Marte. Se basa en la topografía y en la gravedad, Mars Global Surveyor. La línea blanca discontinua muestra la ubicación del límite de la dicotomía geológica entre los hemisferios norte y sur. Modificado de Zuber (2001).

La superficie marciana está compuesta de una mezcla de rocas ígneas cubiertas por productos de la meteorización que son altamente oxidados y que constituyen el suelo con un polvo relativamente brillante.

El característico color rojo de Marte se debe a la presencia de capas de minerales de hierro con la capa superficial oxidada. La información de la composición de la corteza de Marte ha sido obtenida por medio de espectroscopía de misiones como las Viking (1975) y Pathfinder (1996), análisis geoquímicos de meteoritos caídos de Marte (Zuber, 2001) así como estudios realizados por los rovers en misiones más recientes, tales como NASA-MER (rovers Spirit y Opportunity) y NASA-MSL (rover Curiosity).

Se ha interpretado que algunos meteoritos basálticos acondríticos encontrados en la Tierra llamados shergottitas, nakhilitas y chassignitas (meteoritos marcianos SNC), han

sido expulsados de la superficie marciana por uno o más impactos en los últimos 1-20 millones de años. Este tipo de meteoritos son aparentemente rocas máficas y ultramáficas y cristalizan en niveles poco profundos en la corteza de su cuerpo planetario.

La mineralogía y la química de estos meteoritos son muy similares a las rocas terrestres equivalentes, aunque sus proporciones de Fe / (Fe + Mg), ciertos elementos incompatibles y sus composiciones isotópicas de oxígeno son distintivas (McSween, Jr., 1985). La evidencia para determinar el origen marciano es la presencia de gases atrapados en ellos que coincide con la composición de la atmósfera marciana (Smith et al., 1984). El meteorito Allan Hills 84001 (ALH84001) caído en la Antártida y descubierto en 1984, quizá sea el más famoso meteorito marciano con una edad de cristalización de 4.5 mil millones de años. Probablemente representa una muestra de la antigua corteza marciana.

Datos del Espectrómetro de Emisión Térmica Mars Global Surveyor (MGS) sugieren que las regiones oscuras de la superficie de Marte tienen dos composiciones: basalto en las Tierras Altas del Sur y andesita en las Tierras Bajas del Norte. El basalto en la Tierra se forma por fusión parcial del manto superior y la andesita en zonas de subducción, donde el agua ha sido un factor importante (Zuber, 2001).

Al no tener evidencias, se pensaba que la superficie muestreada in situ carecía de compuestos orgánicos. Pero recientemente, el rover Curiosity de la NASA halló moléculas orgánicas en un mudstone lacustre, en la base de la formación Murray en el cráter Gale, de tres mil millones de años. Estas moléculas orgánicas contienen carbono e hidrógeno, y también pueden incluir oxígeno, nitrógeno y otros elementos.

Aunque comúnmente se asocian con la vida, las moléculas orgánicas también pueden crearse por procesos no biológicos, pero la materia orgánica en los materiales marcianos contiene pistas químicas sobre las condiciones y los procesos planetarios (Eigenbrode et al., 2018).

1.2.2 Manto marciano

Al igual que el manto de la Tierra, el manto de Marte es de composición condritica, solo que tiene un agotamiento de elementos siderófilos¹, calcófilos² y elementos volátiles que se habrían perdido en gran parte durante la fase de fusión global temprana (Carr et al., 2014).

Boyce (2002) propone que el manto, cerca del contacto con el núcleo, debe estar compuesto por minerales de alta densidad ricos en hierro como la majorita ((Mg₃(Fe,Al,Si)₂(SiO₄)₃) o la espinela (MgAl₂O₄). Según este autor, como no hay placas tectónicas en Marte ni reciclamiento de estas, no hay mezcla de componentes pesados y ligeros así el manto se encuentra enriquecido en elementos de alta densidad.

¹ Elementos que muestran afinidad por el hierro y suelen encontrarse en el núcleo terrestre. ² Son afines al azufre y se anexionan formando sulfuros (Goldschmidt, 1970).

Zuber (2001) sugiere un manto superior y uno inferior. El superior similar al de la Tierra que consiste principalmente en cristales de olivino $((\text{Mg,Fe})_2 \text{SiO}_4)$, piroxeno $((\text{Ca,Mg,Fe,Mn,Na,Li})(\text{Al,Mg,Fe,Mn,Cr,Sc,Ti})(\text{Si,Al})_2\text{O}_6)$ y granate $((\text{Ca,Fe,Mg,Mn})_3(\text{Al, Fe, Mn,Cr,Ti,V})_2(\text{SiO}_4)_3)$. Con el aumento de la profundidad, la densidad y la temperatura aumentan y se tendría una estructura más empaquetada probablemente como la de la espinela $(\text{MgAl}_2\text{O}_4)$. El manto inferior posiblemente tenga una composición de perovskita (CaTiO_3) .

1.2.3 Núcleo marciano

Se deduce que el núcleo de la Tierra es rico en hierro. Esto se sabe a partir de modelos computacionales de la composición global de la Tierra y se comparan con la composición de los meteoritos condriticos a partir de los cuales se formó nuestro planeta.

Se puede usar un razonamiento similar para Marte, excepto que, si bien el tamaño del núcleo de la Tierra se conoce con precisión a partir de los datos sísmicos, el tamaño del núcleo de Marte debe inferirse indirectamente. La mejor estimación es que el radio del núcleo está entre 1300 y 1500 km. Además, el núcleo marciano puede ser más rico en azufre que el núcleo de la Tierra porque el manto de Marte está más empobrecido de elementos calcófilos (los que se disuelven preferentemente en fundidos ricos en azufre) que el de la Tierra (Carr et al., 2014).

Uno de los resultados más sorprendentes de la misión Mars Global Surveyor fue el descubrimiento de grandes anomalías magnéticas en la corteza a pesar de la ausencia de un campo magnético planetario global en la actualidad. Su presencia indica que Marte tenía un campo magnético global en el pasado, que se apagó en algún momento.

El campo magnético de la Tierra se genera por convección dentro de su núcleo. El dinamo de Marte probablemente tuvo una causa similar. Las posibles causas para el cese del dinamo son la pérdida del calor central, la solidificación de la mayor parte del núcleo y / o cambios en el régimen de convección del manto (Nimmo et.al., 2005).

1.2.4 InSight (Interior Exploration using Seismic Investigations, Geodesy and Heat Transport)

InSight es el primer explorador robótico del espacio exterior que estudiará en profundidad el interior de Marte: su corteza, manto y núcleo. InSight también medirá la actividad tectónica y los impactos de meteoritos en Marte hoy en día.

Comprender el proceso de diferenciación temprana en Marte y cómo se relaciona con la composición en masa es clave para mejorar nuestra comprensión de este proceso en cuerpos rocosos en nuestro Sistema Solar. El conocimiento actual de la diferenciación se deriva en gran parte de las capas observadas a través de la sismología en la Luna. Sin

embargo, el diámetro mucho más pequeño de la Luna hace que sea un análogo pobre con respecto a la presión interior y los cambios de fase.

InSight realizará las primeras mediciones sísmicas y de flujo de calor de Marte, así como también una geodesia más precisa. Estos datos reducen la incertidumbre en el espesor de la corteza, el tamaño y el estado del núcleo, el flujo de calor, la actividad sísmica y las tasas de impacto de meteoritos en un factor de 3-10 × en relación con las estimaciones anteriores. Al combinar el flujo de calor y un valor bien restringido del grosor de la corteza, es posible estimar la distribución de los elementos que producen calor entre la corteza y el manto. Todas estas cantidades son clave para los modelos de convección interior y evolución térmica que predicen los procesos que controlan la temperatura del subsuelo, las tasas de volcanismo, la distribución y estabilidad de las plumas y el estado convectivo (Smrekar, et al., 2019).

Se espera que con los datos que obtenga InSight se corroboren o se corrijan las estimaciones de los espesores de la corteza, manto y núcleo marciano. Los científicos saben que Marte tiene bajos niveles de actividad geológica. Pero un módulo de aterrizaje como InSight también puede revelar cuán activo es realmente el planeta.

1.3 Topografía

La topografía y la fisiografía de Marte tienen una marcada asimetría norte-sur, que se conoce como la dicotomía global (véase la figura 1.2). La dicotomía se expresa de tres maneras: como un cambio en la elevación, un cambio en el espesor de la corteza y un cambio en la densidad de cráteres.

Las tierras altas del sur tienen una elevación promedio 5,5 km más alta que las llanuras del norte, la corteza es aproximadamente 25 km más gruesa, y la mayor parte del terreno está altamente craterizado, debido al período del bombardeo tardío. Las llanuras del norte son en su mayoría más jóvenes y constituyen aproximadamente un tercio del planeta, tienen una altitud promedio de -4000 metros MOLA³ y poca presencia de cráteres (Neumann et al., 2004).

El modo de formación de la dicotomía es incierto. Las sugerencias incluyen que un impacto, posiblemente de un asteroide, hace 3.9 Ga provocó la expulsión de lava fundida que borró en el norte el rastro de cráteres de impacto (Marinova et al., 2008).

Se considera a la cuenca Borealis con dimensiones de 8.500 kilómetros de anchura y 10,600 kilómetros de longitud como el lugar del impacto debido a sus grandes dimensiones y su localización en el hemisferio norte.

³ El instrumento llamado MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter) de la NASA, lanzaba un haz de luz a la superficie de Marte y medía el tiempo que tardaba en regresar la señal hasta él. Estas distancias se convirtieron después en altitudes relativas de acuerdo con la altitud media de la superficie, es por ello que existen altitudes negativas (Hartmann. 2003).

Golabek et al. (2011) proponen que la dicotomía se debe a procesos tanto endógenos como exógenos. Según ellos el impacto de un asteroide provocó el ascenso de material caliente proveniente del manto y aplanó el hemisferio norte. A diferencia de Marinova et al. (2008) que consideran el lugar de impacto a la cuenca Borealis, estos autores no sugieren el posible lugar impacto.

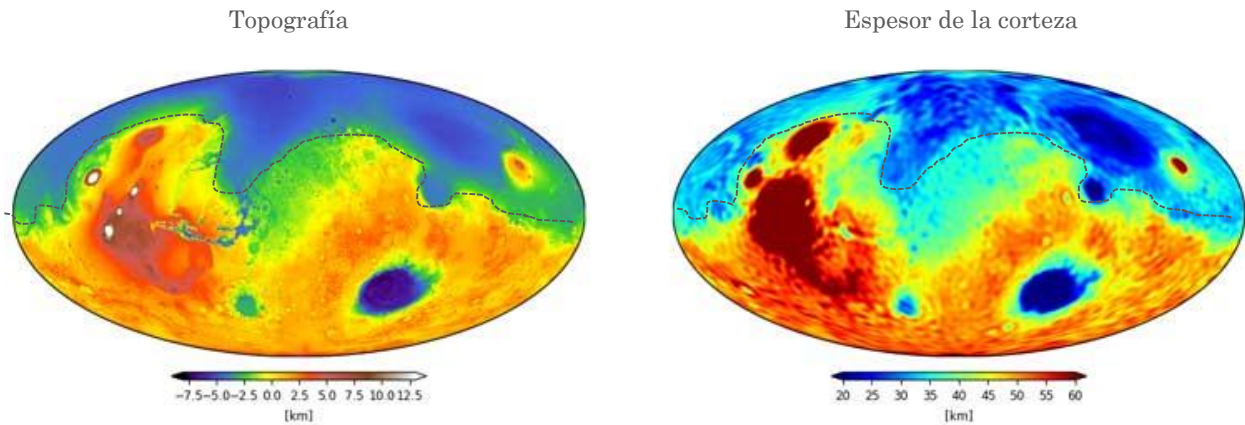


Figura 1.2. Mapas de la topografía marciana y el grosor de la corteza. Se resalta el límite de la dicotomía entre las tierras bajas del norte y las tierras altas del sur. Modificado de Citron, R.I., (2019).

Hasta ahora, las hipótesis puramente exógenas o endógenas no pueden explicar todas las observaciones geofísicas a gran escala asociadas con la formación de dicotomía, Citron et al., (2018) dicen que un impacto gigante puede producir la forma y la pendiente del límite de la dicotomía, pero no explica las remanentes firmas magnéticas de la corteza de Marte y la formación definitiva de Tharsis, por lo que ellos proponen un modelo híbrido para la formación de la dicotomía.

En este modelo (Figura 1.3) un impacto provoca la excavación, el calentamiento y un surgimiento transitorio en el hemisferio norte. Mientras que una nueva corteza en el norte se formaría con relativa rapidez, a partir de un manto ya agotado en elementos que producen calor radiogénico en relación con la corteza sur más antigua y enriquecida. El efecto aislante de la corteza sur, más gruesa y enriquecida, da como resultado una convección con un gran surgimiento en el hemisferio sur.

La generación de fusión a partir del surgimiento engrosa aún más la corteza en el hemisferio opuesto al impacto, y el residuo resultante de la fusión podría explicar la migración subsiguiente de la litosfera y la formación de Tharsis en el límite de dicotomía.

En cuanto a la fisiografía de los polos, ésta es distintivamente diferente de la del resto del planeta. En cada polo, que se extiende hacia el círculo de latitud 80°, se encuentran depósitos finamente estratificados de unos pocos kilómetros de espesor. En el norte están sobre las llanuras y en el sur en tierras altas llenas de cráteres (Carr et al., 2014).

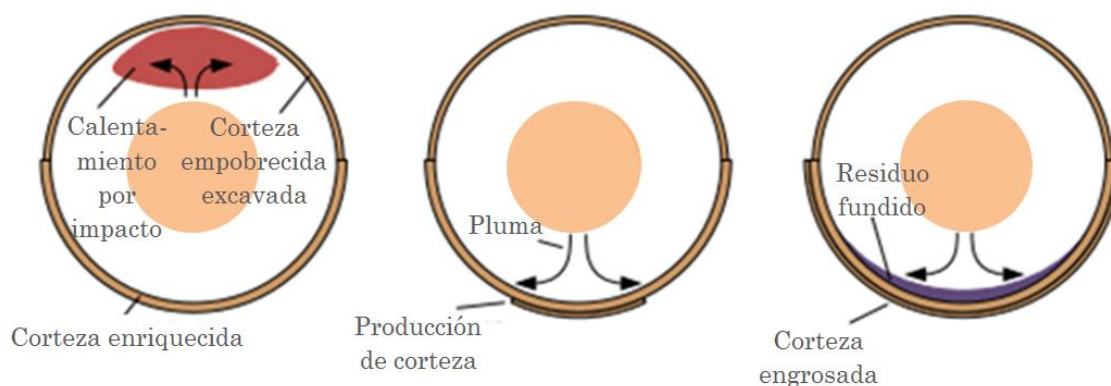


Figura 1.3 Modelo híbrido de la formación de la dicotomía marciana. Adaptado de Citron et al., (2018).

1.4 Tectónica

En Marte no hay tectónica de placas por lo que la tectónica de Marte está dominada por el abultamiento de la región llamada Tharsis (Figura 1.4), donde se encuentran los volcanes tipo escudo más grandes del planeta, al menos con las características que observamos en la Tierra, y el volcán más grande del Sistema Solar, el Monte Olimpo.

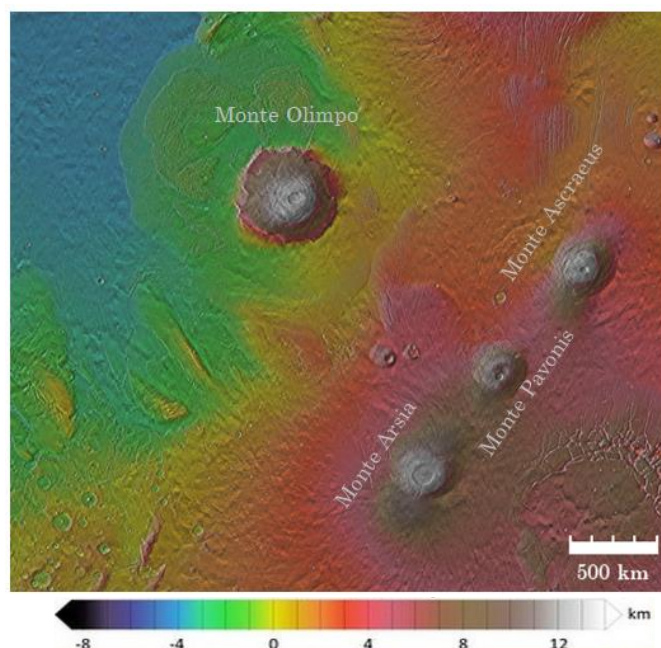


Figura 1.4 Región de Tharsis entre las coordenadas 250°E-7°N. Se aprecia el Monte Olimpo. THEMIS Day IR 100m Global Mosaic (v12.0) and the MOLA Colorized Elevation Map. Obtenido en JMARS 2019.

Para Carr et al., (2014) el modelado sugiere que alrededor del abultamiento los esfuerzos extensionales deben ser circunferenciales y los esfuerzos compresionales deben ser radiales. Esto es completamente consistente con lo que se observa. La protuberancia está rodeada por series de fracturas radiales, tensionales y crestas compresionales circunferenciales. Algunas de las fracturas tensionales, particularmente aquellas al suroeste del abultamiento, se extienden por varios miles de kilómetros.

El desarrollo de algunas de las fracturas pudo haber estado acompañado por el emplazamiento de diques. Las fracturas claramente comenzaron a formarse muy temprano en la historia del planeta, ya que muchas de las llanuras de lava jóvenes están escasamente fracturadas.

Otras características de deformación, son por ejemplo, crestas compresionales comunes en Hesperia Planum y Syrtis Major, sitios muy alejados de Tharsis. También algunas fallas alrededor de Isidis y Hellas resultan claramente de la presencia de grandes cuencas. Las fracturas circulares alrededor de grandes volcanes, como Elysium Mons y Ascreus Mons, se han formado como resultado de la flexión de la litosfera bajo la carga del volcán. Finalmente, grandes áreas de las llanuras del norte se cortan por fracturas que forman patrones poligonales en una variedad de escalas.

1.5 Vulcanismo marciano

En la Tierra y en Marte, los magmas más frecuentes son el basáltico y el andesítico; en general, los basaltos parecen ser la roca volcánica predominante en todo el interior del Sistema Solar, mientras que en el exterior abundan los magmas de volátiles, sobre todo agua.

El vulcanismo de Marte está caracterizado por sus llanuras volcánicas y sus escudos gigantes. También se han descrito domos, y un tipo específico de edificio, desconocido en la Tierra, la pátera (del latín *patera*, plato llano), de pendiente aún menor que los escudos. Con un diámetro de 500 x 700 km. Alba Patera es el edificio volcánico más extenso del Sistema Solar, así como Olympus Mons (Figura 1.6), con 27 km de altura, es el más alto. Ambos se sitúan sobre una elevación topográfica circular de más de 7,000 km de diámetro y 10 km de altura.

La distribución de los volcanes en Marte no es uniforme; hay varias regiones donde se concentran las construcciones volcánicas (Figura 1.5). La mayor concentración de volcanes marcianos se encuentra dentro de la región de Tharsis, donde los volcanes se distribuyen en y alrededor de una protuberancia de 4000 km de diámetro en la corteza marciana, centrada en el ecuador a 250° E de longitud (Zimbelman et al., 2015). Fuera de la región de Tharsis, los volcanes centrales marcianos están presentes en las regiones de Elysium, Syrtis Major y Hellas.

La provincia de Elysium es mucho más pequeña que Tharsis, teniendo solo tres volcanes de gran tamaño. Un atributo único de la provincia de Elysium es la variedad de

grandes canales alrededor de los volcanes y se extienden miles de kilómetros hacia el noroeste, pudieron formarse por diques inyectados en suelo rico en hielo. Otros volcanes ocurren cerca de Hellas y en las tierras altas con cráteres. No todos los volcanes están formados por lava fluida. Algunos parecen estar rodeados por extensos depósitos de cenizas y algunos tienen flancos densamente disecados como si estuvieran compuestos de materiales fácilmente erosionables, como la ceniza (Carr et al., 2014). Parece que estos volcanes involucraron cantidades considerables de producción de ceniza y son resultado de erupciones piroclásticas.

En 1997, la sonda Mars Pathfinder analizó varias rocas marcianas que (aunque con algunas particularidades) se parecen a los basaltos o a las andesitas terrestres. Estos datos han sido confirmados por el espectrómetro de la Mars Global Surveyor, que además ha detallado que las andesitas predominan en el hemisferio norte, y los basaltos en el sur (Anguita, 1999).

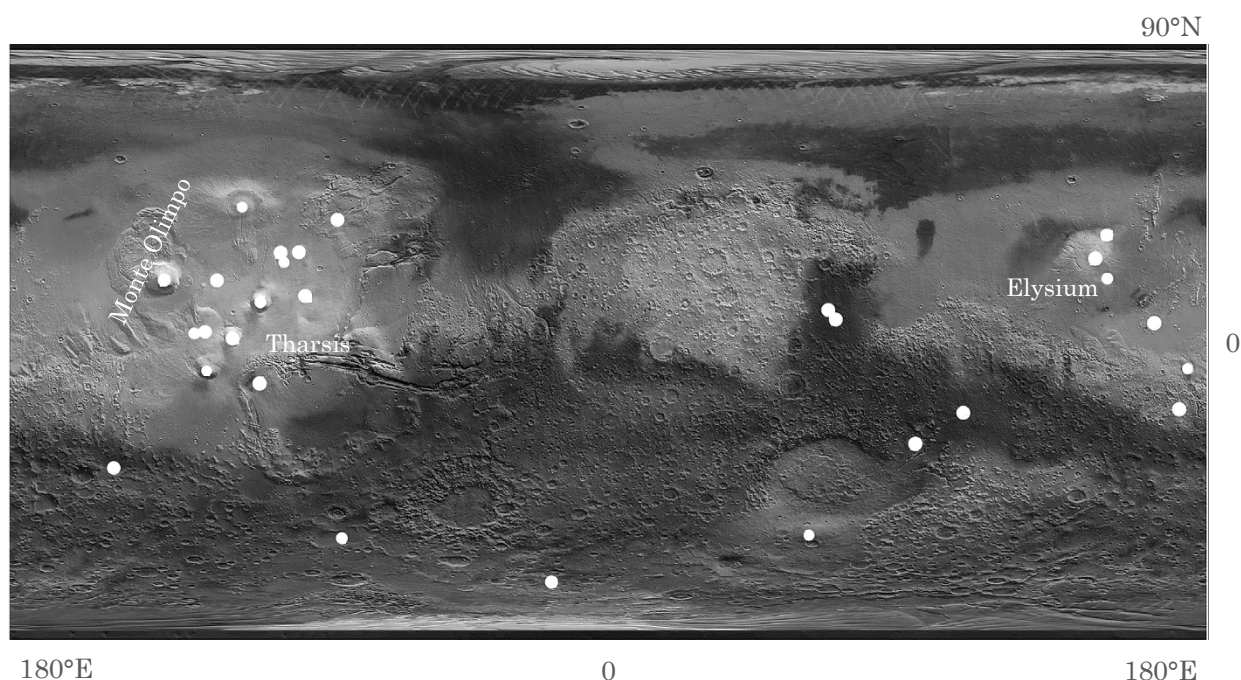


Figura 1.5 Mapa de ubicación de las principales características volcánicas que han sido nombrados en Marte. El mapa base es relieve MOLA con superposición THEMIS TES albedo. NASA / JPL-Caltech / ASU. Tomado de Zimelman et al., (2015).

Las densidades de los cráteres de impacto sugieren que la actividad efusiva fue más prolongada en la región de Tharsis, donde algunas superficies volcánicas están muy poco craterizadas y, por lo tanto, pueden ser bastante jóvenes. Miles de cráteres y domos de bajo relieve en las llanuras del norte de las tierras bajas pueden ser el resultado de actividad estromboliana localizada (conos de ceniza) o de la interacción de los flujos de lava (Zimelman et al 2015).

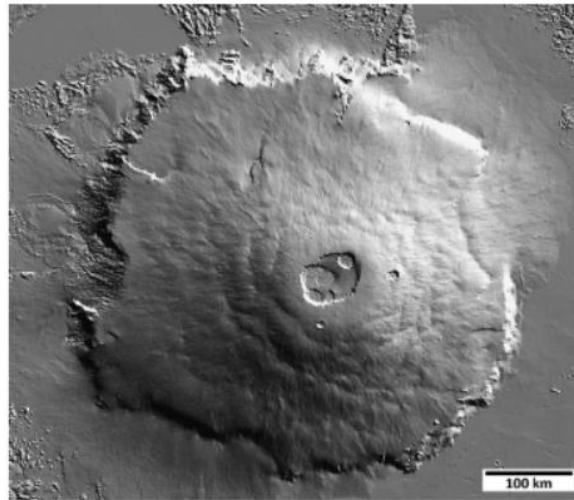


Figura 1.6 Monte Olimpo. Volcán tipo escudo más alto de Marte. Datos topográficos MOLA. NASA / JPL-Caltech / GSFC. Tomado de Zimbelman et al., (2015).

Marte ha tenido una larga y variada historia volcánica. Las edades de cristalización de los meteoritos marcianos tan jóvenes como 150 millones de años, y la escasez de cráteres de impacto en algunas superficies volcánicas, sugieren que el planeta todavía está activo volcánicamente, aunque las tasas deben ser muy bajas en comparación con la Tierra. El marco tectónico dentro del cual se produce el vulcanismo marciano es muy diferente del que ocurre en la mayoría del vulcanismo terrestre (Carr et al., 2014). La mayoría del vulcanismo terrestre tiene lugar en los límites de las placas, pero estos no tienen equivalentes marcianos, ya que no hay placas tectónicas en Marte. Quizás los análogos terrestres más cercanos a los volcanes marcianos son aquellos, como los volcanes hawaianos, que ocurren dentro de las placas en lugar de en los límites.

La abundancia y el origen de los posibles depósitos piroclásticos en Marte siguen sin estar claros en este momento. La reciente identificación de posibles antiguos centros volcánicos explosivos en la región de Arabia Terra sugiere que una reinterpretación de algunas depresiones grandes (> 100 km de diámetro) en todo el altiplano sur puede mostrar algunas características de impacto presumibles que pueden ser calderas, agregando información adicional sobre la transición de erupciones explosivas a efusivas en Marte (Zimbelman et al 2015).

Curiosity de la NASA ha hallado tridimita, mineral que se vincula generalmente con el vulcanismo silíceo, este hallazgo podría hacer que se reconsidere la historia volcánica de Marte y sugiere que el planeta alguna vez tuvo volcanes explosivos que dieron lugar a la presencia del mineral. La tridimita, un mineral de SiO_2 que cristaliza a bajas presiones y altas temperaturas (> 870° C) a partir de materiales con alto contenido de SiO_2 . Se detectó en altas concentraciones en un mudstone sedimentario en el cráter Gale (Morris et al., 2016).

Aunque la visión general de Marte es la de un planeta basáltico, la tridimita detectada, apoya los estudios previos que describen regiones en las que se han deducido las ocurrencias de rocas ígneas más evolucionadas con alto contenido de sílice. El descubrimiento inesperado de la tridimita en el cráter Gale es una prueba más de la complejidad de la petrogénesis ígnea en Marte.

1.6 Escala de tiempo geológico

La historia geológica de Marte suele dividirse en tres periodos. La clasificación más usada es la propuesta por Tanaka (1986) que se basa en la densidad superficial de cráteres. Un mayor número de cráteres indica que el terreno es más antiguo.

Los nombres de los periodos corresponden a las localidades Noachis Terra, Hesperia Planum y Amazonis Planitia que contienen rocas con edades diferentes y son usadas como superficies de referencia. Teniendo así las eras, traducidas al español, Noéico, Hespérico y Amazónico. Estas eras se dividen a su vez, en 8 épocas: Noéico temprano, medio y tardío; Hespérico temprano y tardío y Amazónico temprano, medio y tardío. Algunos autores hablan de una época anterior al Noéico llamada Pre-Noéico.

Bribing (2006) propone una clasificación diferente de acuerdo a la mineralogía marciana basándose en el instrumento OMEGA (espectrómetro de mapeo mineralógico en los rangos visible e infrarrojo) a bordo del Mars Express (MEX) que permitió identificar minerales por sus espectros, nombra así las eras: Phyllosiana, Theiikiana y Siderikiana. En la tabla 1.2 y la figura 1.7 se muestran los límites aproximados de los principales periodos de tiempo de la historia de Marte, y se comparan con subdivisiones de tiempo importantes similares en la historia de la Tierra.

1.6.1 Pre- Noéico (hace 4.5-4.1 mil millones de años)

Se extiende desde el momento de la formación del planeta y su corteza. Se caracteriza por un campo magnético planetario global y grandes impactos de meteoritos. Uno de ellos fue probablemente el responsable de la formación de la dicotomía global (Carr & Head, 2009).

1.6.2 Noéico (hace 4.1-3.7 mil millones de años)

El Noéico se caracteriza por altas tasas de formación de cráteres, erosión y formación de valles. Es en éste período cuando ocurre la mayor parte del vulcanismo en la región de Tharsis y las condiciones de la superficie que permitieron la producción generalizada de productos de intemperismo como los filosilicatos (Figura 1.7). La densidad de cráteres

visibles de más de 100 km de diámetro en los terrenos del Noéico es de aproximadamente $2 \times 10^{-6} \text{ km}^{-2}$ o 300 cráteres de este tamaño en todo el planeta (Carr & Head, 2010).

Los terrenos son claramente mucho más erosionados que los más jóvenes. Si bien los cráteres del Hespérico, tan pequeños como de unos pocos kilómetros de diámetro, generalmente conservan todas sus características de impacto primarias, incluso las texturas delicadas en sus eyectas, los cráteres de impacto del Noéico de varios cientos de kilómetros de ancho, tienen bordes muy erosionados e interiores parcialmente llenos. El contraste implica una caída precipitada en las tasas de erosión al final de este periodo.

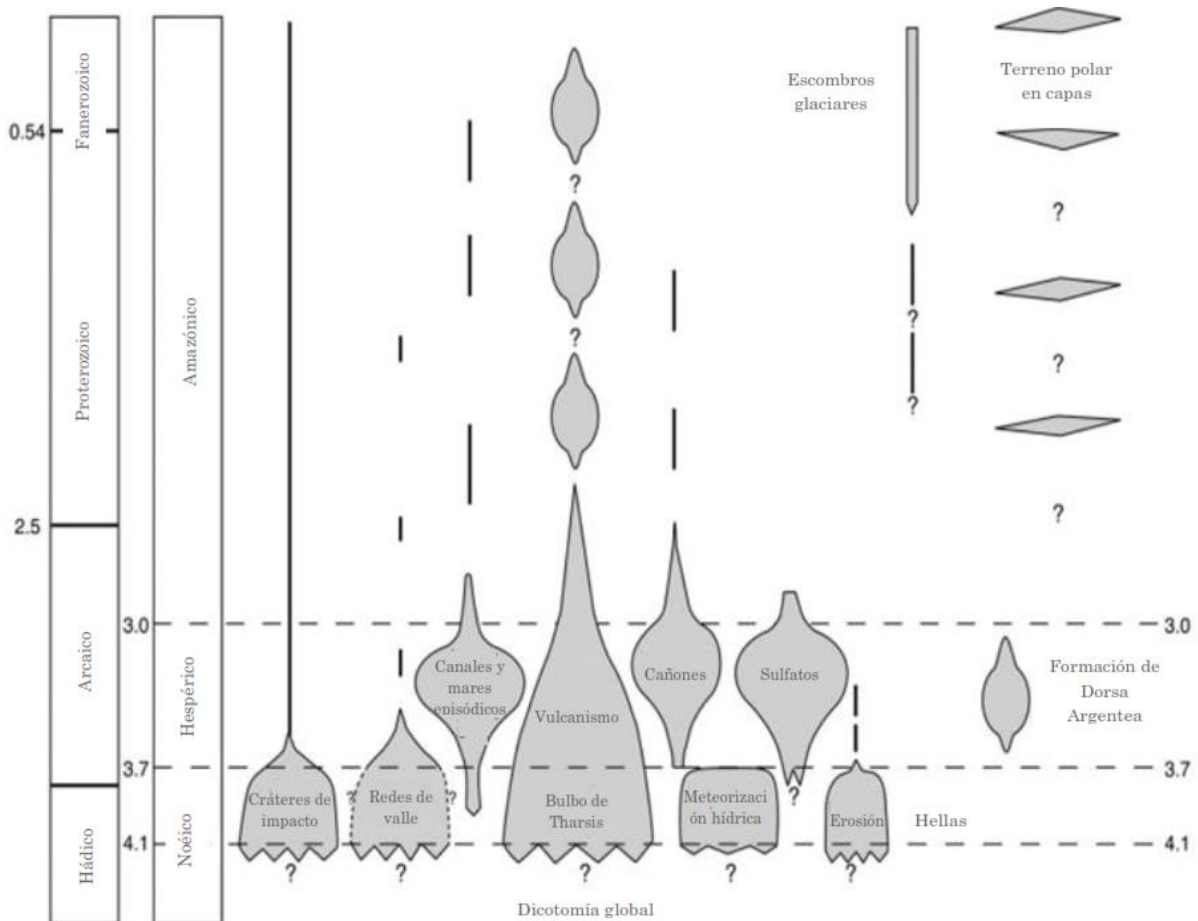


Figura 1.7 Eventos principales en la historia de Marte. Adaptado de Carr & Head III (2010).

Patrones de escorrentía superficial y lagos de cuencas abiertas, indican al menos precipitaciones episódicas y condiciones cálidas durante el Noéico. En esta época, pudieron haber estado presentes los océanos. Muchas de las características fluviales encontradas en los terrenos post-Noéico estaban formadas por grandes canales de salida. Sin embargo, a pesar de la disección generalizada, las grandes inundaciones parecen haber sido raras. Mawrth Vallis es un ejemplo, Ladon Vallis es otro que puede ser parte de una gran vía de agua antigua que se extiende desde cerca del borde de Argyre hasta las llanuras del norte.

Otra característica distintiva del Noéico en comparación con períodos posteriores es la presencia generalizada de filosilicatos, tales como nontronita, cloritas ricas en Fe, saponita y montmorillonita (Mustard et al., 2008), minerales que se forman por la alteración acuosa de los basaltos (Zolotov & Mironenko, 2007).

Clifford & Parker (2001) argumentan que a partir del inventario planetario de agua y las condiciones térmicas implícitas en las redes de valles, probablemente un tercio del planeta estaba cubierto por océanos.

1.6.3 Hespérico (hace 3.7-2.9 mil millones de años)

La densidad de cráteres sugiere que el período se extiende desde el final del bombardeo intenso hace alrededor de 3.7 Ga hasta alrededor de 3 Ga (Hartmann & Neukum, 2001), aproximadamente coincidente con el Arcaico temprano en la Tierra.

Las principales características del período Hespérico son el vulcanismo episódico para formar extensas planicies de lava, bajas tasas de formación de valles en comparación con las del Noéico, formación de cañones, formación de los canales de salida más grandes y sus lagos o mares terminales, bajas tasas de erosión, un descenso pronunciado y posiblemente el cese de la alteración de la roca para formar filosilicatos y la acumulación local de depósitos ricos en sulfato, particularmente en el hemisferio occidental. La fuerte caída en las tasas de erosión, meteorización y formación de valles sugiere que las condiciones de la superficie favorables a la erosión acuosa y la meteorización, aparentemente comunes en el Noéico, eran raras en el Hespérico (Carr & Head, 2010).

Las observaciones orbitales y de superficie indican que las tasas de erosión promedio disminuyeron 2-5 órdenes de magnitud al final del Noéico y que las tasas bajas se mantuvieron durante el resto de la historia del planeta (Golombek et al., 2006).

El Monte Olimpo, el volcán más alto del Sistema Solar, probablemente comenzó a acumularse en el Hespérico. Dicho vulcanismo dio como resultado el repavimento del 30% del planeta.

En el Hespérico tardío, el contenido de agua líquida en Marte equivaldría a la contenida en un océano con 0.5 y 1 km de profundidad. Posteriormente una gran parte de esta fue almacenada bajo la superficie como hielo y agua subterránea (Clifford et al., 2010).

1.6.4 Amazónico (hace 2.9 mil millones de años- presente)

El Amazónico abarca 2/3 partes de la historia del planeta. Procesos superficiales relacionados con el hielo y el viento durante el Amazónico son más evidentes que en épocas anteriores.

Se extiende desde aproximadamente 3 mil millones de años, la mitad del Arcaico terrestre, hasta el presente. A pesar del largo tiempo representado por el período Amazónico, los cambios geomorfológicos superficiales representados por procesos básicos de cráteres de impacto, tectonismo y volcanismo son modestos, en comparación con los períodos anteriores, y las tasas extremadamente bajas de erosión y meteorización que tipificaron el Hespérico tardío (Golombek et al., 2006). En parte como consecuencia de las bajas tasas de construcción del terreno, los efectos de algunos procesos superficiales, como los relacionados con el hielo y el viento, son más evidentes que en épocas anteriores y quizás la característica más distintiva del Amazónico es la abundante evidencia de la acción del hielo, particularmente en latitudes medias y altas (Carr & Head, 2010).

Tanaka et al. (2014) plantean que las rocas del Noéico temprano, medio y tardío abarcan un 45% del total de la superficie marciana; las del Hespérico temprano y tardío un 31% y las rocas del Amazónico temprano, medio y tardío un 24% de la superficie.

MARTE	TIEMPO (Ma)	TIERRA	
Origen	4600	Origen	
Bombardeo asteroidal: cuencas de impacto	NOÉICO	Bombardeo asteroidal: formación de la Luna	
Atmósfera densa: ¿océanos?			
Captura de Phobos y Deimos			
Llanuras volcánicas			
Canales de escorrentía			
¿Origen de una biósfera?			
Pérdida progresiva de la atmósfera		4000	Origen de la vida
¿Tectónica de placas?		HESPÉRICO	Rocas sedimentarias marinas: océanos
Crestas compresivas			ARCAICO
Superficie saturada de cráteres de impacto			¿Tectónica de placas no rígidas?
Comienza la formación de Tharsis		Apogeo de las algas unicelulares	
¿Nueva atmósfera densa?	3000	Primeros organismos fotosintéticos	
¿Atmósferas densas intermitentes que coexisten con océanos?		Litósfera rígida	
Comienza la formación del domo de Elysium		Gran producción de corteza continental	
		Oxígeno libre en la atmósfera	
		Primeros organismos aerobios	
		Primera glaciación	
Intenso vulcanismo en Tharsis	AMAZÓNICO	Primer cráter de impacto conservado	
Canales de desbordamiento		2000	Primeras células con núcleo
¿Oceanus Borealis?		1000	Comienza la mayor serie de glaciaciones
			Desarrollo explosivo de la biósfera
			Primeros animales
			Glaciación más intensa sucedida en la Tierra
			(540) Primeros predadores
			(500) Primeros vertebrados
			(300) Primeras plantas con semillas
			(260) Mayor extinción registrada
		(225) Animales de sangre caliente	
		(125) Plantas con flores	
		(100) Grandes cantidades de petróleo	
Casquetes glaciares		(65) Extinción de dinosaurios primeros primates	
	Hoy		
		FANEROZOICO	

Cuadro 1.2 Comparación entre los eventos de Marte y la Tierra Modificado de Anguita (1998).

2

Evidencias de agua en Marte

Muchos sobrevuelos y sondas enviados a Marte han encontrado evidencia de agua en el planeta. Desde Mariner 4 (1965) que transmitió a la Tierra 22 imágenes, descubriendo un paisaje árido lleno de cráteres pero con algunos accidentes geográficos que en la Tierra son esculpidos por el agua.

Mariner 9 (1971) encontró erosión y deposición de agua. Viking 2 (1976) aterrizó en Marte en su temporada de invierno y encontró escarcha. Pathfinder (1996) confirmó que donde aterrizó es demasiado frío para que esté el agua líquida, sin embargo, el agua podría estar en su estado líquido si se mezcla con varias sales. Pathfinder también encontró evidencias de nubes y tal vez niebla presente en Marte. Mars Odyssey (2001) encontró mucha más evidencia de agua. Las fotos tomadas por Odyssey confirmaron que el suelo está lleno de hielo (marsprogram.jpl.nasa.gov, 2010).

Fairén et al., (2003) sugirieron que el agua líquida moldeó el paisaje marciano y produjo los sistemas de canales que ahora pueden observarse en la superficie. También Parker & Currey (2001) reconocen la existencia de formas lacustres y marinas que están asociadas a lagos y océanos antiguos.

Baker (2006) marca evidencias geomorfológicas como canales y valles que disecan la superficie de Marte y discute la edad posible en que se originaron siendo probablemente del Noéico.

Aunque el debate sobre el "océano" de Marte ha recibido mucha atención, la evidencia apunta más hacia la existencia de numerosos lagos y mares, que estaban temporalmente sobre la superficie en varios momentos de la historia del planeta (Cabrol & Grin, 2002).

Un estudio de Villanueva et al., (2015) expone que Marte hace 4 mil millones de años habría tenido suficiente agua como para cubrir toda su superficie con una capa líquida de 140 metros de profundidad. Esta estimación se pudo hacer gracias a observaciones detalladas de dos formas ligeramente diferentes de agua en la atmósfera de Marte. Una es la forma más conocida del agua, compuesta por dos átomos de hidrógeno y uno oxígeno, el H₂O. La otra es el HDO, o agua semipesada, una variación natural en la que un átomo de hidrógeno es reemplazado por un isótopo más pesado, llamado deuterio. Como la forma deuterada es más pesada que el agua normal, resulta más difícil que se pierda en el espacio a través de la evaporación. Así, cuanto mayor sea la pérdida de agua del planeta, mayor proporción de HDO habrá en el agua restante.

Los resultados obtenidos por Villanueva et al. (2015) sugieren que Marte debió haber perdido un volumen de agua 6,5 veces mayor del que actualmente se encuentra en los casquetes polares. El volumen del océano temprano de Marte debe haber sido, por lo menos, de 20 millones de kilómetros cúbicos. Entonces con Marte perdiendo tanta agua es posible que haya sido un planeta húmedo por más tiempo del que se pensaba.

2.1 Canales marcianos

Giovanni Schiaparelli, en 1877, cartografió por primera vez los rasgos lineales oscuros que se veían a través de los telescopios, y los llamó canales (canali en italiano), pronto se hicieron famosos, dando lugar a una oleada de hipótesis y especulaciones sobre la posibilidad de vida inteligente en Marte. Después se descubriría que eran rasgos geológicos. Canali puede traducirse al inglés como "chanelns" o "canals".

En la Tierra, un canal es una parte de un valle fluvial por el cual ha circulado el agua. Lo que observamos en imágenes marcianas parecen ser marcas de canales antiguos por los que alguna vez circuló agua líquida. Anguita (1998) distingue tres tipos de canales marcianos, de escorrentía, desbordamiento y corroídos. Se describen a continuación (Tabla 2.1).

Tipo	Nombre	Forma	Singularidades	Asociaciones
Escorrentía	Runoff	Sinuoso	Ramificaciones complejas	Agua líquida en superficie
Desbordamiento	Outflow	Compleja	Canales principales, morfologías interiores	Agua superficial o deshielo
Corroídos	Fretted	Anchos de fondo plano	Situados en latitudes altas	Deshielo-glaciarismo, aguas subterráneas

Cuadro 2.1 Canales de Marte. Modificado de <http://www.academia.edu/> (2016).

Canales de escorrentía (Runoff): Son depresiones lineales que serpentean a través de los terrenos craterizados en zonas de mayor pendiente. Estos canales comienzan y acaban bruscamente, no hay evidencias de sedimentos en sus zonas terminales y algunos de ellos forman redes arborescentes.

Se cree que muchos canales de escorrentía no han sido excavados por agua superficial sino socavados por agua subterránea. El final brusco de muchos canales demuestra la acción del agua subterránea ya que parecen indicar infiltración.

Hay indicios de que el agua, al menos en algunas ocasiones, circuló por la superficie, evidencia de ello son la existencia de algunas redes relativamente densas de canales y algunos canales de escorrentía que tienen un cauce central bien marcado.

Los canales de escorrentía parecen ser contemporáneos con el terreno antiguo lleno de cráteres, lo que indica que se formaron poco después del final del intenso bombardeo (Baker, 2006).

Canales de desbordamiento (Outflow): Son enormes valles que nacen ya totalmente desarrollados en terrenos caóticos (montañas aisladas de hasta 2000 metros de altura dispersas en estas extensas regiones). Algunos están relacionados con los cañones de Valles Marineris.

Los canales de desbordamiento son sinuosos de fondo plano y forman redes complejas que se bifurcan y vuelven a reunirse pero sin inundar las llanuras circundantes.

La mayor parte de los canales de desbordamiento se les atribuye una edad Hespérica-Amazónica (2.3-3.7 Ga). La edad es claramente menor que los canales de escorrentía pues es menor la edad del terreno por el cual se ha visto que circulan.

La hipótesis de la formación de los canales de desbordamiento sugiere que ocurrieron erupciones volcánicas bajo el hielo que lo fundieron provocando inundaciones. Para que esto haya podido ocurrir se requieren glaciares. Otra alternativa es la rotura por fallas o impactos de acuíferos a alta presión. El agua surgiría violentamente fragmentando la roca, y sin apenas tiempo para excavar un cauce, inundaría grandes zonas pendiente abajo.

Los canales de desbordamiento son frecuentes cerca de la cuenca de Chryse Acidalia, al oeste del complejo volcánico de Elysium en Elysium Planitia, en la parte este de la cuenca de Hellas y a lo largo del borde oeste y sur de Amazonis Planitia (Pereira et al., 2004).

Canales corroídos (Fretted): Forman valles muy anchos, de paredes verticales y fondo plano, recuerdan a los valles glaciares de la Tierra. Quizá se trate de canales de escorrentía agrandados precisamente por los deslizamientos.

2.2 Redes de valle

Gran parte de las antiguas tierras altas cubiertas de cráteres son diseccionadas por redes de valles que se asemejan a los valles terrestres de los ríos (ver figura 2.1). Los valles tienen en su mayoría secciones transversales rectangulares a en forma de U, tienen varios kilómetros de ancho, 50- 300 m de profundidad y decenas o cientos de kilómetros de largo, aunque algunos se extienden por miles de kilómetros (Carr et al., 2014).

Debido a que la mayoría de las redes de valles parecen haberse formado en los terrenos más antiguos de Marte, los valles se han utilizado como una prueba de un clima globalmente cálido y húmedo similar a la Tierra. Más recientemente, se ha propuesto que los valles se formaron directamente como resultado de un mayor flujo de calor a nivel global a principios de la historia del planeta.

Las densidades de drenaje varían considerablemente según la ubicación, pero muchas áreas tienen densidades tan altas que implican precipitación y escorrentía superficial. La precipitación podría haber sido en forma de lluvia o nieve; en cualquier caso, se necesitan condiciones climáticas significativamente más cálidas que las actuales.

Las redes de valles marcianas se distinguen de los canales de salida por la ausencia de formas de lecho en los pisos de los valles, que son indicadores directos del flujo de fluidos. Aunque estos valles pueden contener canales, solo en casos raros pueden detectarse formas de lecho en el valle. En general, los valles no están distribuidos uniformemente dentro de los materiales geológicos de la superficie como en el caso de los valles fluviales terrestres.

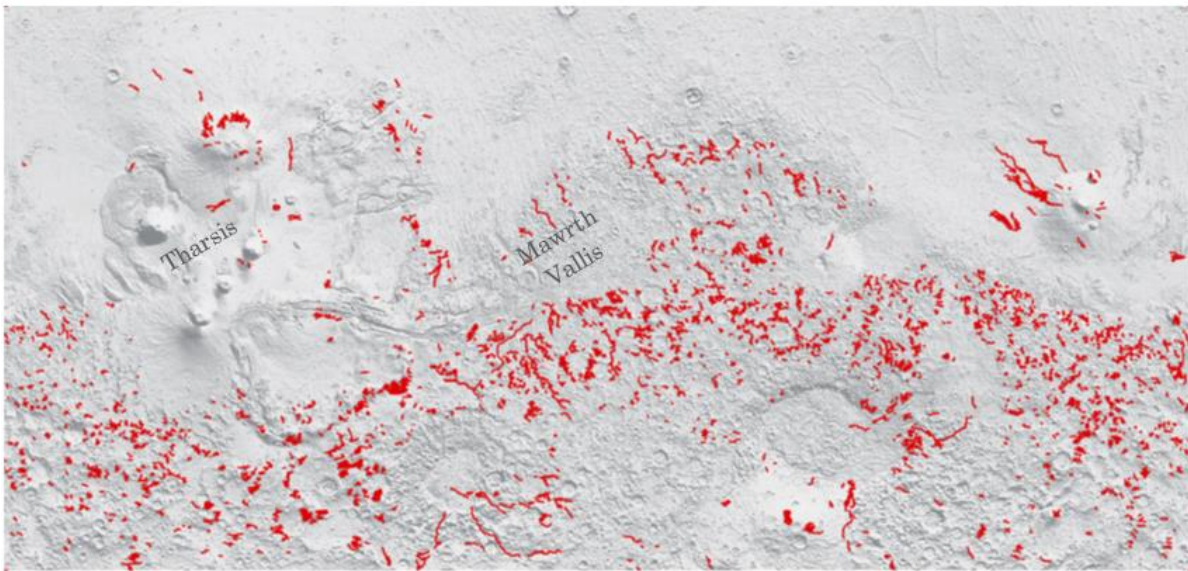


Figura 2.1 Distribución global de las redes de valle más grandes. La mayoría de los valles se encuentran en las tierras altas de craterizadas. Tomada de Carr et al., (2014).

Los valles tienden a formarse como sistemas aislados o en grupos en una unidad de superficie geológica que deja grandes extensiones de esta unidad prácticamente intactas por la erosión. Con la excepción de los valles fluviales en algunos volcanes, la mayoría de los valles marcianos exhiben una morfología tipo socavón y no parecen haberse formado junto con aquellos que exhiben morfología de escorrentía. En contraste, los valles terrenales se forman desde y junto con los valles de escorrentía.

La distribución aislada o agrupada de los valles sugiere que las fuentes de agua localizadas fueron importantes en el desarrollo del drenaje. Sin embargo, la salida

persistente de agua subterránea impulsada por la circulación hidrotermal localizada pero vigorosa asociada con el magmatismo, el vulcanismo, los impactos o el tectonismo es consistente con la morfología y distribución del valle. Las nevadas provenientes de la sublimación de lagos o mares cubiertos de hielo pueden haber proporcionado una fuente atmosférica de agua para la formación de algunos valles en regiones donde la superficie se erosiona fácilmente y donde la actividad geotérmica hidrotermal es suficiente para derretir la nieve acumulada (Gulick, 2001).

2.3 Lagos

Es probable que los lagos sean comunes en todo el terreno de edad Noéica. La mayoría de los valles terminan en depresiones cerradas como cráteres o áreas bajas entre cráteres, donde al menos se formaron lagos casi transitorios. Muchas de estas áreas están sustentadas por sedimentos de grano fino, capas horizontales y fácilmente erosionables.

Análisis de datos de la misión Viking revelaron numerosos paleolagos en la superficie de Marte. Los criterios para reconocer estos lagos incluían una fuente de agua (como las redes de valles) y una baja topográfica cerrada en la que se habría acumulado agua. A diferencia de los canales de salida, que se formaron catastróficamente y más tarde en la historia marciana, es probable que los lagos alimentados por una red del valle hayan tenido una vida más larga y estuvieran cerca del equilibrio con el entorno de la superficie cuando se formaron (Fassett & Head III, 2008).

Fassett & Head III (2008) compilaron una lista de al menos 210 lagos de cuenca abierta, su distribución geográfica se muestra en la Fig. 2.2. Debido a los eventos de repavimentación geológica posteriores a la formación de redes de valles y lagos de cuencas cerradas, la distribución geográfica observada representa en parte la distribución original y en parte representa los efectos de sobreimpresión de la historia geológica posterior.

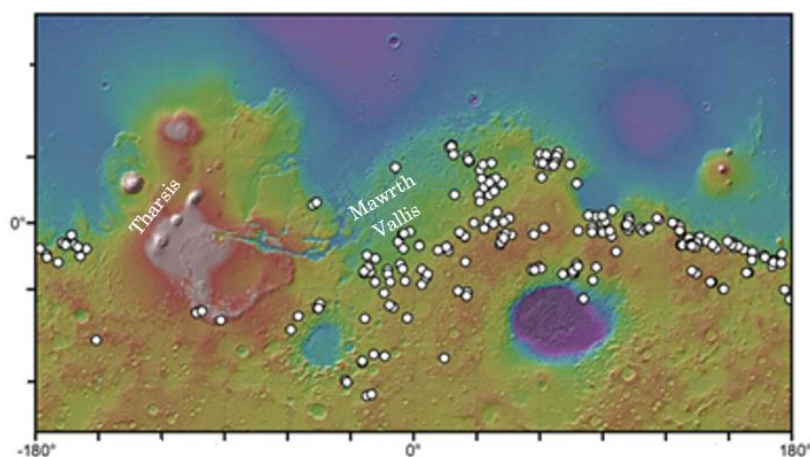


Figura 2.2. 210 lagos de cuenca abierta compilados. La distribución geográfica es una combinación compleja de la ubicación inicial del lago, así como el entierro y la destrucción posterior. Obtenido de Fassett & Head III (2008).

En los resultados de sus análisis, concluyen que los lagos más grandes de principios de Marte fueron comparables en tamaño a las cuencas lacustres (o mares pequeños) y que en algunos casos, el agua subterránea parece haber sido una fuente neta importante.

Posibles depósitos de cloro (sal) y sulfatos en las depresiones locales dentro de las tierras altas del Noéico pueden ser el resultado de la evaporación de tales lagos. Muchas depresiones en las tierras altas tienen valles de entrada y de salida que indican la presencia anterior de un lago que se desbordó, como podría esperarse de un evento de inundación. Otros lagos no tienen salidas que indiquen que la infiltración y la evaporación se mantuvieron a la par del suministro de la escorrentía. Las comparaciones de los volúmenes de los lagos con áreas de cuencas de drenaje sugieren que la mayoría de los lagos formados por eventos fluviales de tamaño modesto se extendieron durante períodos prolongados (Carr et al., 2014).

2.4 Deltas

Los abanicos y deltas aluviales en Marte registran las condiciones hidrológicas del pasado. Los deltas y los abanicos se forman cuando una mezcla de agua-sedimento entra en una expansión repentina. Así, registran las condiciones hidrológicas pasadas de varias maneras. El más obvio es su volumen total, que debe haber tomado una cierta cantidad de tiempo para depositarse, con el supuesto razonable de que un delta o abanico es una trampa de sedimentos perfecta. El tiempo de formación se puede calcular como la relación del volumen y la velocidad de transporte de sedimentos volumétricos. Pero esto ignora la información registrada en la morfología, que se considera cuantitativamente en Marte (Kleinhans et al., 2010).

En la Tierra, un delta fluvial es definido como un territorio de forma triangular formado en la desembocadura de un río a través de los sedimentos que deposita la corriente. Posibles deltas fluviales en Marte son comúnmente asociados con los paleolagos. Los sedimentos de un delta son bastante variados, pudiendo estar formados por una mezcla de arcilla, limo y arena.

Los deltas marinos son algunas formas del relieve costero más típicos de la Tierra, presentan una gran diversidad de morfologías resultado de la combinación de varios factores. Su característica principal es que idealmente deben formarse a la misma altitud de todo el planeta (Di Achille & Hynek, 2010).

Típicamente, los deltas están delineados por una escarpa orientada hacia afuera y tienen los restos de canales distributarios en su superficie superior. La falta de incisión en la superficie de los deltas, que se habría producido cuando el nivel del lago disminuyó, indica que la actividad fluvial terminó abruptamente. Las dimensiones del valle y de los deltas, junto con los volúmenes del lago y las áreas de cuencas de drenaje sugieren que el episodio fluvial al final del Noéico implicó descargas máximas comparables a los ríos terrestres.

2.5 Abanicos aluviales

Un abanico aluvial es un cuerpo de depósitos fluviales cuya superficie se aproxima al segmento de un cono que se extiende radialmente ladera abajo desde el punto en el que el curso del agua abandona el área montañosa (Gutiérrez-Elorza, 2008). Se distinguen tres partes, zona proximal, media y distal.

Los abanicos aluviales son formas de relieve discretas creadas por material suelto transportado por agua que forma rampas suavemente inclinadas. A menudo se encuentran en la Tierra a lo largo de entornos de desierto de montaña tectónicamente activos, donde los fuertes contrastes de relieve y la precipitación y escorrentía infrecuentes han evitado la formación de sistemas de drenaje que fluyen.

Hay un rápido transporte de material grueso, que se detiene cerca de la salida de drenaje debido a la repentina reducción de la corriente (Moore, 2005). Los abanicos aluviales presentes en la Tierra en la actualidad son preferentemente cuerpos de sedimentos muy gruesos a gruesos angulares con abundantes fragmentos de roca, careciendo de limos y arcillas.

Los abanicos aluviales que se han detectado en Marte (Figura 2.3) son notablemente similares a los abanicos terrestres formados por procesos fluviales. Probablemente se formaron durante un episodio de precipitación mayor que siguió a los primeros bombardeos.

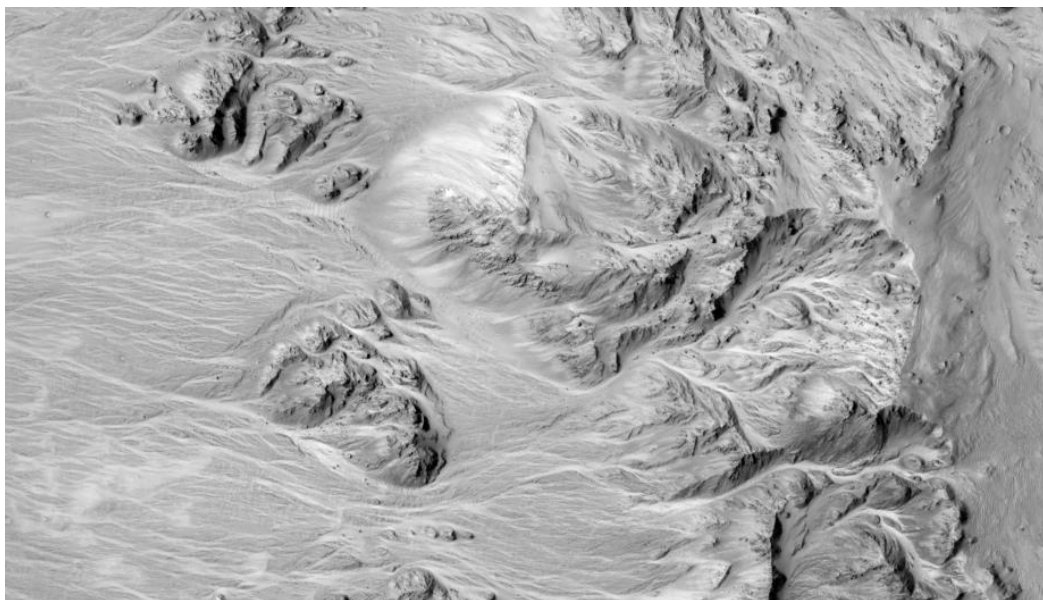


Figura 2.3 Abanicos aluviales en el cráter Mojave en la región de Xanthe Terra. Hay abanicos dentro y alrededor del cráter Mojave que se adaptan perfectamente a la morfología de los abanicos aluviales en la Tierra. Imagen HiRISE PSP_001415_1875.

2.6 Barrancos marcianos

Los barrancos son de lejos la característica fluvial más común que se haya formado en los últimos miles de millones de años de la historia marciana (ver figura 2.4). Son comunes en las laderas empinadas en 30°- 60° de latitud.

Son rasgos geomorfológicos que están constituidos principalmente por tres características: cabecera, canal y abanico de detritos o zona de depósito. Malin & Edgett, (2000) sugirieron que un fluido, probablemente agua pura, o altamente salina a una temperatura de -25°C pudo intervenir en dicha formación. Otros estudios sugieren que en vez de agua, el dióxido de carbono en estado líquido intervino en la formación de este relieve (Musselwhite et al., 2001).

Su origen es controvertido, aunque inicialmente se atribuyó a filtraciones de aguas subterráneas, este origen ahora parece improbable dada la probable criosfera gruesa durante la segunda mitad de la historia de Marte y la presencia común de barrancos en lugares donde el agua subterránea es improbable, como en las crestas del borde de los cráteres y en las laderas (Carr et al., 2014).

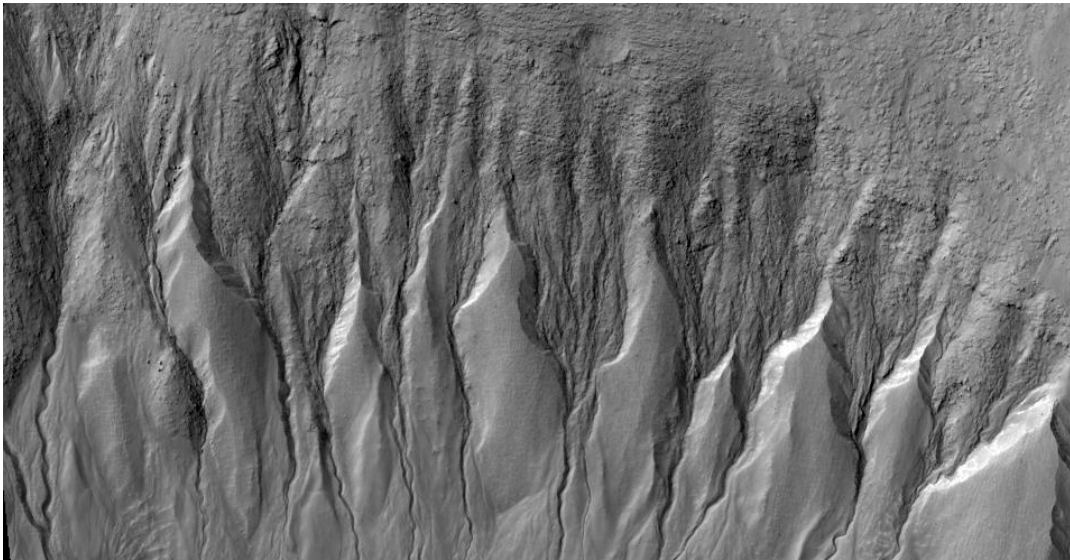


Figura 2.4 Barrancos en el borde noreste de un cráter del hemisferio sur. La mayoría de los barrancos están cortando profundamente en la pared del cráter y tienen canales estrechos. Varios de los canales de barrancos tienen curvas, conocidas como meandros, que podrían indicar que el material por el que fluían los barrancos se erosionó fácilmente. Imagen HiRISE PSP_005930_1395.

Cedillo (2013) propone un modelo para la formación de barrancos marcianos en el que la acumulación de nieve de CO₂ y polvo sobre las laderas que sucede en el invierno marciano y durante la primavera, hace que aumente la temperatura y ocurra la sublimación de la nieve, originando que la mezcla de CO₂ y polvo se fluidice y se desplace ladera abajo por

gravidad formando los barrancos en varias etapas o durante los cambios de oblicuidad del planeta.

2.7 Líneas recurrentes en pendientes (RLS)

Actualmente el agua pura es altamente inestable (no fluye) en la superficie de Marte, pero se ha observado evidencia indirecta de agua líquida transitoria en la región ecuatorial del planeta (Martín-Torres et al., 2015).

Posibles indicadores de agua líquida en la superficie de Marte incluyen flujos intermitentes en lugares con pendientes (McEwen et al. 2013). Estos flujos que aparecen como líneas recurrentes (RLS), son marcas estrechas y oscuras en pendientes pronunciadas (ver figura 2.5) que aparecen y se alargan gradualmente durante las estaciones cálidas en las superficies con bajo albedo.

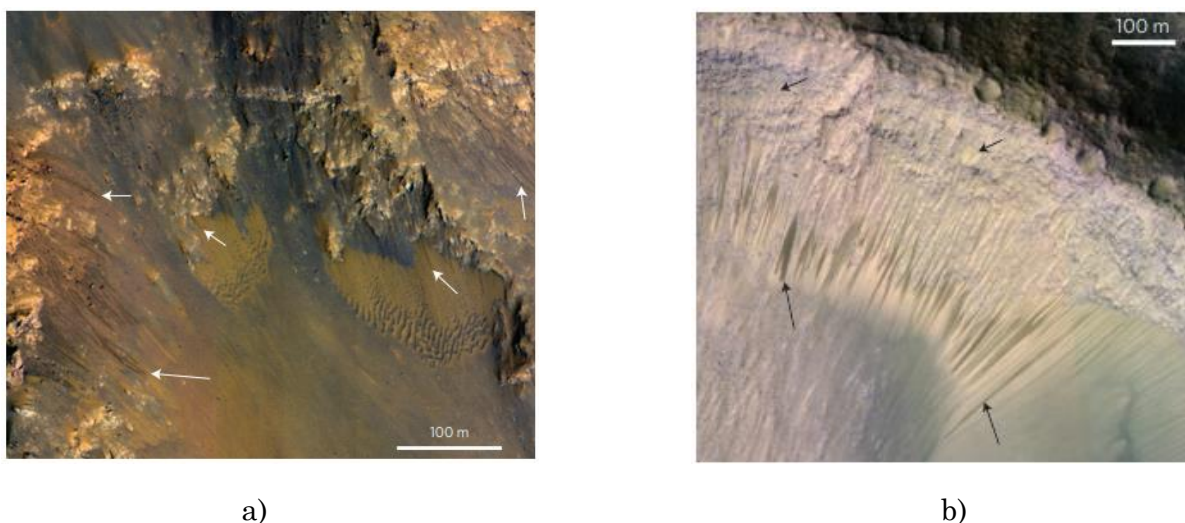


Figura 2.5 Líneas recurrentes en pendientes (RLS). a) La región de Coprates Chasma muestra RLS generalmente en laderas orientadas al norte. Imagen IRB colour (infrarrojo cercano, rojo y banda azul-verde). b) RLS en el piso del cráter de Melas Chasma, en una ladera orientada al sur. Imagen IRB colour. Tomada de McEwen et al. (2013).

RSL se dan con misteriosa frecuencia en las paredes de cráteres con una pendiente superior a los 20° , siempre orientadas hacia el ecuador del planeta. La mayoría de los cráteres donde se ha confirmado su presencia están en el hemisferio sur en regiones con gran cantidad de hielo subterráneo, aunque hay varios candidatos en regiones ecuatoriales. McEwen et al. (2013) identificaron estas RLS sobretodo en el hemisferio sur (figura 2.6). Esto se debe a las temperaturas altas en ese lugar en el solsticio de verano y se producen solo en las regiones de bajo albedo, que absorben más calor de la insolación y están libres de una capa aislante de polvo, por lo que el calor se conduce más debajo de la superficie.

Las RSL surgen durante el verano marciano y se desvanecen, a veces hasta desaparecer, durante el invierno. Tendiendo esto en cuenta, es razonable suponer que se trata de formaciones creadas por agua líquida. Los cráteres donde tienen lugar son jóvenes y pueden haber dejado al descubierto una capa de hielo subterráneo que calentado por el sol, permitiría episodios de deshielo puntual.

No está bien entendido el origen de estas RLS, incluso hay hipótesis alternativas sin recurrir al agua líquida. Una de ellas sugiere que su formación es similar a la propuesta por Cedillo (2013) para los barrancos marcianos, en donde estas marcas podrían formarse por la acción del dióxido de carbono.

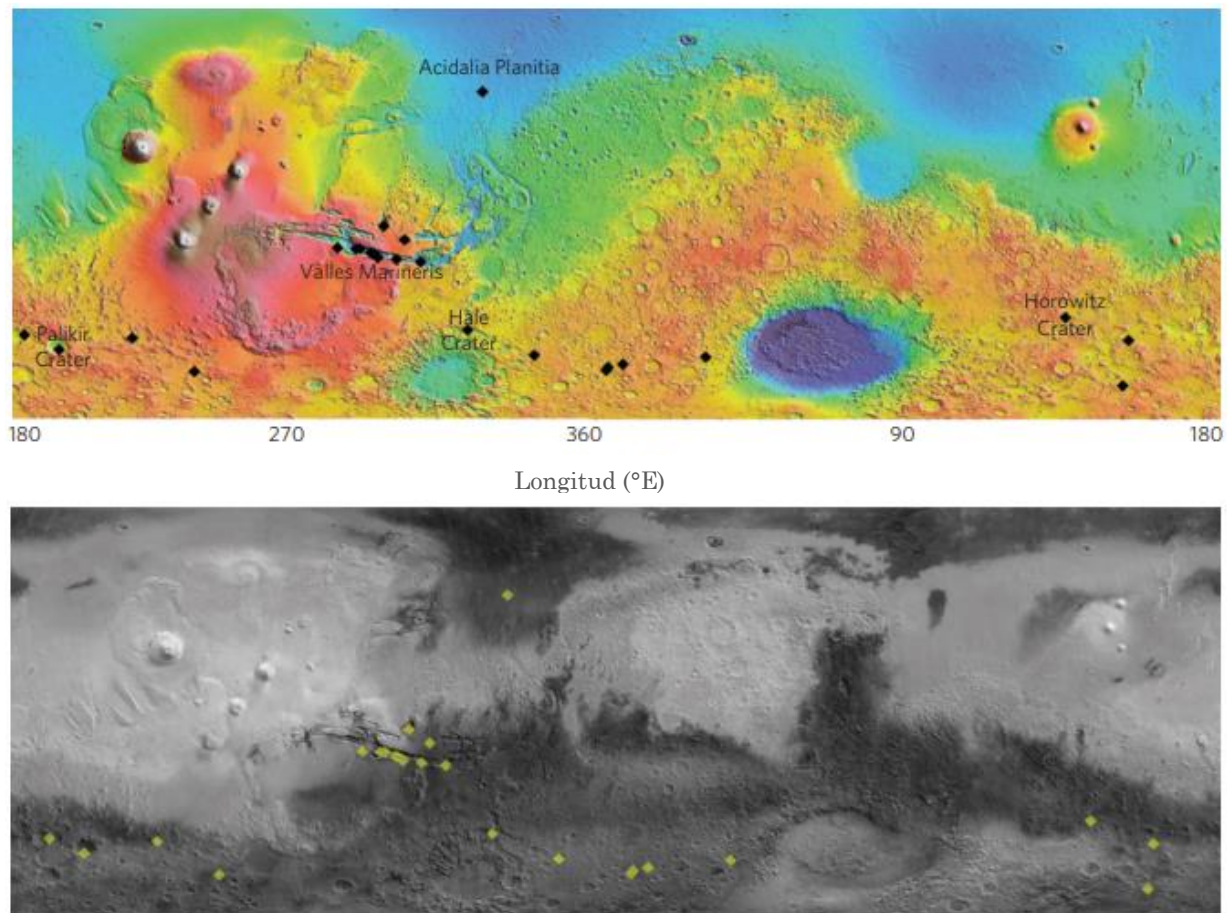


Figura 2.6 RLS confirmadas, casi todas en el hemisferio sur. a) Los puntos negros son las RLS en el rango de colores de MOLA, elevaciones bajas en azul y de rojo a blanco altas elevaciones. b) Los puntos amarillos muestran las mismas RLS identificadas pero en un mapa global de albedo bolométrico del Espectrómetro de Emisión Térmica. Ambos mapas muestran un relieve sombreado y están en proyección cilíndrica simple. Tomado de McEwen et al. (2013).

Para Ojha et al., (2014) la temperatura de formación, la estacionalidad y otras características geomorfológicas sí sugieren una formación relacionada con el agua, quizás

salmueras densas. Estos autores, al examinar imágenes proporcionadas por el Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM), no detectaron ninguna señal espectral atribuible al agua; sin embargo, se observa una firma distintiva y consistente en la mayoría de los sitios, que indica abundancias o tamaños de grano distintos de los minerales ferrosos en materiales relacionados con las RSL en comparación con las pendientes adyacentes que no presentan RSL.

Como vemos, el origen de las RSL es una pregunta abierta. La estacionalidad y la correlación de temperatura también sugieren un papel clave para un volátil, para el cual el agua se encuentra en el rango de temperatura correcto. Esto incluye la hipótesis de que un cambio de fase volátil desencadena flujos secos. Pero esta hipótesis no explica el crecimiento o el desvanecimiento rápido de las RSL (McEwen et al., 2013).

2.8 Evidencia de agua líquida en el cráter Gale

El cráter Gale es un cráter de 154 km de diámetro en Marte, donde el rover Curiosity comenzó su exploración e investigación desde 2012. Estudios previos que utilizaron datos de sensores remotos orbitales revelaron la presencia de minerales hidratados, como sulfatos y arcilla, que registran la alteración acuosa en el cráter Gale (Liu et al., 2018).

Se ha observado evidencia indirecta de agua líquida transitoria en la superficie de Marte. Curiosity ha detectado la presencia de sales de perclorato en el cráter Gale, en regiones cercanas al ecuador marciano (Martín-Torres et al., 2015). Estas sales disminuyen la temperatura de congelación del agua y pueden formar compuestos hidratados estables y soluciones líquidas al absorber el vapor de agua atmosférico.

En el trabajo de Martín-Torres et al., (2015) se muestran observaciones de la humedad relativa del ambiente, de la temperatura del aire y la temperatura del suelo en el cráter Gale, datos obtenidos por la Estación de Monitoreo Ambiental dentro del rover Curiosity, y son compatibles con la presencia de salmueras líquidas durante la noche, porque es cuando las temperaturas son más bajas y, como se mencionó anteriormente, las sales de perclorato disminuyen la temperatura de congelación del agua. La detección que hacen estos autores, en la región más seca y cálida del planeta (ecuador marciano), es un gran avance. Como los percloratos se distribuyen ampliamente en la superficie de Marte, este descubrimiento implica que el resto del planeta debe poseer salmueras aún más abundantes debido al mayor contenido de agua en la atmósfera y las temperaturas más bajas.

Según lo reportado en Grotzinger et al., (2014) el rover Curiosity también descubrió rocas sedimentarias de grano fino, que se deduce representan la existencia de un lago antiguo y preservan la evidencia de un entorno que podría haber sido adecuado para apoyar una biosfera marciana. Este ambiente acuoso se caracterizó por un pH neutro, baja salinidad y estados redox variables tanto de las especies de hierro como de azufre.

Aunado a esto, Williams et al., (2013) exponen que la Mastcam (Mars Science Laboratory Mast Camera) en el cráter Gale, revela afloramientos de guijarros cementados (de 2 a 40 milímetros de diámetro) y granos de arena con texturas típicas de conglomerados sedimentarios fluviales. Los granos están redondeados (figura 2.7) lo que indica una abrasión fluvial sustancial. La composición de estos clastos redondeados se obtuvo por medio del LIBS (Laser Induced Breakdown Spectrometer) y muestra una composición correspondiente a alto contenido de sílice, plagioclasa y ortoclasa, esto sugieren un componente sustancial de feldespato, consistente con la presencia de granos de coloraciones claras.

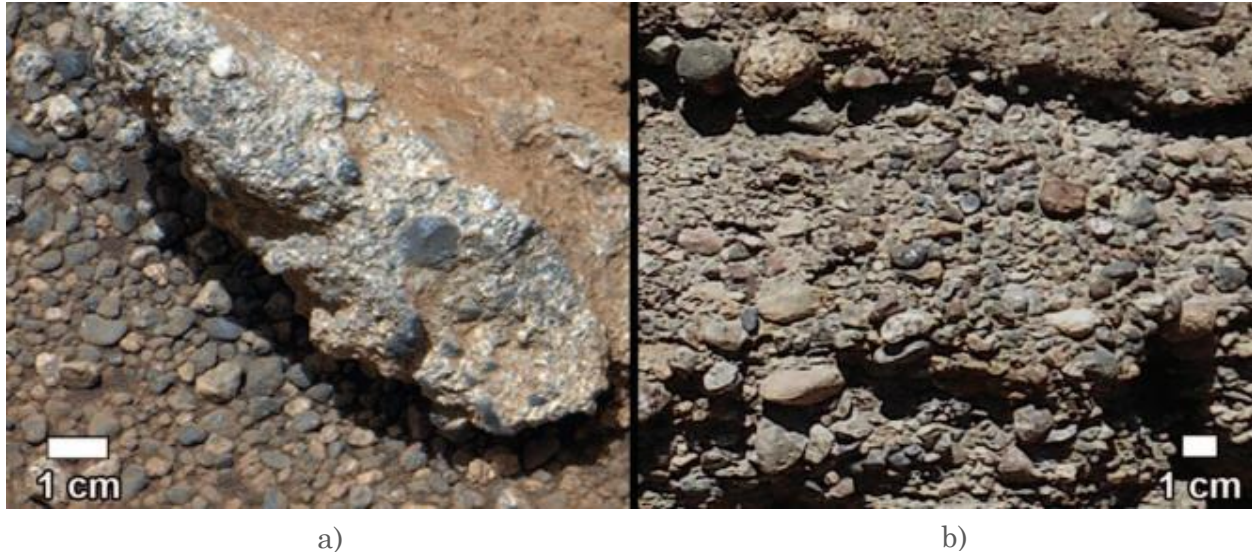


Figura 2.7 Comparación de conglomerados en Marte y en un análogo terrestre. a) Fotografía obtenida con la Mastcam en el cráter Gale, Marte. b) Clastos redondeados de tamaño y formas similares a los depósitos del cráter Gale en abanicos aluviales, parte distal, en el desierto de Atacama, Chile. Modificada de Williams et al., (2013).

Los conglomerados tienen un entorno geológico complejo: la antigua cuenca de impacto en la que se encuentran se formó hace aproximadamente 3.6 a 3.8 mil millones de años, alrededor de la transición del Noéico-Hespérico y pudo haberse llenado completamente de sedimentos antes de ser erosionada a la morfología actual a través de la erosión eólica. Los conglomerados documentan el papel de los procesos fluviales en la sedimentación dentro del cráter Gale.

2.9 Agua actual en Planum Australe

La presencia de agua líquida en la base de los casquetes polares marcianos se sospecha desde hace tiempo, pero no se había observado. Recientemente Orosei et al., (2018) encontraron evidencia de agua líquida atrapada debajo del hielo en los depósitos de la región polar del sur marciano, en el sitio Planum Australe (Figura 2.8). Utilizaron el

instrumento MARSIS (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding), un radar de baja frecuencia de la nave espacial Mars Express (ESA).

El análisis cuantitativo de las señales del radar muestran una característica brillante con una permitividad dieléctrica relativa alta (> 15), que coincide con la de los materiales con contenido de agua. Los autores interpretan esta característica como un cuerpo estable de agua líquida. El perfil que registra el radar es similar a los grandes lagos subglaciales que existen en la Tierra bajo la Antártica y Groenlandia, tiene aproximadamente 20 km de longitud.

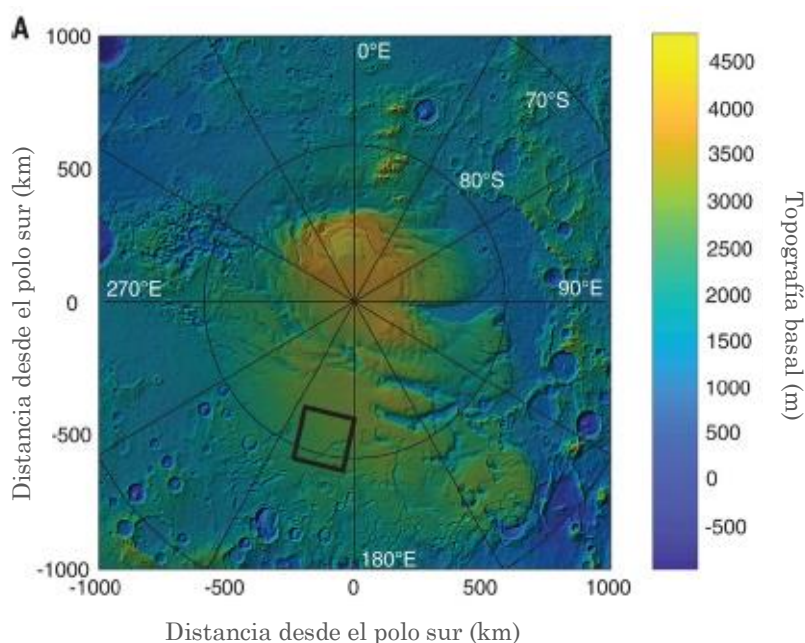


Figura 2.8 A) Mapa en relieve sombreado de Planum Australe, en el recuadro negro, al sur de la latitud 75° S (Orosei et al., 2018).

Las cantidades sustanciales de perclorato de magnesio, calcio y sodio en el suelo de las llanuras septentrionales de Marte, descubiertas utilizando el laboratorio de química húmeda del módulo de aterrizaje Phoenix y encontrados en Planum Australe, respaldan la presencia de agua líquida en la base de los depósitos polares.

Los percloratos se pueden formar a través de diferentes mecanismos físicos y / o químicos y se han detectado en diferentes áreas de Marte. Debido a que la temperatura en la base de los depósitos polares se estima en 205 K , y porque, como se había explicado anteriormente, los percloratos suprimen fuertemente el punto de congelación del agua es plausible que una capa de salmuera de perclorato podría estar presente en la base de los depósitos polares. La salmuera podría mezclarse con suelos basales para formar un lodo (Orosei et al., 2018).

3

Geología y características generales de Oxia Planum y Mawrth Vallis

Sitios de aterrizaje de ExoMars 2020

En noviembre de 2018 el Grupo de Trabajo de Selección de Sitios de Aterrizaje del proyecto ExoMars recomendó a Oxia Planum como el sitio principal de aterrizaje y a Mawrth Vallis como un segundo sitio, para el rover Rosalind Franklin de ESA-Roscosmos que se lanzará al planeta rojo en 2020. La propuesta será revisada internamente por la ESA y Roscosmos con una confirmación oficial esperada a mediados de 2019.

Ambos candidatos conservan un rico registro de la historia geológica del pasado más húmedo del planeta hace aproximadamente cuatro mil millones de años. Se encuentran justo al norte del ecuador, con varios cientos de kilómetros entre ellos, en un área del planeta con muchos canales que atraviesan las tierras altas del sur hasta las tierras bajas del norte. Mawrth Vallis es un sitio científicamente único, pero Oxia Planum ofrece un margen de seguridad adicional para la entrada, el descenso y el aterrizaje, y para atravesar el terreno hasta llegar a los sitios científicamente interesantes que se han identificado desde la órbita.

La vida tal como la conocemos en la Tierra requiere agua líquida, lugares como estos incluyen muchos objetivos principales para buscar pistas que puedan ayudar a revelar la presencia de vida pasada en Marte (The ExoMars 2018 Landing Site Selection Working Group. 2014).

3.1 División de la superficie de Marte

La superficie de Marte está dividida en 30 cuadriláteros utilizados por el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS). Cada uno se nombra en base a sus fronteras a lo largo de las líneas de latitud y longitud (Figura 3.1). El mapa fue creado por imágenes adquiridas por la Mars Orbiter Camera en 1999. En la versión inicial se completaron todos los cuadriláteros con excepción de las regiones polares. La cobertura del Polo Sur se completó en 2002 (Malin Space Science Systems <http://www.msss.com/> 2010).

Hay 8 cuadriláteros que cubren cada uno 45° de longitud y entre 0° y 30° de latitud; seis cuadriláteros que cubren cada uno 60° de longitud y entre 30° y 65° de latitud; y un cuadrilátero que cubre las latitudes por encima de 65°. Los cuadriláteros se nombran a partir de las notables formaciones geológicas.

A continuación se presenta una tabla con cada uno de los cuadriláteros en los que se divide Marte y se describen las latitudes y longitudes que abarca. Posteriormente se relacionan con el mapa de la Figura 3.1.

Oxia Planum y Mawrth Vallis pertenecen al cuadrilátero número 11 (MC-11) llamado Oxia Palus.

Número	Clave	Nombre	Latitud	Longitud	
1	MC-01	Mare Boreum	65° a 90°N	0° a 360°	
2	MC-02	Diacria	30° a 65°N	180° a 240°E	120° a 180°W
3	MC-03	Arcadia	30° a 65°N	240° a 300°E	60° a 120°W
4	MC-04	Mare Acidalium	30° a 65°N	300° a 360°E	0° a 60°W
5	MC-05	Ismenius Lacus	30° a 65°N	0° a 60°E	300° a 360°W
6	MC-06	Casius	30° a 65°N	60° a 120°E	240° a 300°W
7	MC-07	Cebrenia	30° a 65°N	120° a 180°E	180° a 240°W
8	MC-08	Amazonis	0° a 30°N	180° a 225°E	135° a 180°W
9	MC-09	Tharsis	0° a 30°N	225° a 270°E	90° a 135°W
10	MC-10	Lunae Palus	0° a 30°N	270° a 315°E	45° a 90°W
11	MC-11	Oxia Palus	0° a 30°N	315° a 360°E	0° a 45°W
12	MC-12	Arabia	0° a 30°N	0° a 45°E	315° a 360°W
13	MC-13	Syrtis Major	0° a 30°N	45° a 90°E	270° a 315°W
14	MC-14	Amenthes	0° a 30°N	90° a 135°E	225° a 270°W
15	MC-15	Elysium	0° a 30°N	135° a 180°E	180° a 225°W
16	MC-16	Memnonia	-30° a 0°S	180° a 225°E	135° a 180°W
17	MC-17	Phoenicis Lacus	-30° a 0°S	225° a 270°E	90° a 135°W
18	MC-18	Coprates	-30° a 0°S	270° a 315°E	45° a 90°W
19	MC-19	Margaritifer Sinus	-30° a 0°S	315° a 360°E	0° a 45°W
20	MC-20	Sinus Sabaeus	-30° a 0°S	0° a 45°E	315° a 360°W
21	MC-21	Iapygia	-30° a 0°S	45° a 90°E	270° a 315°W
22	MC-22	Mare Tyrrhenum	-30° a 0°S	90° a 135°E	225° a 270°W
23	MC-23	Aeolis	-30° a 0°S	135° a 180°E	180° a 225°W
24	MC-24	Phaethontis	-65° a -30°S	180° a 240°W	120° a 180°W
25	MC-25	Thaumasias	-65° a -30°S	240° a 300°E	60° a 120°W
26	MC-26	Argyre	-65° a -30°S	300° a 360°E	0° a 60°W
27	MC-27	Noachis	-65° a -30°S	0° a 60°E	300° a 360°W

28	MC-28	Hellas	-65° a -30°S	60° a 120°E	240° a 300°W
29	MC-29	Eridania	-65° a -30°S	120° a 180°E	180° a 240°W
30	MC-30	Mare Australe	-90° a -65°S	0° a 360°	

Cuadro 3.1 División de la superficie de Marte en 30 cuadriláteros. Modificado de Malin Space Science Systems www.msss.com/mgcwg/mgm/ 2010

3.1.1 Oxia Palus

Localizado en 0°- 45°W de longitud y 0°-30° N de latitud (ver figura 3.2) incluye terrenos de las tierras bajas del norte, Chryse Planitia y Acidalia Planitia delimitados por terrenos de las tierras altas del sur: Xanthe Terra y Arabia Terra (Wyatt et al., 2003).

Oxia Palus es único en el sentido geográfico e importante por su ubicación entre las Tierras Altas del Sur y las Bajas del Norte. La diversidad en las formas del relieve observables en dicha región reflejan procesos geológicos activos y restos de efectos paleoclimáticos, lo que hace de esta región una de las más estudiadas de Marte.

En el cuadrilátero hay evidencias de agua líquida en el pasado marciano, existen geoformas como ríos, redes de valles, lagos, deltas, abanicos aluviales, e incluso una posible línea de costa, además de gran cantidad de filosilicatos que pueden preservar evidencia de vida microscópica antigua.

Gracias al estudio de imágenes HiRISE de Mars Reconnaissance Orbiter de la NASA, se halló en la región Shalbatana Vallis (al sur de Chryse Planitia) evidencia de un antiguo lago. Estudios indican que el agua estuvo 30 millas a lo largo del cañón, posteriormente se formó un delta alrededor de la cuenca. Este delta y otros alrededor de la cuenca implican la existencia de un lago grande y de larga duración. De especial interés es que aparentemente el lago se formó después del período cálido y húmedo (Warner et al., 2010).

Wyatt et al., 2003 dividen la región Oxia Palus en litologías tipo 1 y tipo 2 que corresponden a la transición entre las Tierras Altas del Sur y las Bajas del Norte. La figura 3.3 muestra la distribución regional de las superficies con dichas litologías, tipo 1 en color verde y tipo 2 en rojo que se derivan de la deconvolución lineal de los espectros de emisividad TES Thermal Emission Spectrometer).

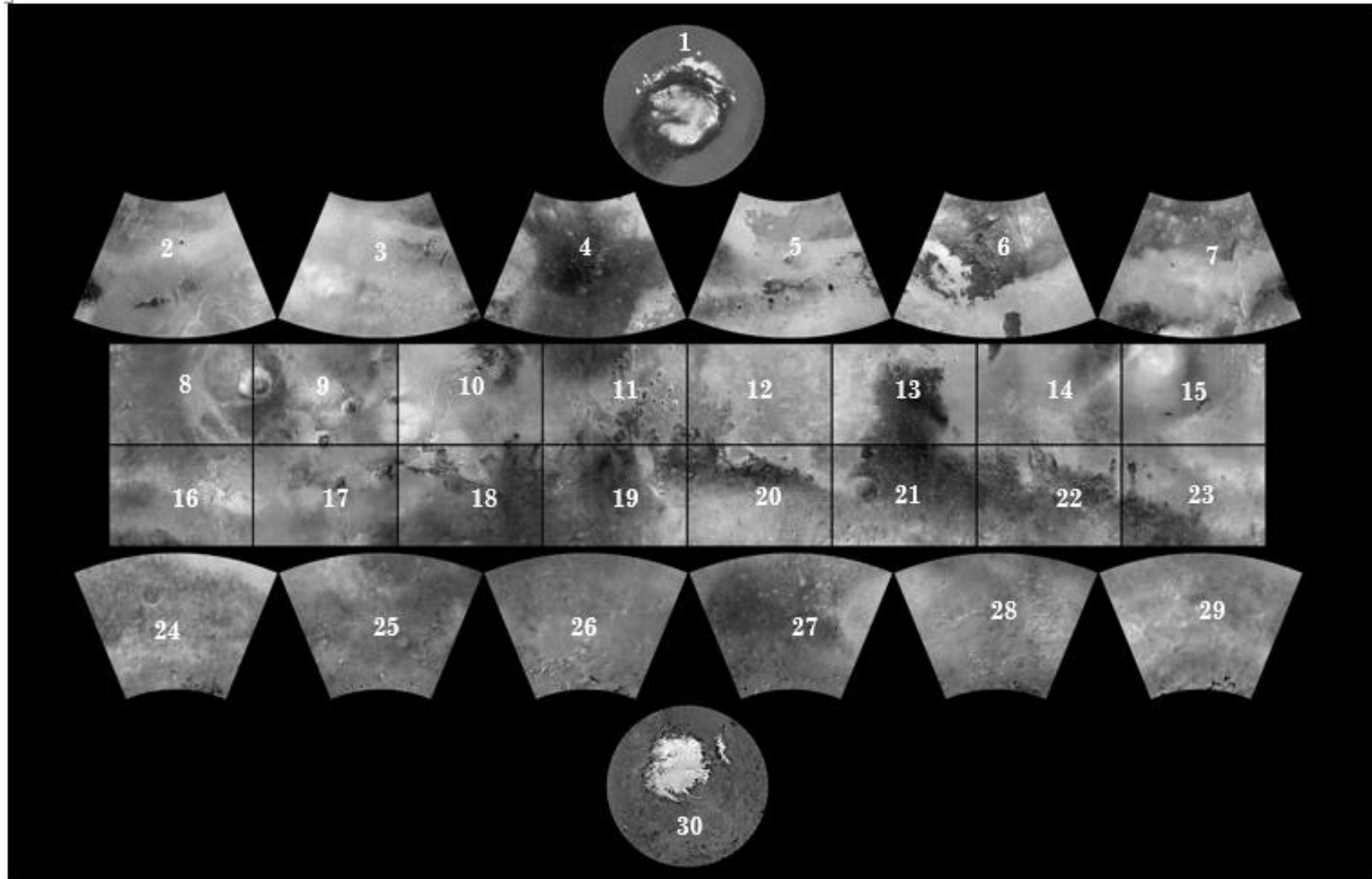


Figura 3.1 Mapa de la superficie de Marte dividida en cuadriláteros, se relaciona con la tabla 3.1. Modificada de Malin Space Science Systems <http://www.msss.com/mgchw/mgm/> 2010.

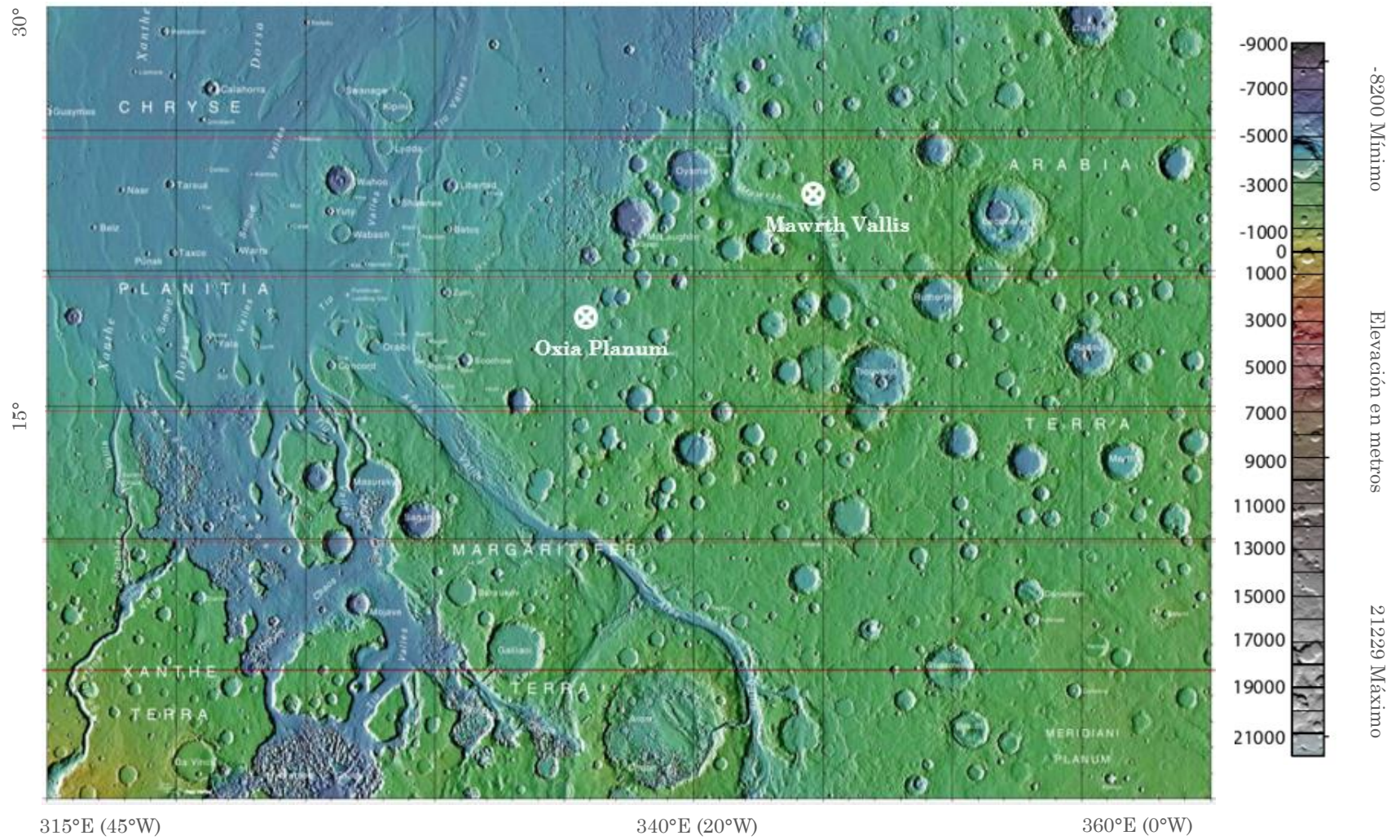


Figura 3.2 Cuadrilátero Oxia Palus MC-11 Mercator Projection. Los puntos blancos marcan los sitios Oxia Planum y Mawrth Vallis. Modificado de astrogeology.usgs.gov

Los píxeles azules en el mapa de composición de TES (figura 3.3) representan áreas cubiertas por polvo brillante de grano fino, que blanquea suficientemente la superficie para prohibir el análisis espectral de composiciones de arena y roca.

La litología tipo 1 que domina las Tierras Altas del Sur, ha sido identificada como un basalto con plagioclasa y piroxeno, protegido de la meteorización. La litología tipo 2, dominante en las Tierras Bajas del Norte, es un basalto alterado con poco piroxeno y mucho vidrio volcánico. En esta zona hay mucha presencia de arcillas (Wyatt et al. 2003).

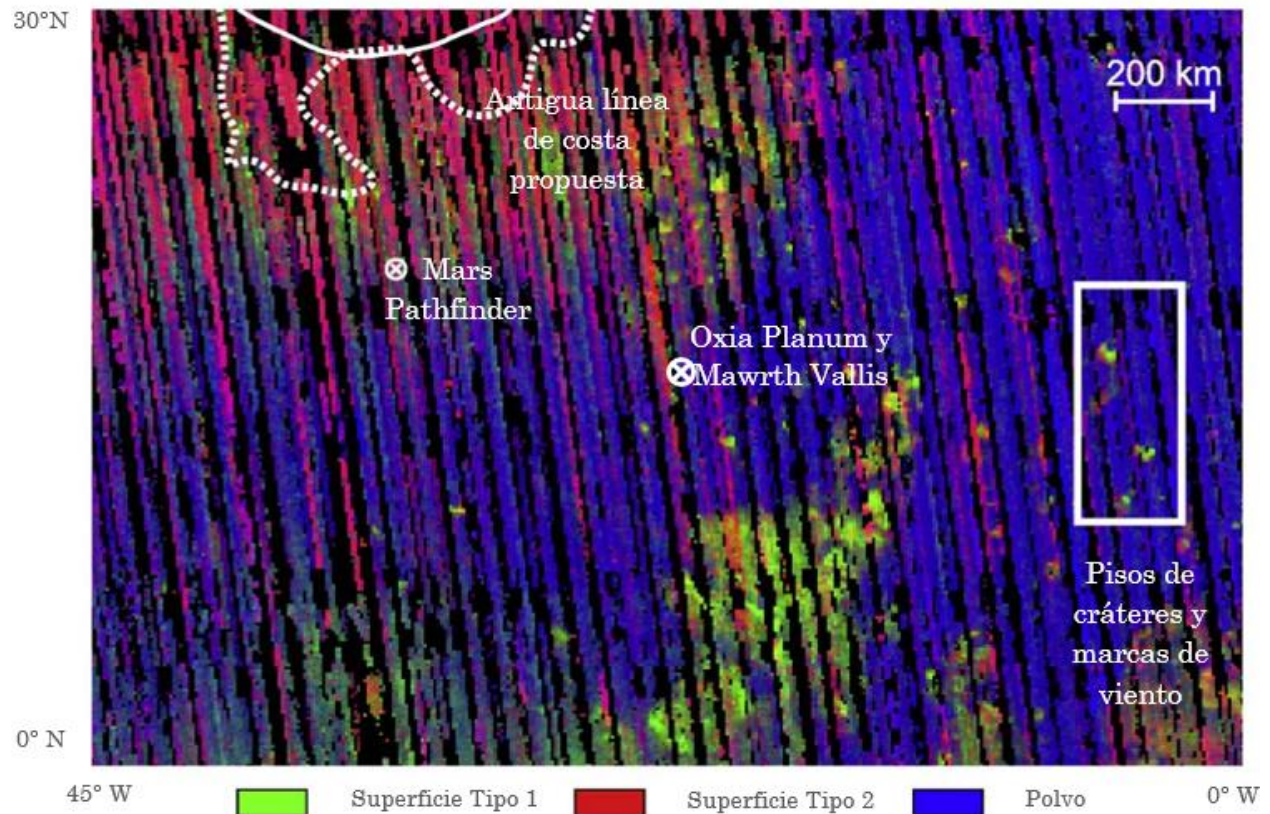


Figura 3.3 Mapa composicional TES del cuadrángulo Oxia Palus. Superficies con litologías tipo 1 en verde que dominan las tierras altas del sur, litologías tipo 2 en rojo que dominan las tierras bajas del norte. Modificado de Wyatt et al., (2003).

Para desarrollar este capítulo y el siguiente se utilizó el software JMARS, que proporciona herramientas para analizar datos científicos, fue muy útil en el análisis geológico de Oxia Planum y Mawrth Vallis. Ver capítulo 4 para más detalles sobre JMARS.

3.2 Oxia Planum

3.2.1 Contexto general

El sitio llamado Oxia Planum se localiza al este de la región Chryse Planitia, al suroeste de Arabia Terra y a unos cientos de kilómetros al suroeste de Mawrth Vallis, en el cuadrilátero Oxia Palus entre las coordenadas 17-20°N, 334-337°E (Figura 3.4). Se sitúa en una amplia cuenca entre Ares Vallis y Mawrth Vallis, a la salida de Coogoon Vallis, con una elevación MOLA del rango de -5000 metros a -1000 metros (The ExoMars 2018 Landing Site Selection Working Group, 2014).

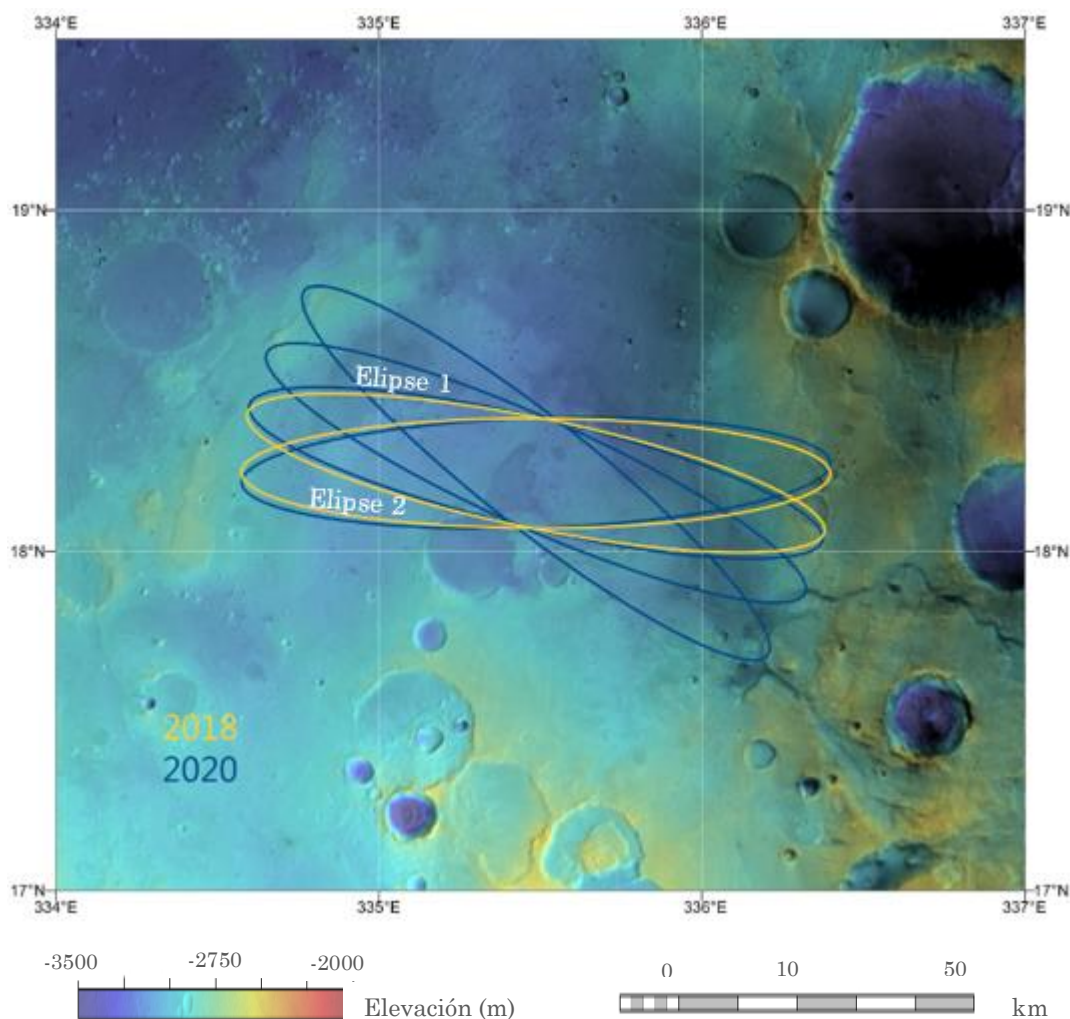


Figura 3.4 Oxia Planum, se muestran las elipses de aterrizaje propuestas. Tomada de [ESA exploration.esa.int](http://ESA.exploration.esa.int) ESA/DLR/FU Berlin & NASA MGS MOLA Science Team.

La región de Oxia Planum se caracteriza por diversos canales que convergen hacia Chryse Planitia y diseccionan el área (Scott & Tanaka, 1986). Se han conservado abanicos o deltas en las valles, que a menudo se extienden en cuencas de 100 km de ancho.

3.2.2 Elipses de aterrizaje propuestas

Para cumplir con los objetivos de la misión ExoMars, en el lugar de aterrizaje deben abundar las rocas primitivas, debe haber evidencia de gran cantidad de agua líquida en el pasado, tienen que existir formaciones rocosas expuestas y poco polvo superficial. Las evidencias morfológicas y los minerales expuestos en Oxia Planum deben hallarse dentro de las elipses de aterrizaje (ver figura 3.4) propuestas por el equipo de científicos de la Misión. Dichas elipses tiene dimensiones de 104 km por 19 km.

Se han propuesto dos elipses en el área (Figura 3.4) con elevación MOLA entre -2.5 y -3.1 km. La elipse 1 se localiza dentro del sistema Coogoon Valles y la elipse 2 está al sur de la elipse 1 en una pequeña meseta. Ambas elipses incluyen muchos filosilicatos así como la presencia de pequeños cráteres de impacto y están en una superficie relativamente plana (The ExoMars 2018 Landing Site Selection Working Group, 2014).

La orientación de las elipses cambiará dependiendo del momento del lanzamiento. Para el lanzamiento 2020 la orientación puede variar entre 88° y 127° de azimut (The ExoMars 2018 Landing Site Selection Working Group, 2014).

3.2.3 Geología

Oxia Planum es un sitio interesante ya que contiene rocas y geoformas que abarcan toda la historia del planeta desde el Noéico hasta el Amazónico. Según el mapa geológico de Quantin et al., (2014), existen alteraciones, valles fluviales y canales del Noéico, posiblemente un delta, de edad hespérica; un flujo de lava amazónica y una continua erosión durante el Hespérico y el Amazónico (ver figura 3.5).

De las observaciones que se obtienen de espectrómetros como OMEGA de la ESA y CRISM de la NASA (que serán explicados más a fondo en el capítulo siguiente), se ha visto que la mayoría de las rocas expuestas en la región de Chryse Planitia exhiben firmas de filosilicatos de Fe/Mg, probablemente de saponita, nontronita y vermiculita (The ExoMars 2018 Landing Site Selection Working Group, 2014).

En la investigación realizada anteriormente sobre este sitio de aterrizaje, (Reyes-Ayala., 2016) se obtuvo un panorama de la geología general, en donde se confirmó que la zona está cubierta por filosilicatos de hierro y magnesio en su mayoría, hay evidencia de un flujo de lava del Hespérico, antiguos canales de desbordamiento y canales invertidos que diseccionan la zona. Se encontró una morfología triangular que bien podría tratarse de un delta o un abanico aluvial.

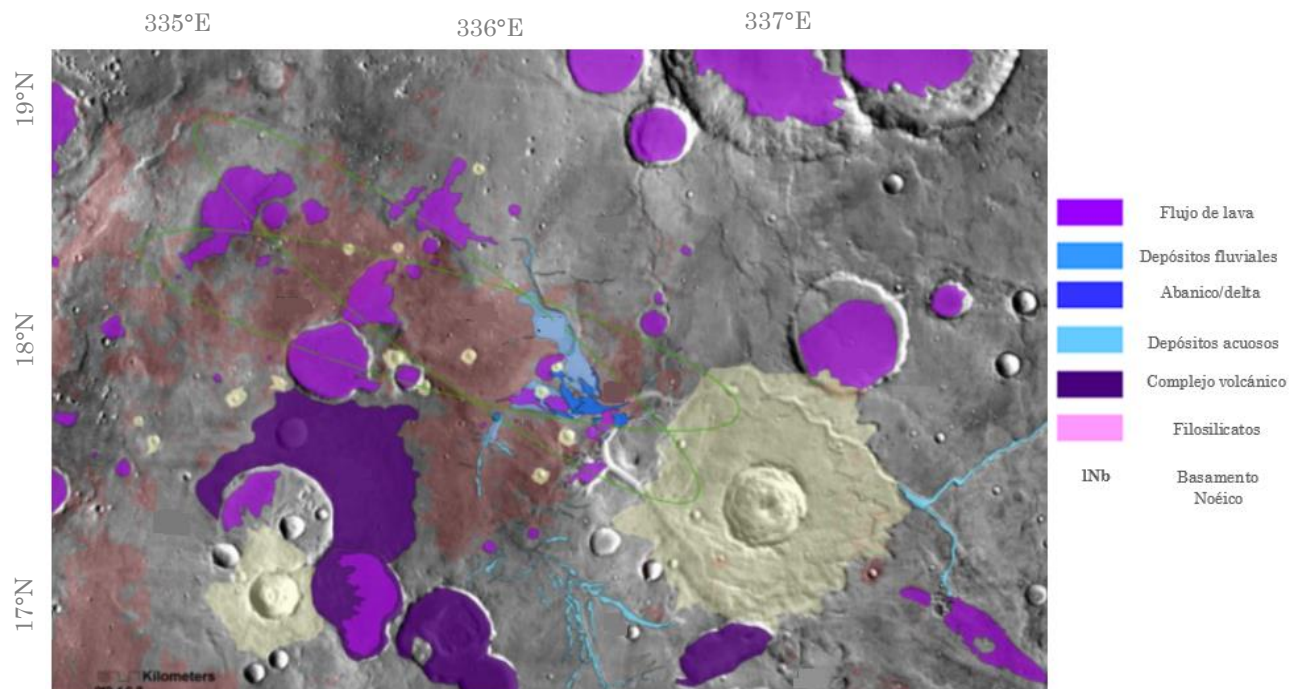


Figura 3.5. Unidades geológicas detectadas en Oxia Planum. Modificado de Quantin et al. (2014).

3.2.3.1 Abanico

Oxia Planum es una zona inexplorada. Los pocos estudios que se tienen, como el de Quantin et al., (2016), muestran que existen morfologías fluvio-deltaicas en el área. A la salida de Cogoan Valles, se observa una morfología que podría corresponder a un abanico aluvial. Este abanico tiene una superficie relativamente plana de más de 10 km de largo y unos 80 m de espesor (Fig. 3.6).

En las imágenes infrarrojas nocturnas de THEMIS, el material del abanico parece de inercia térmica baja y sugiere material de grano fino. El análisis morfológico detallado del abanico revela direcciones de flujo superpuestas. El hecho de que el abanico sea relativamente plano y que el material parezca de grano fino, sugiere que puede ser un delta. Si bien las imágenes son insuficientes para afirmar que los sedimentos son finos, todo apunta a ello.

Se realizó el perfil topográfico A-B (figura 3.7) y se observa que la pendiente no es tan abrupta como para transportar sedimentos muy gruesos. Si recordamos, en la Tierra los abanicos aluviales son preferentemente cuerpos de sedimentos muy gruesos a gruesos, por lo que esta estructura encaja mejor con la definición de un delta.

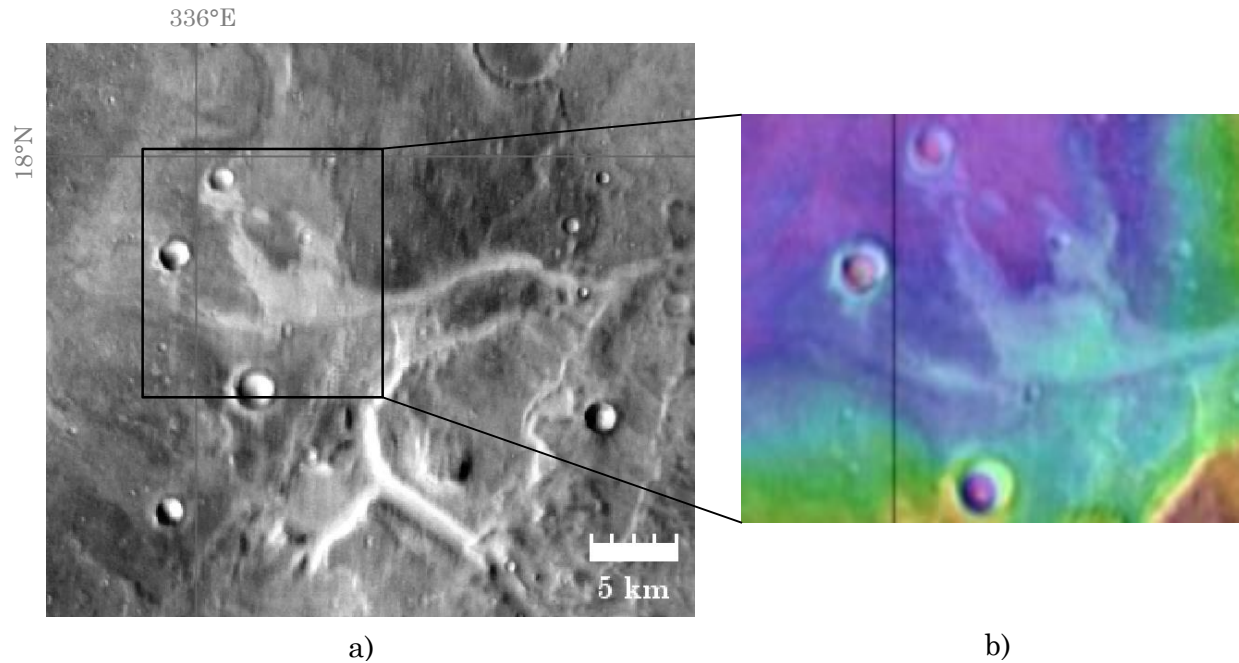


Figura 3.6 Sistema deltaico a la salida de Coooon Vallis, se notan también algunos canales. a) abanico en THEMIS Day IR 100m. b) abanico en MOLA Topography colorized elevation.

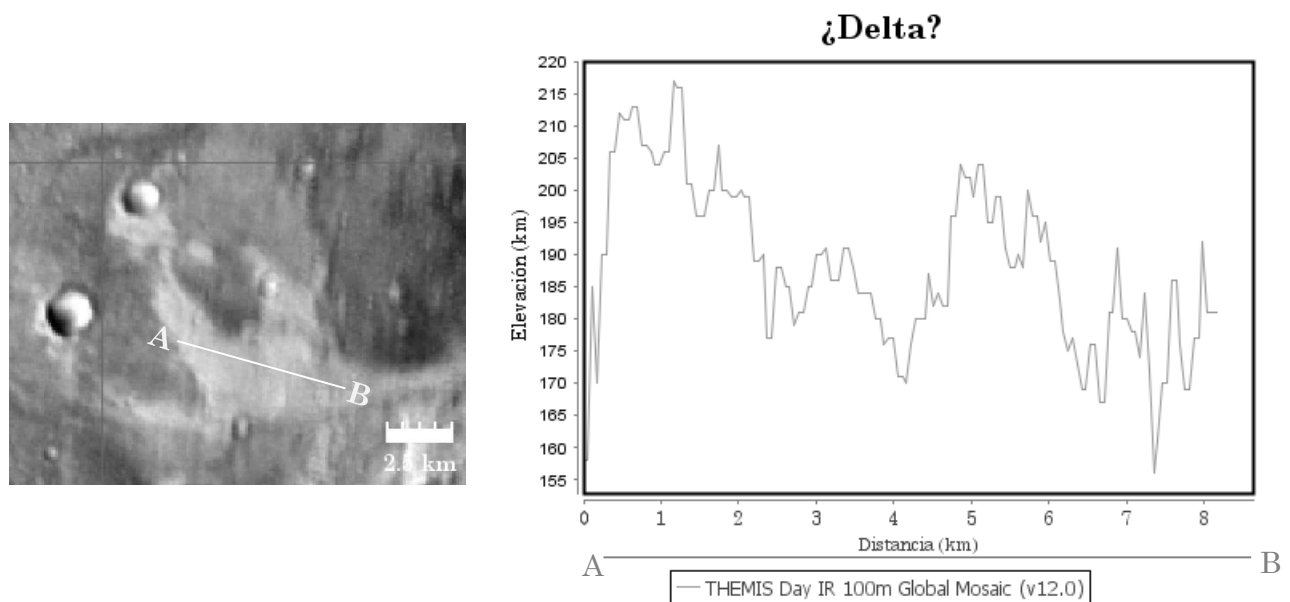


Figura 3.7 Perfil de elevación en el abanico, se observa que no hay una pendiente abrupta por lo que sería muy difícil transportar sedimentos muy gruesos y podría tratarse de un delta.

3.2.3.2 Redes de valles y canales

Son evidentes algunas redes de valles y canales en la zona (fig. 3.5 y 3.8). Las redes de valles marcianas han sido vistas como una de las mejores evidencias de agua superficial prolongada en Marte. JMARS mapea redes de valle en una escala global, utilizando datos visibles, infrarrojos y topográficos.

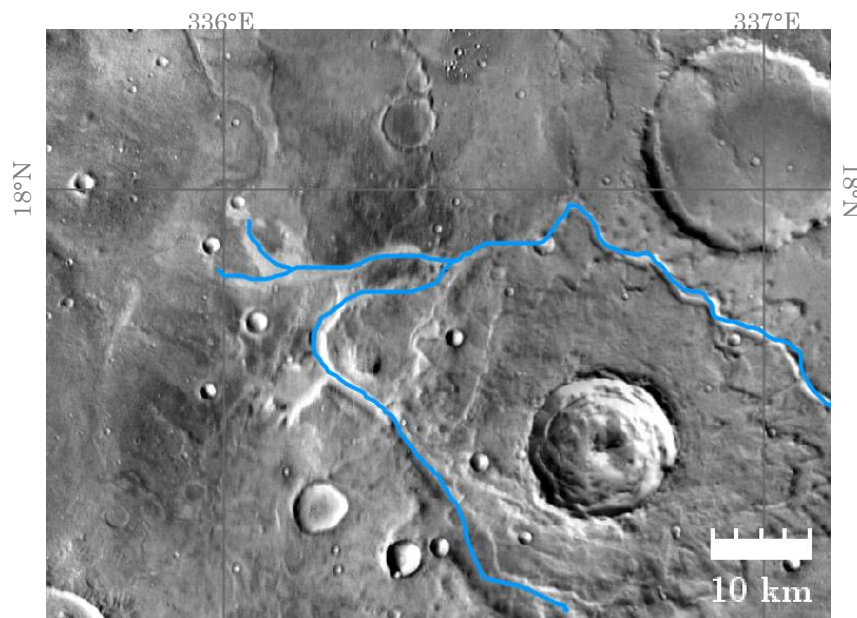


Figura 3.8 Redes de valles en la parte sureste de Oxia Planum. Mapeado por JMARS

Los canales marcados en Oxia Planum tienen el piso irregular y paredes empinadas. El ancho de los canales varía de 2 km hasta 4 km y su profundidad oscila alrededor de 700 metros. Se clasifican como canales de desbordamiento (Reyes-Ayala., 2016). Se detectan también otro tipo de canales coincidentes con morfologías invertidas o eskers (fig. 3.9). Los canales aparecen con una topografía más elevada, resultado de procesos erosivos lo cual sucede cuando el piso del canal, o el material de relleno del canal, es más difícil de erosionar que el material circundante. También puede tratarse de depósitos glaciares.

En la Tierra, un esker es un depósito de los ríos que fluyen en los canales interiores de los glaciares. Estos depósitos tienen unos pocos metros de altura, de decenas a cientos de metros de anchura y varios kilómetros de largo, se componen fundamentalmente de arena y grava. Estas crestas depositadas por los ríos de aguas de fusión fluyen encima, dentro y por debajo de una masa de hielo glacial estancado.

Numerosas formas glaciares, entre ellas los eskers, se han identificado en las latitudes medias de Marte. Según Karlsson et al. (2015) los depósitos glaciares marcianos son lo suficientemente grandes como para cubrir la superficie del planeta en más de un

metro de hielo. Estos glaciares representan una parte importante de la reserva de agua en Marte. El hielo se encuentra protegido bajo una espesa capa de polvo.

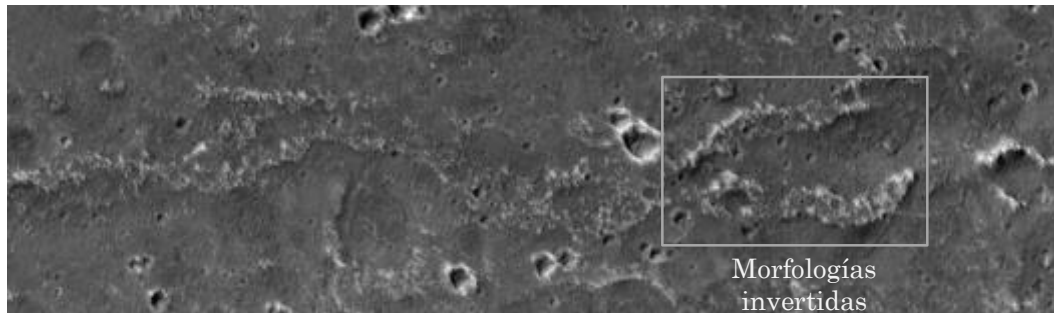


Figura 3.9 Morfologías invertidas. Los eskers también tienen una elevación más alta que el terreno circundante, por lo cual los canales y formas invertidas en Marte pueden ser producto de la erosión del material circundante o se tratan de depósitos glaciares. Imagen HiRISE ESP_037136_1985, 18.15°N 336.05°E

3.2.3.3 Flujo de lava

En la parte noroeste de Oxia Planum, Quantin et al. (2014) encontraron un flujo de lava reciente, marcado en color morado en la figura 3.5. En las áreas adyacentes a este flujo de lava el instrumento CRISM detectó fuertes firmas de filosilicatos de Fe/Mg, sulfatos hidratados y hielo de H₂O.

Se observa que la capa de lava presenta una textura rugosa y el borde parece irregular (Figura 3.10). El perfil topográfico entre los puntos C-D (Figura 3.11) nos permite ver la transición entre la capa de lava y las exposiciones de filosilicatos. Según Quantin et al. (2014) el flujo de lava data del Hespérico (2.6 Ga). Esta unidad es evidentemente de origen más reciente que los minerales hidratados presentes y probablemente está cubriendo un área de filosilicatos.

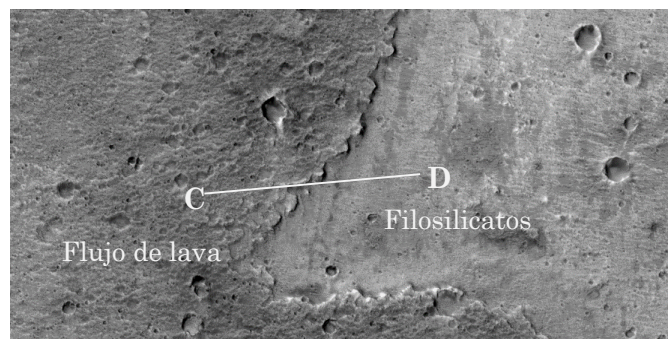


Figura 3.10 Flujo de lava y filosilicatos. Se observa que el flujo de lava presenta una textura rugosa y el borde es irregular. Imagen HiRISE PSP_009880_1985, 18.20°N 335.48°E

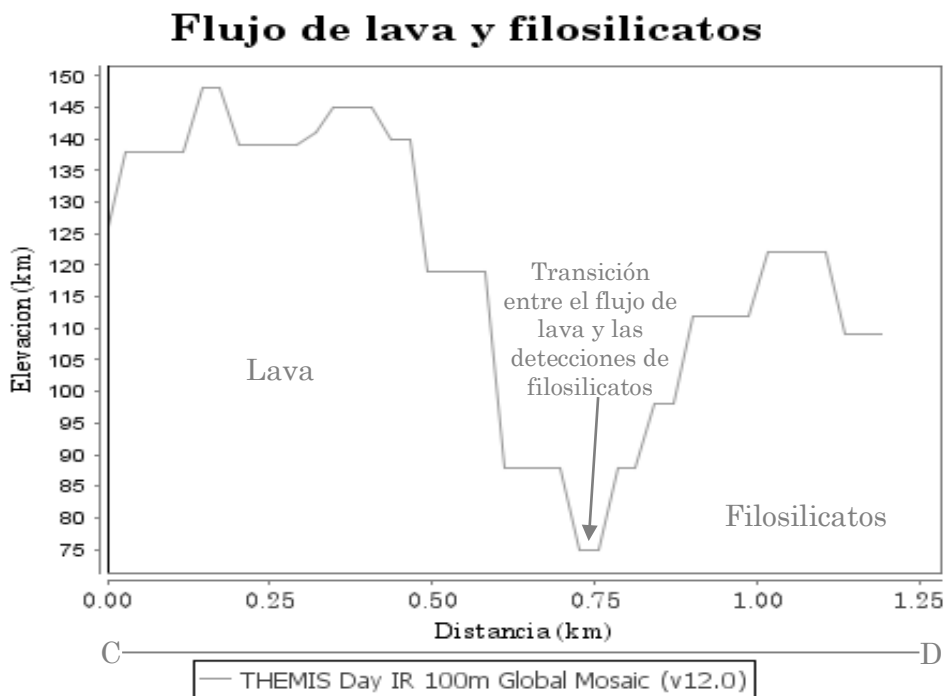


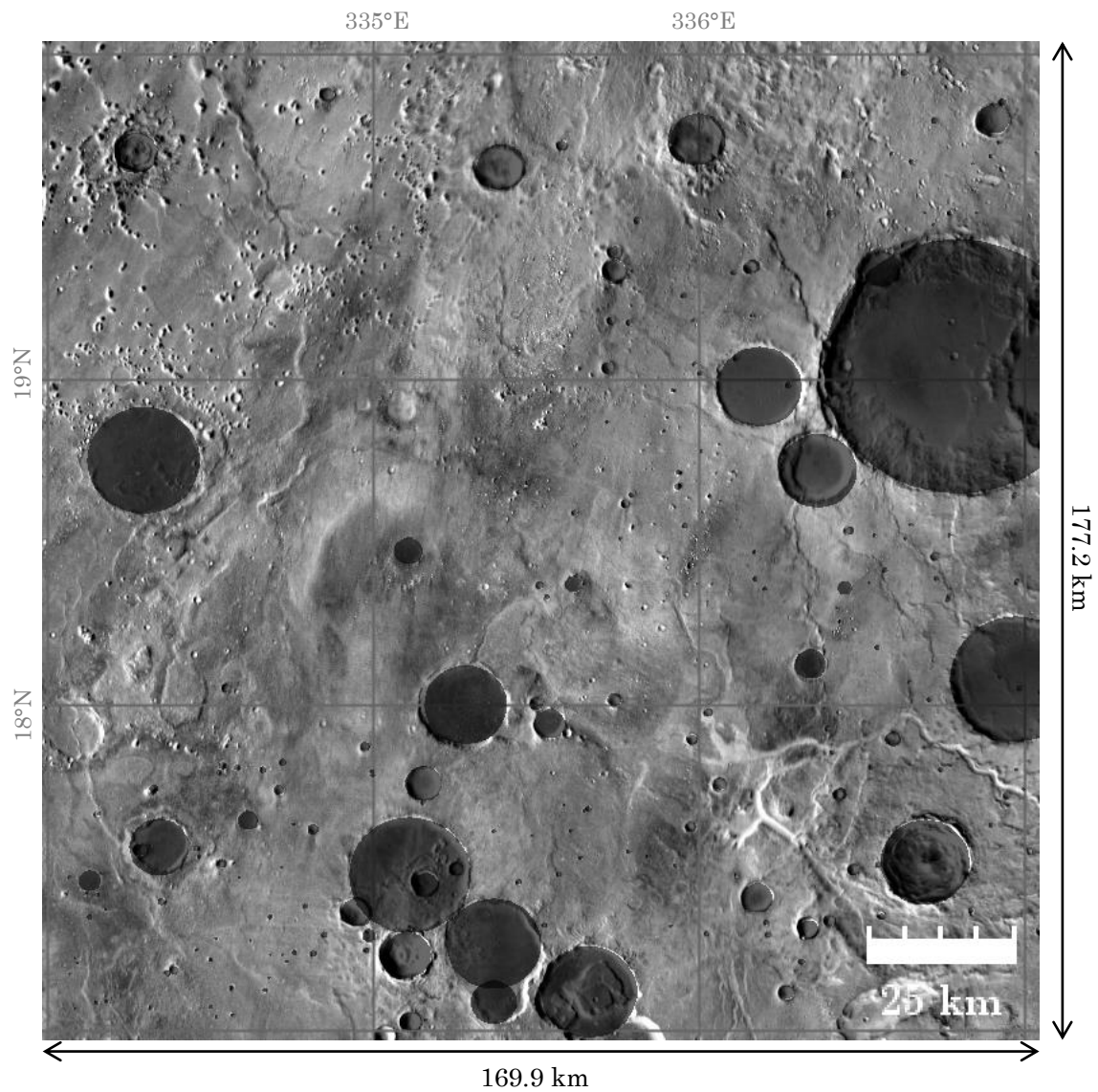
Figura 3.11 Perfil topográfico en la transición entre el flujo de lava y los filosilicatos. Es posible que la erosión del viento haya exhumado los filosilicatos presentes debajo del flujo de lava más reciente.

3.2.4 Edades

Según (The ExoMars 2018 Landing Site Selection Working Group, 2014) la edad del lugar en donde se localizan las elipses de aterrizaje en Oxia Planum se ha fechado como Noéico Medio y Tardío, sugiriendo una edad entre 3.6 mil millones de años y 4 mil millones de años. Ésta fue obtenida con base en la densidad superficial de cráteres/ km^2 y el diámetro de la zona (Quantin et al. 2014).

Dada la actual falta de muestras adquiridas en lugares conocidos en Marte, se debe estimar la edad de la superficie contando el número de cráteres visibles: un mayor número y densidad de cráteres indica un terreno más antiguo. Para estimar la edad de Oxia Planum, y corroborar los resultados de (The ExoMars 2018 Landing Site Selection Working Group, 2014) y Quantin et al., (2014), se procedió a delimitar la zona de estudio y obtener el área para posteriormente realizar el conteo de cráteres (ver figura 3.12 y apéndice 1). JMARS permite marcar y clasificar fácilmente los cráteres en superficies planetarias.

Conociendo la cantidad de cráteres presentes así como sus diámetros y el área total de la zona de estudio, se puede estimar la edad relativa del terreno. Para ello se utilizó el diagrama final de iteración de isócronas para cráteres marcianos del 2004 (ver figura 3.13) en donde se grafica el número de cráteres/ área (km^2) vs diámetro de los cráteres.



Rango (Diámetro en km)	Número de cráteres
0.25-0.5	3
0.5-1	98
1-2	59
2-4	20
4-8	11
8-16	9
16-32	5
32-64	1

Figura 3.12 Conteo de cráteres en Oxia Planum. Se detectaron un total de 206 cráteres con diámetros que van desde 46 km hasta 400 m, se agruparon en rangos. El área total es de 30106.28 km²

Rango (Diámetro en km)	Número de cráteres	Número de cráteres/ km ²
0.25-0.5	3	0.00009965
0.5-1	98	0.00325513
1-2	59	0.00195972
2-4	20	0.00066431
4-8	11	0.00036537
8-16	9	0.00029894
16-32	5	0.00016608
32-64	1	0.00003322

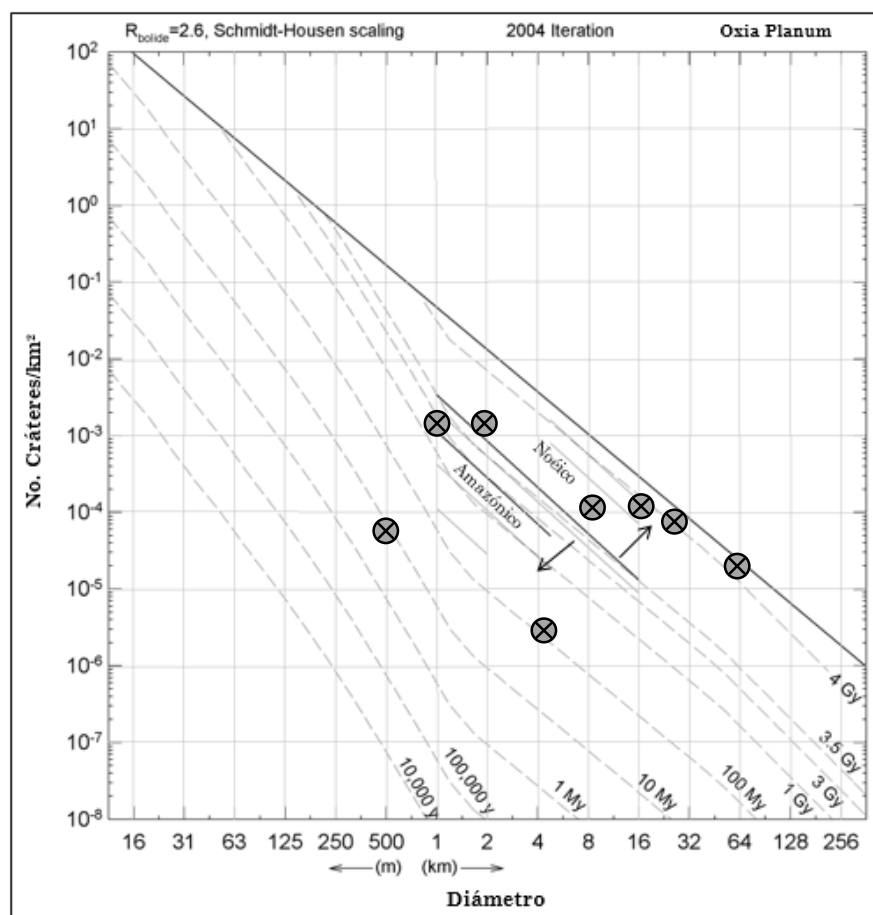


Figura 3.13. Edades relativas de Oxia Planum. La línea superior continua marca el equilibrio de saturación. Las líneas sólidas cortas más (1 km <D <16 km) marcan divisiones de las épocas Amasónica, Hespérica y Noéica; las líneas sólidas más claras marcan subdivisiones de las eras basadas en las definiciones de Tanaka (1986).

Se estima que, en general, la edad de Oxia Planum corresponde a Noéico medio y tardío entre 3.5 Ga y 4 Ga. Los datos obtenidos corresponden bastante bien con los resultados de Quantin et al., (2014).

Según los autores antes mencionados, el posible delta es más antiguo que 3.5 Ga. Sin embargo, en el mapa geológico global (ver figura 3.5) la salida de la cuenca Oxia Planum está cubierta por una formación volcánica que llena las planicies del norte y tiene una edad que data del Hespérico temprano. Puede ser esta la razón por la que observamos algunos puntos graficados en el diagrama que tiene edad Hespérica e incluso del Amazónico.

Sin duda, los flujos de lava son más recientes, han cubierto el terreno antiguo y borrado los cráteres por lo que este método solo nos da una edad aproximada.

3.3 Mawrth Vallis

3.3.1 Contexto general

La región de Mawrth Vallis se localiza entre las coordenadas aproximadas 17°-22 ° N, 348°-342 ° E (figura 3.14). Ubicada en el límite del terreno de edad Noéica lleno de cráteres y las tierras bajas del norte, donde las tierras altas de Arabia Terra se encuentran con las tierras bajas de Chryse Planitia.

El área contiene un gran canal de salida conocido como Mawrth Vallis, (de ahí que toda la región se nombre así) que se formó debido a una descarga de enormes cantidades de agua en las llanuras del norte. El sitio de aterrizaje propuesto de ExoMars está situado justo al sur de este canal. El origen de los depósitos que dieron lugar a Mawrth Vallis es desconocido, pero es uno de los canales más antiguos de Marte (The ExoMars 2018 Landing Site Selection Working Group. 2014).

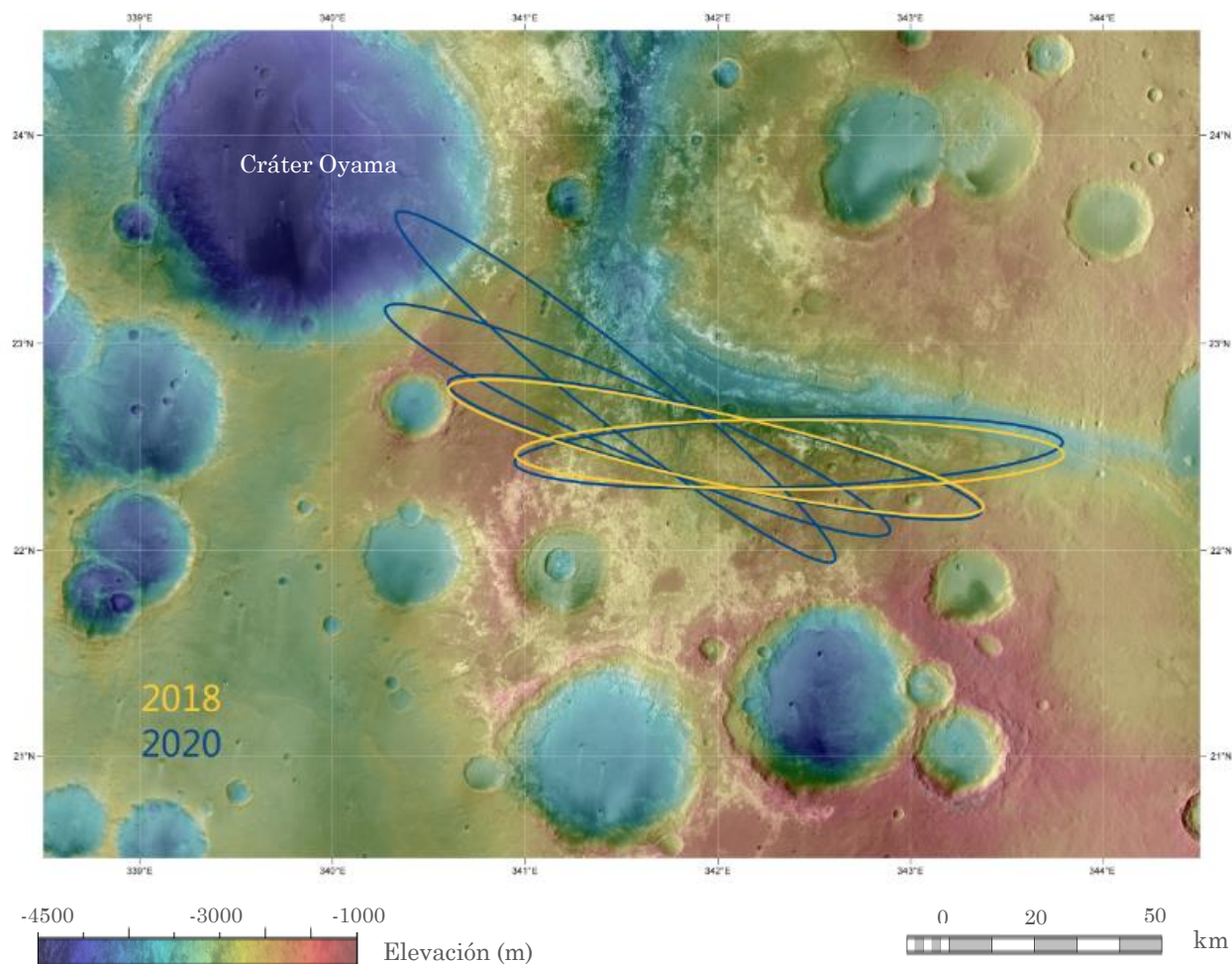


Figura 3.14 Mawrth Vallis, se muestran las elipses de aterrizaje propuestas. Tomada de ESA exploration.esa.int ESA/DLR/FU Berlin & NASA MGS MOLA Science Team.

3.3.2 Elipses de aterrizaje propuestas

El lugar de aterrizaje propuesto está situado justo al sur del canal de Mawrth Vallis, cerca de las coordenadas 22° N, 342° E. El rango de elevación se extiende desde aproximadamente -2.0 km hasta -2.2 km, con una tendencia general de pendiente descendente que va de sur a norte (hacia el piso del canal Mawrth Vallis) acentuada localmente por valles que inciden en el flanco de Mawrth Vallis.

La orientación de la elipse de aterrizaje cambiaría según el momento en que se realice el lanzamiento, que ahora se sabe se realizará en 2020. Como se muestra en las Fig. 3.4 y 3.14, para el lanzamiento de 2018 (en amarillo), la orientación de la elipse de aterrizaje puede variar entre 90° y 102° de azimut (calculada en sentido horario desde la dirección Norte). Para un lanzamiento en 2020 (en azul), el azimut de la elipse de aterrizaje puede abarcar el rango de 88° a 127° .

La mayor altitud del sitio de Mawrth Vallis implica que la elipse de aterrizaje (fig. 3.14) para la misión ExoMars es más grande que para Oxia Planum (con eje mayor de 170 km en lugar de 104 km; y el eje menor es de 19 km), por lo que es más difícil definir un patrón de elipse de aterrizaje seguro. Hay algunas áreas dentro de las tierras altas que tienen pendientes más inclinadas y que son potencialmente peligrosas, pero la cobertura de polvo es baja y la superficie generalmente es bastante suave (The ExoMars 2018 Landing Site Selection Working Group. 2014).

3.3.3 Geología

Horadado por el agua que antiguamente fluía por la superficie del planeta, Mawrth Vallis es uno de los canales de desbordamiento más destacados de Marte. El valle, que llegó a ser un lugar con potencial alto para desarrollar y conservar algún rastro de vida, constituye una de las principales formaciones de la región situada entre las altiplanicies del sur y las tierras bajas del norte. El instrumento OMEGA descubrió abundantes filosilicatos de Fe / Al asociados a terrenos estratificados.

Las grandes cantidades de filosilicatos (minerales arcillosos erosionados) detectados se han dividido en dos: una unidad de color claro y otra unidad de color oscuro. Las de color claro, están a lo largo del curso del valle en una región de aproximadamente 300 km x 300 km (Poulet et al., 2005; Michalski & Noe Dobrea, 2007; Loizeau et al., 2007). Según Bishop et al., (2008) las unidades de tonos claros están superpuestas por un material más oscuro. La erosión en muchos lugares expone afloramientos que contienen filosilicatos dentro de las rocas de tonos claros.

Se han detectado algunos afloramientos que contienen sulfatos en exposiciones de rocas particulares, posiblemente indicando una capa de sulfato más grande. Algunas de las capas pueden deberse a eyecciones causadas por un impacto, y algunas capas oscuras se intercalan entre capas de arcilla (Loizeau et al., 2010).

La proximidad del gran cráter Oyama (ver figura 3.14), causado por un impacto en una unidad de Fe / Mg, sugiere que estos pueden ser depósitos hidrotermales de impacto. Los bordes de Oyama han cortado depósitos en capas y se erosionaron por la actividad fluvial, por lo que se piensa que la unidad en capas en Oyama se formó después de la deposición de la unidad principal (Loizeau et al., 2007).

3.3.3.1 Canal de desbordamiento

Según Loizeau et al., (2007), la principal forma de relieve fluvial en Mawrth Vallis consiste en el canal de desbordamiento que cruza las mesetas de edad Noéica y se remonta aproximadamente a la época del Hespérico Temprano o del Noéico tardío. El agua en el canal fluyó de sur a norte como consecuencia de la topografía. También existen pequeños valles en el fondo del cráter Oyama (Figura 3.15). Solo unos pocos patrones estructurales están presentes en la región. El más importante es una falla en el centro del cráter Oyama. Esta falla aparece como una falla de compresión.

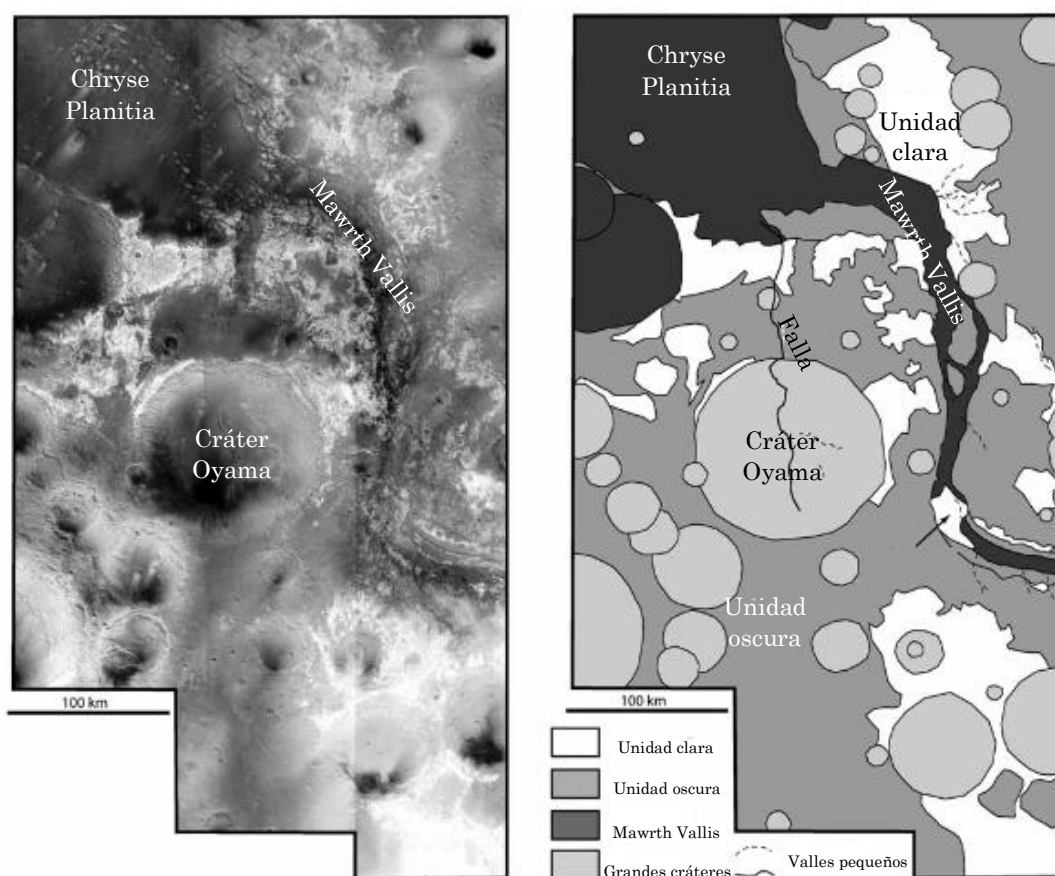


Figura 3.15 Región de Mawrth Vallis. A la izquierda se muestra el mosaico de tres imágenes de nadir HRSC (resolución: 14 m / píxel), en la imagen de la derecha se muestran un mapa contextual con las características principales de la zona. Modificado de Loizeau et al., (2007).

El canal de salida de Mawrth Vallis es un flujo antiguo, tal vez de edad Noéica, para el cual se desconoce el entorno de formación, que solo requiere descargas catastróficas de agua durante breves períodos de tiempo, algunos días o semanas.

3.3.3.2 Redes de valles

Los valles dendríticos encontrados en Mawrth Vallis podrían haberse formado durante períodos más largos. A cada lado del canal Mawrth Vallis se pueden ver pequeños valles desconectados (figura 3.16), que cortan unidades ricas en filosilicatos (Loizeau et al., 2007).

Los valles parecen atravesar la región rica en filosilicatos, y por lo tanto se formaron después de esta unidad de tonos claros. La parte occidental de varios valles está invertida topográficamente; la erosión preservó el material del valle mientras que el material circundante se ha consumido.

Como se mencionaba para el caso de las morfologías invertidas presentes en Oxia Planum, el material circundante del valle puede ser más fácil de erosionar y por esto crea estas formas. Cuando el suelo del valle se llena con materiales como arena y grava, ya sea depósitos aluviales durante los flujos de agua o más tarde por la disposición de arena eólica. La arena puede ser más resistente al viento que el material del tamaño de arcilla endurecida.

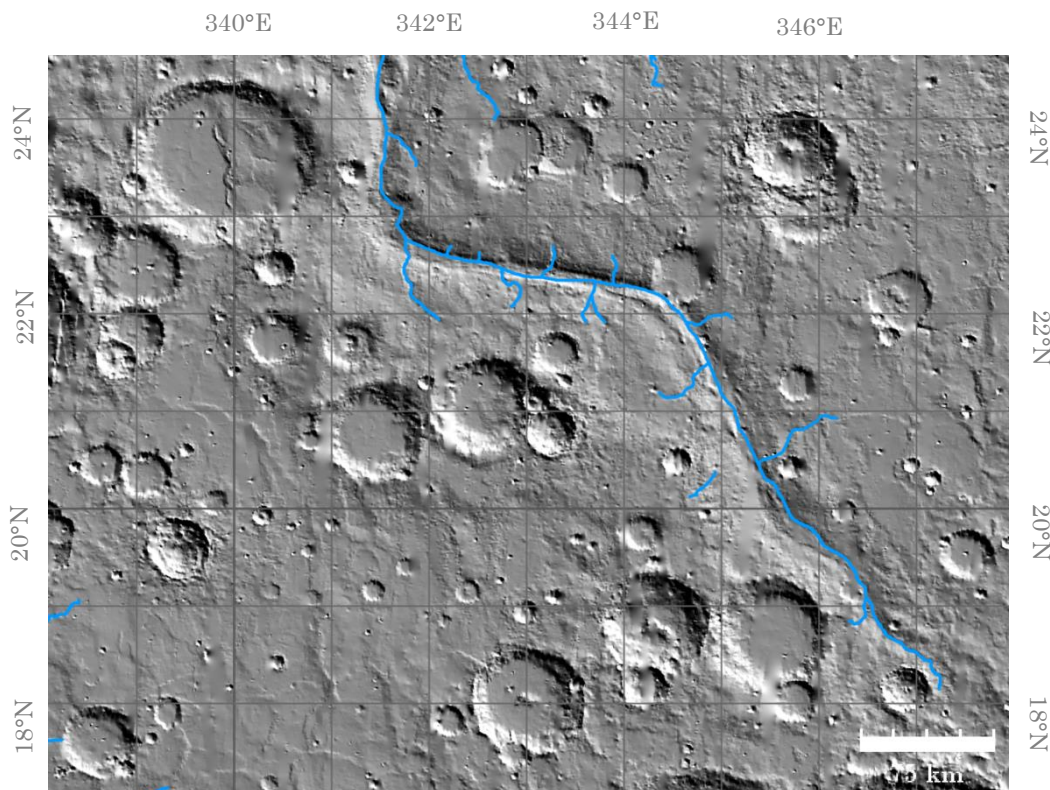


Figura 3.16 Redes de valles en Mawrth Vallis. Mapeado por JMARS

3.3.3.3 Unidades litológicas

Según Michalski & Dobreá (2007) hay dos tipos principales de unidades de superficie en el área de Mawrth Vallis: rocas de tonos claros y rocas de tonos oscuros (ver figura 3.15). Llamamos de tonos claros a las unidades que se ven brillantes en las imágenes visibles.

La unidad de tonos oscuros sobreyace la unidad de tonos claros a través de un rango de elevaciones y configuraciones geomorfológicas (Fig. 3.17). En las elevaciones más altas, la unidad de tonos oscuros cubre mesetas y colinas como una capa delgada (plana de 1 m a decenas de metros) y suave. En otros lugares, la unidad oscura parece como relleno de cuenca, debido a que ambas unidades parecen ser rocas sedimentarias, se interpreta el contacto como una disconformidad. Dentro de la unidad de tono claro, hay aparentemente muchos contactos litológicos entre subunidades.

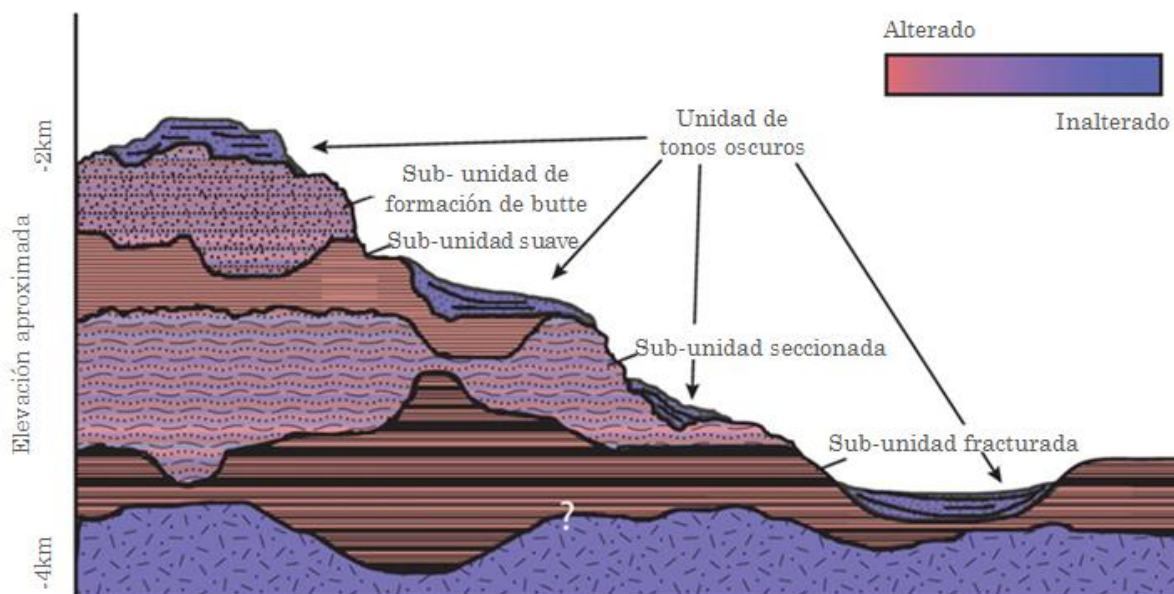


Figura 3.17 Posiciones estratigráficas relativas de las principales subunidades en el área de Mawrth Vallis y relaciones de contacto con la unidad de tonos oscuros. Modificada de Michalski & Dobreá (2007).

La composición de los sedimentos ricos en arcilla que se encuentran en Mawrth Vallis muestra una variación vertical (ver figura 3.18), con arcillas ricas en Fe en la parte inferior de la secuencia y arcillas ricas en Al presentes hacia la parte superior. Esta progresión es típica de muchos lugares en la región de Mawrth Vallis (y en otros lugares de Marte). Una explicación posible de esto es que la parte superior de esta secuencia pudo haberse formado por la meteorización de arriba hacia abajo desde la superficie (Bishop et al., 2008; Loizeau et al., 2012; Michalski et al., 2013).

Hay presencia de un material ferroso no identificado en el contacto entre las arcillas ricas en Al y Fe, lo cual podría indicar un horizonte de reacción entre las diferentes condiciones redox de las secciones superior e inferior de los sedimentos de Mawrth Vallis; y por lo tanto, diferentes condiciones ambientales (también detectadas en otros afloramientos de la región, Bishop et al., 2008).

El material en la parte central de la elipse de aterrizaje propuesta, está menos erosionado y consiste principalmente en arcillas ricas en Al, con afloramientos más pequeños de arcillas ricas en Fe donde la erosión ha sido más intensa. En los bordes norte y sur de la elipse, una mayor erosión revela afloramientos más grandes de arcillas ricas en Fe. Los afloramientos que contienen sulfatos también se han observado localmente dentro del área, aunque no dentro de la elipse propuesta (Farrand et al., 2009; Wray et al., 2010).

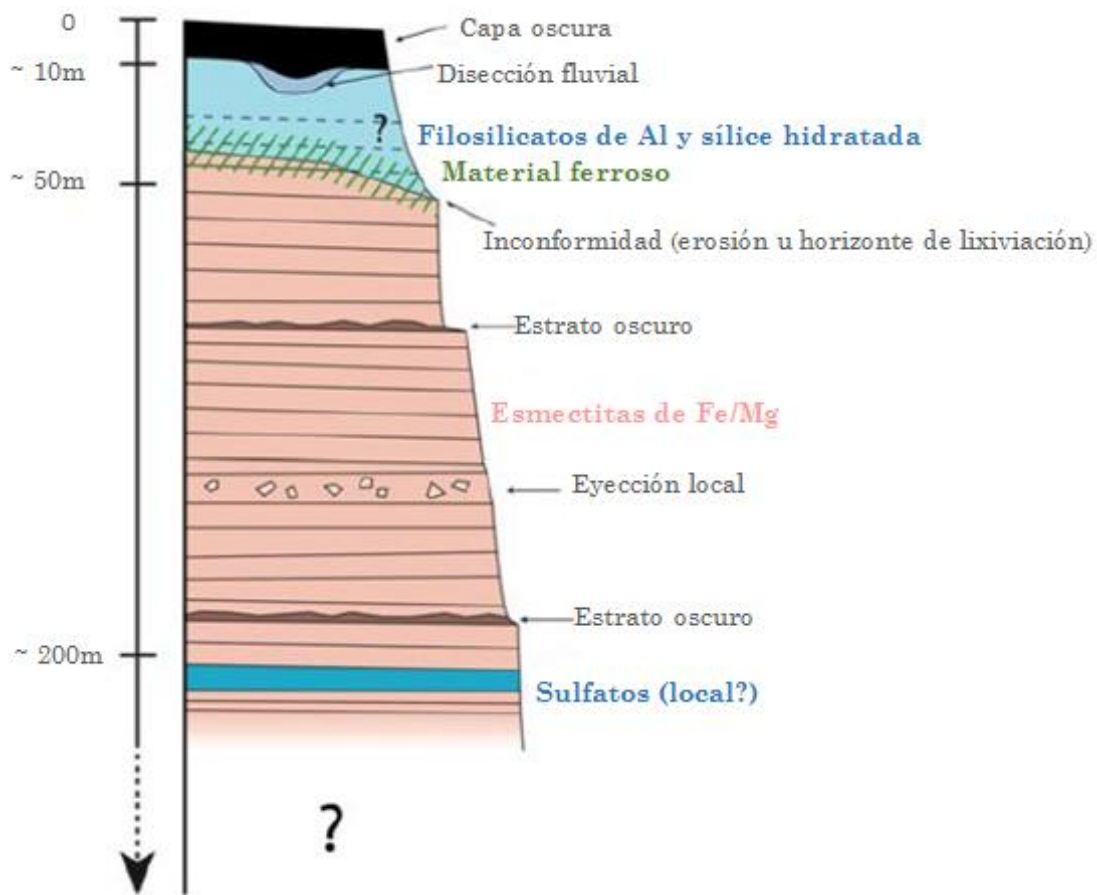


Figura 3.18 Perfil estratigráfico esquemático de arcillas en capas en las mesetas de Mawrth Vallis. Los gruesos depósitos de arcilla están finamente laminados, con esmectitas de Fe / Mg en la parte inferior de la sección y filossilicatos de Al en la parte superior. Una unidad de cubierta oscura, probablemente volcánica, cubre la unidad de arcilla. Modificado de Loizeau et al., (2012).

3.3.4 Edades

Loizeau et al. (2012) presentaron un estudio detallado de las unidades estratigráficas al norte de este sitio candidato de ExoMars, estimando una meseta de aproximadamente 4 Ga de edad y varias fases de deposición y exhumación.

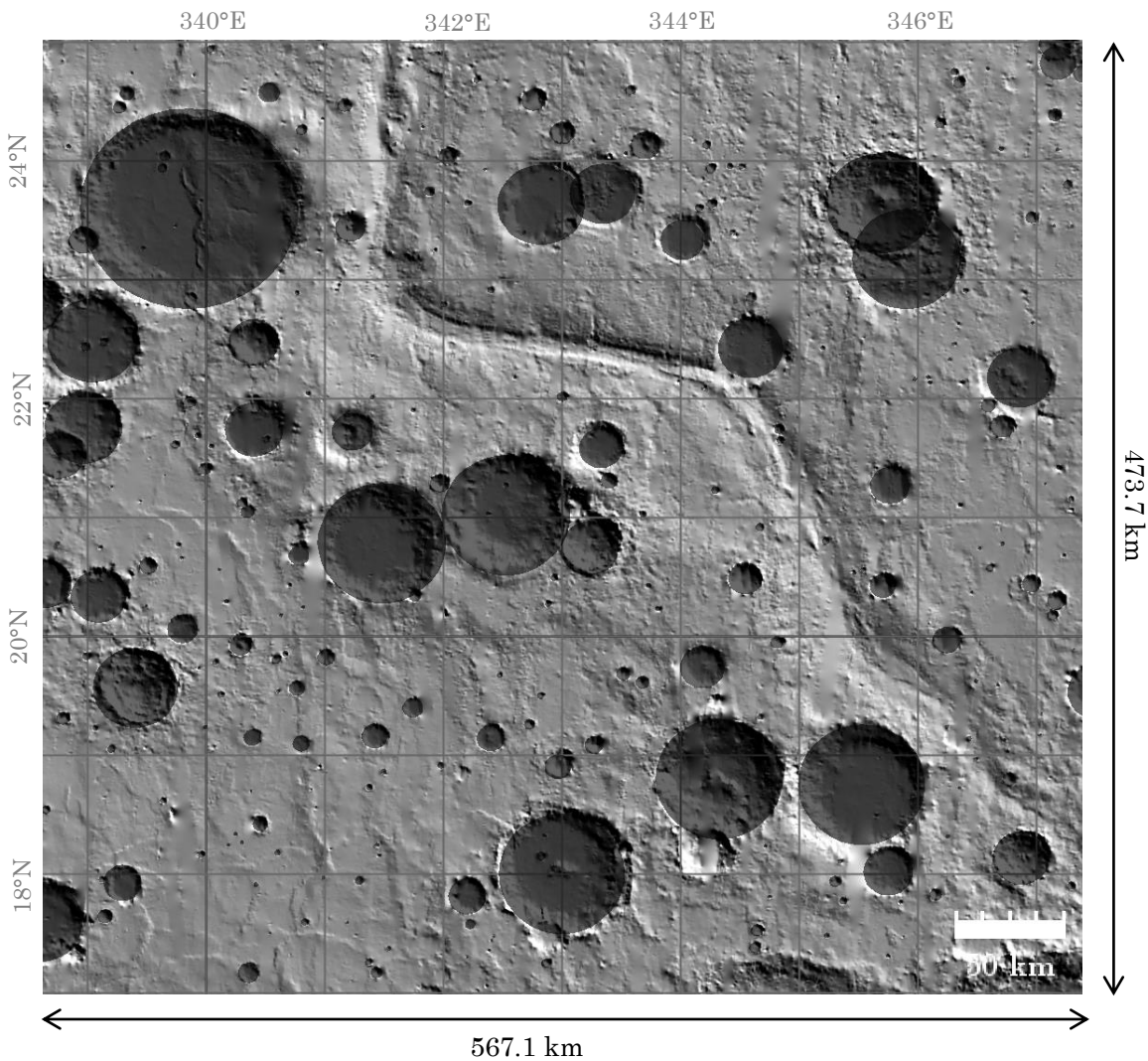
En este trabajo para estimar la edad de Mawrth Vallis se procedió a realizar el mismo procedimiento que para el caso de Oxia Planum. Se delimitó la zona de estudio y se obtuvo el área para posteriormente realizar el conteo de cráteres (ver figura 3.19 y apéndice 2). La exactitud de las estimaciones de edad por recuento de impactos en superficies recientes de Marte ha sido cuestionada debido a la formación de grandes cantidades de cráteres secundarios, pero es una buena forma para aproximarse a la edad relativa de una pequeña zona de estudio (Loizeau et al., 2012).

Usando el diagrama final de iteración de isócronas para cráteres marcianos (2004) se ha graficado en número de cráteres / área (km²) vs diámetro de los cráteres y se obtuvieron los siguientes resultados mostrados en la figura 3.20.

Mawrth Vallis tiene una edad correspondiente al Noéico medio y tardío (3.5 Ga-4Ga). Las estadísticas de cráteres regionales, según Loizeau et al. (2012), indican al menos un evento de repavimentación que modificó la llanura a una edad de 3.85 Ga. Esto es coincidente con los datos que se obtuvieron al hacer el conteo de cráteres.

Durante la reunión el The ExoMars 2018 Landing Site Selection Working Group, (2014) varios investigadores han manifestado la posibilidad de que los cráteres con diámetros menores a 3.5 km han sido borrados por erosión. Esto implicaría una estratigrafía modificada (debido a la erosión o deposición) del orden de 700 m de espesor de la capa. La unidad de capas ricas en arcilla se depositó en la parte superior de la meseta de 4,05 Ga de edad y luego se cubrió con una unidad oscura. La erosión eólica ha eliminado la capa oscura en muchos lugares, exponiendo las arcillas. El lecho rocoso exhumado tiene al menos 3,85 Ga (3,95 Ga) de edad.

Dichos autores sugieren un complejo historial de deposición-exhumación, pero se necesitarían estudios detallados de cráteres de menos de 50 m de diámetro para comprender dicho historial.



Rango (Diámetro en km)	Número de cráteres
0.5-1	5
1-2	86
2-4	90
4-8	58
8-16	28
16-32	23
32-64	12
64-128	1

Figura 3.19 Conteo de cráteres en Mawrth Vallis. Se detectaron un total de 303 cráteres con diámetros que van desde 100 km hasta 700 m, se agruparon en rangos. El área total es de 268,635.27 km².

Rango (Diámetro en km)	Número de cráteres	Número de cráteres/ km ²
0.5-1	5	0.00001861
1-2	86	0.00032014
2-4	90	0.00033503
4-8	58	0.00021591
8-16	28	0.00010423
16-32	23	0.00008562
32-64	12	0.00004467
64-128	1	0.00000372

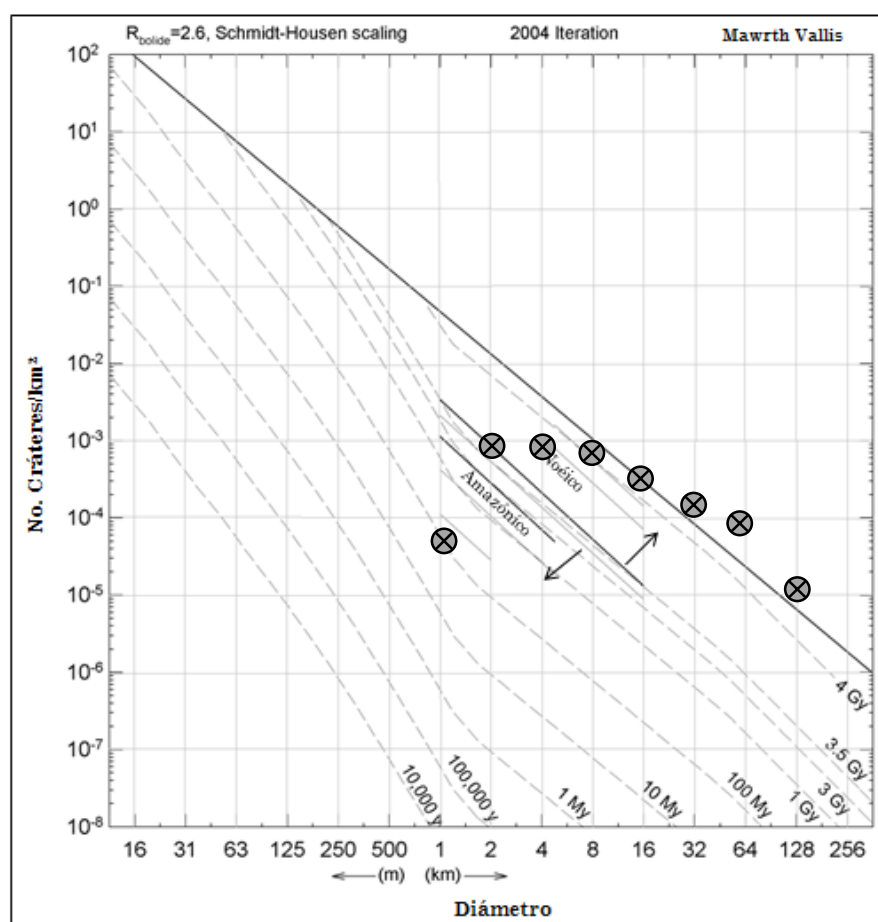


Figura 3.20. Edades relativas de Mawrth Vallis. La línea superior continua marca el equilibrio de saturación. Las líneas sólidas cortas más (1 km <D <16 km) marcan divisiones de las épocas Amazónica, Hespérica y Noéica; las líneas sólidas más claras marcan subdivisiones de las eras basadas en las definiciones de Tanaka (1986).

4

Mineralogía en Oxia Planum y Mawrth Vallis

La metodología de esta investigación se desarrolló en distintas fases que se detallan a continuación. Se utilizaron algunas herramientas como el software JMARS para obtener los mapas de minerales del Thermal Emission Spectrometer (TES); se usaron las imágenes disponibles de minerales detectados por espectrómetros como CRISM de la NASA y OMEGA de la ESA. También se revisaron estudios, previamente publicados, en donde se determina la mineralogía en algunos puntos de Oxia Planum y Mawrth Vallis. Cada una de estas herramientas se describe en los siguientes epígrafes.

4.1 JMARS (Java Mission Planning and Analysis for Remote Sensing)

Java Mission Planning and Analysis for Remote Sensing (JMARS) es un sistema de información geoespacial (GIS) desarrollado para proporcionar herramientas de planificación de misiones y análisis de datos. Es libre para miembros de equipos de instrumentos, estudiantes y público en general. JMARS ha estado disponible al público desde 2003 y puede descargarse desde la página web www.jmars.asu.edu (Mars Space Flight Facility, Arizona State University, 2018).

JMARS se desarrolló originalmente como una herramienta de planificación para el instrumento THEMIS que orbita Marte en la nave espacial Odyssey. A lo largo de los años, se ha agregado funcionalidad para ver y estudiar datos de otros instrumentos en Marte y otros cuerpos planetarios, como la Tierra, la Luna, Mercurio, Venus, las lunas de Júpiter y Saturno, e incluso los asteroides.

Entre las funciones principales de JMARS se encuentran que permite tomar múltiples conjuntos de datos (inercia térmica, composición mineral, elevaciones digitales, etc.) y los superpone en una única capa, realiza perfiles topográficos, extrae temperaturas de la superficie tanto de día como de noche, correlaciona composiciones minerales con datos topográficos, combina datos de rugosidad de la superficie con datos de inercia térmica, crea mapas de contorno, determina conteo de cráteres y sus diámetros (ver figura 4.1). JMARS proporciona mapas globales para más de 25 cuerpos planetarios e imágenes de alta resolución y datos espectrales, cuando están disponibles.

Los conjuntos de datos de Marte incluyen productos de THEMIS, MOC, CTX, HiRISE, Viking, HRSC, CRISM, MOLA, TES, GRS / HEND, así como productos derivados de USGS. Los usuarios pueden comparar, trazar y combinar datos de cualquier fuente de datos (Adler et al., 2015). Para generar los diferentes mapas en Oxia Planum y Mawrth Vallis se usaron los mapas base THEMIS Day 100m Global Mosaic (100m/pixel resolución), MOLA Shaded Relief (NE) y MOLA Colorized Elevation.

A diferencia de cualquiera de las interfaces en la web que están disponibles para explorar datos planetarios, esta aplicación puede proporcionar una serie de características útiles incluso sin acceso a internet (Weiss-Malik, et al., 2005).

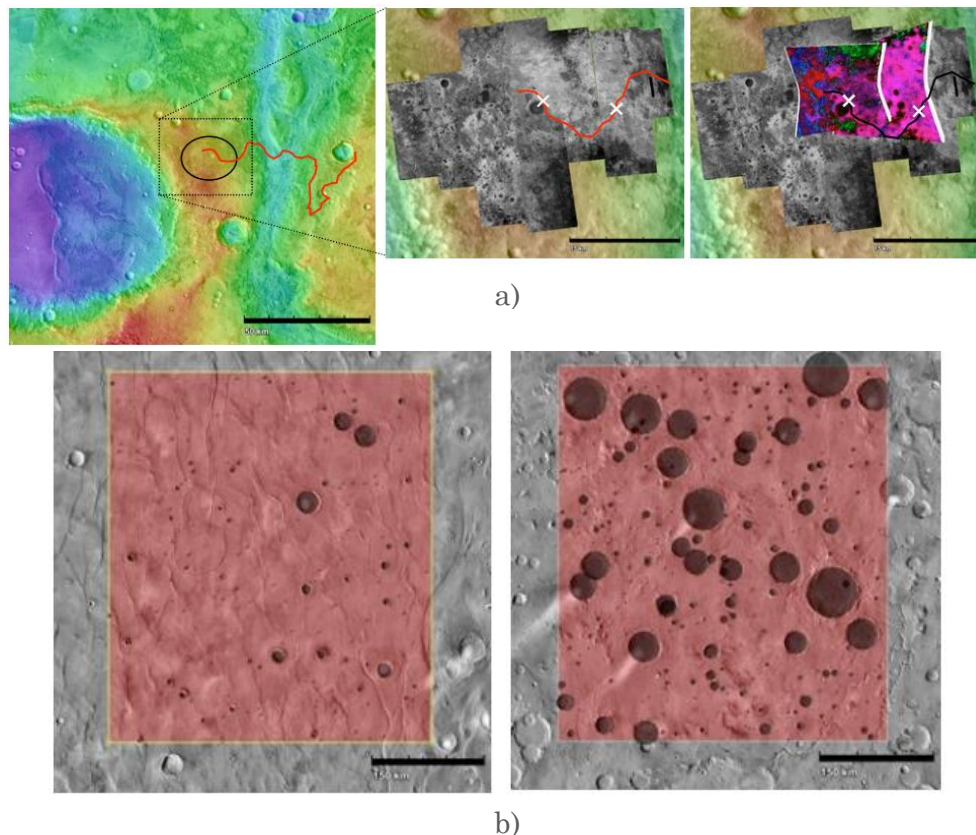


Figura 4.1. Algunas funciones de JMARS. a) Travesía hipotética en Mawrth Vallis, superpone imágenes de HiRISE y CRISM. b) Cráteres seleccionados en JMARS con la herramienta de conteo de cráteres en Lunae Planum. Modificado de Viviano et al., (2010).

4.2 TES (Thermal Emission Spectrometer)

El espectrómetro de emisión térmica (TES por sus siglas en inglés) es uno de los cinco instrumentos de la nave espacial Mars Global Surveyor (NASA). MGS se lanzó en noviembre de 1996 y realizó la última transmisión a la Tierra en noviembre de 2006.

TES midió y monitorizó sistemáticamente la superficie y la atmósfera, recolectó más de 206 millones de espectros infrarrojos. El propósito de TES era medir la energía infrarroja térmica (calor) emitida desde Marte. Esta técnica, llamada espectroscopia de emisión térmica, puede decirnos mucho sobre la geología y la atmósfera de Marte. Los datos TES proporcionaron el primer vistazo detallado a la composición de Marte (tes.asu.edu).

Los objetivos principales del instrumento eran determinar y mapear la composición de las rocas de la superficie, los minerales y los condensados. Además, de determinar la composición y distribución del polvo atmosférico y las nubes de condensado, junto con los perfiles de temperatura de la atmósfera de CO₂. También realizar mediciones de reflectancia solar de banda ancha y de emisión térmica para determinar el balance de energía en las regiones polares y para mapear las propiedades termofísicas de la superficie (Christensen et al., 1992).

Los mapas de abundancia mineral global se obtuvieron utilizando datos espectrales de TES corregidos atmosféricamente y un conjunto de 36 miembros finales. Están disponibles los mapas minerales de hematita, K-feldespato, plagioclasa, piroxeno, olivino, vidrio alto en Si, sulfatos, carbonatos, anfíbol y cuarzo (Figura 4.2). Para un mayor análisis cuantitativo de estos mapas se utiliza JMARS.

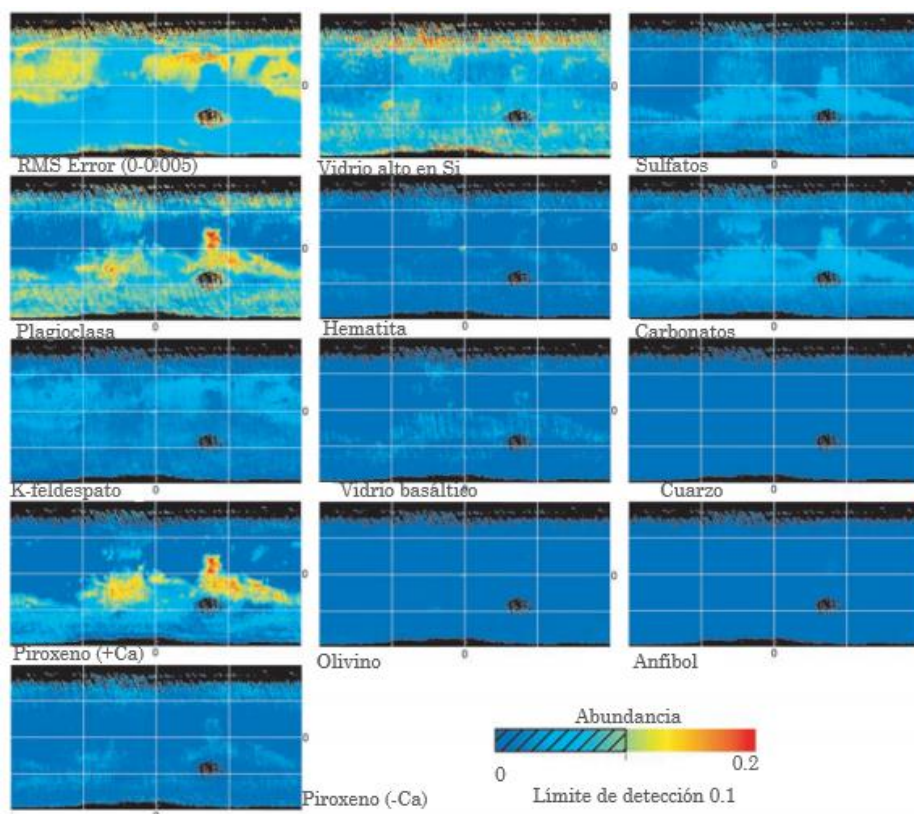


Figura 4.2. Mapas globales de minerales de TES. Un píxel por grado en intervalos de mapas de concentración global de minerales. La escala va desde el azul (concentración = 0) a rojo (concentración 0.2) excepto la imagen de error RMS, que es de 0 a 0.005. Las concentraciones representan ponderaciones relativas a los miembros finales minerales. Modificado de Bandfield., (2002).

Según Bandfield (2002) al analizar los mapas globales, se observa que los materiales con partículas de tamaño grueso expuestos están dominados por mineralogías ígneas. Los mapas de hematita y la posible presencia de materiales de silicato son pruebas de que se han producido alteraciones y precipitaciones de minerales y fueron o son comunes en algún nivel. Hay poca evidencia, sin embargo, de composiciones metamórficas a gran escala.

4.3 CRISM (The Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars)

La espectroscopia es un medio de obtener información sobre la composición mineralógica de la superficie marciana y ha sido una herramienta ampliamente utilizada en misiones al planeta rojo.

El Espectrómetro de Reconocimiento Compacto de Imágenes para Marte (CRISM) a bordo del Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) es un espectrómetro de imágenes con un campo de visión que puede cubrir longitudes de onda de 0.362 a 3.92 μm (362 a 3920 nanómetros) a 6.55 nm / canal. Esto significa que CRISM puede observar tanto en el rango visible (0,38 a 0,70 micrones) como en longitudes de onda más cortas dentro del rango de longitud de onda del infrarrojo (el rango de longitud de onda del infrarrojo completo es de 0,7 a 1000 micrones) (Murchie et al., 2007). CRISM busca indicaciones mineralógicas de agua pasada y presente en Marte. El equipo de instrumentos de CRISM está compuesto por científicos de más de diez universidades y dirigido por el investigador principal Scott Murchie.

Las complejas observaciones del instrumento CRISM se han convertido en mapas de indicadores minerales más fáciles de entender que muestran las ubicaciones con las "huellas digitales" espectrales de diferentes tipos de minerales. CRISM lee los colores en la luz reflejada para detectar patrones que indican la presencia de ciertos minerales en la superficie.

CRISM mapea la presencia de minerales y sustancias químicas que pueden indicar una interacción pasada con el agua, a baja temperatura o hidrotermal. Estos materiales incluyen hierro y óxidos, que pueden ser alterados químicamente por el agua, filosilicatos y carbonatos, que se forman en presencia de agua. Todos estos materiales tienen patrones característicos de reflectancia infrarrojos-visibles y CRISM los ve fácilmente. Además, CRISM está monitoreando partículas de hielo y polvo en la atmósfera marciana para aprender más sobre el clima y las estaciones (Johns Hopkins, Applied Physics Laboratory., 2019).

CRISM es ideal para detectar minerales hidratados y hielo porque cubre bandas de absorción espectral únicas en la región de 1 a 4 μm . Esto permite la detección de fases puras y mezclas de hielo de CO_2 y hielo de H_2O . Recopila imágenes de ~10 km de ancho de 0,4 a 3,9 μm a 18 m / píxel en el modo de resolución completa (FRT) y a ~40 m / píxel en el modo de resolución media corta o larga (HRS / HRL) (Murchie et al., 2009).

Las imágenes se procesan utilizando la herramienta CRISM Analysis Tool (CAT) para ENVI siguiendo los procedimientos estándar (Murchie et al., 2007, 2009). Los datos se convierten a I / F y las variaciones en la iluminación se corrigen dividiendo la imagen I / F por el coseno del ángulo de incidencia (derivado de la topografía reticulada de MOLA en 128 píxeles / grado).

Las investigaciones de CRISM comienzan con la luz del sol reflejada en la superficie marciana. CRISM divide esta luz en un espectro, desde el cual mide 544 colores. La amplia gama de colores permite que CRISM detecte minerales en la superficie, y la sensibilidad de los detectores de CRISM, (sus contrapartes al dispositivo en una cámara digital que detecta la luz, y la luz visible) extiende la discriminación de minerales basada en el color a las longitudes de onda no visibles a los ojos (Johns Hopkins, Applied Physics Laboratory., 2019).

La radiación electromagnética consiste en energía (cuanto más corta es la longitud de onda, más energía tiene la luz). Los electrones en un mineral pueden absorber esta energía, pero solo a niveles de energía y longitudes de onda determinados de un compuesto químico específico. En la espectroscopia de reflectancia, el Sol proporciona luz que es reflejada por un mineral, y un espectrómetro como CRISM mide la cantidad de luz reflejada en diferentes longitudes de onda (figura 4.3).

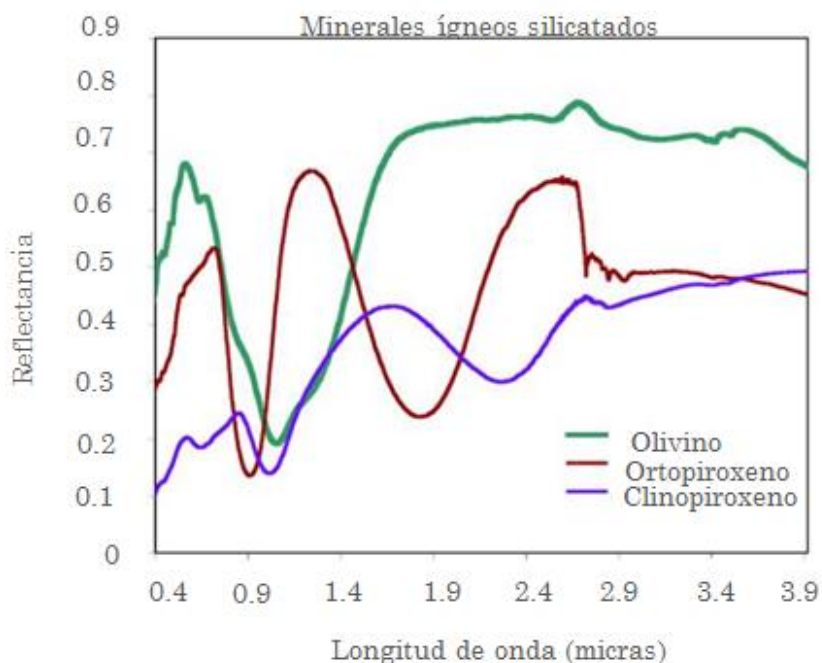


Figura 4.3. Espectros de laboratorio con los que se comparan los datos de CRISM. Estos son tres de los principales minerales que forman las rocas ígneas en Marte, olivino y dos tipos de piroxeno. Estos minerales tienen absorciones cercanas a 1 μm y 2 μm , respectivamente, sus longitudes de onda exactas y sus fuerzas relativas indican la composición mineral de la roca. Adaptado de Johns Hopkins, Applied Physics Laboratory. <http://crism.jhuapl.edu> (2019).

4.4 OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité)

El espectrómetro de cartografía mineralógica OMEGA IR determina el contenido mineral de la superficie marciana y la composición molecular de la atmósfera mediante el análisis de la luz solar reflejada desde la superficie y difundida a través de la atmósfera. También realiza análisis similares sobre la radiación de calor emitida desde la superficie.

OMEGA mapea la composición de la superficie en cuadrados de 100 metros. La composición mineral se determina a partir de la luz visible e infrarroja reflejada desde la superficie del planeta en el rango de longitud de onda de 0.5-5.2 micras. Como la luz reflejada desde la superficie debe pasar a través de la atmósfera antes de ingresar al instrumento, OMEGA también mide los aspectos de la composición atmosférica.

El instrumento ha logrado una cobertura casi global y ha revelado evidencia de una gran diversidad de materiales. De acuerdo con investigaciones pasadas (Christensen et al., 2001; Mustard et al., 1997), el mineral más ampliamente distribuido detectado por OMEGA es el piroxeno que porta Fe (Bibring et al., 2005).

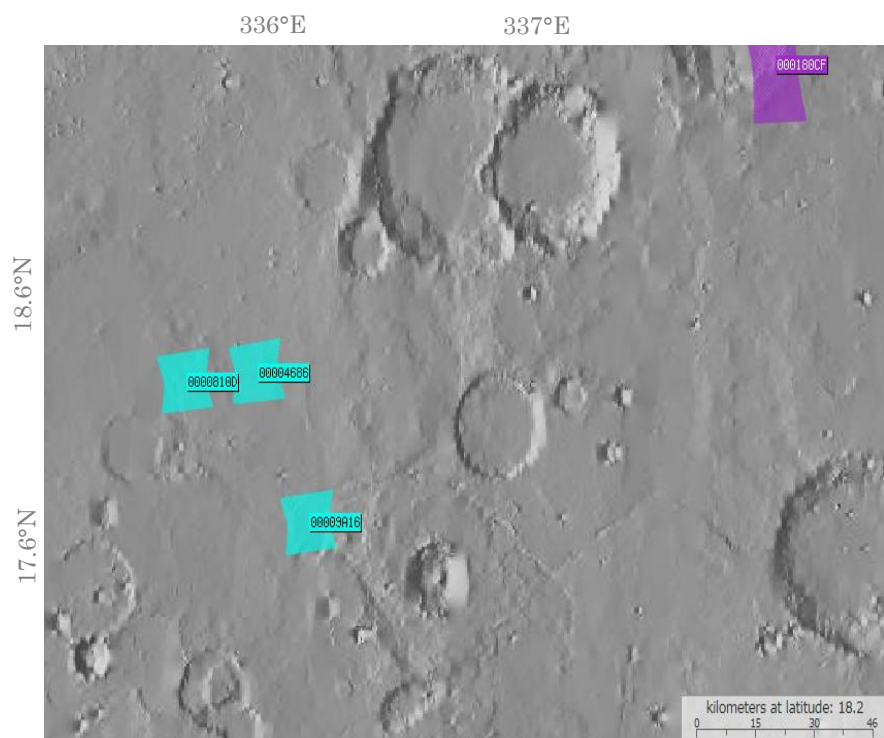
4.5 Minerales en Oxia Planum

Oxia Planum posee una de las unidades de arcillas más grandes en Marte y fue detectada originalmente con los datos del instrumento OMEGA. Hay análisis adicionales que utilizan los datos de CRISM (100-200 m/pix) que han refinado aún más los contactos de la unidad y la mineralogía. La zona presenta características espectrales notablemente uniformes consistentes con un tipo de filosilicatos ricos en Fe / Mg (Carter et al., 2016).

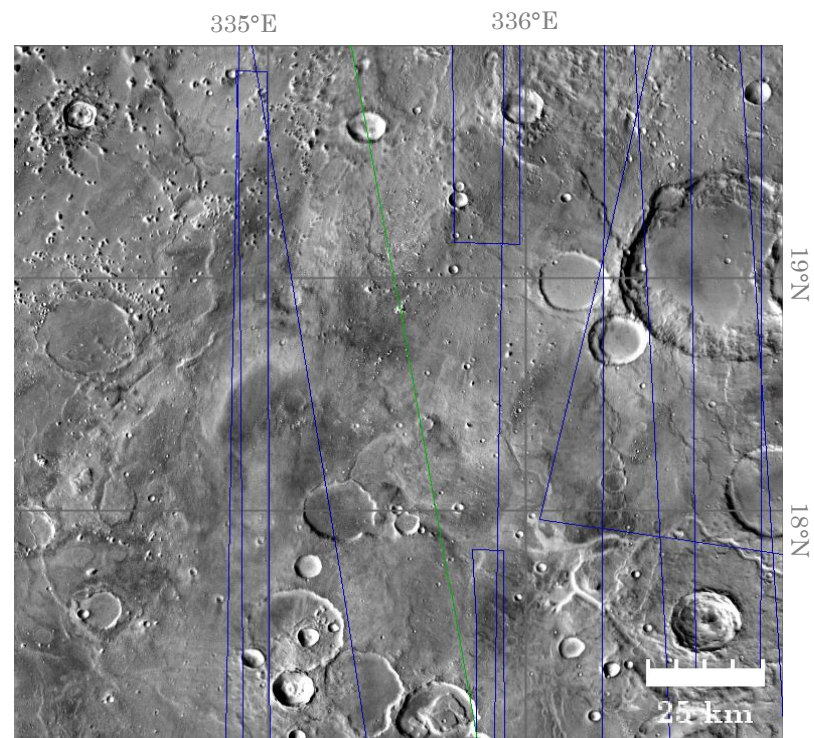
4.5.1 Mapas de detecciones de minerales

Se identificaron todas las imágenes y datos disponibles de los espectrómetros CRISM y OMEGA (fig. 4.4a, 4.4b y apéndice 3). Los datos disponibles de CRISM se encuentran en el mapa interactivo CRISM Data Products (<http://crism-map.jhuapl.edu>). Los datos de OMEGA están disponibles en JMARS.

Con ayuda del software JMARS se pudieron obtener mapas de minerales hidratados (fig. 4.5a y 4.5b) en distintos puntos del área Oxia Planum combinando los instrumentos OMEGA y CRISM. Además de los minerales hidratados, que son los de mayor importancia para esta investigación, también se han encontrado otras clases minerales en el sitio. Estos mapas están disponibles en JMARS y utilizan datos de TES (Thermal Emission Spectrometer) y OMEGA.



a)



b)



Full-Resolution Targeted Observation. Imágenes disponibles CRISM



Imágenes disponibles de OMEGA

Figura 4.4 CRISM y OMEGA en Oxia Planum. a) Imágenes y datos disponibles del instrumento CRISM de Oxia Planum. En total hay 4 imágenes. Obtenido de CRISM Data Products (2019). b) Imágenes y datos disponibles del instrumento OMEGA en Oxia Planum, en total hay 15 datos. THEMIS Day IR 100m Global Mosaic. Obtenido en JMARS (2019).

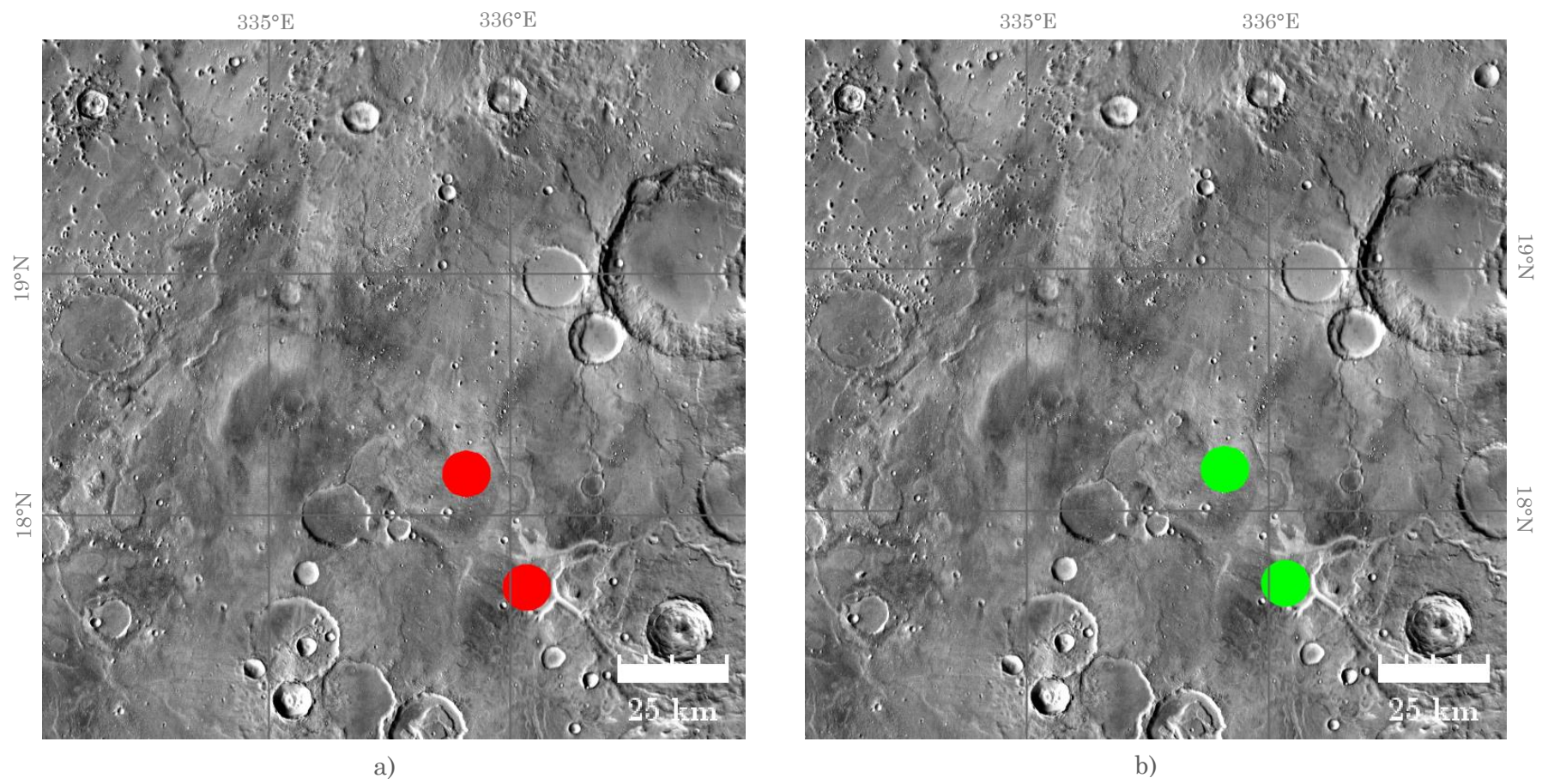


Figura 4.5 Mapa global de detecciones de minerales hidratados en Oxia Planum. a) Detección de minerales hidratados con el instrumento CRISM. b) Detección de minerales hidratados con el instrumento OMEGA + CRISM. Marca solo un punto por observación, independientemente del número de diferentes especies minerales hidratadas encontradas. THEMIS Day IR 100m Global Mosaic. Obtenidos en JMARS (2019).

JMARS generó mapas en Oxia Planum con datos del instrumento TES para anfíbol, carbonatos, K-feldespato, hematita, olivino, plagioclasa, cuarzo y silicatos. Con el instrumento OMEGA se generaron los mapas de óxidos férricos (no especificados) y piroxeno.

El anfíbol (figura 4.6) en Oxia Planum presenta una abundancia mínima, solo hay algunos puntos con evidencia de este grupo mineral alrededor del posible delta.

En el mapa global de abundancia de carbonatos, calcita (CaCO_3) y dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), se pueden observar firmas muy débiles de estos minerales (figura 4.7). Sin embargo, son importantes porque podrían indicar que el planeta tuvo un pH neutro o alcalino al formarse dichos minerales y que había ambientes húmedos.

Hay presencia de feldespato potásico (microclina KAlSi_3O_8) (figura 4.8), mineral característico de granitos y sienitas formadas a gran profundidad.

Otros minerales como hematita (figura 4.9), plagioclasa (figura 4.10), sílice (cuarzo) (figura 4.11) y algún tipo de sulfato (figura 4.12) también generaron mapas de abundancias variadas.

Seguramente, las detecciones de olivino (todas las composiciones de forsterita Mg_2SiO_4) hechas con TES (figura 4.13) y piroxenos ($(\text{Ca},\text{Mg},\text{Fe},\text{Mn},\text{Na},\text{Li})(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn},\text{Cr},\text{Sc},\text{Ti})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6$) con datos OMEGA (figura 4.14), resultan de procesos volcánicos y trazan la evolución del interior del planeta.

La figura 4.15 muestra el mapa de abundancia de óxido férrico, no especifica el mineral, pero probablemente se trate de hematita o magnetita.

Los mapas 4.16a y 4.16b muestra las abundancias y porcentajes de basalto y andesita, rocas ígneas de composición máfica e intermedia respectivamente. Estas rocas cubren la mayor parte del área y algunos de los minerales volcánicos detectados son sus componentes principales.

El agua puede causar una meteorización química en los minerales formadores de rocas ígneas como el basalto y la andesita, lo que producirá algún tipo de arcillas que muy probablemente estén presentes en Oxia Planum.

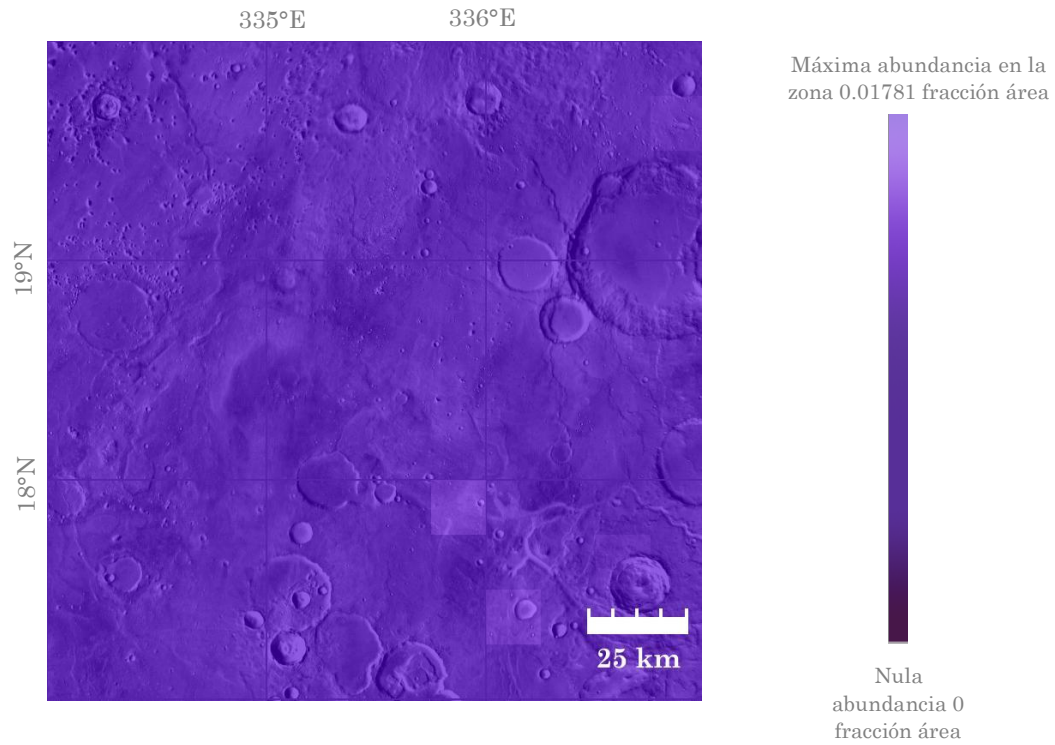


Figura 4.6. Abundancia de anfíbol detectado con TES en Oxia Planum. Se observa solo un poco de este mineral alrededor del posible delta. Mapa THEMIS Day IR 100m Global Mosaic

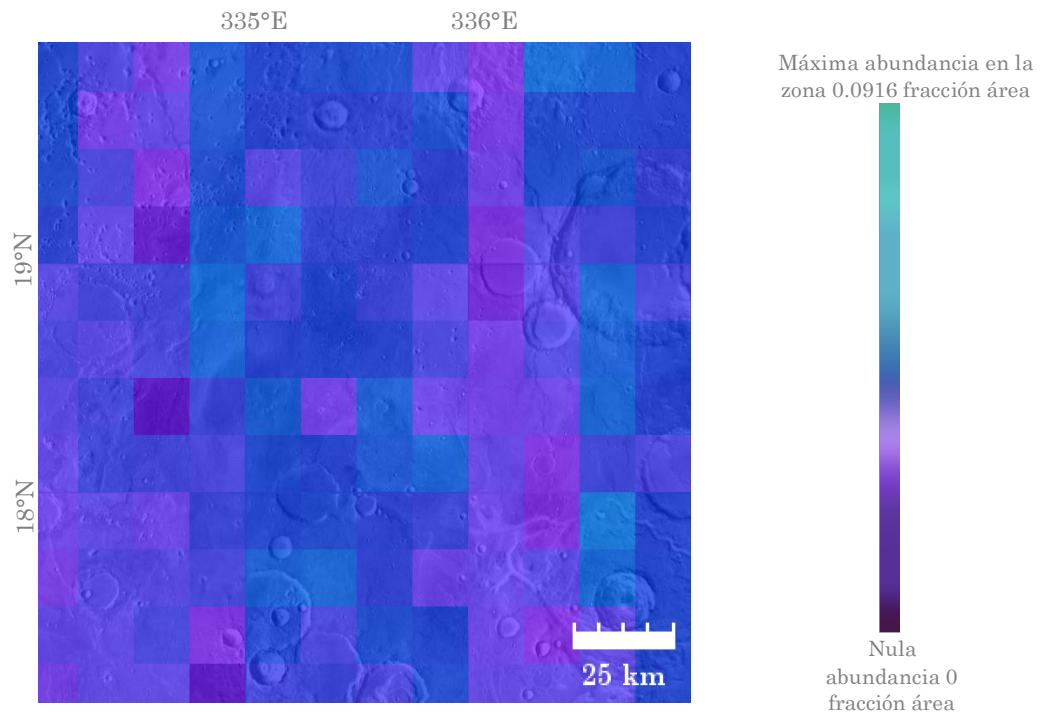


Figura 4.7. Abundancia de carbonato (calcita y dolomita) detectado con TES en Oxia Planum. Tonos morados indican nula abundancia y tonos azules una mayor detección de estos minerales. Mapa THEMIS Day IR 100m Global Mosaic.

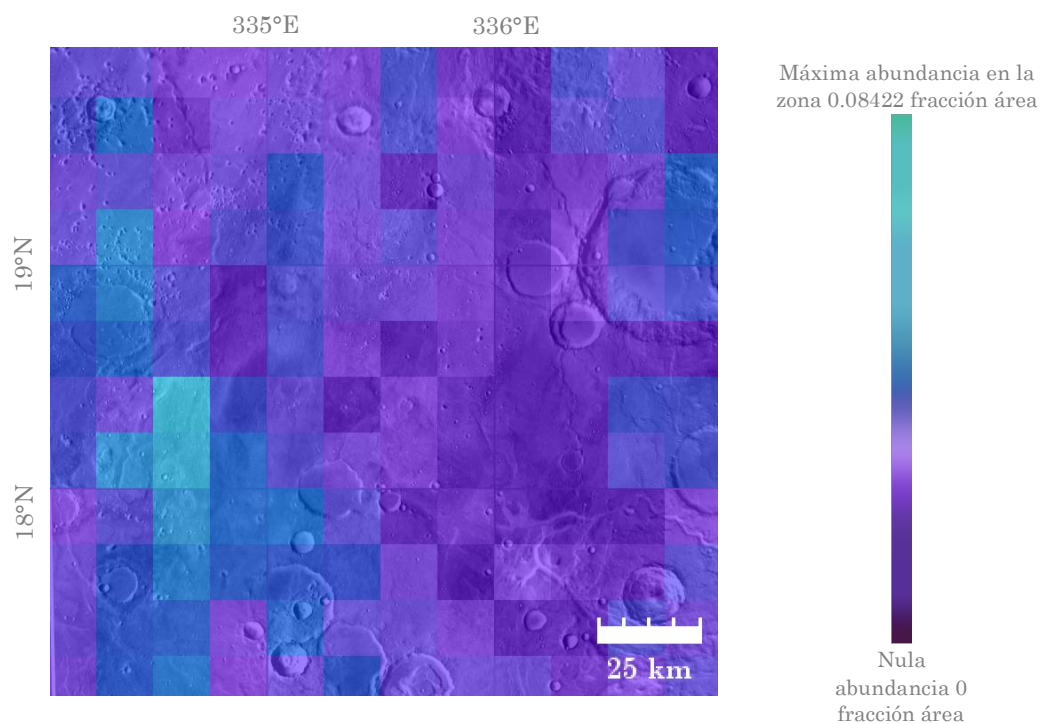


Figura 4.8. Posibles implicaciones de feldespato potásico (microclina) detectado con TES en Oxia Planum. La gama de colores morados más oscuros representan la menor abundancia y los azules más brillantes la mayor abundancia en este mineral en Oxia Planum. Mapa THEMIS Day IR 100m Global Mosaic.

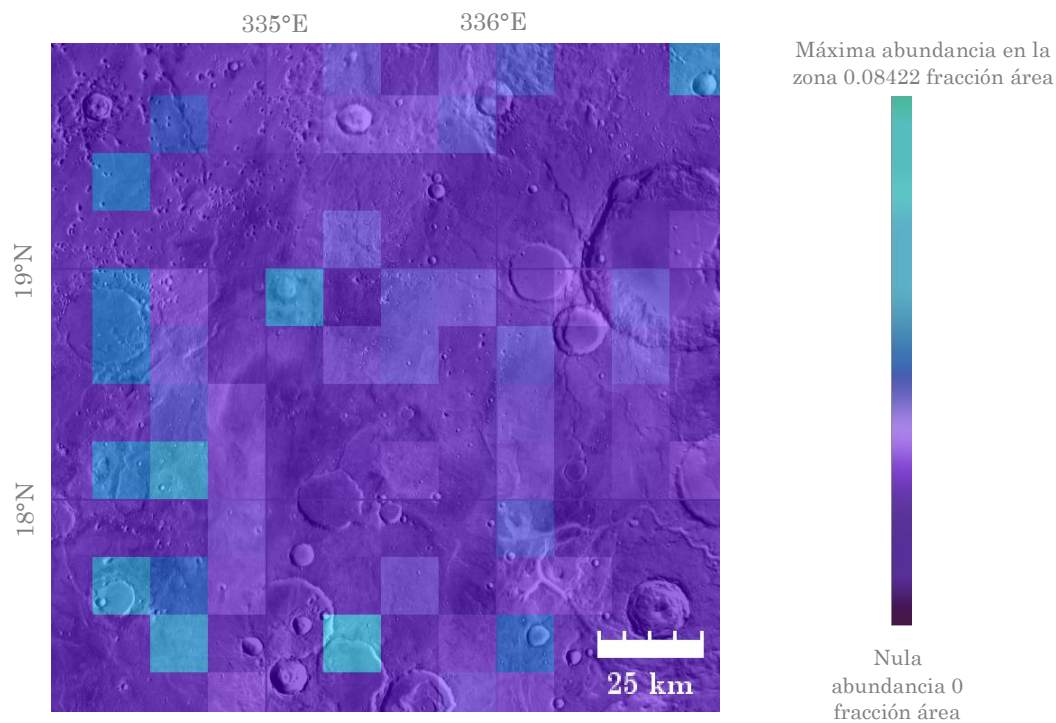


Figura 4.9. El mapa representa la abundancia en superficie de hematita detectada con TES en Oxia Planum, donde los tonos morados indican que no se detectó hematita en esa área y los azules indican una abundancia ligera. Mapa THEMIS Day IR 100m Global Mosaic.

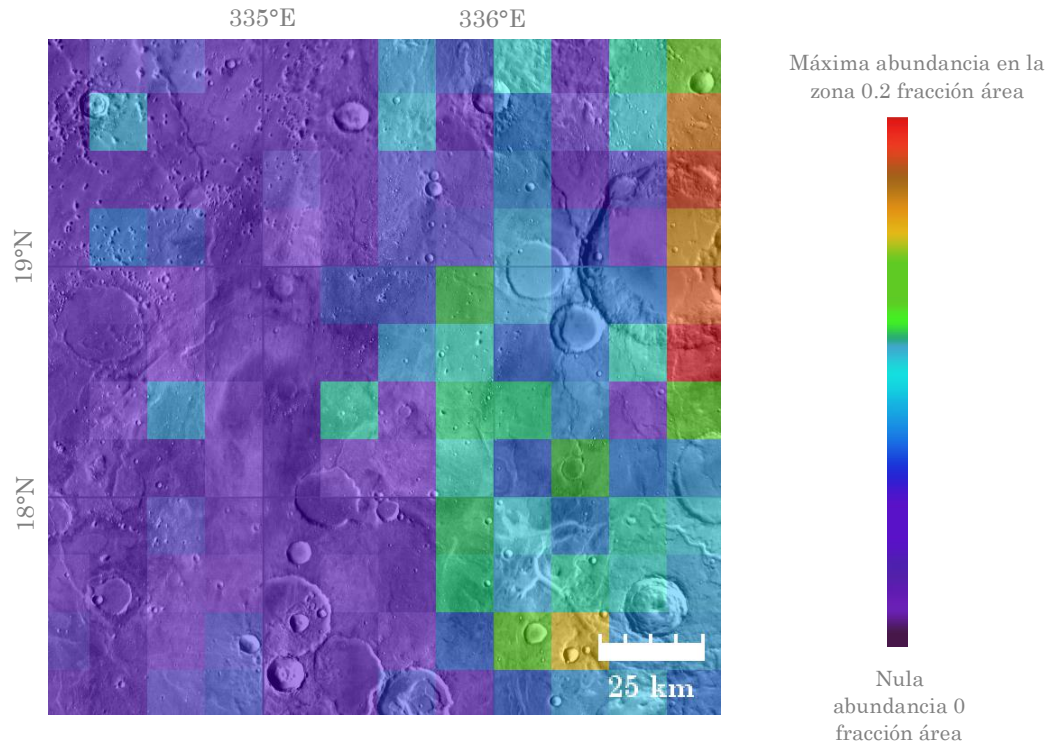


Figura 4.10. Abundancia superficial de plagioclasa en Oxia Planum detectado con TES. La escala de color representa la abundancia de plagioclasa, desde la más baja abundancia en tonos morados hasta alto (rojo). Mapa THEMIS Day IR 100m Global Mosaic.

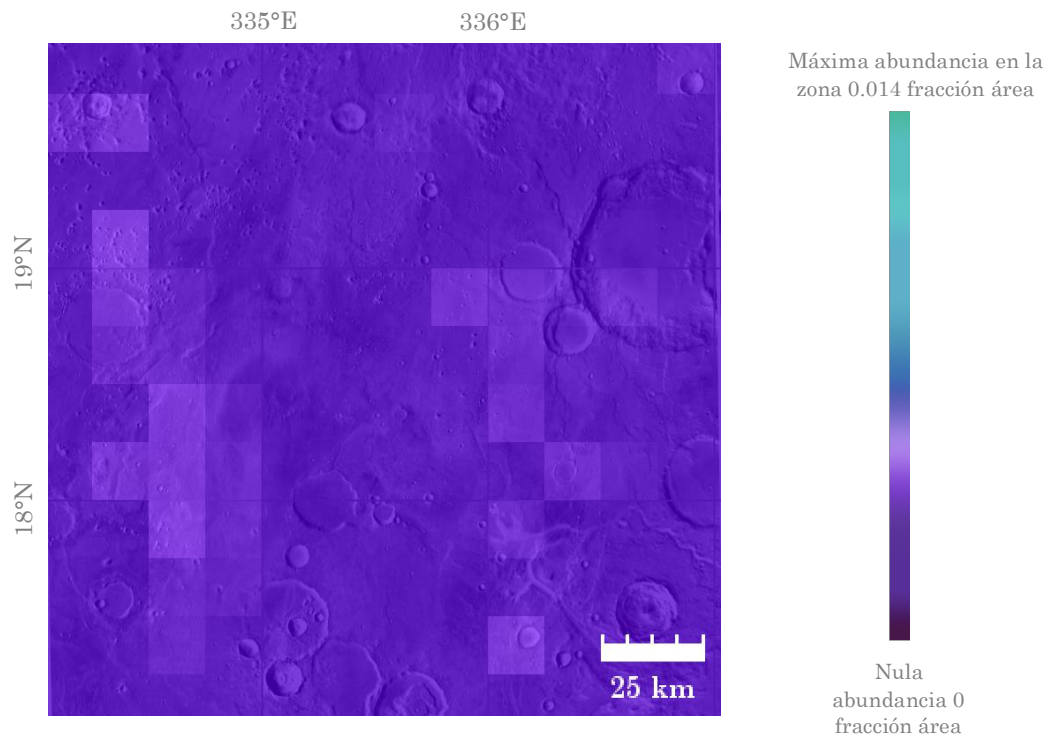


Figura 4.11. Abundancia de sílice (cuarzo) detectado con TES en Oxia Planum. Hay una presencia mínima, casi nula, de este mineral que se ve como tonos morados más claros. Mapa THEMIS Day IR 100m Global Mosaic.

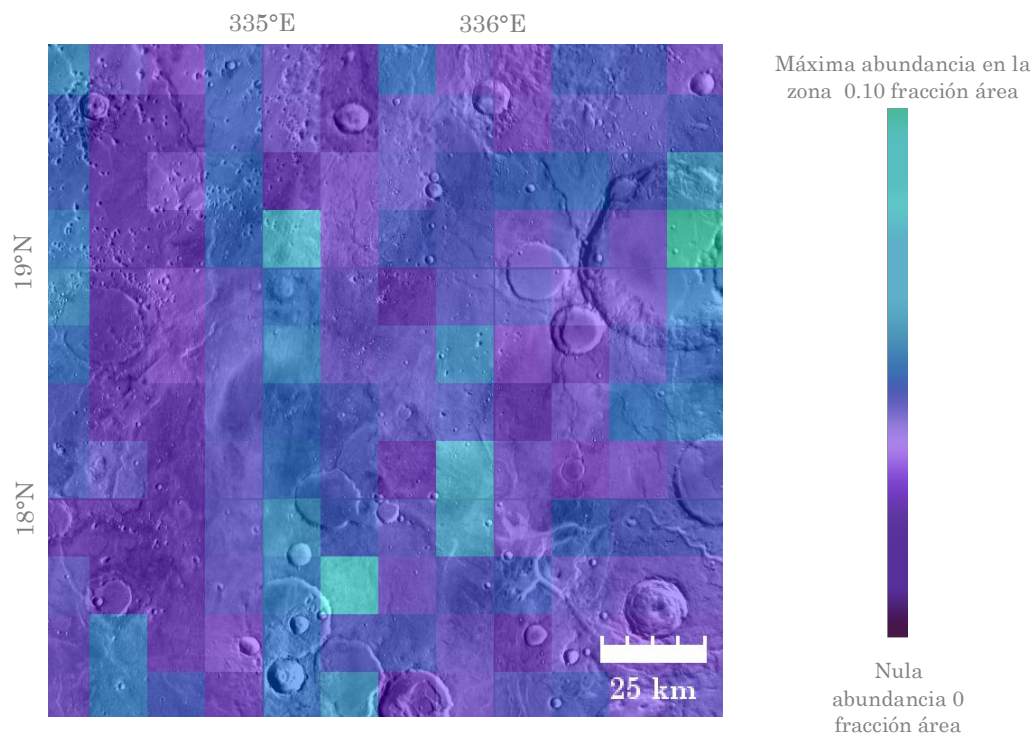


Figura 4.12. Abundancia de sulfatos (anhidrita y yeso) detectados con el instrumento TES en Oxia Planum. Mapa THEMIS Day IR 100m Global Mosaic.

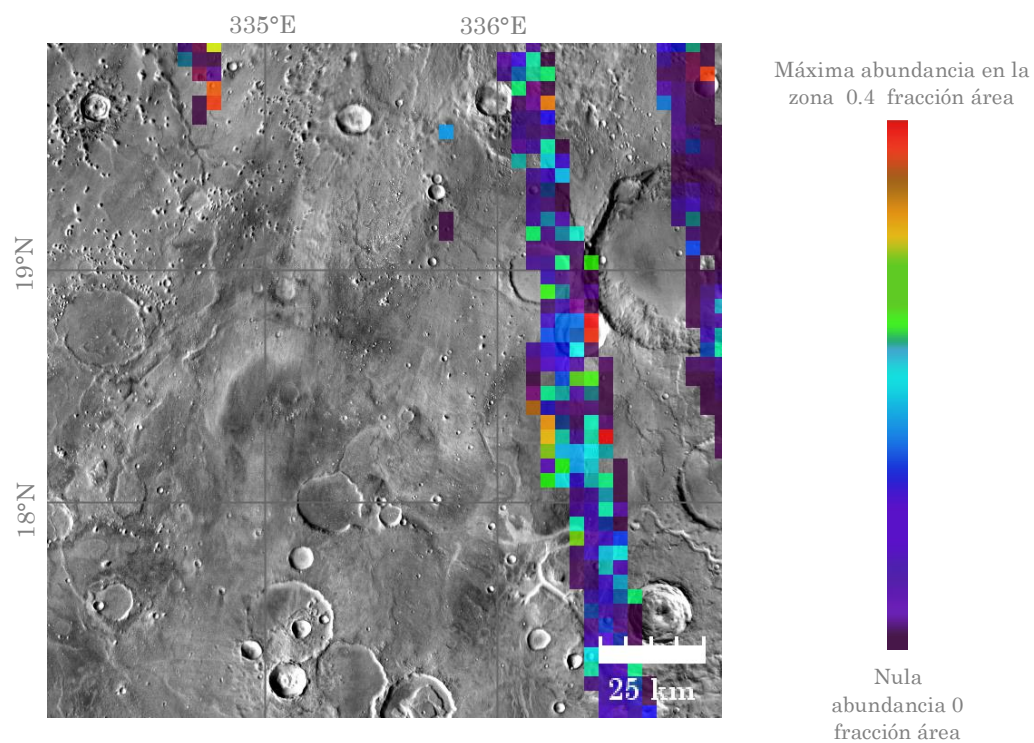


Figura 4.13. Abundancia de olivino total en Oxia Planum para todas las composiciones de forsterita (Mg_2SiO_4). Se observa que solamente hay olivino en la parte este de la región. Mapa de TES. Mapa THEMIS Day IR 100m Global Mosaic.

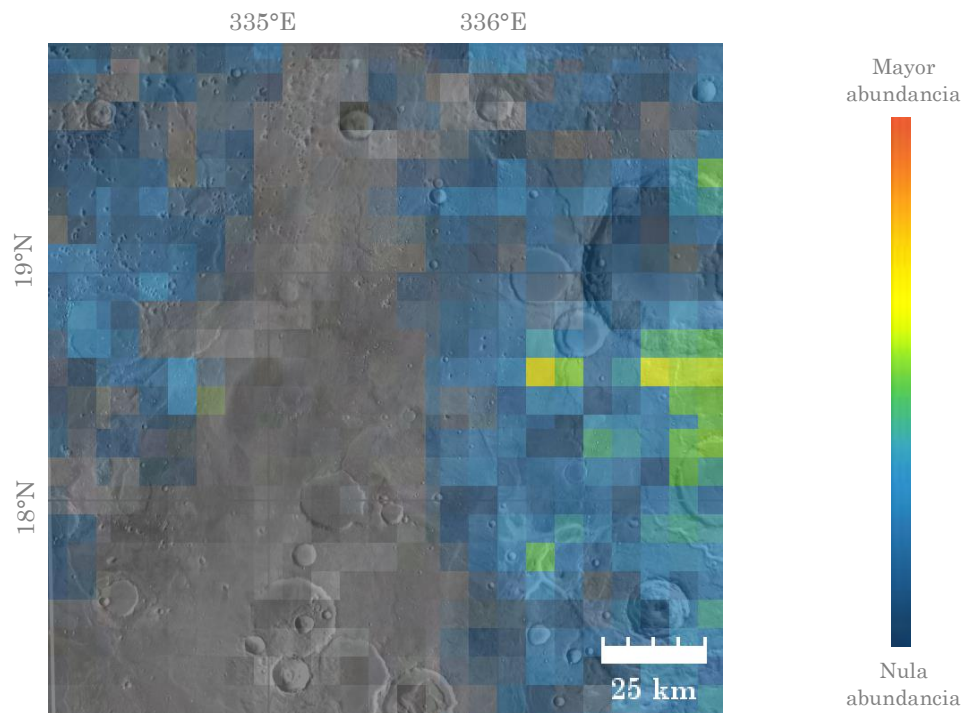


Figura 4.14 Abundancia de piroxeno en Oxia Planum detectado con el instrumento OMEGA. Los piroxenos están particularmente extendidos en las tierras altas llenas de cráteres, apuntando a algunas de las partes más antiguas de la corteza del planeta. Mapa THEMIS Day IR 100m Global Mosaic.

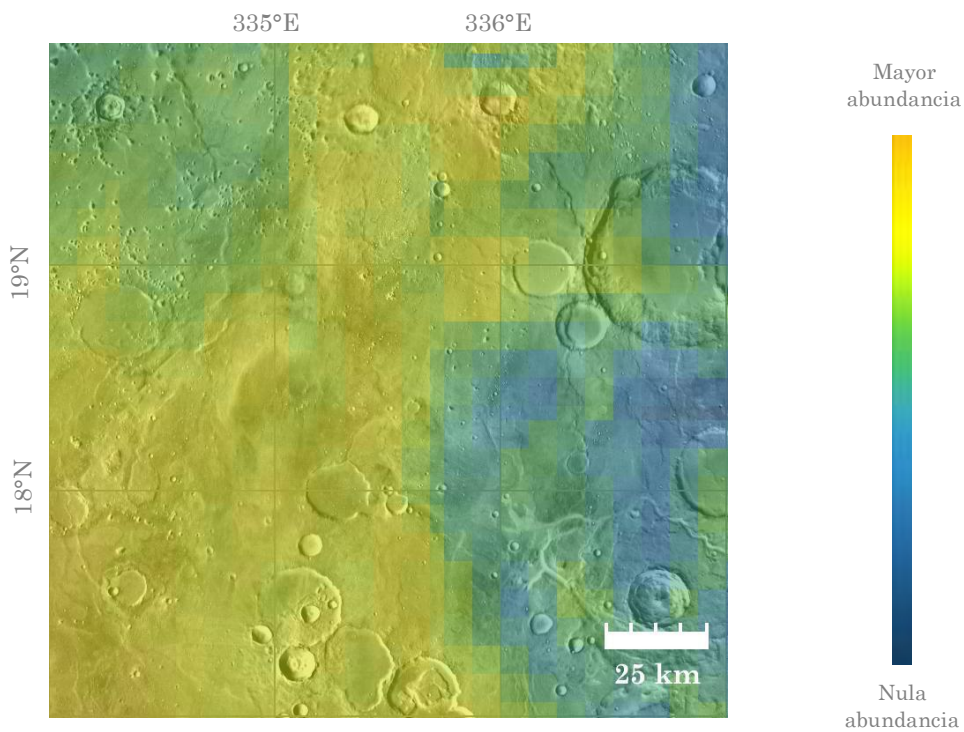
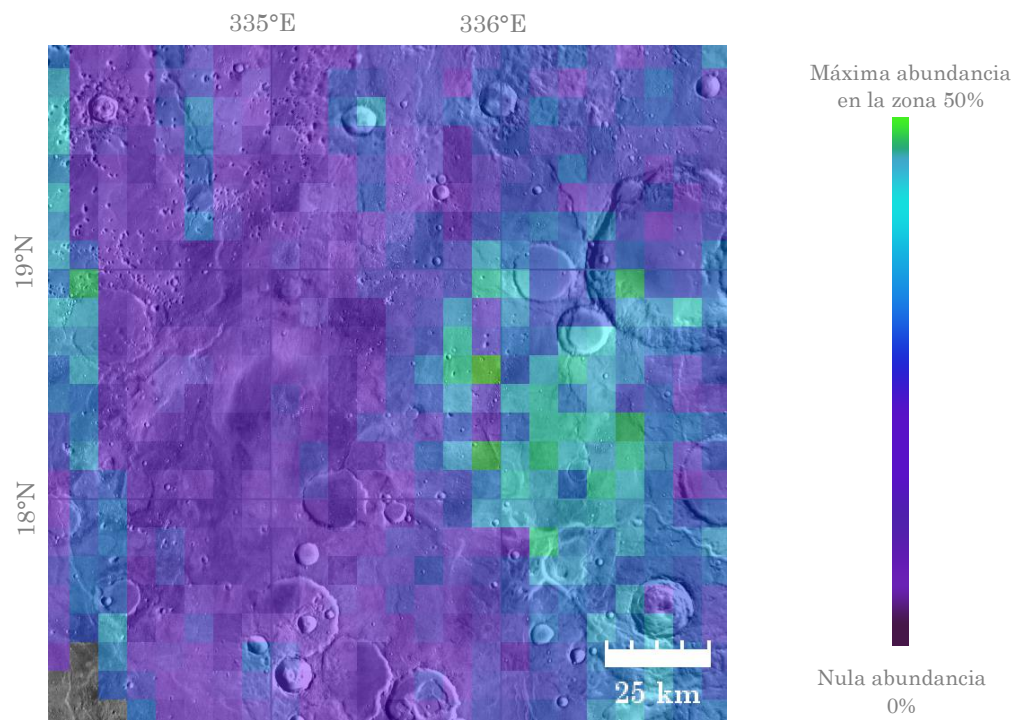
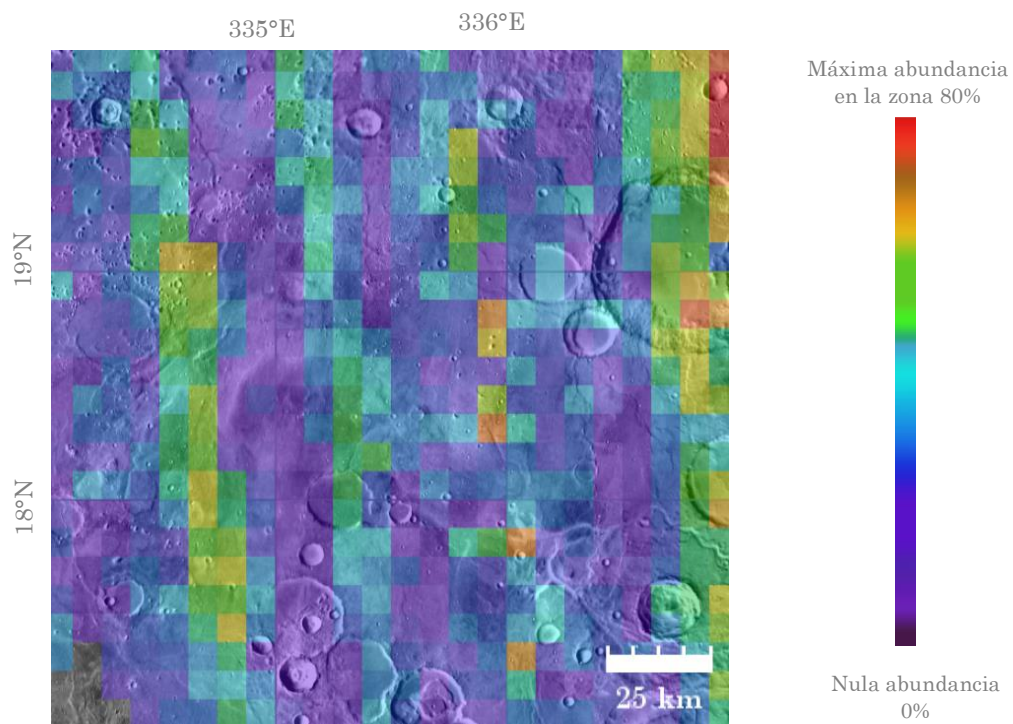


Figura 4.15 Abundancia de óxido férrico en Oxia Planum detectado con OMEGA. No se especifica que mineral pero probablemente se trate de hematita o magnetita. Mapa THEMIS Day IR 100m Global Mosaic.



a)



b)

Figura 4.16 Abundancias de basalto y andesita en todo Oxia Planum detectado con TES. a) Porcentaje de abundancia de basalto. b) Porcentaje de abundancia de andesita. En la zona las abundancias de ambas rocas son similares y hay algunos puntos donde no hay estas rocas. Mapa THEMIS Day IR 100m Global Mosaic.

4.5.2 Minerales detectados en estudios previos.

Quantin et al., (2014), analizaron cuatro imágenes disponibles de CRISM en el área de estudio, al noreste de Oxia Planum el espectrómetro CRISM detectó líneas de absorción a longitudes de onda que coinciden con las de minerales como vermiculita, saponita y nontronita (ver figura 4.17).

En el centro de la región, las líneas de absorción coinciden con los valores de vermiculita, saponita y olivino (figura 4.18), y al sureste de Oxia Planum, CRISM detectó siete firmas que coinciden con las de los minerales como olivino, montmorillonita, caolinita, saponita, vermiculita, nontronita y ópalo (figura 4.19). Más al sur de la región, se detectó una mezcla de jarosita, caolinita, montmorillonita, nontronita, saponita y vermiculita (figura 4.20).

En el estudio de Carter et al., (2016) se observaron características espectrales notablemente uniformes y consistentes con un tipo de filosilicato rico en Fe / Mg. Las posiciones y formas de las bandas encajan mejor con las arcillas de tipo esmectita (saponita rica en Fe-Mg) o esmectita / mica (por ejemplo, vermiculita), pero no con la nontronita (esmectita de Al-Fe). Este último se encuentra más al este en Mawrth Vallis.

Aunque en el límite de sensibilidad de los instrumentos orbitales se ha demostrado que las arcillas en Oxia Planum son las más representativas de Marte en términos de distribución geográfica, muchas unidades grandes de arcilla son más ricas en nontronita.

La uniformidad espectral, que rara vez se observa en otros lugares con resolución similar, probablemente indica que un proceso único de formación o transformación es responsable de la formación de arcillas, independientemente de la duración e intensidad de las interacciones agua-roca. Las perforaciones por pequeños cráteres de impacto observados con HiRISE revelan que la unidad de arcilla tiene un grosor de más de 10 metros.

La variabilidad mineral solo se observa en la parte oriental de la unidad de arcilla inferior, dentro de los depósitos del delta. Ahí, posiblemente se han encontrado firmas de esmectitas de Fe^{2+} , así como afloramientos de filosilicatos de aluminio confirmados y un extenso estrato de ópalo o sílice hidratada (Carter et al., 2016).

Los integrantes de The ExoMars 2018 Landing Site Selection Working Group, (2014) también concluyeron que Oxia Planum tiene una de las mayores exposiciones en minerales arcillosos, cubriendo del 74% al 78 % de la superficie. Las bandas de absorción adicionales de CRISM se encuentran en $2.2 \mu m$ lo que indica una mezcla espectral entre filosilicatos de Fe/Mg y otros silicatos hidratados, por ejemplo arcillas de Al. Algunos afloramientos muestran una secuencia que incluye una roca madre con filosilicatos ricos en Fe/Mg cubiertos por una unidad de filosilicatos de Al y sílice hidratada exhibiendo firmas débiles de jarosita.

Noreste de Oxia Planum

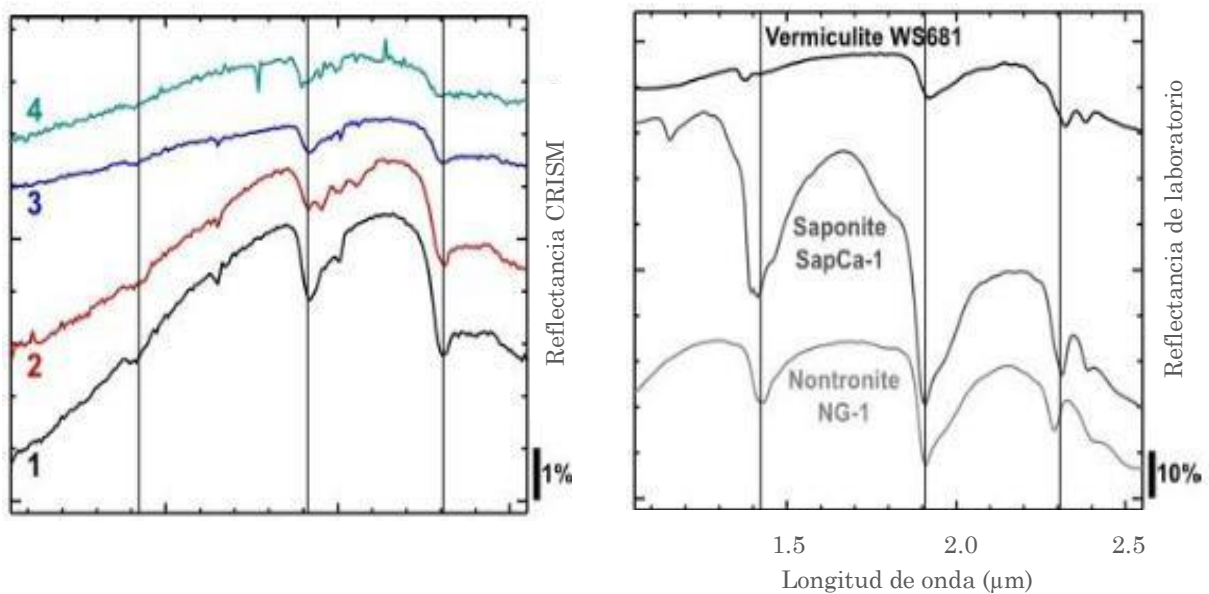
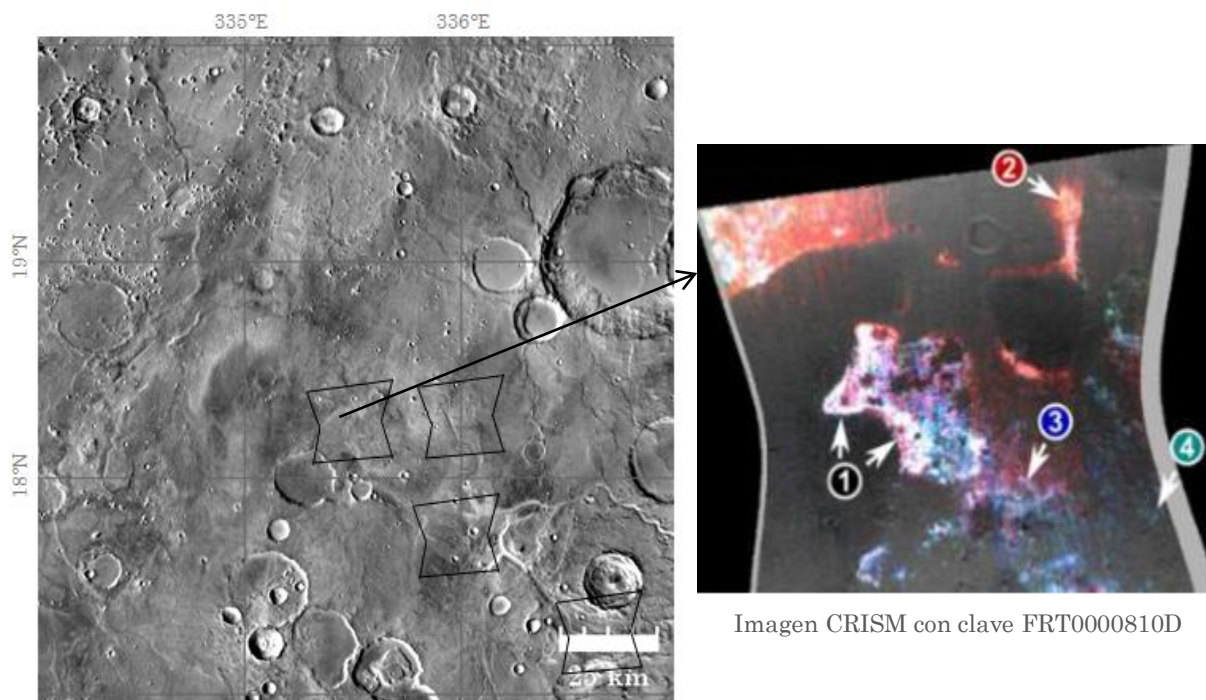


Figura 4.17 Imagen CRISM FRT0000810D en las coordenadas 18.24°N 335.53°E. CRISM detectó líneas de absorción a longitudes de onda que coinciden con las de minerales como vermiculita, saponita y nontronita. Modificado de Quantin et al., (2014).

Centro de Oxia Planum

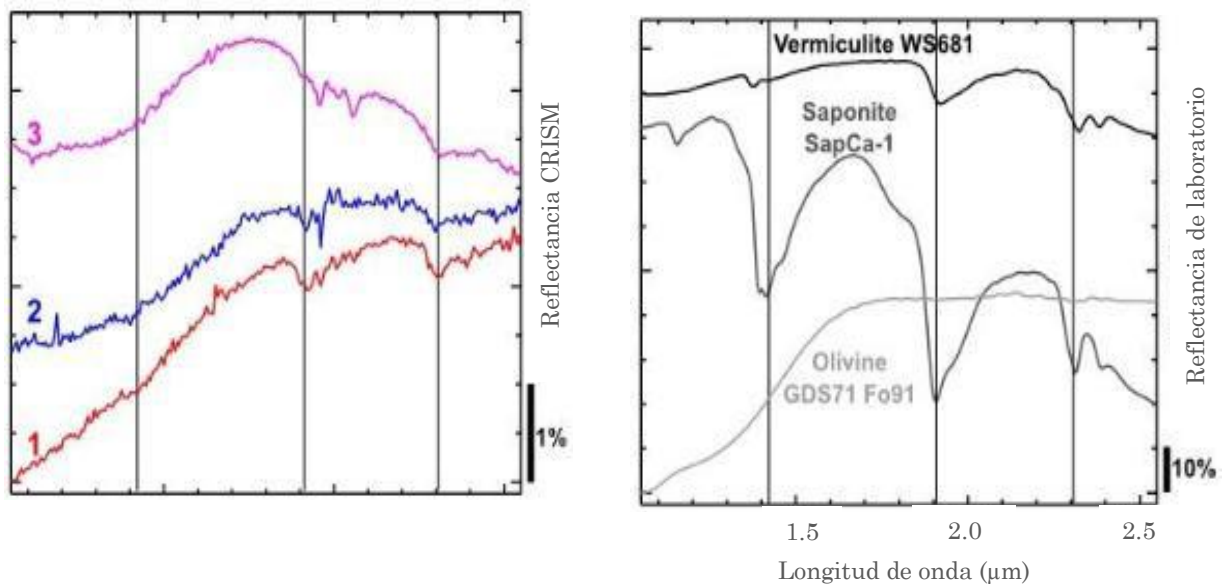
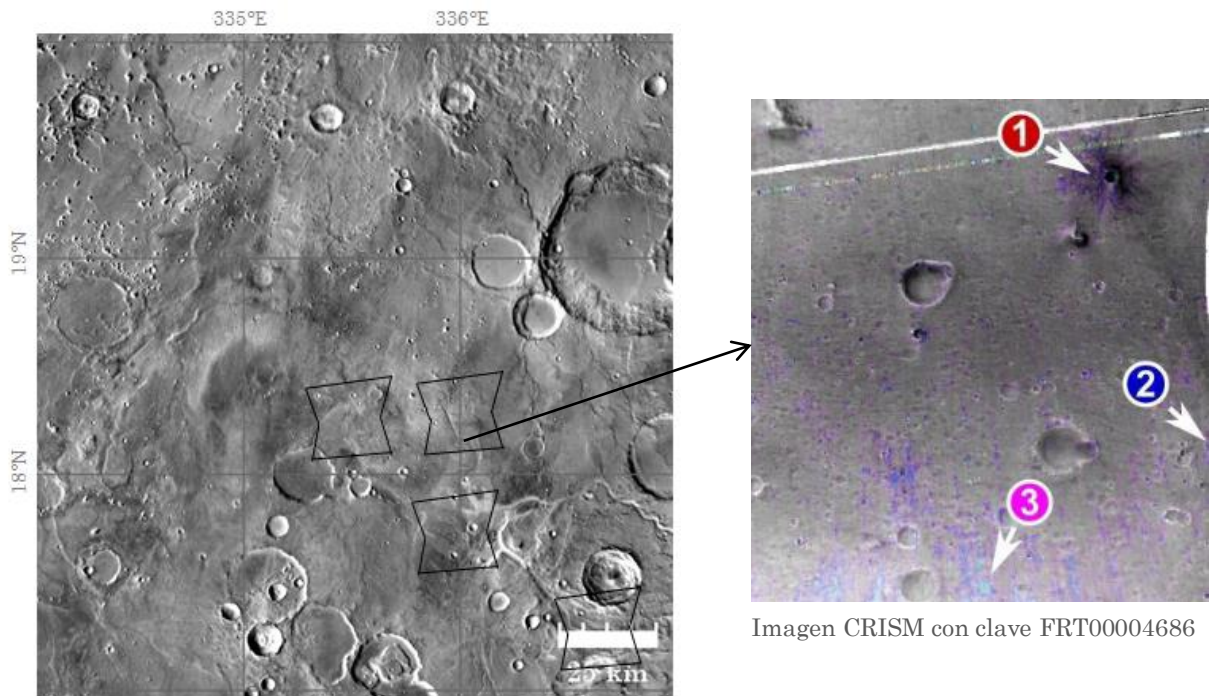


Figura 4.18 Imagen CRISM FRT00004686 en las coordenadas 18.27°N 335.86°E. CRISM detectó líneas de absorción a longitudes de onda que coinciden con las de minerales como vermiculita, saponita y olivino. Modificado de Quantin et al., (2014).

Sureste de Oxia Planum

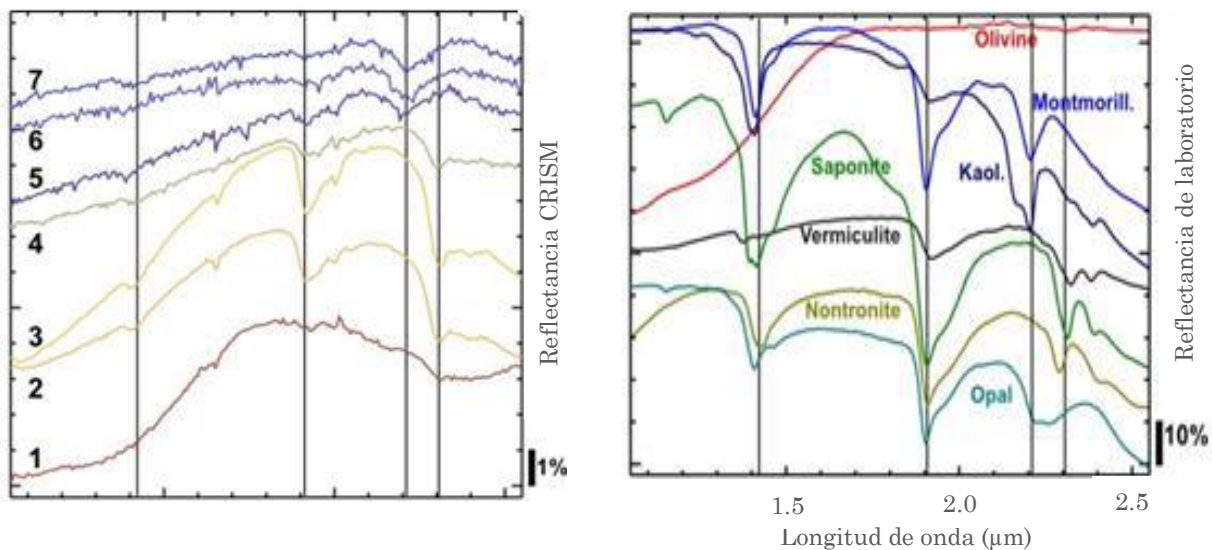
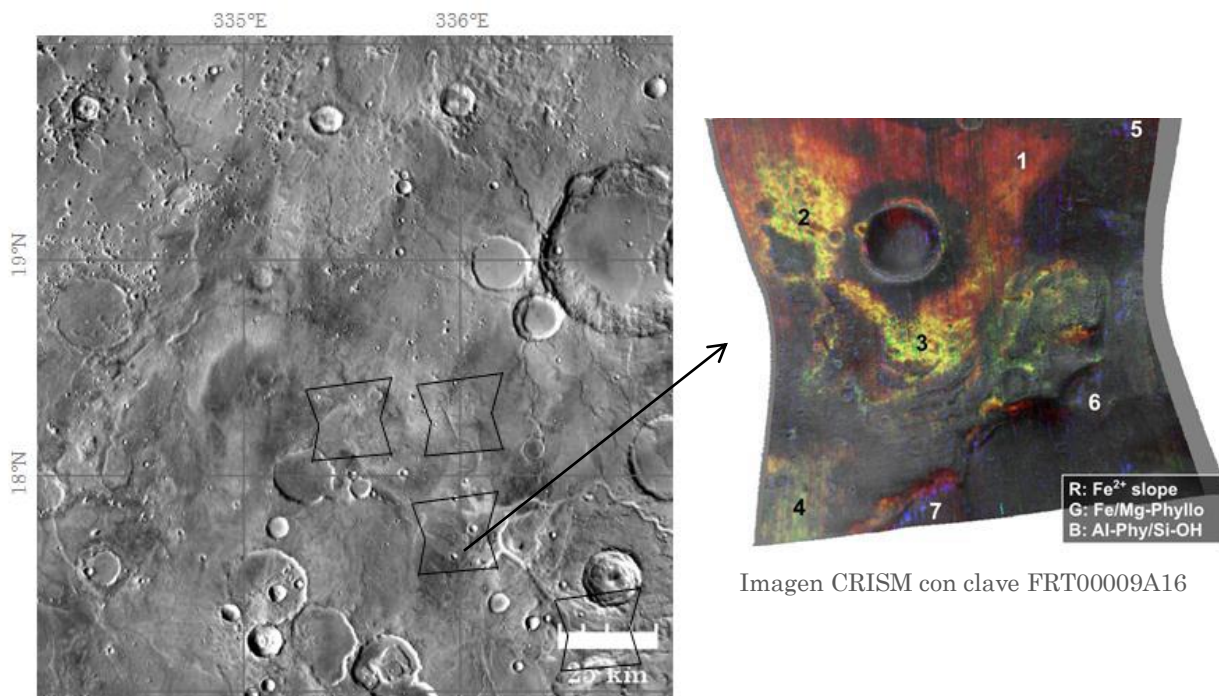


Figura 4.19 Imagen CRISM FRT00009A16 en las coordenadas 17.72°N 336.10°E. CRISM detectó líneas de absorción a longitudes de onda que coinciden con las de minerales como olivino, montmorillonita, caolinita, saponita, vermiculita, nontronita y ópalo. Modificado de Quantin et al., (2014).

Sur de Oxia Planum

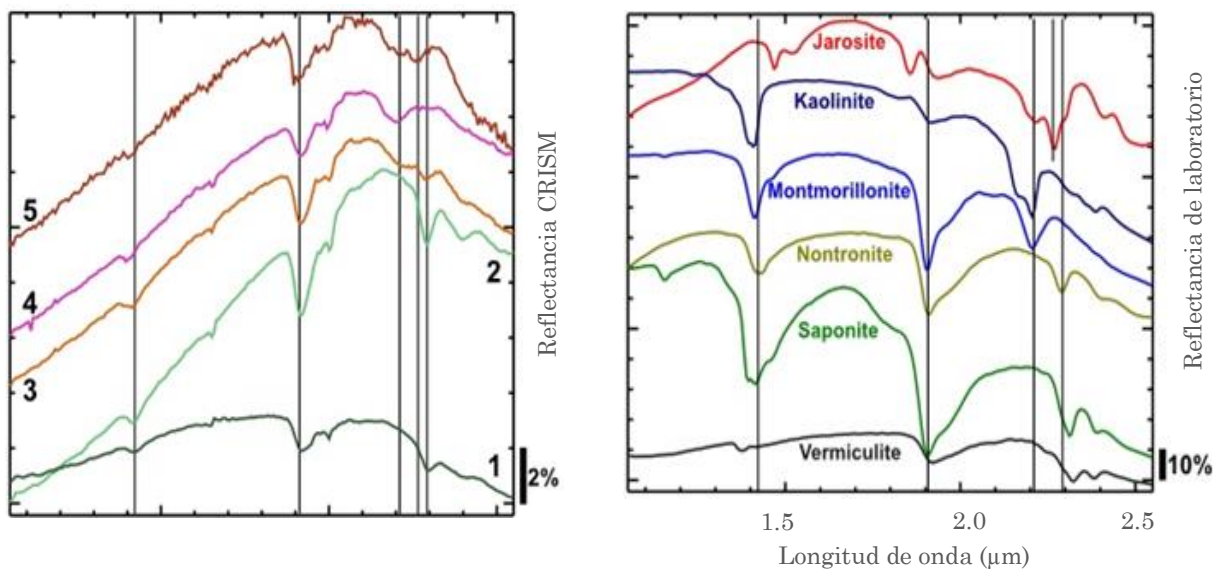
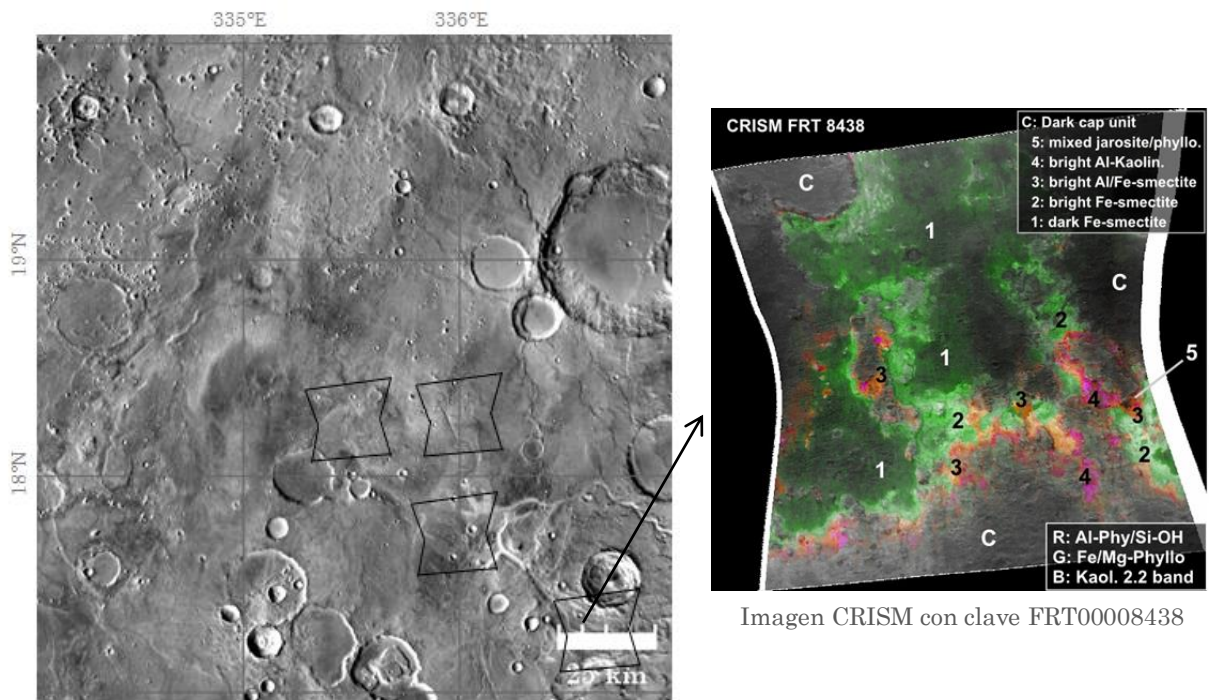


Figura 4.20 Imagen CRISM FRT00008438 en las coordenadas 16.74°N 336.94°E. CRISM detectó líneas de absorción a longitudes de onda que coinciden con las de minerales como jarosita, caolinita, montmorillonita, nontronita, saponita y vermiculita. Modificado de Quantin et al., (2014).

4.6 Minerales en Mawrth Vallis

Los espectrómetros OMEGA y CRISM han detectado filosilicatos en depósitos estratificados alrededor de Mawrth Vallis. En esta región de Marte, los colores de las capas observados por HiRISE a menudo se correlacionan con distintos minerales relacionados con el agua, por lo que la diversidad de colores, que se ven en las imágenes disponibles, puede reflejar un ambiente dinámico en este lugar en Marte temprano.

4.6.1 Mapas de detecciones minerales

Se realizó el mismo procedimiento que para el caso de Oxia Planum. Primero se identificaron todas las imágenes y datos disponibles de CRISM y OMEGA (apéndice 4). Los datos disponibles de CRISM se encuentran en el mapa interactivo CRISM Data Products (<http://crism-map.jhuapl.edu>). Los datos de OMEGA están disponibles en JMARS (fig. 4.21a y 4.21 b).

Combinando los instrumentos OMEGA y CRISM se muestran las ubicaciones de minerales hidratados en la zona de estudio (ver figura 4.22a y 4.22b). Además de los minerales hidratados, también se han encontrado otras clases minerales en Mawrth Vallis, sobretodo los minerales de origen volcánico, es importante mostrar su abundancia porque estos minerales son los constituyentes principales de rocas presentes en el área como el basalto y la andesita. Para esto se utilizaron los datos de TES y OMEGA.

La figura 4.23 muestra detecciones de anfíbol, este mineral prácticamente no existe en Mawrth Vallis, hay algunos puntos donde se observa una ligera detección.

Es importante mostrar el mapa global de abundancia de calcita y dolomita, (figura 4.24), porque como se mencionó anteriormente, podrían indicar que el planeta tuvo un pH neutro o alcalino al formarse dichos minerales y que había ambientes húmedos.

También hay ligeras firmas de minerales como feldespato potásico (microclina $KAlSi_3O_8$) (figura 4.25), hematita (figura 4.26), plagioclasa (figura 4.27), casi nada de sílice (cuarzo) (figura 4.28) y sulfatos (figura 4.29).

Se detecta olivino en la figura 4.30 (todas las composiciones de forsterita), óxido férrico (figura 4.31) y piroxeno (figura 4.32).

Por último, son mostradas las abundancias de basalto y andesita en Mawrth Vallis (figura 4.33a y 4.34b), rocas ígneas de composición máfica e intermedia respectivamente. Estas rocas cubren la mayor parte del área y algunos de los minerales volcánicos detectados son sus componentes principales.

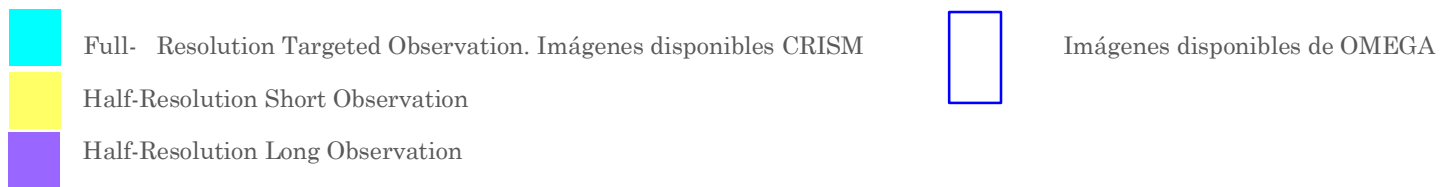
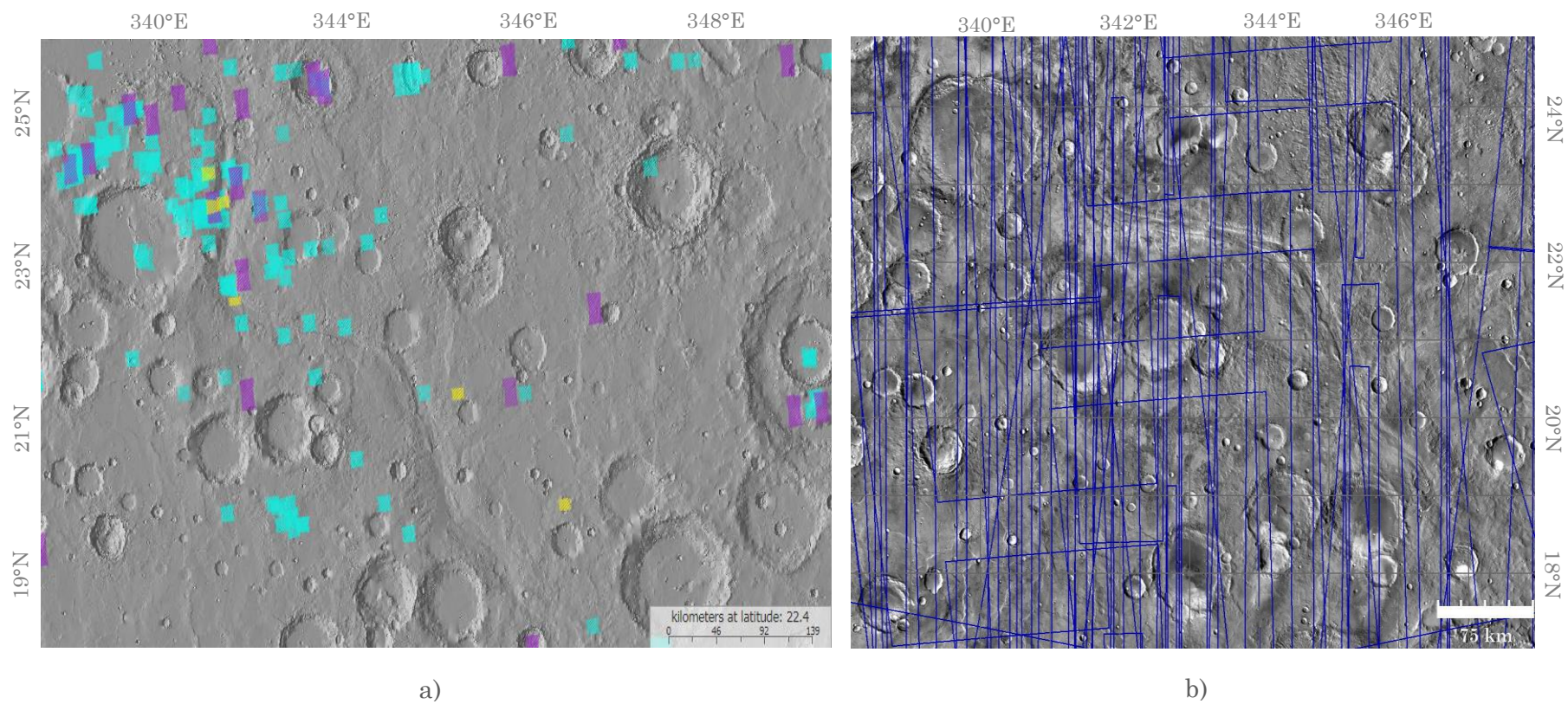
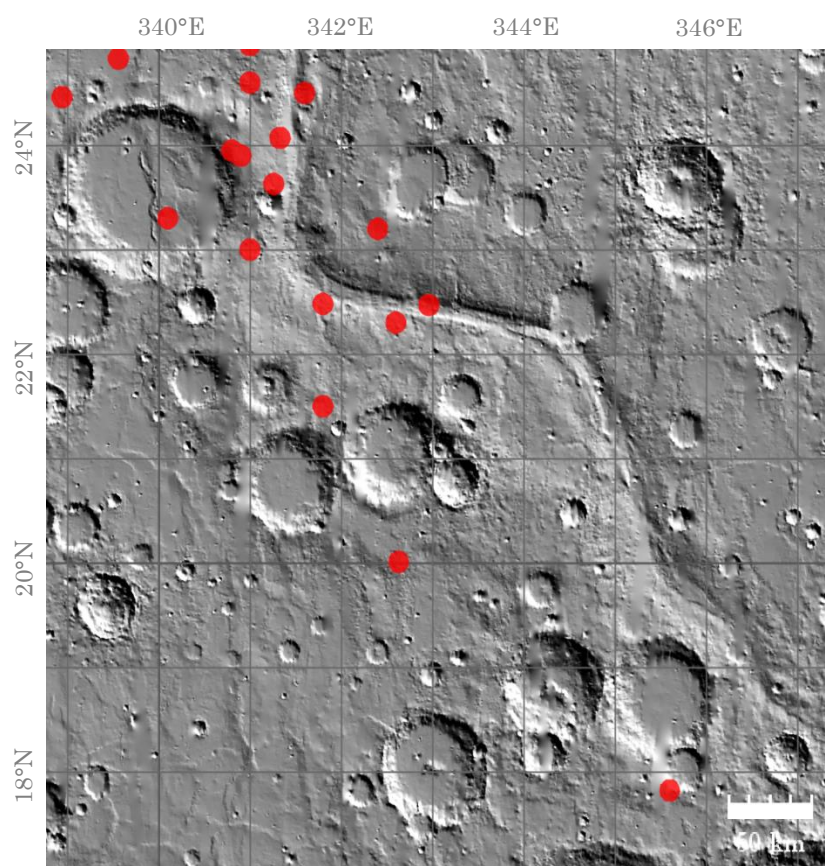
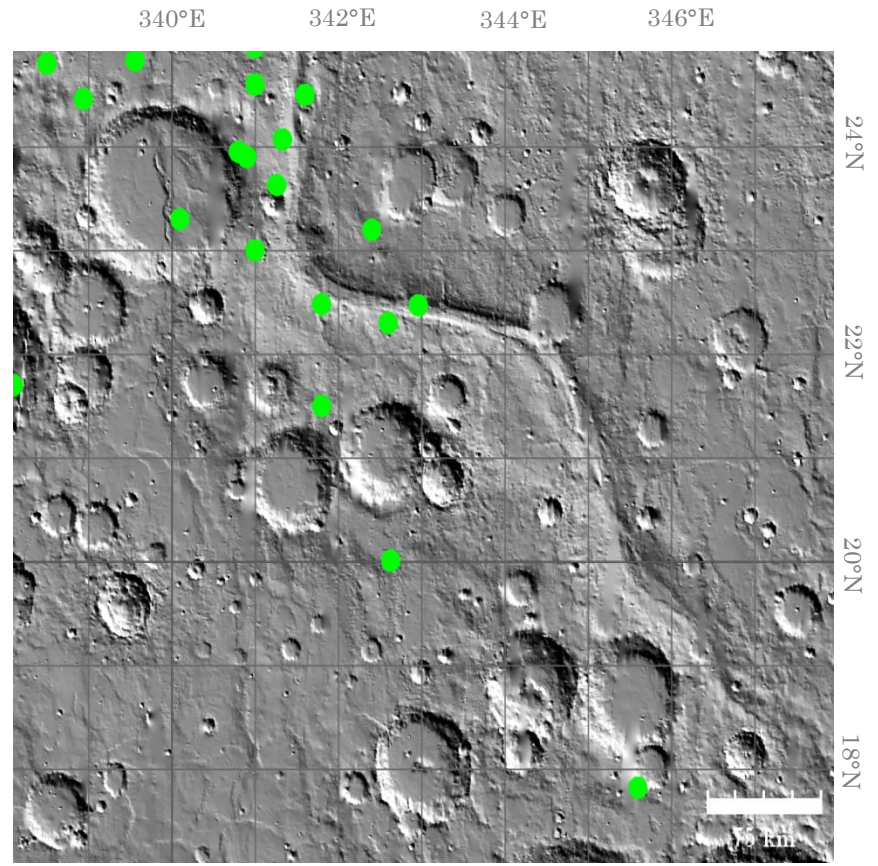


Figura 4.21 CRISM y OMEGA en Mawrth Vallis. a) Imágenes y datos disponibles del instrumento CRISM en Mawrth Vallis. En total hay 68 imágenes. Obtenido de CRISM Data Products (2019). b) Imágenes y datos disponibles del instrumento OMEGA en Mawrth Vallis. En total hay 56 datos. THEMIS Day IR 100m Global Mosaic. Obtenido en JMARS (2019).



a)



b)

Figura 4.22 Mapa global de detecciones de minerales hidratados en Mawrth Vallis. a) Detección de minerales hidratados con el instrumento CRISM. b) Detección de minerales hidratados con el instrumento OMEGA + CRISM. Marca solo un punto por observación, independientemente del número de diferentes especies minerales hidratadas encontradas. Obtenidos en JMARS (2019).

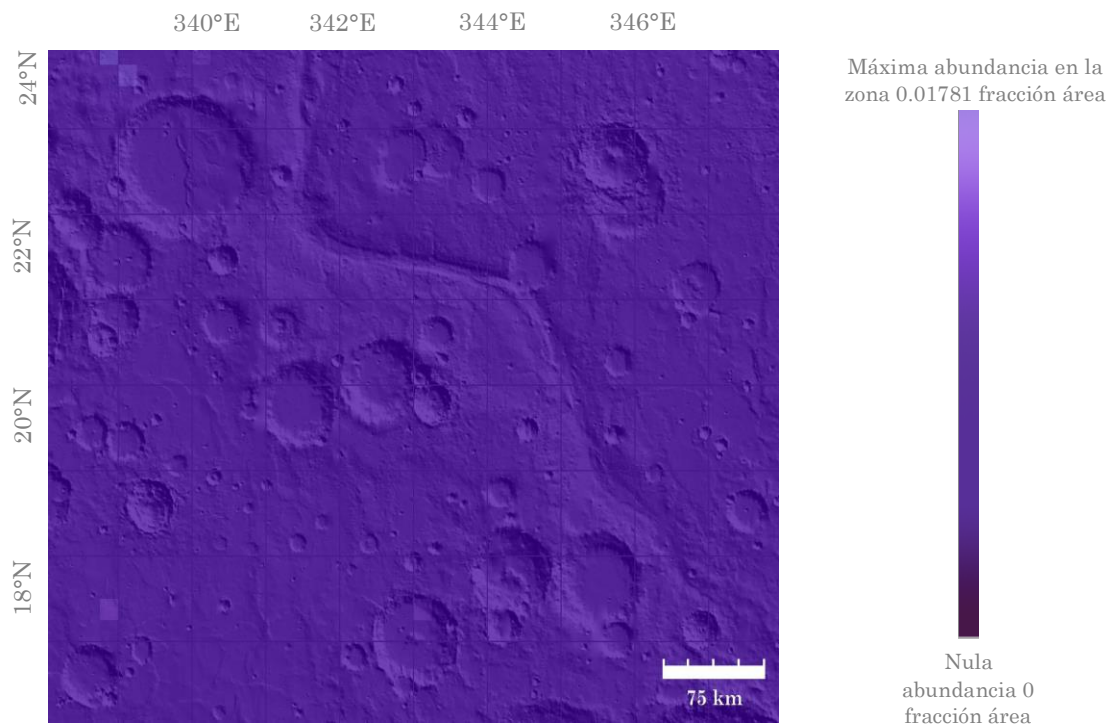


Figura 4.23. Abundancia de anfíbol detectado con TES en Mawrth Vallis. Se observa que prácticamente no hay nada de este mineral en la zona. Mapa MOLA Shaded Relief (NE).

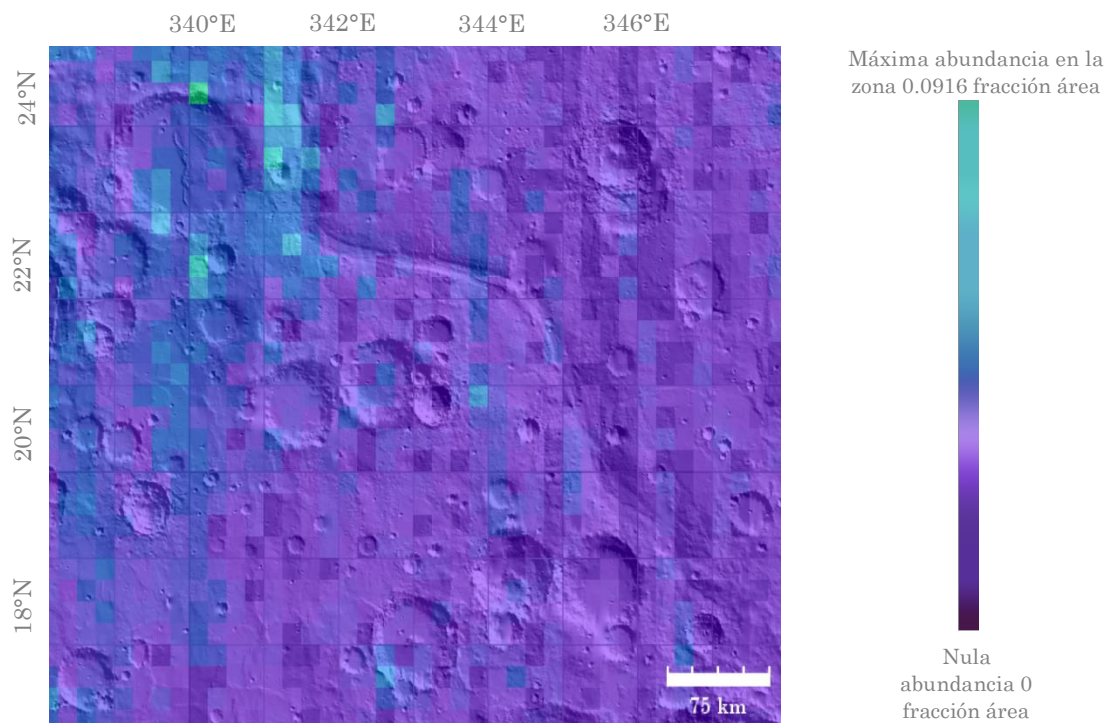


Figura 4.24. Abundancia de carbonato (calcita y dolomita) con TES en Mawrth Vallis. Tonos morados indican nula abundancia y tonos azules una mayor detección de estos minerales. Mapa MOLA Shaded Relief (NE).

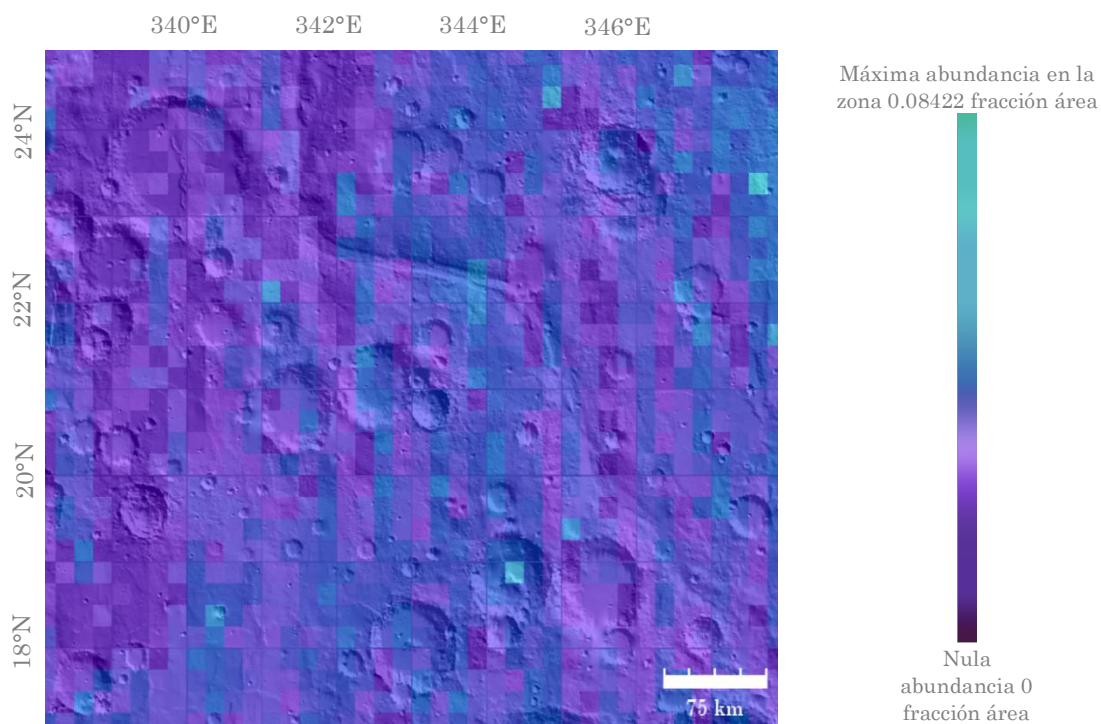


Figura 4.25. Abundancia superficial del feldespato potásico (microclina), detectado con TES en Mawrth Vallis. La gama de colores morados más oscuros indican la menor abundancia y los azules más brillantes la mayor abundancia en este mineral. Mapa MOLA Shaded Relief (NE).

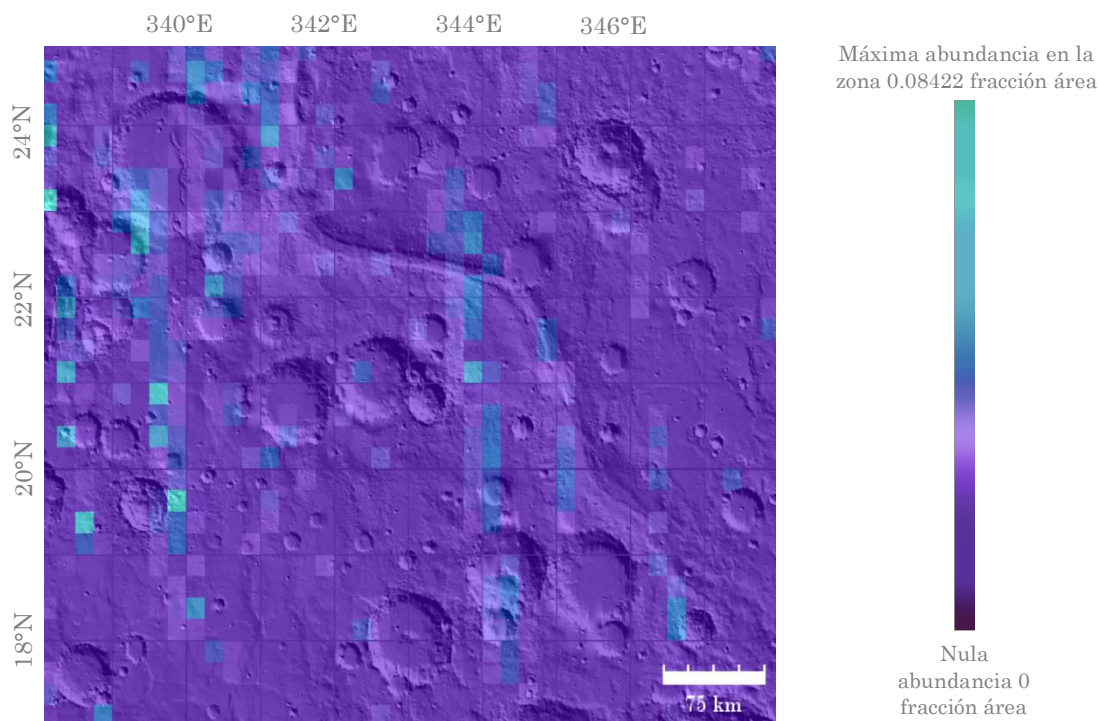


Figura 4.26. Abundancia en superficie de hematita en Mawrth Vallis detectada con TES. Los tonos morados indican que no se detectó hematita en esa área y los azules indican una abundancia ligera. Hay poco contenido de hematita en la zona y está distribuido homogéneamente. Mapa MOLA Shaded Relief (NE).

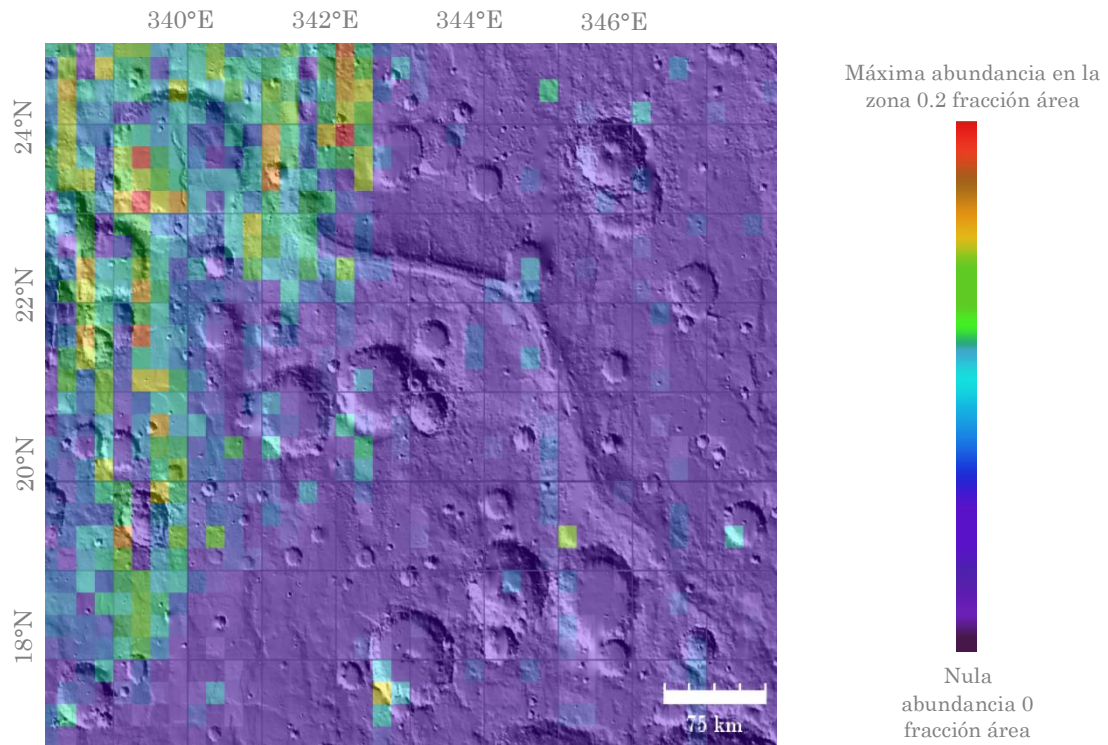


Figura 4.27. Abundancia superficial de los endmembers de la plagioclasa, detectado con TES en Mawrth Vallis. Es en la parte oeste donde hay mayor contenido. Mapa MOLA Shaded Relief (NE)

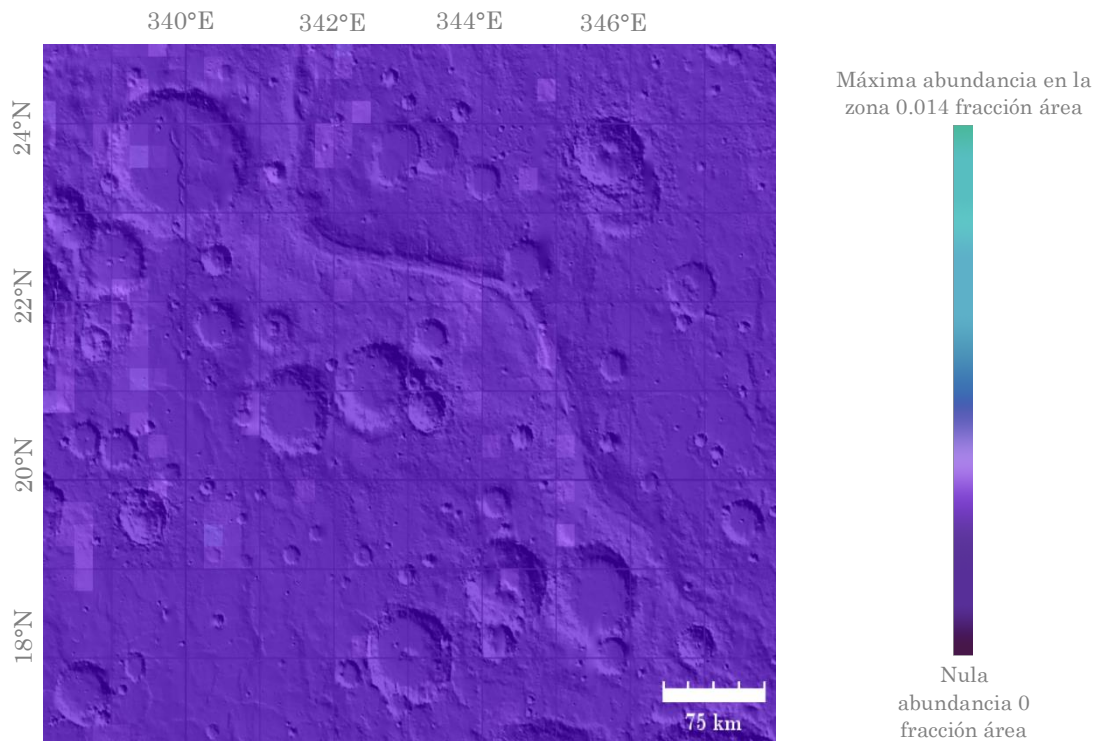


Figura 4.28. Abundancia de sílice (cuarzo) en Mawrth Vallis detectado con TES. Hay una presencia mínima, casi nula de este mineral que se ve como tonos morados más claros. Mapa MOLA Shaded Relief (NE).

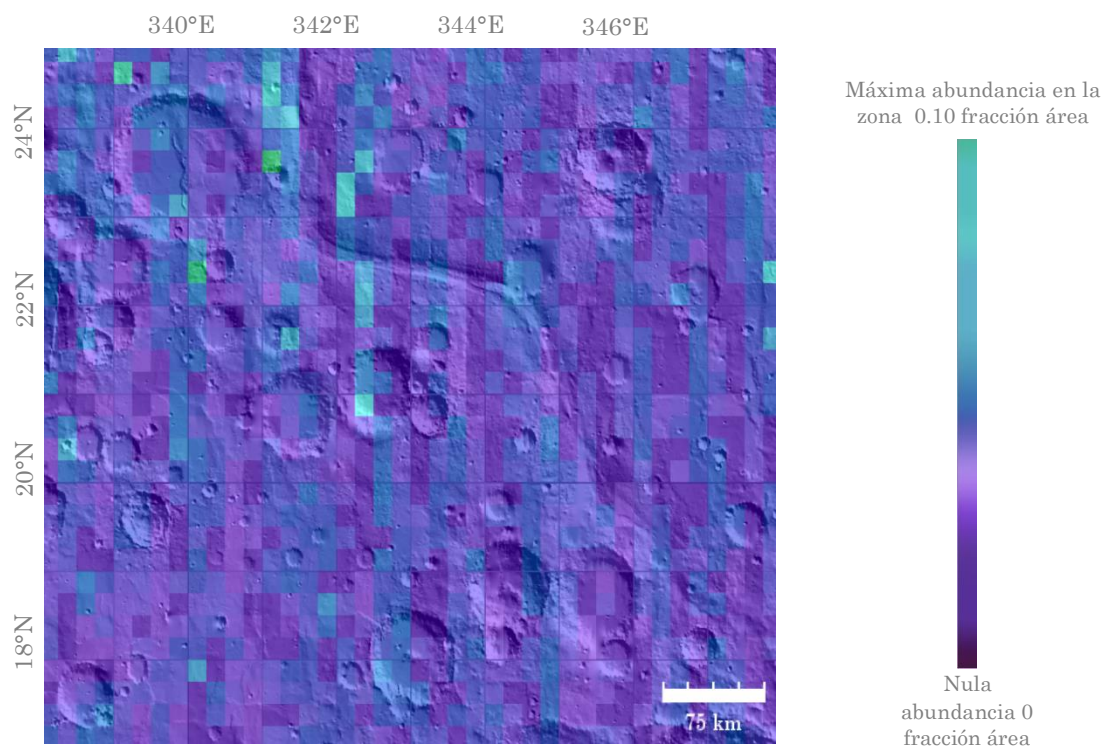


Figura 4.29. Abundancia de sulfatos (anhidrita y yeso) en Mawrth Vallis detectado con TES. La abundancia de sulfatos no es muy alta, es en la parte noroeste donde se tiene el contenido más alto. Mapa MOLA Shaded Relief (NE).

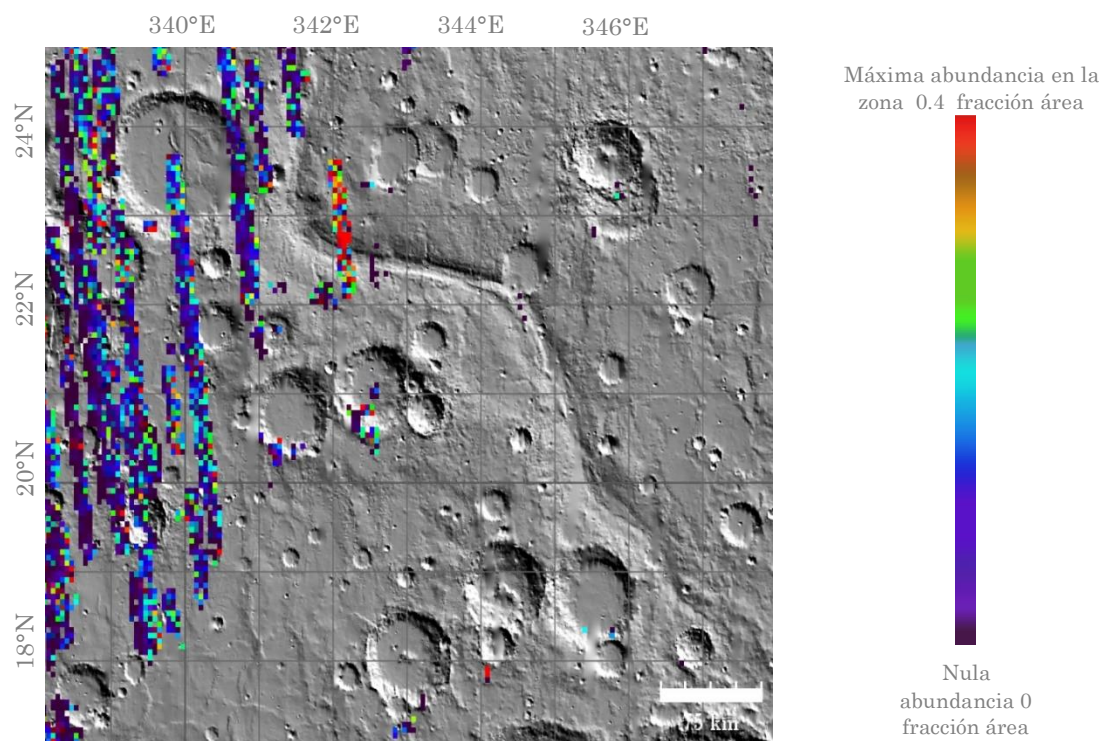


Figura 4.30 Abundancia en superficie de olivino en Mawrth Vallis, detectado con TES, para todas las composiciones de forsterita (Mg_2SiO_4), se observa que solamente hay olivino en la parte oeste de la región. Mapa MOLA Shaded Relief (NE).

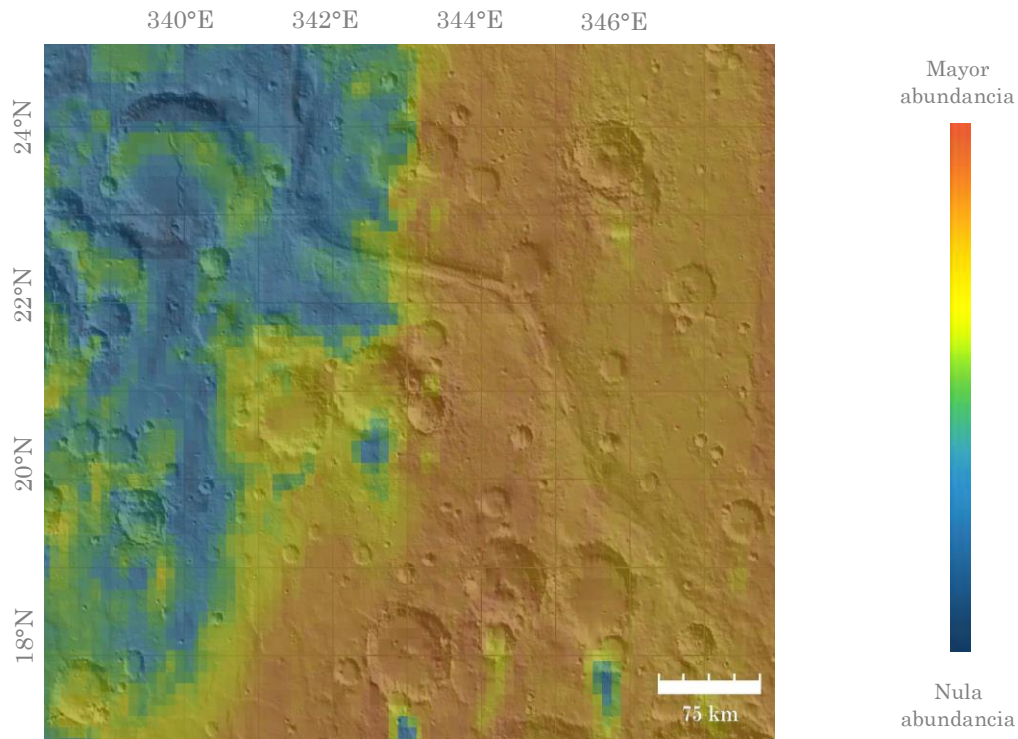


Figura 4.31 Abundancia de óxido férrico en Mawrth Vallis detectado con OMEGA. No se especifica que mineral pero probablemente se trate de hematita o magnetita. Mapa MOLA Shaded Relief (NE).

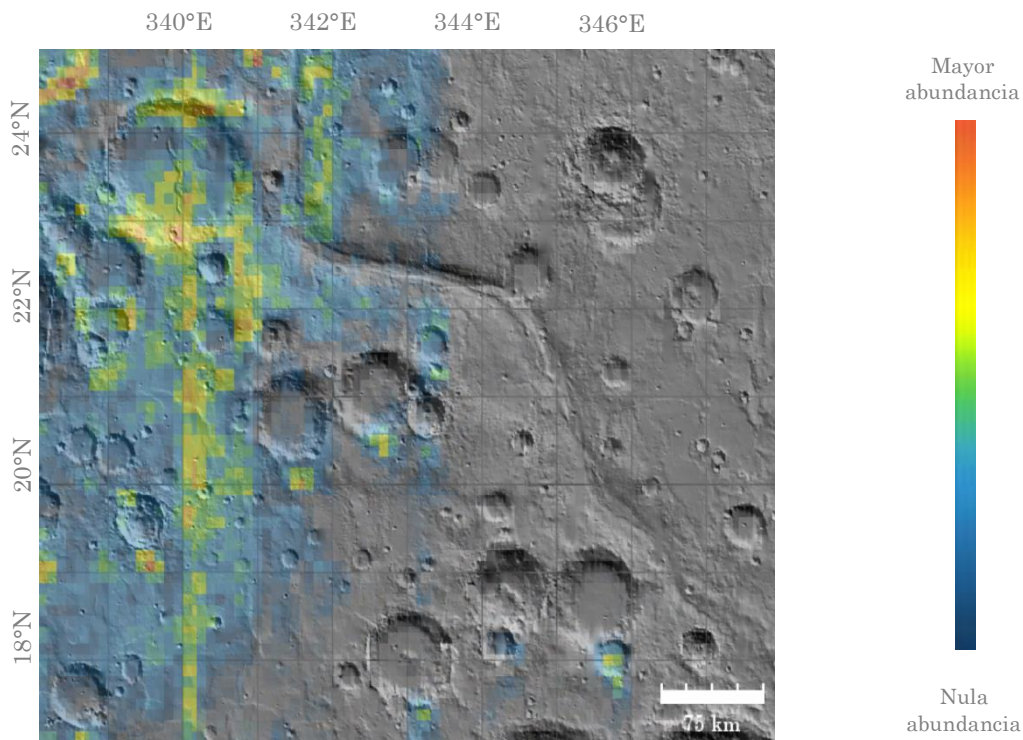


Figura 4.32. Abundancia de piroxeno en Mawrth Vallis, detectado con OMEGA. Los piroxenos están particularmente extendidos en las tierras altas llenas de cráteres, apuntando a algunas de las partes más antiguas de la corteza del planeta. La escala de color representa la abundancia de piroxeno, desde bajo (azul) hasta alto (rojo). Mapa MOLA Shaded Relief (NE).

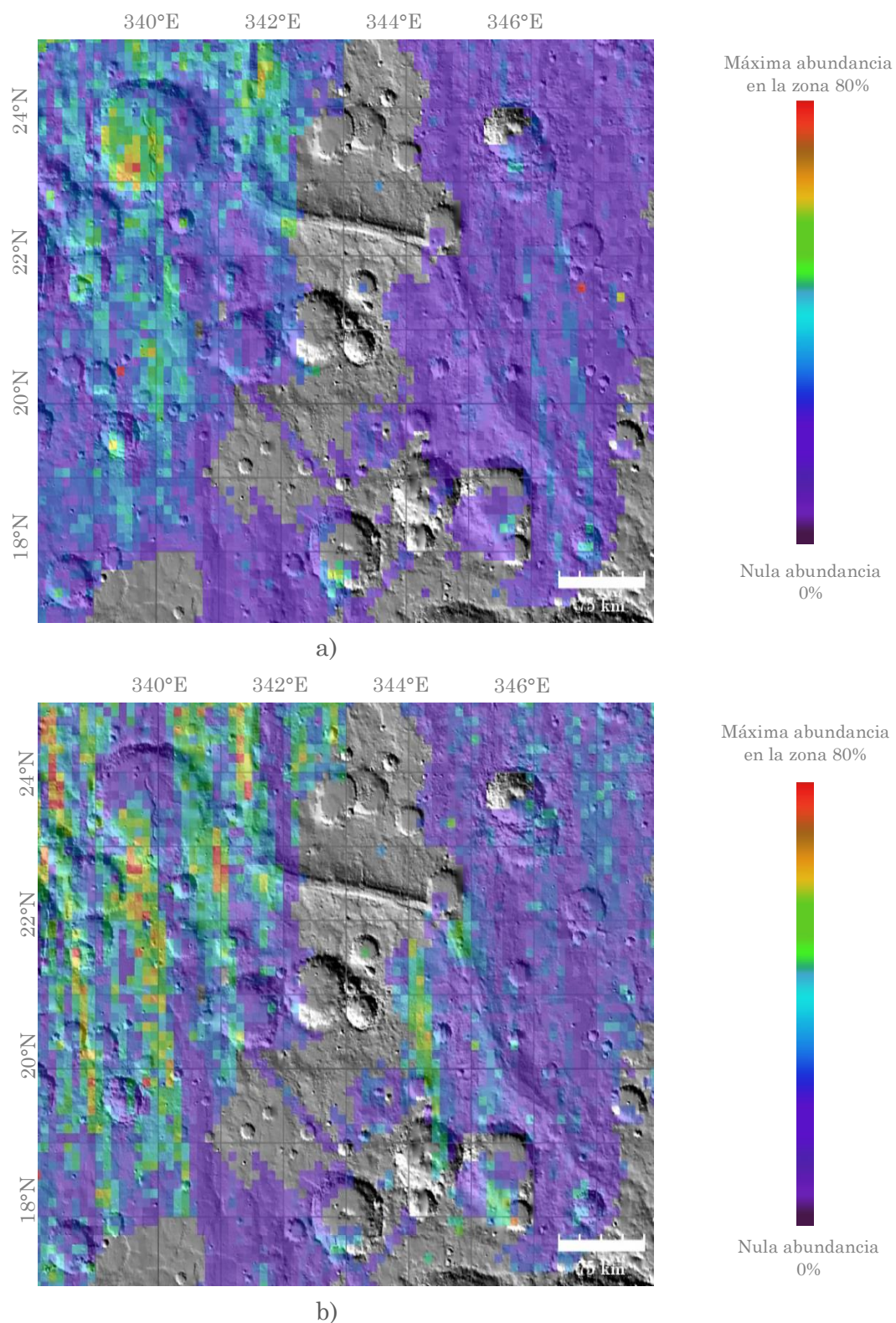


Figura 4.33 Abundancias de basalto y andesita en todo Mawrth Vallis detectado con TES. a) Porcentaje de abundancia de basalto. b) Porcentaje de abundancia de andesita. En la zona las abundancias de ambas rocas son similares y hay algunos puntos donde no hay estas rocas. Mapa MOLA Shaded Relief (NE).

4.6.2 Minerales detectados en estudios previos.

Existen números estudios sobre la mineralogía en Mawrth Vallis. Se revisaron más de 15 publicaciones en donde se han encontrado alrededor de 14 especies minerales diferentes, la mayoría de estos minerales son filosilicatos que indican interacción con el agua y su presencia en la Tierra confirma su relación con ambientes acuosos.

Por ejemplo, en Mawrth Vallis, la unidad de arcilla rica en Al / Si contiene varios componentes que incluyen montmorillonita, ópalo, caolinita / haloisita y zeolita (Bishop et al., 2013). En Bishop et al., (2016) & Bishop et al., (2014) detectan alofano e imogolita, ellos analizan los datos CRISM 0000AA7D y CRISM FRT 89F7 (figura 4.34), y muestran que estos aluminosilicatos no cristalinos, comprenden una porción significativa del estrato más alto de las unidades ricas en arcilla de Al / Si.

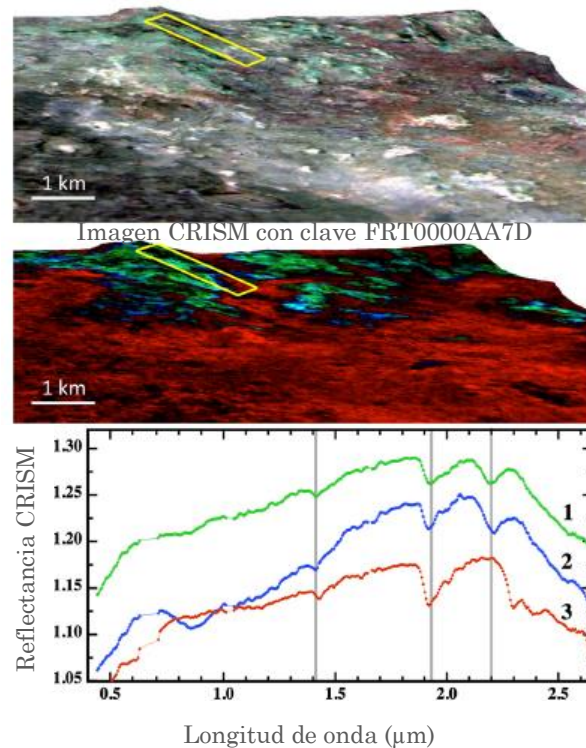


Figura 4.34. Imagen CRISM FRT0000AA7D en las coordenadas 24.46°N 338.88°E. Se muestran los espectros promedios que corresponden a alofano/imogolita (verde), montmorillonita (azul) y esmectita Fe/Mg (rojo). Modificado de Bishop et al., (2016).

Wray et al., (2010) detectaron Ca-sulfato bassanita en el piso del canal de Mawrth Vallis. Estos autores también utilizan datos de CRISM y los complementaron con imágenes de HiRISE. Estudiaron 3 puntos donde probablemente hay presencia de sulfato hidratado (figura 4.35). El espectro que ellos llaman 1 es consistente con bassanita, el espectro 2 y 3 pueden ser más consistentes con otras sales hidratadas o zeolita.

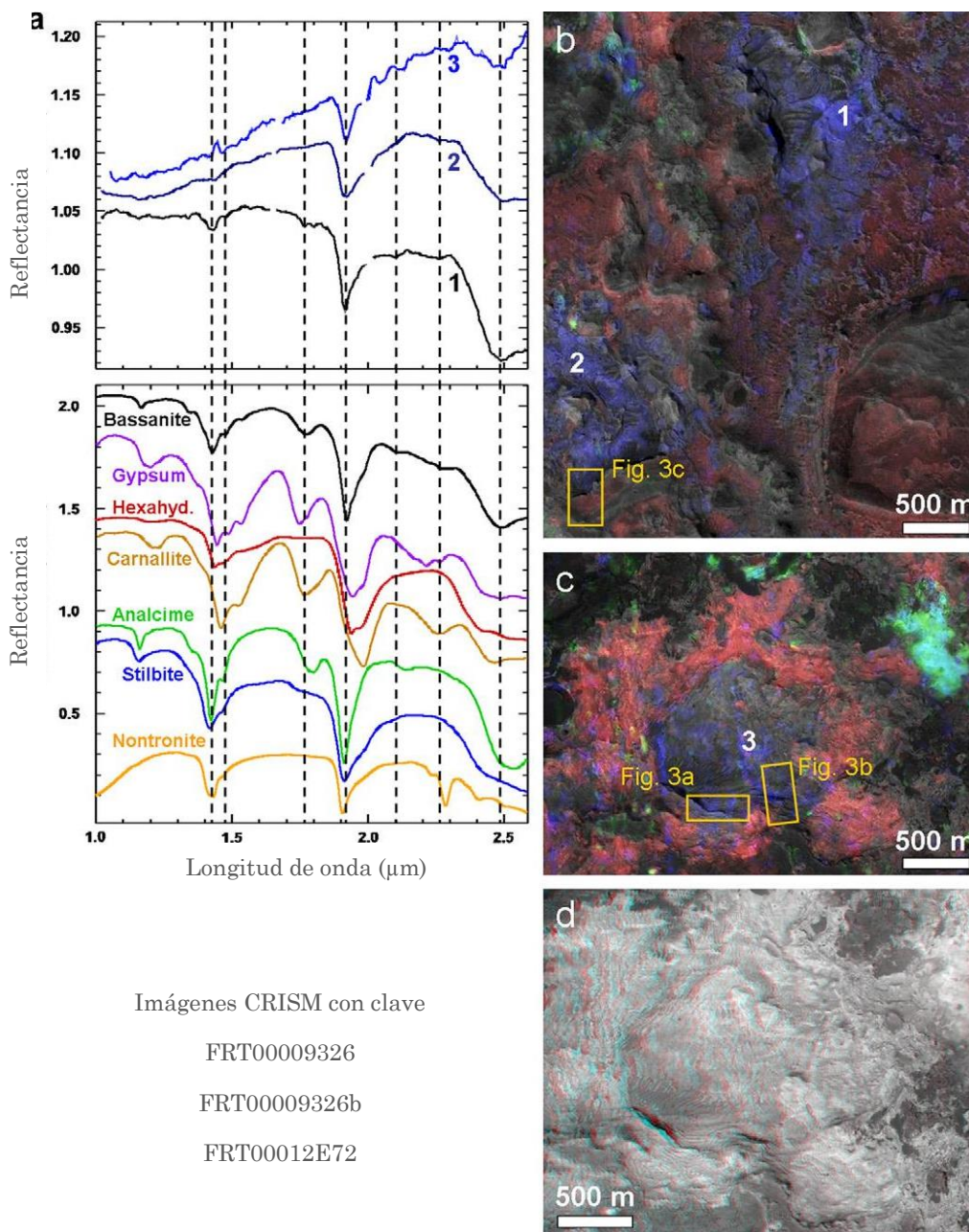


Figura 4.35. Espectros y ubicaciones de la fase hidratada identificada en Mawrth Vallis. (a) Espectros CRISM (arriba) y espectros de laboratorio de minerales hidratados (abajo). Los espectros CRISM corresponden a ubicaciones numeradas en (b, c y d). El espectro 1 (FRT00009326) es más consistente con la bassanita, mientras que 2 (FRT00009326) y 3 (FRT00012E72) son menos claros y pueden ser consistentes con otras sales hidratadas o zeolitas. Modificado de Wray et al., (2010).

En la parte occidental de Mawrth Vallis, Bishop et al., (2008) detectaron un área extensa (>10 km) con presencia de filosilicatos en los espectros de CRISM. Los espectros

identificados coinciden con esmectitas como la nontronita o la hectorita. Los autores compararon los datos observacionales HRL000043EC y FRT0000863E con espectros de laboratorio para confirmar que realmente pertenecen a las diferentes especies, como esmectitas, filosilicatos de Al y sílice hidratada. También usaron las imágenes CRISM FRT00003BFB y HRL0000285A, que muestran la posible presencia de montmorillonita, illita, incluso calcedonia y glauconita (figura 4.36).

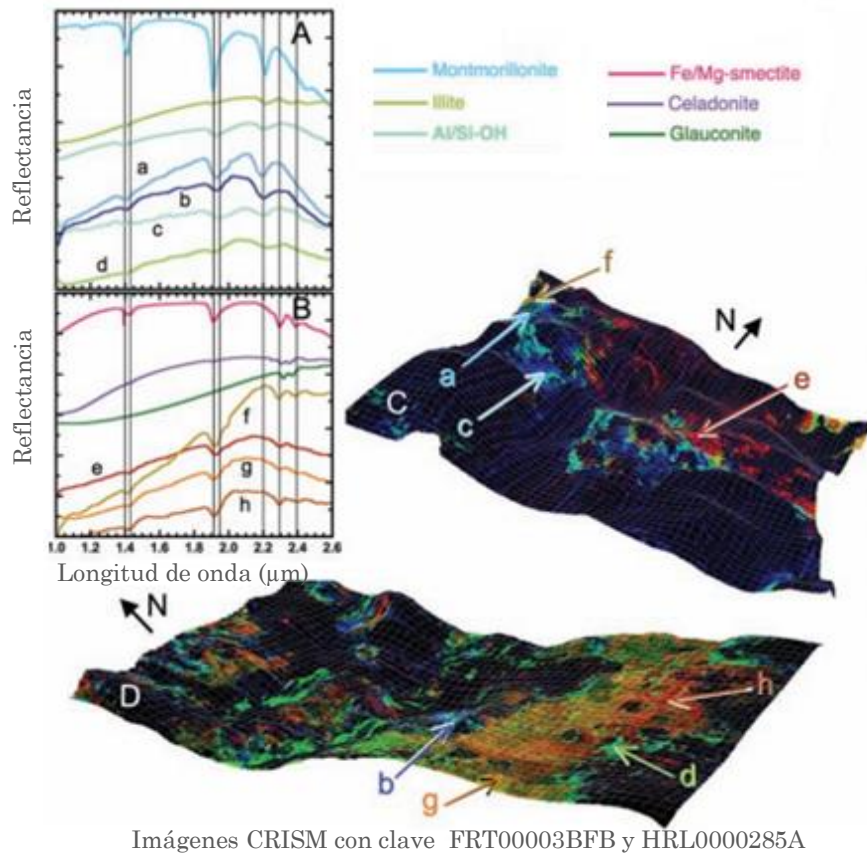


Figura 4.36. Depósitos que contienen filosilicatos a lo largo del canal de Mawrth Vallis. (A y B) Espectros CRISM en comparación con los espectros de laboratorio de filosilicatos y otras fases hidratadas. (C y D) Mapas de indicadores minerales de las imágenes CRISM FRT00003BFB (C) y HRL0000285A (D). Wray et al., (2010).

Según Farrand et al., (2014) la región de Mawrth Vallis está asociada con depósitos extensos en capas que contienen una secuencia estratigráfica de esmectitas de Fe / Mg cubiertas por los filosilicatos de Al, esto es coincidente con los resultados de otros autores. En diversos estudios se han reportado exposiciones limitadas de jarosita en la parte superior de la secuencia. Farrand et al., (2014) utilizan los datos de CRISM que cubren la parte norte de la región de Mawrth Vallis para encontrar una nueva exposición de jarosita y copiapita.

Al examinar las imágenes de CRISM FRT00020BF9E1, FRT0000A425 y FRT00020BF9 es clara la presencia de jarosita en varios sitios y también otro mineral de sulfato, o minerales, en varios lugares adicionales. Las bandas de absorción por ejemplo en la imagen HRL000043EC (figura 4.37) son más consistentes con un sulfato de hierro férrico o un sulfato de Fe de valencia mixta como la copiapita, o algún óxido de óxido férrico u oxihidróxido que un sulfato de hierro ferroso.

Analizando las imágenes CRISM FRT0000AA7D y FRT0000863E, las comparaciones de estos espectros con los de la biblioteca espectral indican la presencia de rozenita, melanterita, copiapita y ferricopiapita.

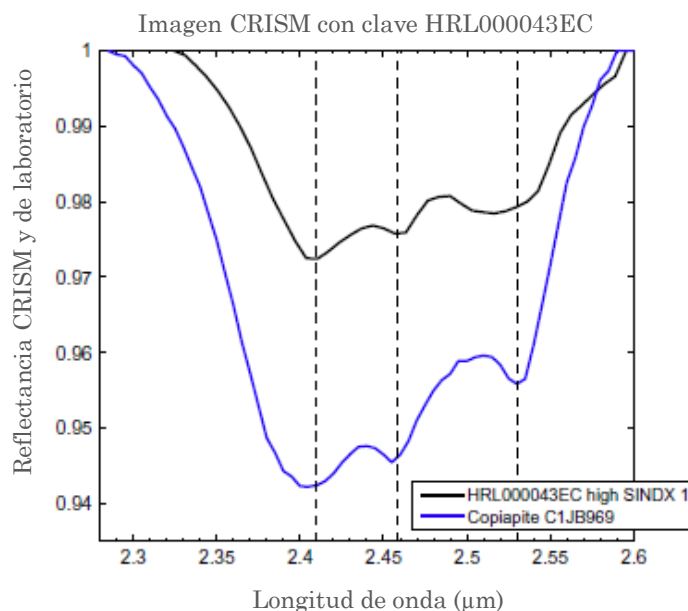


Figura 4.37. Imagen CRISM HRL000043EC, la línea de color negro es el espectro encontrado y se compara con el espectro de la copiapita (línea color azul). Modificado de Farrand et al., (2014)

Las regiones al norte del cráter Oyama y al sur del canal de Mawrth Vallis exhiben grandes exposiciones de filosilicatos ricos en Al y componentes amorfos de Al / Si hidratados. Las esmectitas de Fe / Mg también están presentes en la superficie en esta región.

Los espectros de esmectita de Fe / Mg en esta región (por ejemplo, las imágenes FRT0000AA7D y FRT0000863E) a menudo exhiben bandas débiles que podrían indicar materiales tales como ópalo o alofano (figura 4.38).

En algunas regiones con bandas más consistentes, los espectros pueden coincidir con caolinita y montmorillonita. Hay algunas regiones en la imagen FRT0000863E que podrían indicar la presencia de un componente adicional mezclado con los Al-filosilicatos (Bishop et al., 2013).

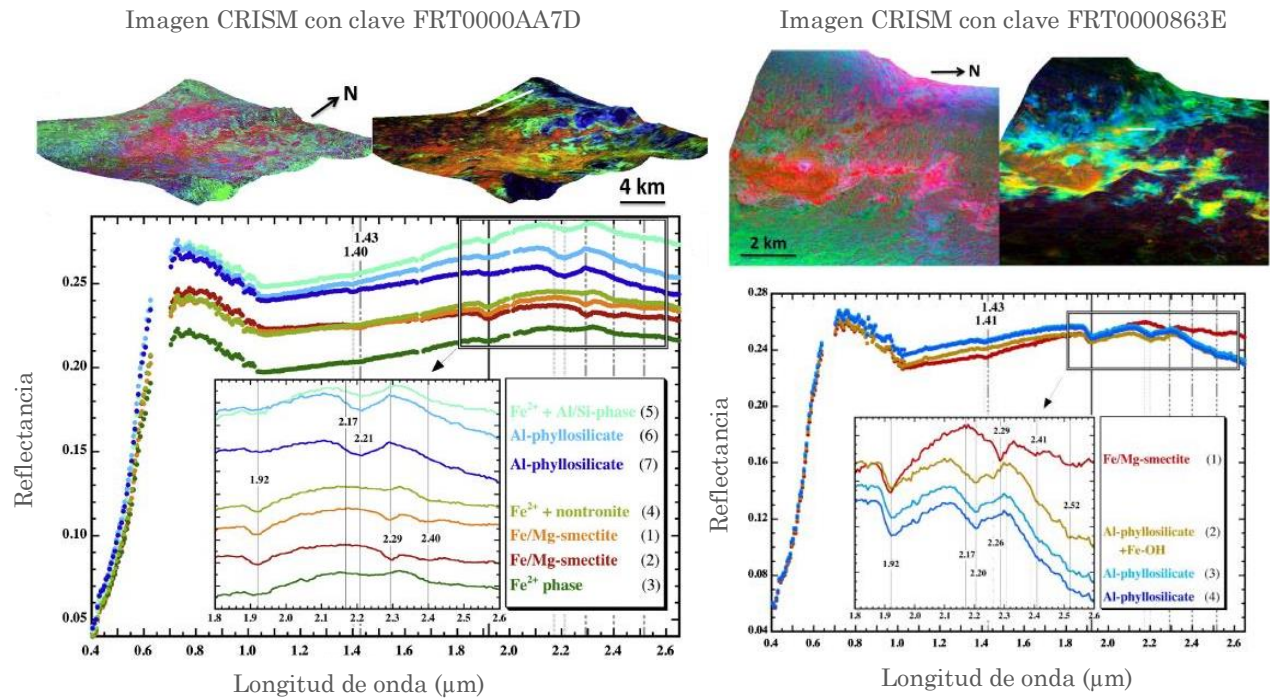


Figura 4.38. Imagen CRISM FRT0000AA7D y FRT0000863E. Se compara con espectros de laboratorio. Modificado de Bishop et al., (2013).

Dobrea et al., (2008) utilizan 7 observaciones de CRISM dirigidas a resolución completa 633C, 810D, 8438, 8838, 8690, 8351, 839D (FRT) e identifican minerales hidratados.

Los espectros CRISM FRT seleccionados de las regiones hidratadas se compararon con los espectros minerales de laboratorio como muestra la fig. 4.39 y son consistentes con la presencia de esmectitas que contienen Fe y / o Mg. Los espectros que muestran una banda cercana a 2,21 μm son consistentes con montmorillonita (Al-OH), o con sílice hidratada / vidrio u ópalo (Si-OH) en cenizas alteradas.

La estratigrafía que se observa comúnmente en la región de Mawrth Vallis se ilustra bien en las imágenes CRISM HRL000043EC y FRT0000AA7D.

La superposición de los datos de CRISM en elevaciones de MOLA, HRSC DTM y HiRISE DTM muestra que los aluminosilicatos (por ejemplo, alofano) están siempre en la parte superior del perfil. Hay presencia de jarosita y nontronita (Bishop et al., 2016).

Las figuras 4.40 muestran las detecciones de minerales hidratados usando las distintas imágenes de CRISM.

Michalski et al., (2011) determinaron la presencia de jarosita en la imagen CRISM HRL285A. La jarosita pura medida en el laboratorio tiene una banda espectral estrecha de 2.26 μm y la observación CRISM muestra una banda más ancha de 2.15-2.27 μm . Ellos

atribuyen esta observación a la presencia de materiales mezclados que coexisten con la jarosita. La sílice hidratada es un material que probablemente podría explicar la observación.

McKeown et al., (2008) identificaron materiales hidratados por medio de los espectros de CRISM, detectaron esmectitas de Fe/Mg, Al-filosilicatos, micas y sílice hidratado. La nontronita es el filosilicato más común identificado en Mawrth Vallis.

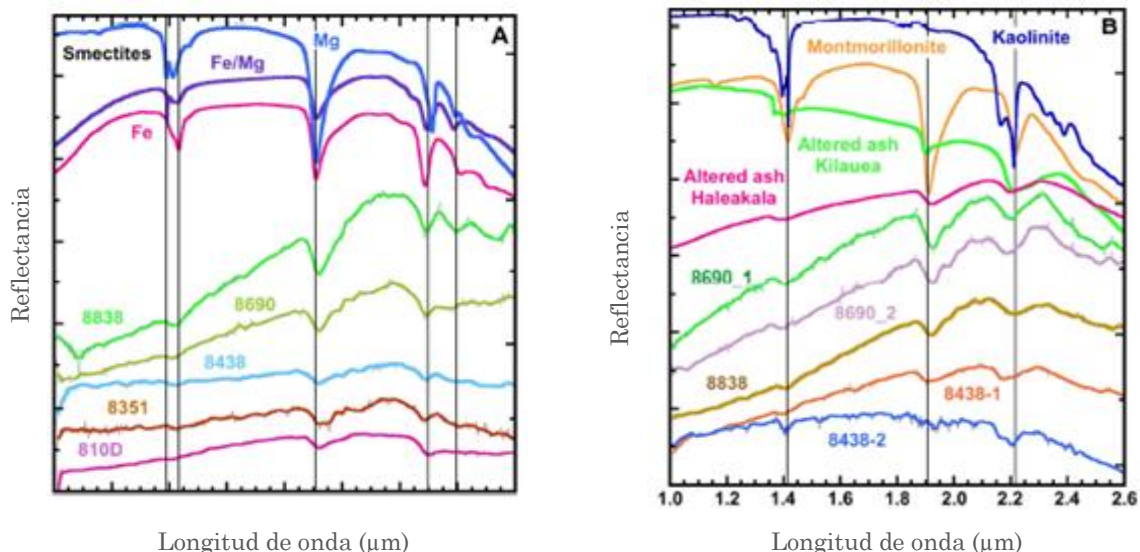


Figura 4.39. Promedios de los espectros de IF relativos de CRISM (etiquetados por FRT). Parte superior de A y B: espectros de reflectancia de laboratorio: (A) Fe-esmectitas (magenta); Esmectitas de Fe / Mg (azul oscuro); y esmectitas de Mg (azul claro), (B) Caolinita (azul oscuro), montmorillonita (naranja), Ópalo en cenizas alteradas de la caldera Kilauea (verde); sílice hidratada en cenizas alteradas de la caldera de Haleakala (magenta). Modificado de Noe Dobrea et al., (2008).

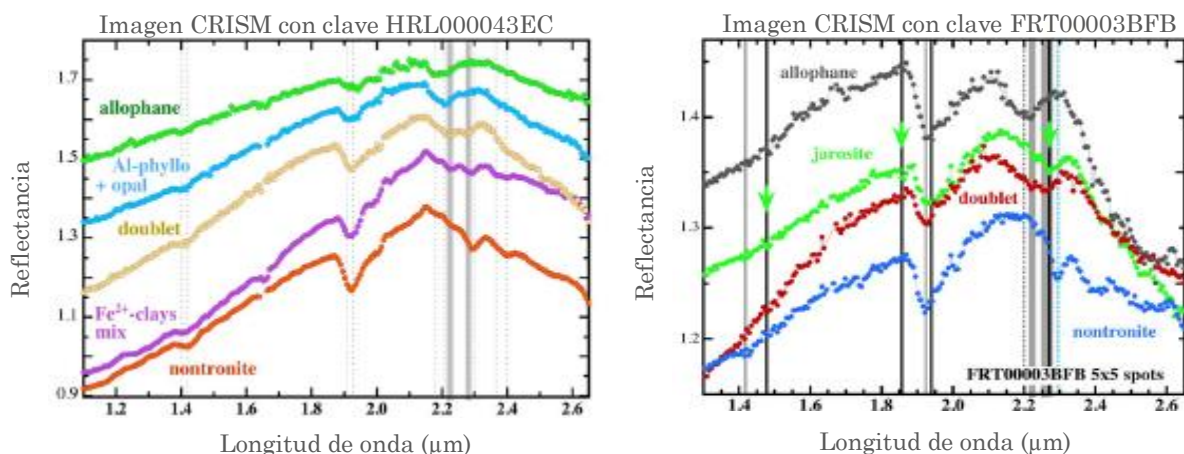


Figura 4.40 Espectro CRISM HRL000043EC, espectros coincidentes con alofano y nontronita. Imagen CRISM FRT00003BFB, afloramiento de jarosita (verde) que rodea los materiales de esmectita Fe/Mg (rojo y azul), hay bandas de jarosita, nontronita y alofano. Modificado de Bishop et al., (2016).

La montmorillonita, identificada en varias imágenes es un filosilicato rico en Al que generalmente se forma a partir de cenizas volcánicas meteorizadas. Illita (mica) es rica en Al y se forma debido a la intemperie o la alteración hidrotermal de la moscovita o esmectitas o por la alteración del K-feldespato. Opal (sílice hidratada) se forma por alteración de basalto. Todas estas especies minerales coinciden con los espectros analizados de CRISM por los autores mencionados anteriormente y sus resultados se muestran a continuación en la figura 4.41.

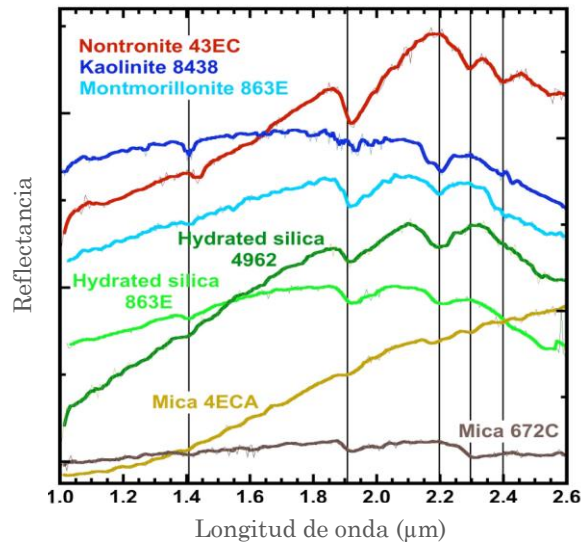


Figura 4.41 Ejemplos seleccionados de espectros minerales en Mawrth Vallis. El número después de cada nombre de mineral es la imagen CRISM del cual se recuperó el espectro. Modificado de McKeown et al., (2008).

Alofano e imogolita son aluminosilicatos que se detectan comúnmente en suelos bien drenados derivados de cenizas volcánicas que contienen feldespato y piroxeno. La meteorización continua de los suelos ricos en estos minerales puede producir caolinita / halloysita o montmorillonita, observados en Mawrth Vallis.

Los espectros CRISM de la unidad de arcilla superior en Mawrth Vallis muestran variaciones en las bandas de 1.9 y 2.2 μm que indican la presencia de múltiples fases minerales. Muchos espectros son consistentes con alofano o imogolita. Esta unidad rica en Al / Si es regionalmente variable e incluye sílice hidratada (ópalo, vidrio alterado), Al esmectita, caolinita / halloysita, alofano / imogolita y fases Al / Si (Figura 4.42) (Bishop et al., 2014).

Los espectros CRISM de la unidad inferior que no contiene nontronita a menudo indican la existencia de mezclas con una variedad de fases, que también son consistente con la presencia de hisingerita.

Además de imágenes CRISM, Bishop et al., (2014) analizaron modelos del Espectrómetro de Emisión Térmica (TES) en las regiones ricas en filosilicatos en Mawrth Vallis e identifican ~ 10-25% en volumen de alofano e imogolita. Los modelos TES también identifican montmorillonita y sílice en abundancias significativas (> 20% en volumen) en áreas de la figura 4.43.

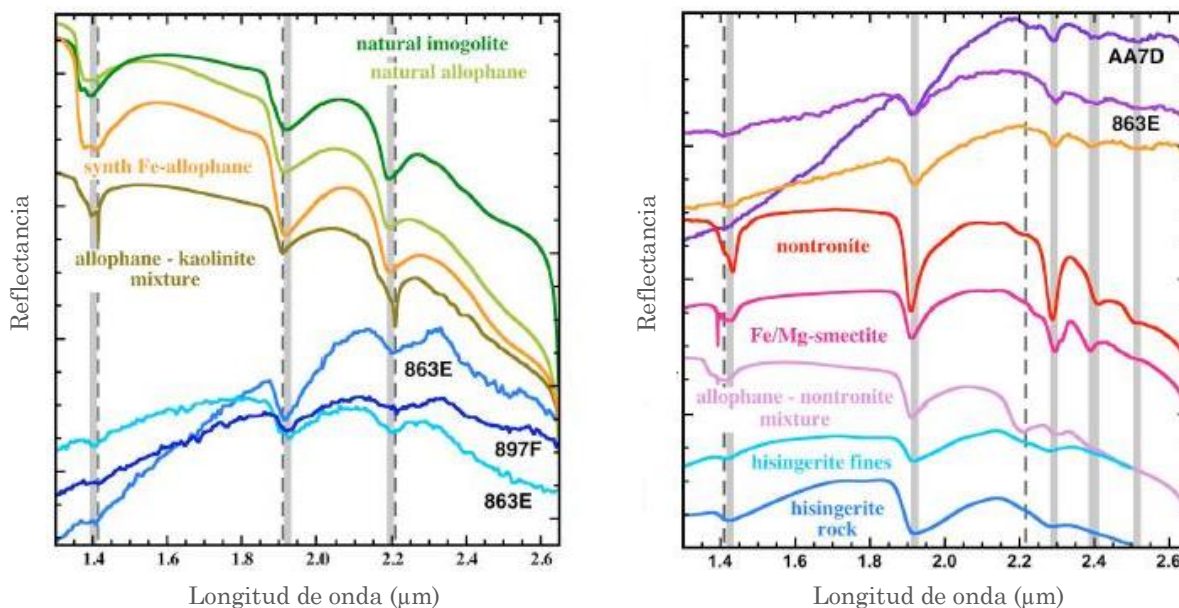


Figura 4.42. Espectros seleccionados en Mawrth Vallis comparados con espectros de laboratorio. El número en las líneas de los espectros es la imagen CRISM del cual se recuperó el espectro. Modificado de Bishop et al., (2014).

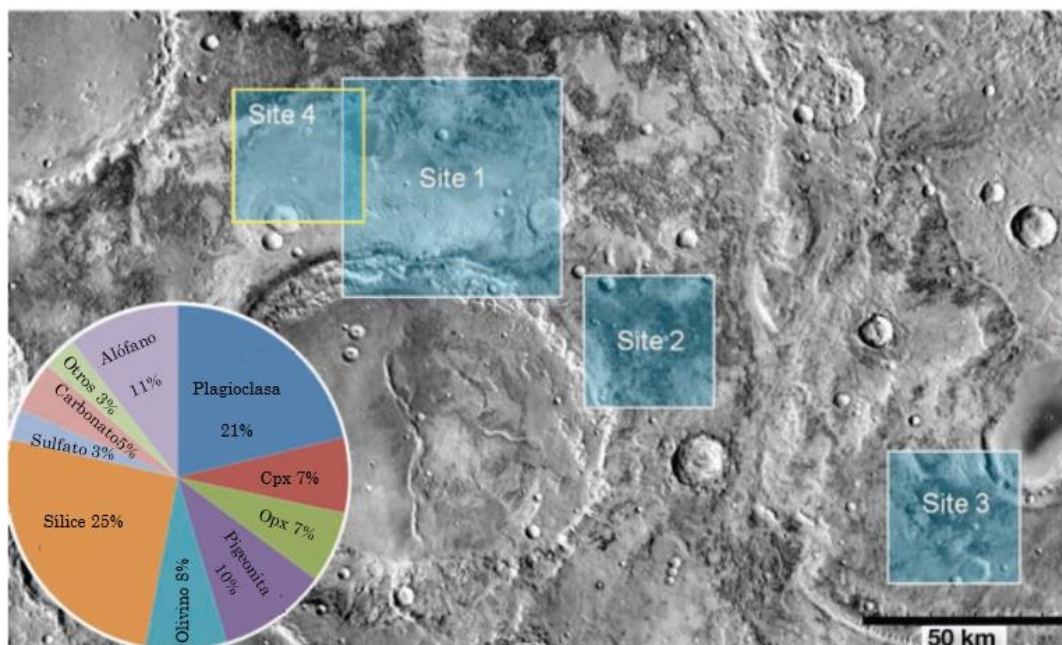


Figura 4.43. El modelado de datos TES en Mawrth Vallis revela que aproximadamente la mitad del material son aluminosilicatos. Los sitios TES (azul) indican dónde se identificaron a través del modelado en estas regiones. Modificado de Bishop et al., (2014).

Lee & Park (2010) usaron la imagen CRISM FRT00009326 y también determinaron la presencia de especies minerales correspondientes a Al-filosilicatos y esmectitas de Fe/Mg.

Viviano & Moersch (2013) usaron el Espectrómetro de Emisión Térmica (TES) del Mars Global Surveyor y detectaron caolinita, ferrihidrita, illita, montmorillonita, nontronita y zeolita.

La importancia de describir la mineralogía detectada en las zonas de estudio radica en que los diferentes minerales, como los formados por el agua, por la actividad volcánica o por la erosión, indican cuáles son los procesos geológicos dominantes que esculpen el planeta, que le han conferido su aspecto actual y que podrían tener implicaciones astrobiológicas. Por ello, en el siguiente capítulo se hará una descripción detallada de cada uno de los minerales, detectados por distintos instrumentos, en Oxia Planum y Mawrth Vallis.

5

Significado mineralógico, geoquímico y paleoambiental

Marte, al tener una corteza superior de composición basáltica, contiene cantidades regionalmente variables de plagioclasa, piroxeno y olivino. Estos minerales se observan en ambos sitios de aterrizaje. Según Ehlmann & Edwards (2014) los enriquecimientos de olivino que son mayores al 20% se encuentran alrededor de las cuencas más grandes y dentro de las lavas del Noéico y principios de Hespérico. Los volcanes alcalinos también están presentes localmente, lo que apunta a las diferencias regionales en los procesos ígneos.

Muchos materiales presentes en la superficie marciana llevan las huellas mineralógicas de la interacción con el agua. Los minerales arcillosos se encuentran en terrenos del Noéico y su distribución es a nivel global. Estos minerales conservan la evidencia generalizada de ambientes acuosos templados, hidrotermales y diagenéticos.

Sedimentos de edad Noéica y Hespérica incluyen depósitos de paleolagos y contienen arcillas, carbonatos, sulfatos y cloruros. La presencia de sulfatos y sílice en algunos lugares podría indicar la disponibilidad local de aguas subterráneas y superficiales, incluso en el período geológico más reciente (Ehlmann & Edwards 2014).

5.1 Minerales encontrados

En el área que abarca Oxia Planum y Mawrth Vallis de aproximadamente 273,700 km² hay 71 imágenes obtenidas por CRISM del tipo FRT (Full-Resolution Targeted Observation), HRL (Half-Resolution Long Observation) y HRS Half-Resolution Short Observation).

En total solo se pudieron obtener los espectros CRISM de 24 imágenes, 20 para Mawrth Vallis y 4 para Oxia Planum. Se encontró que en el área de estudio hay alrededor de 35 especies minerales detectados con los diferentes instrumentos. (Tabla 5.1).

La figura 5.1 es un mapa mineralógico que se realizó con toda la información adquirida anteriormente con los datos CRISM, OMEGA y TES. En el caso de la información de TES solo se marcaron los puntos donde hay mayor detección de los distintos minerales.

Mineral detectado	Oxia Planum	Mawrth Vallis	Instrumento
Alófano $\text{Al}_2\text{O}_3(\text{SiO}_2)_n \text{H}_2\text{O}$		✓	CRISM FRT 000089F7 CRISM FRT 0000AA7D CRISM FRT 0000863E CRISM HRL 000043EC CRISM FRT 00003BFB
Anfibol $\text{A}_{0-1} \text{B}_2 \text{C}_5 (\text{Si,Al,Ti})_8 \text{O}_{22} \text{D}_2$ A: Na, K, Ca, Pb^{2+} B: Li, Na, Mg, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ca C: Li, Na, Mg, Fe^{2+} , Mn^{2+} , Zn, Co, Ni, Al, Fe^{3+} , Cr^{3+} , Mn^{3+} , V^{3+} , Ti, Zr D: OH, F, Cl, O	✓	✓	Thermal Emission Spectrometer (TES)
Bassanita $\text{CaSO}_4 \cdot 1/2\text{H}_2\text{O}$		✓	CRISM FRT 00009326
Caolinita $\text{Al}_2 \text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	✓	✓	CRISM FRT 00009A16 CRISM FRT 00008438 CRISM FRT 0000863E CRISM FRT 000089F7
Carbonato (Calcita y dolomita) $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ CaCO_3	✓	✓	Thermal Emission Spectrometer (TES)
Calcedonia SiO_2		✓	CRISM FRT 00003BFB CRISM HRL 0000285A
Copiapita $\text{Fe}^{2+}(\text{Fe}^{3+})_4(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_2 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$		✓	CRISM HRL 000043EC CRISM FRT 0000AA7D CRISM FRT 0000863E
Cuarzo SiO_2	✓	✓	Thermal Emission Spectrometer (TES) CRISM HRL 000043EC CRISM FRT 0000863E CRISM FRT 0000633C
Esmectitas Fe/Mg (grupo de minerales)	✓	✓	CRISM FRT 0000810D CRISM FRT 00008438 CRISM FRT 00008838 CRISM FRT 00008690 CRISM FRT 00008351 CRISM FRT 0000839D CRISM FRT 00003BFB CRISM FRT 0000AA7D CRISM FRT 00009326

Ferricopiapita $\text{Fe}_{2/3}\text{F}_4(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_2 \cdot 20(\text{H}_2\text{O})$		✓	CRISM FRT 0000AA7D CRISM FRT 0000863E
Ferrihidrita $(\text{Fe}^{3+})_{4-5}(\text{OH},\text{O})_{12}$		✓	Thermal Emission Spectrometer (TES)
Glauconita $(\text{K}, \text{Na})(\text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Mg})_2(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$		✓	CRISM FRT 00003BFB CRISM HRL 0000285A
Halloysita $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$		✓	CRISM FRT 0000863E
Hectorita $\text{Na}_{0.3}(\text{Mg},\text{Li})_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{F},\text{OH})_2$		✓	CRISM HRL 000043EC CRISM FRT 0000863E
Hematita Fe_2O_3	✓	✓	Thermal Emission Spectrometer (TES)
Hisingerita $\text{Fe}^{3+}_2 \text{Si}_2\text{O}_5 (\text{OH})_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$		✓	CRISM FRT 0000AA7D CRISM FRT 0000863E
Illita $(\text{K},\text{H}_3\text{O})(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}[(\text{OH})_2,(\text{H}_2\text{O})]$		✓	CRISM FRT 00003BFB CRISM HRL 0000285A
Imogolita $\text{Al}_2\text{SiO}_3(\text{OH})_4$		✓	CRISM FRT 000089F7 CRISM FRT 0000863E
Jarosita $\text{KFe}_3^{3+}(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$	✓	✓	CRISM FRT 00008438 CRISM FRT 000BF9E1 CRISM FRT 0000A425 CRISM FRT 00003BFB
K-Feldespató $(\text{K})(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_8$	✓	✓	Thermal Emission Spectrometer (TES)
Melanterita $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$		✓	CRISM FRT 0000AA7D CRISM FRT 0000863E
Micas		✓	CRISM FRT 00004ECA

Montmorillonita $(\text{Na,Ca})_{0,3}(\text{Al,Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	✓	✓	CRISM FRT 00009A16 CRISM FRT 0000633C CRISM FRT 0000810D CRISM FRT 00008438 CRISM FRT 00008838 CRISM FRT 00008690 CRISM FRT 00008351 CRISM FRT 0000839D CRISM FRT 000089F7 CRISM FRT 00003BFB CRISM HRL 0000285A CRISM FRT 0000863E CRISM FRT 0000810D CRISM FRT 00009A16
Nontronita $\text{Na}_{0,3}(\text{Fe}^{3+})_2(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	✓	✓	CRISM FRT 00008438 CRISM HRL 000043EC CRISM FRT 0000863E CRISM FRT 00003BFB CRISM FRT 0000AA7D
Olivino $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$	✓	✓	CRISM FRT 00004686 CRISM FRT 00009A16 Thermal Emission Spectrometer (TES)
Ópalo $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	✓	✓	CRISM FRT 00009A16 CRISM FRT 0000AA7D CRISM FRT 0000863E CRISM FRT 0000633C CRISM FRT 0000810D CRISM FRT 00008438 CRISM FRT 00008838 CRISM FRT 00008690 CRISM FRT 00008351 CRISM FRT 0000839D
Óxido férrico Pigeonita $(\text{Mg,Fe,Ca})\text{SiO}_3$	✓	✓ ✓	OMEGA Thermal Emission Spectrometer (TES)
Piroxeno $(\text{Ca,Mg,Fe,Mn,Na,Li})(\text{Al, Mg, Fe, Mn,Cr,Sc,Ti})(\text{Si, Al})_2\text{O}_6$	✓	✓	OMEGA
Plagioclasa $(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_3\text{O}_8$	✓	✓	Thermal Emission Spectrometer (TES)
Rozenita $\text{Fe}^{2+}\text{SO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$		✓	CRISM FRT 0000AA7D CRISM FRT 0000863E

<p>Saponita $(\text{Ca,Na})_{0.3}(\text{Mg,Fe})_3(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}$ $(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$</p>	✓		<p>CRISM FRT 0000810D CRISM FRT 00004686 CRISM FRT 00009A16 CRISM FRT 00008438 CRISM HRL 000043EC CRISM FRT 0000863E CRISM FRT 0000633C CRISM FRT 0000810D CRISM FRT 00008438 CRISM FRT 00008838 CRISM FRT 00008690 CRISM FRT 00008351 CRISM FRT 00004962 CRISM FRT 0000839D Thermal Emission Spectrometer (TES)</p>
<p>Sílice hidratada $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$</p>	✓	✓	
<p>Sulfatos SO_4</p>	✓	✓	
<p>Vermiculita $\text{Mg}_{0,7}(\text{Mg,Fe,Al})_6(\text{Si,Al})_8\text{O}_{20}$ $(\text{OH})_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$</p>	✓		<p>CRISM FRT 0000810D CRISM FRT 00004686 CRISM FRT 00009A16 CRISM FRT 00008438</p>
<p>Zeolita $\text{M}_2/n\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot x\text{SiO}_2 \cdot y\text{H}_2\text{O}$ M: es un catión de valencia n; "x": es el número de átomos de aluminio; "y": es el número de átomos de silicio; "x": toma valores entre 2 y 10; "y": toma valores entre 2 y 8.</p>		✓	<p>CRISM FRT 000089F7</p>

Cuadro 5.1 35 especies minerales detectados por instrumentos como CRISM, OMEGA y TES en Oxia Planum y Mawrth Vallis. Se muestra la fórmula química de cada uno de los minerales. En el caso de los minerales detectados con CRISM se pone la clave de la imagen de la cual se obtuvo el espectro.

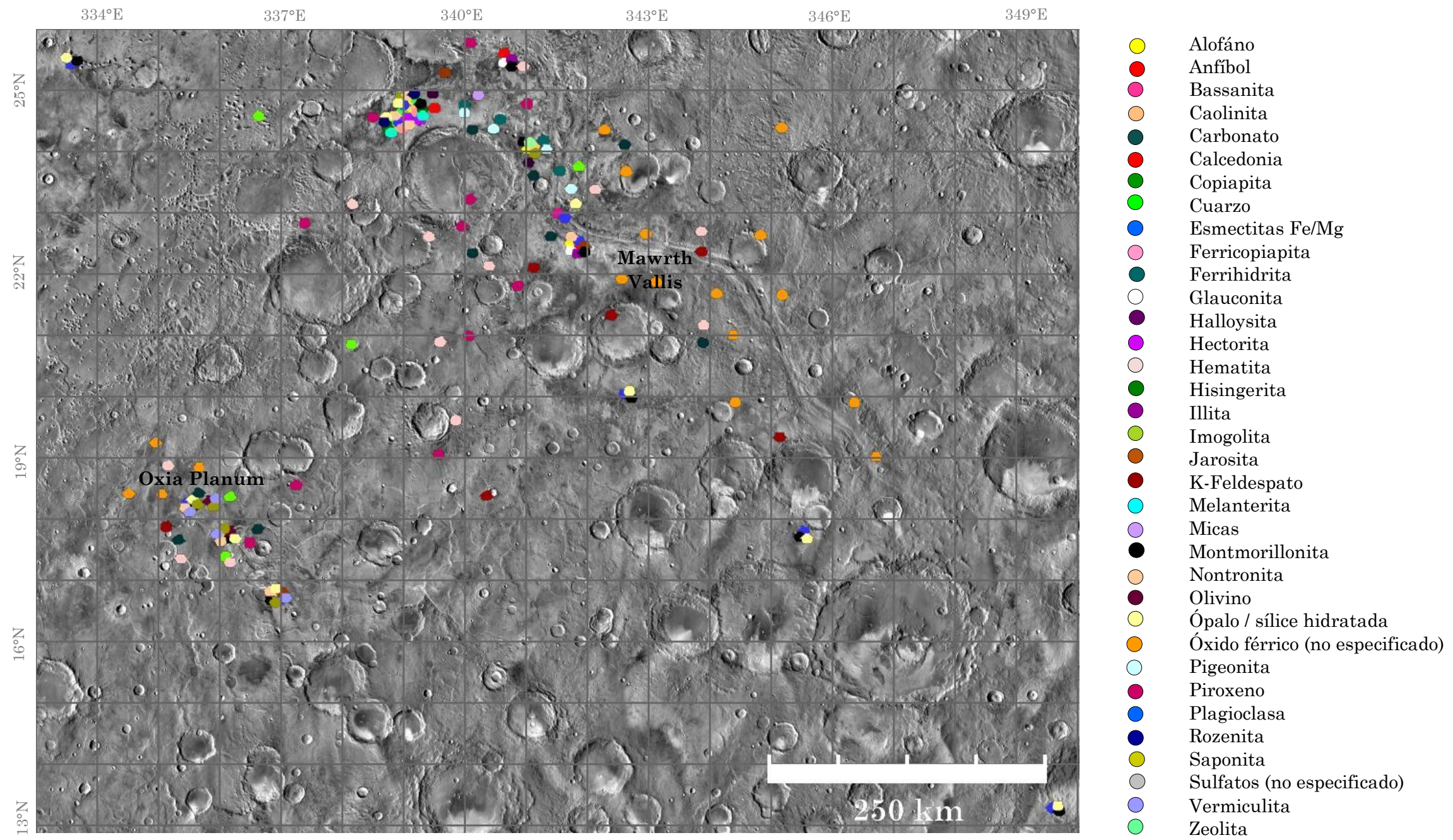


Figura 5.1 Mapa mineralógico de Oxia Planum y Mawrth Vallis. Realizado con la información obtenida de instrumentos como CRISM, OMEGA y TES. En total hay 35 minerales identificados, 15 se han detectado en ambos sitios. Mapa THEMIS Day IR 100m.

5.2 Significado mineralógico y ocurrencia geológica

La ocurrencia geológica también llamada paragénesis, según la definición de Klein, C. (2002) se refiere a la asociación característica o la ocurrencia de un conjunto de minerales en un entorno geológico bien definido.

En esta sección los diferentes minerales encontrados se agrupan según la clasificación de minerales propuesto por Dana (1848) y modificado por Nickel-Strunz (2001) que se basa en la composición química de los minerales. Esto con el fin de determinar los ambientes de formación. Se conocen tres ambientes principales de formación en los que se imponen diferentes condiciones fisicoquímicas: ambiente magmático, ambiente sedimentario y ambiente metamórfico.

Strunz (2001) identifica 10 grupos minerales: elementos nativos, sulfuros y sulfosales, haluros, óxidos e hidróxidos, carbonatos y nitratos, boratos, sulfatos, fosfatos, silicatos y compuestos orgánicos. Aunque hay leves diferencias entre diferentes autores, la clasificación, por lo regular, es muy semejante. Los minerales encontrados en Oxia Planum y Mawrth Vallis, y reportados en este trabajo, pertenecen a los grupos de los carbonatos, óxidos, sulfatos y silicatos.

En la tabla 5.2 se muestra la clasificación de minerales por Nickel-Strunz, se hace énfasis en las clases minerales encontradas en los sitios de interés en Marte.

	Nombre del mineral
01 Elementos	
02 Sulfuros	
03 Halógenos	
04 Óxidos e hidróxidos	
04.A Metal: Oxígeno = 2:1 y 1:1	
04.B Metal: Oxígeno = 3:4 y similar	
04.C Metal: Oxígeno = 2:3, 3:5, y Similar	→ Hematita, óxido férrico, ferrihidrita
04.D Metal: Oxígeno = 1:2 y similar	→ Calcedonia, cuarzo, ópalo
04.E Metal: Oxígeno = < 1:2	
04.F Hidróxidos (sin V ni U)	
04.G Uranilo-hidróxidos	
04.H V[5+,6+] Vanadatos	
04.J Arsenitos, Antimonitos, Bismutitos, Sulfitos	
04.K Yodatos	
05 Carbonatos y nitratos	
05.A Carbonatos sin aniones adicionales, sin H ₂ O	→ Calcita /Dolomita
05.B Carbonatos con aniones adicionales, sin H ₂ O	
05.C Carbonatos sin aniones adicionales, con H ₂ O	
05.D Carbonatos con aniones adicionales, con H ₂ O	
05.E Uranilo-carbonatos	
05.N Nitratos	
06 Boratos	

07 Sulfatos07.A Sulfatos (selenatos, etc.) sin aniones adicionales, sin H₂O07.B Sulfatos (selenatos, etc.) con aniones adicionales, sin H₂O07.C Sulfatos (selenatos, etc.) sin aniones adicionales, con H₂O07.D Sulfatos (selenatos, etc.) con aniones adicionales, con H₂O

07.E Uranilo-sulfatos

07.F Cromatos

07.G Molibdatos, Wolframatos and Niobatos

07.H Uranio y Uranilo Molibdatos y Wolframatos

07.J Tiosulfatos

08 Fosfatos**09 Silicatos**

09.A Nesosilicatos

09.B Sorosilicatos

09.C Ciclosilicatos

09.D Inosilicatos

09.E Filosilicatos

09.F Tectosilicatos sin zeolita H₂O09.G Tectosilicatos con zeolita H₂O

09.H Silicatos no clasificados

09.J Germanatos

10 Compuestos orgánicos

	→	Jarosita
	→	Bassanita, melanterita, rozenita
	→	Copiapita, ferricopiapita
	→	Olivino
	→	Anfibol, piroxeno, pigeonita
	→	Caolinita
	→	Vermiculita, saponita, nontronita, montmorillonita, hectorita
	→	Illita, micas arcillosas, glauconita, imogolita
	→	Alófano, hisingerita, halloysita
	→	Plagioclasa, K-feldespato
	→	Zeolita

Cuadro 5.2 Clasificación de minerales según Nickel-Strunz (10^o edición) basada en composición química. Los minerales encontrados en Oxia Planum y Mawrth Vallis se clasificaron en los diferentes grupos.

A continuación se describen los grupos minerales y cada una de las especies que se detectaron en Oxia Planum y Mawrth Vallis, así como su posible ambiente de formación.

5.2.1 Óxidos

Los óxidos son compuestos químicos en los que el oxígeno se combina con otros elementos, a excepción de gases inertes más ligeros como el helio, neón, argón y criptón. El átomo de oxígeno normalmente presenta un estado de oxidación (-2), mientras el otro elemento actúa con un número de oxidación positivo. (Andrés-Cabrerizo et al., 2008).

La fórmula de los óxidos se obtiene al intercambiar las valencias de dichos elementos. Donde X, es cualquier elemento químico y n, es la valencia de dicho compuesto químico:



En función de sus características ácido-base, los óxidos se clasifican en ácidos, básicos, anfóteros o neutros (Petrucci et al., 2007).

Un óxido que se combina con agua para dar un ácido se denomina óxido ácido. El óxido que da una base en el agua es conocido como un óxido básico. Una solución anfótera es una sustancia que puede reaccionar químicamente como ácido o base. Sin embargo, también es posible que un óxido no sea ácido ni básico, entonces es un óxido neutro.

El término anhídrido (sin agua) se refiere a compuestos que asimilan H₂O para formar un ácido o una base al agregar agua.

Los óxidos se pueden nombrar según el número de átomos de oxígeno en el óxido, (nomenclatura sistemática), en caso de ser óxidos ácidos. Los óxidos que contienen solamente un oxígeno se llaman óxido o monóxido; los que contienen dos átomos de oxígeno, dióxido; tres, trióxido; cuatro, tetraóxido; y así sucesivamente siguiendo los prefijos numéricos griegos (Cabrerizo et al., 2008).

La mayor parte de los elementos reaccionan con oxígeno en condiciones apropiadas de presión y temperatura, y varios óxidos se pueden preparar directamente. Casi todos los metales reaccionan con el oxígeno lentamente a la temperatura ambiente ya que primero se forma una película de óxido que protege al metal. Los óxidos de los metales alcalinos y alcalinotérreos, exceptuados el berilio y el magnesio, son porosos cuando se forman en la superficie metálica y proporcionan poca protección contra la oxidación, aun a la temperatura ambiente.

Las propiedades físicas de los óxidos son extraordinariamente variadas. Algunos son gaseosos a temperatura ambiente, como el dióxido de carbono; otros por el contrario son sólidos de elevadas temperaturas de fusión, como los óxidos de magnesio y de calcio y otros son líquidos a temperatura ambiente, como el agua.

5.2.1.1 Óxidos en Marte y ambiente de formación

Los óxidos son muy comunes y variados en la corteza terrestre, algunos ejemplos de minerales de tipo óxidos son la pirolusita formado por óxido de manganeso, la cuprita formada por óxido de cobre, el corindón formado por óxido de aluminio, la cincita formado por óxido de cinc y la hematita que es un óxido de hierro. Este último mineral ha sido detectado por el instrumento TES en algunos sitios de la superficie de Marte, también en Oxia Planum y Mawrth Vallis. Posiblemente el mineral detectado por OMEGA como óxido férrico también se trate de hematita o magnetita (figuras 4.15 y 4.31).

La hematita se detectó en Marte mediante el espectrómetro de infrarrojo a bordo de las sondas Mars Global Surveyor y Mars Odyssey de la NASA en órbita alrededor del planeta. El mineral fue visto en abundancia en dos lugares: en Terra Meridiani, cerca del ecuador marciano en la longitud 0°, y en Aram Chaos, cerca de Valles Marineris (Glotch & Christensen 2005). También la cámara Mastcam del rover Curiosity identificó una fuerte señal de hematita en la cumbre Vera Rubin (figura 5.2a). Estas señales aparecieron en parches, lo que llevó a sospechar que con el tiempo el agua subterránea afectó a ciertas partes de la cresta de manera diferente que a otras.

Como mencionan Christensen et al., (2001), la importancia de las detecciones de hematita en Marte radica en que estos depósitos podrían haberse formado por un proceso que involucra la precipitación química de fluidos acuosos, en condiciones ambientales o hidrotermales.

La hematita, en la Tierra, esta extensamente distribuida en rocas de todas las edades, puede ocurrir como un producto de sublimación en relación con actividades volcánicas, en depósitos metamórficos de contacto y como un mineral accesorio en rocas ígneas feldespáticas. Se encuentra desde escalas microscópicas hasta enormes masas en rocas de metamorfismo regional donde se origina por la oxidación de la limonita, siderita o magnetita. También puede tener origen hidrotermal, por alteración de sulfuros y carbonatos de hierro, o ser un producto de la meteorización de rocas ferruginosas. Incluso puede formar parte de oolitos de origen sedimentario (Klein, C., 2002).

En 2004, la observación de grandes cantidades de esférulas de hematita en Marte por parte del Opportunity del Mars Exploration Rover de la NASA, que aterrizó en el cráter Eagle en Meridiani Planum, generó un tremendo entusiasmo. Se sugirió ampliamente que las esférulas de hematita eran concreciones que se formaban por precipitación de fluidos acuosos (Misra & Acosta-Maeda., 2018). Las esférulas de hematita grises (ver figura 5.2b) aparecieron en azul en los datos de color falso de Marte y, por lo tanto, fueron apodadas "blueberries".

La hematita gris no siempre está asociada con el agua, pero a menudo lo es. Los depósitos de hematita gris se encuentran típicamente en lugares donde ha habido agua estancada o aguas termales minerales, como los de Yellowstone. El mineral puede precipitarse fuera del agua y acumularse en capas en el fondo de un lago, manantial u otra agua estancada. Pero la hematita también puede ocurrir sin agua, como resultado de la actividad volcánica.

La hematita gris no es el tipo de óxido que se esperaría encontrar en un planeta como Marte, que está seco. Esta hematita gris tiene la misma fórmula química (Fe_2O_3) que la hematita de color rojo que encontramos normalmente en la Tierra pero una estructura cristalina diferente. La gruesa estructura del grano de la hematita gris es importante porque para obtener tal grado de grosor cristalino, se requiere de una cantidad razonable de agua disponible (donde se forme la hematita) (ciencia.nasa.gov).

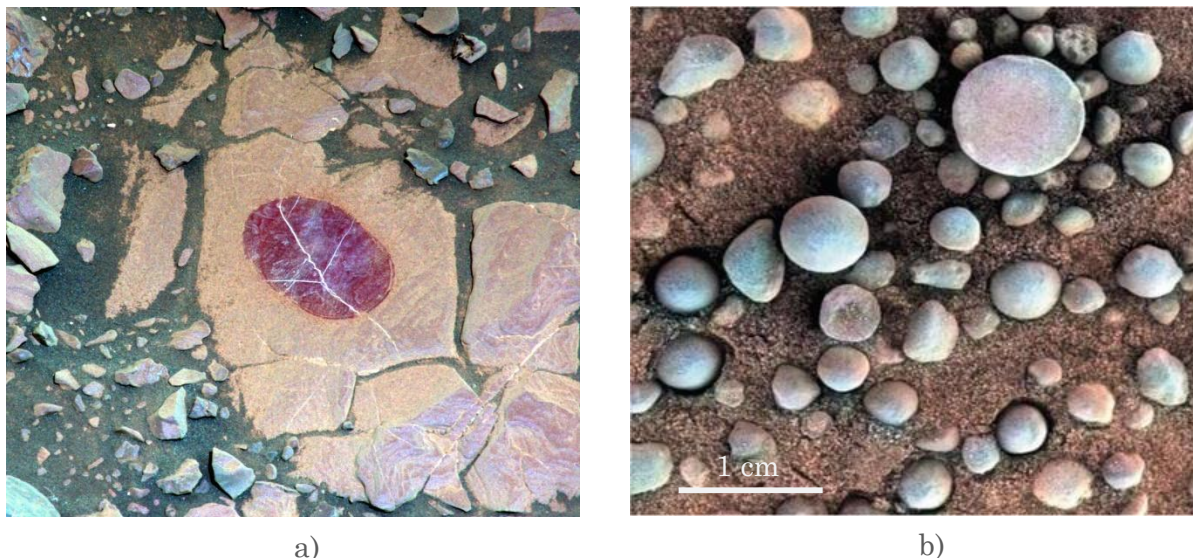


Figura 5.2 Hematita en Marte. a) Imagen de falso color hecha por la cámara Mastcam del rover Curiosity, las líneas brillantes dentro de las rocas son fracturas rellenas de sulfato de calcio. NASA / JPL-Caltech / MSSS. b) Observaciones de esférulas de hematita en falso color, hechas por el rover Opportunity en el área de Meridiani en 2004. Tomada de Misra & Acosta-Maeda., (2018).

Actualmente existe una segunda hipótesis donde las esférulas de hematita no son formadas por precipitación, si no que se trata de esférulas cósmicas. Esto debido a que presentan diferencias importantes y no pueden explicarse mediante un modelo concreto: las esférulas marcianas están limitadas en tamaño, se ubican solo en el suelo superior, no muestran una estructura interna y carecen del grano de la matriz del huésped.

De acuerdo con este mecanismo, un meteorito se calienta a altas temperaturas, se funde y forma gotas fundidas líquidas que alcanzan los límites del coeficiente de resistencia de las esférulas y microsferas (Misra & Acosta-Maeda., 2018). Un gran meteorito de hierro o una lluvia de meteoritos pueden producir una gran cantidad de esférulas en Marte. Un meteorito de 4 metros de diámetro puede producir alrededor de mil millones de esférulas de 4 mm de diámetro

Aunque su origen es controvertido, se ha visto que la hematita marciana contiene hierro oxidado, el estudio de este tipo de mineral puede dar información sobre el potencial de oxidación de las aguas antiguas en Marte, si es que alguna vez las hubo.

En cuanto a la ferrihidrita, este hidróxido de hierro se forma por oxidación e hidrólisis rápidas a partir de otros minerales con hierro en ambientes muy oxidantes fuertemente dependientes del pH. Su aparición en la Tierra, es generalizada en la fracción soluble de los suelos. Se acumula en precipitados alrededor de los manantiales tanto fríos como calientes, sobre todo en aquellos que soportan una abundante comunidad de bacterias metabolizadoras del hierro (Drits et al., 1993). El meteorito ALH77005 contiene la presencia de minerales biogénicos, como ferrihidrita, goetita y hematita, lo que propone la presencia de mediación microbiana en Marte (Gyollai et al., 2019).

El mineral de sílice, cuarzo o calcedonia (SiO_2) detectado por TES en cantidades menores en las regiones marcianas de Oxia Planum y Mawrth Vallis (figuras 4.11 y 4.28) es un óxido de silicio que suele clasificarse según Nickel-Strunz en los óxidos, aunque también en los Tectosilicatos.

El cuarzo está presente en gran cantidad de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. Suele aparecer en vetas epitermales. Es el mineral típico y mayoritario de algunas rocas magmáticas, como el granito las dioritas y la andesita, de rocas filonianas como las pegmatitas, y debido a su dureza y resistencia a la meteorización se encuentra en las rocas sedimentarias que proceden de aquellas, como la arenisca, y en rocas metamórficas como la cuarcita. También es común en depósitos metalíferos hidrotermales y en rocas carbonatadas (O'Donoghue., 2006).

El único lugar en Marte donde se ha identificado el cuarzo cristalino desde la órbita es cerca del Cráter Antoniadi, en el extremo norte del volcán escudo de Syrtis Major. Sin embargo, el método de formación de cuarzo sigue siendo desconocido. Para Smith et al., (2012) el cuarzo se formó como un producto diagenético de sílice amorfa, en lugar de como un mineral ígneo primario. El cuarzo diagenético es un producto de alteración madura de la sílice amorfa hidratada, e indica agua más persistente y / o temperaturas más altas en el sitio donde se encuentre.

El ópalo o sílice amorfa hidratada, tiene una composición similar a la del cuarzo del que se diferencia porque tiene moléculas de agua en su interior ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). En Marte se ha encontrado evidencia de este mineraloide. El ópalo es una variedad amorfa y poco cristalina, que en su mayoría precipita del agua líquida. En la Tierra, se encuentra en varios entornos geológicos, por ejemplo, en entornos hidrotermales, dentro de los perfiles de meteorización continental, o en sedimentos marinos. Aunque muchos procesos producen ópalo en la Tierra debido a la abundancia de sílice y agua líquida en la superficie, la diagénesis típicamente transforma el ópalo en cuarzo, una forma más estable de sílice (Williams & Crerar, 1985).

La superficie de Marte está dominada principalmente por una composición basáltica, pero dada la movilidad de la sílice del basalto en la mayoría de las condiciones climáticas y la evidencia de agua líquida en el pasado de Marte, podrían haberse formado cantidades significativas de sílice sedimentaria (McLennan, 2003).

Como se explica en Rapin et al., (2018) la sílice hidratada se identificó en una variedad de terrenos en Marte de las épocas Noéica y Hespérica. Usando el instrumento CRISM, se informó sobre ópalo en los estratos de las llanuras que rodean a Valles

Marineris, asociados con sulfatos, y se interpretó como un precipitado directo que formó un cemento de sílice o material volcánico alterado. También se observó en capas cerca de depósitos de abanicos dentro del sistema del cañón. La sílice hidratada se identificó en depósitos de probable origen hidrotérmico en los flancos de un cono volcánico en Syrtis Major. Así como asociado con filosilicatos en Terra Sirenum posiblemente relacionado con la alteración por las aguas subterráneas (Wray et al., 2011).

Los instrumentos del rover Curiosity en el cráter Gale han detectado sílice hidratada, dado el contexto geológico en esa zona (en donde se descubrió tridimita, mineral de SiO_2 que cristaliza a bajas presiones y altas temperaturas $> 870^\circ \text{C}$) y la asociación espacial con otras fases, como los sulfatos de calcio, el ópalo probablemente se formó a partir de múltiples eventos de fluidos diagenéticos y posiblemente representa la última interacción significativa de agua y roca en estas rocas sedimentarias (Rapin et al., 2018).

5.2.2 Carbonatos

Carbonato es el nombre dado a rocas y minerales que contienen una molécula hecha de carbón y oxígeno, conocida como CO_3^{2-} . Los carbonatos son las sales del ácido carbónico que tienen en común el anión CO_3^{2-} y se derivan del ácido carbónico H_2CO_3 .

El carbonato más abundante es el carbonato cálcico (CaCO_3). La piedra caliza es un ejemplo de un carbonato de calcio (CaCO_3) con una combinación de calcio (Ca^{2+}) y carbonato (CO_3^{2-}). Otros ejemplos de carbonatos son la calcita, dolomita, y el mármol.

Los carbonatos anhidros (05.A en la clasificación de Nickel-Strunz) se dividen en tres grupos en función del tipo de estructura: grupo de la calcita, grupo de aragonita y grupo de dolomita. Existen también carbonatos hidratados como la azurita y la malaquita (Klein, C., 2002).

Todos los miembros del grupo de calcita cristalizan en el sistema trigonal, tienen una escisión romboédrica perfecta y exhiben una fuerte doble refracción en los romboedros transparentes. A este grupo pertenecen la calcita (CaCO_3), magnesita (MgCO_3), siderita (FeCO_3), rodocrosita (MnCO_3) y smithsonita (ZnCO_3).

Los minerales del grupo del aragonito presentan la misma estructura cristalina, pero su composición es diferente. El aragonito contiene sustituciones isomorfas de bario, plomo, zinc o estroncio. Los minerales de este grupo son el aragonito (CaCO_3), witherita (BaCO_3), estroncianita (SrCO_3) y cerusita (PbCO_3).

En el grupo de la dolomita los minerales son carbonatos trigonales e isoestructurales con los boratos. Los minerales de este grupo son la dolomita ($(\text{Ca},\text{Mg}(\text{CO}_3)_2)$), la ankerita ($(\text{Ca},\text{Fe}(\text{CO}_3)_2)$) y la kutnahorita ($(\text{Ca},\text{Mn}(\text{CO}_3)_2)$).

Los carbonatos se descomponen térmicamente desprendiendo dióxido de carbono y dando lugar al óxido metálico correspondiente (Ríos, E., 1994) según la siguiente reacción:

$M_2CO_3 \rightarrow M_2O + CO_2$ (donde M son los cationes alcalinos: Li^+ , Na^+ , K^+ , Rb^+ , Cs^+)

$MCO_3 \rightarrow MO + CO_2$ (donde M son cationes alcalinotérreos: Be^{2+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Sr^{2+} , Ba^{2+} , Ra^{2+})

La estabilidad térmica de los carbonatos crece con el tamaño de los cationes que los componen. De esta manera para un periodo dado, la estabilidad crece con el grupo (alcalinotérreos > alcalinos) y para un grupo dado aumenta según descendemos: $MgCO_3$ (400 °C), $CaCO_3$ (900 °C), $SrCO_3$ (1290 °C), $BaCO_3$ (1360 °C) (Alcañiz. E., 2012).

5.2.2.1 Carbonatos en Marte y ambiente de formación

La existencia de minerales carbonatados en Marte ha sido postulada durante mucho tiempo, basada en la evidencia de agua pasada y presente junto con una atmósfera rica en CO_2 que pudo haber sido más densa durante la era Noéica. Los minerales carbonatados se han identificado en los meteoritos marcianos como fases menores (~ 1% en volumen o menos) por métodos petrográficos (Morris et al., 2010).

El meteorito Allan Hills (ALH84001) encontrado en la Antártida en 1984 contiene glóbulos carbonatados pequeños (1-250 micrómetros) incrustados en pequeñas fisuras, grietas y poros. Diversos análisis isotópicos sugieren que la fuente de carbono de estos glóbulos es el CO_2 de la atmósfera marciana precipitado en forma de carbonato después de su disolución en agua (Valley et al., 1997).

Los carbonatos en el meteorito ALH84001 son de color naranja y aparecen en una variedad de hábitos diferentes (figura 5.3a). Estos tipos de carbonatos tienen bordes bien definidos ricos en Mg y exhiben una fuerte zonificación química (Harvey & McSween., 1996). La zonificación química concéntrica típica consiste en un núcleo interno de ankerita (carbonato de Ca, Fe) o carbonato de solución sólida de Ca, Fe, Mg, que cambia gradualmente a magnesita blanca en los bordes. Los carbonatos también poseen bandas únicas de cristales de magnetita a microescala que se concentran estrechamente alrededor de los bordes exteriores del glóbulo de carbonato (Niles et al., 2013).

En cuanto a la detección de carbonatos en la superficie marciana por medio de sensores remotos, el Espectrómetro de Emisión Térmica (TES) no detectó carbonatos en la primera búsqueda global (Christensen et al., 2001). Las observaciones posteriores de mayor resolución en el IR cercano proporcionaron numerosas detecciones de minerales carbonatados en la escala de afloramiento. Además, tanto el módulo de aterrizaje Phoenix como el rover Spirit han detectado carbonatos en la superficie de Marte.

Depósitos de carbonatos en capas masivas en los terrenos del Noéico se han observado usando datos de reflectancia del infrarrojo cercano del espectrómetro de imágenes de reconocimiento compacto para Marte (CRISM) (Niles et al., 2013).

Cerca del cráter Huygens de 467 km de diámetro, se han identificado minerales carbonatados a partir de las observaciones de CRISM. HiRISE proporcionó la imagen 5.3b

en donde se observan carbonatos de hierro o calcio y minerales arcillosos, además hay evidencia de bedforms.

Los carbonatos marcianos se han identificado desde la órbita, en la superficie y en los meteoritos marcianos; sin embargo, las condiciones ambientales específicas bajo las cuales se formaron estos carbonatos permanecen relativamente sin restricciones.

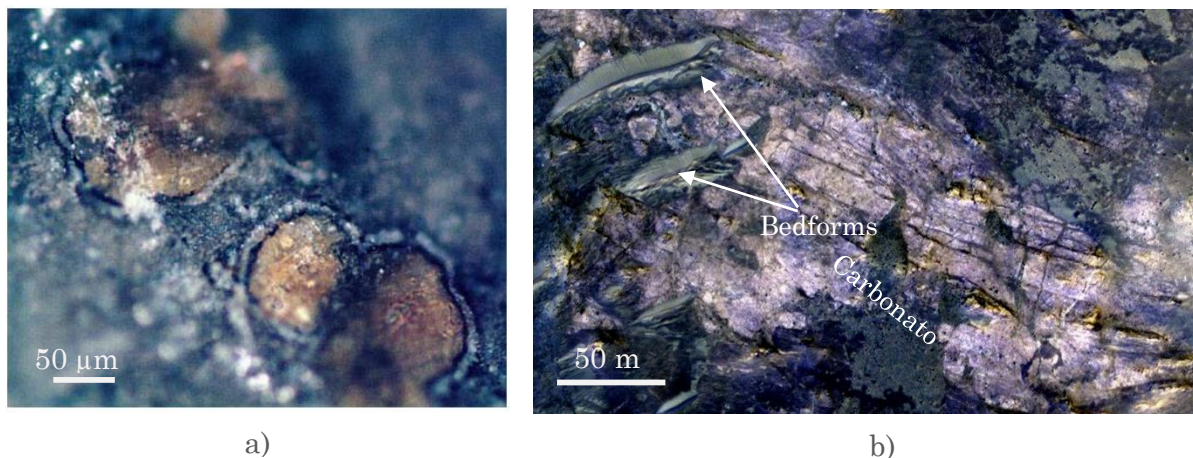


Figura 5.3 Carbonato en Marte. a) Glóbulos de carbonato en el meteorito ALH84001. Los glóbulos naranjas centrales corresponden a la mezcla de carbonatos ricos en Ca-Fe-Mg, mientras que los anillos de color blanco que los rodean son carbonatos ricos en Mg. Tomada de Niles et al., (2013). b) Imagen HiRISE ESP_012897_168 en falso color, se muestran carbonatos y bedforms marcadores que sugieren que el agua fluyó alguna vez en Marte. Modificado de NASA/JPL-Caltech/Univ. of Arizona (2017).

El instrumento TES, como se observa en las figuras 4.7 y 4.24, también detectó ligeras firmas de carbonato (calcita-dolomita) en algunos puntos de Oxia Planum y Mawrth Vallis.

La presencia de carbonatos en Marte indica que diferentes tipos de ambientes húmedos existieron. Y cuanto más variados son estos ambientes, más posibilidades hay de que hayan favorecido la existencia de formas de vida. Hay dos maneras para formar rocas de carbonato en la Tierra: a través de un proceso puramente químico o por la vía de la acción de organismos vivos. Ambas requieren de agua líquida.

Debido a que la atmósfera de Marte contiene mayormente dióxido de carbono, eventualmente debió de haber intensos procesos de meteorización y se esperaría que el agua líquida superficial (si es que alguna vez existió en Marte) hubiera producido depósitos de carbonatos.

El camino químico para la producción de carbonatos requiere la disolución de dióxido de carbono en aguas superficiales. Moléculas de CO_2 se combinan con agua para

formar iones de carbonato, que a su vez se juntan con calcio o magnesio para formar un sólido que se deposita en el fondo marino.

La otra manera en que los carbonatos se forman en la Tierra, es por organismos marinos que producen carbonatos para las conchas y otras partes duras. Cuando estos organismos mueren, sus conchas se hunden hasta el fondo, donde se acumulan y forman eventualmente depósitos de carbonato (Phillips, T., 2001).

Según Niles et al., (2013) los carbonatos marcianos pudieron haberse formado fácilmente en sistemas hidrológicos subsuperficiales de baja temperatura, donde estaban protegidos del medio ambiente ácido y oxidante de la superficie. En la Tierra, los sistemas hidrotérmicos en los tipos de roca máfica producen una alcalinización progresiva del fluido hidrotérmico; en los sistemas ultramáficos, se produce la serpentización, un proceso en el que el gas hidrógeno y el gas metano se producen por la alteración del olivino (Etiope et al. 2011). Se requiere un medio de comunicación con la atmósfera o un fluido magmático rico en carbono para la formación de carbonato a una profundidad sustancial en sistemas hidrotermales de aguas subterráneas.

A diferencia de lo que ocurre en la Tierra, la química de los carbonatos en Marte está dominada por las fases ricas en calcio, lo que podría ser resultado de diferencias en la química de los fluidos o diferencias en los entornos de formación de minerales carbonatados. Las fases ricas en Ca dominan en los ambientes terrestres a pesar del hecho de que los océanos son ricos en Mg, por lo tanto, las diferencias en la química del carbonato entre Marte y la Tierra pueden deberse a las diferencias fundamentales en los ambientes acuosos en los dos planetas (Niles et al., 2013).

En la Tierra, se observa que la mezcla del fluido hidrotermal de alto pH derivado de la serpentización con agua de mar fría produce calcita en depósitos de carbonato submarinos, alojados en rocas ultramáficas, que precipitan en los respiraderos hidrotermales (Palandri & Reed, 2004).

Por lo regular hay mezcla de carbonatos con minerales ígneos, lo que sugiere la formación a través de la alteración de la roca por los fluidos del subsuelo en lugar de la precipitación sedimentaria. Por lo tanto, estos carbonatos son evidencia de la presencia de agua subsuperficial en lugar de cuerpos superficiales de agua, y probablemente son anteriores a la formación de las redes de valles y la transición del Noéico-Hespérico cuando se suponía que se había perdido la densa atmósfera de CO₂ (Carr & Head 2010). En lugar de lagos y océanos, hay pruebas de la formación de carbonatos a partir de fluidos del subsuelo en el Noéico que disminuyeron y pasaron a la formación de cantidades limitadas de agua en el Hespérico y el Amazónico (Niles et al., 2013).

En la Tierra, hay carbonatos ígneos, aunque son muy singulares y extraños. Las carbonatitas son rocas ígneas extrusivas o intrusivas definidas por tener en sobre 50% de su masa constituida de minerales tipo carbonato, cuya única expresión moderna es un solo volcán activo que hace erupciones de lavas de carbonato fuertemente alcalinas sin coincidencia directa en el registro geológico de la Tierra (Jones et al., 2013).

Hay controversia respecto a las detecciones de carbonato en la superficie de Marte. Bristow et al., (2017) examinaron rocas sedimentarias en el cráter Gale de 3.5 Ga y encontraron que contienen fases minerales secundarias que indican la alteración acuosa y la liberación de cationes de los minerales máficos durante la deposición de sedimentos en los lagos. Sin embargo, las fases de carbonato no se detectan. Esto es consistente con los argumentos de Niles et al (2013) y se trata solo de formación de carbonatos a partir de fluidos en el subsuelo. Si se hubieran detectado lechos o lentes de carbonato en el cráter Gale, si se podría hablar de otro tipo de ambientes.

Actualmente se siguen utilizando espectrómetros en órbitas de Marte para buscar carbonato que podría haber resultado de una era temprana de dióxido de carbono más abundante, pero se ha encontrado mucho menos de lo previsto. Una respuesta alterna a la de Niles et al., (2013) es que los carbonatos no se pueden detectar bien desde la órbita porque están cubiertos por polvo (Bristow et al., 2017).

5.2.3 Sulfatos

El azufre es el decimoquinto elemento más abundante en la corteza continental de la Tierra (260 ppm) y el sexto elemento más abundante en el agua de mar (885 ppm). En los minerales, el azufre puede aparecer en los estados de valencia formal S^{2-} , S^0 , S^{4+} y S^{6+} , correspondientes a los minerales de sulfuro, azufre nativo, minerales de sulfito y minerales de sulfato (Krivovichev & Burns., 2000).

Los sulfatos son sales que tienen en común la presencia del ión sulfato SO_4^{2-} . Estas sales derivan del ácido sulfúrico (H_2SO_4) principalmente de la reacción de este con bases. También son producto de la reacción de dicho ácido con metales. Los átomos de oxígeno están dispuestos en una estructura tetraédrica, y dentro de la estructura, el átomo de azufre está en el estado de oxidación +6, mientras que cada uno de los átomos de oxígeno está en el estado de oxidación -2. De ahí la carga global -2 del ion.

Se conocen muchos ejemplos de sulfatos iónicos, y muchos de ellos son altamente solubles en agua. Las excepciones incluyen sulfato de calcio, sulfato de estroncio, sulfato de plomo (II) y sulfato de bario, que son poco solubles. El sulfato de radio es el sulfato más insoluble conocido (Greenwood et al., 1997).

Según la Enciclopedia Británica (2019) los minerales de sulfato se pueden encontrar en al menos cuatro tipos: como productos de oxidación tardía de minerales de sulfuro preexistentes, como depósitos de evaporita, en soluciones circulatorias y en depósitos formados por agua caliente o gases volcánicos. Muchos minerales de sulfato aparecen como hidratos básicos de hierro, cobalto, níquel, zinc y cobre en o cerca de la fuente de sulfuros primarios preexistentes. Los minerales de sulfuro, a través de la exposición a la intemperie y al agua en circulación, han sufrido una oxidación en la que el ion sulfuro se convierte en sulfato y el ion metálico también se cambia a un estado de valencia más alto.

Los sulfatos alcalinos y alcalinotérreos solubles cristalizan tras la evaporación de salmueras ricas en sulfato y soluciones salinas oceánicas atrapadas. Dichas salmueras

pueden formar depósitos de minerales de sulfato, haluro y borato. Muchos de los minerales de sulfato son sales de más de un metal, como polihalita, que es una combinación de potasio, calcio y sulfatos de magnesio.

Los minerales de sulfato comunes en los depósitos de evaporita incluyen anhidrita, yeso, thenardita (Na_2SO_4), epsomita ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$), glauberita [$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$], kainita ($\text{MgSO}_4 \cdot \text{KCl} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), kieserita ($\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$), mirabilita ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) y polihalita [$\text{K}_2\text{Ca}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$].

Las aguas subterráneas que transportan aniones de sulfato reaccionan con los iones de calcio en lodos, arcillas y calizas para formar lechos de yeso. Numerosos sulfatos, generalmente simples, se forman directamente a partir de soluciones acuosas calientes asociadas con respiraderos volcánicos.

5.2.3.1 Sulfatos en Marte y ambiente de formación

Por analogía con la geología terrestre, se ha propuesto que los sulfatos provendrían de la evaporación de cuerpos de agua estancados, como lagos poco profundos (playas) o lagunas conectadas al agua de mar (sabkhas). Las acumulaciones grandes de yeso en el registro de roca terrestre son comunes, mientras que otros sulfatos como la kieserita generalmente existen en cantidades mucho más bajas. Sin embargo, es probable que las salmueras marcianas estén más enriquecidas en Fe y Mg en comparación con los estándares terrestres, si resultan de la alteración de la corteza máfica, lo que lleva a un mayor contenido de sulfatos de Mg y condiciones ácidas que favorecen la formación de sulfatos en relación con carbonatos y otras sales (Gendrin et al., 2005).

Los sulfatos de calcio son minerales evaporíticos relativamente comunes que contienen agua en su estructura en tres fases diferentes: yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) con 20.9 wt. % de agua, bassanita ($\text{CaSO}_4 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$) con 6.2 wt. % de agua y la anhidrita (CaSO_4) sin contenido de agua. Debido a que estos sulfatos se forman principalmente en presencia de agua, pueden contener información sobre la actividad acuosa pasada en Marte en términos de temperatura, humedad y salinidad (Rapin et al., 2016).

La bassanita se ha detectado en distintas regiones de Marte, por ejemplo en Mawrth Vallis hay una unidad horizontal que presenta firmas consistentes con bassanita (Wray et al., 2010). En el cráter Gale se encontraron venas que cortan transversalmente los sedimentos en el cráter, los análisis indican que todas las venas son predominantemente de bassanita formada por la deshidratación del yeso (Rapin et al., 2016).

Según Wray et al., (2010) la bassanita podría haberse formado a través de la deshidratación del yeso bajo un paleoclima más cálido. Otras alternativas propuestas por Vaniman et al. (2008) incluyen la formación de bassanita en condiciones hidrotermales, a través de la diagénesis de entierro de yeso, o de la alteración ácido-sulfato de carbonatos de calcio preexistentes.

Para Rapin et al., (2016) existen dos escenarios principales para la formación de bassanita en Marte, específicamente para las venas encontradas en el cráter Gale, pero estas propuestas también son aplicables para otras regiones marcianas. Es posible que se haya formado la precipitación directa de bassanita en una solución acuosa o la otra opción, que coincide con la de autores anteriormente mencionados, es que se formaran venas de yeso primero y luego se deshidrató a bassanita debido a la desecación en condiciones áridas.

La jarosita es un sulfato de potasio y de hierro hidratado, es decir, que tiene oxígeno e hidrógeno. Su presencia en Marte es un signo inequívoco de la existencia de agua libre, aunque el proceso de formación puede ser bastante complejo. La jarosita fue descubierta por primera vez en la Tierra a finales del siglo XIX en el barranco del Jaroso de Sierra Almagrera, por lo que esta zona está considerada la Localidad Tipo Mundial de este mineral, además es análogo de Marte (Martínez-Frías., 2015).

El Sistema Hidrotérmico de Jaroso (JHS) es un episodio volcánico tardío extremadamente interesante, y el Barranco de Jaroso, ubicado en Sierra Almagrera (provincia de Almería), es el mejor afloramiento. Sabemos que ha habido una gran actividad volcánica en Marte, y existe abundante evidencia que indica que el agua ha estado presente en y debajo de la superficie. La combinación de volcanes y agua líquida en cualquier planeta conduce inevitablemente a sistemas hidrotermales. La jarosita, hematita, ferrihidrita y magnetita podrían producirse en Marte mediante procesos hidrotermales. El JHS, podría ser explotado, como un modelo relacionado con los volcanes para el Marte temprano. Como parece ocurrir en Meridiani Planum (Martínez-Frías et al., 2004).

En la Tierra, se ha encontrado que la jarosita se forma en entornos de drenaje ácido de minas, durante la oxidación de minerales de sulfuro, y durante la alteración de rocas volcánicas por fluidos ácidos ricos en azufre cerca de respiraderos volcánicos. Se cree que la formación de jarosita requiere un ambiente húmedo, oxidante y ácido. Pero la jarosita en la Tierra solo persiste durante periodos de tiempo geológicamente relevantes en ambientes áridos porque se descompone rápidamente para producir oxihidróxidos férricos en climas más húmedos (Elwood Madden et al., 2004).

En Mawrth Vallis se ha encontrado jarosita dentro de los terrenos estratificados que rodean el canal de salida. Según Farrand et al., (2009) la goethita, jarosita y ferrihidrita pueden co-precipitarse o formarse a través de la transformación de schwertmannita, ambos procesos generalmente ocurren bajo condiciones de pH bajo (pH 2–4). Hasta la fecha, esta ubicación parece ser única en la región de Mawrth Vallis y podría representar la precipitación de jarosita en agua estancada ácida y rica en azufre.

Dichos autores sugieren una depresión local donde agua acumulada recibía cenizas volcánicas con contenido de azufre de una erupción volcánica que condujo a la creación de aguas ácidas. La evaporación consecuente de estas aguas habría llevado a la precipitación de la jarosita observada y posible goethita, ferrihidrita y schwertmannita.

Otros autores como Shaw & Hendry (2009) creen que la jarosita puede formarse por la alteración de algunos filosilicatos. Ellos examinaron el efecto de una solución de bajo pH en esmectita, illita y caolinita y encontraron que la esmectita era más susceptible a la disolución y la consiguiente reprecipitación como anhidrita. Se cree que es razonable

esperar que un sulfato que contenga Fe, como la jarosita, pueda resultar de la alteración de una esmectita de Fe como la nontronita.

Papike et al., (2006) reportan jarosita en Meridiani Planum, para ellos, un escenario probable para la formación de jarosita en Marte es que la desgasificación de magmas superficiales probablemente liberó SO_2 que reaccionó con soluciones acuosas en acuíferos poco profundos o en la superficie marciana y formó este mineral.

Se ha confirmado la existencia de bacterias que obtienen su aporte energético del hierro y minerales asociados (óxidos y sulfuros), algo que ahora suena esperanzador en Marte, particularmente tras el hallazgo de la jarosita.

La copiapita y ferricopiapita también pueden precipitar en aguas ricas en Fe y S como la jarosita. La presencia de minerales como copiapita o ferricopiapita en múltiples ubicaciones a lo largo de la región norte de Mawrth Vallis sugiere que había una fuente de azufre en estos materiales, posiblemente en forma de sulfuros de hierro como piritita o pirrotita. Un posible modo de formación de estos tipos de sulfatos de Fe involucraría la acción de los niveles freáticos fluctuantes y las condiciones ácidas locales debidas a la exposición y oxidación de los sulfuros, similares a los procesos que crean suelos de sulfato de ácido terrestre (Farrand et al., 2014).

Minerales asociados a la jarosita y la copiapita también son reportados en Farrand et al., (2014). La melanterita es un sulfato de hierro hidratado ($\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) que se forma después de la descomposición de la piritita de hierro u otros minerales debido a la acción de las aguas superficiales. La rozenita es un mineral de aparición rara, que se forma como secundario en condiciones de menos de 21°C y baja humedad, directamente sobre melanterita sin cobre. También aparece como producto de la alteración de piritita o marcasita, comúnmente en sedimentos de lecho lacustre (Peterson, R.C., 2003).

La presencia de un sulfato ferroso / ferroso mixto como copiapita o ferricopiapita o posiblemente sulfatos ferrosos como rozenita o melanterita en esta región es una prueba más de la acción de las aguas ácidas en la región de Mawrth Vallis. Las aguas ácidas también podrían haber desempeñado un papel en la formación de la unidad superior de filosilicato de Al en Mawrth Vallis (Farrand et al., 2014).

Los sulfatos pueden formarse a profundidades en presencia de fluidos ricos en azufre en contextos hidrotermales, También pueden resultar de la alteración de los minerales máficos por la lluvia y / o la escarcha producida mediante la desgasificación volcánica. (Gendrin et al., 2005).

Bibring et al. (2006) propusieron que los sulfatos de Marte generalmente se formaban más tarde que los filosilicatos. Esta hipótesis puede comprobarse mediante observaciones de lugares donde estos dos minerales se encuentran en contacto.

5.2.4 Silicatos

Debido a que el oxígeno y el silicio son los elementos más abundantes en la corteza terrestre, los minerales de silicato son los más comunes y constituyen la clase mineral más importante. Aproximadamente el 25% de todos los minerales conocidos y el 40 % de los más comunes son silicatos; las rocas ígneas que constituyen más del 90% de la corteza terrestre están compuestas de prácticamente silicatos. Dado que el oxígeno es el elemento más abundante en la corteza, será el anión principal que coordina los otros cationes.

La relación de radio de Si^{+4} a O^{2-} requiere que Si^{+4} esté coordinado por 4 iones SO^{2-} en coordinación tetraédrica. Para neutralizar la carga de +4 en el catión de Si, una carga negativa de cada uno de los iones de oxígeno alcanzará el catión de Si. Por lo tanto, cada oxígeno quedará con una carga neta de -1, lo que dará como resultado un grupo tetraédrico de SiO_4^{4-} que puede unirse a otros cationes. Es este tetraedro el que forma la base de los minerales de silicato (Nelson, S., 2017).

Las propiedades de los silicatos dependen más de la estructura cristalina en que se disponen sus átomos que de los elementos químicos que constituyen su fórmula. Más concretamente, dependen de la forma en que se dispone y enlaza con los iones la unidad fundamental de los silicatos, el tetraedro de $(\text{SiO}_4)^{4-}$. La diferencia entre los distintos grupos es la forma en que estos tetraedros se unen. Se distinguen así las siguientes subclases: Nesosilicatos, Sorosilicatos, Ciclosilicatos, Inosilicatos, Filosilicatos y Tectosilicatos (Liebau, F., 1985). En este trabajo se describirán solo las clases de silicatos a los que pertenecen los distintos minerales encontrados en Oxia Planum y Mawrth Vallis.

Según explica Nelson, S., (2017) los Nesosilicatos son tetraedros sueltos, de forma que cada valencia libre del tetraedro queda saturada por un catión distinto del silicio. Los oxígenos se comparten con grupos octaédricos que contienen otros cationes como Mg^{+2} , Fe^{+2} o Ca^{+2} . Olivino es un buen ejemplo: $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$.

Si dos de los oxígenos se comparten de una manera para hacer largas cadenas simples de tetraedros de SiO_4 unidos, obtenemos los silicatos de cadena simple o inosilicatos. En este caso, la unidad estructural básica es $\text{Si}_2\text{O}_6^{4-}$ o SiO_3^{2-} . Este grupo es la base para el grupo de minerales piroxeno.

Si 3 de los oxígenos de cada grupo tetraédrico se comparten de manera tal que se crea una hoja infinita de tetraedros de SiO_4 , obtenemos la base para los filosilicatos o silicatos de hoja. En este caso el grupo estructural básico es $\text{Si}_2\text{O}_5^{2-}$. Las micas, los minerales de arcilla, la clorita, el talco y los minerales de serpentina están basados en esta estructura. A su vez, los minerales pertenecientes a esta clasificación se subclasifican en los grupos de la serpentina, arcilla, mica, clorita y especies relacionadas (Klein, C., 2002). En ocasiones aparecen la caolinita, la esmectita y la illita como grupos adicionales.

Los Tectosilicatos son tetraedros unidos por sus cuatro vértices a otros tetraedros, produciendo una malla de extensión tridimensional compleja. La sustitución de silicio por aluminio en algunos tetraedros permite que en la malla se coloquen cationes. Los minerales de feldespato y feldespatoídes pertenecen a esta clasificación.

5.2.4.1 Silicatos en Marte y ambiente de formación

5.2.4.1.1 Nesosilicatos e inosilicatos

Los procesos responsables de la formación de la corteza y del manto superior de un gran cuerpo planetario pueden incluir la formación y la solidificación de un océano magma, la convección a gran escala y la actividad volcánica. Se espera que estos procesos produzcan distintos conjuntos de minerales a través de su superficie (Ody et al., 2013). Las investigaciones de composición de Marte con varios sensores remotos y observaciones in situ han revelado una amplia diversidad de minerales ígneos como el anfíbol, olivino y el piroxeno.

El olivino, un nesosilicato que consisten en una solución sólida completa entre Mg_2SiO_4 (forsterita) y Fe_2SiO_4 (fayalita), se ha encontrado en Marte. Es uno de los primeros minerales en cristalizar a partir de un magma. La abundancia de olivino en una roca basáltica suele ser una indicación de que el magma basáltico se derivó del manto y alcanzó la superficie sin un fraccionamiento significativo (Ody et al., 2013).

En 2002 el espectrómetro Mars Global Surveyor identificó la huella espectral de este mineral importante en los basaltos. Syrtis Major se reveló como una de las áreas ricas en olivino. El olivino no aparecía en regiones más erosionadas, lo que concuerda con el hecho de que el olivino se descompone rápidamente con la erosión del terreno (Hartmann, W.K., 2003).

El olivino se da en diferentes formas dependiendo de la temperatura de la lava en el momento de su erupción. Se pudo concluir que las lavas marcianas erupcionan a temperaturas que van desde los 1400°C hasta los 1900 °C, semejantes o superiores a la temperatura de las lavas terrestres.

Según el estudio de Ody et al., (2013) el olivino se encuentra asociado con la antigua corteza temprana del Noéico y al volcanismo temprano del Hespérico. Por el contrario, no se detecta en los terrenos posteriores al Noéico, que cubren la mayor parte de las tierras altas del sur.

Mustard et al., (2005) coinciden en que el olivino y piroxeno se observan en afloramientos de corteza antigua a lo largo de una amplia franja de Marte, ocupando macizos aislados, bordes de cráteres, grandes exposiciones de corteza antigua y afloramientos aislados en las paredes de Valles Marineris. Estos depósitos pueden deberse a flujos de lava ultramáficos (komatitas) que surgieron durante la formación de la corteza temprana o pueden ser el resultado de la cristalización fraccionada y la segregación en las cámaras de magma.

La pigeonita es un mineral del grupo de los piroxenos, su presencia en una roca ígnea proporciona evidencia de la temperatura de cristalización del magma y, por lo tanto, indirectamente del contenido de agua de ese magma. Se encuentra como fenocristales en rocas volcánicas en la Tierra y como cristales en meteoritos de Marte y la Luna.

Se encontró pigeonita asociado a augita en un meteorito marciano tipo shergottita, McSween et al., (2001) obtuvieron una temperatura de 1120 °C y un contenido de H₂O magmático de 1.8wt% en peso. Este contenido de H₂O pre-eruptiva es similar al contenido de agua disuelta inferida para otros magmas marcianos, y también a la composición de las rocas andesíticas determinadas por el Mars Pathfinder. Estos autores sostienen que la desgasificación se produjo en el magma basáltico marciano que surgió hace relativamente poco tiempo (hace 175 millones de años). Los magmas deben haber entregado agua sustancial a la superficie del planeta en la historia de Marte Medio.

5.2.4.1.2 Filosilicatos en Marte

La presencia de filosilicatos en Marte ha sido sugerida previamente sobre la base de los análisis elementales in situ realizados por las misiones Viking y se ha informado una detección inequívoca de filosilicatos que contienen agua en grandes áreas. La diversidad de la composición de los filosilicatos indica que los procesos de alteración afectaron la variedad de rocas ígneas (silicatos máficos y ricos en Al) que constituyen la corteza marciana.

5.2.4.1.3 Filosilicatos, grupo de la caolinita

La caolinita es un mineral secundario formado por intemperismo o alteración hidrotermal de silicatos de aluminio, particularmente feldespato. Se encuentra mezclada con feldespato en rocas que están en proceso de alteración, forma depósitos enteros donde dicha alteración se ha llevado a término.

Aparece como uno de los productos comunes de la descomposición de rocas que se encuentra en los suelos, y son transportados por el agua. Se deposita, y suele mezclarse con cuarzo y otros materiales en lagos en forma de lechos de arcillas (Klein, C., 1997).

Según Greenberger et al., (2012) en Marte, la formación de caolinita pudo ocurrir a través de la lixiviación y tiene implicaciones para el clima de los primeros años de Marte porque la formación de caolinita requiere abundante agua líquida.

5.2.4.1.4 Filosilicatos, grupo de las esmectitas

Las esmectitas ricas en Fe, como las nontronitas, son típicas de la alteración del material máfico, como los gabros o basaltos que son comunes en Marte. Los filosilicatos ricos en Al podría indicar una alteración mayor u originarse de la alteración de rocas de la corteza más ácidas que contienen minerales ricos en Al, como la ortoclasa. En términos de temperatura de la superficie y disponibilidad de agua a largo plazo, la formación de arcillas, y específicamente de esmectitas, requiere condiciones muy diferentes de las observadas actualmente para Marte (Poulet et al., 2005).

Bishop et al., (2008) coincide en que las esmectitas encontradas en varios afloramientos en la antigua corteza de Marte que rodea Mawrth Vallis probablemente se formaron a través de la alteración acuosa de ceniza volcánica o del basalto, litología que domina las tierras altas de Marte

Las esmectitas dominan en las áreas de alteración moderada de las regiones templadas, las rocas de las zonas tropicales se desgastan principalmente en caolinita e hidróxidos, y las rocas de las regiones áridas o las regiones polares se alteran de manera deficiente. En los valles secos de la Antártida, las arcillas se encuentran de hecho, como resultado de procesos estacionales de millones de años de actividad.

Para Poulet et al., (2005) la presencia de esmectitas generalizadas en las rocas marcianas del Noéico sugiere un sistema hidrológico activo temprano que podría haber mantenido un contacto a largo plazo de minerales ígneos con agua líquida, alterando dichos minerales ígneos en arcillas. Este proceso podría haberse mantenido en la superficie, si el clima fuera lo suficientemente cálido, o haber ocurrido a través de las acciones de los fluidos en una corteza cálida y poco profunda. Sin embargo, varios autores han discutido la formación de arcillas en Marte por impacto y actividad hidrotermal volcánica (Rathbun, et al., 2002). Tales procesos, que no requieren que el agua líquida sea estable en la superficie, podrían explicar los silicatos hidratados identificados al menos en algunas áreas específicas.

La montmorillonita, identificada en varias imágenes, es un filosilicato rico en Al con agua en sus capas intermedias que generalmente se forma a partir de cenizas volcánicas meteorizadas (McKeown et al., 2008).

La saponita, en la Tierra, aparece en el interior de cavidades amigdaloides en el basalto y en vetas de esta misma roca, en las cuales se forma por deposición hidrotermal en silicatos cálcicos ricos en hierro, anfíbolitas y en serpentinitas. La saponita se forma preferentemente en ambientes hidrotermales, como producto de la alteración de serpentinas (Besoin, E. 1985).

En cuanto a la vermiculita, en general este mineral es de origen secundario y resulta de la alteración de micas (flogopitas o biotitas), cloritas, piroxenos, u otros minerales similares como resultado de la meteorización, acción hidrotermal, agua filtrada desde el suelo o combinación de los tres (Marcos, et al., 2000).

Hectorita suele precipitar en cuencas sedimentarias endorreicas con pH alcalino y gran concentración iónica. También pueden aparecer como productos de alteración hidrotermal de rocas ácidas o neutras (Ralph et al., 2007).

En todos los casos las arcillas del grupo de las esmectitas requieren importantes depósitos de agua y un pH moderado a alcalino (Mustard et al., 2008).

5.2.4.1.5 Filosilicatos, grupo de la illita

La Illita constituye un término intermedio en la alteración de las micas, posee una estructura parecida a la de la montmorillonita, diferenciándose de ella en que el

reemplazamiento de aluminio por silicio es mucho mayor, lo que da lugar a una carga más alta sobre la red, siendo el potasio el catión que la compensa (González-Peña, 1966). La Illita es un producto de la alteración o meteorización de la moscovita y el feldespato en ambiente de meteorización hídrica y térmica. Es común en sedimentos, suelos, rocas arcillosas sedimentarias, y en roca metamórfica.

La imogolita es un componente de amplia distribución de los suelos formados a partir de la acumulación de ceniza volcánica, donde se forma como mineral secundario a partir de la descomposición por la humedad de dicha ceniza. Es un mineral presente en andosoles y espodosoles, para cuyo origen, en la Tierra, existen dos hipótesis: (1) su precipitación en condiciones ácidas, en horizontes B de suelos desarrollados a partir de cenizas volcánicas, y (2) la precipitación bioinducida a partir de complejos de aluminio y silicio movilizados por acción bacteriana (Murias, 2008).

En Mawrth Vallis, Bishop et al., (2016) han encontrado imogolita asociado a alófano, la persistencia de estos minerales en estos antiguos terrenos en Mawrth Vallis sugiere un período de rápida meteorización, seguido de una completa inactividad de la alteración acuosa y, por lo tanto, la preservación de estas fases metaestables.

Muchas regiones que bordean el canal de Mawrth Vallis contienen rocas ricas en esmectita de Fe / Mg y producen espectros con características similares a las de la sílice hidratada que podría indicar una mica ferrosa como la glauconita. Este último mineral se forma por alteración diagenética de la biotita depositada en un ambiente sedimentario marino somero (Rieder et al., 1998).

5.2.4.1.6 Filosilicatos, alófano, hisingerita y halloysita

El alófano se encuentra en muchos suelos en la Tierra, pero es común en los formados de materiales volcánicos. La cantidad de agua que retienen estos suelos es muy alta, y es resultado del volumen grande y de poros pequeños (Shoji y Ono, 1978; Warkentin et al., 1988). Se señala que el alófano y la imogolita se forman en ambientes edáficos que presentan un $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ entre 4.9 y 7.0 (Quantin et al., 1985).

Se identificó alófano en las planicies del norte de Marte utilizando el espectrómetro TES, y utilizando datos CRISM en Mawrth Vallis. Los instrumentos del rover Curiosity han detectado una fase amorfa en los suelos que pueden contener alófano (Blake et al., 2013; Meslin et al., 2013), y se ha sugerido la presencia de alófano en rocas erosionadas en el lugar de aterrizaje del rover Spirit en el cráter Gusev. Por lo tanto, el alófano parece ser un componente común de las rocas alteradas en Marte.

La identificación de alófano en Marte es razonable considerando la composición basáltica de la superficie marciana y la evidencia geomorfológica de volcanismo extrusivo. En la Tierra, el alófano se forma comúnmente como un producto de la intemperie del vidrio volcánico. Las regiones en las que se ha detectado alófano en la superficie marciana pueden haber tenido vidrio volcánico, pero desde entonces pueden haber sido meteorizadas químicamente para formar este mineral (Rampe et al., 2012).

La presencia de alófono sugiere que la meteorización se desarrolló en condiciones ligeramente ácidas a neutras a bajas temperaturas y bajas proporciones de agua, porque en la Tierra se forma alófono en suelos volcánicos con humedad limitada y pH del suelo que varía de 5 a 7 (Wada, 1989).

Alófono podría haberse formado durante el Noéico y el Hespérico y haber sido preservado por un clima persistentemente seco. Pudo haber precipitado durante episodios de meteorización relativamente recientes. Se han encontrado depósitos glaciales de baja y media latitud amazónica en Marte, y las características geomorfológicas en las latitudes bajas a medias indican la presencia de hielo en el suelo durante los últimos cientos de millones de años (Head et al., 2005).

La hisingerita es un mineral secundario, formado a partir del intemperismo, o alteración hidrotermal de etapa tardía, de silicatos o sulfuros que contienen hierro; por actividad hidrotermal en etapa tardía durante la deposición de mineral sulfuroso (Dana, 1892).

Hisingerita junto con el ópalo y el alófono son fases amorfas secundarias y parecen ser componentes principales de los materiales de la superficie marciana. Rampe et al., (2014) sugieren una alteración generalizada a bajas proporciones de agua a roca.

La halloysita es un aluminosilicato hidroxilado, en nuestro planeta, se forma generalmente por la alteración hidrotermal de aluminosilicatos, está asociada a caolinita, montmorillonita y otros minerales arcillosos. Halloysita puede formarse en fragmentos de vidrio y como una corteza o costra de meteorización en los granos de plagioclasa. Este mismo mecanismo pudo haber formado la halloysita en Marte, también requeriría agua líquida.

5.2.4.1.7 Tectosilicatos

Hay dos clases principales de feldespatos, los alcalinos con fórmula $(K,Na)AlSi_3O_8$ y cuya composición varía entre la de los miembros extremos ortosa ($KAlSi_3O_8$) - albita ($KAlSi_3O_8$) y la composición de las plagioclasas, que varía entre la de los miembros extremos albita ($KAlSi_3O_8$) - anortita ($CaAl_2Si_2O_8$).

En la Tierra, las abundancias y composiciones de feldespato reflejan las condiciones ambientales durante su formación. En las rocas metamórficas, las composiciones de plagioclasa son indicativas del grado metamórfico. En las rocas ígneas, el rango de las composiciones de plagioclasa refleja la química masiva de los magmas y varía sistemáticamente durante la cristalización fraccionada (desde anorthita $CaAl_2Si_2O_8$ hasta albita $NaAlSi_3O_8$).

En ambientes de baja temperatura y en presencia de agua, la plagioclasa se altera químicamente para formar minerales arcillosos (halloysita, caolinita, montmorillonita, escapolita), prehnita y varias zeolitas (Milam et al., 2010).

La superficie de Marte es relativamente homogénea y rica en plagioclasa cálcica a plagioclasa intermedia. Marte es un mundo dominado por basalto y o andesita.

Las zeolitas son aluminosilicatos microporosos. En la Tierra Los principales materiales geológicos donde yacen zeolitas son en rocas sedimentarias y en estratos volcánicos de diverso tipo. En cuanto a ambientes geológicos, las zeolitas tienden a formarse en ambientes específicos que pueden clasificarse así: lagunas salinas o alcalinas, superficies y suelos salinos o alcalinos, sedimentos de fondo oceánico, zonas donde agua percola en sistemas hidrológicos abiertos, zonas de alteración hidrotermal y durante la diagénesis de sedimentos (Richard, L. 1976).

Las zeolitas se encontraron en el polvo de la superficie de Marte así como tentativamente en el lugar de aterrizaje del rover Spirit en el cráter Gusev (Christensen et al., 2004). La investigación de laboratorio de las propiedades de hidratación de las zeolitas y las extrapolaciones a las condiciones marcianas sugirió la posible importancia de las zeolitas como un depósito de agua subsuperficial en latitudes bajas y medias, así como la posibilidad de que estos minerales puedan ser un componente del ciclo diurno del agua en la atmósfera (Tokano & Bish., 2005).

6

Discusiones

El agua está presente en procesos superficiales, endógenos, o ambos, interaccionando con las rocas y minerales existentes, pero también ocasionando precipitaciones directas de minerales y continuas transformaciones a distintas escalas con la formación de minerales secundarios (generados a partir de la alteración de otros ya existentes).

Los procesos de mineralización generan múltiples tipos de asociaciones y paragénesis mineralógicas que son fundamentales para poder contextualizar los eventos desarrollados, para proporcionarnos la historia geológica de un cuerpo planetario, para reconstruir y determinar sus condiciones de habitabilidad (Martínez-Frías., 2015).

Como vemos, Marte tiene una corteza superior de composición basáltica con cantidades variables de minerales primarios como anfíbol, plagioclasa, piroxeno, olivino y K-feldespatos.

Superpuestos a la composición primaria de Marte están los efectos de los procesos secundarios: la meteorización física y la erosión para mezclar y distribuir materiales, la oxidación anhidra, la meteorización química y la alteración por interacción con el agua líquida. La diversidad de minerales secundarios apunta a tipos específicos de entornos de alteración que varían espacial y temporalmente (Ehlmann & Edwards., 2014).

Los minerales secundarios encontrados en las zonas de estudio son los que nos dan las principales pistas sobre las condiciones del Marte antiguo. Las arcillas, por ejemplo, que se encuentran en las exposiciones de la corteza de edad Noéica, preservan la evidencia generalizada de los ambientes acuosos templados, hidrotermales y diagenéticos. Los sedimentos del Noéico y Hespérico incluyen depósitos de paleolagos con arcillas, carbonatos y sulfatos.

En la Tierra, la formación de distintos minerales puede darse en ambientes sedimentarios a una temperatura normal, como también en procesos magmáticos a una temperatura elevada, donde los fluidos y el vapor expelido por el magma pueden provocar su formación.

Si observamos el diagrama de la figura 6.1, donde se integran los posibles orígenes, pH y en qué tipo de paleoambientes pudieron precipitar los minerales secundarios, el origen hidrotermal parece ser el medio más probable que originó las asociaciones minerales que encontramos en Oxia Planum y Mawrth Vallis.

Mineral	Origen								pH		Dónde se encuentra/acumula/precipita			
	Primario	Secundario	Hidrotermal	Alteración por aguas Subterráneas	Sistemas hidrológicos Subsuperficiales	Diagénesis	Oxidación	Volcánico	Lixiviación	Alteración superficial Ceniza volcánica /basalto	Ácido	Alcalino	Lecho lacustre	Manantial



Alófano		●							●	●				
Anfibol	●							●						
Bassanita		●	●									●		
Caolinita		●	●						●	●		●		
Carbonato			●	●							●	●		●
Copiapita		●		●		●		●		●	●			●
Cuarzo	●					●		●						
Esmectitas		●	●						●		●			●
Ferricopiapita		●		●						●				●
Ferrihidrita		●		●				●		●			●	●
Glauconita		●			●									●
Halloysita		●	●											●
Hectorita		●	●								●			●
Hematita		●	●	●				●				●	●	●
Hisingerita		●	●											●
Illita		●	●								●			
Imogolita		●							●	●				
Jarosita		●	●						●	●				●
K-Feldespató	●							●						
Melanterita		●		●						●				
Montmorillonita		●							●					
Nontronita		●	●						●					●
Olivino	●							●						

Mineral	Origen							pH	Dónde se encuentra/acumula/precipita										
	Primario	Secundario	Hidrotermal	Alteración por aguas Subterráneas	Sistemas hidrológicos Subsuperficiales	Diagénesis	Oxidación			Volcánico	Lixiviación	Alteración superficial Ceniza volcánica/basalto							
Ópalo		●	●		●	●													●
Piroxeno	●																		●
Plagioclasa	●																		●
Rozenita		●			●														●
Saponita		●																	
Vermiculita		●			●														
Zeolita		●				●													●

Figura 6.1 Diagrama de los minerales encontrados en Oxia Planum y Mawrth Vallis donde se muestran los orígenes más comunes, el pH y dónde se acumulan o precipitan. Vemos que el origen más común es el hidrotermal y el posible paleoambiente son lechos lacustres o cuerpos de agua estancado.

*Algunos filosilicatos por lo regular se forman con un pH neutro

6.1 Origen de los minerales

Para simplificar el análisis, los minerales detectados en Oxia Planum y Mawrth Vallis se dividieron en dos grupo de acuerdo con su posible origen - superficial y endógeno (ver diagrama 6.1). El origen superficial necesita agua líquida en superficie, mientras que el origen endógeno requiere fluidos calientes en el subsuelo y hasta profundidades de 5-10 km en el interior de la corteza.

6.1.1 Ambientes hidrotermales

Un sistema hidrotermal involucra la circulación de fluidos calientes a profundidades variables en la corteza de un cuerpo planetario, y hasta la superficie. Las fuentes hidrotermales son sistemas cuyas fuentes de calor son magmas subyacentes o bien gradientes térmicos de diverso origen, que generan corrientes de convección en las que circula agua caliente. El proceso de circulación de las soluciones hidrotermales y su interacción con las rocas encajonantes es capaz de precipitar diferentes fases minerales (Colín-García, et al., 2016).

Andrews-Hanna et al., (2007) presentan una hipótesis en la cual, al principio de su historia, Marte no tenía grandes masas de agua, sino que tenía un sistema de agua subterránea conectado globalmente, que probablemente fue suministrado continuamente desde el subsuelo. En los primeros años de Marte (Noéico) habrían existido varias fuentes de calor para producir sistemas hidrotermales cerca de la superficie, incluido el enfriamiento planetario secular, el volcanismo y los grandes impactos (Niles et al., 2013). En este escenario, gran parte de la alteración observada en los minerales arcillosos y la formación de gruesos depósitos de sulfato se habrían producido en sistemas impulsados por aguas subterráneas en un subsuelo más cálido (Ehlmann et al., 2011).

Al cambio químico ocurrido durante la interacción entre un fluido hidrotermal y una roca se le denomina proceso de alteración hidrotermal. Esta interacción conlleva cambios químicos y mineralógicos en la roca afectada producto de desequilibrio termodinámico entre ambas fases. Los distintos tipos de alteración e intensidad son dependientes de factores tales como composición del fluido hidrotermal, composición de la roca huésped, temperatura, pH, Eh, razón agua/roca y tiempo de interacción, entre otros.

Con base en el trabajo de Townley., (2015) a continuación se presenta un breve resumen de los tipos de alteración más comunes que pudieron darse en Marte y sus respectivas asociaciones mineralógicas:

1. Alteración potásica: Alteración de plagioclasas y minerales máficos a feldespato potásico secundario y/o biotita secundaria con minerales accesorios como cuarzo, magnetita, sericita, clorita. Rango de temperaturas de 350-400°C, con pH neutro a alcalino.

2. Alteración propilítica: caracterizada principalmente por la asociación clorita-epidota con o sin albita, calcita, pirita, con minerales accesorios como cuarzo-magnetita-illita-zeolitas. Esta alteración se forma a condiciones de pH neutro a alcalino a rangos de temperatura bajo (200°-250°C).
3. Alteración cuarzo-sericita: caracterizada principalmente por cuarzo y sericita con minerales accesorios como clorita, illita y pirita, ocurre en un rango de pH 5 a 6 y temperaturas sobre los 250°C. A temperaturas más bajas se da illita (200°-250°C) o illita-smectita (100°-200°C).
4. Alteración argílica moderada: caracterizada principalmente por arcillas (caolinita) y mayor o menor cuarzo. La alteración argílica moderada ocurre en rangos de pH entre 4 y 5 y puede co-existir con la alunita en un rango transicional de pH entre 3 y 4. La caolinita se forma a temperaturas bajo 300°C, típicamente en el rango <150°-200°C. Sobre los 300°C la fase estable es pirofilita.
5. Alteración argílica avanzada: Caracterizada por la destrucción total de feldespatos en condiciones de una hidrólisis muy fuerte, dando lugar a la formación de caolinita y/o alunita con o sin presencia de jarosita, pirofilita y pirita. La alteración argílica avanzada ocurre dentro de un amplio rango de temperatura (sobre 350°C) pero a condiciones de pH entre 1 y 3.5.
6. Alteración carbonatada: caracterizada por calcita, dolomita, ankerita, siderita, con mayor o menor sericita, pirita y/o albita. Los carbonatos ocurren dentro de un amplio rango de temperatura y pH, asociados con caolinita, clorita y minerales calco-silicatados.

Ehlmann et al., (2011) sugieren que las arcillas podrían haberse formado en ambientes hidrotermales en el interior de la corteza, a profundidades de 5 a 10 kilómetros (figura 6.2), ya que muchos de estos minerales hoy aparecen expuestos en superficie o bien por la erosión, o bien por los impactos de los meteoritos, que abren una ventana al interior de la corteza del planeta.

Para estos autores, las condiciones frías, áridas y heladas caracterizaron a la superficie de Marte durante la mayor parte del Noéico, con formación de arcilla principalmente en un ambiente hidrotermal más cálido y húmedo.

Durante el período tardío de Noéico- Hespérico temprano, el volcanismo se extendió y las aguas superficiales formaron valles de forma intermitente, lagos sostenidos y sedimentos transportados a las cuencas para formar arcillas cerca de la superficie. Las condiciones desde el final de Hespérico hasta nuestros días han sido frías y secas, lo que ha provocado el cese de la formación de arcilla u otros minerales más recientes.

El registro estratigráfico muestra que la mayoría de las unidades de arcilla se formaron antes del Noéico tardío y que todas se formaron antes que el Hespérico, pero no se sabe cuántos años tienen las ocurrencias de mineral de arcilla más antiguas.

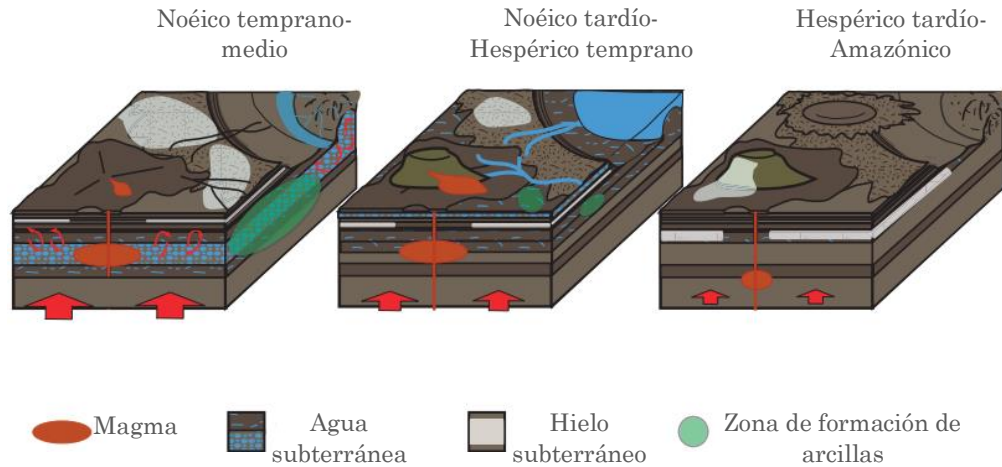


Figura 6.2 Evolución de los ambientes acuosos durante los primeros mil millones de años de la historia de Marte. En el Noéico se formaron arcillas u otros minerales en un ambiente hidrotermal. En la transición del Noéico al Hespérico, el volcanismo se extendió y las aguas superficiales formaron valles de forma intermitente, lagos sostenidos, que formaron arcillas cerca de la superficie. Las condiciones desde el final de Hespérico hasta nuestros días han sido frías y secas, lo que ha provocado el cese de la formación de minerales. Modificado de Ehlmann et al., (2011).

Pirajno & Van Kranendonk (2005) propusieron un modelo (figura 6.3) para explicar el depósito generalizado de sulfatos en Marte como precipitados hidrotermales, en donde los depósitos de sulfato podrían formarse en las tierras bajas debido a la reacción del H_2S volcánico con el agua derivada de la fusión de la criósfera para producir soluciones hidrotermales ricas en sulfato, que luego se descargan en la superficie formando depósitos.

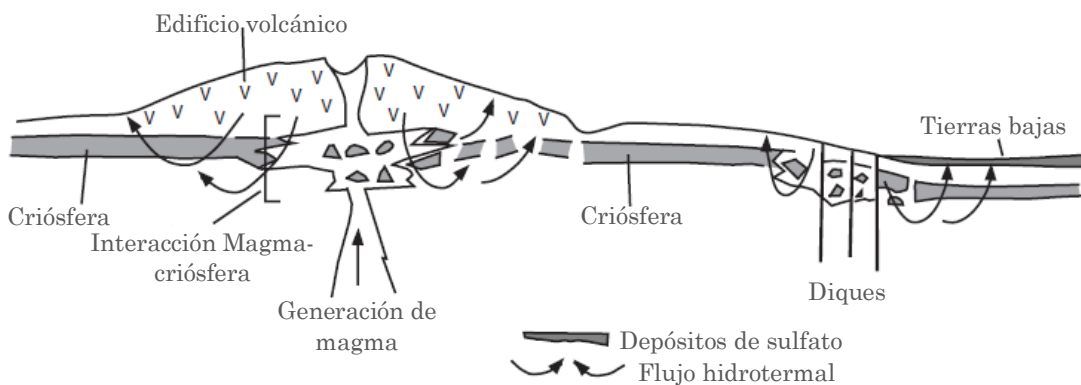


Figura 6.3 Formación de depósitos de sulfatos en Marte debido a la reacción del H_2S volcánico con el agua derivada de la fusión de la criósfera. Adaptado de Pirajno & Van Kranendonk (2005).

6.1.2 Formación de minerales secundarios en superficie

Como vemos, algunos minerales pudieron formarse en ambientes hidrotermales o subsuperficiales sin asociación con el clima marciano. Pero algunos afloramientos ricos en filosilicatos exhiben morfologías en capas o estratificados (como en Mawrth Vallis) que son más compatibles con la formación de dichos minerales en superficie.

La presencia de redes de valles, canales dendríticos y deltas en terrenos antiguos apunta hacia el agua líquida y la erosión fluvial en Marte temprano, pero los modelos climáticos indican que las condiciones cálidas a largo plazo no fueron sostenibles.

La evidencia de los hallazgos de OMEGA muestra que el agua superficial probablemente fue bastante abundante durante el Noéico (4.55–3.7 Ga). Esto fue seguido por condiciones áridas en el período Hespérico (3.7 a 3.0 Ga), que permitió la deposición de sedimentos estratificados ricos en sulfato y ricos en hematita (Pirajno., 2009).

En un estudio reciente de Bishop et al., (2018) analizan tres tipos de arcilla y las condiciones de su formación. El primer grupo lo forman las arcillas ricas en magnesio y generadas bajo la superficie en manantiales hidrotermales a elevadas temperaturas (de 100 a 400°C); suelen presentarse como mezclas de saponitas, serpentinas, cloritas, talco y carbonatos. El segundo grupo está formado por arcillas ricas en hierro y aluminio, que se producen a temperaturas comunes en la superficie de la Tierra (entre 20 y 50°C), en lugares como ríos o lagos; generalmente pertenecen al grupo de las esmectitas. Y el tercer grupo lo constituyen arcillas que se forman a temperaturas muy bajas (por debajo de 20°); suelen ser aluminosilicatos poco cristalizados.

Los autores proponen que los ambientes esporádicos, a corto plazo, cálidos y húmedos, durante un período generalmente frío en Marte temprano, permitieron la formación de filosilicatos sin requerir condiciones cálidas y húmedas a largo plazo.

Las dos posibilidades para esta hipótesis son: que se alcanzaran temperaturas con máximos diarios y estacionales superiores a los 25 grados centígrados, en intervalos de tiempo cortos, desde decenas de miles hasta unos pocos millones de años y separados entre ellos por cientos de millones de años. Durante estos intervalos, la temperatura media global de Marte habría alcanzado al menos los 10 grados centígrados, acelerándose la síntesis de arcillas.

La segunda posibilidad es que las temperaturas nunca sobrepasaran los 20 grados centígrados, ni siquiera durante los mediodías de verano, y que estas condiciones se mantuvieron durante cientos de millones de años. Durante este tiempo, la temperatura media global de Marte habría rondado los cinco grados centígrados, y la síntesis de arcillas habría sido muy lenta (Fairén., 2018).

La caracterización de los filosilicatos en el cráter Gale indica que se produjo una diagénesis a baja temperatura con temperaturas inferiores a ~ 75 °C. Estos estudios son consistentes con la formación de minerales arcillosos después de la deposición pero antes de la litificación (es decir, en entornos diagenéticos tempranos). La diagénesis de los

sedimentos en el cráter Gale podría haber sido soportada por el calor posterior al impacto (Bishop et al., 2018).

Las arcillas y otros minerales marcianos pueden ser explicados como resultado de oscilaciones climáticas en el Marte antiguo: sobre un clima generalmente frío, que podría haber sostenido grandes masas de agua líquida y fría capaces de sintetizar arcillas muy lentamente, cortos intervalos temporales con temperaturas más elevadas habrían disparado la síntesis de esmectitas u otros minerales en momentos concretos.

6.2 Coexistencia de óxidos, carbonatos, sulfatos y filosilicatos

Debido a que algunos carbonatos, sulfatos, óxidos y silicatos no suelen formarse simultáneamente, es muy probable que estos minerales se formaran en épocas diferentes conforme las condiciones climáticas iban cambiando. Otra posibilidad es que se formaron simultáneamente, pero algunos en el subsuelo del planeta y otros en su superficie.

Los carbonatos ricos en Mg también están asociados con silicatos hidratados y pudieron haberse formado a partir de la actividad hidrotermal en sistemas hidrológicos subsuperficiales de baja temperatura, donde estaban protegidos del medio ambiente ácido y oxidante de la superficie (Brown et al. 2010).

Bibring et al. (2007) sugirieron que sulfatos y óxidos podrían haberse formado al mismo tiempo. Estos autores encontraron que los óxidos y sulfatos férricos se detectan juntos en Valles Marineris y Margaritifer Terra, y sugirieron que los óxidos férricos pueden haberse formado por la circulación de fluidos cerca de la superficie al mismo tiempo que los sulfatos o, más tarde, por alteración diagenética. Los sulfatos de Marte podrían representar precipitados químicos hidrotermales.

Hay minerales que para su formación requieren un pH muy ácido, por debajo de 6, como la jarosita. La presencia de jarosita sería, por lo tanto, incompatible con la de carbonatos, que se forman en entornos con pH alcalino. Sin embargo, estas asociaciones aparecen incluso en la Tierra.

La coexistencia de ambientes tanto ácidos como alcalinos en Marte sugiere que el pH de la solución probablemente ha sido heterogéneo a lo largo de la historia geológica de Marte y probablemente depende del ambiente local (Niles et al., 2012).

De acuerdo a Poulet (2005) las condiciones similares a la Tierra existieron en los primeros años de Marte (antes de 3.5 Ga). Durante la historia marciana posterior, parece que la superficie se volvió más ácida, lo que suprime la formación de filosilicatos y carbonatos, y lleva a la hematita y los sulfatos observados.

La combinación o asociación de sulfato y hematita y otros minerales ricos en Br, S y Cl descubiertos en Marte no es común en la Tierra, excepto en las zonas de alteración

dentro y alrededor de las fumarolas en los cráteres volcánicos, donde los gases ricos en S se condensan o se disuelven en aguas subterráneas, formando fluidos ácidos que causan una gran lixiviación de las rocas circundantes. Esto produce una alteración argílica y la deposición de minerales como la hematita, diversas formas de sílice, yeso, alunita y jarosita (Pirajno., 2009).

El hecho de que estos tipos diferentes de minerales se encuentren en el mismo afloramiento, seguramente responde a estadios hidrotermales y de alteración diferentes (Martínez-Frías et al. 2004). Probablemente esto también indica el solapamiento temporal de distintos episodios y procesos mineralogénicos.

6.3 Cuerpos de agua

Para todos los escenarios en los que se forman estos distintos minerales se requiere de agua líquida. Los modelos hidrológicos impulsados principalmente por el agua subterránea en lugar de la precipitación son más consistentes con la composición de la mayoría de las unidades del Noéico, que no muestran evidencia de meteorización de sistema abierto a nivel global.

En Oxia Planum y Mawrth Vallis hay evidencias de geoformas como redes de valles, canales de desbordamiento, incluso deltas, que respaldan la idea de agua líquida episódica o de liberaciones de agua desde reservorios subterráneo (Ver capítulo 3).

En el subsuelo y en gran parte fuera del contacto con la atmósfera, tuvieron lugar la formación de arcillas y otros minerales, ocasionalmente a temperaturas elevadas. Pero la evidencia geomorfológica de lagos de cuenca abierta en el Noéico tardío, las redes de valles y los canales de salida demuestran al menos la presencia episódica de agua líquida en la superficie marciana (Ehlmann et al., 2011). El origen del agua no está claro, pero se consideró posible que pudiera haber derivado de acuíferos congelados, fundidos y movilizados como resultado de tectonismo y / o calor magmático (Pirajno., 2009).

Varias de las redes de valles marcianos exhiben una morfología que es consistente con el drenaje lento de las aguas subterráneas y la erosión. Estas estructuras probablemente se formaron por descargas catastróficas, ya sean estacionales o accidentales (Pirajno., 2009). Algunos de los canales más grandes tienen una morfología que sugiere una liberación catastrófica de agua, probablemente desde reservorios subterráneos (Hartmann, 1979).

La liberación de fluidos hidrotermales también puede estar asociada con la formación de lagos. Un lago puede formarse después de un cráter por impacto, ruptura de la criósfera y la salida del agua subterránea local, como postula Newsom et al. (1996), quienes sugirieron que las fuentes de calor en cráteres de más de 50 km de diámetro pueden conducir la convección hidrotérmica durante miles de años. Cabrol y Grin (2002) sugirieron

que los sistemas de fallas en las regiones volcánicas pueden generar canales de salida de agua subterránea a lo largo de la falla.

En el antiguo Marte, las condiciones típicas de la superficie pueden haber estado dominadas por las interacciones agua-hielo / agua-vapor, como en la actualidad, pero marcadas por la fusión episódica para suministrar agua líquida. En la Tierra, los ambientes geológicos donde comúnmente se forman y precipitan los minerales detectados en este trabajo incluyen sistemas hidrotermales subaéreos, subacuáticos y subsuperficiales poco profundos, manantiales fríos, lagos alcalinos, sabkhas y playas. Probablemente en Marte pudieron existir estos mismos paleoambientes.

6.4 Ambientes análogos marcianos en la Tierra

Aunque no hay ninguna zona en nuestro planeta que sea exactamente igual a Marte, es posible identificar análogos que presentan características que se aproximan a las de nuestro planeta vecino. Los análogos se utilizan para definir y evaluar modelos científicos y probar nuevos instrumentos y equipos analíticos, que en el futuro serán útiles para la investigación de otros planetas y lunas identificando sus paleoambientes y condiciones de habitabilidad (Martínez-Frías et al., 2018).

Una de las características de muchos desiertos son los lagos de playa, que pueden servir como excelentes análogos a las áreas marcianas que se propone contenían paleolagos y evapotitas (Pirajno., 2009). También, capas de hielo, los glaciares, los volcanes y las aguas termales que se encuentran cerca de Islandia y Alaska, estos pueden servir de análogos para las regiones polares y varias áreas del hemisferio norte de Marte, donde se pueden observar procesos de permafrost, periglacial y glaciar (Farr 2004).

Australia proporciona sitios de fácil acceso para estudios comparativos de sistemas hidrotermales (Glikson y Haines 2005). Los sistemas hidrotermales son conocidos en estructuras de impacto terrestre.

El barranco del Jaroso de Sierra Almagrera, España, es la Localidad Tipo de la jarosita y se ha utilizado como análogo. En esta zona se han detectado sulfatos del grupo de la alunita incluyendo jarosita y natrojarosita. También se han detectado otros sulfatos como el yeso y la barita. Óxidos e hidróxidos también están presentes en forma de hematita y goethita, además, hay carbonatos (Venegas del Valle, et al., 2010).

El volcán Capahue en Argentina, tiene un cráter con un lago ácido y aguas termales, con un pH que varía de 1.7 a 2.4. La química de las aguas termales tiende a cambiar con cada nueva erupción a medida que el magma fresco invade el reservorio hidrotermal. Antes de la última erupción, las aguas del manantial estaban saturadas de sílice, anhidrita, hematita, alunita, jarosita y minerales que contienen Cu, lo que sugiere la actividad de un sistema epitermal subvolcánico. Un escenario similar puede estar en Marte (Pirajno., 2009).

Otro análogo es Río Tinto en España, las similitudes geoquímicas del Río Tinto con el planeta rojo se hacen visibles en los sedimentos formados en los lechos fluviales de río; en concreto en las asociaciones minerales de sulfatos (jarosita) u óxidos de hierro (hematitas y goethitas) observados a su vez en la marciana Meridiani Planum. Estas asociaciones minerales quedarían como producto de alteración en medio acuoso de rocas volcánicas ricas en sulfuros, dejando como resultado un ambiente acidificado rico en estos minerales. También se ha de destacar el estudio de las asociaciones minerales de filosilicatos identificados tanto en el cauce del río Tinto como en el Cráter Gusev en Marte (Muñoz-Aragón et al., 2017). Dichas asociaciones también están presentes en Oxia Planum y Mawrth Vallis.

El Macizo de Anaga en el noreste de Tenerife es la primera zona de la isla que empezó a estudiarse desde una perspectiva planetaria, donde la paragénesis mineral estudiada es similar a la observada en zonas volcánicas basálticas marcianas; en Anaga se han descrito procesos de alteración hidrotermal con posible origen en la interacción entre agua marina con las facies subvolcánicas y submarina. Dentro de la mineralogía descrita en Anaga cabe destacar la importancia de las zeolita, como marcador del ambiente de formación hidrotermal (Muñoz-Aragón et al., 2017).

El desierto de Atacama en Chile es uno de los mejores lugares en la Tierra para entender las condiciones de extrema aridez de Marte. Sutter et al., (2007) demostraron que el yeso, el nitrato, el carbonato y los filosilicatos podían detectarse en los suelos naturales del hiperárido desierto de Atacama. Carbonatos y filosilicatos se detectaron en Oxia Planum y Mawrth Vallis.

6.5 Posibilidad de vida extraterrestre

Los minerales no son solo indicadores de la configuración físico-química de los diferentes entornos y sus cambios posteriores, sino que también pueden desempeñar un papel astrobiológico crucial (Martínez-Frías et al., 2006).

La búsqueda de vida en otros cuerpos planetarios de nuestro Sistema Solar está claramente orientada hacia formas de vida que están basadas en el carbono. El punto crucial es encontrar un sitio o sitios donde estas moléculas orgánicas puedan haberse formado a partir de minerales arcillosos o tal vez de burbujas de monosulfuro ventiladas a través de descargas hidrotermales.

Los procesos que podrían haber contribuido al inventario de compuestos orgánicos, no solo en la Tierra temprana sino también en el Marte temprano, incluyen reacciones catalizadas por minerales que pueden haber ocurrido en sistemas hidrotermales submarinos (Colín-García et al., 2016). En estos sistemas, los minerales son bastante abundantes y los minerales pueden haber ayudado en la transición de la geoquímica a la bioquímica. Es probable que dichos entornos cumplan con los requisitos para la aparición de la evolución química y el posterior origen de la vida.

Debido a que uno de los objetivos de la Astrobiología es la búsqueda de vida microbiana en ambientes extremos del Sistema Solar, se estudian organismos terrestres capaces de sobrevivir en esta clase de ambientes. Los factores que hacen a un lugar extremo son temperaturas, presiones, concentraciones de sales altas y pH muy altos o muy bajos.

Los microorganismos terrestres que pueden sobrevivir a temperaturas mayores a $>110^{\circ}\text{C}$ se conocen como hipertermófilos. Los hipertermófilos incluyen bacterias que prosperan a temperaturas entre 80 y 110°C . Algunos hipertermófilos ni siquiera pueden sobrevivir por debajo de 80°C . Las bacterias hipertermofílicas han sido reconocidas en respiraderos hidrotermales de aguas profundas (Pirajno., 2009).

Las presiones superiores a 1000 bares ocurren en las profundidades del océano, donde los microorganismos prosperan en y alrededor de las descargas hidrotermales calientes. De manera similar, se han encontrado microorganismos en ambientes subterráneos, campos petrolíferos y sedimentos marinos profundos hasta profundidades de 750 m por debajo del lecho marino (Brack 2005). Esta vida microbiana subterránea no depende de la energía del sol (fotosíntesis) para la energía y la respiración.

Algunos microorganismos halófilos prosperan en ambientes ricos en sal, donde las concentraciones de sal pueden alcanzar hasta un 20% de NaCl, como las que se encuentran en los lagos de sal.

La vida terrestre generalmente se adapta a ambientes con pH neutro, pero hay microorganismos (acidófilos) que pueden adaptarse en condiciones de pH extremas, desde muy ácido ($\text{pH} = 0$) hasta muy alcalino ($\text{pH} = 12.5$) (Pirajno., 2009). La geoquímica compartida con Marte, junto con el carácter ácido de sus aguas ($\text{pH} 2-3$) y su alto contenido en metales, hace del río Tinto el hogar ideal de bacterias quimiosintéticas similares a las que pudieran habitar en la subsuperficie marciana (Muñoz- Aragón et al., 2017).

Para Pirajno., (2009) los sitios potenciales donde podría haberse formado la vida primitiva incluyen áreas donde los sistemas hidrotermales activos o fósiles pueden estar presentes en sistemas de ruptura, como Valles Marineris, descarga de manantiales, a lo largo de los flancos de edificios volcánicos, o en sistemas de paleolagos.

Los minerales de sulfato y los óxidos de Fe pueden precipitarse a partir de fluidos hidrotermales y estar mediados por procesos metabólicos de microorganismos. Es posible que la vida surgiera en el entorno temprano de Marte, que era similar al de la Tierra primitiva, dadas las amplias demostraciones de la tenacidad de la vida para sobrevivir en condiciones extremas, existe la posibilidad de que los organismos podrían estar presente en la capa subsuperficial.

En el estudio de Aubrey et al., (2006) los minerales de sulfato revelaron cantidades significativas de carbono y nitrógeno orgánicos y se detectaron compuestos orgánicos que incluyen aminoácidos, adenina, metilamina y etilamina. La presencia de minerales de sulfato en la superficie marciana proporciona alguna evidencia de que podrían haber existido lagos salinos similares a los de Australia, en donde precipitan hematita, yeso, jarosita, alunita y anhidrita. Estos autores concluyeron que los aminoácidos proporcionan

una excelente bioseñal y deben buscarse depósitos de sulfato de Marte en busca de posibles rastros de vida.

La jarosita ha demostrado tener una gran importancia astrobiológica, no solo por su relación con el agua líquida, sino también porque puede actuar como fuente de iones de Fe para los microorganismos quimiolitotróficos relacionados con el Fe, como los que se encuentran en numerosos ecosistemas extremófilos (Martínez-Frías et al., 2006).

Los grandes cráteres de impacto de asteroides pueden inducir actividad hidrotermal y, por lo tanto, proporcionar sitios potenciales para la vida extinta o existente. Newsom et al., (2001) argumentan que los parámetros más importantes a considerar para pensar en vida formadas en cráteres de impacto son: cráteres de gran diámetro, identificación de depósitos hidrotermales, presencia de canales de salida, presencia de depósitos lacustres, canales y abanicos aluviales. Estas características sugieren una larga historia de deposición inducida por el agua.

En los sitios que hemos analizado, Oxia Planum y Mawrth Vallis existen estas características geomorfológicas. Oxia Planum tiene un posible delta, diversas redes de valle y algunos canales. Mawrth Vallis tiene el cráter Oyama y diversos canales, es probable que la actividad hidrotermal haya estado presente en esas zonas.

En ambos sitios de estudio, el grupo mineral predominante son los filosilicatos. Algunos de estos minerales, como las esmectitas o illita, detectados en la órbita indican que se formaron en un entorno de pH neutro que habría sido favorable para la vida.

Si hay o hubo sistemas hidrotermales en Marte y son similares a los que se encuentran en la Tierra, existe la posibilidad de que se hayan formado formas primitivas de vida y de que haya vida extinta o existente. Las fuentes termales en la Tierra, ya sean subaéreas o submarinas, albergan ecosistemas verdaderamente asombrosos y prósperos, con formas bacterianas (Pirajno., 2009).

Los sitios que a menudo conservan un registro fósil donde microorganismos pudieran estar preservados incluyen: sistemas hidrotermales subaéreos, subacuáticos y subsuperficiales poco profundos, y manantiales fríos de lagos alcalinos; ambientes lacustres efímeros (sabkhas) o evaporitas; ambientes periglaciales con hielo en suelo o permafrost. Los minerales pueden ser usados como geomarcadores para comprender el contexto geológico y ambiental.

Por otro lado, debido a que Marte había sido un desierto hipérico y congelado con una superficie bombardeada por radiación solar y cósmica de alta energía durante más de mil millones de años, es posible que la vida en la superficie tal vez nunca ocurrió.

Para aumentar las probabilidades de descubrir fósiles de vida pasada en Marte, los sitios candidatos de aterrizaje para futuras misiones son entornos sedimentarios como deltas o abanicos lacustres. Pero Marte no es la Tierra, tal como lo dicen Michalski et al., (2018), debemos reconocer que nuestra perspectiva completa de cómo ha evolucionado la vida y cómo se conserva la evidencia de la vida está coloreada por el hecho de que vivimos en un planeta donde evolucionó la fotosíntesis, sigue habiendo dudas sobre cuán exitosa

habría sido la vida en la superficie de Marte y si la evidencia de esa vida podría haber sido capturada en el registro sedimentario.

Teniendo en cuenta que algunos de los hábitats analógicos más antiguos de la Tierra, los entornos hidrotermales y subsuperficiales, se reflejan en Marte, es lógico buscar los signos de vida primitiva allí.

La vida en la Tierra probablemente comenzó en sistemas hidrotermales y hay abundante evidencia de muchos lugares donde existen ambientes hidrotérmicos en Marte en el momento en que la vida podría haberse originado en ambientes similares en la Tierra.

7

Conclusiones

Hasta la fecha, no hay evidencias convincentes para la existencia de vida presente o pasada en Marte. Sin embargo, Marte posee geoformas y minerales específicos que indican que alguna vez albergó agua y tal vez ésta fue óptima para poder sostener vida.

Las evidencias de agua incluyen canales, redes de valle, lagos, barrancos, abanicos y deltas aluviales. Incluso se ha observado evidencia indirecta de agua líquida transitoria en la superficie de Marte, así como agua líquida atrapada debajo del hielo en los depósitos de la región polar del sur marciano.

Los futuros sitios de aterrizaje de la Misión ExoMars 2020, Oxia Planum y Mawrth Vallis, conservan un rico registro de la historia geológica del pasado más húmedo del planeta hace aproximadamente 4 Ga.

En Oxia Planum existen valles fluviales y canales de desbordamiento del Noéico, un posible delta de edad hespérica y un flujo de lava amazónica. La edad general de Oxia Planum corresponde a Noéico medio y tardío entre 3.5 Ga y 4 Ga. Mawrth Vallis es uno de los canales de desbordamiento más destacados de Marte, en la zona existen pequeños valles dendríticos en el fondo del cráter llamado Oyama. La edad de esta región corresponde al Noéico medio y tardío (3.5 Ga- 4Ga).

Datos que espectrómetros como CRISM, TES y OMEGA han adquirido hasta ahora, indican que la superficie de Marte exhibe una gran diversidad mineralógica. Muchos de estos minerales son consecuencia de alteraciones acuosas. Los resultados obtenidos contribuyen al conocimiento de la mineralogía de Marte y el impacto que la presencia de agua pudo haber tenido en la formación de dichos minerales.

En este trabajo se identificaron alrededor de 35 especies de minerales tanto primarios como secundarios en Oxia Planum y Mawrth Vallis. Estas detecciones tienen implicaciones paleoclimáticas e incluso astrobiológicas. A continuación se destacan las conclusiones más importantes de este trabajo:

- 1) El agua, en el Marte temprano (3.5-4 Ga), debió estar presente en procesos superficiales y endógenos, ocasionando precipitaciones directas y transformaciones a minerales secundarios.
- 2) El origen hidrotermal parece ser el medio más probable que originó las asociaciones minerales que observamos en las zonas de estudio. La actividad hidrotermal fue impulsada por impactos o procesos magmáticos. Arcillas y sulfatos pudieron haberse

originado en este tipo de ambientes. La cercanía del gran cráter Oyama con el canal Mawrth Vallis refuerza esta hipótesis. Oyama se originó por un impacto en una unidad de Fe / Mg, lo que sugiere que los depósitos adyacentes al cráter y cerca del canal pueden ser hidrotermales de impacto.

- 3) En la superficie pudieron formarse minerales en ambientes esporádicos, a corto plazo, cálidos y húmedos, durante un periodo generalmente frío en Marte temprano. En este periodo frío pudieron haberse sostenido grandes masas de agua líquida que sintetizaron arcillas. Pudo haber intervalos temporales en los que las temperaturas eran más elevadas y habrían disparado la síntesis de esmectitas u otros minerales en momentos concretos. El canal de salida de Mawrth Vallis puede ser un ambiente de este tipo, el cual para su formación solo requiere descargas catastróficas de agua durante breves periodos de tiempo (días o semanas).
- 4) La coexistencia de minerales formados en ambientes tanto ácidos como alcalinos en Oxia Planum y Mawrth Vallis, sugiere que el pH de la solución probablemente era heterogéneo a lo largo de la historia geológica marciana y dependía del ambiente local. Es posible que en un principio, las condiciones de Marte fueran más similares a las de la Tierra y precipitaran carbonatos y filosilicatos. Durante la historia marciana posterior, parece que la superficie se volvió más ácida, lo que suprime la formación de filosilicatos y carbonatos, y lleva a la hematita y a los sulfatos observados. Se sabe que en el Hespérico (3.9-2.7 Ga) era típico el vulcanismo episódico, lo que hace pensar estas erupciones cambiaron el clima marciano, creando lluvia ácida debido a la reacción del azufre emitido por los volcanes al contacto con el agua.
- 5) En la Tierra, existen lugares que son análogos marcianos, como El barranco del Jaroso o Río Tinto, en España, en donde se han detectado óxidos, carbonatos, filosilicatos y sulfatos en un mismo lugar. Esto responde a estadios hidrotermales y de alteración diferentes, indicando el solapamiento temporal de distintos episodios y diferentes procesos mineralogénicos.
- 6) Los paleoambientes que probablemente existieron en Marte, incluyen sistemas hidrotermales subaéreos, subacuáticos y subsuperficiales poco profundos, manantiales fríos, lagos alcalinos, sabkhas y playas. Los lagos más grandes de principios de Marte fueron comparables en tamaño a las cuencas lacustres (o mares pequeños) en algunos casos, el agua subterránea parece haber sido una fuente neta importante. La salida persistente de agua subterránea impulsada por la circulación hidrotermal localizada, pero vigorosa, es consistente con la morfología y distribución de algunos valles.
- 7) Los minerales pueden desempeñar un papel astrobiológico crucial. Filosilicatos pueden formarse en un ambiente hidrotermal a un pH neutro que habría sido favorable para la vida. Pero hay microorganismos acidófilos que pueden adaptarse en condiciones de pH extremas, similares a las condiciones en las que se forman algunos sulfatos u óxidos. Los sitios potenciales donde podría haberse formado la vida primitiva incluyen áreas donde los sistemas hidrotermales activos o fósiles pueden estar presentes.

La misión ExoMars 2020 es una de las más ambiciosas actualmente. El hecho de perforar dos metros bajo el subsuelo es algo sin precedentes. De haber alguna forma de vida presente o pasada, debe estar protegida de las condiciones extremas del planeta. Es muy probable que algún tipo de fósil, si lo hay, se conserve en el subsuelo.

Explorar el planeta rojo es esencial para comprender cómo se formó la Tierra. La Tierra cambia continuamente por los procesos geológicos, pero Marte apenas ha cambiado en los últimos 3500 millones de años. Hasta ahora es el único planeta que nos permite descifrar cómo fue el pasado del Sistema Solar. En las antiguas rocas marcianas puede haber evidencia que nos indique cómo surgió la vida en nuestro planeta.

Bibliografía

- Adler, J.B., Hill, J.R., Mitchell, J.L., Christensen, P.R., Anwar, S., Dickenshied, S., Carter, S. (2015). JMARS Software Development for NASA's 2035 Human Landing Site Assessment. Arizona State University.
- Andrés-Cabrerizo, D.M., Barrio-Pérez, J., Antón-Bozal, J.L. (2008). Física y Química. España, Editex
- Andrews-Hanna JC, Phillips RJ, Zuber MT. (2007). Meridiani Planum and the global hydrology of Mars. *Nature* 446: 163–166
- Anguita, F. (1998). Historia de Marte. Mito, exploración, futuro. Barcelona, España. Planeta.
- Anguita, F. (1999). El vulcanismo en el Sistema Solar. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 73: 222-226
- Aubrey A, Cleaves HJ, Chalmers JH, Mathies RA, Grunthaner FJ, Ehrefreund P, Bada JL. (2006) Sulphate minerals and organic compounds on Mars. *Geology* 34(5): 357–360
- Baker, V.R. (2006). Geomorphological Evidence for Water on Mars. *Elements*, 2:139-143.
- Bandfield, J.L. (2002). Global mineral distributions on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 107 (E6): 1-7
- Besoain, E. (1985). Mineralogía de arcillas de suelos. San José, Costa Rica. Serie de libros y materiales educativos
- Bibring J.P., Arvidson, R.E., Gendrin, A., Gondet, B., Langevin, Y., Le Mouelic, S., Mangold, N., Morris, M.V., Mustard, J.F., Poulet, F., Quantin, C., Sotin, C. (2007) Coupled ferric oxides and sulfates on the Martian surface. *Science* 317: 1206–1210
- Bibring, J.P., Langevin, Y., Gendrine, A., Gondet, B., Poulet, F., Berthé, M., Soufflot, A., Arvidson, R., Mangold, N., Mustard, J., Drossart, P., the OMEGA team. (2005). Mars Surface Diversity as Revealed by the OMEGA/Mars Express Observations. *Science*, 307: 1576-1581
- Bishop, J.L, Loizeau, D., McKeown, N.K., Saper, L., Dyar, M.D., Des Marais, D.J., Parente, M., Murchie, S.L. (2013). What the ancient phyllosilicates at Mawrth Vallis can tell us about possible habitability on early Mars. *Planetary and Space Science*, 86: 130-149

- Bishop, J.L., Fairén, A.G., Michalski, J.R., Gago-Duport, L., Baker, L.L., Velbel, M.A., Gross, C., Rampe, E.B. (2018). Surface clay formation during short-term warmer and wetter conditions on a largely cold ancient Mars. *Nature Astronomy*, 2(3): 206-213
- Bishop, J.L., Lane, M.D., Dyar, M.D., King, S.J., Brown, A.J., Swayze, G.A. (2014). Spectral properties of Ca-sulfates: Gypsum, bassanite, and anhydrite. *American Mineralogist*, 99(10): 2105-2115
- Bishop, J.L., Noe Dobrea, E.Z., McKeown, N.K., Parente, M., Ehlmann, B.L., Michalski, J.R., Milliken, R.E., Poulet, F., Swayze, G.A., Mustard, J.F., Murchie, S.L., Bibring, J.P. (2008). Phyllosilicate Diversity and Past Aqueous Activity Revealed at Mawrth Vallis, Mars. *Science*, 321: 830-833
- Bishop, J.L., Rampe, E.B. (2016). Evidence for a changing Martian climate from the mineralogy at Mawrth Vallis. *Earth and Planetary Science Letters*, 448: 42-48
- Blake, D. F., Morris, R.V., Kocurek, G., Morrison, S.M., Downs, R.T., Bish, D., Ming, D.W., Edgett, K.S., Rubin, D., Goetz, W., Madsen, M.B., Sullivan, R., Gellert, R., Campbell, I., Treiman, A.H., McLennan, S.M., Yen, A.S., Grotzinger, J., Vaniman, D.T., Chipera, S.J., Achilles, C.N., Rampe, E.B., Sumner, D., Meslin, P.Y., Maurice, S., Forni, O., Gasnault, O., Fisk, M., Schmidt, M., Mahaffy, P., Leshin, L.A., Glavin, D., Steele, A., Freissinet, C., Navarro-González, R., Yingst, R.A., Kah, L.C., Bridges, N., Lewis, K.W., Bristow, T.F., Farmer, J.D., Crisp, J.A., Stolper, E.M., Des Marais, D.J., Sarrazin, P., MSL Science Team. (2013). Curiosity at Gale crater, Mars: characterization and analysis of the Rocknest sand shadow. *Science*, 341: 1239505-1239505
- Boyce, J.M. (2002). *The Smithsonian Book of Mars*. Smithsonian Institution Press. Konecky & Konecky
- Brack A (2005). *From the origin of life on Earth to life in the Universe*. Berlin. Springer
- Bristow, T.F., Haberle, R.M., Blake, D.F., Des Marais, D.J., Eigenbrode, J.L., Fairén, A.G., Grotzinger, J.P., Stack, K.M., Mischna, M.A., Rampe, E.B., Siebach, K.L., Sutter, B., Vaniman, D.T., Vasavada, A.R. (2017). Low Hesperian PCO₂ constrained from in situ mineralogical analysis at Gale Crater, Mars. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 114(9): 2166–2170
- Brown, A.J., Hook, S.J., Baldrige, A.M., Crowley, J.K., Bridges, N.T., Thomson, B.J., Marrion, G.M., de Souza Filho, C.R., Bishop, J.L. (2010). Hydrothermal formation of Clay-Carbonate alteration assemblages in the Nili Fossae region of Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 29:174-182
- Cabrol, N.A., Grin, E.A., (2003). Overview on the formation of paleolakes and ponds on Mars. *Global and Planetary Change*, 35: 199-219.
- Carr, M.H., Bell III, J.M. (2014). *Mars: Surface and Interior*. Encyclopedia of the Solar System.

- Carr, M.H., Head III, J.W. (2010). Geologic history of Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 294: 185-203
- Carter, J., Quantin, C., Thollot, P., Loizeau, D., Ody, A., Lozach, L. (2016). Oxia Planum, a clay-laden landing site proposed for the Exomars rover mission: aqueous mineralogy and alteration scenarios. 47th Lunar and Planetary Science Conference
- Cedillo-Flores, Y. (2013). Formación de barrancos en Marte: un nuevo enfoque. (Tesis doctoral). Universidad Nacional Autónoma de México, México. 150
- Christensen, P.R., Anderson, D.L., Chase, S.C., Clark, R.N., Kieffer, H.H., Malin, M.C., Pearl, J.C., Carpenter, J., Bandiera, N., Brown, F.G., Silverman, S. (1992). Thermal emission spectrometer experiment: Mars Observer mission. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 97: 7719-7734
- Christensen, P.R., Morris, R.V., Lane, M.D., Bandfield, J.L., Malin, M.C. (2001). Global mapping of Martian hematite mineral deposits: Remnants of water-driven processes on early Mars. *Journal of Geophysical Research*, 106(10): 873-885
- Citron, R.I., Manga, M. (2019). Superplume formation on Mars following a giant impact. 50th Lunar and Planetary Science Conference, 2132
- Citron, R.I., Manga, M., Tan, Eh. (2018). A hybrid origin of the Martian crustal dichotomy: Degree-1 convection antipodal to a giant impact. *Earth and Planetary Science Letters*, 491: 58-66
- Clifford, S.M., Lasue, J., Heggy, E., Boisson, J., McGovern, P., Max, M.D. (2010). Depth of the Martian cryosphere: Revised estimates and implications for the existence and detection of subpermafrost groundwater. *Journal of Geophysical Research*, 115: 1-17.
- Clifford, S.M., Parker, T.J. (2001). The Evolution of the Martian Hydrosphere: Implications for the Fate of a Primordial Ocean and the Current State of the Northern Plains. *Icarus*, 154: 40-79.
- Colín-García, M., Heredia, A., Cordero, G., Camprubí, A., Negrón-Mendoza, A., Ortega-Gutiérrez, F., Beraldi, H., Ramos-Bernal, S. (2016). Hydrothermal vents and prebiotic chemistry: a review. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 68(3): 599-620.
- Dana, J.D. (1848) *Manual of Mineralogy*. John Wiley & Sons, Inc.
- Di Achille, G., Hynek, B.M. (2010). Ancient Ocean on Mars supported by global distribution of deltas and valleys. *Nature Geoscience*, 3: 459-463.
- Drits, V.A., B.A. Sakharov, A.L. Salyn, and A. Manceau. (1993). Structural model for ferrihydrite. *Clay Minerals*, 28: 185–207.
- Ehlmann, B.L., Edwards, C.S. (2014). Mineralogy of the Martian Surface. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 42: 291-315

- Ehlmann, B.L., Mustard, J.F., Murchie, S.L., Bibring, J.P., Meunier, A., Fraeman, A., Langevin, Y. (2011). Subsurface water and clay mineral formation during the early history of Mars. *Nature*, 479: 53-60
- Eigenbrode, J.L., Summons, R.E., Steele, A., Freissinet, C., Millan, M., Navarro-González, R., Sutter, B., McAdam, A.C., Franz, H.B., Glavin, D.P., Archer Jr, P.D., Mahaffy, P.R., Conrad, P.G., Hurowitz, J.A., Grotzinger, J.P., Gupta, S., Ming, D.W., Sumner, D.Y., Szopa, C., Malespin, C., Buch, A., Coll, P. (2018). Organic matter preserved in 3-billion-year-old mudstones at Gale crater, Mars. *Science*, 360: 1096-1101
- Elwood Madden, M.E., Bodnar, R.J., Rimstidt, J.D. (2004). Jarosite as an indicator of water-limited chemical weathering on Mars. *Nature*, 431: 821-823
- Fairén, A.G. (2018). Las arcillas nos cuentan cómo fue el clima de Marte. https://elpais.com/elpais/2018/01/29/ciencia/1517224408_049743.html
- Fairén, A.G., Dohm, J.M., Baker, V.R., de Pablo, M.A., Ruiz, J., Ferris, J.C., Anderson, R.C. (2003). Episodic flood inundations of the northern plains of Mars. *Icarus*, 165: 53-67.
- Farrand, W.H., Glotch, T.D., Horgan, B. (2014). Detection of copiapite in the northern Mawrth Vallis region of Mars: Evidence of acid sulfate alteration. *Icarus*, 241: 346-357
- Farrand, W.H., Glotch, T.D., Rice Jr, J.W., Hurowitz, J.A., Swayze, G.A. (2009). Discovery of jarosite within the Mawrth Vallis region of Mars: Implications for the geologic history of the region. *Icarus*, 204(2): 478-488
- Fassett, C.I., Head III, J.W. (2008). Valley network-fed, open-basin lakes on Mars: Distribution and implications for Noachian surface and subsurface hydrology. *Icarus*, 198: 37-56
- Gendrin, A., Mangold, N., Bibring, J.P., Langevin, Y., Gondet, B., Poulet, F., Bonello, G., Quantin, C., Mustard, J., Arvidson, R., LeMouélic, S. (2005). Sulfates in Martian Layered Terrains: The OMEGA/Mars Express View. *Science*, 307: 1587-1591
- Glikson AY, Haines PW (eds) (2005) Shoemaker memorial issue on the Australian impact record. *Sci* 52(45):1997-2005
- Glotch, T.D., Christensen, P.R. (2005). Geologic and mineralogic mapping of Aram Chaos: Evidence for a water-rich history. *Journal of Geophysical Research*, 110:1-21
- Golabek, G.J., Keller, T., Gerya, T.V., Zhu, G., Tackley, P.J., Connolly, J.A.D. (2011). Origin of the martian dichotomy and Tharsis from a giant impact causing massive magmatism. *Icarus*, 215: 346-357.
- Golombek, M.P., Grant, J.A., Crumpler, L.S., Greeley, R., Arvidson, R.E., Bell III, J.F., Weitz, C.M., Sullivan, R., Christensen, P.R., Soderblom, L.A., Squyres, S.W. (2006).

- Erosion rates at the Mars Exploration Rover landing sites and long-term climate change on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 111: 1-14
- Gonzalez-Peña, J.M. (1966). Estudio de una formación de ilita no alterada. *Bol. Sog. Esp. Cerám*, 5(4): 515-529
- Greenberger, R.N., Mustard, J.F., Kumar, P.S., Dyar, M.D., Breves, E.A., Sklute, E.C. (2012). Low temperature aqueous alteration of basalt: Mineral assemblages of Deccan basalts and implications for Mars. *Journal of Geophysical Research*, 117: 1-21
- Grotzinger, J.P., Sumner, D.Y., Kah, L.C., Stack, K., Grupta, S., Edgar, L., Rubin, D., Lewis, K., Schieber, J., Mangold, N., Milliken, R., Conrad, P.G., DesMarais, D., Farmer, J., Siebach, K., Calef III, F., Hurowitz, J., McLennan, S.M., Ming, D., Vaniman, D., Crisp, J., Vasavada, A., Edgett, K.S., Malin, M., Blake, D., Gellert, R., Mahaffy, P., Wiens, R.C., Maurice, S., Grant, J.A., Wilson, S., Anderson, R.C., Beegle, L., Arvidson, R., Hallet, B., Sletten, R.S., Rice, M., Bell III, J., Griffes, J., Ehlmann, B., Anderson, R.B., Bristow, T.F., Dietrich, W.E., Dromart, G., Eigenbrode, J., Fraeman, A., Hardgrove, C., Herkenhoff, K., Jandura, L., Kocurek, G., Lee, S., Leshin, L.A., Leveille, R., Limonadi, D., Maki, D., McCloskey, S., Meyer, M., Minitti, M., Newsom, H., Oehler, D., Okon, A., Palucis, M., Parker, T., Rowland, S., Schmidt, M., Squyres, S., Steele, A., Stolper, E., Summons, R., Treiman, A., Williams, R., Yingst, A., MSL Science Team. (2014). A Habitable Fluvio-Lacustrine Environment at Yellowknife Bay, Gale Crater, Mars. *Science*, 343: 1-14
- Gulick, V.C. (2001). Origin of the valley networks on Mars: a hydrological perspective. *Geomorphology*, 37: 241–268
- Gutiérrez-Elorza, M. (2008). *Geomorfología*. Madrid, España. Pearson Prentice Hall.
- Gutiérrez-Ríos, E. (1994) *Química inorgánica*. Barcelona. Reverté.
- Gyollai, I., Polgári, M., Bérczi, S., Gucsik, A., Pál-Molnár, E. (2019). Mineralized biosignatures in ALH-77005 Shergottite - Clues to Martian Life?. *Open Astronomy*, 28(1): 32-39
- Hartmann, W. (1979) The watery past of Mars. *New Sci*, 82: 1083–1085
- Hartmann, W.K. (2003). *Los misteriosos paisajes del planeta rojo*. Madrid, España. Akal.
- Hartmann, W.K., Neukum, G., (2001). Cratering chronology and the evolution of Mars. *Space Science Reviews*, 96: 165-194
- Harvey, R. P., and McSween, H. Y., Jr. (1996). A possible high-temperature origin for the carbonates in the Martian meteorite ALH84001: *Nature*, 382: 49-51.
- Hawthorne, F.C., Krivovichev, S.V., Burns, P. (2000). The Crystal Chemistry of Sulfate Minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 40 (1): 1-112

- Jones, A.P., Genge, M., Carmody, L. (2013). Carbonate Melts and Carbonatites. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 75: 289-322
- Karlsoon, B.N., Schmidt, L.S., Hvidberg, C.S. (2015). Volume of Martian midlatitude glaciers from radar observations and ice flow modeling. *Geophysical Research Letters*, 42: 2627-2633
- Klein, C. (2002). The 22nd edition of the manual of Mineral Science. John Wiley & Sons, INC.
- Kleinhans, M.G., Van de Kastele, H.E., Hauber, E. (2010). Palaeoflow reconstruction from fan delta morphology on Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 294: 378-392.
- Icañiz E.J. (2012). *Química Inorgánica I. 7. Química descriptiva de los grupos principales.* España. Universidad de Alcalá
- Lee, C. B., Park, S. J. (2010). Phyllosilicate bearing deposits at Mawrth Vallis: Stratigraphy and possible formation processes. 41st Lunar and Planetary Science Conference
- Liebau, F. (1985). *Structural Chemistry of Silicates. Structure, Bonding, and Classification.* Springer-Verlag Berlin Heidelberg
- Liu, Y., Stachurski, F. (2018). Water Content and Mineral Abundances at Gale Crater, Mars as Inferred from OMEGA and CRISM Observations. *European Planetary Science Congress 12*
- Loizeau, D., Mangold, N., Poulet, F., Ansan, V., Hauber, E., Bibring, J.P., Gondet, B., Langevin, Y., Masson, P., Neukum, G. (2010). Stratigraphy in the Mawrth Vallis region through OMEGA, HRSC color imagery and DTM. *Icarus*, 205 (2): 396-418
- Loizeau, D., Mangold, N., Poulet, F., Bibring, J.P., Gendrin, A., Ansan, V., Gomez, C., Gondet, B., Langevin, Y., Masson, P., Neukum, G. (2007). Phyllosilicates in the Mawrth Vallis region of Mars. *Journal of Geophysical Research*, 112: 1-20
- Loizeau, D., Werner, S.C., Mangold, N., Bibring, J.P., Vago, J.L. (2012). Chronology of deposition and alteration in the Mawrth Vallis region, Mars. *Planetary and Space Science*, 72(1): 31-43
- Malin, M.C., Edgett, K.S. (2000). Evidence for Recent Groundwater Seepage and Surface Runoff on Mars. *Science*, 288: 2330-2335
- Marcos, C., De Rennó, L.C., Corretgé, G., Díaz, M.E., Martins, J. (2000). Productos resultantes de vermiculitas expandidas térmicamente a 1000 °C. *Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe Coruña*

- Marinova, M.M., Aharonson, O., Asphaug, E. (2008). Mega-impact formation of the Mars hemispheric dichotomy. *Nature*, 453: 1216-1219
- Martínez-Frías, J. (2015) Agua, procesos de mineralización y habitabilidad planetaria. <https://www.investigacionyciencia.es/blogs/astronomia/71/posts/agua-procesos-de-mineralizacion-y-habitabilidad-planetaria-13610>
- Martínez-Frías, J. (2015) Jarosita, Marte y Sierra Almagrera (Cuevas del Almanzora, Almería). Red Española de Planetología y Astrobiología. <http://www.icog.es/redespa/index.php/jarosita-marte-y-sierra-almagrera-cuevas-del-almanzora-almeria/>
- Martínez-Frías, J. (2018). El desafío de la exploración de Marte. <https://www.um.es/lafem/Actividades/2018-19/Conferenciantes/MartinezFrias/2018-10-16-Marte-MartinezFrias.pdf>
- Martínez-Frías, J., Amaral, G., Vázquez, L. (2006). Astrobiological significance of minerals on Mars surface environment. *Rev Environ Sci Biotechnol*, 5:219–231
- Martínez-Frías, J., Lunar, R., Rodríguez-Losada, J.A., Delgado, A., Rull, F. (2004). The volcanism-related multistage hydrothermal system of El Jaroso (SE Spain): Implications for the exploration of Mars. *Earth Planets Space*, 56: 5-8
- Martín-Torres, F.J., Zorzano, M.P., Valentín-Serrano, P., Harri, A.M., Genzer, M., Kemppinen, O., Rivera-Valentín, E.G., Jun, I., Wray, J., Bo Madsen, M., Goetz, W., McEwen, A.S., Hardgrove, C., Renno, N., Chevrier, V.F., Mischna, M., Navarro-González, R., Martínez-Frías, J., Conrad, P., McConnochie, T., Cockell, C., Berger, G., Vasavada, A.R., Sumner, D., Vaniman, D. (2015). Transient liquid water and water activity at Gale crater on Mars. *Nature Geoscience*, 8: 357-361
- McEwen, A.S., Dundas, C.M., Mattson, S.S., Toigo, A.D., Ojha, L., Wray, J.J., Chojnacki, M., Byrne, S., Murchie, S.L., Thomas, N. (2013). Recurring slope lineae in equatorial regions of Mars. *Nature Geoscience*, 7: 53-58
- McKeown, N. K., Bishop, J. L., Noe Dobreá, E. Z., Ehlmann, B. L., Michalski, J. R., Mustard, J. F., Murchie, S. L., Silver, E., Bibring, J-P., and the CRISM Team. (2008). The distribution of Phyllosilicates in Mawrth Vallis as seen by CRISM. *Lunar and Planetary Science XXXIX*
- McLennan, S. M. (2003). Sedimentary silica on Mars. *Geology*, 31(4): 315– 318.
- McSween Jr, H.Y., Grove, T.L., Lentz, R.C.F., Dann, J.C., Holzheid, A.H., Riciputi, L.R., Ryan, J.G. (2001). Geochemical evidence for magmatic water within Mars from pyroxenes in the Shergotty meteorite. *Nature*, 409: 487-490.
- Meslin, P.Y., Gasnault, O., Forni, O., Schröder, S., Cousin, A., Berger, G., Clegg, S.M., Lasue, J., Maurice, S., Sautter, V., Le Mouélic, S., Wiens, R.C., Fabre, C., Goetz, W., Bish, D., Mangold, N., Ehlmann, B., Lanza, N., Harri, A.M., Anderson, R., Rampe, E.,

- McConnochie, T.H., Pinet, P., Blaney, D., L veill , R., Archer, D., Barraclough, B., Bender, S., Blake, D., Blank, J.G., Bridges, N., Clark, B.C., DeFlores, L., Delapp, D., Dromart, G., Dyar, M.D., Fisk, M., Gondet, B., Grotzinger, J., Herkenhoff, K., Johnson, J., Lacour, J.L., Langevin, Y., Leshin, L., Lewin, E., Madsen, M.B., Melikechi, N., Mezzacappa, A., Mischna, M.A., Moores, J.E., Newsom, H., Ollila, A., Perez, R., Renno, N., Sirven, J.B., Tokar, R., de la Torre, M., d'Uston, L., Vaniman, D., Yingst, A., MSL Science Team. (2013). Soil diversity and hydration as observed by ChemCam at Gale crater, Mars. *Science*, 341: 1-10
- Michalski, J. R., Niles, P. B., (2011). Formation of Jarosite in the Mawrth Vallis Region of Mars by weathering within paleo-ice deposits. 2nd Lunar and Planetary Science Conference.
- Michalski, J.R., Niles, P.B., Cuadros, J., Baldrige, A.M. (2013). Multiple working hypotheses for the formation of compositional stratigraphy on Mars: Insights from the Mawrth Vallis region. *Icarus*, 226 (1): 816-840
- Michalski, J.R., Noe Dobrea, E.Z. (2007). Evidence for a sedimentary origin of clay minerals in the Mawrth Vallis region, Mars. *Geology*, 35(10): 951-954
- Michalski, J.R., Onstott, T.C., Mojzsis, S.J., Mustard, J., Chan, Q.H.S., Niles, P.B., Stewart Johnson, S. (2018). The Martian subsurface as a potential window into the origin of life. *Nature*, 11:21-26
- Milam, K.A., McSween Jr, H.Y., Moersch, J., Christensen, P.R. (2010). Distribution and variation of plagioclase compositions on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 115: 1-15
- Misra, A.K., Acosta-Maeda, T.E. (2018). Hematite Spherules on Mars. *Intechopen*, 82583: 1-20
- Moore, J.M., Howard, A.D. (2005). Large alluvial fans on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 110: 1-24
- Morris, R.V., Ruff, S.W., Gellert, R., Ming, D.W., Arvidson, R.E., Clark, B.C., Golden, D.C., Siebach, K., Klingelh fer, G., Schröder, C., Fleischer, I., Yen, A.S., Squyres, S.W. (2010). Identification of Carbonate-Rich Outcrops on Mars by the Spirit Rover. *Science*, 329: 421-424
- Mu oz-Aragón, L., García-Baonza, V., Martínez-Frías, J. (2017). Geodiversidad y geociencias planetarias. An logos de Marte en Espa a. *Tierra y tecnología*. <https://www.icog.es/TyT/index.php/2017/09/geodiversidad-y-geociencias-planetarias-analogos-de-marte-en-espana/>
- Murchie, S., Arvidson, R., Bedini, P., Beisser, K., Bibring, J.P., Bishop, J., Boldt, J., Cavender, P., Choo, T., Clancy, R.T., Darlington, E.H., Des Marais, D., Espiritu, R., Fort, D., Green, R., Guinness, E., Hayes, J., Hash, C., Heffernan, K., Hemmler, J., Heyler, G., Humm, D., Hutcheson, J., Izenberg, N., Lee, R., Lohr, D., Malaret, E.,

- Martin, T., McGovern, J.A., McGuire, P., Morris, R., Mustard, J., Pelkey, S., Rhodes, E., Robinson, M., Roush, T., Schaefer, E., Seagrave, G., Seelos, F., Silverglate, P., Slavney, S., Smith, M., Shyong, W.J., Strohhahn, K., Taylor, H., Thompson, P., Tossman, B., Wirzburger, M., Wolff, M. (2007). Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) on Mars Reconnaissance Orbiter (MRO). *Journal of Geophysical Research*, 112: 1-57
- Murchie, S.L., Mustard, J.F., Ehlmann, B.L., Milliken, R.E., Bishop, J.L., McKeown, N.K., Noe Dobrea, E.Z., Seelos, F.P., Buczkowski, D.L., Wiseman, S.M., Arvidson, R.E., Wray, J.J., Swayze, G., Clark, R.N., Des Marais, D.J., McEwen, A.S., Bibring, P.J. (2009). A synthesis of Martian aqueous mineralogy after 1 Mars year of observations from the Mars Reconnaissance Orbiter. *Journal of Geophysical Research*, 114: 1-30
- Murias, L., Tisserand, D., Fernández-Martínez, A., Charlet, L., Cuello, G.J. (2008). Desarrollo de Procedimientos para la Obtención de Imogolita Natural y Sintética. *Revista de la sociedad española de mineralogía*, 1885: 1-169
- Musselwhite, D.S., Swindle, T.D., Lunine, J.I. (2001). Liquid CO₂ Breakout and the Formation of Recent Small Gullies on Mars. *Geophysical Research Letters*, 28: 1283-1285
- Mustard, J.F., Murchie, S., Erard, S., Sunshine, J. (1997). In situ compositions of Martian volcanics: Implications for the mantle. *Journal of Geophysical Research*, 102(11): 605-615
- Mustard, J.F., Murchie, S.L., Wolff, M. (2008). Hydrated silicate minerals on Mars observed by the Mars Reconnaissance Orbiter CRISM instrument. *Nature*, 454: 305-309
- Mustard, J.F., Poulet, F., Gendrine, A., Bibring, J.P., Langevin, Y., Gondet, B., Mangold, N., Bellucci, G., Altieri, F. (2005). Olivine and Pyroxene Diversity in the Crust of Mars. *Science*, 307: 1594-1597
- Newsom EH, Britelle GE, Hibbits CA, Crossey LJ, Kudo AM (1996) Impact cratering and the formation of crater lakes on Mars. *Journal of Geophysical Research* 101: 14951–14955
- Newsom EH, Hagerty JJ, Thorsos IE (2001) Location and sampling of aqueous and hydrothermal deposits in Martian impact craters. *Astrobiology* 1(1): 71–88
- Niles, P.B., Catling, D.C., Berger, G., Chassefière, E., Ehlmann, B.L., Michalski, J.R., Morris, R., Ruff, S.W., Sutter, B. (2013). Geochemistry of Carbonates on Mars: Implications for Climate History and Nature of Aqueous Environments. *Space Science Reviews*, 174: 301-328
- Nimmo, F., Tanaka, K. (2005). Early crustal evolution of Mars. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33: 133-161.

- Noe Dobrea, E. Z., Bishop, J.L., McKeown, N.K., Swayze, G., Michalski, J.R. Poulet, F., Bibring, J.-P., Mustard, J.F., Ehlmann, B.L., Arvidson, R., Morris, R.V., Murchie, S.L., McEwen, A.S., Malaret, E., Hash, C., and the CRISM Team. (2008). Clay bearing units in the region around Mawrth Vallis: stratigraphy, extent, and possible alteration fronts. *Lunar and Planetary Science XXXIX*
- O'Brien, D.P., Morbidelli, A., Levison, H.F. (2006). Terrestrial planet formation with strong dynamical friction. *Icarus*, 184: 39-58
- O'Donoghue M. (2006). *Gems: Their Sources, Descriptions and Identification*. Oxford, U.K. Butterworth-Heinemann,
- Ody, A., Poulet, F., Bibring, J.P., Loizeau, D., Carter, J., Gondet, B., Langevin, Y. (2013). Global investigation of olivine on Mars: Insights into crust and mantle compositions, *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118: 234-262
- Ojha, L., McEwen, A.S., Dundas, C.M., Byrne, S., Mattson, S.S., Wray, J.J., Masse, M., Schaefer, E. (2014). HiRISE observations of Recurring Slope Lineae (RSL) during southern summer on Mars. *Icarus*, 231: 365-376
- Orosei, R., Lauro, S.E., Pettinelli, E., Cicchetti, A., Coradini, M., Cosciotti, B., Di Paolo, F., Flamini, E., Mattei, E., Pajola, M., Soldovieri, F., Cartacci, M., Cassenti, F., Frigeri, A., Giuppi, S., Martufi, R., Masdea, A., Mitri, G., Nenna, C., Noschese, R., Restano, M., Seu, R. (2018). Radar evidence of subglacial liquid water on Mars. *Science*, 361: 490–493
- Palandri, J.L., Reed, M.H. (2004). Geochemical models of metasomatism in ultramafic systems: serpentinization, rodingitization, and sea floor carbonate chimney precipitation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68 (5):1115-1133
- Papike, J.J., Karner, J.M., Shearer, C.K. (2006). Comparative planetary mineralogy: Implications of martian and terrestrial jarosite. A crystal chemical perspective. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70 (5): 1309-1321
- Parker, T.J., Currey, D.R. (2001). Extraterrestrial coastal geomorphology. *Geomorphology*, 37: 303-328.
- Pereira, D., Bárcena, M.A., Rubio, I., Sesma, J., Anguita, F., De Pablo, M.A., López-Valverde, M.A, Hueso-Alonso, R., Márquez, A., Montoya, I., Nieto, A.B., Benito, G., López Ruiz-Labranderas, I., Prieto-Ballesteros, O., Ruiz, J., Ormo, J., Díaz- Martínez, E., Martín-Escorza, C., Llorca, J., Casanova, I., Diego-Rasilla, F.J., Barceló, M. (2004). *Aproximación a las ciencias planetarias*. Salamanca, España. Universidad de Salamanca.
- Petrucci, R.H. (2007) *General chemistry: principles and modern applications*. Pearson/Prentice Hall.

- Pirajno F, Van Kranendonk MJ (2005) Review of hydrothermal processes on Earth and implications for Martian analogues. *Aust J Earth Sci* 32: 329–351
- Pirajno, F., 2009, *Hydrothermal Processes and Mineral Systems, Hydrothermal Processes and Systems on other Planets and Satellites: Clues for search of extraterrestrial life: Australia*, Springer.
- Poulet, F., Bibring, J.P., Mustard, J.F., Gendrin, A., Mangold, N., Langevin, Y., Arvidson, R.E., Gondet, B., Gomez, C., The Omega Team. (2005). Phyllosilicates on Mars and implications for early Martian climate. *Nature*, 438: 623-627
- Quantin, C., Carter, J., Thollot, P., Broyer, J., Lozach, L., Davis, J., Grindrod, P., Pajola, M., Baratti, E., Sandro, R., Mangili, C., Allemand, P., Bultel, B., Leyrat, C., Ody, A., Fernando, J. (2014) Oxia Planum. First Landing Site Selection Workshop. ESA
- Quantin, P., B. Dubin, A. Bouleau, L. Lulli, D. Bidini. (1985). Characteristics and genesis of two Andosols in Central Italy. West Germany. *CremlinDestedt*
- Rampe, E.B., Kraft, M.D., Sharp, T.G., Golden, D.C., Ming, D.W., Christensen, P.R. (2012). Allophane detection on Mars with Thermal Emission Spectrometer data and implications for regional-scale chemical weathering processes. *Geology*, 40(11): 995-998
- Rampe. E.B., Morris, R.V., Ruff, S.W., Horgan, B., Dehouck, E., Achilles, C.N., Ming, D.W., Bish, D.L., Chipera, S.J. (2014). Amorphous Phases on the Surface of Mars. 8th International Conference on Mars
- Rapin, W., Chauviré, B., Gabriel, T.S.J., McAdam, A.C., Ehlmann, B.L., Hardgrove, C., Meslin, P.Y., Rondeau, B., Dehouck, E., Franz, H.B., Mangold., N., Chipera, S.J., Wiens, R.C., Frydenvang, J., Schröder, S. (2018). In Situ Analysis of Opal in Gale Crater, Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 123(8): 1953-2241.
- Rapin, W., Meslin, P.Y., Maurice, S., Vaniman, D., Nachon, M., Schröder, S., Gasnault, O., Forni, O., Wiens, R.C., Martínez, G.M., Cousin, A., Sautter, V., Lasue, J., Rampe, E.B., Archer, D. (2016). Hydration state of calcium sulfates in Gale crater, Mars: Identification of bassanite veins. *Earth and Planetary Science Letters*, 452: 197-205
- Reyes-Ayala, K. I. (2016). Análisis geológico de la región Oxia Planum en Marte, sitio principal de aterrizaje de la Misión ExoMars 2020. (Tesis de licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Richard L. (1976). *Geologic Occurrence of Zeolites. Natural Zeolites: Occurrence, Properties*. Pergamon Press.
- Scott, D.H., Tanaka, K.L. (1986). *Geologic map of the western equatorial region of Mars. Prepared for the National Aeronautics and Space Administration by U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey*

- Shaw, S.A., Hendry, M.J. (2009). Geochemical and mineralogical impacts of H₂SO₄ on clays between pH 5.0 and -3.0. *Applied Geochemistry*, 24:333-345
- Shoji, S. y T. Ono. (1978). Physical and chemical properties and clay mineralogy of andosols from Kitakami, Japan. *Soil Sci*, 126: 297-312.
- Smith, M.R., Bandfield, J.L. (2012). Geology of quartz and hydrated silica-bearing deposits near Antoniadi Crater, Mars. *Journal of Geophysical Research*, 117: 1-24
- Smrekar, S.E., Lognonné, P., Spohn, T., Banerdt, W.B., Breuer, D., Christensen, U., Dehant, V., Drilleau, M., Folkner, W., Fuji, N., Garcia, R.F., Giardini, D., Golombek, M., Grott, M., Gudkova, T. (2019). Pre-mission InSights on the Interior of Mars. *Space Science Reviews*, 215 (3): 1-72
- Strunz, H., Nickel, E.H. (2001). *Strunz Mineralogical Tables*. Stuttgart: Schweizerbart
- Sutter, B., Dalton, J.B., Ewing, S.A., Amundson, R., McKay, C.P. (2007). Terrestrial analogs for interpretation of infrared spectra from the Martian surface and subsurface: Sulfate, nitrate, carbonate, and phyllosilicate-bearing Atacama Desert soils. *Journal of Geophysical Research*, 112: 1-19.
- Tanaka, K., Robbins, S.J., Fortezzo, C.M., Skinner Jr, J.A., Hare, T.M. (2014). The digital global geologic map of Mars: Chronostratigraphic ages, topographic and crater morphologic characteristics, and updated resurfacing history. *Planetary and Space Science*, 95: 11-24.
- Tanaka, K.L. (1986). The stratigraphy of Mars. *Journal of Geophysical Research*, 91: 139-158
- Tokano, T., Bish, D.L. (2005). Hydration state and abundance of zeolites on Mars and the water cycle. *Journal of Geophysical Research*, 110: 1-18
- Townley, B.K. (2015). Hidrotermalismo.
<http://www.medellin.unal.edu.co/~rrodriguez/LECTURAS/hidrotermalismo.htm>
- Valley, J. W., Eiler, J. M., Graham, C. M., Gibson, E. K., Jr., Romanek, C. S., and Stolper, E. M. (1997). Low-temperature carbonate concretions in the martian meteorite ALH84001: Evidence from stable isotopes and mineralogy: *Science*, 275:1633-1638.
- Vaniman, D. T., Bish, D. L., Chipera, S. J. (2008). Calcium Sulfate Hydration, Stability and Transformation on Mars. 39th Lunar and Planetary Science Conference, (Lunar and Planetary Science XXXIX)
- Venegas del Valle, G., Martínez-Frías, J., Medina-García, J., Sansano-Caramazana, A., Sanz-Arranz, A., Navarro-Azor, R.J., Rull-Pérez, F. (2010). Caracterización Mineralógica de la Alteración Supergénica de El Jaroso mediante Espectroscopía Raman. *Revista de la sociedad española de mineralogía*, 13:223-224

- Villanueva, G.L., Mumma, M.J., Novak, R. E., Kaufl, H.U., Hartogh, P., Encrenaz, T., Tokunaga, A., Khayat, A., Smith, M.D. (2015) Strong water isotopic anomalies in the martian atmosphere: Probing current and ancient reservoirs. *Scienceexpress*.
- Viviano, C.E., Moersch, J.E. (2013). Using THEMIS data to resolve the discrepancy between CRISM/OMEGA and TES modeled phyllosilicate abundance in Mawrth Vallis. *Icarus*, 226: 497–509
- Viviano, C.E., Moersch, J.E., McSween, H.Y. (2010). Using JMARS a teaching tool in undergraduate planetary courses. 41st Lunar and Planetary Science Conference 2463
- Wada K. (1989). Allophane and imogolite. Soil Science Society of America. Madison
- Warkentin, B.P., T. Maeda y K. Soma. (1988). Physical characteristic for classification of Andisol. Japan. Soil Classification Workshop
- Warner, N., Gupta, S., Lin, S.Y., Kim, J.R., Muller, J.P., Morley, J. (2010). Late Noachian to Hesperian climate change on Mars: Evidence of episodic warming from transient crater lakes near Ares Vallis. *Journal of Geophysical Research*, 115: 1-29
- Weiss- Malik, M., Gorelick, N.S., Christensen, P.R. (2005). JMARS: A GIS System for Mars and Other Planets: American Geophysical Union, Fall Meeting 2005, abstract id.P21C-0169
- Williams, L. A., & Crerar, D. A. (1985). Silica diagenesis; II, General mechanisms. *Journal of Sedimentary Research*, 55(3): 312– 321.
- Williams, R.M.E., Grotzinger, J.P., Dietrich, W.E., Gupta, S., Sumner, D.Y., Wiens, R.C., Mangold, N., Malin, M.C., Edgett, K.S., Maurice, S., Forni, O., Gasnault, O., Ollila, A., Newsom, H.E., Dromart, G., Palucis, M.C., Yingst, R.A., Anderson, R.B., Herkenhoff, K.E., Le Mouélic, S., Goetz, W., Madsen, M.B., Koefoed, A., Jensen, J.K., Bridges, J.C., Schwenzer, S.P., Lewis, K.W., Stack, K.M., Rubin, D., Kah, L.C., Bell III, J.F., Farmer, J.D., Sullivan, R., Van Beek, T., Blaney, D.L., Pariser, O., Deen, R.G., MSL Science Team. (2013). Martian Fluvial Conglomerates at Gale Crater. *Science*, 340: 1068-1072
- Wray, J. J., Milliken, R. E., Dundas, C. M., Swayze, G. A., Andrews-Hanna, J. C., Baldrige, A. M. (2011). Columbus crater and other possible groundwater-fed paleolakes of Terra Sirenum, Mars. *Journal of Geophysical Research*, 116: 1-41
- Wray, J.J., Squyres, S.W., Roach, L.H., Bishop, J.L., Mustard, J.F., Noe Dobrea, E.Z. (2010). Identification of the Ca-sulfate bassanite in Mawrth Vallis, Mars. *Icarus*, 209(2): 416-421
- Wyatt, M.B., McSween Jr, H.Y., Moersch, J.E., Christensen, P. R. (2003). Analysis of surface compositions in the Oxia Palus region on Mars from Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer Observations. *Journal of Geophysical Research*, 108: 1-16.

Zimbelman, J.R., Garry, W.B., Bleacher, J.E., Crown, D.A. (2005). Volcanism on Mars. *The Encyclopedia of Volcanoes*, (2): 717-728

Zolotov, M.Y., Mironenko, M.V. (2007). Timing of acid weathering on Mars: A kinetic-thermodynamic assessment. *Journal of Geophysical Research*, 112: 1-20

Zuber, M.T. (2001). The crust and mantle of Mars. *Nature*, 412: 220-227.

Apéndice 1

Conteo de cráteres en Oxia Planum

Número de cráter	Longitud °E	Latitud °N	Diámetro (m)	Diámetro (km)
1	334.72266	17.23047	400	0.4
2	334.68555	17.23047	400	0.4
3	334.07129	17.17187	400	0.4
4	334.625	17.27539	500	0.5
5	335.24219	17.13477	500	0.5
6	334.08789	17.06543	500	0.5
7	334.08594	17.2207	500	0.5
8	334.09375	17.20605	500	0.5
9	334.68262	17.16016	500	0.5
10	335.58594	17.69043	500	0.5
11	336.42578	18.2959	500	0.5
12	336.52441	18.375	500	0.5
13	336.69531	19.51172	500	0.5
14	336.84277	19.66211	500	0.5
15	335.90332	18.88184	500	0.5
16	335.89258	18.83984	500	0.5
17	334.98438	17.25	600	0.6
18	334.56836	17.04688	600	0.6
19	334.45898	17.24609	600	0.6
20	334.73633	17.21094	600	0.6
21	334.51953	17.28125	600	0.6
22	334.18164	17.37012	600	0.6
23	334.16797	17.48145	600	0.6
24	334.71973	17.49902	600	0.6
25	334.59082	17.46777	600	0.6
26	334.52051	17.04004	600	0.6
27	335.16211	17.03125	600	0.6
28	334.75684	17.63184	600	0.6
29	335.91602	17.32031	600	0.6
30	335.48926	17.5957	600	0.6
31	336.33301	17.56738	600	0.6
32	336.99805	17.74023	600	0.6

33	336.97559	17.7998	600	0.6
34	336.64648	18.07031	600	0.6
35	336.0332	18.6416	600	0.6
36	335.76074	18.50977	600	0.6
37	336.00879	18.77832	600	0.6
38	336.72266	19.47461	600	0.6
39	336.85547	19.51172	600	0.6
40	334.16016	17.66406	700	0.7
41	334.50195	17.21484	700	0.7
42	334.15234	17.08398	700	0.7
43	334.18359	17.08789	700	0.7
44	334.11523	17.41992	700	0.7
45	334.07031	17.46875	700	0.7
46	334.50391	17.07031	700	0.7
47	334.4668	17.53223	700	0.7
48	335.1543	17.69727	700	0.7
49	335.00098	17.7832	700	0.7
50	335.37207	17.61133	700	0.7
51	335.60938	17.6123	700	0.7
52	335.65039	17.67383	700	0.7
53	335.8418	17.53223	700	0.7
54	335.92969	17.50586	700	0.7
55	336.11523	17.47656	700	0.7
56	336.40918	17.85352	700	0.7
57	336.92383	18.08496	700	0.7
58	336.54102	18.52051	700	0.7
59	336.65332	18.55371	700	0.7
60	336.63672	18.51074	700	0.7
61	336.77148	18.52051	700	0.7
62	335.91992	18.96484	700	0.7
63	335.47656	18.68164	700	0.7
64	336.59375	19.69238	700	0.7
65	336.89746	19.68555	700	0.7
66	335.71973	18.86816	700	0.7
67	335.98438	19.18066	700	0.7
68	336.16602	19.19531	700	0.7
69	334.66992	17.12305	800	0.8
70	334.1543	17.41602	800	0.8
71	334.99805	17.79492	800	0.8
72	335.6377	17.5293	800	0.8
73	335.78516	17.54883	800	0.8

74	336.74316	17.7998	800	0.8
75	336.89746	17.63086	800	0.8
76	336.76855	18.33398	800	0.8
77	336.76562	18.32129	800	0.8
78	336.43555	18.25391	800	0.8
79	336.2041	18.35645	800	0.8
80	336.17187	18.46875	800	0.8
81	335.98828	19.04688	800	0.8
82	336.92383	19.72656	800	0.8
83	335.53516	18.33203	900	0.9
84	334.79297	17.38086	900	0.9
85	335.52734	17.32227	900	0.9
86	334.68555	17.34766	900	0.9
87	335.57031	17.47852	900	0.9
88	336.02539	17.2959	900	0.9
89	336.20703	17.33105	900	0.9
90	336.53125	17.80859	900	0.9
91	337.05078	18.03809	900	0.9
92	336.70801	18.01562	900	0.9
93	336.73047	18.3877	900	0.9
94	336.97852	18.37891	900	0.9
95	336.00586	19.01758	900	0.9
96	335.93848	18.71289	900	0.9
97	335.95801	18.54883	900	0.9
98	335.9541	19.25586	900	0.9
99	336.1084	19.32715	900	0.9
100	336.65527	19.66797	900	0.9
101	336.77148	19.50977	900	0.9
102	336.83594	17.36719	1000	1
103	334.56641	17.12891	1000	1
104	335.44922	17.45508	1000	1
105	334.75977	17.23828	1000	1
106	334.13086	17.34766	1000	1
107	334.98047	17.24414	1000	1
108	334.52832	17.79004	1000	1
109	335.66309	17.68066	1000	1
110	336.21289	17.29297	1000	1
111	336.54883	18.17578	1000	1
112	336.57324	18.41211	1000	1
113	336.17383	18.38672	1000	1
114	336.97168	18.64258	1000	1

115	335.7959	18.64355	1000	1
116	335.97559	18.42773	1000	1
117	334.85156	17.29297	1100	1.1
118	334.37109	17.17383	1100	1.1
119	334.45898	17.55859	1100	1.1
120	334.58496	17.80664	1100	1.1
121	336.55273	17.50781	1100	1.1
122	336.39941	17.92676	1100	1.1
123	336.98535	18.05078	1100	1.1
124	336.27539	18.98145	1100	1.1
125	336.11621	19.06445	1100	1.1
126	335.62012	18.58984	1100	1.1
127	335.78711	19.17383	1100	1.1
128	336.40723	19.50977	1100	1.1
129	336.5625	17.34766	1200	1.2
130	334.81836	17.23437	1200	1.2
131	334.66211	17.7998	1200	1.2
132	336.31738	17.20996	1200	1.2
133	335.93652	18.66992	1200	1.2
134	336.72461	19.79395	1200	1.2
135	336.63379	19.94238	1200	1.2
136	334.35156	17.39453	1300	1.3
137	334.54004	17.8125	1300	1.3
138	336.94727	17.7207	1300	1.3
139	335.81152	19.4873	1300	1.3
140	335.51172	18.36719	1400	1.4
141	334.72363	17.82227	1400	1.4
142	335.73145	19.17969	1400	1.4
143	336.03125	17.97656	1500	1.5
144	334.39062	17.18359	1500	1.5
145	336.72656	18.45703	1500	1.5
146	336.46484	18.53516	1500	1.5
147	334.32812	17.74219	1500	1.5
148	336.77344	17.10547	1500	1.5
149	335.77539	18.61719	1500	1.5
150	336.93359	19.85059	1500	1.5
151	334.53906	17.51172	1600	1.6
152	334.55078	18.05078	1600	1.6
153	335.97656	17.625	1700	1.7
154	334.97656	17.87109	1700	1.7
155	336.45605	19.62891	1700	1.7

156	335.98047	17.89062	1800	1.8
157	336.40625	17.33594	1800	1.8
158	334.71094	17.73828	1800	1.8
159	335.58105	19.7168	1800	1.8
160	334.81641	17.61719	1900	1.9
161	336.47656	17.49219	2000	2
162	334.29297	17.55469	2000	2
163	336.4375	17.72656	2100	2.1
164	335.72266	19.03418	2100	2.1
165	336.06641	17.75781	2200	2.2
166	336.16797	19.34766	2400	2.4
167	334.85938	19.875	2400	2.4
168	335.50391	18.00391	2400	2.4
169	335.74219	18.01562	2400	2.4
170	336.27344	17.11719	2400	2.4
171	334.98926	17.29004	2400	2.4
172	335.74512	19.38965	2400	2.4
173	335.25781	17.49609	2500	2.5
174	336.4502	18.3584	2500	2.5
175	336.59766	17.89453	2800	2.8
176	335.61719	18.37109	3000	3
177	336.33984	17.30859	3400	3.4
178	335.12109	17.02734	3400	3.4
179	334.61719	17.64453	3500	3.5
180	334.13086	17.45898	3800	3.8
181	335.74219	19.32812	4400	4.4
182	335.16406	17.44531	4400	4.4
183	335.10938	18.47266	4900	4.9
184	336.90625	19.80078	5400	5.4
185	335.54297	17.94141	5400	5.4
186	336.34375	18.125	5400	5.4
187	334.95312	17.36328	5400	5.4
188	336.17969	17.40625	5400	5.4
189	336.5625	19.33984	6400	6.4
190	335.15625	17.75781	6400	6.4
191	334.27344	19.69531	7400	7.4
192	335.37109	17.08594	8000	8
193	335.39453	19.65234	8400	8.4
194	335.10547	17.23047	8400	8.4
195	336	19.73828	9400	9.4
196	334.34375	17.5625	10400	10.4

197	336.36719	18.71875	13400	13.4
198	335.28516	18	14400	14.4
199	336.18652	18.97754	14500	14.5
200	336.69531	17.51562	15400	15.4
201	335.37109	17.26563	16500	16.5
202	335.66406	17.11719	16700	16.7
203	334.29688	18.75	19400	19.4
204	335.11328	17.47656	21100	21.1
205	336.97461	18.07813	22800	22.8
206	336.79688	19.03906	46400	46.4

La tabla muestra todos los datos de los 206 cráteres en Oxia Planum, en un área de 30106.28 km². Se agruparon por rangos de diámetro.

Apéndice 2

Conteo de cráteres en Mawrth Vallis

Número de cráter	Longitud °E	Latitud °N	Diámetro (m)	Diámetro (km)
1	339.85937	23.59375	700	0.7
2	341.48438	20.78125	800	0.8
3	342.53125	21.01562	900	0.9
4	343	18	900	0.9
5	344.32812	18.79687	900	0.9
6	345.53125	18.75	1000	1
7	339.40625	19.5625	1000	1
8	338.60938	17.59375	1000	1
9	345.6875	23.64062	1000	1
10	345.90625	23.17188	1100	1.1
11	346.85938	22.17187	1100	1.1
12	344.59375	22.42188	1100	1.1
13	342.82812	23.625	1100	1.1
14	343.34375	23.71875	1100	1.1
15	344.01562	23.32812	1100	1.1
16	340.40625	21.73438	1100	1.1
17	340.40625	22.46875	1100	1.1
18	339.04688	22.48437	1100	1.1
19	339.09375	20.32812	1100	1.1
20	338.65625	20.4375	1200	1.2
21	338.76562	21.51562	1200	1.2
22	338.96875	21.75	1200	1.2
23	343.23438	20.73437	1200	1.2
24	344.1875	19.73438	1200	1.2
25	343.32812	21.57812	1200	1.2
26	341.23438	21.71875	1200	1.2
27	339.29688	17.92187	1200	1.2
28	347.51562	19.53125	1200	1.2
29	338.3125	23.04687	1200	1.2
30	338.53125	22.79688	1300	1.3
31	339.15234	17.64062	1300	1.3
32	340.35938	17.16406	1300	1.3
33	339.96094	18.15234	1300	1.3

34	338.48828	18.05078	1300	1.3
35	338.65234	18.53516	1300	1.3
36	339.72266	18.53125	1300	1.3
37	339.64062	18.61719	1300	1.3
38	339.125	17.94922	1300	1.3
39	338.37109	18.89062	1400	1.4
40	338.57422	17.62891	1400	1.4
41	338.53516	17.77344	1400	1.4
42	338.59375	17.75391	1400	1.4
43	338.50391	19.04687	1400	1.4
44	338.79687	19.30469	1400	1.4
45	338.25391	19.77734	1400	1.4
46	338.36719	20.41797	1400	1.4
47	338.75	20.77344	1400	1.4
48	339.14453	22.47266	1500	1.5
49	338.98828	22.42969	1500	1.5
50	338.96875	23.32812	1500	1.5
51	338.84375	24.11719	1500	1.5
52	338.33594	24.25781	1500	1.5
53	338.33594	24.15625	1500	1.5
54	338.79687	24.83984	1500	1.5
55	339.27344	24.44531	1500	1.5
56	339.33984	24.5625	1500	1.5
57	339.37891	24.73437	1500	1.5
58	339.90234	24.71484	1500	1.5
59	339.63281	23.93359	1600	1.6
60	339.65625	24.03906	1600	1.6
61	339.74219	23.44922	1600	1.6
62	339.47266	23.26172	1600	1.6
63	339.50781	22.78516	1600	1.6
64	339.86719	21.96875	1600	1.6
65	339.74609	21.60937	1700	1.7
66	339.93359	21.68359	1700	1.7
67	339.99219	21.40234	1700	1.7
68	340.05078	21.59375	1700	1.7
69	339.65625	21.35156	1700	1.7
70	339.20703	21.25391	1700	1.7
71	339.51562	20.58984	1700	1.7
72	339.79687	20.65625	1700	1.7
73	339.76953	20.76562	1700	1.7
74	339.10938	20.74219	1700	1.7

75	339.80469	20.05859	1700	1.7
76	339.49219	20.24219	1700	1.7
77	338.99609	19.82812	1700	1.7
78	339.20312	19.04688	1700	1.7
79	339.07031	19.22266	1800	1.8
80	339.94531	19.72656	1800	1.8
81	340.83594	17.59375	1800	1.8
82	340.54297	17.49609	1800	1.8
83	340.42578	17.90625	1800	1.8
84	340.60547	18.17578	1800	1.8
85	340.19141	18.23828	1900	1.9
86	340.25391	18.33203	1900	1.9
87	340.30859	18.26172	1900	1.9
88	340.99219	17.96484	1900	1.9
89	340.46094	18.41797	1900	1.9
90	340.92969	18.55859	1900	1.9
91	340.38672	18.69531	1900	1.9
92	340.89453	18.70703	2000	2
93	340.39062	19.14453	2000	2
94	340.80469	19.09375	2000	2
95	340.12891	19.50781	2000	2
96	340	19.23437	2000	2
97	340.60937	19.53125	2000	2
98	340.76953	19.55859	2000	2
99	340.29297	19.92187	2000	2
100	340.58984	19.79297	2000	2
101	340.67188	19.85156	2000	2
102	340.08203	19.77734	2100	2.1
103	341.01562	19.82031	2100	2.1
104	340.71094	20.42578	2100	2.1
105	340.17578	20.28906	2100	2.1
106	340.78516	20.67578	2100	2.1
107	340.82422	20.24219	2100	2.1
108	340.63672	20.17187	2100	2.1
109	340.11328	20.55469	2100	2.1
110	340.35156	21.04297	2100	2.1
111	340.30078	21.11719	2100	2.1
112	340.51562	21.65234	2100	2.1
113	339.98438	21.14453	2100	2.1
114	340.86328	22.03906	2100	2.1
115	340.77344	22.88672	2100	2.1

116	340.80859	24.25391	2200	2.2
117	340.53516	24.57031	2200	2.2
118	340.98828	24.35156	2200	2.2
119	340.04297	24.9375	2300	2.3
120	340.02344	25.19141	2300	2.3
121	340.32031	25.12109	2300	2.3
122	341.17188	24.46484	2300	2.3
123	341.71875	24.25781	2400	2.4
124	341.82812	24.28516	2400	2.4
125	341.60156	24.14453	2400	2.4
126	341.21875	23.43359	2400	2.4
127	341.89062	23.74219	2400	2.4
128	341.55469	23.22266	2400	2.4
129	341.94141	23.25	2500	2.5
130	341.12891	22.95703	2500	2.5
131	341.09766	22.91016	2500	2.5
132	341.39844	22.35156	2500	2.5
133	341.40625	22.00781	2500	2.5
134	341.75	21.89844	2600	2.6
135	341.97266	21.28125	2600	2.6
136	341.76562	20.33594	2600	2.6
137	341.74609	19.39453	2600	2.6
138	341.42578	19.15625	2700	2.7
139	341.37891	18.72656	2700	2.7
140	341.50391	18.85937	2700	2.7
141	341.98438	18.91016	2700	2.7
142	341.44531	18.24219	2700	2.7
143	341.46484	18.15234	2800	2.8
144	341.29687	17.94141	2800	2.8
145	341.05469	18.20703	2800	2.8
146	341.44141	17.16797	2800	2.8
147	341.375	17.25781	2800	2.8
148	341.19141	17.58594	3000	3
149	341.54297	17.37109	3000	3
150	342.87109	17.24609	3000	3
151	342.375	17.05859	3000	3
152	342.39062	17.35547	3000	3
153	342.41016	17.43359	3000	3
154	342.42969	17.46875	3000	3
155	342.20703	17.29688	3000	3
156	342.23047	17.57422	3000	3

157	342.20312	17.80859	3100	3.1
158	342.82812	18.14844	3100	3.1
159	342.85156	18.32031	3100	3.1
160	342.40234	19.14062	3100	3.1
161	342.96875	18.89844	3200	3.2
162	342.73047	19.25781	3200	3.2
163	342.82422	19.49609	3200	3.2
164	342.48047	19.66797	3300	3.3
165	342.9375	20.48828	3300	3.3
166	342.88672	20.26953	3300	3.3
167	342.53516	21.26953	3400	3.4
168	342.37891	21.02734	3400	3.4
169	342.00391	22.78516	3500	3.5
170	342.40625	22.91016	3600	3.6
171	342.60547	22.17187	3600	3.6
172	343.00781	22.01172	3600	3.6
173	342.21094	23.64062	3600	3.6
174	342.35547	23.92578	3600	3.6
175	342.90625	23.83984	3700	3.7
176	343.03906	23.83984	3700	3.7
177	342.67969	23.38672	3700	3.7
178	342.03516	24.03516	3800	3.8
179	342.76172	24.50781	3900	3.9
180	343.00391	24.23047	3900	3.9
181	342.28125	24.67187	3900	3.9
182	343.58203	24.58984	4000	4
183	343.70312	24.125	4000	4
184	343.54297	24.0625	4000	4
185	343.39844	24.04297	4000	4
186	343.40234	21.30469	4100	4.1
187	343.6875	21.02344	4100	4.1
188	343.8125	20.22656	4200	4.2
189	343.73438	20.42578	4200	4.2
190	343.51953	19.67969	4200	4.2
191	343.68359	19.60938	4300	4.3
192	343.27344	19.08203	4300	4.3
193	344.64844	17.52344	4300	4.3
194	344.62891	17.375	4400	4.4
195	344.75	17.80469	4400	4.4
196	344.71875	18.23047	4500	4.5
197	344.67578	19.31641	4500	4.5

198	344.81641	19.94531	4500	4.5
199	344.55078	20.48047	4600	4.6
200	344.67188	20.91406	4800	4.8
201	344.29688	21.22656	4800	4.8
202	344.83594	21.73437	4900	4.9
203	344.84766	21.64453	4900	4.9
204	344.19141	22.08203	4900	4.9
205	344.87891	22.22656	4900	4.9
206	344.59766	22.84766	5000	5
207	344.26172	23.93359	5100	5.1
208	344.26172	23.63281	5100	5.1
209	344.16016	23.60156	5100	5.1
210	344.51562	23.94922	5200	5.2
211	344.42188	23.94922	5300	5.3
212	344.43359	23.39453	5600	5.6
213	344.22266	24.12891	5700	5.7
214	345.33203	24.52734	5700	5.7
215	345.33203	24.47656	5800	5.8
216	345.20312	22.42188	5800	5.8
217	345.76953	21.26563	5800	5.8
218	345.70703	20.42187	5900	5.9
219	345.22656	20.79687	6000	6
220	345.53906	20.55469	6000	6
221	345.46875	20.52734	6200	6.2
222	345.75391	18.01562	6300	6.3
223	345.30859	17.93359	6300	6.3
224	345.375	17.76953	6300	6.3
225	345.23828	17.48047	6400	6.4
226	345.75391	17.30859	6400	6.4
227	345.65234	18.48828	6400	6.4
228	345.85938	17.76172	6400	6.4
229	345.34766	18.09766	6400	6.4
230	346.25781	18.3125	6700	6.7
231	346.15625	17.82422	6800	6.8
232	346.83203	17.56641	6800	6.8
233	346.87109	18.12891	6900	6.9
234	346.77344	18.78906	7000	7
235	346.25	19.23437	7300	7.3
236	346.4375	19.13672	7500	7.5
237	346.49219	18.96094	7500	7.5
238	346.35547	18.72266	7800	7.8

239	346.24609	19.96484	7900	7.9
240	346.49609	19.62109	8100	8.1
241	346.67969	19.58984	8200	8.2
242	346.73828	19.125	8200	8.2
243	346.76172	19.02734	8200	8.2
244	346.61328	20.57031	8200	8.2
245	346.95703	20.4375	8500	8.5
246	347.17188	20.29297	8700	8.7
247	347.14062	20.17578	8700	8.7
248	346.71875	20.77344	8900	8.9
249	346.52734	20.73437	9100	9.1
250	346.46094	20.36719	9700	9.7
251	346.36328	21.10156	9800	9.8
252	346.71484	21.76172	9800	9.8
253	346.59766	21.9375	10000	10
254	346.38672	22.13672	10200	10.2
255	346.10938	22.13281	10900	10.9
256	346.09375	22.17578	11100	11.1
257	345.98047	22.16016	11300	11.3
258	346.30469	22.45312	12000	12
259	346.41016	22.90625	12300	12.3
260	346.34766	22.62891	12400	12.4
261	346.96875	22.62891	13200	13.2
262	346.27344	22.32422	13200	13.2
263	346.96484	23.51953	13400	13.4
264	346.19141	24.3125	13600	13.6
265	346.35156	24.64844	13800	13.8
266	346.3125	24.74609	14200	14.2
267	346.70703	24.09766	15900	15.9
268	346.59375	24.77344	16000	16
269	347.39844	24.72656	16700	16.7
270	347.18359	24.82031	17900	17.9
271	347.17578	24.98047	18000	18
272	347.16016	24.38281	18500	18.5
273	347.82031	24.04297	19000	19
274	347.18359	24.08984	20000	20
275	347.26953	23.79687	20000	20
276	347.76172	23.28906	21000	21
277	347.96875	23.24219	23000	23
278	347.75	23.49609	23000	23
279	347.30078	23.44141	23600	23.6

280	347.15234	23.44922	24000	24
281	347.5	22.51953	26000	26
282	347.53516	21.71875	26700	26.7
283	347.52734	20.99609	27000	27
284	347.29688	21.15234	27000	27
285	347.19531	21.41797	28000	28
286	347.64844	21.39062	29000	29
287	347.85156	21.19531	29000	29
288	347.23438	20.67187	30000	30
289	347.47656	20.10937	30000	30
290	347.78906	21.11719	30000	30
291	347.07812	21.27734	36000	36
292	347.94531	19.65625	40000	40
293	347.64844	19.13281	40000	40
294	347.50781	19.53125	40000	40
295	347.32031	19.88672	42000	42
296	347.04297	19.17188	50000	50
297	347.04688	19.34766	50000	50
298	347.61719	18.87109	60000	60
299	347.91406	18.79687	60000	60
300	347.30078	17.89844	60000	60
301	347.82812	17.43359	60000	60
302	347.74219	18.14844	60000	60
303	347.40234	18.23437	100000	100

La tabla muestra todos los datos de los 303 cráteres en Mawrth Vallis, en un área de 268,635.27 km². Se agruparon por rangos de diámetro.

Apéndice 3

Datos disponibles CRISM y OMEGA en Oxia Planum

Imagen CRISM	ID
1	FRT0000810D
2	FRT00004686
3	FRT00009A16
4	FRT00008438

Imágenes del instrumento CRISM en Oxia Planum. CRISM Data Products. <http://crism-map.jhuapl.edu/>

*FRT= Full-Resolution Targeted Observation

Imagen OMEGA	ID
1	ORB401_3
2	ORB434_4
3	ORB456_2
4	ORB485_4
5	ORB1000_5
6	ORB1011_5
7	ORB1011_6
8	ORB1022_6
9	ORB1348_1
10	ORB2284_4
11	ORB3795_4
12	ORB4526_4
13	ORB4537_4
14	ORB4588_5
15	ORB46105

Imágenes del instrumento OMEGA de la ESA en Oxia Planum. Datos obtenidos de JMARS. http://pds-geosciences.wustl.edu/missions/mars_express/omega.htm

*ORB= Orbit_number

Apéndice 4

Datos disponibles CRISM y OMEGA en Mawrth Vallis

Imagen CRISM	ID
1	FRT00003BFB
2	FRT00004ECA
3	FRT000063C2
4	FRT00007D20
5	FRT00007E68
6	FRT0000819B
7	FRT000082FF
8	FRT0000848D
9	FRT0000863E
10	FRT00008690
11	FRT00008838
12	FRT000089F7
13	FRT00008F1A
14	FRT00009326
15	FRT000094F6
16	FRT000096DA
17	FRT000098F7
18	FRT00009BD8
19	FRT00009E35
20	FRT0000A12A
21	FRT 0000633C
22	FRT0000A2C2
23	FRT0000A600
24	FRT0000A955
25	FRT0000AA7D
26	FRT0000AB94
27	FRT0000AC83
28	FRT0000AD81
29	FRT0000B141
30	FRT0000B273
31	FRT0000B3B6
32	FRT0000B506
33	FRT0000B643
34	FRT0000B7CA
35	FRT0000B9E6
36	FRT0000BB59
37	FRT0000BCF4

38	FRT0000BE5E
39	FRT0000BF57
40	FRT0000C066
41	FRT 0000A425
42	FRT0000C467
43	FRT00008351
44	FRT0000C6AF
45	FRT0000C872
46	FRT0000CB48
47	FRT0000D4EC
48	FRT0000BCD7
49	FRT00020BF9
50	FRT0000839D
51	HRL00004962
52	HRL0000285A
53	HRL000043EC
54	HRL00006840
55	HRL00009939
56	HRL0000ADCD
57	HRL0000A308
58	HRL00009A5F
59	HRL0000648C
60	HRL00004A93
61	HRL00004962
62	HRS0000307A
63	HRS00006AC4
64	HRS0000A47A
65	HRS0001176A
66	HRS00018EB8
67	HRS0001C381
68	HRS000203B3

Imágenes del instrumento CRISM en Mawrth Vallis. CRISM Data Products. <http://crism-map.jhuapl.edu/>

FRT= Full-Resolution Targeted Observation

HRL= Half-Resolution Long Observation

HRS= Half-Resolution Short Observation

Imagen OMEGA	ID
1	ORB0353_3
2	ORB0401_3
3	ORB0401_4
4	ORB0485_4
5	ORB0529_4
6	ORB0551_4
7	ORB0912_5
8	ORB0923_5
9	ORB0934_5
10	ORB0945_5
11	ORB0967_5
12	ORB0978_5
13	ORB1260_2
14	ORB1498_3
15	ORB2163_5
16	ORB2185_5
17	ORB2185_6
18	ORB2196_5
19	ORB2196_6
20	ORB2229_5
21	ORB2229_6
22	ORB2240_4
23	ORB2262_4
24	ORB2284_4
25	ORB2938_5
26	ORB2960_5
27	ORB2971_5
28	ORB2982_5
29	ORB2993_5
30	ORB3004_5
31	ORB3275_2
32	ORB3286_2
33	ORB3297_2
34	ORB3297_3
35	ORB3319_2
36	ORB3319_3
37	ORB3718_3
38	ORB3718_4
38	ORB3762_4
40	ORB3795_4
41	ORB4123_4
42	ORB4134_4
43	ORB4145_4
44	ORB4167_4

45	ORB4405_4
46	ORB4427_4
47	ORB4438_4
48	ORB4438_5
49	ORB4449_4
50	ORB4449_5
51	ORB4460_4
52	ORB4460_5
53	ORB4471_4
54	ORB4471_5
55	ORB4482_6
56	ORB4526_4

Imágenes del instrumento OMEGA de la ESA en Oxia Planum. Datos obtenidos de JMARS.
http://pds-geosciences.wustl.edu/missions/mars_express/omega.htm

*ORB= Orbit_number

