Universidad Zaragoza

Departamento de Ciencias de la Tierra
Universidad Zaragoza

TRABAJO FIN DE MÁSTER

CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA DE LA REGIÓN DE *NEPENTHES MENSAE*, MARTE: EVIDENCIAS DE UN ANTIGUO MAR

JESÚS ÁNGEL GARCÍA ARNAY

DIRECTORES:

FRANCISCO GUTIÉRREZ SANTOLALLA

MIGUEL ÁNGEL DE PABLO HERNÁNDEZ

MÁSTER EN GEOLOGÍA: TÉCNICAS Y APLICACIONES

SEPTIEMBRE - 2016

«*El cosmos es todo lo que es, todo lo que fue y todo lo que alguna vez será. Nuestras más ligeras contemplaciones del cosmos nos hacen estremecer: sentimos cómo una suerte de cosquilleo nos llena los nervios, una voz muda, una ligera sensación... como si de un recuerdo lejano se tratase o como si cayéramos desde una gran altura. Sabemos que nos aproximamos al más grande de los misterios*».

Carl Sagan (1934-1996)

AGRADECIMIENTOS

Me gustaría dar las gracias, en primer lugar, a mis directores, Francho y Miguel Ángel. A Francho por sus consejos y por haber asumido el reto de codirigir este Trabajo sobre el apasionante, pero todavía desconocido, mundo de la Geología Planetaria. Y a Miguel Ángel por depositar, una vez más, su confianza en mí, por su apoyo y sus buenos consejos. Agradecerles también a mis amigos, Nahum y Juanjo, por estar siempre dispuestos a ayudarme siempre que lo necesitaba, por sus ánimos y buenos deseos.

ÍNDICE

Página

Resumen / *Abstract* 1

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

1.1. Marte, el planeta rojo 2
1.1.1. Topografía global 3
1.1.2. Cronoestratigrafía de Marte 4
1.2. Marte y el agua: evolución hídrica y climática 4
1.2.1. Marte Noéico 5
1.2.2. Marte Hespérico 8
1.2.3. Marte Amazónico 9
1.2.4. El clima actual 9
1.3. *Nepenthes Mensae* 10
1.4. Objetivos 12

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Secuencia de trabajo 13
2.2. Datos y fuentes de datos 14
2.3. Métodos 16
2.3.1. Integración de datos en un SIG 16
2.3.2. Métodos cartográficos 17
2.3.3. Datación de unidades geomorfológicas 17
2.3.4. Reconstrucción del paleomar 18

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Cartografía geomorfológica 19
3.1.1. Dicotomía 21
3.1.2. Tierras Altas 21
3.1.3. Tierras Bajas 22
3.1.4. Terrenos caóticos 22
3.1.5. Canales, valles, deltas y paleolagos 22
3.1.6. Cuencas marinas y líneas de costa 24
3.1.7. Macizos 25
3.1.8. Cráteres de impacto y eyecta 26
3.1.9. Lineamientos morfoestructurales 26
3.2. Edad de las unidades geomorfológicas 28
3.3. Reconstrucción del paleomar 31
3.3.1. Morfologías litorales 31
3.3.2. Paleonivel del mar 35
3.3.3. Análogo terrestre 40

4. CONCLUSIONES 44

5. BIBLIOGRAFÍA 44

APÉNDICE 50

Cartografía geomorfológica de la región de *Nepenthes Mensae*, Marte: evidencias de un antiguo mar

Jesús Ángel García Arnay

angel.garcia.arnay@gmail.com

Resumen: Se ha elaborado una cartografía geomorfológica de la región ecuatorial de *Nepenthes Mensae*, Marte, a una escala de 1:1.500.000, empleando modelos de elevaciones e imágenes de satélite de alta resolución en un Sistema de Información Geográfica (SIG). El análisis geomorfológico ha permitido interpretar numerosas morfologías relictas desarrolladas en un medio litoral, tales como deltas y plataformas de abrasión costera. Dichas morfologías evidencian la existencia de un antiguo mar en la región a una cota de -1.955 ± 25 metros y una edad estimada de 3.860 ± 150 Ma. El nivel del mar descendió conforme cesaba la actividad de las cuencas fluviales.

Palabras clave: Marte, cartografía geomorfológica, mar, delta, plataforma.

Abstract: *A 1:1,500,000 scale geomorphological map of the equatorial region of Nepenthes Mensae, Mars, has been elaborated using high-resolution digital elevation models and satellite images in a GIS environment. The analysis of the landforms and their spatial relationships allowed the identification of numerous fluvial and coastal features, such as channels, deltas and shore platforms, some reported for the first time in this region. These relict landforms reveal the existence of an ancient sea at an elevation of -1.955 ± 25 m around 3.860 ± 150 Ma ago. The sea level fell when the fluvial activity of river basins began to decrease.*

Keywords*: Mars, geomorphological mapping, sea, delta, shore platform.*

1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

1.1. Marte, el planeta rojo

Marte, el cuarto planeta del Sistema Solar por su distancia al Sol, es el más parecido a la Tierra, aunque su diámetro es la mitad que el de nuestro planeta (6.787 km). Su velocidad orbital en torno al Sol es de 24 km/s, frente a los 30 km/s de la Tierra. La diferencia de esta velocidad con respecto a la terrestre, junto con la mayor longitud de su órbita, determinan un año de 687 días, es decir, 1,9 años terrestres. Tanto el período de rotación (24,6 horas) como la oblicuidad del eje de rotación (25,2º) son muy similares a los de la Tierra (Tabla I). Esto último confiere a Marte la existencia de cuatro estaciones, tal y como sucede en la Tierra, salvo que la duración de éstas es de 172 días, en lugar de los 91 días que tienen las terrestres. Como la órbita es muy elíptica, existe una importante diferencia en la distancia entre el perihelio (punto de la órbita más cercano al Sol) y el afelio (punto de la órbita más distante al Sol). Esto tiene una influencia significativa en las temperaturas de ambos hemisferios a lo largo de las estaciones.

	Datos orbitales			**Propiedades físicas**						
	Distancia media al Sol (UA)	Período orbital (días)	Inclinación (º)	Excentricidad (º)	Oblicuidad (º)	Período de rotación (días)	Diámetro medio (km)	Masa (Tierra = 1)	Densidad media (g/cm^3)	Gravedad ecuatorial (m/s^2)
Tierra	1,00	365,2	0	0,02	23	1	12.756	1	5,5	9,8
Marte	1,52	687	1,85	0,09	25	1,02	6.787	0,1	3,9	3,7

TABLA I: Comparativa de los datos orbitales y las propiedades física entre Marte y la Tierra (Anguita y Castilla, 2010).

Marte posee dos pequeños satélites naturales, Fobos y Deimos. La oblicuidad de su eje de rotación varía de forma caótica debido a las fuerzas de marea que ejercen sobre Marte el Sol y otros planetas, y la ausencia de una gran luna que contrarreste estas fuerzas. Este enorme rango de variabilidad ha tenido, y tiene, un efecto decisivo sobre el clima marciano (Ward, 1973), de forma análoga a lo que sucede con las variaciones del clima terrestre debidas, en parte, al ciclo de oblicuidad del eje de la Tierra con una duración de 41.000 años.

1.1.1. *Topografía global*

La superficie de Marte puede dividirse en dos regiones: las Tierras Altas, topográficamente más elevadas, densamente craterizadas y más antiguas, que ocupan 2/3 del planeta en el hemisferio Sur, donde se localizan los antiguos sistemas fluviales; y las Tierras Bajas, topográficamente deprimidas y claramente menos craterizadas que dominan el hemisferio Norte (Fig. 1). Ambas regiones están separadas por la denominada "dicotomía marciana" o "límite 1/3-2/3", definido por un gran escarpe de 1-4 km de desnivel.

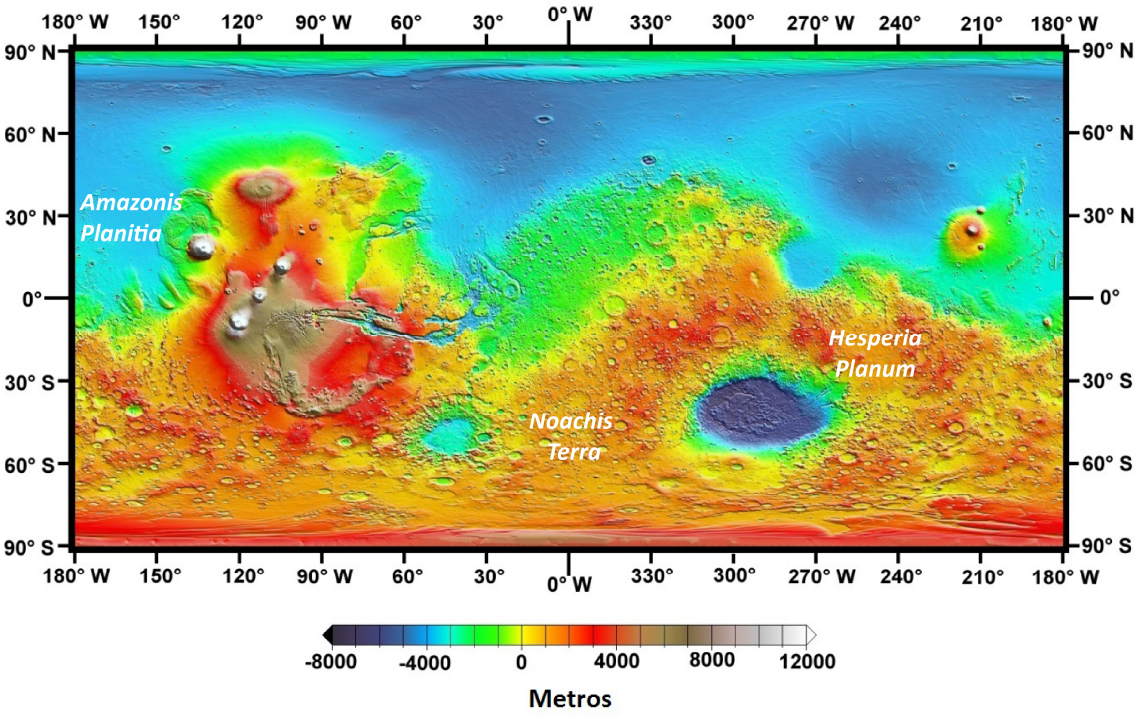


FIGURA 1: Topografía global de Marte obtenida con el altímetro láser MOLA a bordo de la misión Mars Global Surveyor (NASA). Los terrenos coloreados en rojo, naranja y amarillo, densamente craterizados, corresponden a las Tierras Altas, en el hemisferio sur, mientras que los terrenos coloreados en verde y azul representan las Tierras Bajas, escasamente craterizadas, en el hemisferio norte. Se indica la situación de las localidades-tipo que definen los tres períodos de la Escala Cronoestratigráfica de Marte.

La interpretación de este límite no está clara, aunque la hipótesis más ampliamente aceptada en la actualidad es la de Wilhelms y Squyres (1984), que consideran que podría

tratarse de los márgenes de una gran cuenca de impacto (la cuenca *Borealis*) formada hace unos 4.000 Ma. Recientemente, otros autores como Marinova *et al*. (2008) y Andrews-Hanna *et al*. (2008) han aportado nuevas evidencias que apuntan a que se trata de una gran cuenca de impacto. Autores como Baker (1990) primero, y Carr y Head (2003) más recientemente, sostienen que esta antigua cuenca de impacto pudo haber albergado un océano durante la etapa húmeda del planeta, el llamado *Oceanus Borealis*, el cual tendría sus costas en la propia dicotomía durante el período de máxima extensión (Parker *et al*., 1989; Head *et al*., 1999; Fairén *et al*., 2003).

1.1.2. *Cronoestratigrafía de Marte*

Al igual que la Tierra, Marte posee una cronología estratigráfica definida por edades relativas. Los geólogos planetarios aplicaron el análisis de texturas superficiales en fotografías orbitales para inferir tipos básicos de rocas. Posteriormente, clasificaron esas capas de sedimentos y rocas con referencia a una escala temporal. Si para la Tierra esa escala temporal viene determinada en gran medida por el contenido fósil presente en las rocas sedimentarias, en Marte se ha utilizado la densidad de cráteres de impacto. Esta técnica se fundamenta en que cuanto mayor es la densidad de cráteres, más antigua es la superficie.

Primero Scott y Carr (1978), y posteriormente Tanaka (1986), establecieron y perfeccionaron una Escala Cronoestratigráfica de Marte divida en tres grandes períodos: Noéico (4.500 a 3.700 Ma), Hespérico (3.700 a 3.000 Ma) y Amazónico (últimos 3.000 Ma). Las localidades-tipo (Fig. 1) son, respectivamente, *Noachis Terra*, una zona montañosa densamente craterizada al oeste de la cuenca de impacto *Hellas*, en el hemisferio sur; *Hesperia Planum*, una superficie parcialmente renovada por lavas en el hemisferio oriental; y *Amazonis Planitia*, las jóvenes llanuras cubiertas de lava y sin apenas cráteres situadas al oeste de *Olympus Mons*, en el hemisferio norte.

1.2. Marte y el agua: evolución hídrica y climática

Descifrar la historia hídrica de Marte y su relación con los cambios climáticos pasados

ha sido, y sigue siendo, uno de los objetivos de la mayor parte de las misiones robóticas de exploración enviadas en las últimas décadas. Establecer la evolución del clima de Marte a lo largo de sus tres períodos geológicos y comprender el papel determinante que ha tenido el agua son tareas complejas que requieren de la participación de numerosas disciplinas, entre las que se encuentra la Geología.

Carr y Head (2010) realizaron una revisión de la historia geológica de Marte, adaptada en este trabajo para describir de manera sucinta su evolución climática. Así mismo, se describen los principales hitos geológicos y físicos que caracterizaron cada período y que tuvieron un impacto significativo en el clima.

1.2.1. *Marte Noéico*

El período Noéico, que abarca desde el origen de Marte hasta hace unos 3.700 Ma, se caracterizó por una elevada tasa de craterización, intensa erosión y gran actividad volcánica, responsable de la formación de los domos volcánicos de *Tharsis* y *Elysium*. Las condiciones ambientales existentes favorecieron la generación de productos de meteorización como filosilicatos. Los edificios volcánicos marcianos se construyeron a lo largo de períodos de unos 1.000 Ma, con volúmenes emitidos del orden de 10^8 km^3 y grandes flujos de coladas volcánicas (Wilson *et al*., 2001). La consecuencia inmediata de erupciones de tales magnitudes es la emisión a la atmósfera de enormes volúmenes de gases de efecto invernadero que provocaron variaciones climáticas notables. Es precisamente durante el Noéico cuando se tienen indicios de un clima relativamente cálido, propiciado por una atmósfera densa, quizás de 1.500 mbar (la atmósfera terrestre a nivel del mar tiene 1024 mbar), que posibilitaría el flujo de agua líquida estable en la superficie y la existencia de un ciclo hidrológico vertical (análogo al terrestre) (Head, 2012). Las evidencias más representativas de este paleoclima son:

1. Los canales: en especial las redes de valles formados por escorrentía superficial (Fig. 2).

2. Los depósitos identificados como deltas en el fondo de cuencas locales como los cráteres de impacto, así como en las desembocaduras de los sistemas fluviales (Fig. 3).
3. El desmantelamiento de muchos de los cráteres debido a la erosión. De hecho, durante el Noéico tardío las Tierras Altas experimentaron una erosión muy intensa (McFadden *et al*., 2007).
4. Los datos isotópicos, que indican la presencia de muchos compuestos volátiles en las rocas de la superficie de Marte, denotarían la existencia de una atmósfera más densa.
5. Las huellas geomorfológicas del hipotético *Oceanus Borealis* como paleolíneas de costa (ej. Fairén *et al*., 2003) o evidencias atribuidas a megatsunamis (ej. Rodriguez *et al*., 2016).

El otro aspecto importante de este período es la geodinámica. Si bien no se han hallado pruebas de una tectónica de placas global, sí se han observado zonas concretas aparentemente afectadas por deformaciones tectónicas. Una de estas zonas son las montañas de *Thaumasia*, una cadena de relieves con 4.000 m de altura y 4.000 km de longitud, situadas al sur de *Valles Marineris*. *Thaumasia* posee estructuras tectónicas equivalentes a las de los orógenos terrestres y una gravimetría semejante (Anguita *et al*., 2006).

Otro de los grandes hitos de este período es la detección de un magnetismo remanente registrado en las rocas marcianas más antiguas (Tierras Altas), que no se observa en las Tierras Bajas ni en las cuencas de impacto formadas con posterioridad a los 4.000 Ma (Acuña *et al*., 1999).

Este paleomagnetismo permite inferir la posible existencia de un campo magnético en Marte, que actuaría de escudo contra las partículas del viento solar, lo que evitaría la pérdida de gases atmosféricos, permitiendo que la presión atmosférica fuera lo bastante elevada como para que el agua líquida fuera estable en la superficie. Además, la existencia de un campo magnético es uno de los múltiples factores que establecen los astrobiólogos para que un planeta pueda sustentar vida tal y como la conocemos.

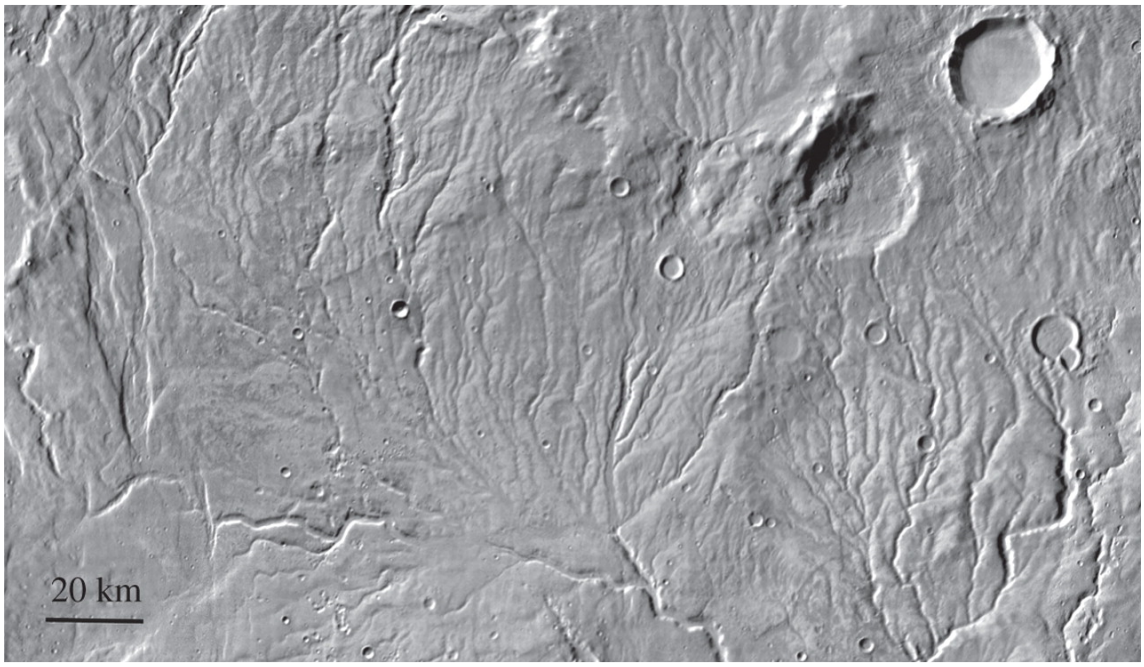


FIGURA 2: Imagen de Warrego Vallis, un sistema fluvial con una elevada densidad de drenaje que apoya la hipótesis de la existencia en el pasado de precipitaciones de agua líquida y escorrentía superficial (Modificado de Carr, 2012).

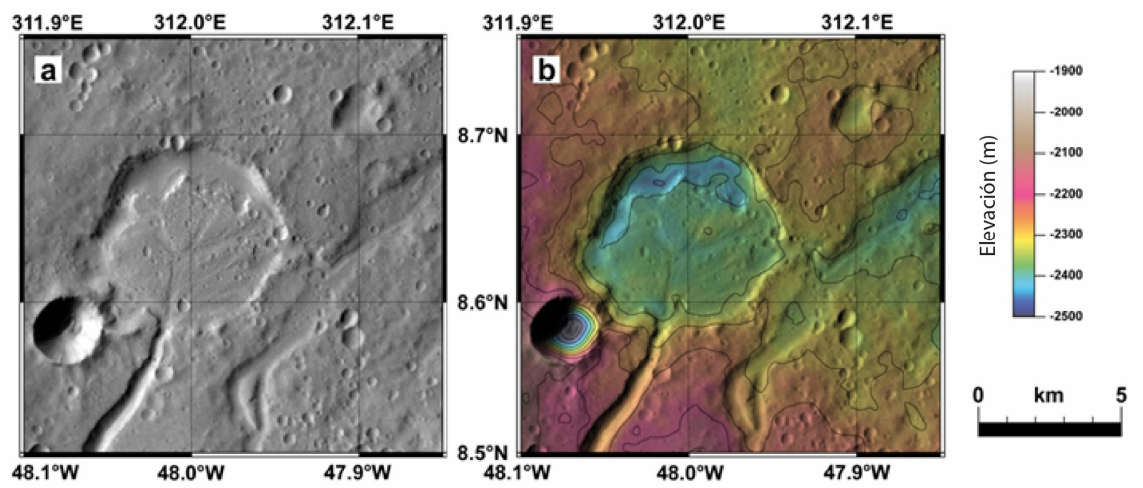


FIGURA 3: Delta Nanedi formado hace 3,8–4 Ga en el interior de un cráter de impacto. a) Imagen HRSC obtenida por la misión Mars Express (ESA); obsérvese el valle fluvial y los canales distributarios en la llanura deltaica. b) Modelo digital de elevaciones (Modificado de Hauber et al., 2009).

1.2.2. *Marte Hespérico*

El período intermedio de la historia de Marte, que se prolongó durante 700 Ma, constituye un período de transición hacia las condiciones climáticas actuales. La hidrología cambió radicalmente: las redes de valles fluviales fueron reemplazadas por enormes canales de desbordamiento, entre ellos *Kasei* y *Ares Vallis*, con estimaciones indirectas de caudales entre 10 y 100 veces superiores a los mayores caudales registrados en la Tierra (Fairén y Sánchez Justel, 2007). Si bien este tipo de canales son característicos de este período, el más reciente encontrado, *Marte Vallis*, data de hace sólo entre 2 y 40 Ma (Burr *et al*., 2002). Este hallazgo parece confirmar la existencia de grandes cantidades de agua congelada en el subsuelo marciano en tiempos recientes a escala geológica.

En el Noéico no se formaron canales de desbordamiento. Una posible explicación sería que durante ese período el agua subterránea estaba en estado líquido, permitiendo un ciclo hidrológico normal, pero como resultado del enfriamiento de Marte durante el Hespérico, los acuíferos más superficiales se congelaron y la única posible salida al exterior del agua almacenada en los acuíferos profundos pudo ser a través de explosiones freáticas provocadas por magmatismo, sobrepresión o roturas tectónicas como evidencian los denominados terrenos caóticos (Carr y Head, 2010). Los flujos así generados explicarían los sedimentos más recientes depositados en las llanuras del norte, contemporáneos de las huellas de glaciares encontradas en algunas antiguas cuencas de impacto y en las llanuras del polo sur. Durante este período, la atmósfera se vuelve cada vez más residual y las temperaturas comienzan a descender.

Por su parte, el interior de Marte continúa registrando una importante actividad: siguen creciendo los edificios volcánicos de las regiones de *Tharsis* y *Elysium*. Así mismo, esta intensa actividad geodinámica resultó en la creación del rasgo geomorfológico más patente de la superficie marciana: el cañón *Valles Marineris*. Se trata de un conjunto de fallas que han generado una depresión tectónica, análoga a la de los valles de rift de África Oriental, que alcanza los 11 km de profundidad y 4.000 km de longitud (Anguita *et al*., 2001; Webb y Head, 2002).

1.2.3. *Marte Amazónico*

La era más reciente en la que se ha divido la historia geológica del planeta se ha caracterizado por una actividad geológica menos intensa y un menor número de impactos meteoríticos. Es la época en la que se configuró el Marte actual. Hay consenso en que el planeta conserva aún la suficiente energía interna como para generar erupciones volcánicas puntuales (Márquez *et al*., 2004). De hecho, las regiones volcánicas de *Tharsis* y *Elysium* muestran evidencias de erupciones producidas hace tan sólo 2 Ma (Neukum *et al*., 2004). En general, el clima ha sido frío y seco, y sólo puntualmente se han producido liberaciones de agua líquida en superficie, aunque muy significativas, como demuestran los recientes canales de desbordamiento de *Marte Vallis*, mencionados en el epígrafe anterior. El ciclo hidrológico está estratificado horizontalmente, es decir las aguas subterráneas están aisladas en el subsuelo marciano por una espesa capa de suelo congelado, la criosfera.

Respecto a los períodos pretéritos, el actual muestra evidencias superficiales de los efectos producidos por la acción de agentes erosivos tales como el viento y, en especial, el hielo en latitudes altas. De hecho, los glaciares han avanzado y retrocedido al ritmo de las variaciones de la oblicuidad del planeta, como vienen haciendo desde el Noéico hasta la actualidad.

1.2.4. *El clima actual*

Marte presenta, hoy en día, un clima frío y seco. Su atmósfera está formada por una delgada capa de gases constituida por un 95,3 % de dióxido de carbono, 2,7 % de nitrógeno, 1,6 % de argón, un 0,15 % de oxígeno y sólo un 0,03 % de agua. La presión atmosférica media en superficie es de sólo 6 milibares, equivalente a la que se sentiría a 40 km de altura en la Tierra, en parte debido a que su masa es un 10,7 % la masa de la Tierra y su gravedad una tercera parte de la terrestre (3,7 m/s^2). La atmósfera sólo aporta un efecto invernadero de 5°C, lo que explica las gélidas temperaturas que reinan actualmente en su superficie, cuya temperatura media es de -58°C (Anguita y Castilla, 2010).

A pesar de tener una presión atmosférica demasiado baja para mantener el agua líquida estable en superficie de forma permanente, se han encontrado recientemente pruebas de la existencia de flujos efímeros de agua líquida en canales incididos de las paredes de algunos cráteres durante el verano marciano (Fig. 4). De hecho, la NASA anunció en 2015 la confirmación de este descubrimiento. Se cree que se trata de aguas con percloratos (Ojha *et al*., 2015), unas sales que hacen descender considerablemente el punto de fusión posibilitando su estado líquido al aflorar a la superficie y la generación de barrancos (*gullies*) antes de que el agua se sublime por la baja presión atmosférica.

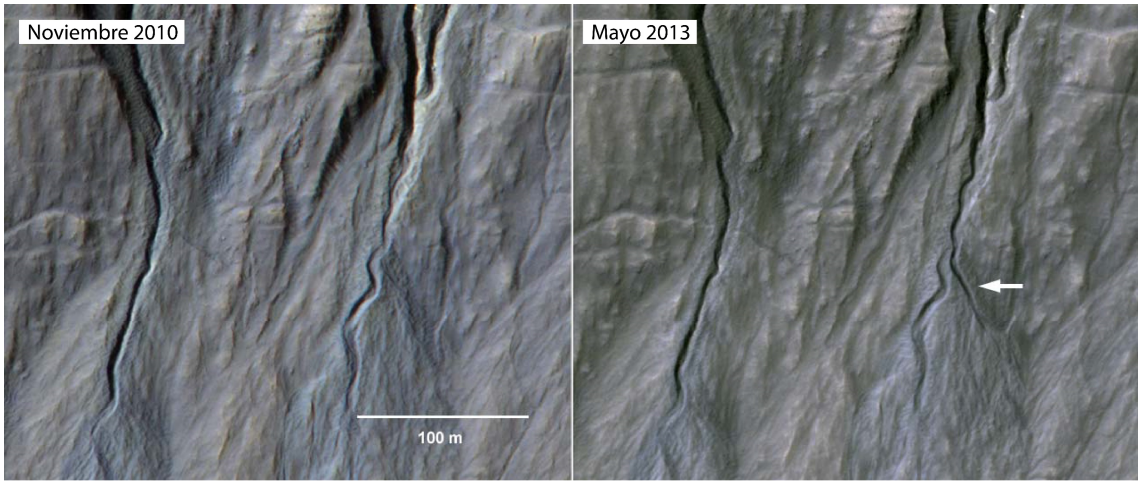


FIGURA 4: Imágenes tomadas en fechas diferentes por la misión Mars Reconnaissance Orbiter (NASA) de la pared de un mismo cráter, en las que se aprecia la formación de un nuevo canal en el ápice de un cono de derrubios por un flujo efímero de agua líquida (Modificado de NASA/JPL/Univ. of Arizona/C. Dundas).

Otro descubrimiento fundamental del Marte actual es la detección de cantidades significativas de metano, un gas inestable cuya presencia requiere la existencia de fuentes que lo renueven (Mumma *et al*., 2009). Su origen sigue siendo un misterio; podría ser de origen geológico, pero también biogénico, de ahí su gran interés.

1.3. *Nepenthes Mensae*

Nepenthes Mensae es una región situada en la zona ecuatorial de Marte, en cuyo extremo oriental se encuentra el Cráter Gale, donde opera actualmente la misión de la

NASA *Mars Science Laboratory*, más conocida como "*Curiosity*". Su elección como zona de estudio para este trabajo (Fig. 5) radica en la gran cantidad de morfologías que reflejan el papel fundamental que ha desempeñado el agua líquida en el modelado de la zona a lo largo de su historia (Valenciano *et al*., 2009). Se han encontrado numerosas cuencas fluviales con redes de drenaje de patrón dendrítico, posibles paleolagos (de Pablo y Pacifici, 2009) y depósitos interpretados como terrazas fluviales o deltas (de Pablo y Pacifici, 2006). Además, el hallazgo de morfologías propias de medios litorales parece indicar la existencia de un antiguo mar, reflejando el gran volumen de agua que albergó esta área en el pasado y los cambios de nivel que experimentó (de Pablo y Pacifici, 2008).

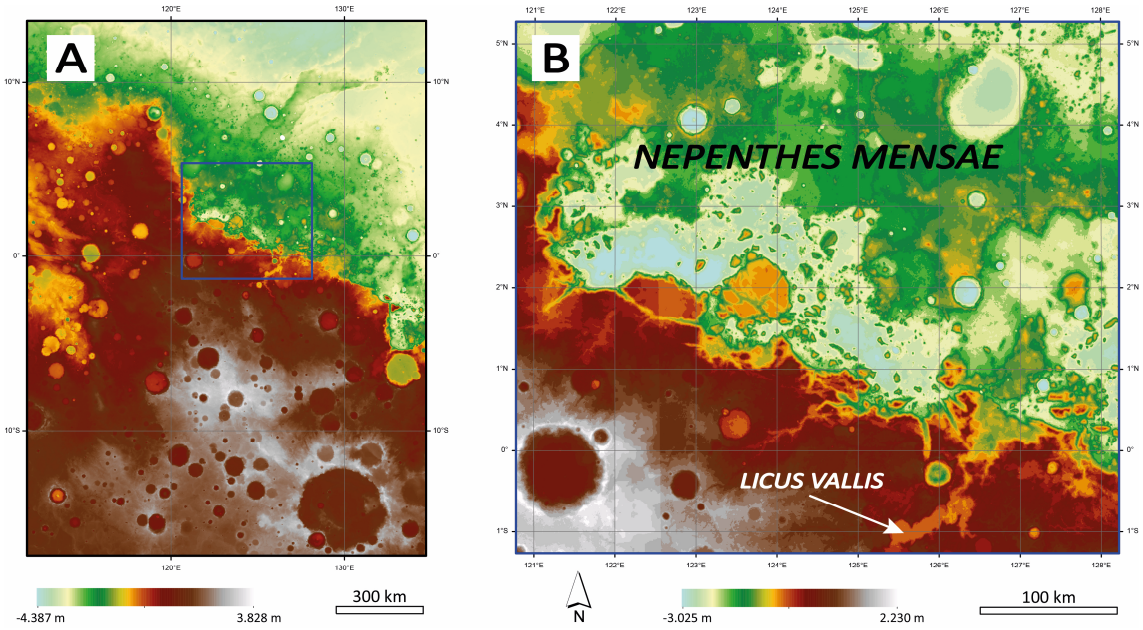


FIGURA 5: A) Mapa regional con la localización del área de estudio indicada con un recuadro azul (topografía MOLA); B) Modelo de elevaciones de la zona de estudio. Se indica la situación de Nepenthes Mensae y Licus Vallis, un cauce de origen fluvial (topografías MOLA y HRSC).

Todas estas observaciones refuerzan la hipótesis de que esta región albergó la línea de costa del antiguo océano que cubrió las Tierras Bajas del planeta (ej. Fairén *et al*., 2003). También se han observado morfologías características del modelado glaciar y periglaciar (de Pablo y Pacifici, 2007). De hecho, se han descrito evidencias de vulcanismo fisural subglacial (de Pablo y Caprarelli, 2010; Caprarelli y de Pablo, 2014), que apuntan a la existencia de un extenso casquete de hielo en esta región ecuatorial del planeta en el pasado. Por otro lado, dichos volcanes fisurales también indican que la tectónica parece

haber jugado un papel relevante en esta región, controlando, no sólo la localización de los focos de actividad volcánica, sino también la trayectoria de los cauces fluviales (Martín-González *et al*., 2007). En esta región se han encontrado diversas evidencias de existencia previa de agua, así como focos de actividad térmica y tectónica, lo que puede ser considerada como un nicho de interés astrobiológico, tal y como han planteado algunos autores (Valenciano y de Pablo, 2012).

Desde el punto de vista geológico, la zona de estudio está comprendida por dos sectores bien diferenciados: al sur, por el área de *Licus Vallis*, un valle situado al noreste del *Mare Tyrrhenum*, centrado a 3º de latitud sur y 125º de longitud este, excavado en la unidad de Tierras Altas del Noéico Medio (unidad mNh), constituida por materiales antiguos, intensamente craterizados y disectados por redes fluviales. Al norte, por el área de *Nepenthes Mensae* propiamente dicha, atribuida a la unidad de transición entre materiales del Noéico y Hespérico (unidad HNt), formada por materiales de las Tierras Bajas adyacentes a la dicotomía y con numerosos relieves aislados (Tanaka *et al*., 2014).

1.4. Objetivos

A pesar del interés que suscita esta región, los trabajos citados anteriormente, sólo abordan de forma parcial aspectos geológicos, geomorfológicos, tectónicos y climáticos. De hecho, aunque existen cartografías geológicas globales que incluyen esta región (ej., Tanaka *et al*., 2014), no se han publicado mapas detallados de esta zona, ni se han realizado dataciones de sus unidades que permitan reconstruir su evolución; tampoco se han realizado estudios geomorfológicos regionales pormenorizados que permitan contextualizar cada una de las observaciones previas para entender la geología y evolución de la zona, así como el verdadero alcance del papel del agua en la historia de esta área. Se trata por tanto de una zona que ofrece grandes oportunidades para la innovación desde un punto de vista de la geomorfología e hidrología planetaria. Por todo ello, el objetivo esencial que fundamenta el presente trabajo ha sido realizar un análisis geomorfológico de esta región, basado en la elaboración de una cartografía geomorfológica de detalle y la datación de las distintas unidades, prestando especial atención a las formas que permitan reconstruir el papel del agua en el modelado de la

región. Para alcanzar dichos objetivos se han aplicado los conocimientos en Geomorfología adquiridos en los estudios de Grado y Máster en Geología, así como las destrezas desarrolladas en el manejo de herramientas de análisis espacial en un entorno SIG.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1. Secuencia de trabajo

El procedimiento que se ha seguido para la caracterización geomorfológica del área de estudio se ha estructurado en las siguientes fases (Fig. 6):

Fase A: Descarga de datos e integración en un SIG.

1. Obtención de los datos necesarios para la caracterización y análisis del área de estudio. Este proceso se detalla en el epígrafe 2.2 (Datos y fuentes de datos).
2. Integración de los datos en un SIG mediante la creación de una base de datos georeferenciada (*geodatabase*) formada por múltiples capas de información en formato *raster* (Modelos Digitales del Terreno –MDT– e imágenes de satélite).

Fase B: Interpretación de los datos y generación de una cartografía geomorfológica.

3. Elaboración de un mapa geomorfológico en el que se representan, organizados en unidades y elementos geomorfológicos, los rasgos superficiales más relevantes interpretados a partir de las imágenes de satélite, la topografía y las pendientes del terreno.

Fase C: Datación de las principales unidades geomorfológicas.

4. Selección de las unidades de las que se quiere conocer su edad de formación.
5. Digitalización de los cráteres seleccionados de la unidad geomorfológica mediante la herramienta CraterTools (Kneissl *et al*., 2011).

6. Estimación de la edad empleando el ajuste que relaciona la cronología con las frecuencias de diámetros de los cráteres de impacto mediante la herramienta CraterStats2 (Michael y Neukum, 2010).

Fase D: Reconstrucción del nivel del agua del antiguo mar y sus límites.

7. Inventario de todas las morfologías costeras identificadas.
8. Estimación del nivel del agua a partir de cada una de las morfologías empleando perfiles topográficos y criterios geomorfológicos.
9. Tratamiento estadístico de los valores obtenidos mediante la realización de histogramas de frecuencia que permitan conocer el nivel del mar con mayor impronta geomorfológica a partir del rango altitudinal más frecuente.
10. Reconstrucción de las variaciones del nivel del mar y su extensión a partir de dicho nivel de referencia.

2.2. Datos y fuentes de datos

La información empleada para el desarrollo del presente trabajo ha consistido en datos topográficos e imágenes, que constituyen la información básica de partida para realizar cualquier trabajo sobre cartografía geológica. Para el análisis de la topografía se han utilizado los Modelos Digitales del Terreno (MDT) derivados de dos instrumentos: *High Resolution Stereo Camera* (HRSC) (Neukum *et al*., 2004), a bordo de la misión *Mars Express* (ESA), con resoluciones de 50 y 75 m/pixel en el área de estudio. La elección de estos datos se debe a que cubren prácticamente la totalidad de la zona de estudio, y con una resolución relativamente alta. La información topográfica empleada para completar la cobertura de toda la región procede del instrumento *Mars Orbiter Laser Altimeter* (MOLA) (Smith *et al*., 2001), a bordo de la misión *Mars Global Surveyor* (NASA), con una resolución de 463,1 m/pixel. Las imágenes empleadas proceden también de varios instrumentos: HRSC, de 12,5 m/pixel de resolución, así como las obtenidas por los instrumentos *Context Camera* (CTX) (Malin *et al*., 2007), a bordo de la misión *Mars Reconnaissance Orbiter* (NASA), con una resolución de 6 m/pixel.

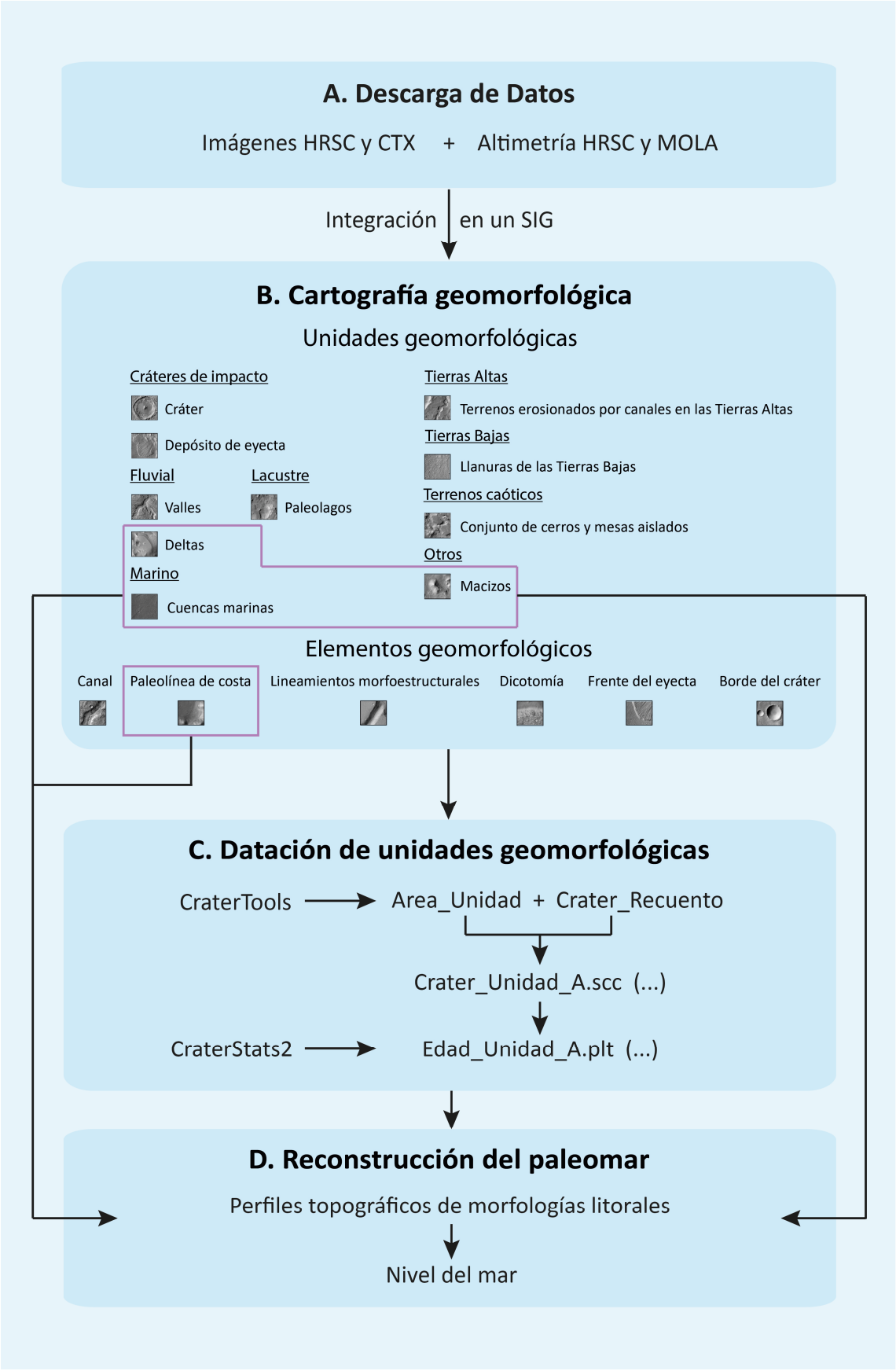


FIGURA 6: Diagrama de flujo que muestra la secuencia de trabajo.

La adquisición de los datos topográficos e imágenes de satélite se ha realizado gratuitamente siguiendo diversos procedimientos en función del instrumento. Así, los datos procedentes del instrumento HRSC se han buscado a través de un SIG en línea denominado "*HRSCview data explorer*" (disponible en *http.hrscview.fu-berlin.de*). Este servidor permite comprobar la cobertura de los datos disponibles, tanto brutos como procesados a distinto nivel de detalle. Los datos de los instrumentos MOLA y CTX se han obtenido a través del servidor "*Orbital Data Explorer*". En todos los casos, las imágenes de satélite se descargan en formato JP2000 y los MDT en formato TIF. Así mismo, todos los MDT se han descargado ya georeferenciados y procesados para su implementación en un entorno SIG.

Se ha tenido también en cuenta la Geología del área estudiada para caracterizar los terrenos. Para ello, se han descargado los mapas geológicos vectorizados de Marte actualizados al año 2014, realizados por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) a escala 1:20.000.000 (Tanaka *et al*., 2014).

2.3. Métodos

2.3.1. *Integración de datos en un SIG*

Los SIG constituyen una herramienta fundamental en el estudio de la superficie de los cuerpos planetarios, ya que permiten la integración y el análisis de un gran volumen de datos espaciales referenciados, fundamentalmente, datos topográficos e imágenes con distintos niveles de resolución. Su integración en la *geodatabase* de un entorno SIG permite realizar multitud de análisis para cartografiar y caracterizar la superficie de la región, evaluar hipótesis sobre la formación de las distintas morfologías y reconstruir la historia geológica y geomorfológica del área.

Para la adecuada integración de los datos en un SIG se ha establecido el sistema de referencia "Mars2000", que es en el que se proyectan los datos descargados. Se trata de un sistema de coordenadas geográficas para Marte que se ajusta a un elipsoide con un semieje mayor de 3.396,19 km y un semieje menor de 3.376,20 km; la latitud es

planetocéntrica y la longitud se considera positiva hacia el este, en el sentido de la rotación de Marte (Duxbury *et al*., 2002).

2.3.2. *Métodos cartográficos*

Tras un reconocimiento de los rasgos superficiales más representativos y relevantes de la región, se ha procedido a cartografiarlos para elaborar un mapa geomorfológico a escala 1:1.500.000. Para tal fin, se han generado con el SIG mapas de curvas de nivel y pendientes. La información que aportan estas dos variables, combinadas con las imágenes de satélite en alta resolución (HRSC y CTX), han ayudado a cartografiar elementos tales como los valles fluviales más notables, los cauces que circulan por el fondo de los mismos, los cráteres de impacto, el material eyectado a partir de los mismos o las plataformas costeras, entre otros elementos representativos de la superficie.

Mención especial merece la red de drenaje. Se decidió prescindir de las herramientas diseñadas para la cartografía automática de redes de drenaje, debido a que suelen generar numerosos artefactos. Por ello, se ha trazado la red de drenaje mediante digitalización directa utilizando la imagen de satélite en alta resolución y el mapa de curvas de nivel, que permiten discriminar entre interfluvios y valles, y visualizar el fondo del valle, por donde discurre el cauce. Respecto a las relaciones que existen entre la red de drenaje y los cráteres de impacto, se han establecido criterios uniformes para toda la red. Cuando un cráter que interrumpe un cauce no presenta señales de erosión hídrica, el cauce no se cartografía dentro del cráter, mientras que cuando un cráter presenta signos inequívocos de erosión y/o sedimentación de origen fluvial sí se cartografía el cauce por su interior.

2.3.3. *Datación de unidades geomorfológicas*

La caracterización de las unidades geológicas y geomorfológicas cartografiadas no sería completa sin estimar su edad de formación. El método más extendido para datar la superficie de los cuerpos planetarios es el basado en el contaje de cráteres de impacto (Hartmann, 1966), que se fundamenta en que cuanto más antigua es una superficie, mayor será su densidad de cráteres y su tamaño. Por tanto, este método determina la densidad de

cráteres en la región para derivar su edad. Los cálculos se realizan mediante dos herramientas de uso libre para ser implementadas en un entorno SIG: CraterTools (Kneissl *et al*., 2011) y CraterStats2 (Michael y Neukum, 2010). La primera permite trazar mediante digitalización directa los cráteres primarios de la unidad geomorfológica, teniendo en cuenta que deben considerarse todos los diámetros y descartar los cráteres secundarios, que son resultado de los primeros. La segunda se emplea para estimar una edad atendiendo a las frecuencias de diámetros de los cráteres de impacto, así como establecer el grado de aleatoriedad de los impactos en la superficie datada. En este análisis han de tenerse también en cuenta los procesos de rejuvenecimiento que contribuyen a modificar la superficie y obliteran los cráteres más antiguos, dando como resultado edades menores. La datación de las superficies, así como sus relaciones geométricas, es fundamental para reconstruir la historia geológica y geomorfológica de la región.

2.3.4. *Reconstrucción del paleomar*

La reconstrucción del nivel del agua del antiguo mar y el establecimiento de sus límites comienza por identificar todas las morfologías litorales del área de estudio, como son los deltas y las plataformas de abrasión. Todas ellas, en especial el hallazgo de depósitos deltaicos, tienen implicaciones paleoambientales muy importantes ya que evidencian la presencia en la región de importantes volúmenes de agua líquida estables durante un tiempo prolongado.

La estimación del nivel del agua a partir de cada una de las morfologías se realiza empleando perfiles topográficos y criterios geomorfológicos que indican de manera razonable la elevación de una lámina de agua estable en ese punto, presumiendo que no haya habido deformación posterior. Así, en el caso de los deltas, la cota escogida corresponde, aproximadamente, a la transición entre la llanura deltaica y el frente deltaico. Por seguridad, sólo se han considerado los frentes deltaicos que se observan tanto en la foto como en el perfil topográfico. Por su parte, la cota elegida para las plataformas de abrasión se corresponde con el punto más proximal de la plataforma donde comienza la ladera situada sobre la misma. En el caso de que el perfil topográfico muestre aparentemente más de una plataforma, sólo se tendrá en cuenta la cota de aquélla que sea

claramente identificable en la imagen de satélite (por lo general, la de mayor extensión) con el fin de minimizar las incertidumbres.

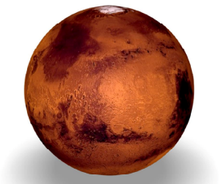
En este sentido, conviene tener en cuenta la elevada antigüedad de las morfologías analizadas, la acción de posibles procesos erosivos que hayan alterado su geometría original, la posibilidad de que se hayan producido deformaciones tectónicas verticales que hayan podido alterar la cota inicial, así como la limitación asociada a la propia resolución del MDT utilizado (50 m/pixel en la horizontal y 10 m/pixel en la vertical).

Una vez se dispone de la estimación del nivel del agua para cada morfología, se procede a su tratamiento estadístico mediante la realización de histogramas de frecuencia y de dispersión. A partir de estos gráficos se establece el rango de elevación que tiene una mayor frecuencia y que, por tanto, presenta una mayor impronta geomorfológica. Finalmente, para reconstruir la altura y extensión geográfica del paleomar en la región se estima la altitud media de la lámina de agua que indican las plataformas y los deltas por separado, con el fin de detectar si hay o no convergencia entre ambos valores medios.

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

3.1. Cartografía geomorfológica

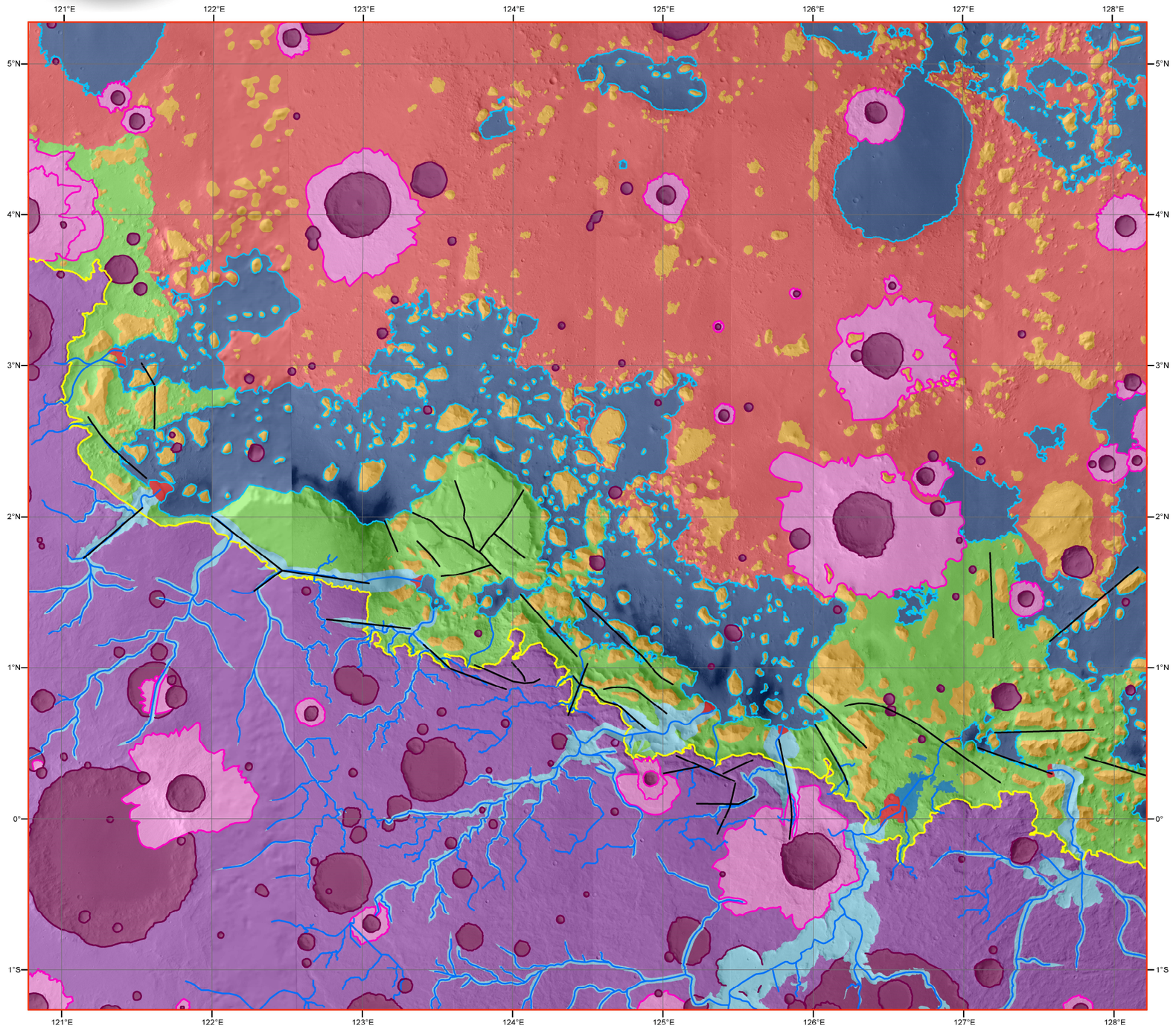
La cartografía de las diferentes morfologías superficiales es una tarea fundamental para establecer su naturaleza, características y cronología relativa, así como para reconstruir la evolución del relieve. En la Figura 7 se muestra el mapa geomorfológico de la región de estudio. En él se han representado todas las unidades y elementos geomorfológico identificados mediante la interpretación de las imágenes de satélite y las capas de información derivadas del modelo de elevaciones (topografía, pendientes). En esta memoria, se describen y analizan cada una de las unidades y elementos geomorfológicos representados en el mapa.



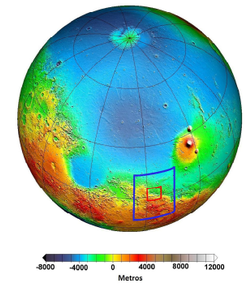
Mapa geomorfológico de la región de Nepenthes Mensae, Marte

J. Ángel García Arnay / Máster en Técnicas y Aplicaciones en Geología. Universidad de Zaragoza

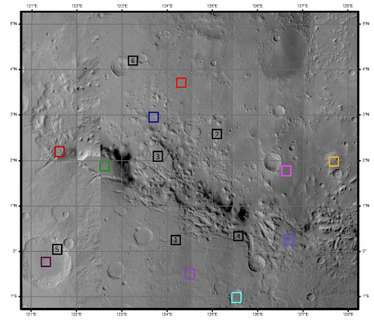
Universidad Zaragoza 1542



MAPA GLOBAL DE SITUACIÓN

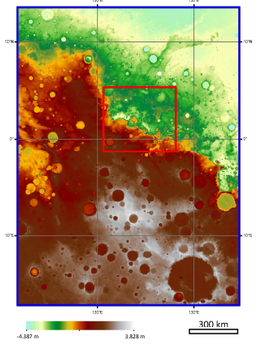


IMÁGENES DE SATÉLITE



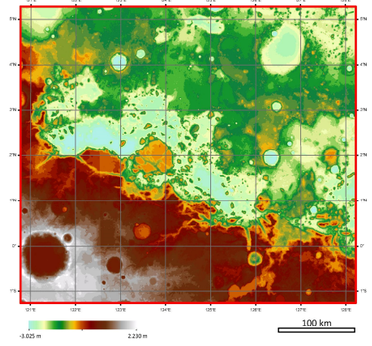
Muestras de unidades geomorfológicas (cajas coloreadas; 12 km de lado) y elementos (cajas negras numeradas; 12 km de lado). Mosaico de imágenes HRSC y MOLA.

MAPA REGIONAL DE SITUACIÓN



Área de estudio delimitada en color rojo. Datos MOLA.

TOPOGRAFÍA



Topografía del área de estudio. Datos HRSC y MOLA.

LEYENDA

Unidades geomorfológicas

Cráteres de impacto
- Cráter
- Depósito de eyecta

Fluvial
- Valles
- Deltas

Lacustre
- Paleolagos

Marino
- Cuencas marinas

Tierras Altas
- Terrenos erosionados por canales en las Tierras Altas

Tierras Bajas
- Llanuras de las Tierras Bajas

Terrenos caóticos
- Conjunto de cerros y mesas aislados

Otros
- Macizos

Elementos geomorfológicos

Canal | Paleolínea de costa | Lineamientos morfoestructurales | Dicotomía | Frente del eyecta | Borde del cráter

N

Escala: 1:1.500.000

0 20 40 60 80 100

Kilómetros

Sistema de Coordenadas: Mars 2000
Proyección: Cilíndrica equidistante
Meridiano central: 125°E

FIGURA 7: Mapa geomorfológico de la región de Nepenthes Mensae.

3.1.1. *Dicotomía*

La dicotomía, o límite 1/3-2/3, separa las Tierras Altas de las tierras deprimidas situadas al norte. En la zona de estudio se manifiesta claramente en la topografía por la existencia de un escarpe o talud de hasta 2.000 m de desnivel. Se ha cartografiado por la cresta del talud, allí donde rompe la pendiente, que en la zona oscila entre las cotas de 0 y -400 metros. La dicotomía presenta a lo largo del planeta un rango altitudinal entre 1 y 4 km de desnivel (Fig. 8).

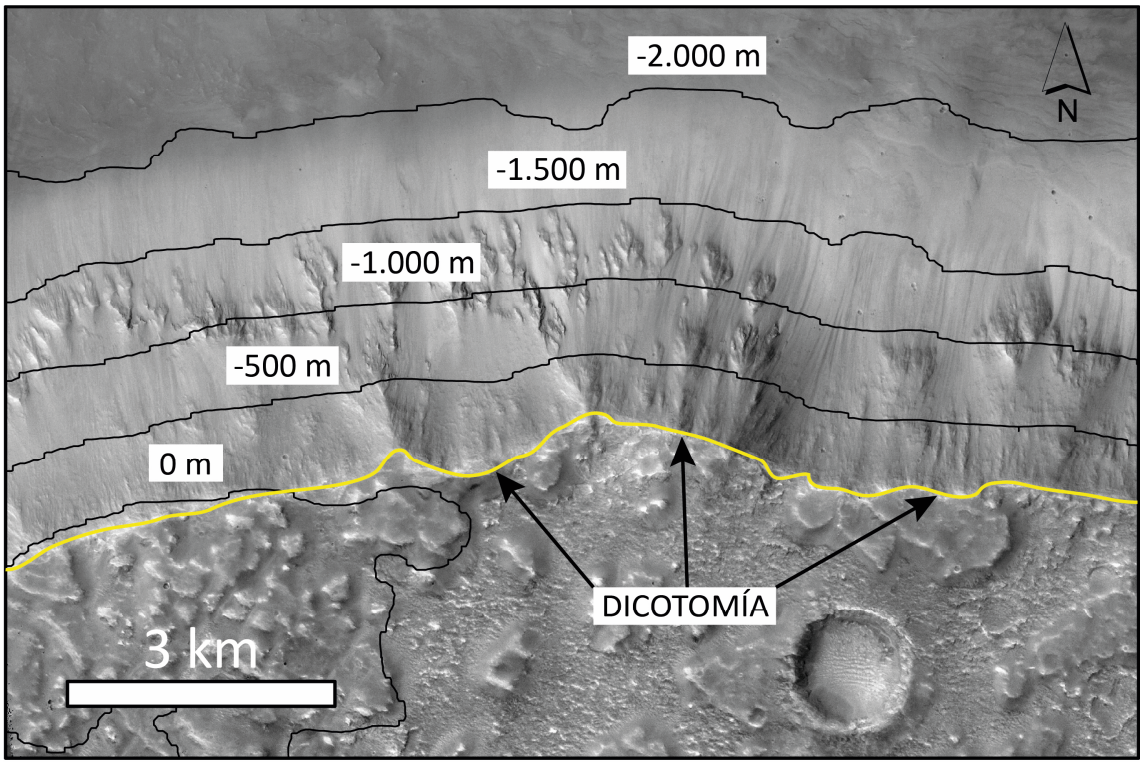


FIGURA 8: La dicotomía discurre en sentido este-oeste en la zona de estudio. Obsérvese el elevado desnivel y la acusada pendiente, así como la caraterización y morfología irregular de la superficie de las Tierras Altas, al sur de la dicotomía (imagen CTX).

3.1.2. *Tierras Altas*

Una vez se estableció el límite que marca la dicotomía, se pudieron separar las Tierras Altas, al sur de la misma, del resto de unidades situadas al norte. Las Tierras Altas están topográficamente elevadas respecto a las unidades localizadas al norte de la dicotomía, y

se encuentran densamente craterizadas por ser más antiguas. La red fluvial de la cuenca hidrográfica de *Licus Vallis* se encaja en ellas y desemboca en la dicotomía. Desde el punto de vista geológico, en la zona de estudio, están formadas por una secuencia de basaltos de plataforma, de edad Noéico Medio-Tardío (Tanaka *et al*., 1988).

3.1.3. *Tierras Bajas*

Las Tierras Bajas presentan una topografía dominada por llanuras y relieves suaves, y poseen una menor densidad de cráteres de impacto. Están constituidas por materiales indiferenciados que pueden haber sido retrabajados por procesos volcánicos, de impacto, o periglaciares, y por terrenos abombados (*knobby plains*), que han sido afectados por procesos volcánicos, eólicos o periglaciares, con una edad que abarca desde el Noéico Tardío al Hespérico Temprano según Tanaka *et al*. (1988). El hecho de que esta unidad aparezca rodeada por la unidad interpretada como cuencas marinas y que su relieve sea plano, presumiblemente por la actuación de procesos erosivos, sugiere que pudo haberse tratado de una rasa marina cuando el mar cubría grandes zonas de esta región, aunque podría corresponder también a una extensa superficie de erosión desarrollada durante un largo periodo de tiempo en el que el nivel de base permaneció esencialmente estable.

3.1.4. *Terrenos caóticos*

Esta unidad se encuentra en la transición entre las Tierras Altas y las Tierras Bajas, adyacente a la dicotomía. Se caracteriza por presentar un relieve erosivo controlado por numerosos lineamientos morfoestructurales. Los terrenos que han resistido la erosión forman los cerros y mesas observados. Los terrenos caóticos están presentes en numerosas zonas del planeta, si bien las causas que explican su formación no están claras. Se piensa que su origen podría deberse a la liberación de grandes volúmenes de agua subterránea (Nummedal y Prior, 1981).

3.1.5. *Canales, valles, deltas y paleolagos*

Las Tierras Altas aparecen surcadas por redes de canales de tipo dendrítico (Fig. 9) formadas muy probablemente por la incisión fluvial relacionada con precipitaciones de

agua líquida, si bien no se descartan procesos de flujo subsuperficial dado que algunas cabeceras de ciertos valles presentan morfologías curvas (Goldspiel y Squyres, 2000). La existencia de estas cuencas fluviales evidencia la importancia que ha tenido el agua en el modelado de esta unidad y explica la procedencia de los sedimentos que dieron lugar a los depósitos deltaicos presentes en la mayoría de las desembocaduras de los antiguos ríos, los cuales representan sus antiguos niveles de base. En líneas generales, los argumentos que conducen a pensar que esos depósitos fueron acumulados en sistemas deltaicos son:

- Su emplazamiento en la desembocadura de cuencas fluviales formadas por valles;
- Su pendiente deposicional es baja, inferior a 1º, formando una llanura aproximadamente plana atravesada por canales distributarios (no observables en la actualidad en todos los deltas de la zona de estudio);
- La presencia de un frente o escalón convexo en la zona distal del sistema sedimentario, es decir un frente deltaico.
- Morfología de cuña sedimentaria.

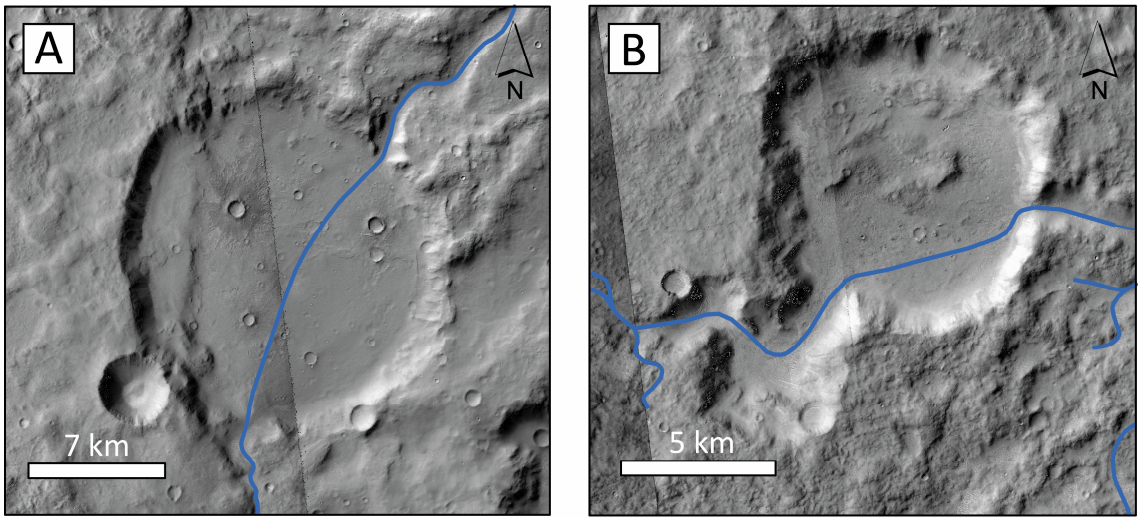


FIGURA 9: Trazado de la red de drenaje mediante la aplicación de criterios geomorfológicos. A) y B) presentan unos cráteres con signos inequívocos de erosión y sedimentación fluvial, que funcionaron, probablemente, como cuencas locales. Las paredes de los cráteres presentan dos zonas que han sido totalmente erosionadas por el flujo acuoso (water gaps, en inglés). Asimismo, el fondo del cráter está relleno de abundantes sedimentos (Imágenes CTX).

Por el contrario, los abanicos aluviales se desarrollan en el piedemonte de zonas montañosas o en la desembocadura de canales tributarios, allí donde los flujos dejan de estar confinados. Están formados por sedimentos procedentes de un área fuente cercana, por tanto, la cabecera de la cuenca fluvial está próxima al abanico. Su pendiente deposicional suele ser relativamente alta y carecen de un frente o escalón en su parte distal (Nichols, 2009), aunque los fan-deltas presentan características intermedias entre los deltas y los abanicos aluviales.

Se han identificado ocho cuerpos deltaicos en los bordes de lo que se piensa fue el antiguo mar. De estos ocho, tan sólo uno aparece citado en la base de datos de depósitos deltaicos marcianos (di Achille y Hynek, 2010), identificado en el presente trabajo como D2 (Fig. 10A). Por tanto, no constan referencias previas sobre los demás deltas observados. Todos ellos se localizan en la desembocadura de los valles fluviales que drenaban las aguas procedentes de las Tierras Altas. Se han identificado como deltas de tipo Gilbert, ya que presentan una forma de cuña o prisma con un patente frente deltaico fuertemente inclinado. La topografía del margen de la cuenca es un parámetro determinante en la formación de este tipo de deltas. En el epígrafe 3.3 (Reconstrucción del paleomar) se detallan todos los deltas identificados.

En la desembocadura de *Licus Vallis* se encuentra el delta que presenta la cota más elevada, identificado como D6. La topografía de la zona de la desembocadura muestra una depresión cerrada, interpretada como un posible paleolago, que probablemente actuó como un nivel de base local de la cuenca fluvial, y controló la formación de este depósito deltaico (Fig. 10B). Por debajo de la cota a la que están estos antiguos lagos hay signos evidentes de incisión fluvial, no así en el delta, lo que refuerza la hipótesis de que se trataba de un nivel de base local por encima del nivel del mar.

3.1.6. *Cuencas marinas y líneas de costa*

El hallazgo de cuerpos deltaicos en la desembocadura de las cuencas fluviales y plataformas de abrasión costera apoyan la existencia en la región de varias cuencas marinas. La textura del terreno que forma el fondo de las cuencas es claramente diferente

del resto de las unidades, siendo con diferencia la más prístina y con una menor densidad de cráteres de impacto, que podrían haber sido obliterados por la sedimentación marina. Las numerosas morfologías litorales cartografiadas han permitido reconstruir uno de los posibles niveles del antiguo mar y su extensión, y compararlo con las cotas propuestas para el *Oceanus Borealis,* con el que posiblemente estuvo conectado en algún momento.

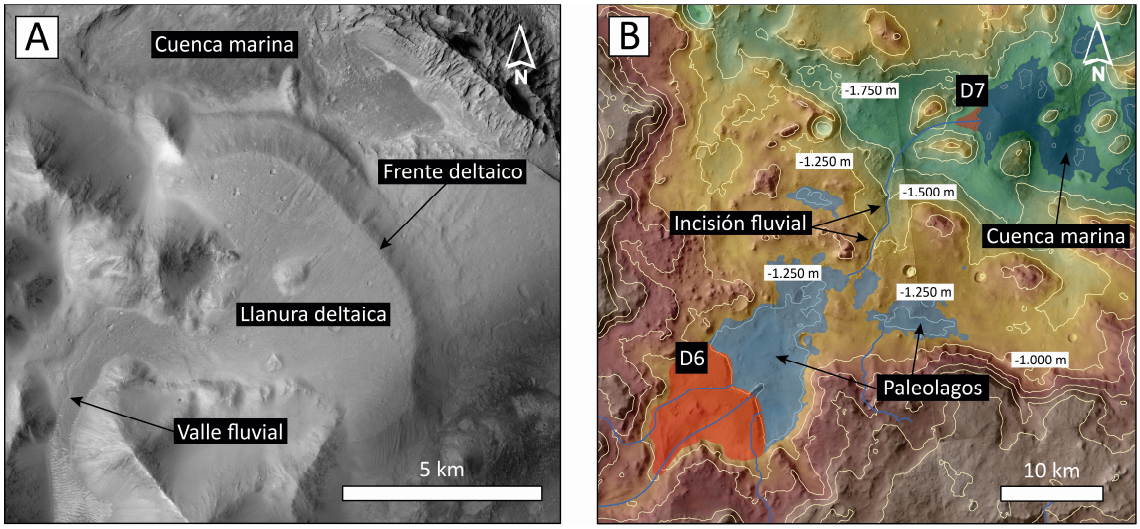


FIGURA 10: A) Delta de tipo Gilbert identificado como D2, el único de la zona de estudio que aparece referenciado en la bibliografía de deltas marcianos; B) Paleolagos en la desembocadura de la cuenca fluvial de Licus Vallis. Obsérvese cómo las curvas de nivel muestran las depresiones cerradas interpretados como paleolagos, así como la incisión fluvial aguas abajo. Los deltas D6 y D7 se sitúan, respectivamente, en el nivel del lago y en el del mar (Topografía HRSC e imágenes CTX).

3.1.7. Macizos

Las unidades emplazadas al norte de la dicotomía, en especial los terrenos caóticos y las cuencas marinas, están "salpicadas" por un elevado número de macizos aislados o "*massifs*". Este es otro de los rasgos morfológicos más característicos de Marte. Sus orígenes pueden ser muy diversos y su presencia resulta particularmente importante en este estudio debido a que muchos de ellos presentan evidencias de modelado litoral, como son las plataformas de abrasión. En el epígrafe 3.3 (Reconstrucción del paleomar) se detallan todas las plataformas identificadas.

3.1.8. *Cráteres de impacto y eyecta*

Los cráteres de impacto son el resultado de la colisión, contra la superficie del planeta, de cuerpos tales como asteroides, cometas y otros cuerpos menores. Se han cartografiado un total de 158 cráteres, 73 al norte de la dicotomía y 85 al sur de la misma, en las Tierras Altas, con un diámetro igual o superior a 2 km. Los de menor tamaño no se han cartografiado por ser apenas perceptibles a esa escala del mapa geomorfológico (1:1.500.000). No obstante, cabe recordar que, para poder datar las unidades geomorfológicas mediante el método del contaje de cráteres, se tuvieron en cuenta los cráteres primarios de todos los diámetros para que el cálculo fuera representativo.

Obsérvese que, aunque los terrenos situados al norte de la dicotomía ocupan en la región de estudio una superficie mayor que los emplazados al sur, su número de cráteres sigue siendo menor al contabilizado en las Tierras Altas. El cráter de mayor diámetro, de aproximadamente 70 km, se encuentra al oeste de la cuenca hidrográfica de *Licus Vallis*. Está erosionado, presenta cráteres más jóvenes en su interior, así como un excelente ejemplo del material eyectado desde un cráter cercano (Fig. 11D).

Numerosos cráteres, tanto en las regiones elevadas como en las situadas al norte, presentan material eyectado como consecuencia del impacto (Fig. 11). En particular, se trata de los denominados cráteres amurallados o "*rampart crater*", por su nombre en inglés, un tipo específico de cráteres marcianos rodeados por depósitos eyectados y formados por barro fluidificado que presenta líneas de flujo en direcciones radiales y márgenes exteriores lobulados (Carr *et al*., 1977). Se han interpretado como una evidencia de grandes depósitos de agua subterránea, que afloró a la superficie mezclada con material triturado como consecuencia del impacto. Representan, por tanto, una prueba más de la presencia de agua en la región, en este caso en forma de notables reservas de agua subterránea en el momento en el que se formaron estos cráteres.

3.1.9. *Lineamientos morfoestructurales*

Estudios previos han indicado la posible existencia de estructuras lineales en la zona.

Algunas evidencias apuntan a la tectónica como el proceso generador de estas estructuras (Martín-González *et al*., 2007). En la zona de estudio se localizan principalmente en la unidad de terrenos caóticos. Se han identificado de manera muy sucinta las direcciones preferentes de los lineamientos morfoestructurales en superficie. A la vista del análisis, se podrían establecer dos direcciones preferentes: NO–SE y NE–SO, formando por tanto un sistema conjugado con un ángulo de aproximadamente 90º. Así mismo, se ha observado cómo numerosos lineamientos parecen haber condicionado el trazado de la red de drenaje de las cuencas fluviales.

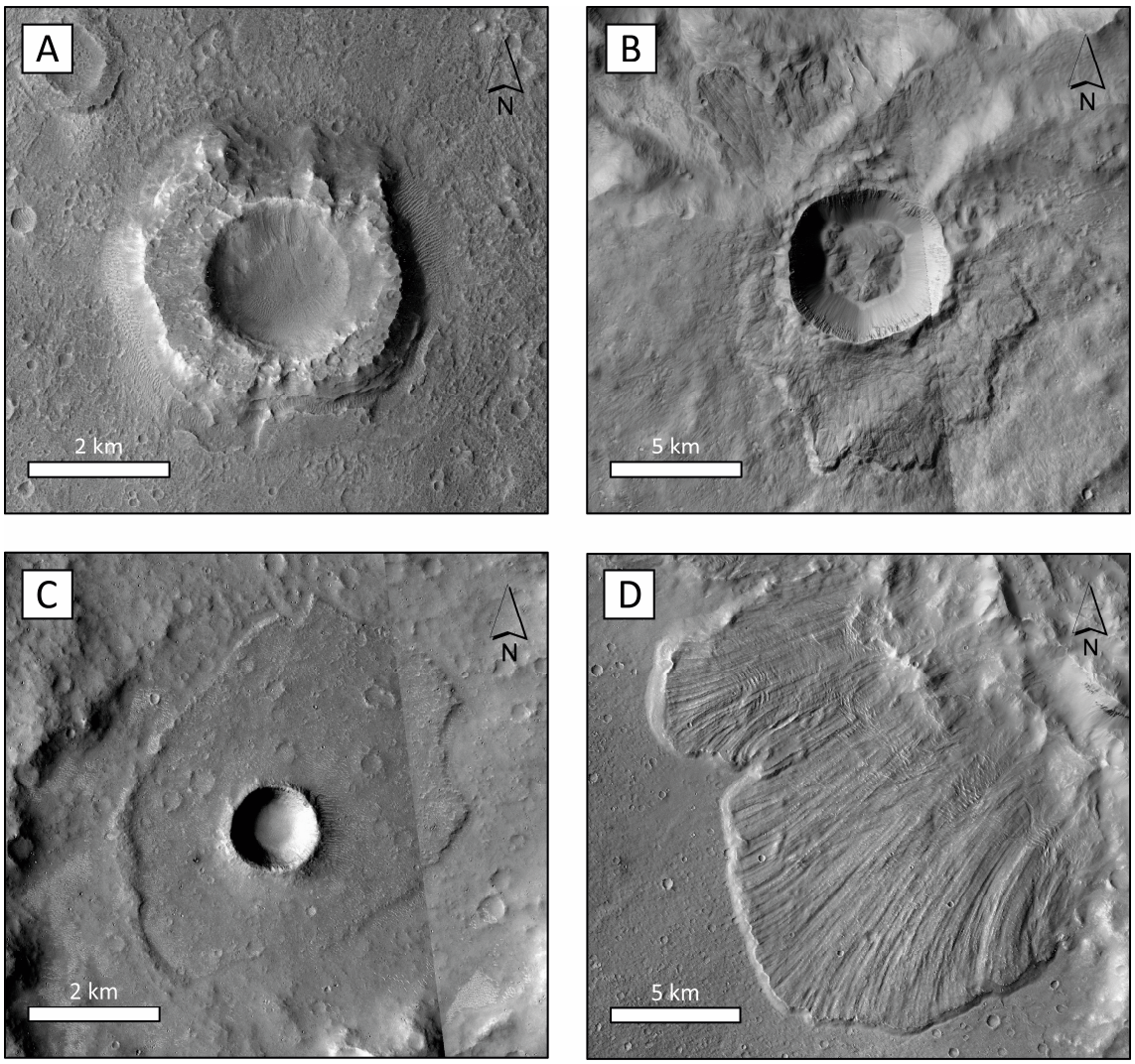


FIGURA 11: Ejemplos de cráteres amurallados presentes en la región de estudio (A, B y C). D) Detalle del material eyectado por el impacto. Se observan claramente las líneas de flujo, así como los bordes exteriores lobulados (Imágenes CTX).

3.2. Edad de las unidades geomorfológicas

Las unidades que se seleccionaron para su datación fueron: Tierras Altas (TA), Tierras Bajas (TB), Terrenos caóticos (Tc) y Cuencas marinas (Cm). Si bien se han cartografiado más unidades, las cuatro mencionadas son las que ocupan una mayor superficie y, en conjunto, cubren prácticamente la totalidad de la región. Por cada unidad, se trazó un polígono que se considera representativo del grado de craterización de esa unidad en cuestión (Fig. 12).

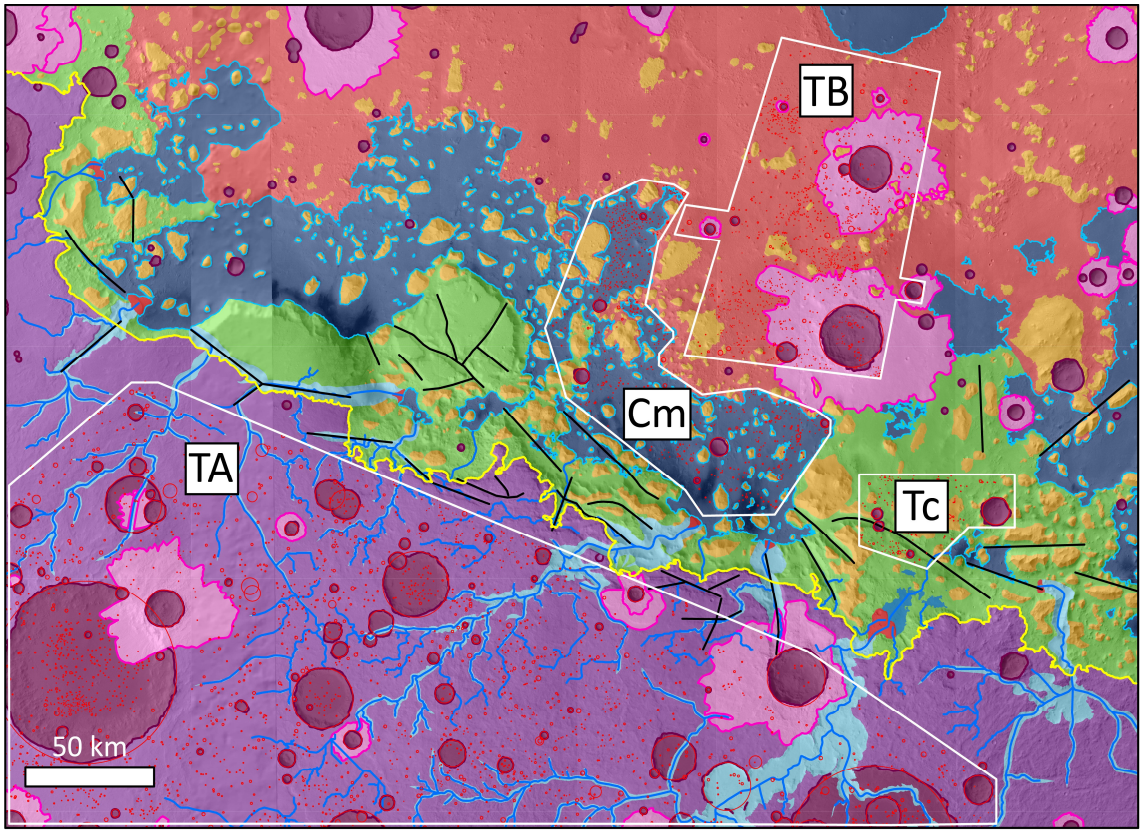


FIGURA 12: Unidades geomorfológicas y cráteres primarios seleccionados en cada polígono.

El número de cráteres primarios seleccionados para cada polígono (Tabla II) no sólo depende de la densidad y el tamaño de los cráteres dentro de cada polígono, sino también del área considerada. Así, el área más pequeña corresponde a la de los terrenos caóticos, de modo que no sorprende que sea la que presenta un menor número de cráteres, pero no por ello ha de ser la más joven, ya que el diámetro de los cráteres y su frecuencia en relación a su área es fundamental para determinar la edad.

Las gráficas de la figura 13 muestran una curva de puntos que representa el diámetro de cada cráter medido frente a la frecuencia acumulada con la que ese diámetro se repite por cada millón de km^2. Como puede observarse, los cráteres de mayor diámetro son los menos frecuentes, mientras que los de menor tamaño muestran una frecuencia acumulada cada vez mayor hasta que la frecuencia tiende a una asíntota horizontal. Esta parte de la curva es en parte un artefacto condicionado por la resolución de la cartografía (tamaño mínimo de los cráteres representados).

En todas las gráficas se ha utilizado la misma función de cronología (Hartmann y Neukum, 2001), producción (Ivanov, 2001) y equilibrio (Hartmann, 1984) con el fin de homogeneizar los resultados. El cálculo de la edad se ha realizado mediante un ajuste de tipo acumulativo. El primer ajuste se ha realizado al grupo de cráteres de mayor diámetro, que permite obtener una isócrona cuyo valor corresponde a la edad de formación de cada unidad (Tabla II), el dato más interesante (Michael, 2013). A la vista de los resultados, la unidad más antigua son las Tierras Altas, tal y como cabía esperar. Se deriva una edad Noéico Temprano, es decir más antigua que la edad asignada a este sector de las Tierras Altas en la bibliografía (Noéico Medio-Tardío) (Tanaka *et al*., 1988). Así mismo, como cabía esperar también, el resto de las unidades situadas al norte de la dicotomía presentan edades más recientes, con un valor intermedio para la unidad de terrenos caóticos, que marca la transición entre las Tierras Altas y las cuencas marinas.

Unidad	**Nº de cráteres**	**Área (km^2)**	**Densidad (por km^2)**	**Edad absoluta (Ga)**	**Edad relativa**
Tierras Altas	2554	45848,04	0,06	4,12 ± 0,18	Noéico Temprano
Tierras Bajas	1291	9047,87	0,14	3,90 ± 0,11	Noéico Medio
Terrenos caóticos	207	1680,45	0,12	3,98 ± 0,09	Noéico Temprano
Cuenca marina	703	6204,09	0,11	3,86 ± 0,15	Noéico Medio

TABLA II: Datos necesarios para estimar la edad absoluta de las unidades geomorfológicas. Se muestra la edad absoluta y relativa (Hartmann y Neukum, 2001) calculada para cada unidad.

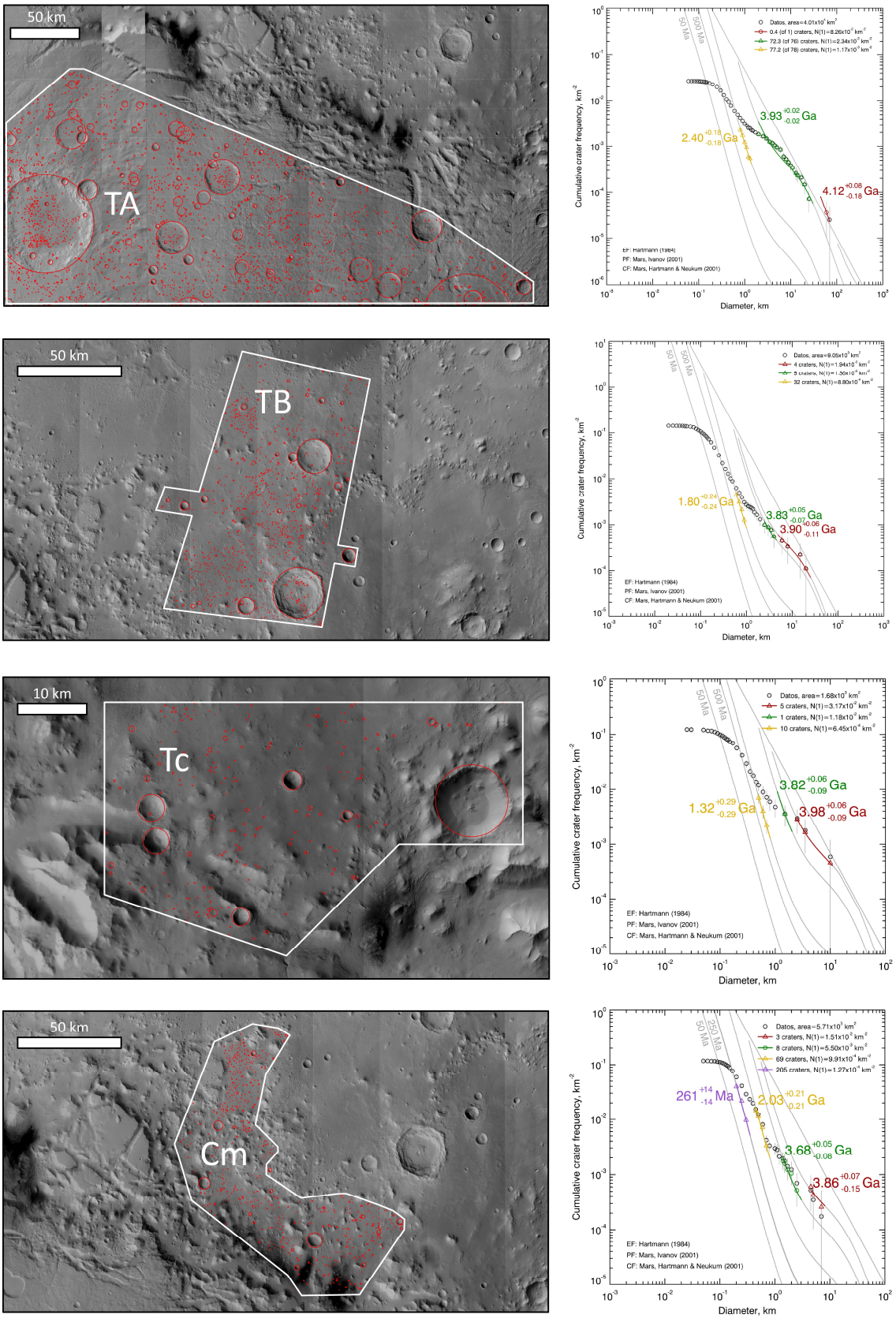


FIGURA 13: Datación de unidades geomorfológicas mediante el contaje de cráteres.

Las edades de las unidades son coherentes con sus relaciones de encajamiento. Además, se confirma la sospecha de que las cuencas marinas son la unidad más joven, como parecía sugerir su superficie prístina y con una baja densidad de cráteres. Esto parece reforzar la hipótesis de que al ser la zona de la región que estuvo cubierta por el agua durante más tiempo, la sedimentación cubrió los cráteres bajo decenas de metros de sedimentos. Otro aspecto a tener en cuenta son los procesos de renovación superficial. Las curvas de todas las gráficas presentan pequeños rellanos, que se interpretan como episodios de rejuvenecimiento de la superficie debidos a fenómenos muy diversos. Estos episodios borran los cráteres más antiguos y degradados, y enmascaran a los más pequeños, lo que confiere a la superficie una edad menor de la que le correspondería si no hubiera sufrido estos procesos ya que presenta una menor craterización, de ahí la importancia de tenerlos en cuenta a la hora de realizar el ajuste de la edad. Para cada unidad se ha estimado la edad de los distintos episodios de renovación superficial identificados en cada curva (edades en color verde, amarillo y morado).

3.3. Reconstrucción del paleomar

3.3.1. *Morfologías litorales*

La identificación de numerosas morfologías litorales en el área de estudio, como son los deltas y las plataformas de abrasión en los márgenes de los macizos y de las cuencas marinas, ha permitido aproximar la cota que alcanzó el nivel del agua en la región, así como reconstruir el aspecto que debió presentar el antiguo mar. Se han identificado un total de 8 cuerpos deltaicos y 38 plataformas costeras. El nivel del agua se ha determinado a partir de perfiles topográficos de todos los aparatos deltaicos y las plataformas de abrasión mediante la aplicación de los criterios geomorfológicos descritos en la metodología. Con el fin de ilustrar la localización, distribución y abundancia de los sistemas deltaicos y las plataformas de abrasión en la región se han elaborado sendos mapas (Figs. 14a y 14b, respectivamente). Las imágenes de detalle de cada uno de los deltas, así como sus respectivos perfiles topográficos, se muestran en las figuras 15A y 15B, mientras que las imágenes y perfiles de las plataformas de abrasión se han incluido en el Apéndice debido a su elevado número.

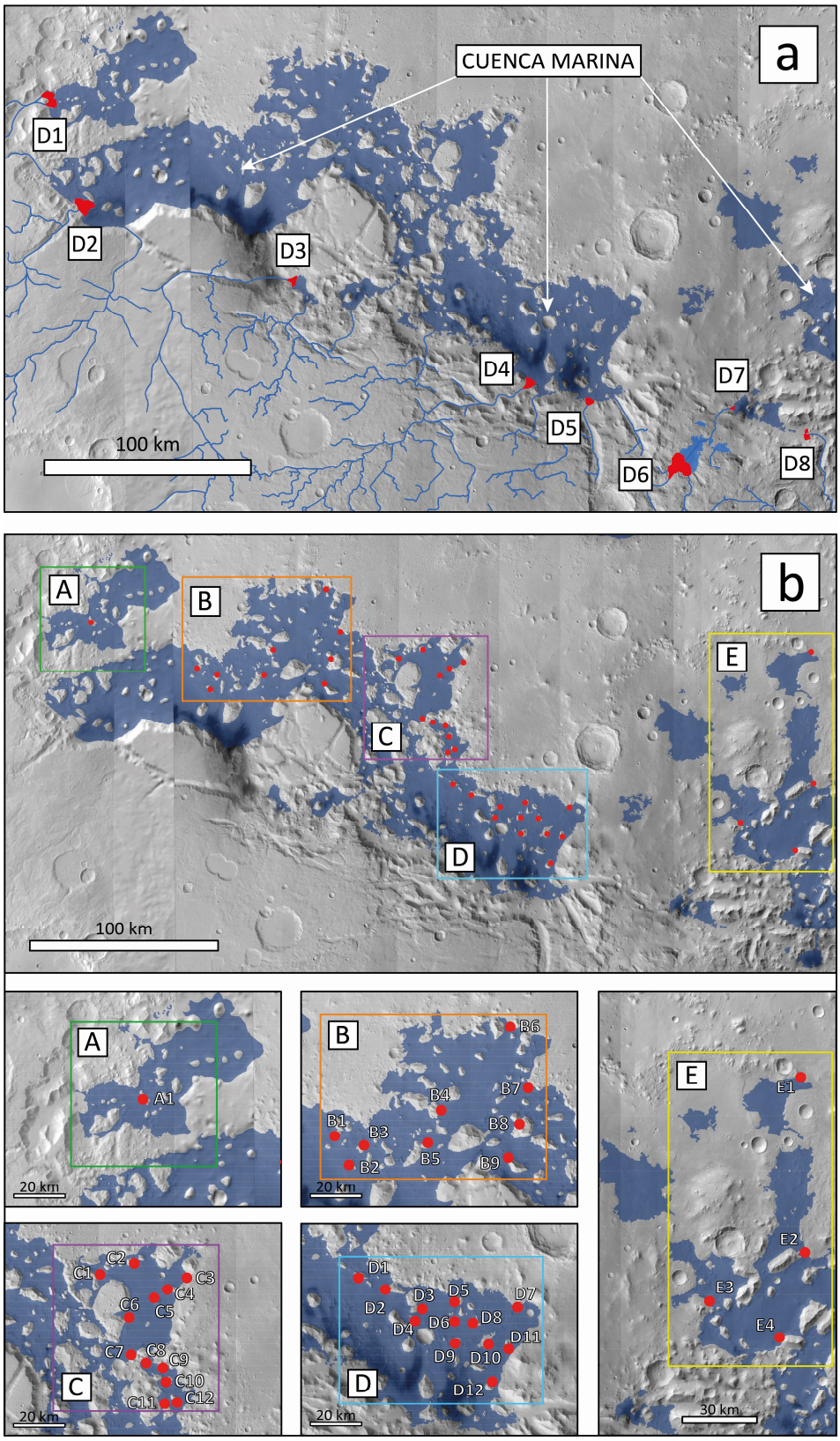


FIGURA 14: Localización de las morfologías litorales. A cada elemento se le ha asignado una etiqueta para su correcta identificación. 14a) Deltas; 14b) Plataformas de abrasión (Imágenes HRSC).

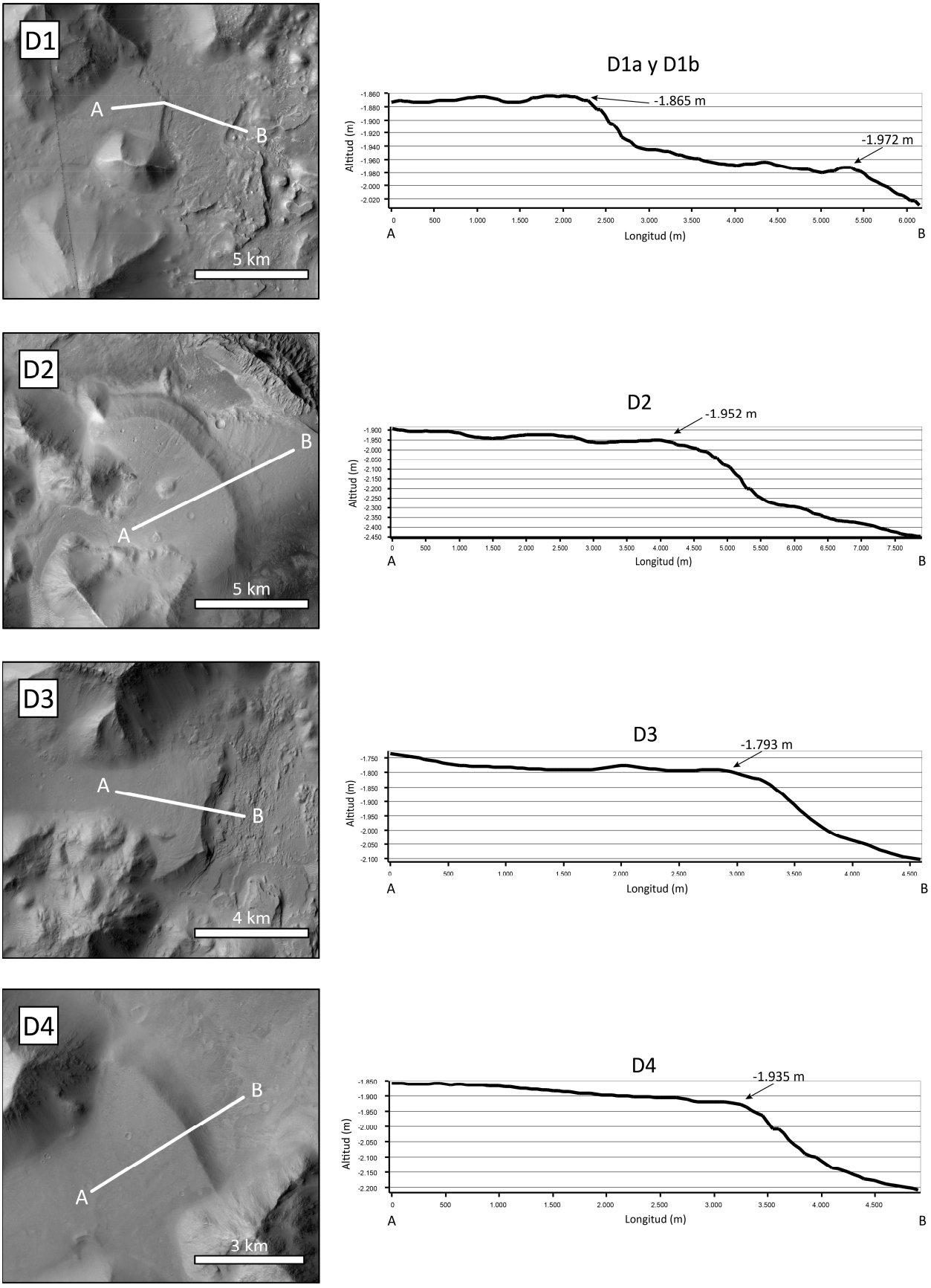


FIGURA 15A: Imágenes y perfiles topográficos de los deltas. La cota indicada corresponde al borde superior del frente deltaico. El norte está hacia arriba (Imágenes CTX).

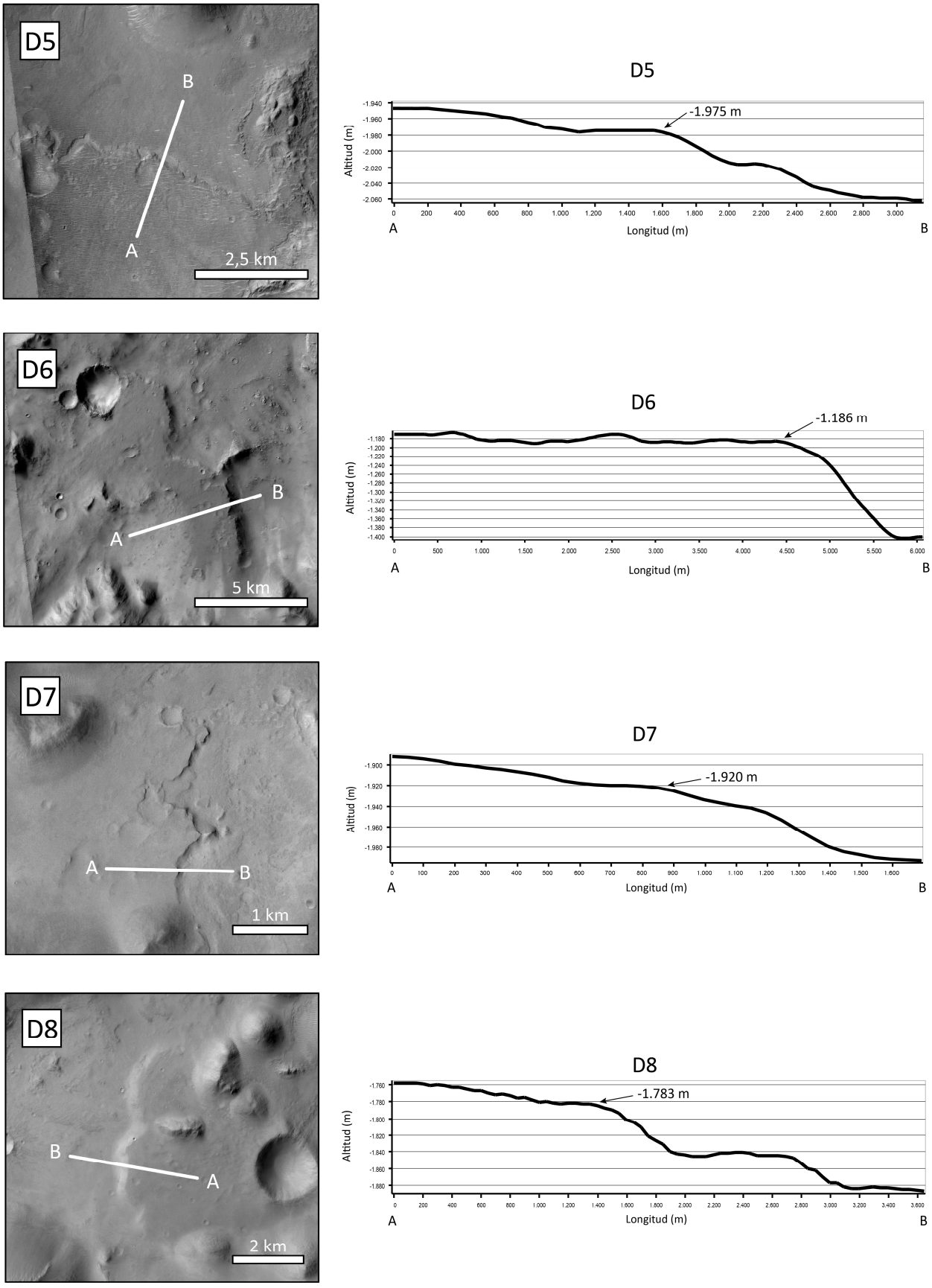


FIGURA 15B: Imágenes y perfiles topográficos de los deltas. La cota indicada corresponde al borde superior del frente deltaico. El norte está hacia arriba (Imágenes CTX).

3.3.2. *Paleonivel del mar*

La altura del nivel del agua medida a partir de los perfiles topográficos de los deltas y plataformas se recogen en las Tablas III–IV:

DELTAS	
Referencia	**Elevación (m)**
D1a	-1865
D1b	-1972
D2	-1952
D3	-1793
D4	-1935
D5	-1975
D6	-1186
D7	-1920
D8	-1783

TABLA III: Nivel del agua medio de cada delta.

PLATAFORMAS COSTERAS			
Referencia	**Elevación (m)**	**Referencia**	**Elevación (m)**
A1	-1980	**C10**	-1944
B1	-1900	**C11**	-1930
B2	-2081	**C12**	-1971
B3	-2150	**D1**	-2039
B4	-1999	**D2**	-2083
B5	-2010	**D3**	-2023
B6	-1887	**D4**	-2025
B7	-1966	**D5**	-1976
B8	-2016	**D6**	-1994
B9	-2042	**D7**	-1948
C1	-2004	**D8**	-1994
C2	-2002	**D9**	-2001
C3	-1880	**D10**	-1943
C4	-1939	**D11**	-1952
C5	-1986	**D12**	-1972
C6	-1958	**E1**	-1945
C7	-1936	**E2**	-1946
C8	-1922	**E3**	-1946
C9	-1976	**E4**	-1996

TABLA IV: Nivel del agua medio de cada plataforma costera.

Con los datos de las Tablas III y IV se ha construido un diagrama de dispersión que permite ver cómo se distribuyen las cotas con el fin de detectar los rangos de altitud de mayor frecuencia (Fig. 16).

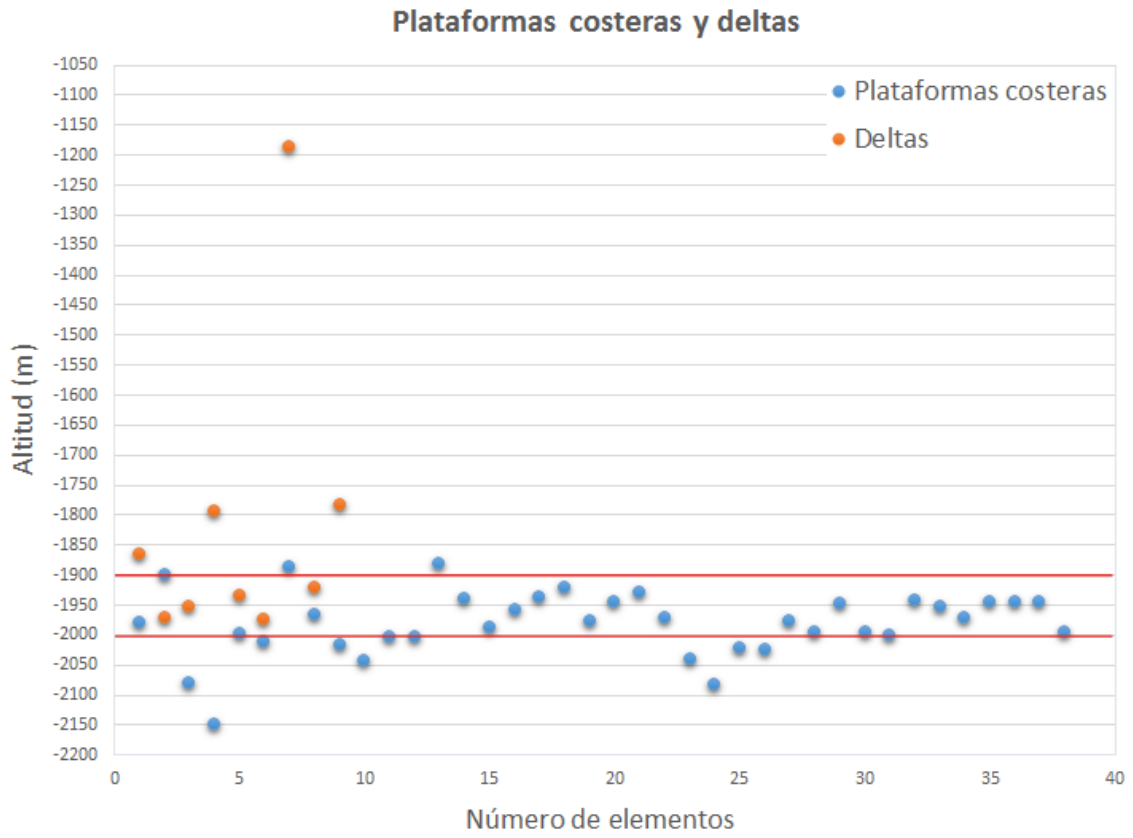


FIGURA 16: Diagrama de dispersión que muestra el nivel del agua que indica cada delta y plataforma costera. Las líneas rojas indican el rango altitudinal que agrupa al mayor número de elementos.

El diagrama de dispersión muestra una nube de puntos que se concentra sobre todo en el rango de altitud comprendido entre -2.000 y -1.900 metros, es decir la mayoría de los marcadores geomorfológicos que se han preservado apuntan hacia un nivel del agua dentro de ese rango. Por debajo de este intervalo desaparecen los deltas y por encima lo hacen la gran mayoría de las plataformas costeras. Se observa que algunos elementos muestran cotas por encima y por debajo de ese rango. Podrían considerarse indicadores (*proxies*) de antiguos niveles de base o del mar. Esto es razonable, ya que el nivel del mar no fue estático; alcanzó un nivel máximo y con el tiempo acabó desapareciendo. Además, las cotas representadas en la gráfica pueden ser niveles de base locales relacionados con

cuencas aisladas de la cuenca marina principal. Así, la cota situada a mayor altura (-1.186 m) corresponde al ya mencionado delta D6, formado en un paleolago que constituye un nivel de base local. Los niveles D1a y D1b, situados a -1.865 m y -1.972 m, respectivamente, parecen registrar tanto el descenso del nivel del mar interrumpido por una etapa de estabilización lo suficientemente prolongada para que se desarrollase la superficie D1b encajada en D1a. Los otros dos deltas que muestran cotas situadas por encima del rango de altitud de mayor frecuencia son D3 (-1.793 m) y D8 (-1.783 m), ambos formados en pequeñas cuencas endorreicas desconectadas de la cuenca marina principal, por lo que al igual que D6 registran niveles de base locales. El resto de los deltas, es decir aquellos que se localizan en las orillas de la cuenca marina principal se encuentran dentro del rango de altitud seleccionado, entre -2.000 m, y -1.900 m. Entre ellos se encuentra D2, que presenta un rellano en la parte inferior del talud.

Así mismo, se puede observar que, a diferencia de lo que sucede con los deltas, las plataformas presentan una variabilidad de cotas muy inferior, concentrándose la mayoría dentro del rango de altitud de mayor frecuencia. Este hecho es coherente con la interpretación anterior, ya que la gran mayoría se concentra dentro de la cuenca marina principal o en sus costas. Las que están fuera de ese rango aparecen a menor altura, señalando niveles del agua más bajos, atribuibles a etapas de estabilización que interrumpieron un largo proceso de regresión, el cual culminó con la desecación total del mar.

El rango seleccionado concentra a 5 deltas (62,5% del total) y 24 plataformas (63,2% del total). A partir de este rango se construye un histograma de frecuencia a partir de los valores de la Tabla V que muestra cómo se distribuye la frecuencia de cotas dentro de ese rango (Fig. 17).

Deltas			**Plataformas**		
Rango altitud (m)	Frecuencia	%	Rango altitud (m)	Frecuencia	%
[-2000, -1950]	3	50,00	[-2000, -1950]	13	54,17
[-1950, -1900]	2	40,00	[-1950, -1900]	11	45,83

TABLA V: Frecuencia de elementos presentes en cada rango que permite construir el histograma de frecuencia.

Se observa que dentro del intervalo seleccionado [-2.000 m, -1.900 m], la mayoría de las cotas se concentran entre -2.000 y -1.950 m (Fig. 17).

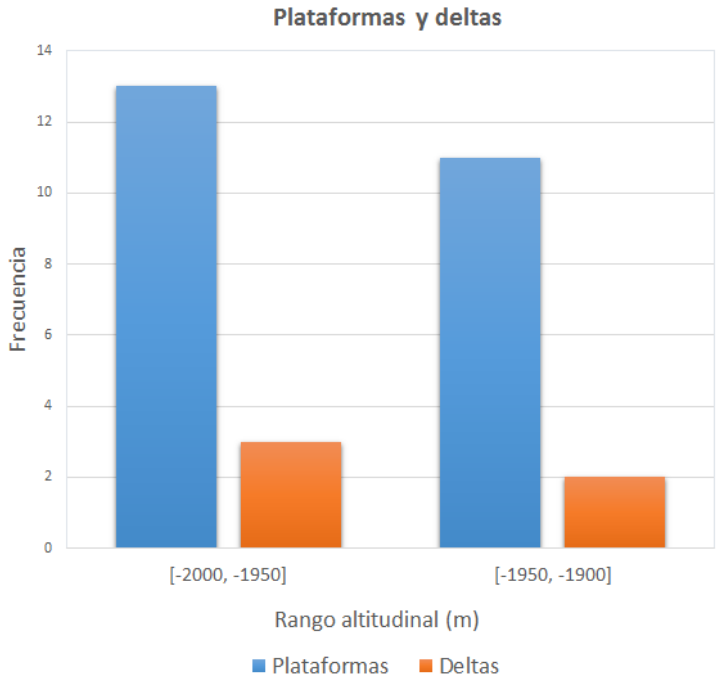


FIGURA 17: Histograma de frecuencias donde se muestra el rango altitudinal seleccionado [-2.000, -1.900] m, dividido en dos rangos altitudinales de 50 m cada uno.

La estimación del nivel del antiguo mar, con mayor impacto geomorfológico, se realiza a partir del promedio de las cotas que se encuentran en el intervalo de [-2.000 m, -1.900 m], por tratarse de un rango relativamente bajo y por aglutinar a la mayoría de los elementos analizados. Así, el nivel medio del agua, con sus respectivas desviaciones estándar, que muestran los deltas y las plataformas dentro de ese rango es:

Deltas → -1.950,80 ± 23,64 m
Plataformas → -1.959,13 ± 25,82 m

Se observa que existe coherencia entre ambos valores medios. La divergencia puede estar relacionada con que son formas distintas y que los marcadores empleados no deben representar con exactitud el paleonivel. El promedio de ambos valores da un nivel del agua de -1.954,96 ± 24,73 m, que redondeando son -1.955 ± 25 m. Éste es el valor con el que se ha reconstruido la elevación y extensión del antiguo mar (Fig. 18), teniendo en

cuenta que es el nivel que ha tenido mayor impronta geomorfológica, ya que las evidencias apuntan a descensos en su elevación con interrupciones. Así mismo, conviene recordar que este nivel corresponde sólo a las cuencas marinas del sur de la región, las cuales aglutinan un elevado número de evidencias geomorfológicas y han estado posiblemente conectadas entre sí cuando el nivel del mar fue sensiblemente mayor a juzgar por la topografía regional. En cambio, las cuencas marinas del norte de la región no se han tenido en cuenta debido a su desconexión respecto de las cuencas del sur, y por presentar un menor número de evidencias susceptibles de ser cuantificadas.

Este mar probablemente estuvo conectado por el este con el *Oceanus Borealis* cuando el nivel del agua fue más elevado. Parker *et. al*. (1989) propusieron la existencia de dos posibles niveles de líneas de costa para este océano. Tal y como indican estudios posteriores, como los de Head *et al*. (1999), la línea interior, denominada "Contacto 2", tiene, salvo en las zonas de vulcanismo activo, un desnivel de sólo 110 m. En cambio, la cota establecida para el paleomar de *Nepenthes Mensae* parecer concordar con el "Contacto 1", la línea de costa más externa del océano, es decir la más elevada. Otros autores, como de Pablo y Pacifici (2008), estimaron una altura de -1.990 m para el mar en la región de *Nephentes Mensae*, a partir del análisis del delta D2.

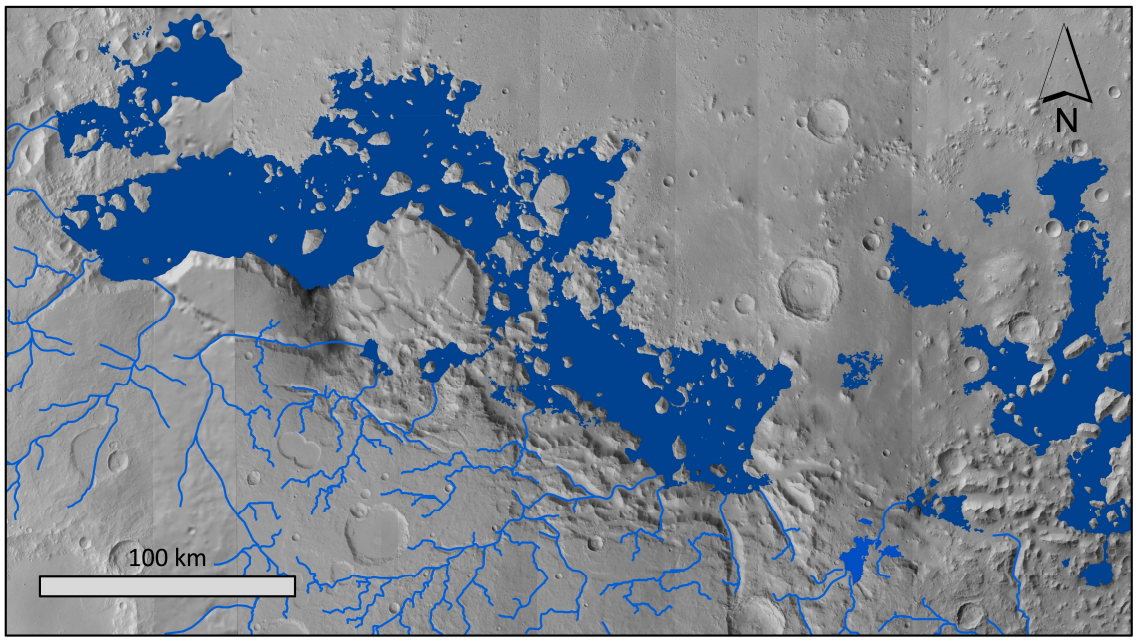


FIGURA 18: Reconstrucción paleogeográfica de las cuencas marinas empleando como paleonivel del mar la cota de -1.955 ± 25 m.

Considerando un nivel del mar en la cota -1.955 m, la profundad máxima que habría alcanzado el mar sería de 960 m, ya que el punto más bajo de la cuenca se encuentra a -2.915 m (Fig. 19).

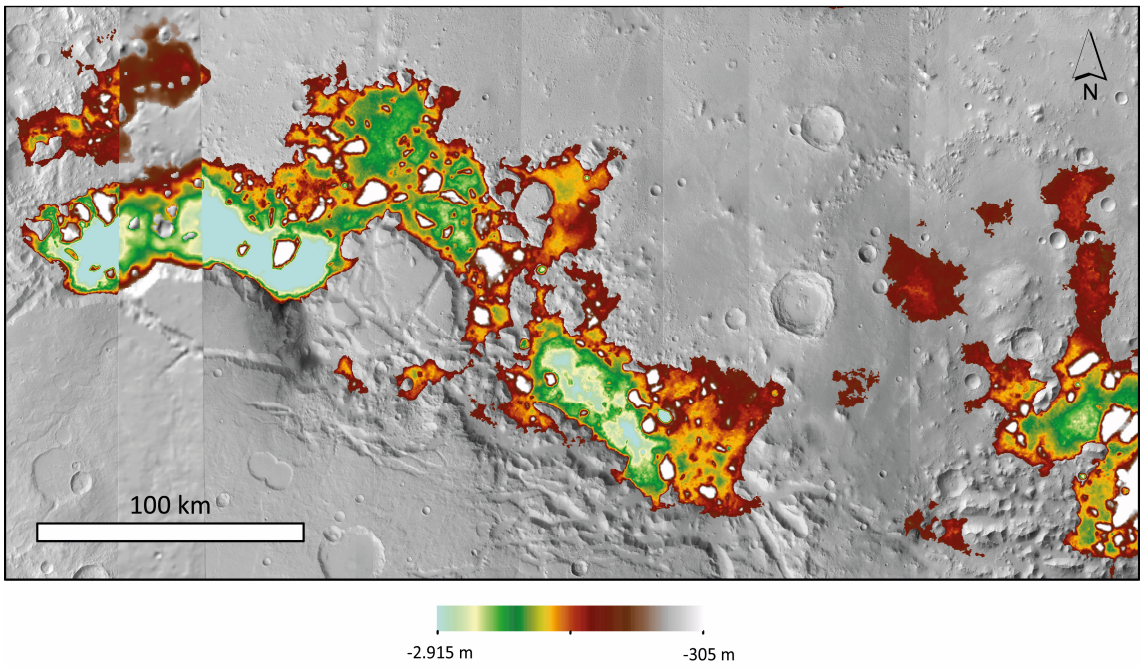


FIGURA 19: Modelo batimétrico de la cuenca marina. El punto más profundo se sitúa a -2.915 m. La cota de -305 m no corresponde a la cuenca marina sino a la cumbre de un macizo presente en el interior de la cuenca.

El hecho de que los deltas desaparezcan por debajo de los -2.000 metros, que carezcan de señales de erosión hídrica y que, por el contrario, sí se hayan formado plataformas por debajo de esa cota, apunta posiblemente a la desactivación de las redes de drenaje, principal fuente de agua a la cuenca, y la progresiva desecación del mar, dando lugar a diferentes niveles de plataformas de abrasión a medida que descendía el nivel del agua y se producían episodios de estabilización del mismo.

3.3.3. *Análogo terrestre*

Con el fin de poder contrastar, en la medida de lo posible, las evidencias geomorfológicas encontradas en la región de *Nepenthes Mensae*, así como las interpretaciones que se han realizado, se ha buscado un ambiente terrestre que pudiera

servir de análogo al paleomar marciano. En este sentido, se ha considerado el Lago Bonneville, en Utah (EE.UU.). Este antiguo lago pluvial fue la mayor cuenca endorreica de Norteamérica cuando alcanzó su mayor extensión en el Pleistoceno (hace unos 16.800 años) (Gwynn, 1996). Si bien durante un tiempo sus aguas llegaban hasta el Océano Pacífico a través del río Snake, al descender su nivel se convirtió en una cuenca endorreica (Oviatt, 1997), al igual que el mar de *Nepenthes Mesae* tras reconstruir sus límites según se ha descrito.

Hoy en día, quedan tan sólo algunos lagos residuales de lo que fue el gran Lago Bonneville, entre ellos el Gran Lago Salado (Figs. 20A y 20B), aún de una extensión considerable. El tamaño que alcanzó el Lago Bonneville durante su máximo desarrollo fue también similar al que tuvo el mar en la región de estudio (300 km de largo por 100 km de ancho, aproximadamente). Igualmente, en el Lago Bonneville se desarrollaron deltas y plataformas de abrasión (Fig. 20C) en torno a cerros que en su momento fueron islas y en los márgenes del lago, cuando su nivel se mantuvo estable el tiempo suficiente para la formación de estas morfologías (miles de años) (Oviatt, 1997). Esto da una idea del tiempo que pudieron haber estado activas las redes de drenaje en la región de *Nepenthes Mensae* ya que las morfologías litorales desarrolladas en la región alcanzaron tamaños notables. El hecho de que el Lago Bonneville ya no exista como tal supone una oportunidad excepcional para poder estudiar antiguas morfologías producidas por el agua en lugares hoy carentes de ella, como sucede en Marte.

La diferencia de edad entre ambas cuencas es enorme: 3.860 millones de años, según el cálculo de la edad para las cuencas marinas del sur de la región de estudio, frente a unas pocas decenas de miles de años en el caso del Lago Bonneville (Gwynn, 1996). Por tanto, llama la atención la excelente preservación de las antiguas morfologías marcianas, lo que implica que no han existido en la región durante los últimos miles de millones de años procesos de renovación superficial lo bastante intensos como para obliterarlas.

En resumen, la comparación entre las morfologías litorales del Lago Bonneville y las existentes en la región de *Nepenthes Mensae* (Fig. 21) refuerza la interpretación que se ha realizado sobre estos hallazgos.

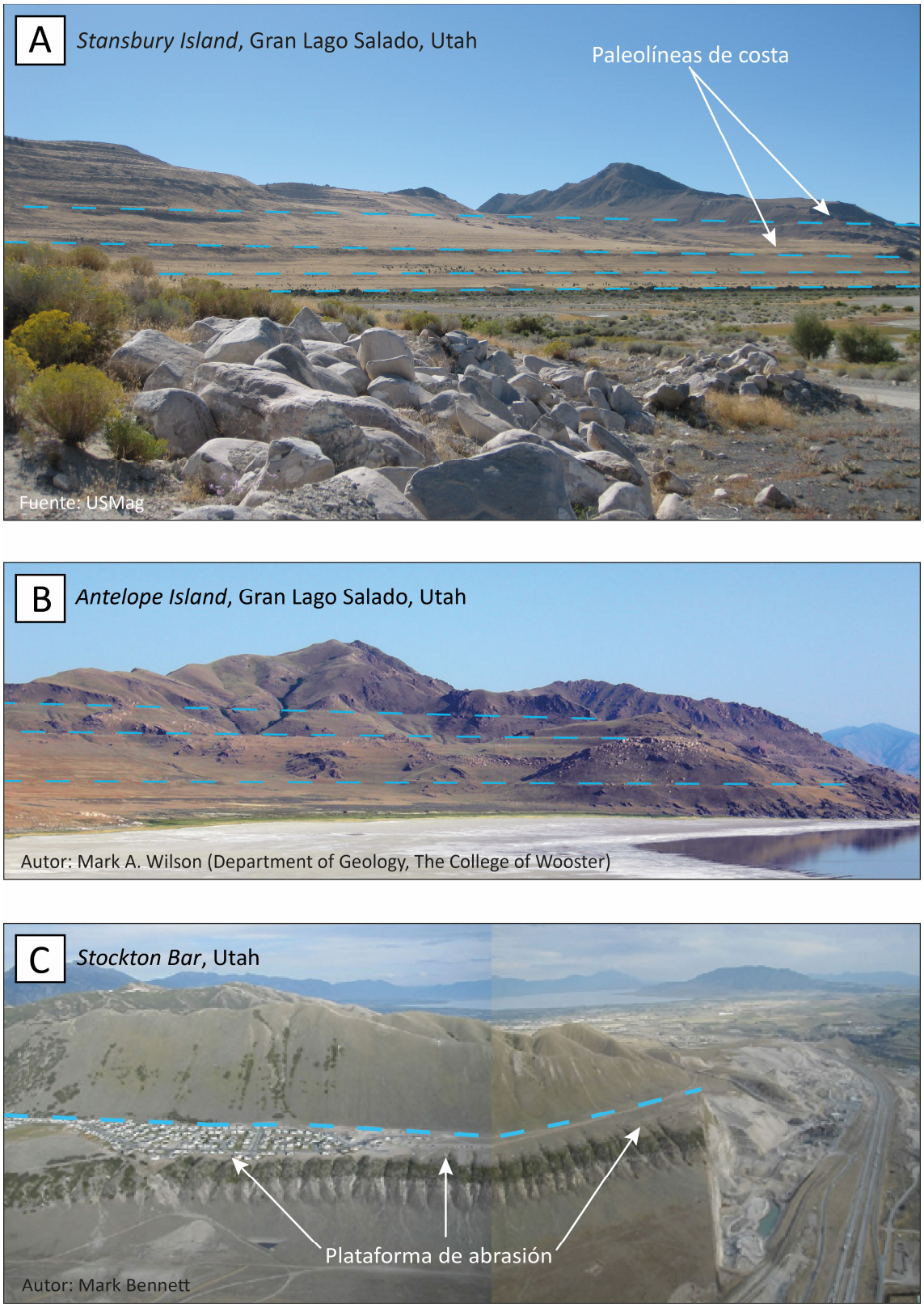


FIGURA 20: Morfologías litorales tales como las plataformas de abrasión formadas en los antiguos márgenes del Lago Bonneville (Utah, EE.UU.).

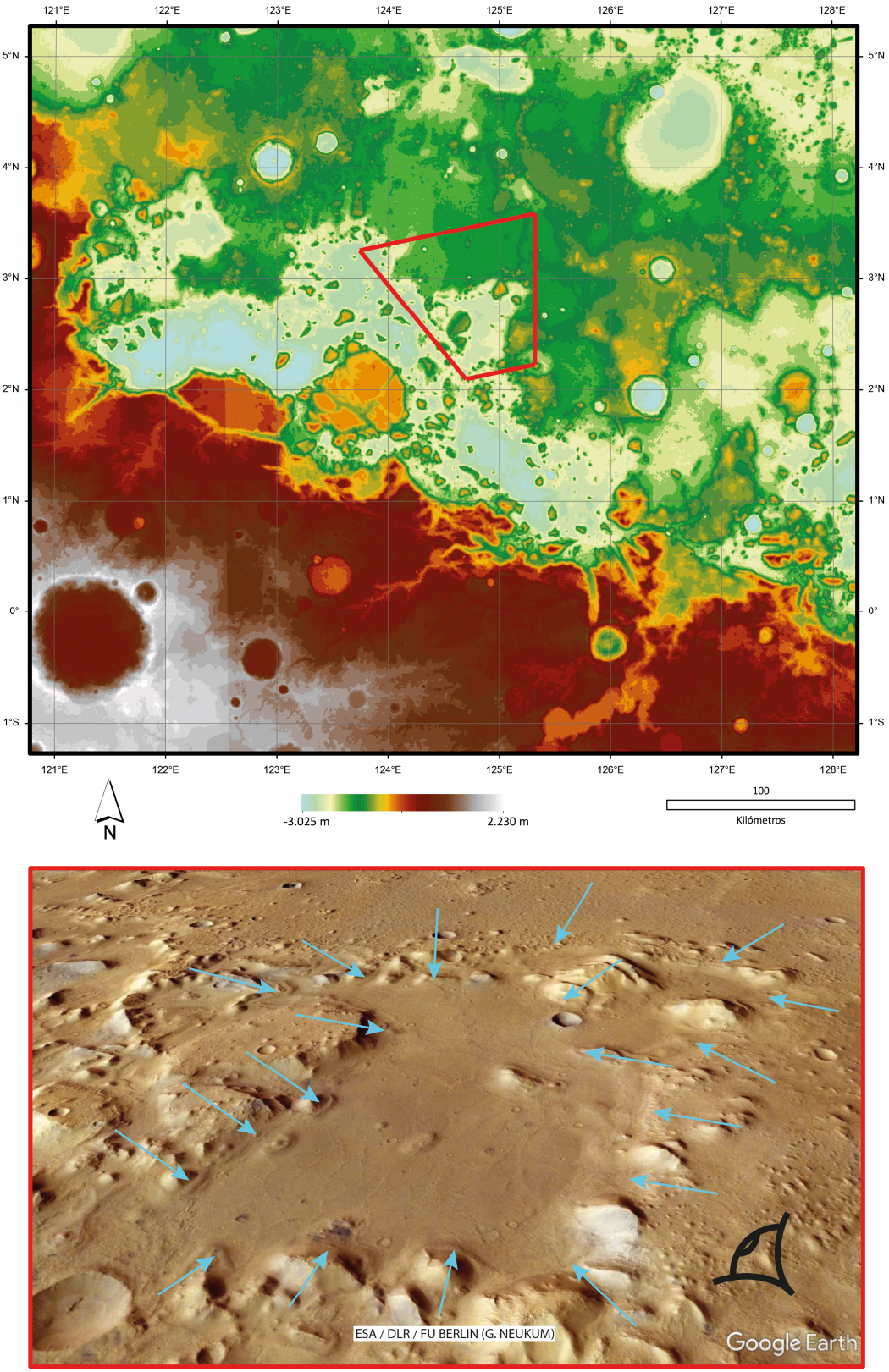


FIGURA 21: Sector centro-septentrional de la cuenca marina. Obsérvense las líneas de costa y las numerosas plataformas en torno a macizos y en los bordes de la cuenca (indicadas por las líneas azules) (Topografía HRSC e imágenes HRSC en color).

4. CONCLUSIONES

El empleo de imágenes de satélite de alta resolución y modelos digitales del terreno en un Sistema de Información Geográfica (SIG), ha sido fundamental en el análisis geomorfológico desarrollado en este trabajo. La cartografía geomorfológica de la región de *Nepenthes Mensae* elaborada en un entorno SIG, a escala 1:1.500.000, ha permitido analizar la naturaleza, características y cronología relativa de las unidades y elementos geomorfológicos presentes. El estudio pormenorizado del modelado posibilitó el hallazgo de numerosas morfologías atribuibles a la presencia de agua líquida estable en la superficie, tales como cráteres amurallados, redes de canales fluviales, deltas y plataformas de abrasión. Estos dos últimos han permitido inferir la existencia de un antiguo mar y estimar el nivel del agua a una cota aproximada de -1.955 m. La datación de las principales unidades ha sido fundamental para comprender mejor la evolución paleogeográfica de la región. Así, los resultados desprendidos de estos análisis permiten afirmar que esta región ecuatorial de Marte estuvo parcialmente cubierta por una cuenca marina endorreica hace al menos 3.860 millones de años, alimentada por sistemas fluviales formados por precipitaciones de agua líquida, que surcaban las Tierras Altas, más antiguas, y formaban depósitos deltaicos en las zonas de desembocadura. Así mismo, la formación de plataformas de abrasión a distintas cotas evidencia la bajada progresiva del nivel del mar, eventualmente interrumpida por etapas de estabilización, al aumentar la aridez como resultado, probablemente, de un profundo cambio climático.

5. BIBLIOGRAFÍA

Acuña, M.H., Connerney, J.E.P., Lin, R.P., Mitchell, D., Carlson, C.W., McFadden, J. y Wasilewski, P. (1999). Global distribution of crustal magnetization discovered by the Mars Global Surveyor MAG/ER experiment. *Science*, 284(5415), 790-793.

Andrews-Hanna, J. C., Zuber, M. T. y Banerdt, W. B. (2008). The Borealis basin and the origen of the Martian crustal dichotomy. *Nature*, 453, 1212-1215.

Anguita, F., Farelo, A.F., López, V., Mas, C., Muñoz-Espadas, M.J., Márquez, Á., y Ruiz, J. (2001). Tharsis dome, Mars: New evidence for Noachian-Hesperian thick-skin and

Amazonian thin-skin tectonics. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106(E4), 7577-7589.

Anguita, F., Fernández, C., Cordero, G., Carrasquilla, S., Anguita, J., Núñez, A. y García, J. (2006). Evidences for a Noachian–Hesperian orogeny in Mars. *Icarus*, 185(2), 331-357.

Anguita F. y Castilla G. (2010). *Planetas*. Rueda. 474 pp.

Baker, V. R., Strom, R. G., Croft, S. K., Gulick, V. C., Kargel, J. S., y Komatsu, G. (1990). Ancient ocean-land-atmosphere interactions on Mars: global model and geological evidence. *Abstracts of the Lunar and Planetary Science Conference*, 21, 40-41.

Burr, D.M., McEwen, A.S., Sakimoto, H. y Susan, E. (2002). Recent aqueous floods from the Cerberus Fossae, Mars. *Geophysical Research Letters*, 29(1).

Caprarelli, G. y de Pablo, M.A. (2014). A Description of Sub-Equatorial Volcanic Structures Consistent with Sub-Ice Magmatism East of Nepenthes Mensae, Mars. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 1, p. 05).

Carr, M. H., Crumpler, L. S., Cutts, J. A., Greeley, R., Guest, J. E. y Masursky, H. (1977). Martian impact craters and emplacement of ejecta by surface flow. *Journal of Geophysical Research*, 82(28), 4055-4065.

Carr, M. H. y Head, J. W. (2003). Oceans on Mars: An assessment of the observational evidence and possible fate. *Journal of Geophysical Research*, 108(E5), 5042.

Carr, M. H. y Head, J. W. (2010). Geologic history of Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 294, 185-203.

Carr, M.H. (2012). The fluvial history of Mars. Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: *Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 370(1966), 2193-2215.

de Pablo, M.A. y Caprarelli, G. (2010). Possible subglacial volcanoes in Nepenthes Mensae, eastern hemisphere, Mars. In *Lunar and Planetary Science Conference* (Vol. 41, p. 1584).

de Pablo, M.A. y Pacifici, A. (2006). Lakes, delta and volcanism at the Martian dichotomy. The case of Nepenthes Mensae. In *European Planetary Science Congress 2006* (Vol. 1, p. 447).

de Pablo, M.A. y Pacifici, A. (2007). Geomorphological evidences of cryoturbation on Nepenthes Mensae, Mars. *Geophysical Research Abstracts*, 9. 01765.

de Pablo, M.A. y Pacifici, A. (2008). Geomorphological evidence of water level changes in Nephentes Mensae, Mars. *Icarus*, 196. 667-671.

de Pablo, M.A. y Pacifici, A. (2009). Chain of depressions and the watersheet evolution in Nepenthes Mensae, Mars. In *Lunar and Planetary Science Conference* (Vol. 40, p. 1095).

di Achille, G., & Hynek, B. M. (2010). 8 Deltas and valley networks on Mars. *Lakes on Mars*, 223.

Duxbury, T. C., Kirk, R. L., Archinal, B. A., y Neumann, G. A. (2002). Mars Geodesy/Cartography Working Group recommendations on Mars cartographic constants and coordinate systems. *International Archives of Photogrammetry Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 34(4), 743-748.

Fairén A. G., Dohm, J. M., Baker, V. R., de Pablo, M. A., Ruiz, J., Ferris, J. C. y Anderson, R. C. (2003). Episodic flood inundations of the northern plains of Mars. *Icarus*, 165, 53-67.

Fairén, A.G. y Sánchez Justel, A. (2007). Paisajes de Marte. *Ed. Planetario de Madrid*, 129 pp.

Goldspiel, J. M. y Squyres, S. W. (2000). Groundwater sapping and valley formation on Mars. *Icarus*, 148(1), 176-192.

Gwynn, J. W. (1996). *Commonly Asked Questions about Utah's Great Salt Lake and Ancient Lake Bonneville* (Vol. 39). Utah Geological Survey.

Hartmann, W.K. (1966). Martian cratering. *Icarus*, 5(1), 565-576.

Hartmann, W.K. (1984). Does crater “saturation equilibrium” occur in the solar system?. *Icarus*, 60(1), 56-74.

Hartmann, W. K. y Neukum, G. (2001). Cratering chronology and the evolution of Mars. In *Chronology and evolution of Mars* (pp. 165-194). Springer Netherlands.

Hauber, E., Gwinner, K., Kleinhans, M., Reiss, D., Di Achille, G., Ori, G.G. y Neukum, G. (2009). Sedimentary deposits in Xanthe Terra: Implications for the ancient climate on Mars. *Planetary and Space Science*, 57(8), 944-957.

Head, J.W., Hiesinger, H., Ivanov M. A., Kreslavsky, M. A., Pratt, S. y Thomson, B. J. (1999). Possible ancient oceans on Mars: Evidence from Mars Orbiter Lases Altimeter data. *Science*, 286, 2134-2137.

Head, J.W. (2012). Mars planetary: hydrology: Was the Martian hydrological cycle and system ever globally vertically integrated? *Lunar and Planetary Science Conference Abstracts*, 43, 2137.

Ivanov, B. A. (2001). Mars/Moon cratering rate ratio estimates. In *Chronology and evolution of Mars* (pp. 87-104). Springer Netherlands.

Kneissl, T., van Gasselt, S. y Neukum, G. (2011). Map-projection-independent crater size-frequency determination in GIS environments—New software tool for ArcGIS. *Planetary and Space Science*, 59(11), 1243-1254.

Malin, M.C., Bell, J.F., Cantor, B.A., Caplinger, M.A., Calvin, W.M., Clancy, R.T. & Lee, S.W. (2007). Context camera investigation on board the Mars Reconnaissance Orbiter. *Journal of Geophysical Research: Planets* (1991–2012), 112(E5).

Marinova, M., Aharonson, O. y Asphaug E. (2008). Mega-impact formation of the Mars hemispheric dichotomy. *Nature*, 453, 1216-1219.

Márquez, Á., Fernández, C., Anguita, F., Farelo, A., Anguita, J. y De la Casa, M.A. (2004). New evidence for a volcanically, tectonically, and climatically active Mars. *Icarus*, 172(2), 573-581.

Martín-González, F., de Pablo, M.A. y Pacifici, A. (2007). Alignments mapping and structural analysis of western sector of Nepenthes Mensae, Mars. *Geophysical Research Abstracts*, 9. 07796.

McFadden, L.A., Weissman, P.R. y Johnson, T.V. (2007). Encyclopedia of the Solar System. *Academic Press*, Ámsterdam, 966 pp.

Michael, G.G., y Neukum, G. (2010). Planetary surface dating from crater size–frequency distribution measurements: Partial resurfacing events and statistical age uncertainty. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(3), 223-229.

Michael, G.G. (2013). Planetary surface dating from crater size–frequency distribution measurements: Multiple resurfacing episodes and differential isochron fitting. *Icarus*, 226(1), 885-890.

Mumma, M. J., Villanueva, G. L., Novak, R. E., Hewagama, T., Bonev, B. P., DiSanti, M. A. y Smith, M. D. (2009). Strong release of methane on Mars in northern summer 2003. *Science*, 323(5917), 1041-1045.

Neukum, G., Jaumann, R., Hoffmann, H., Hauber, E., Head, J. W., Basilevsky, A. T. y McCord, T. (2004). Recent and episodic volcanic and glacial activity on Mars revealed by the High Resolution Stereo Camera. *Nature*, 432(7020), 971-979.

Neukum, G., Jaumann, R., Hoffmann, H., Hauber, E. y Head, J. W. (2004). HRSC: The High Resolution Stereo Camera of Mars. *ESA Special Publications*, SP-1240.

Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy*. John Wiley & Sons. 432 pp.

Nummedal, D. y Prior, D. B. (1981). Generation of Martian chaos and channels by debris flows. *Icarus*, 45(1), 77-86.

Ojha, L., Wilhelm, M.B., Murchie, S.L., McEwen, A.S., Wray, J.J., Hanley, J. y Chojnacki, M. (2015). Spectral evidence for hydrated salts in recurring slope lineae on Mars. *Nature Geoscience*, 8(11), 829-832.

Oviatt, C. G. (1997). Lake Bonneville fluctuations and global climate change. *Geology*, 25(2), 155-158.

Parker, T. J., Stephen Saunders, R., y Schneeberger, D. M. (1989). Transitional morphology in west Deuteronilus Mensae, Mars: Implications for modification of the lowland/upland boundary. *Icarus*, 82(1), 111-145.

Rodriguez, J.A.P., Fairen, A.G., Linares, R., Zarrroca, M., Platz, T., Komatsu, G. y Miyamoto, H. (2016, March). Tsunami Waves Extensively Resurfaced the Shorelines of an Early Martian Ocean. In *Lunar and Planetary Science Conference* (Vol. 47, p. 1680).

Scott, D. y Carr, M. (1978). Geologic map of Mars. *U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Map*, 1-1083.

Smith, D. E., Zuber, M. T., Frey, H. V., Garvin, J. B., Head, J. W., Muhleman, D. O. y Banerdt, W. B. (2001). Mars Orbiter Laser Altimeter: Experiment summary after the first year of global mapping of Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106(E10), 23689-23722.

Tanaka, K. (1986). The stratigraphy of Mars. *Journal of Geophysical Research*. 91, 139–158.

Tanaka, K. L., Isbell, N. K., Scott, D. H., Greeley, R., y Guest, J. E. (1988). The resurfacing history of Mars - A synthesis of digitized, viking-based geology. *Lunar and Planetary Science Conference*, 18, 665-678.

Tanaka, K.L., Skinner, J.A., Jr., Dohm, J.M., Irwin, R.P., III, Kolb, E.J., Fortezzo, C.M., Platz, T., Michael, G.G. y Hare, T.M. (2014). Geologic map of Mars. US Department of the Interior, US Geological Survey.

Valenciano, A., de Pablo, M.A. y Pacifici, A. (2009). The Role of Water on the Evolution of the Nephentes Mensae Region of Mars. In *Lunar and Planetary Science Conference* (Vol. 40, p. 1052).

Valenciano, A., y de Pablo, M.A. (2012). Geological Cartography of Inner Materials of an Impact Crater on Nepenthes Mensae, Mars. In *Lunar and Planetary Science Conference* (Vol. 43, p. 1038).

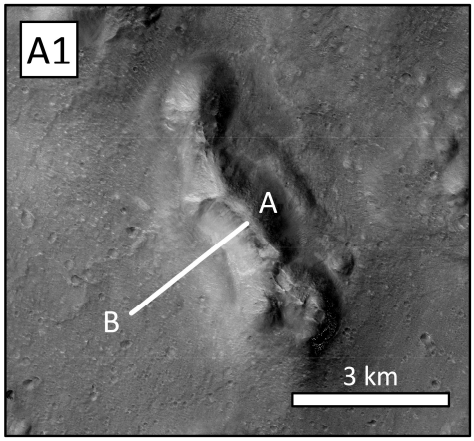
Ward, W. R. (1973). Large-Scale Variations in the Obliquity of Mars. *Science*, 181(4096), 260-262.

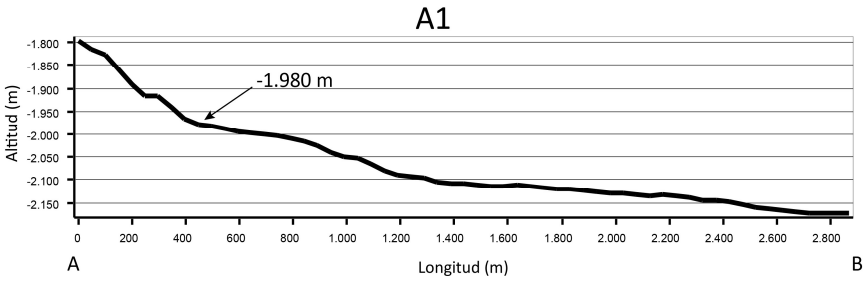
Webb, B.M., y Head III, J.W. (2002, March). Noachian tectonics of Syria Planum and the Thaumasia Plateau. In *Lunar and Planetary Science Conference* (Vol. 33, p. 1358).

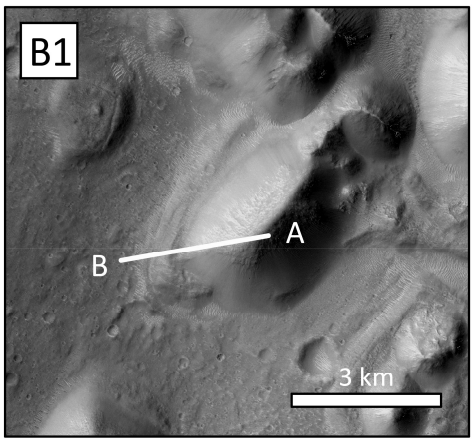
Wilhelms, D. E., y Squyres, S. W. (1984). The Martian hemispheric dichotomy may be due to a giang impact. *Nature*, 309, 138-140.

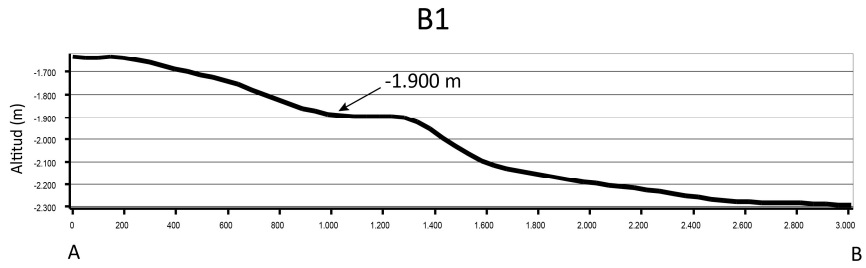
Wilson, L., Scott, E.D. y Head, J.W. (2001). Evidence for episodicity in the magma supply to the large Tharsis volcanoes. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106(E1), 1423-1433.

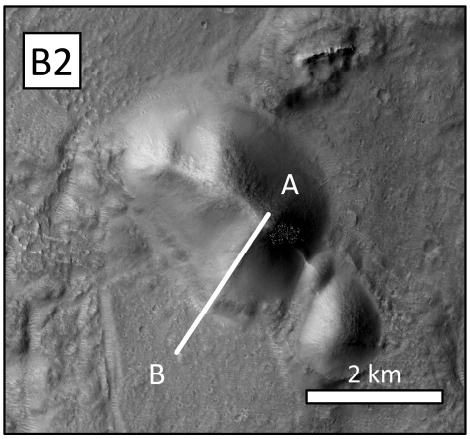
APÉNDICE: PLATAFORMAS DE ABRASIÓN I

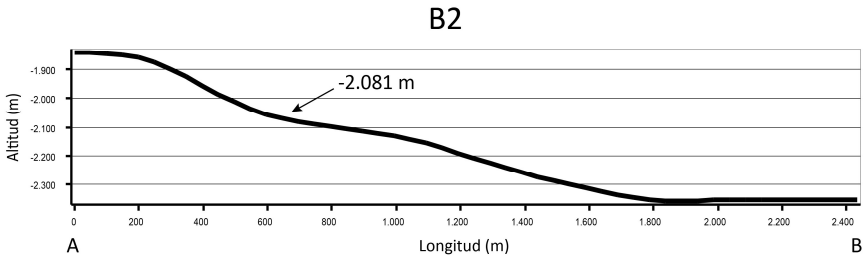


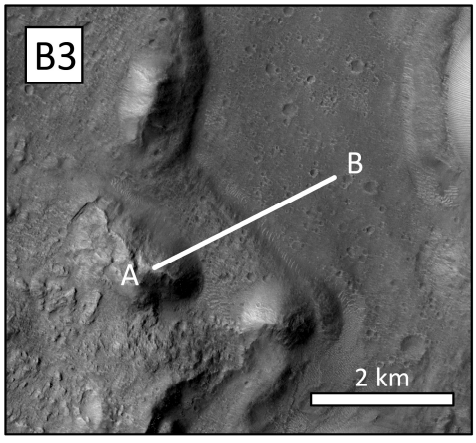


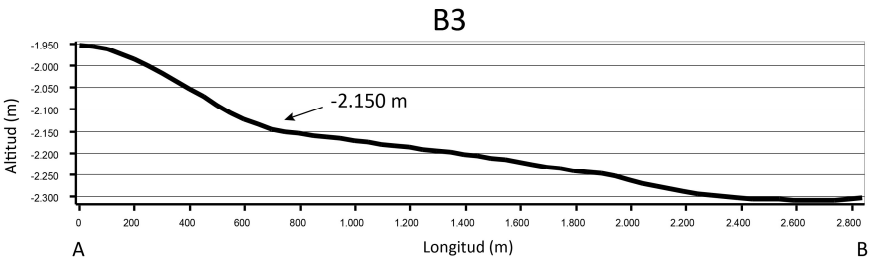




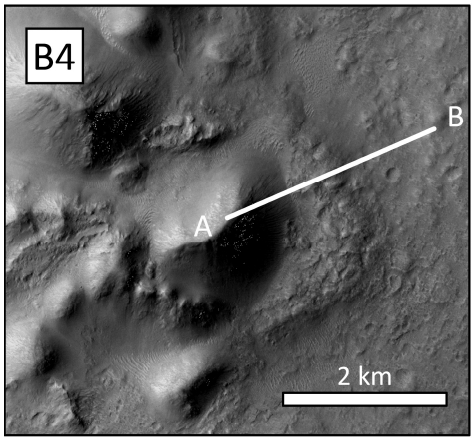


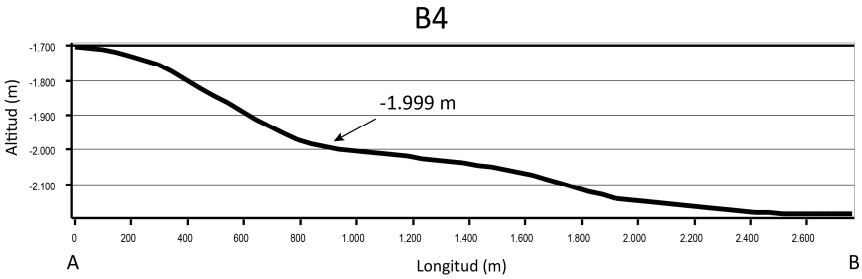


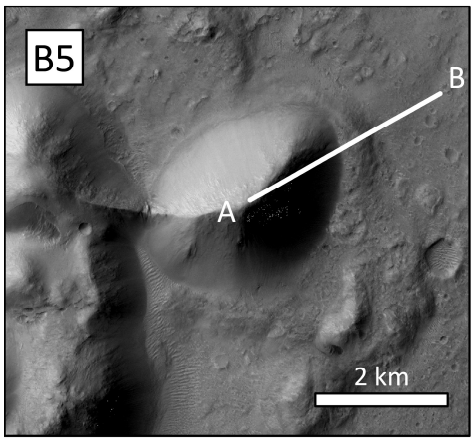


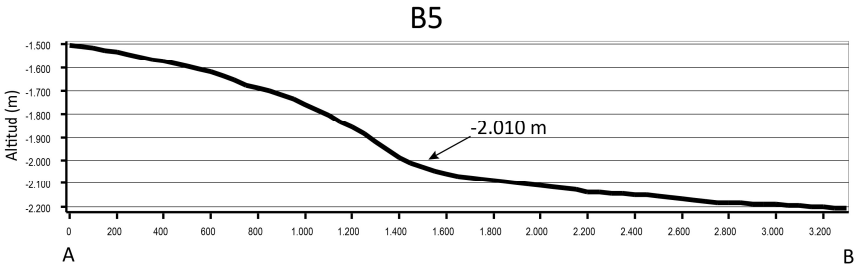


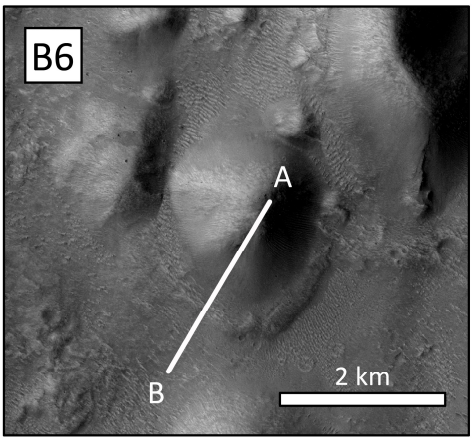
APÉNDICE: PLATAFORMAS DE ABRASIÓN II

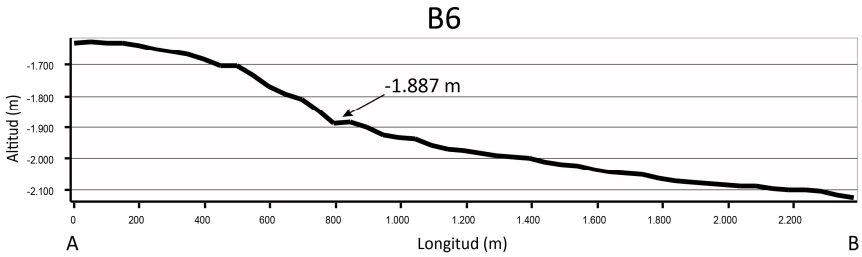


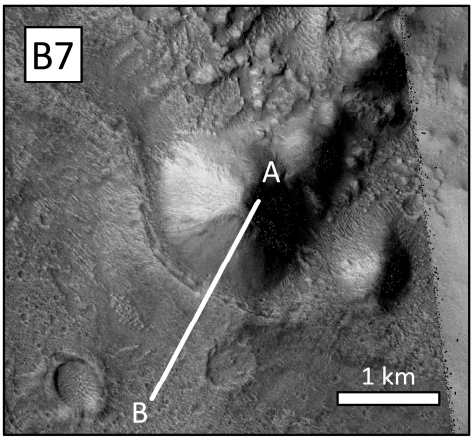


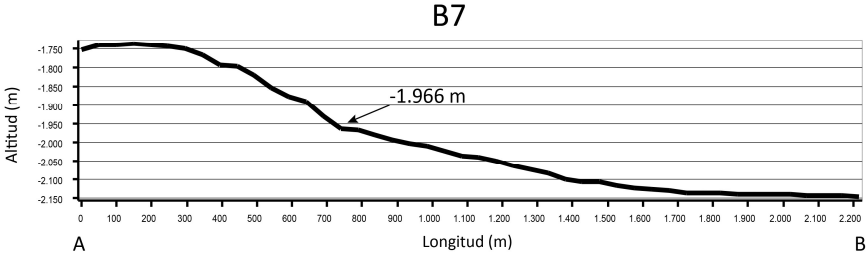




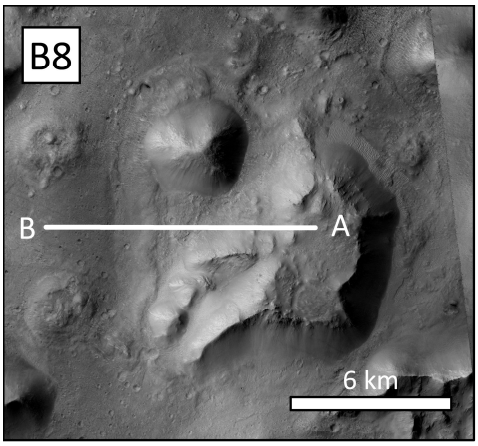


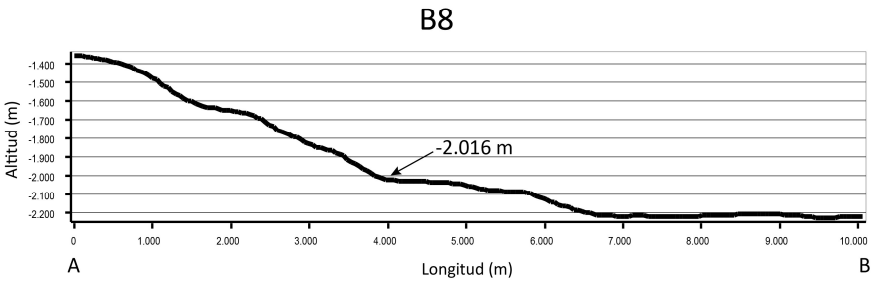


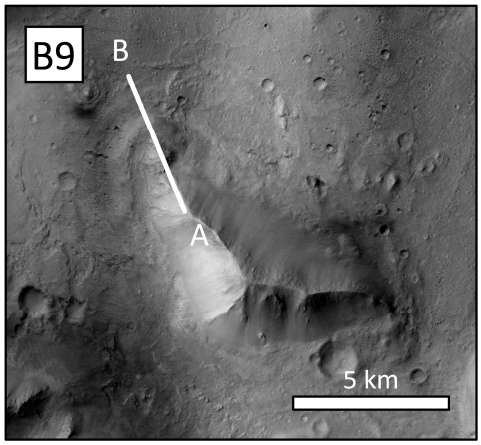


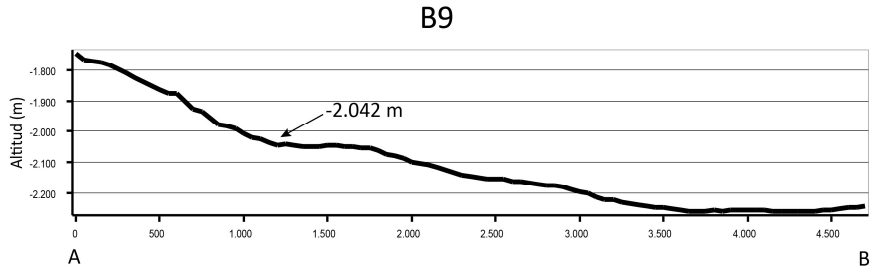


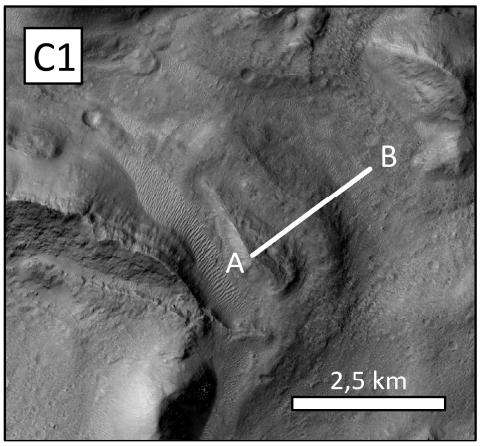
APÉNDICE: PLATAFORMAS DE ABRASIÓN III

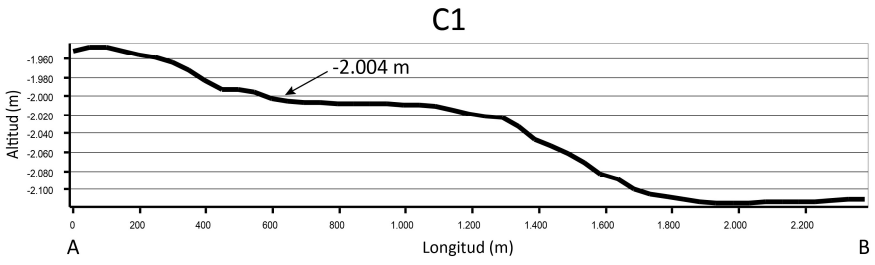


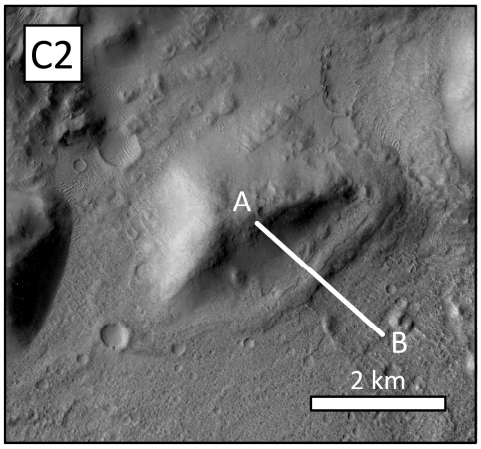


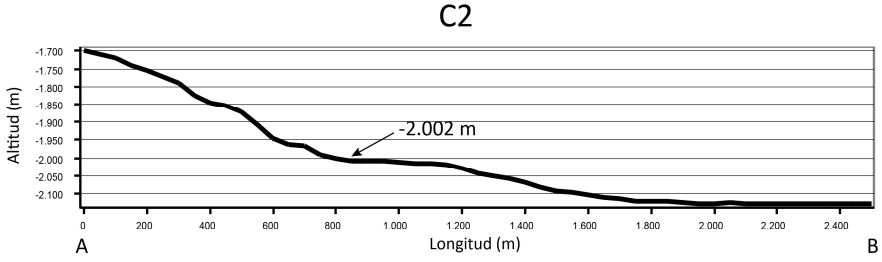




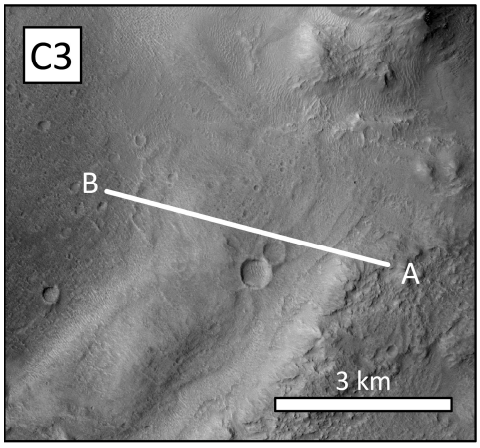


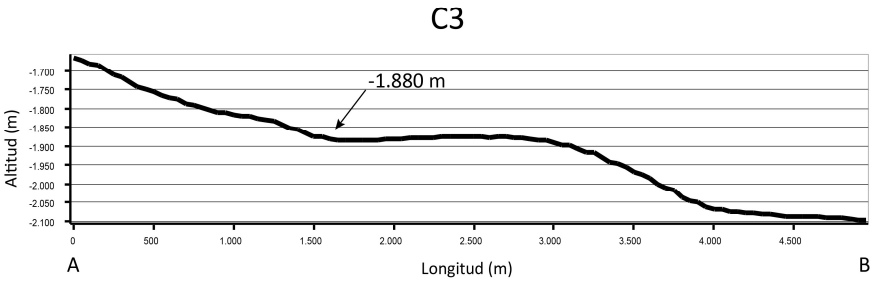


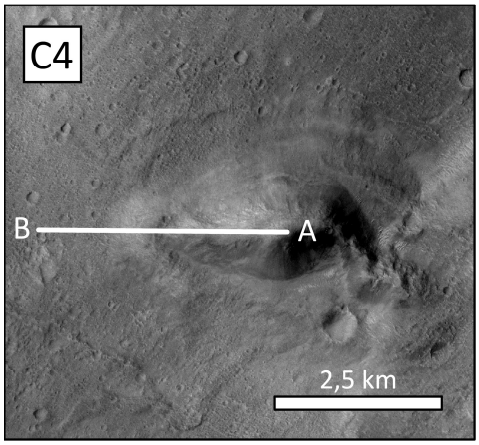


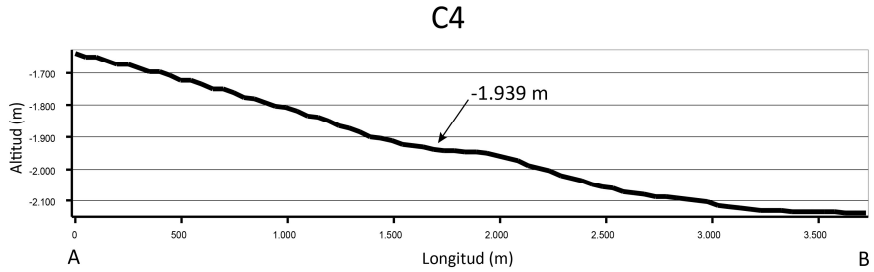


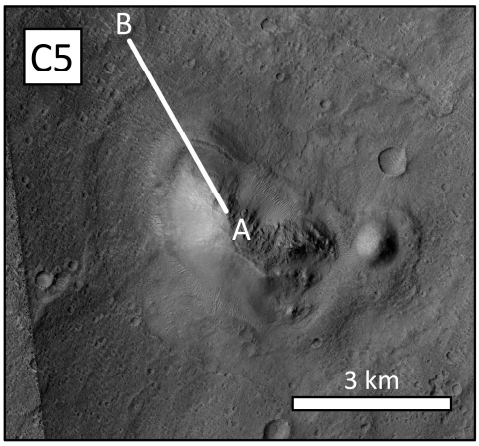
APÉNDICE: PLATAFORMAS DE ABRASIÓN IV

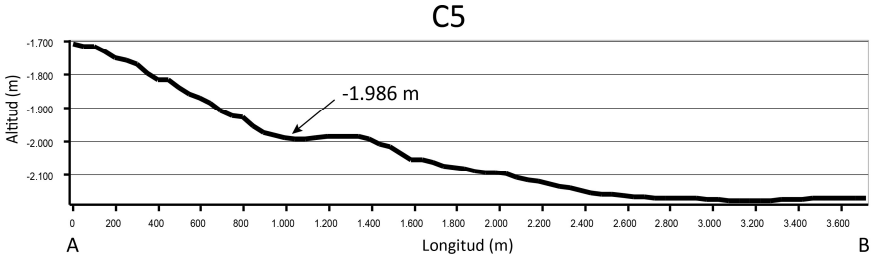


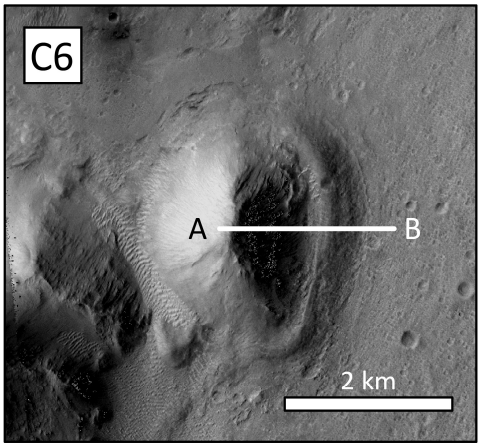


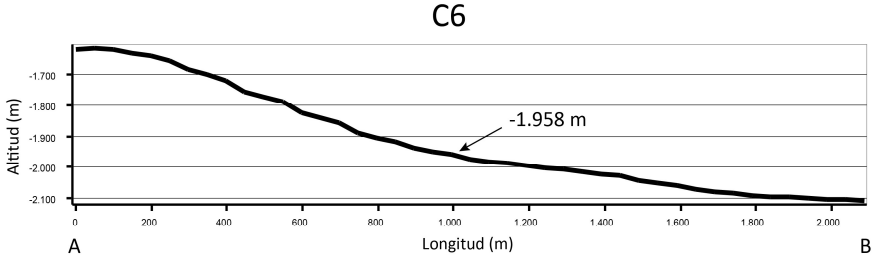




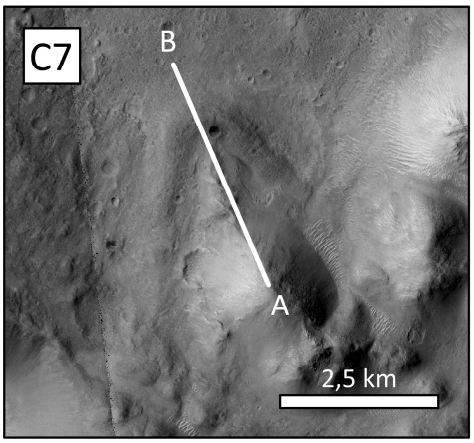


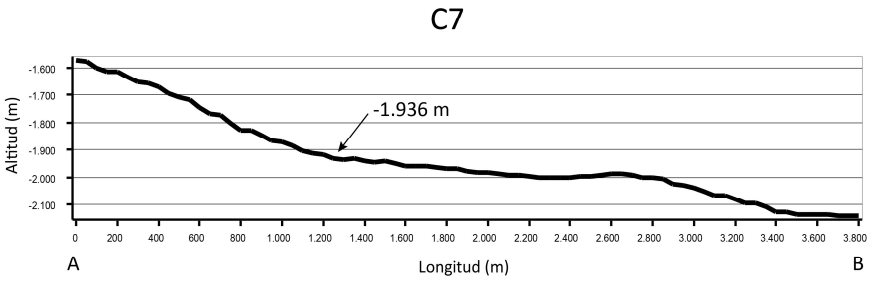


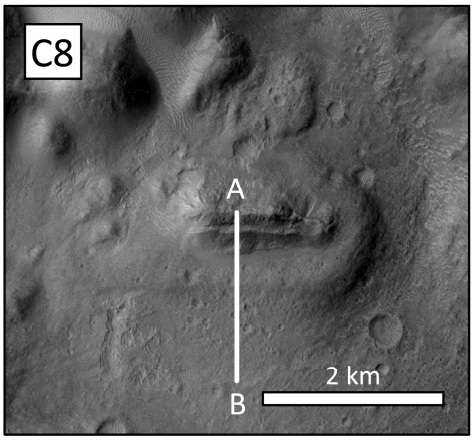


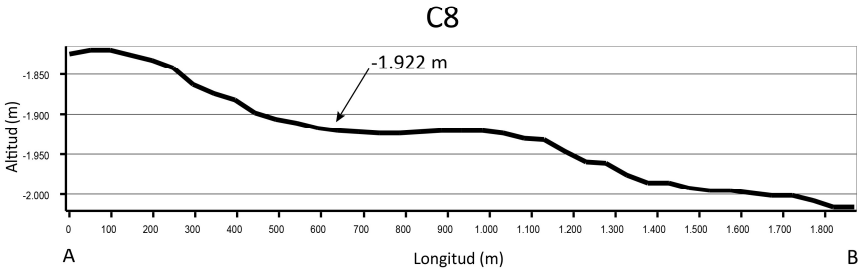


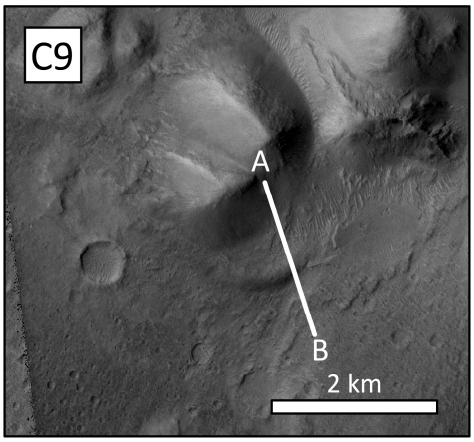
APÉNDICE: PLATAFORMAS DE ABRASIÓN V

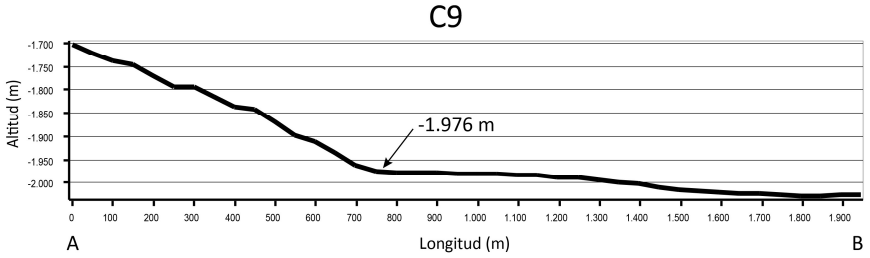


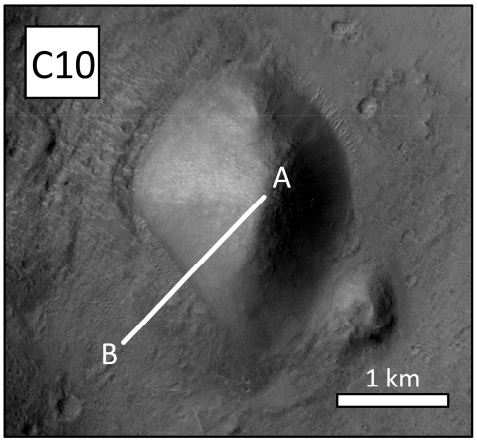


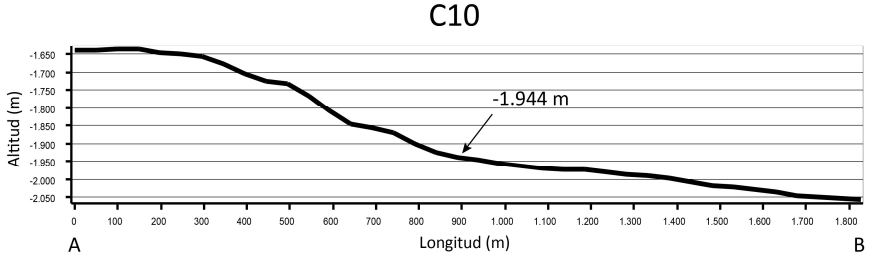




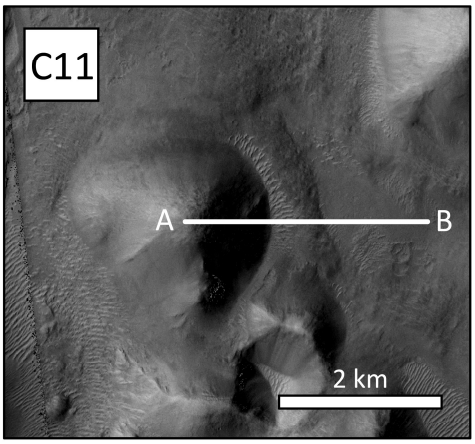


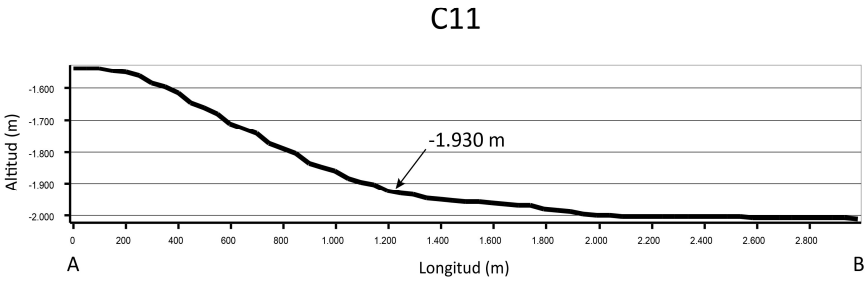


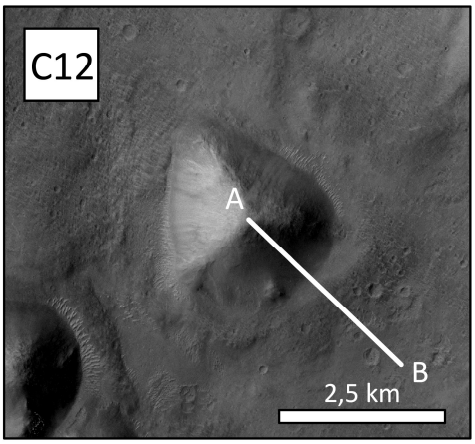


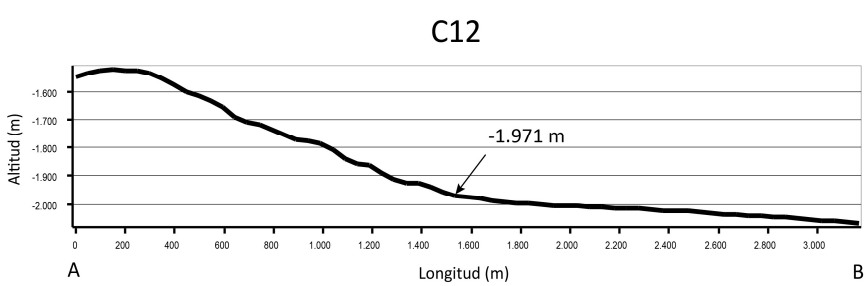


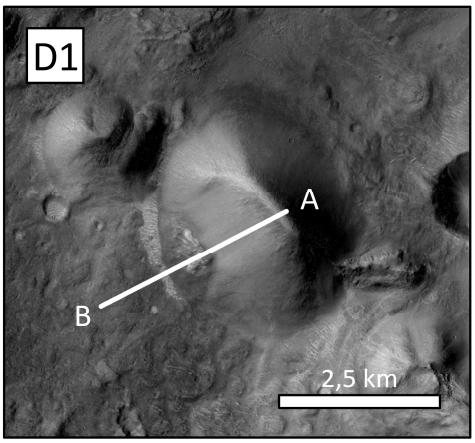
APÉNDICE: PLATAFORMAS DE ABRASIÓN VI

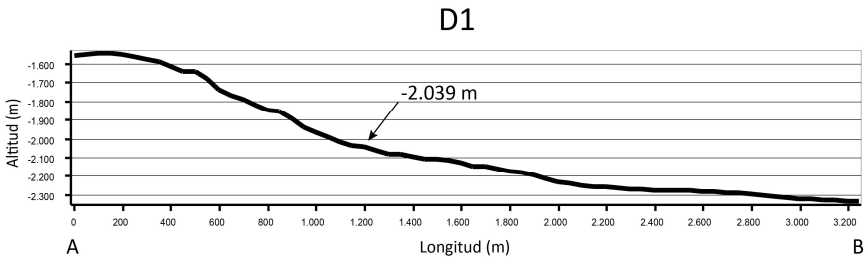


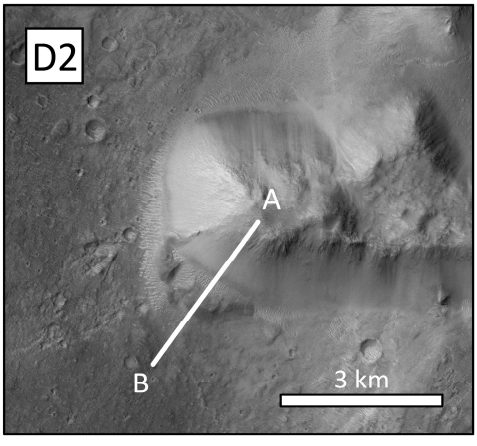


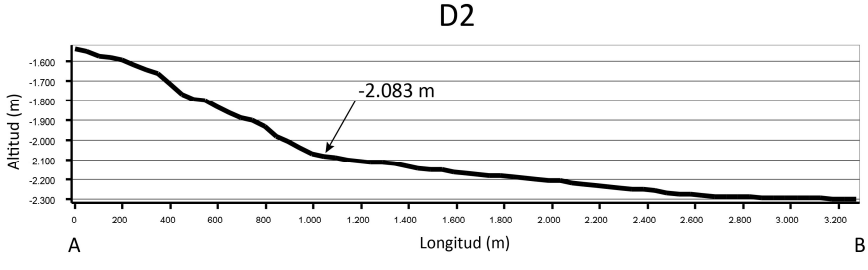




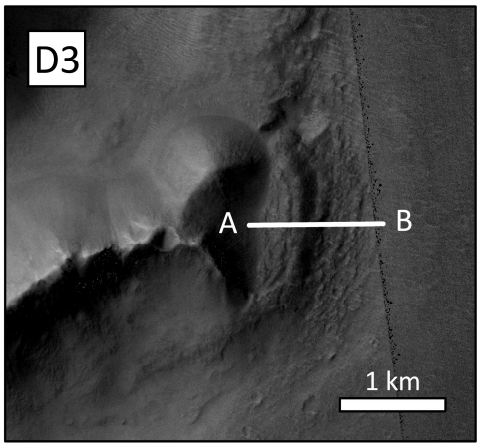


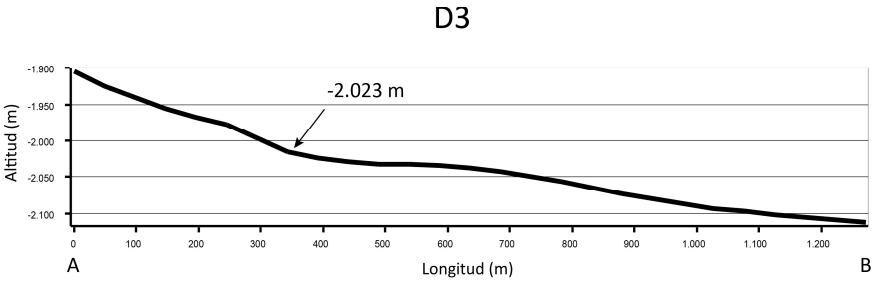


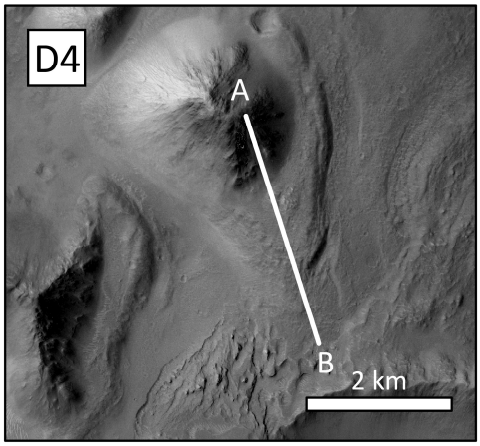


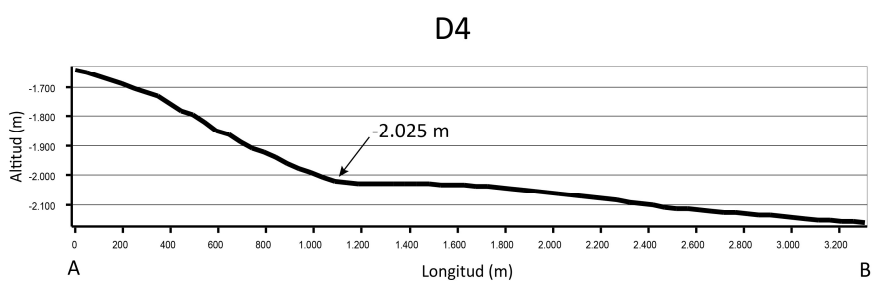


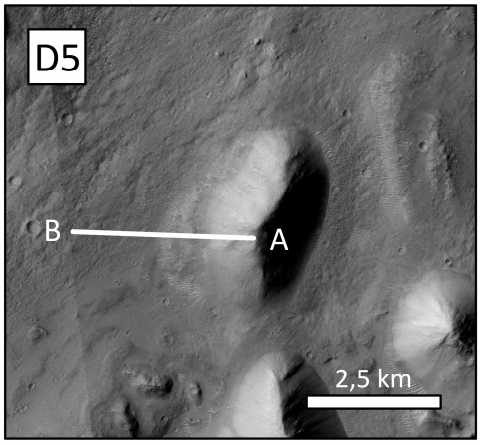
APÉNDICE: PLATAFORMAS DE ABRASIÓN VII

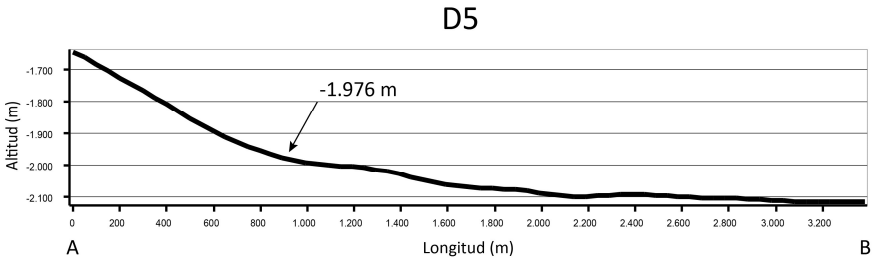


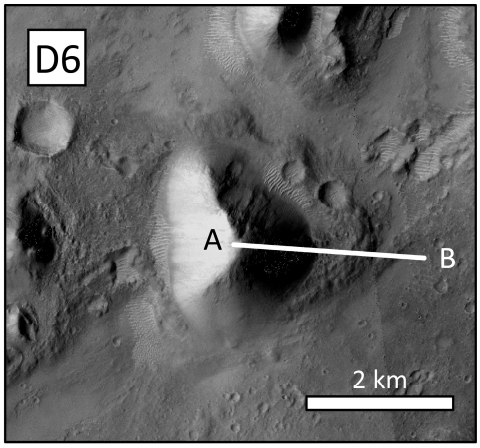


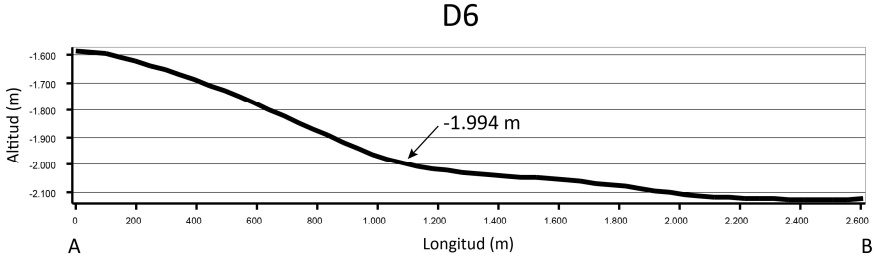




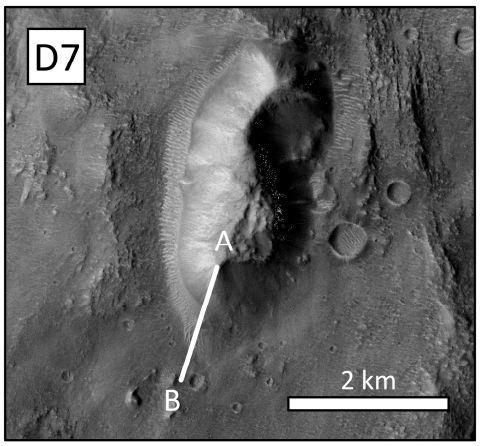


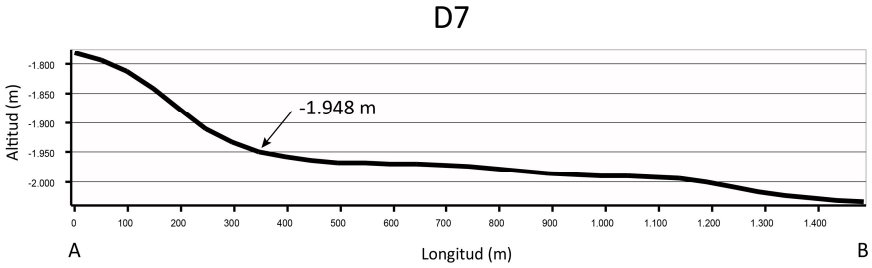


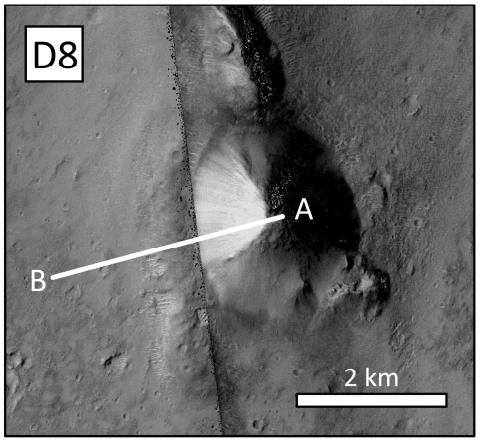


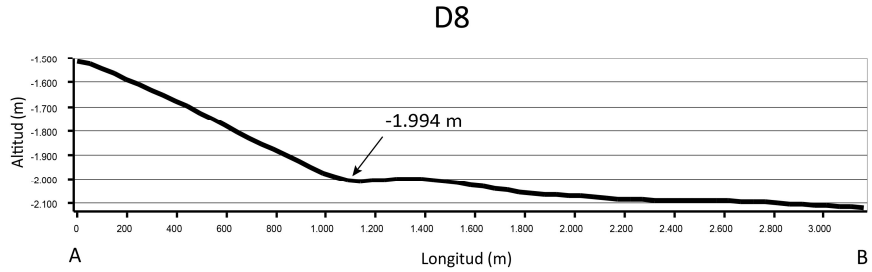


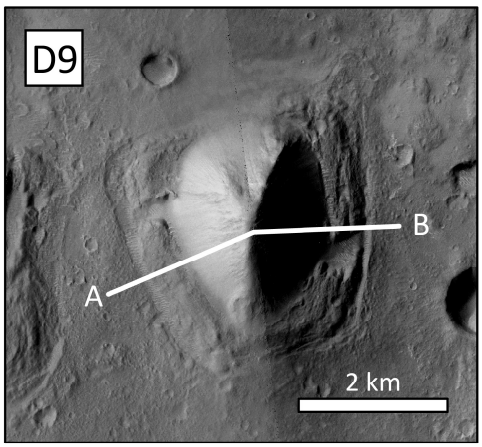
APÉNDICE: PLATAFORMAS DE ABRASIÓN VIII

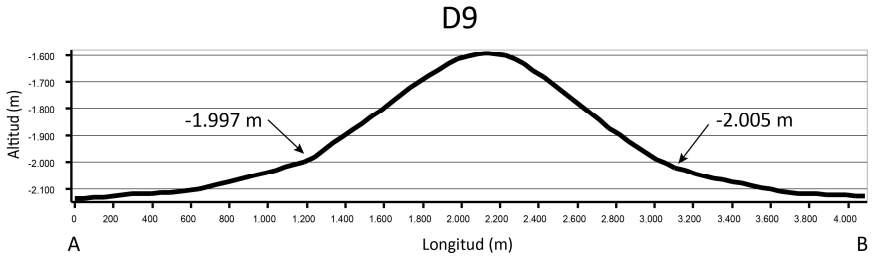


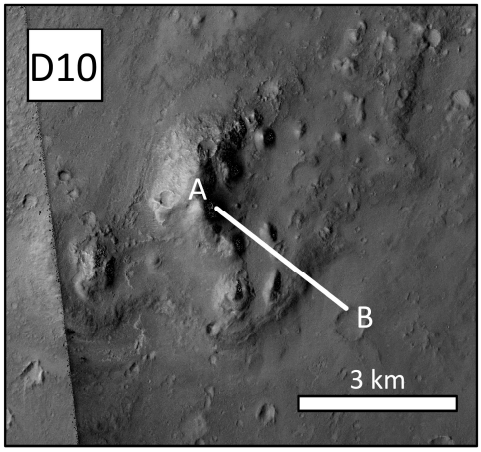


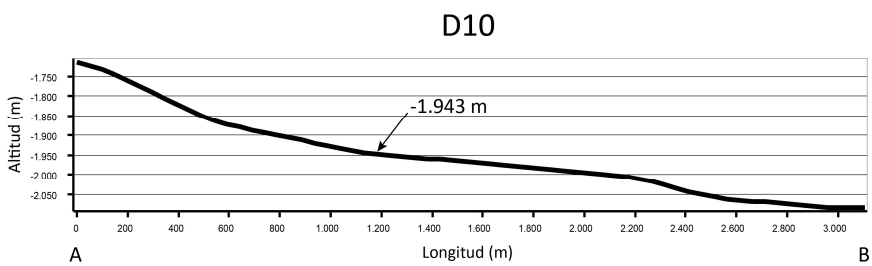




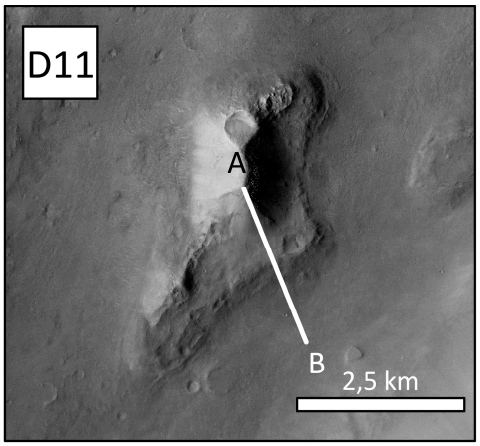


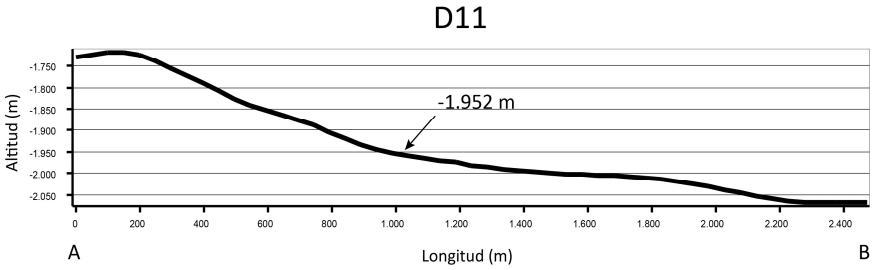


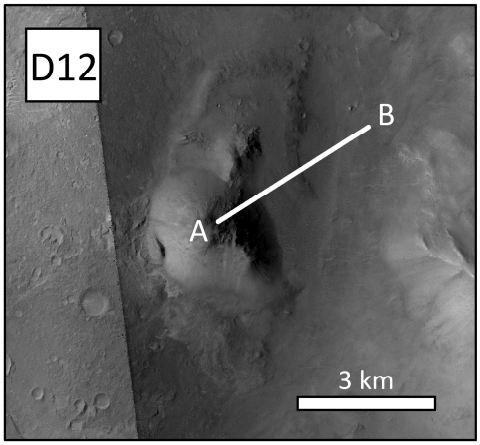


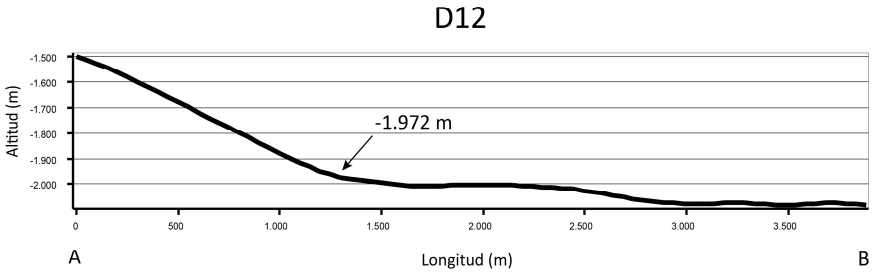


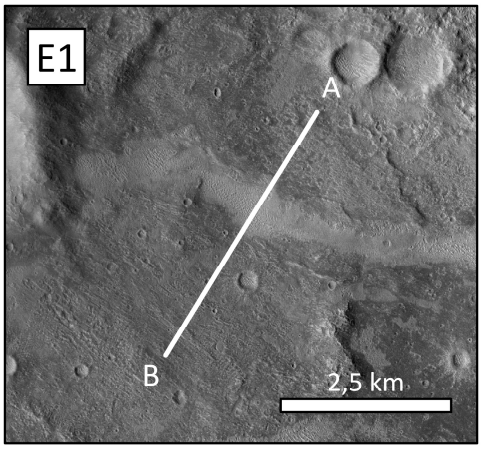
APÉNDICE: PLATAFORMAS DE ABRASIÓN IX

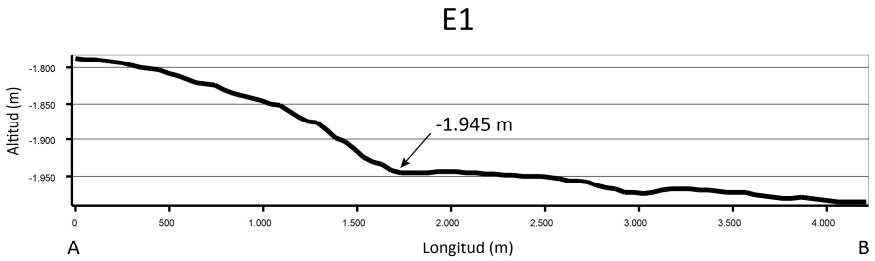


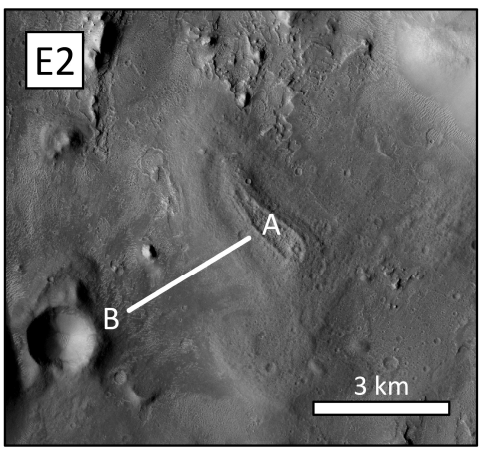


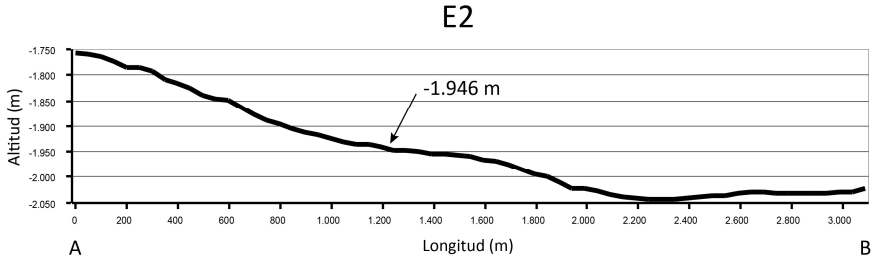












APÉNDICE: PLATAFORMAS DE ABRASIÓN X

