

Geodinámica de Marte (y otros planetas terrestres)





La Tierra en un contexto planetario:
El sistema Tierra-Luna fotografiado desde la sonda
Galileo de la NASA

Luna

Dos tipos de superficie.
Tierras altas (zonas brillantes) compuesta de anortositas casi puras y cuencas debidas a cráteres de impacto rellenas (zonas oscuras) por basaltos

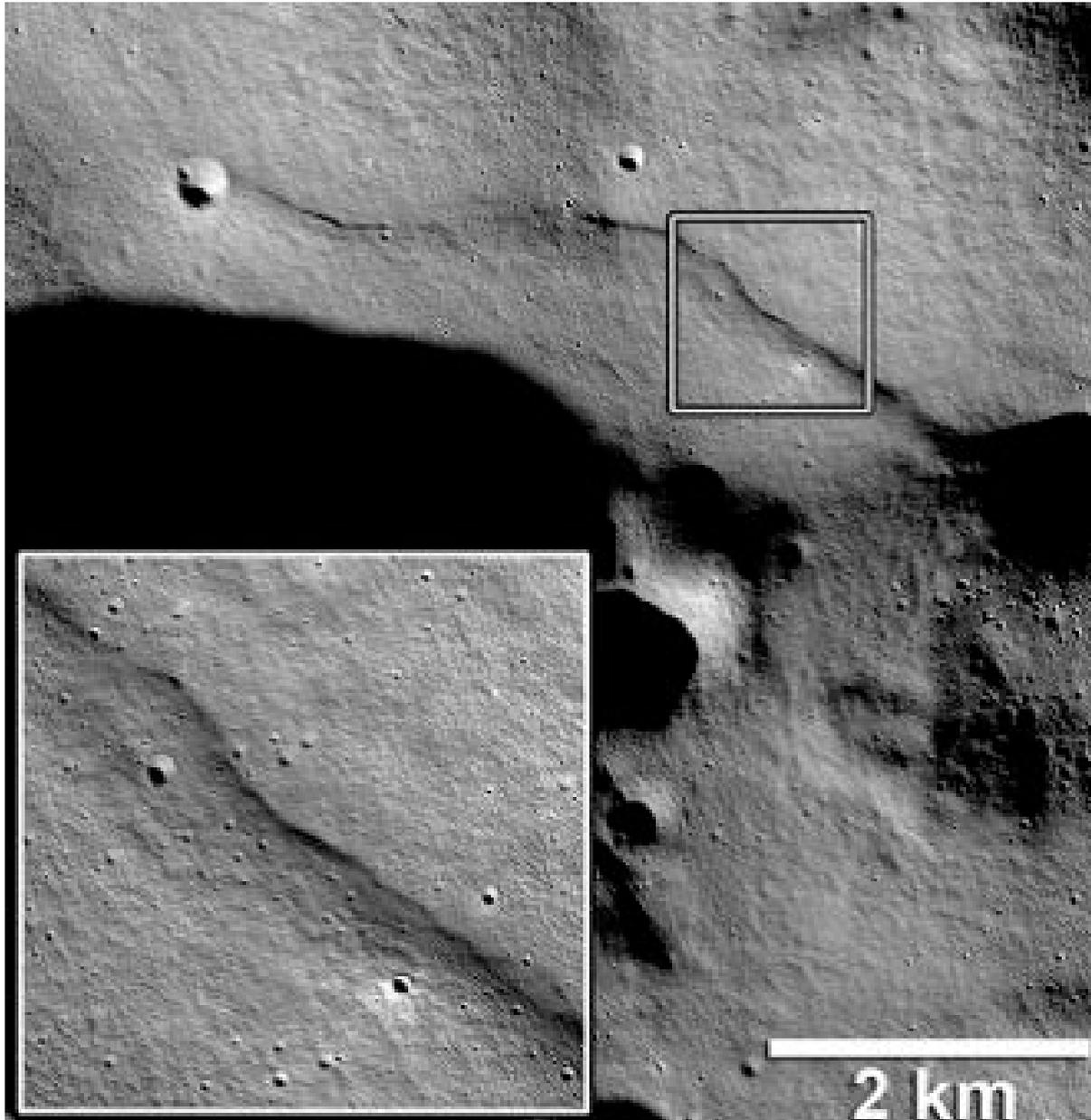




La tectónica en la Luna está dominada por estructuras compresivas, originadas por contracción ligada a su enfriamiento.

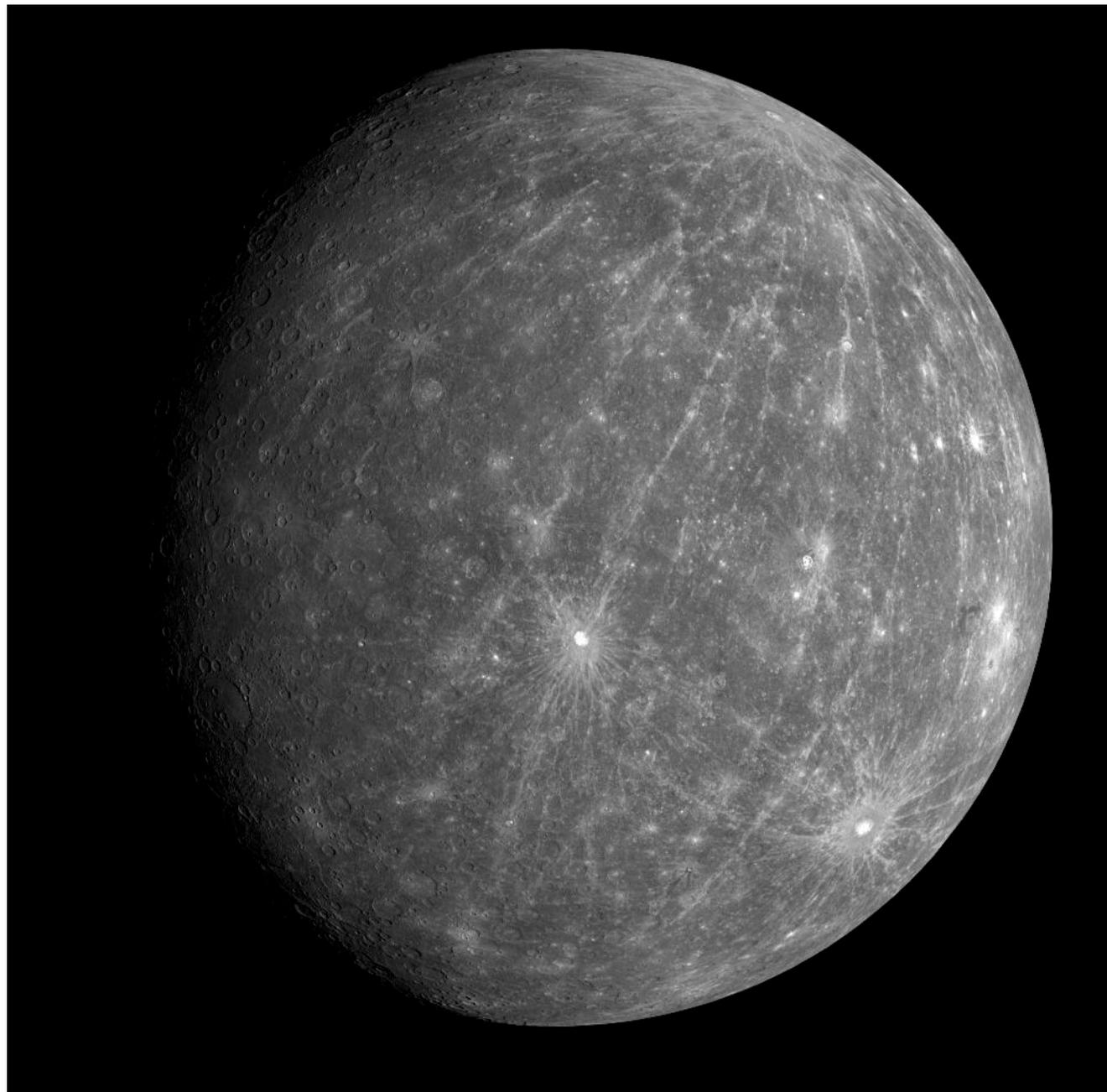
Crestas (conocidas como "wrinkle ridges") asociadas a fallas inversas ciegas, que evidencian pliegues de propagación de falla.

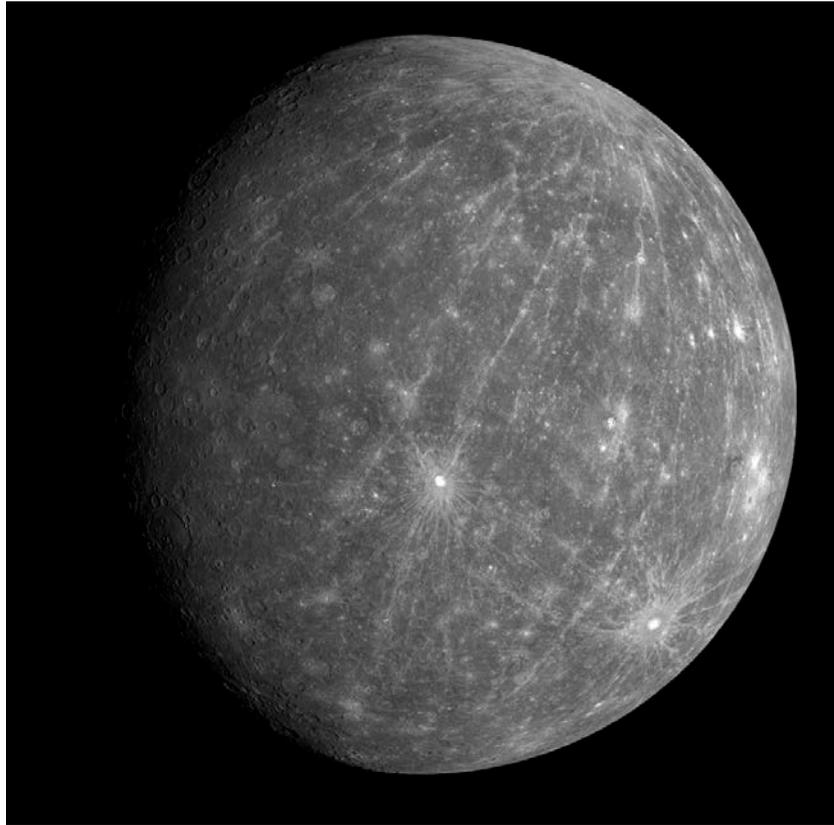
Deformación en el Mare Imbrium



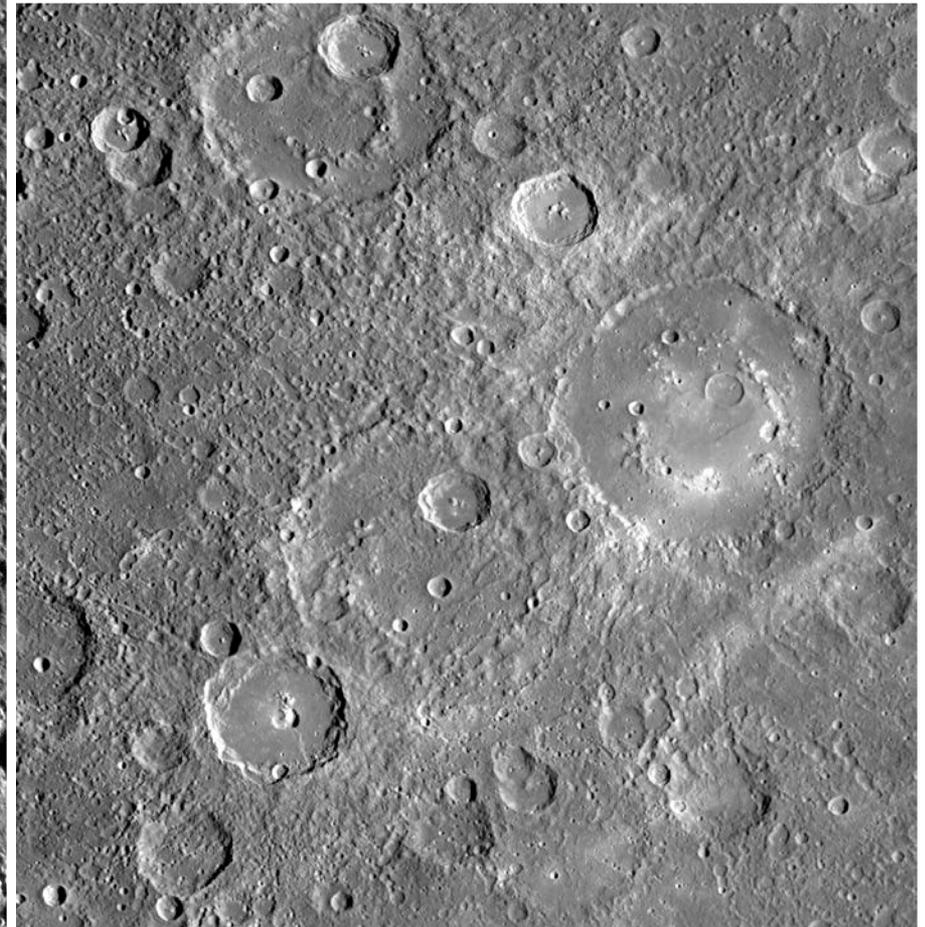
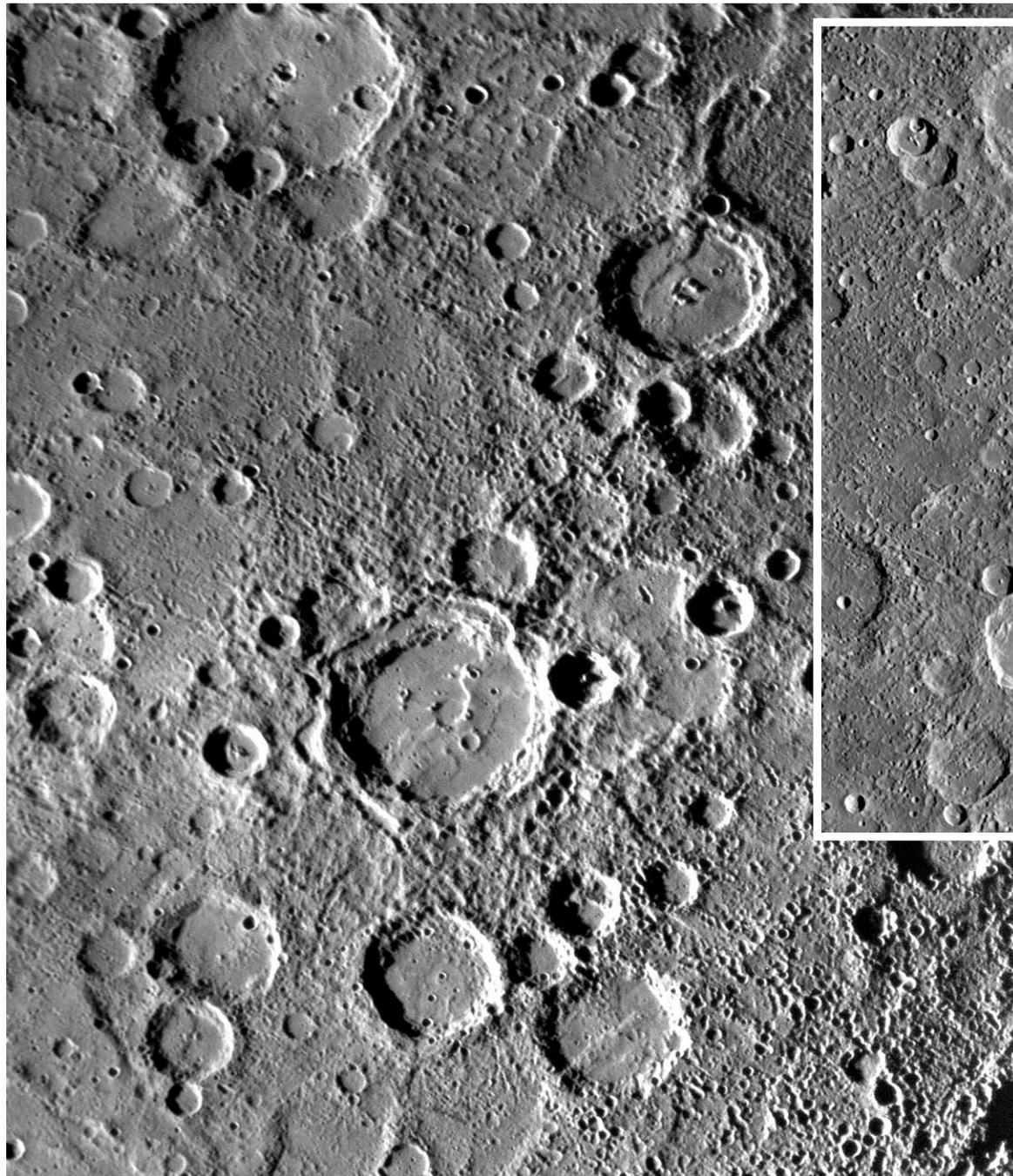
También existen muchas fallas inversas recientes de relativo poco tamaño.

Mercurio

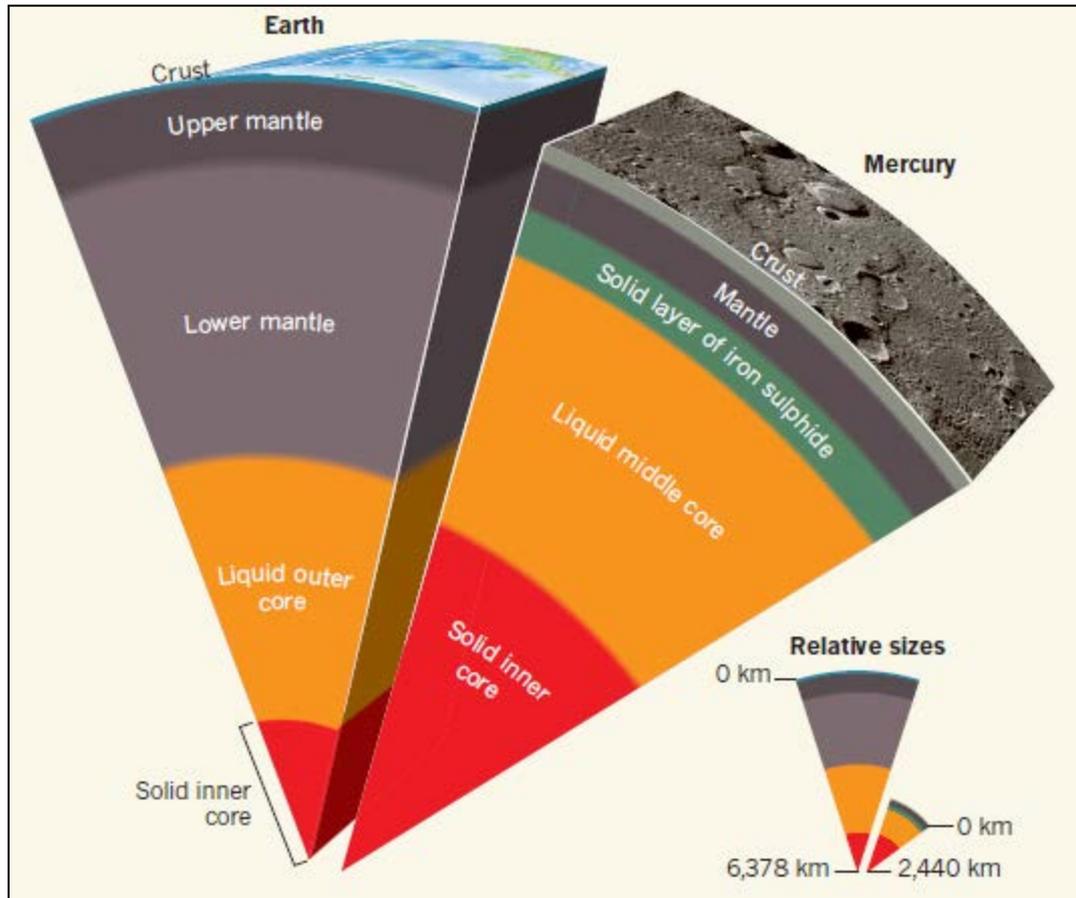




Superficie muy oscura compuesta de materiales basálticos.
Hay mares pero contrastan poco con el color del resto de la superficie.



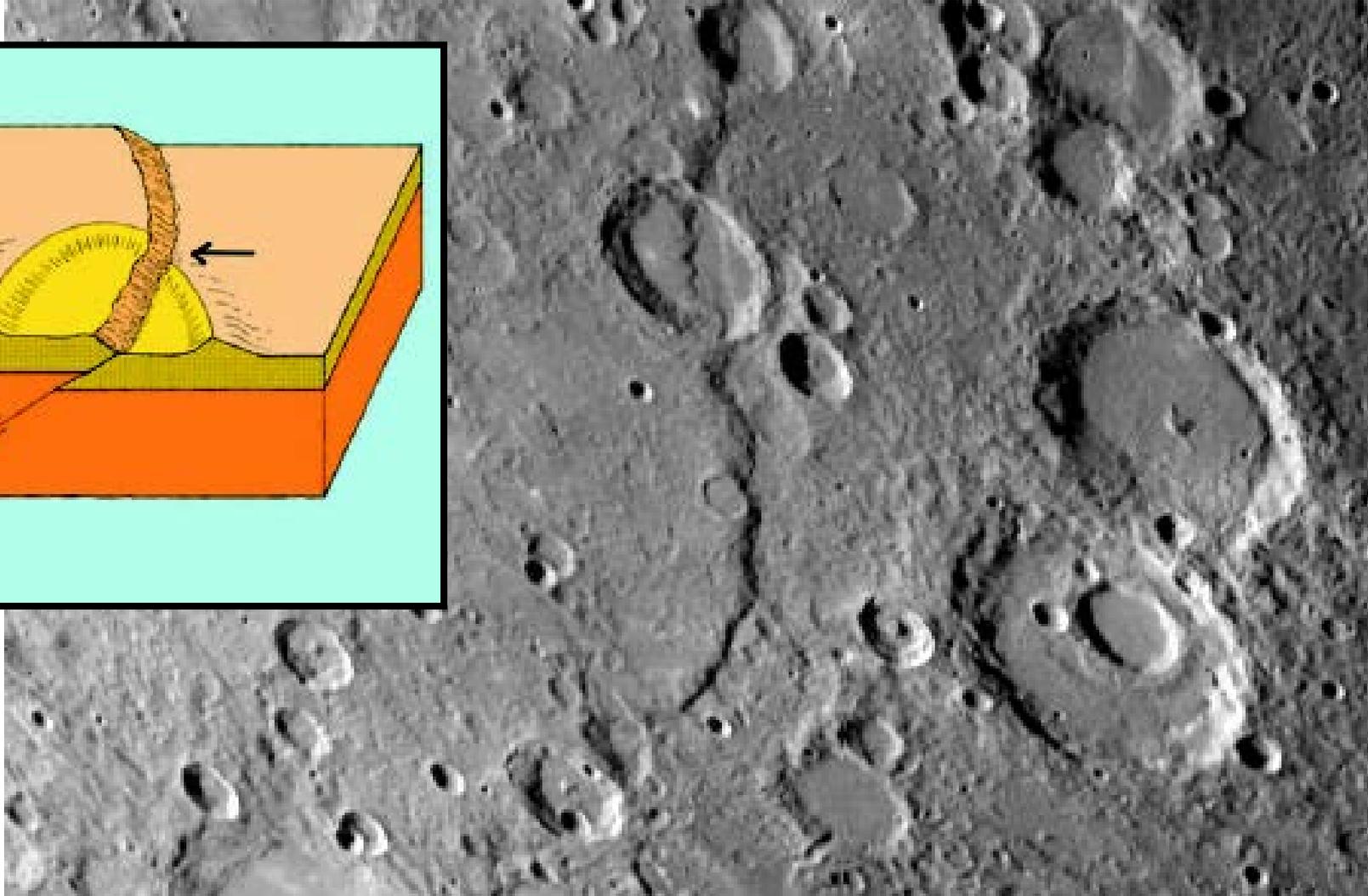
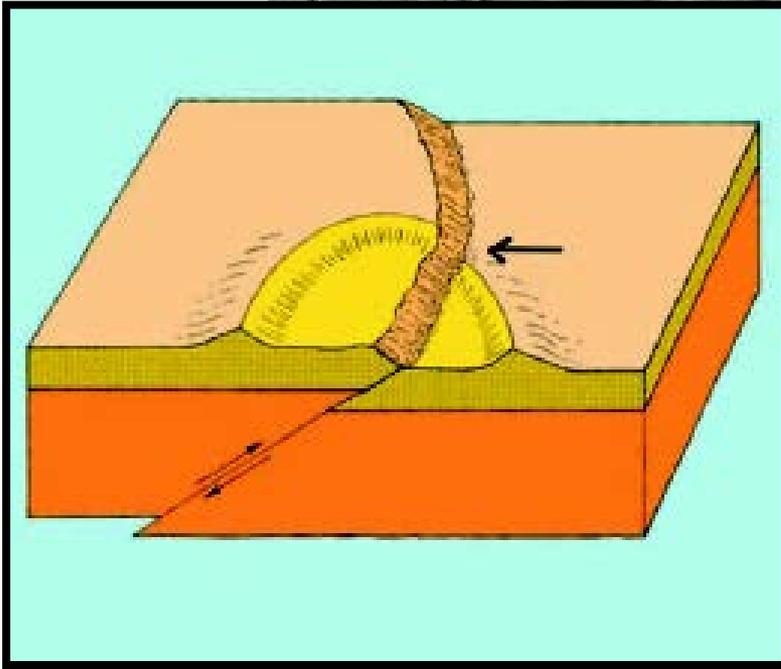
La mayoría de la superficie es muy antigua y se encuentra muy craterizada.

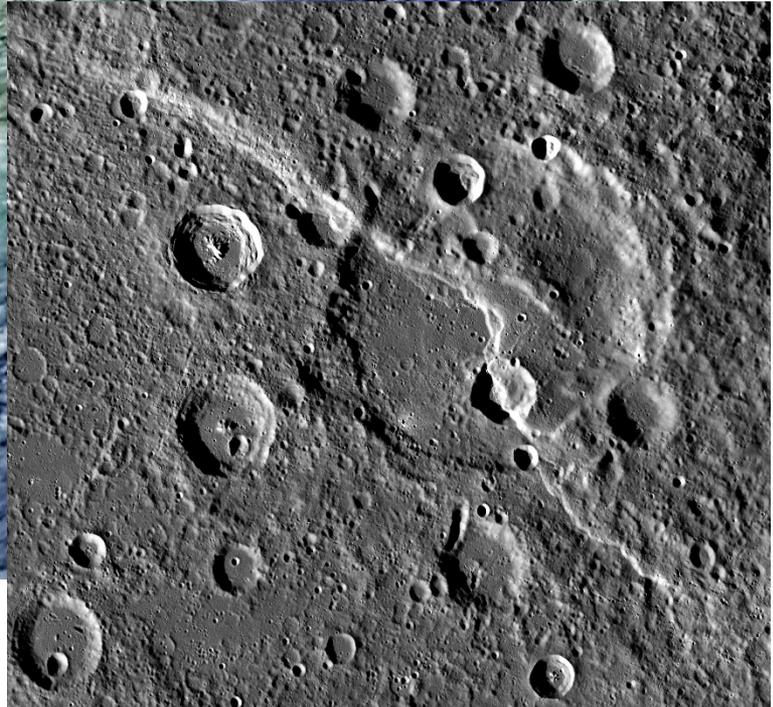
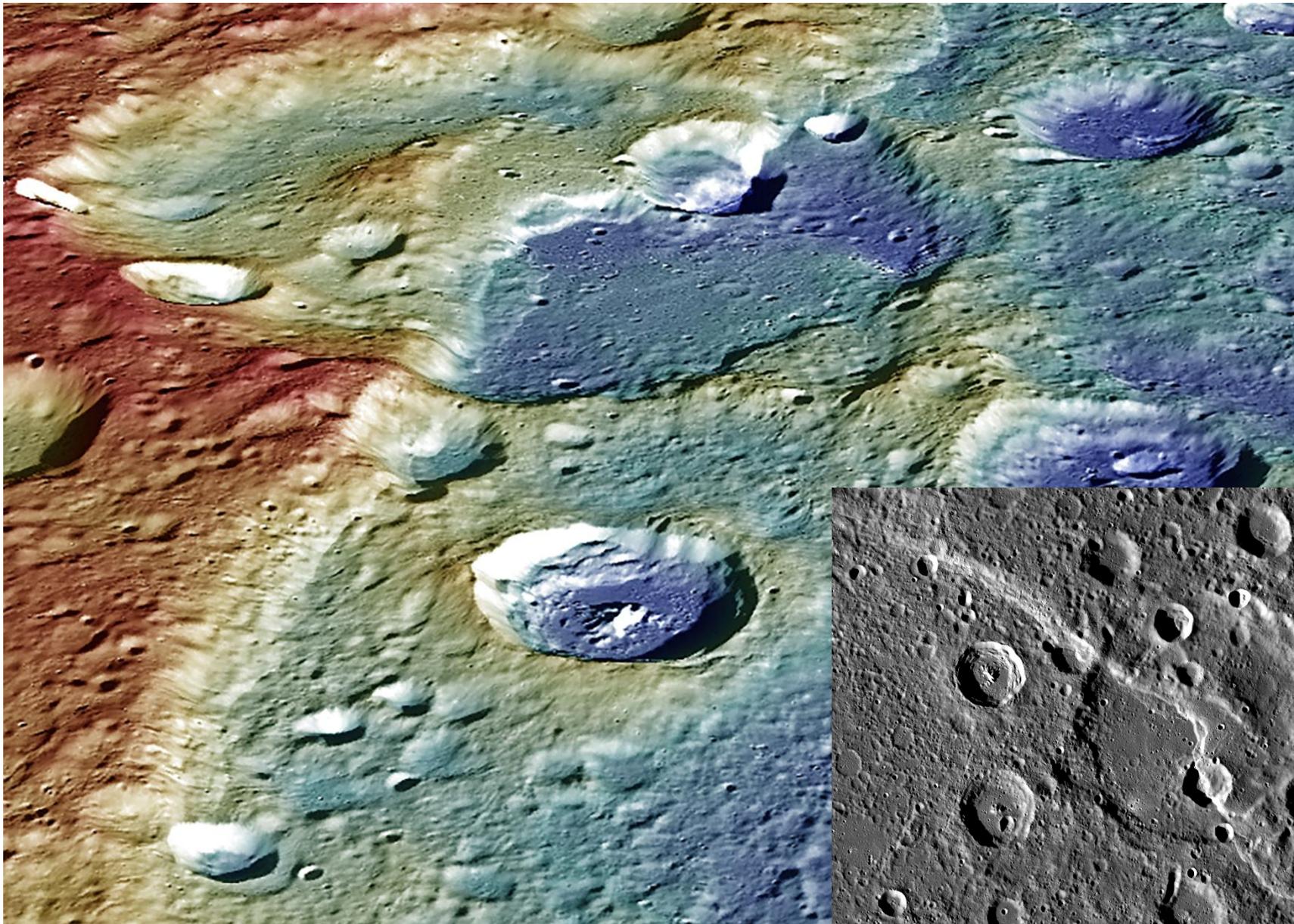


De tamaño mucho menor que la Tierra, su estructura interna está dominada por un gran núcleo metálico, con manto y corteza muy delgados. Se considera que un gran impacto asteroidal eliminó las capas exteriores.

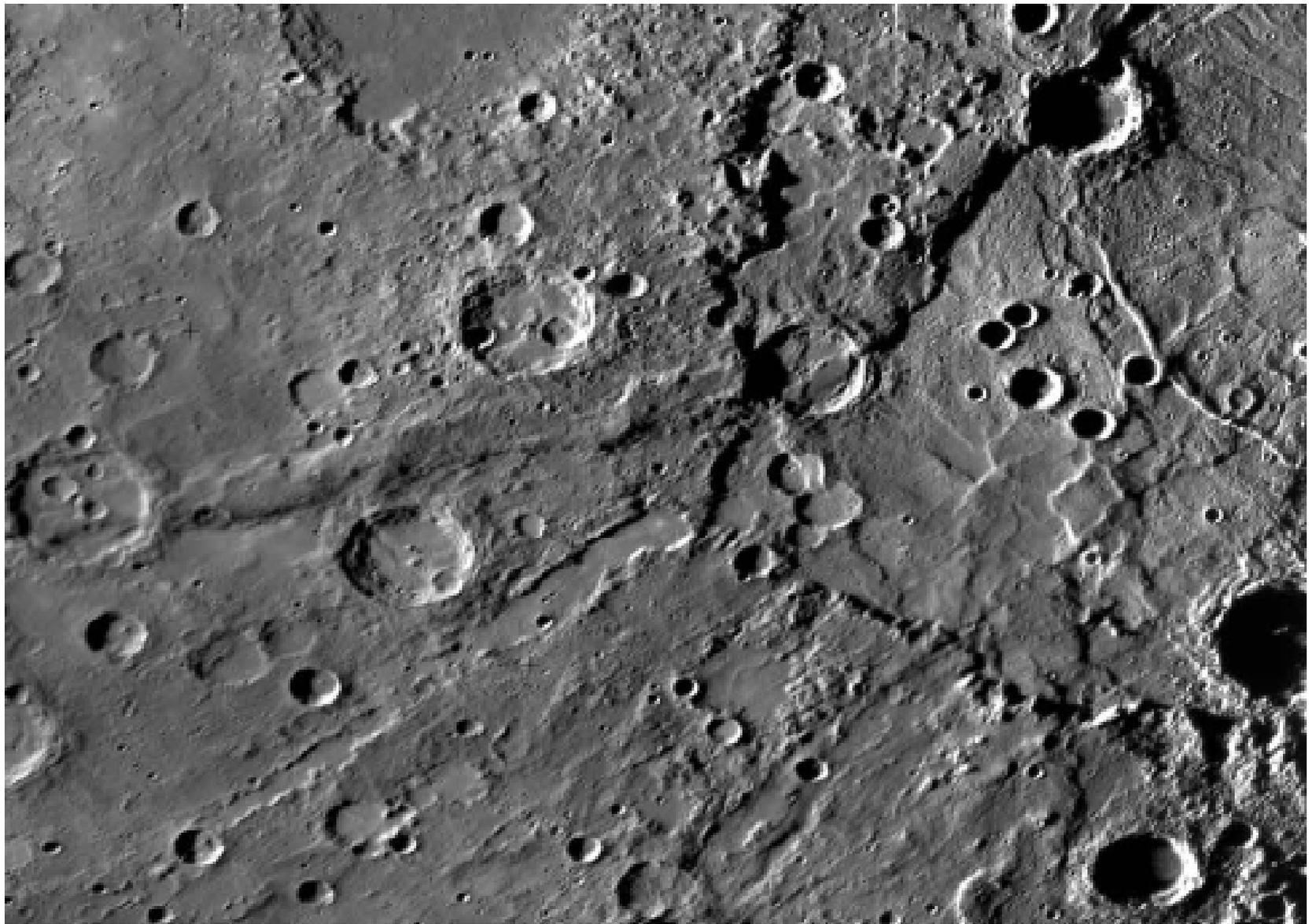
Su tectónica se encuentra dominada por grandes fallas inversas, algunas de cientos de kilómetros de longitud, y con un escarpe asociado de más de un kilómetro de altura.

Discovery Rupes

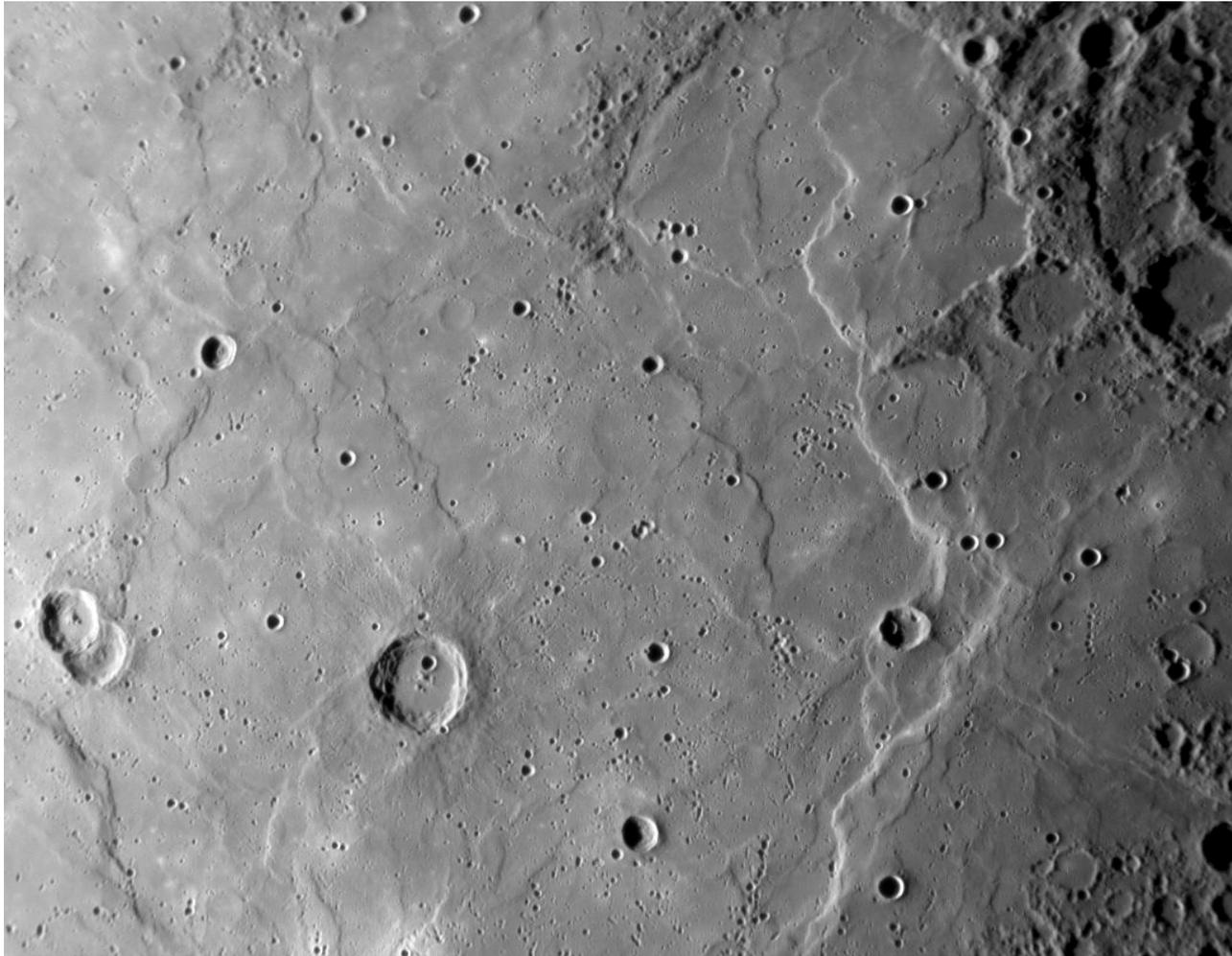




Carnegie Rupes



Enterprise Rupes



También se pueden observar superpuestas diversos tipos de estructuras compresivas con orientaciones diferentes, lo que atestigua una larga historia de deformación.

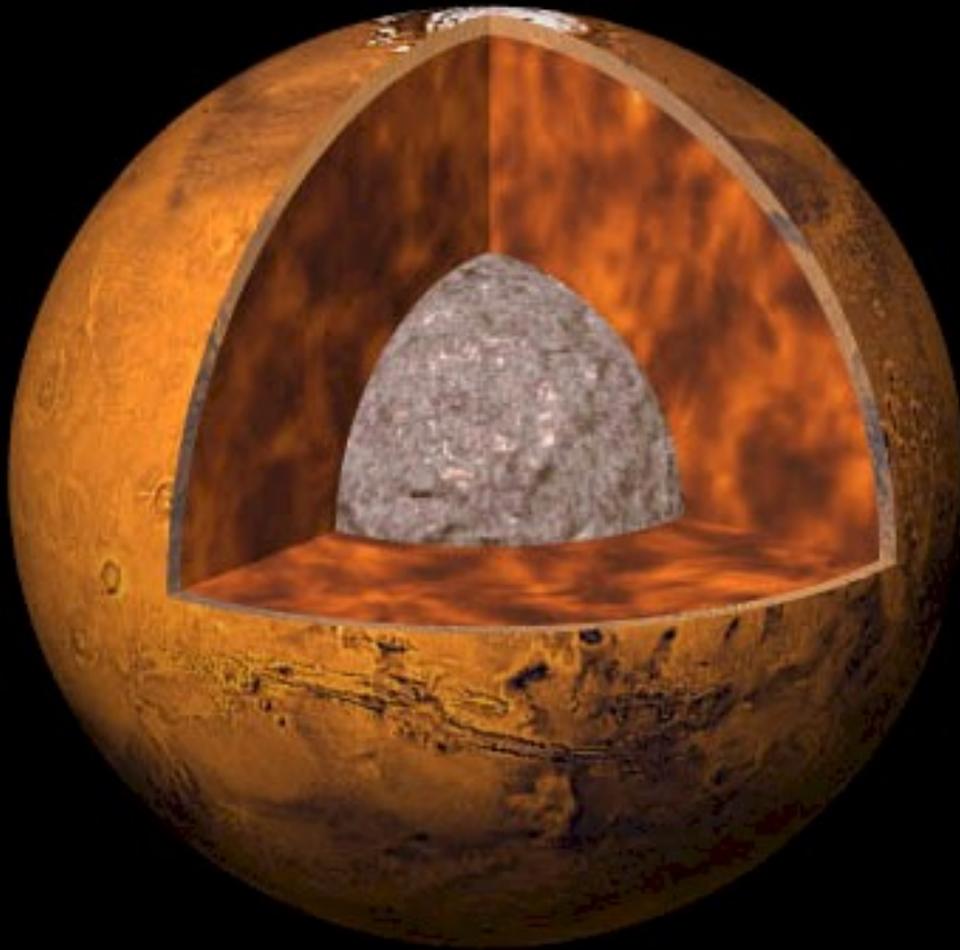
Marte



Colinas Columbia, Cráter Gusev

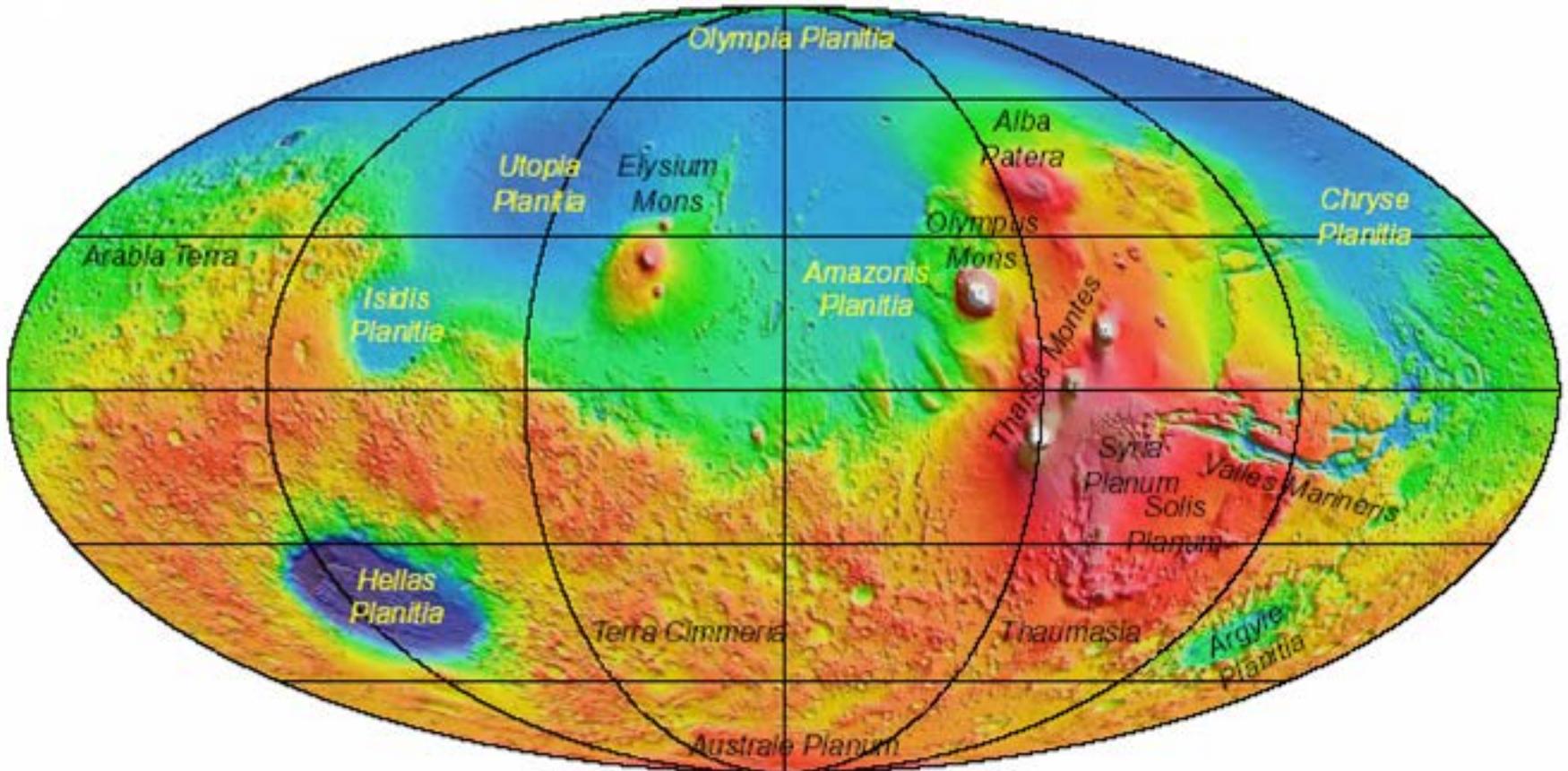


La Tierra y Marte a escala. Aunque Marte es mucho más pequeño, el tamaño de sus estructuras tectónicas rivaliza con el de la Tierra. En se aprecia el Valles Marineris, que puede compararse con las dimensiones del Mar Rojo o el Golfo de Aden.



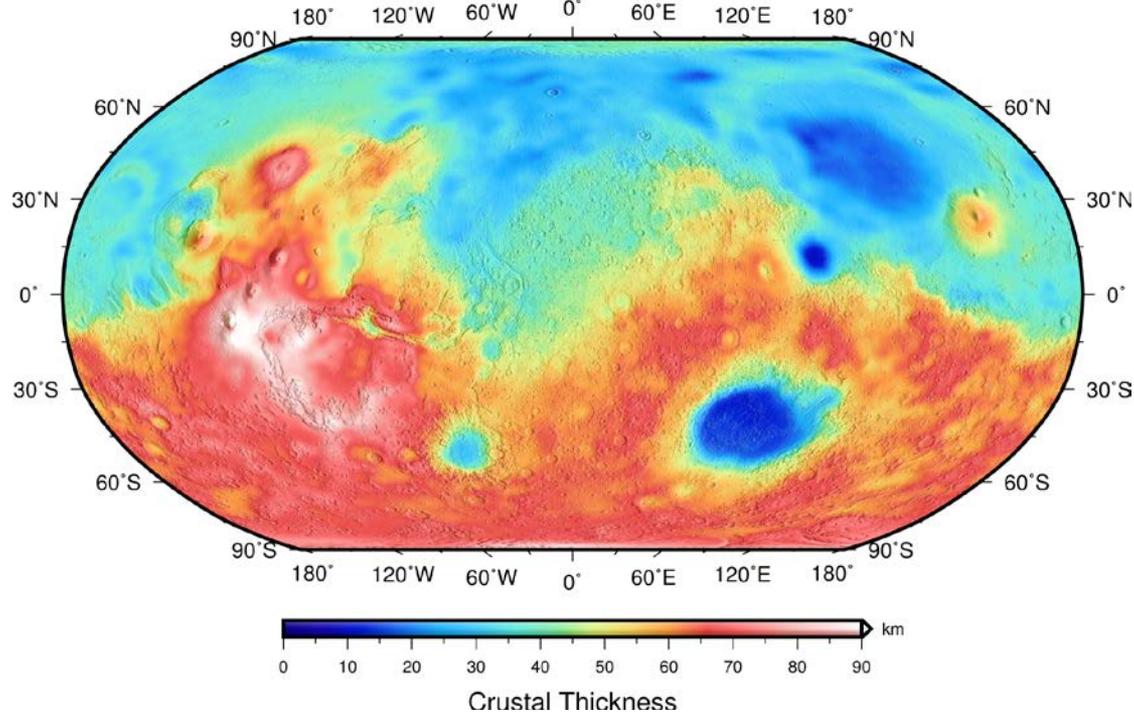
Su estructura interna es similar a la terrestre, aunque con un núcleo relativamente menor, y líquido en parte.

Topografía de Marte (Smith et al., 1999, 2001)



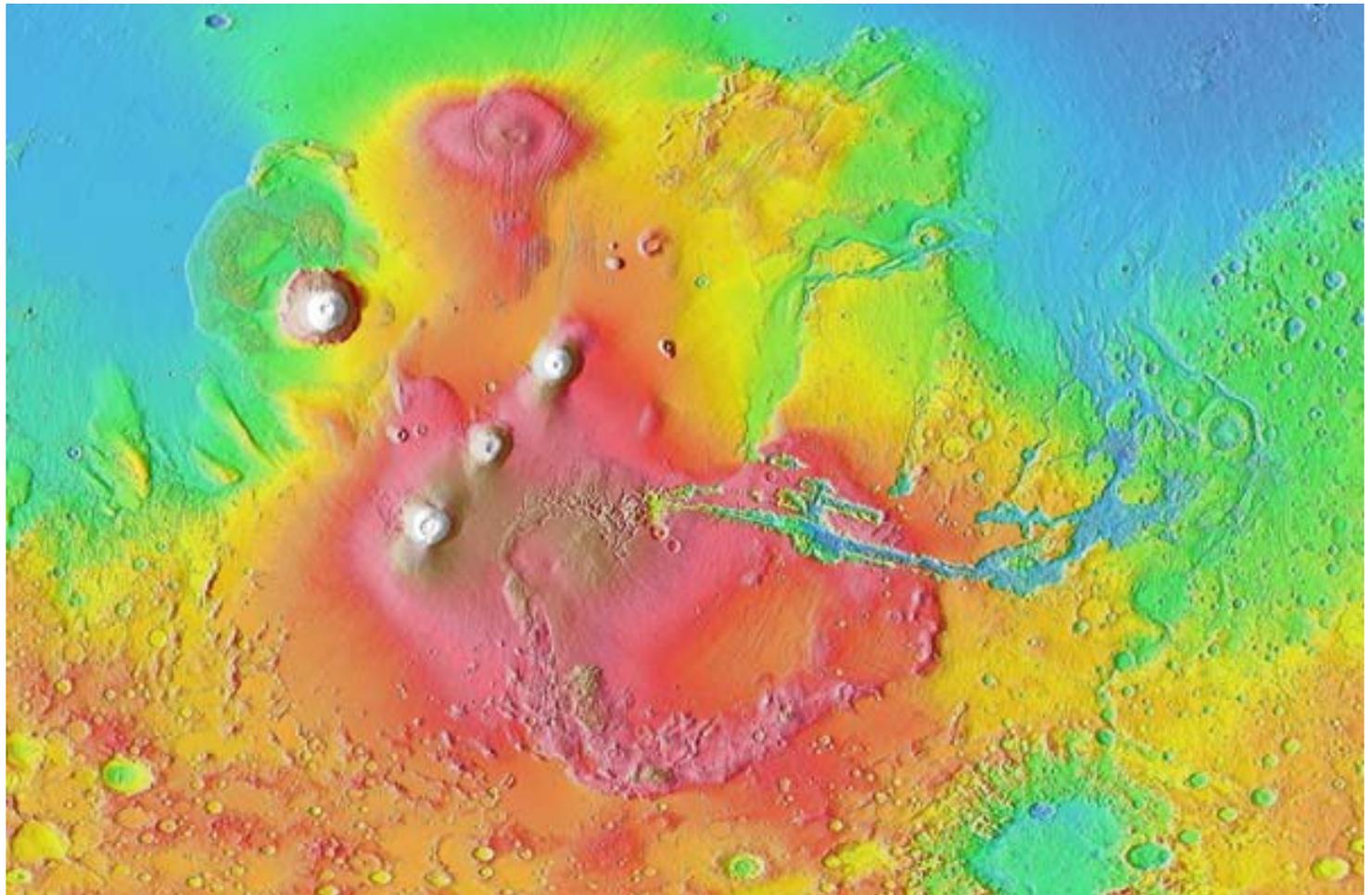
Marte presenta una notoria dicotomía en cuanto a topografía. Se puede diferenciar claramente entre tierras bajas (al norte, colores azules) y tierras altas (al sur, naranjas y rojos), con una diferencia de altura media de varios kilómetros. Las tierras bajas presentan una superficie lisa, mientras que las altas son mucho más rugosas y craterizadas.

(Parro et al., 2017)



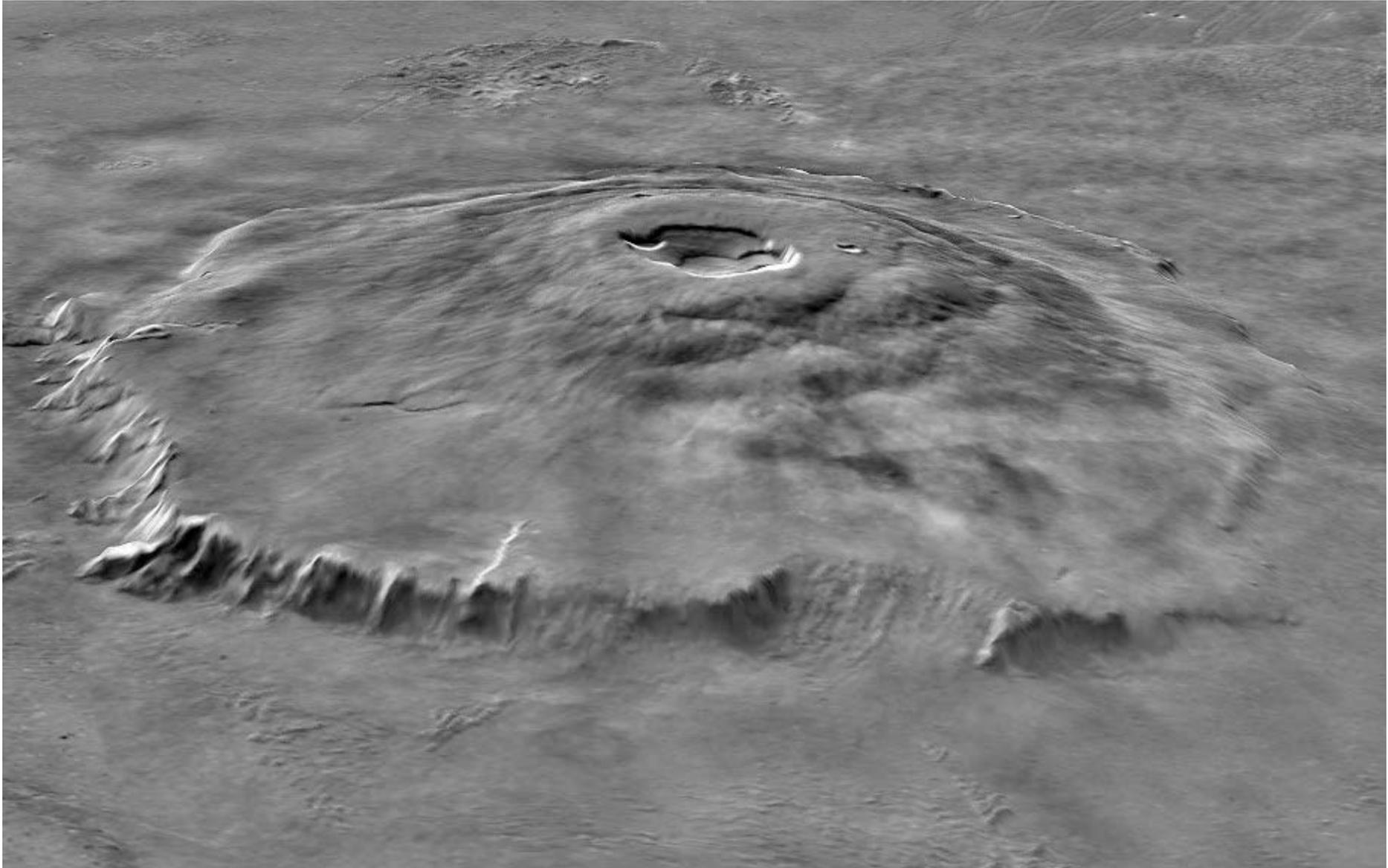
Marte también presenta una dicotomía en cuanto al espesor de su corteza, que básicamente es equivalente a la dicotomía en altitudes, con corteza relativamente delgada en las tierras bajas y gruesa en las tierras altas.

Región de Tharsis

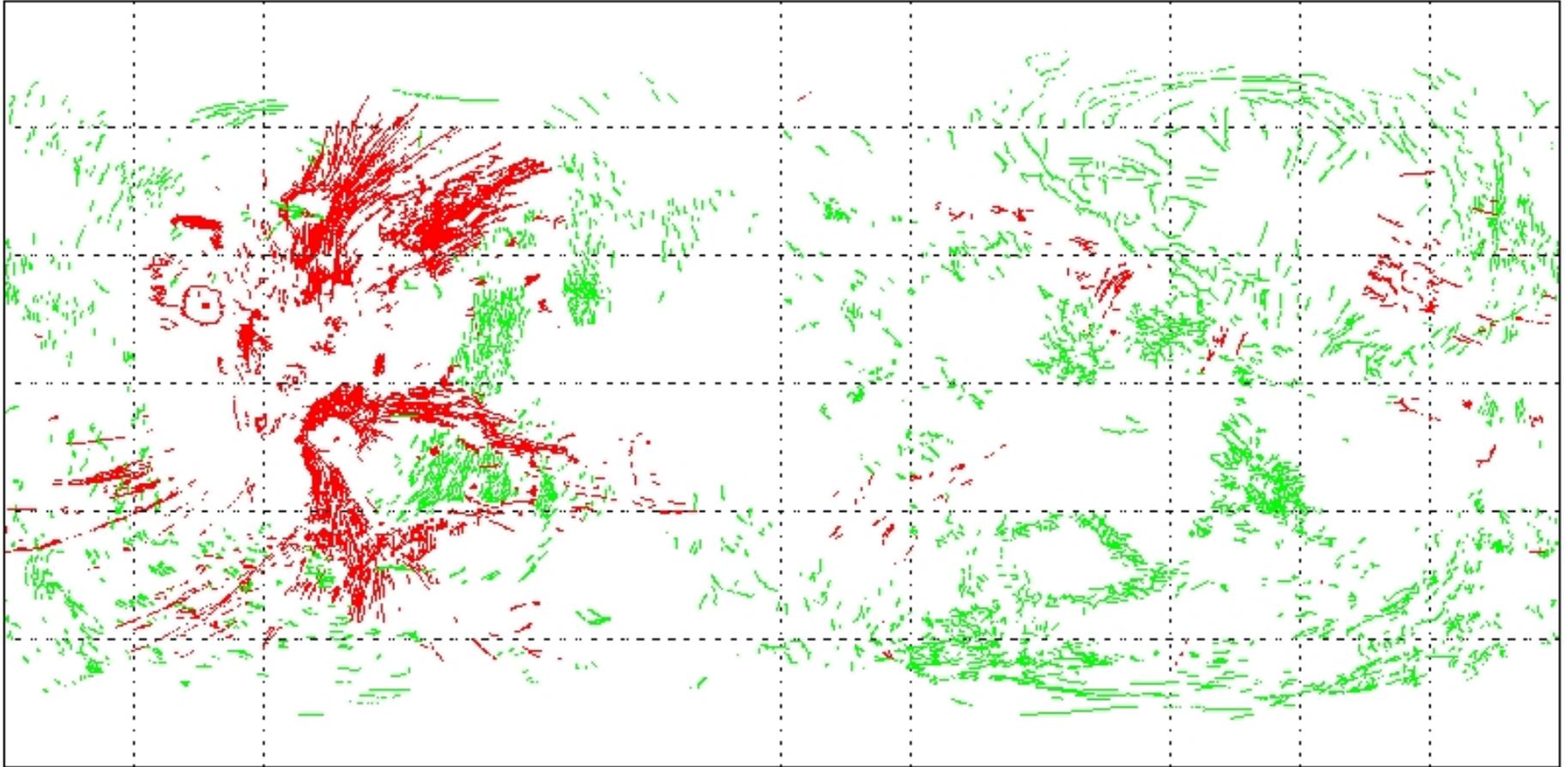


Además, en el ecuador se encuentra un enorme complejo magmático (conocido como Tharsis), que contiene alguna de las mayores estructuras tectónicas (como el Valles Marineris o la “cordillera” de Thaumasia) y volcánicas (como el Olympus Mons o los Montes de Tharsis) de Marte.

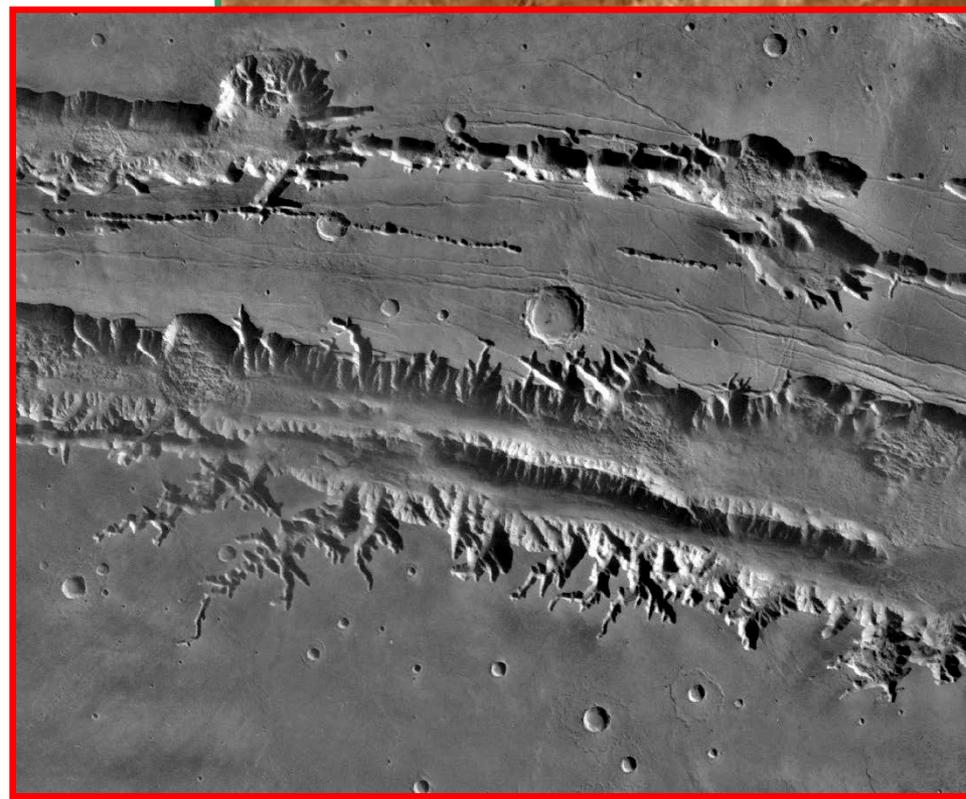
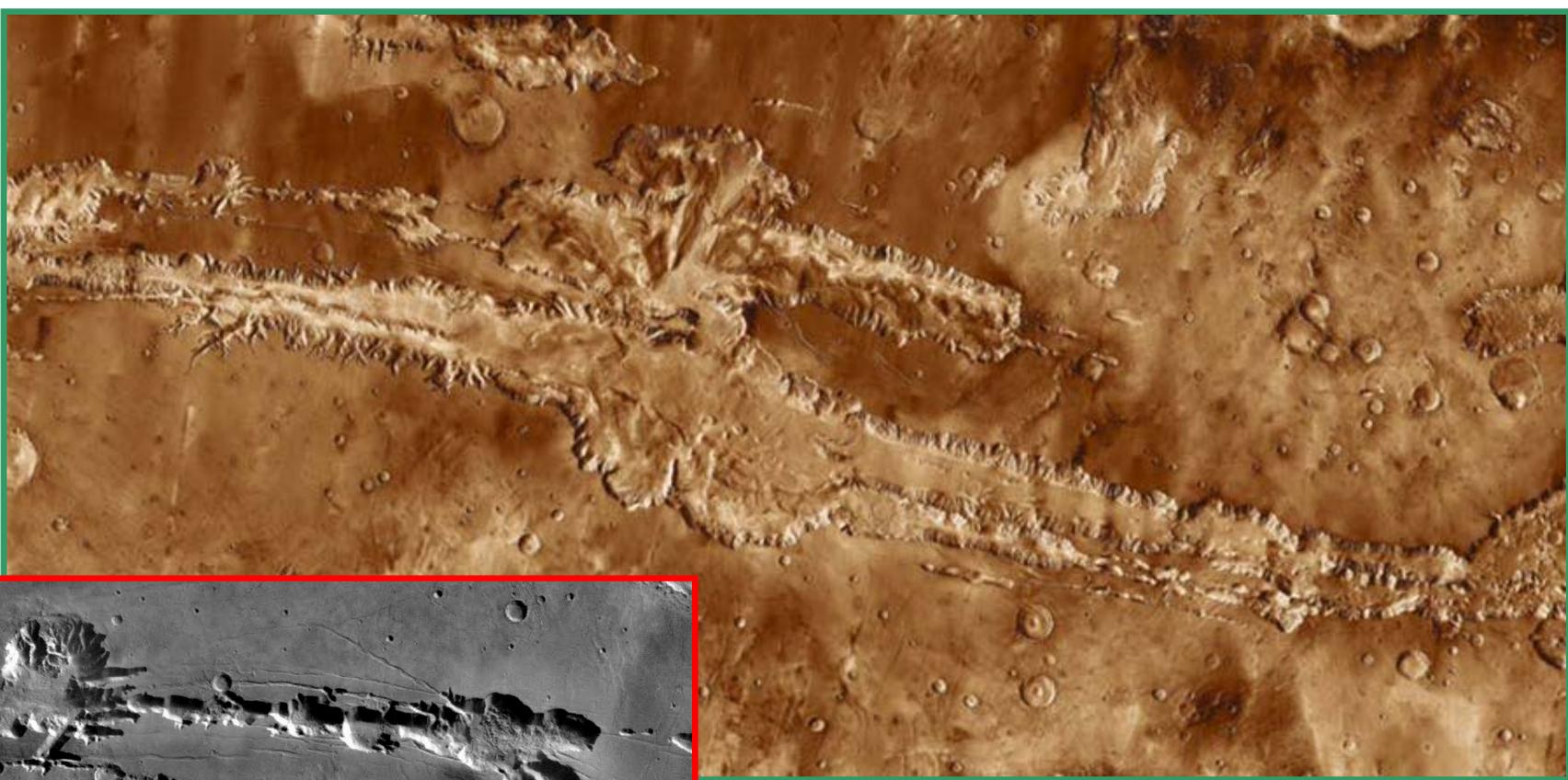
Volcán Olympus Mons, Marte



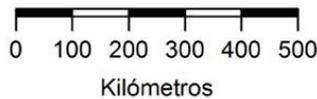
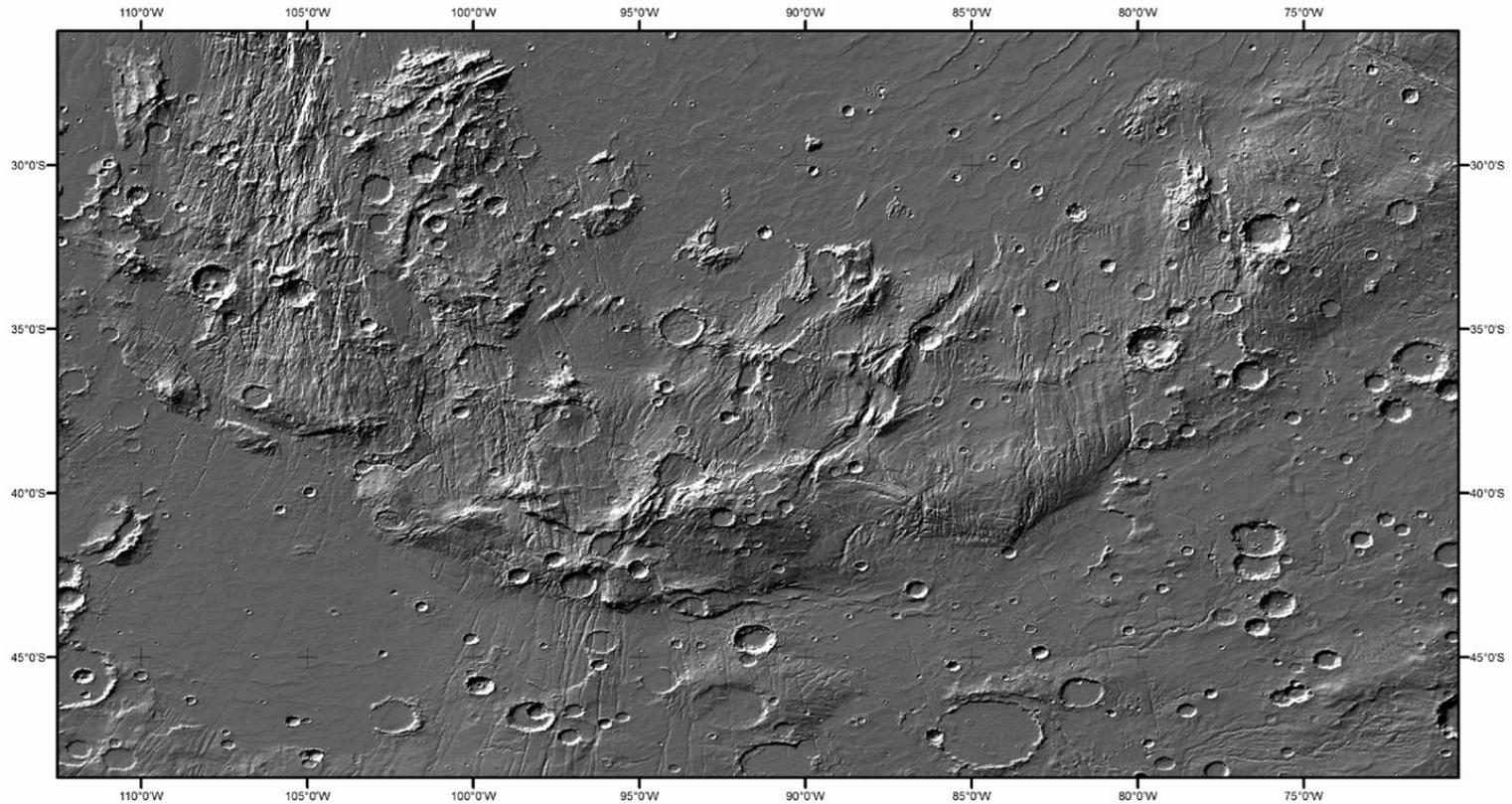
Orientación de las estructuras tectónicas en Marte: Parece controlada por el gran complejo de Tharsis, ya que las estructuras extensionales son radiales al mismo, mientras que las compresivas son concéntricas.



Estructuras extensionales (rojo)
Estructuras compresivas (verde)



Valles Marineris, cañón de origen tectónico, con hasta 200 km de ancho y 8 km de profundidad

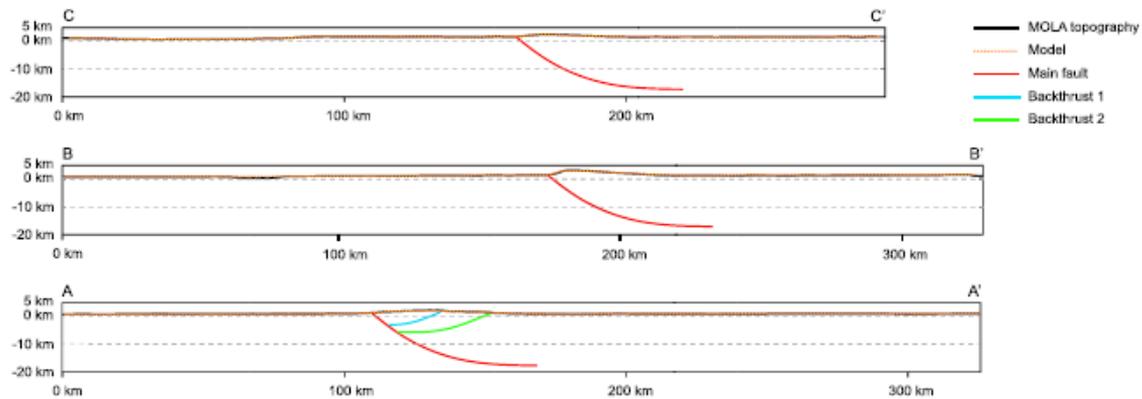
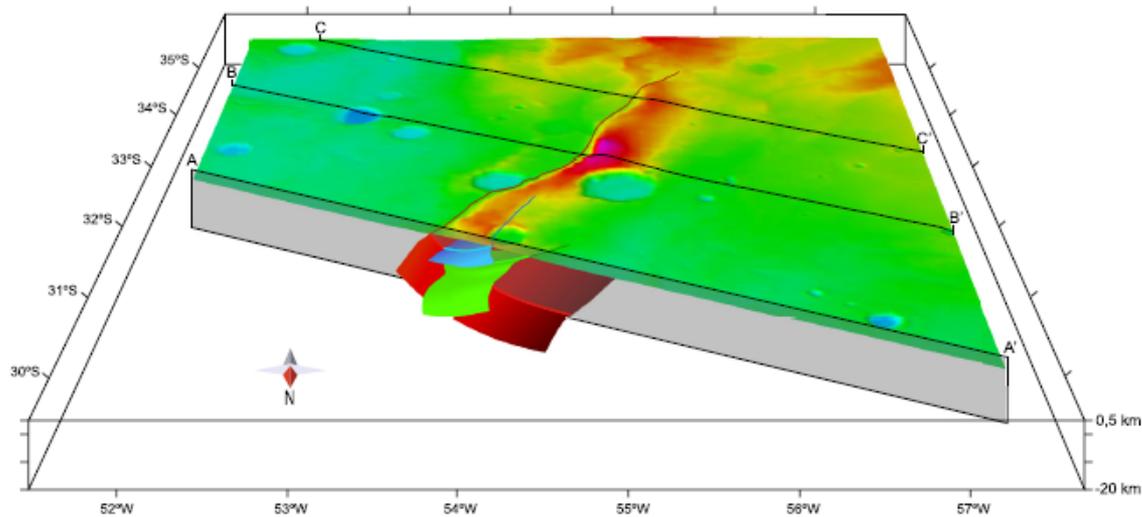


Modelo Digital del Terreno de Warrego Scarp
Topografía MOLA
Proyección Cilíndrica Equidistante

“Cordillera” de Thaumasia, de hasta 4 km de altura sobre el nivel medio (en la zona de Warrego). Los procesos que la originaron no se comprenden bien. Su borde sur se encuentra señalado por un frente de grandes fallas inversas, y es cortado a su través por la fosas Coracis, que han sido interpretadas por algunos autores como un sistema de rifts marciano.



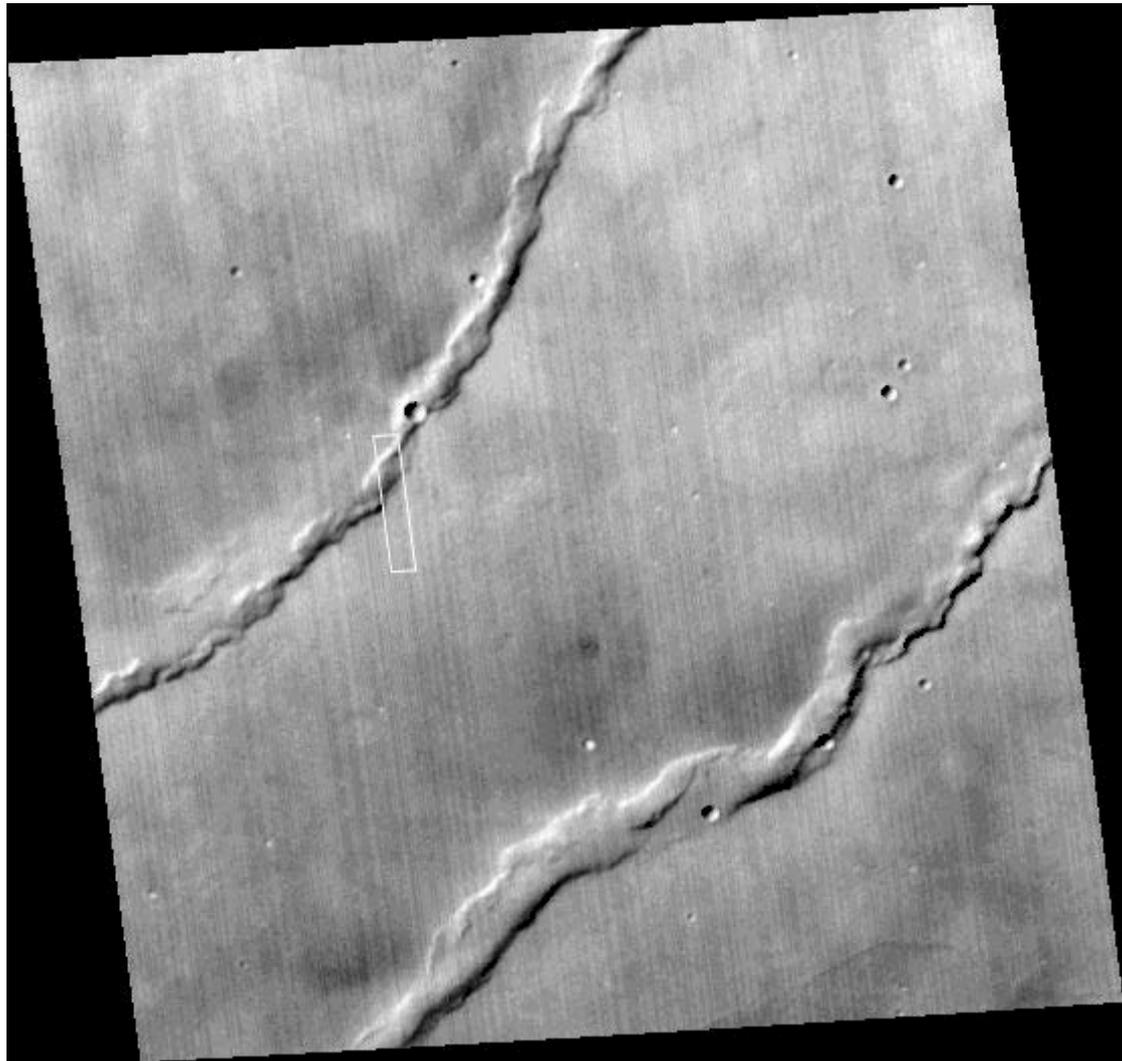
Entre las estructuras
compresivas Marte
también presenta
grandes fallas inversas
como Amenthes Rupes

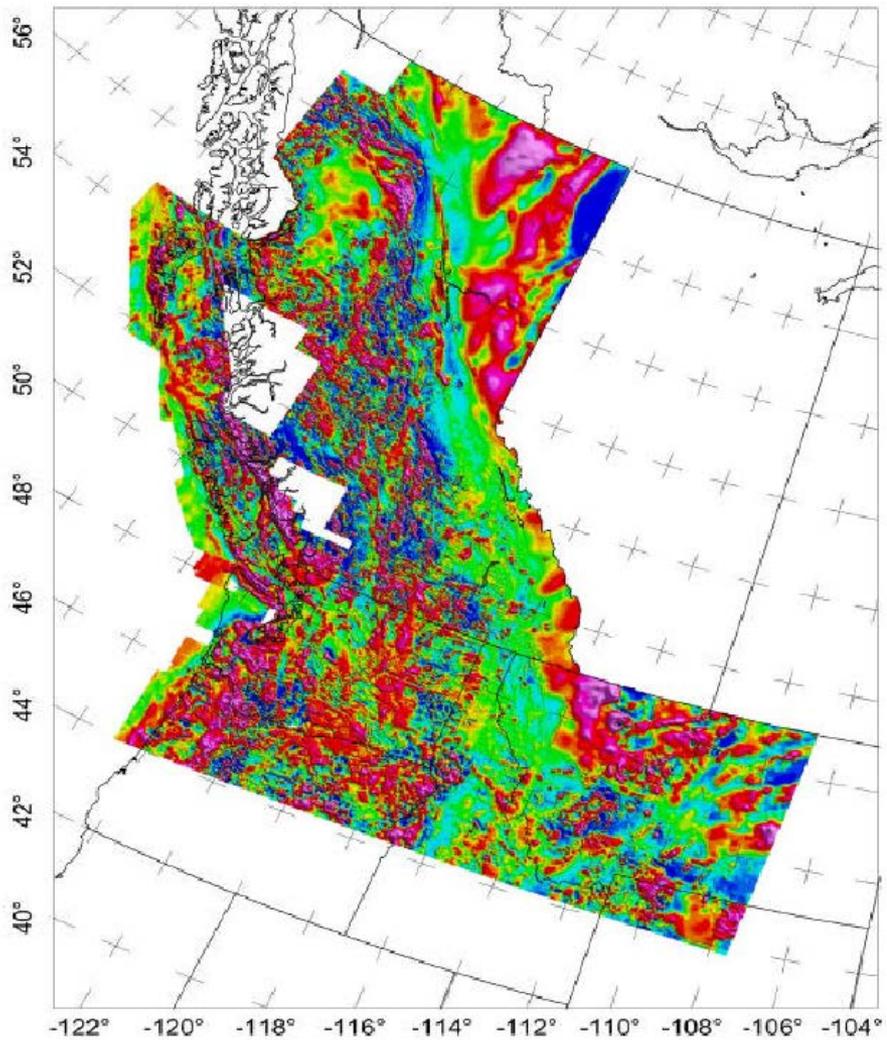


La modelización de las grandes fallas inversas de Marte indica que penetran a profundidades de al menos 20 km.

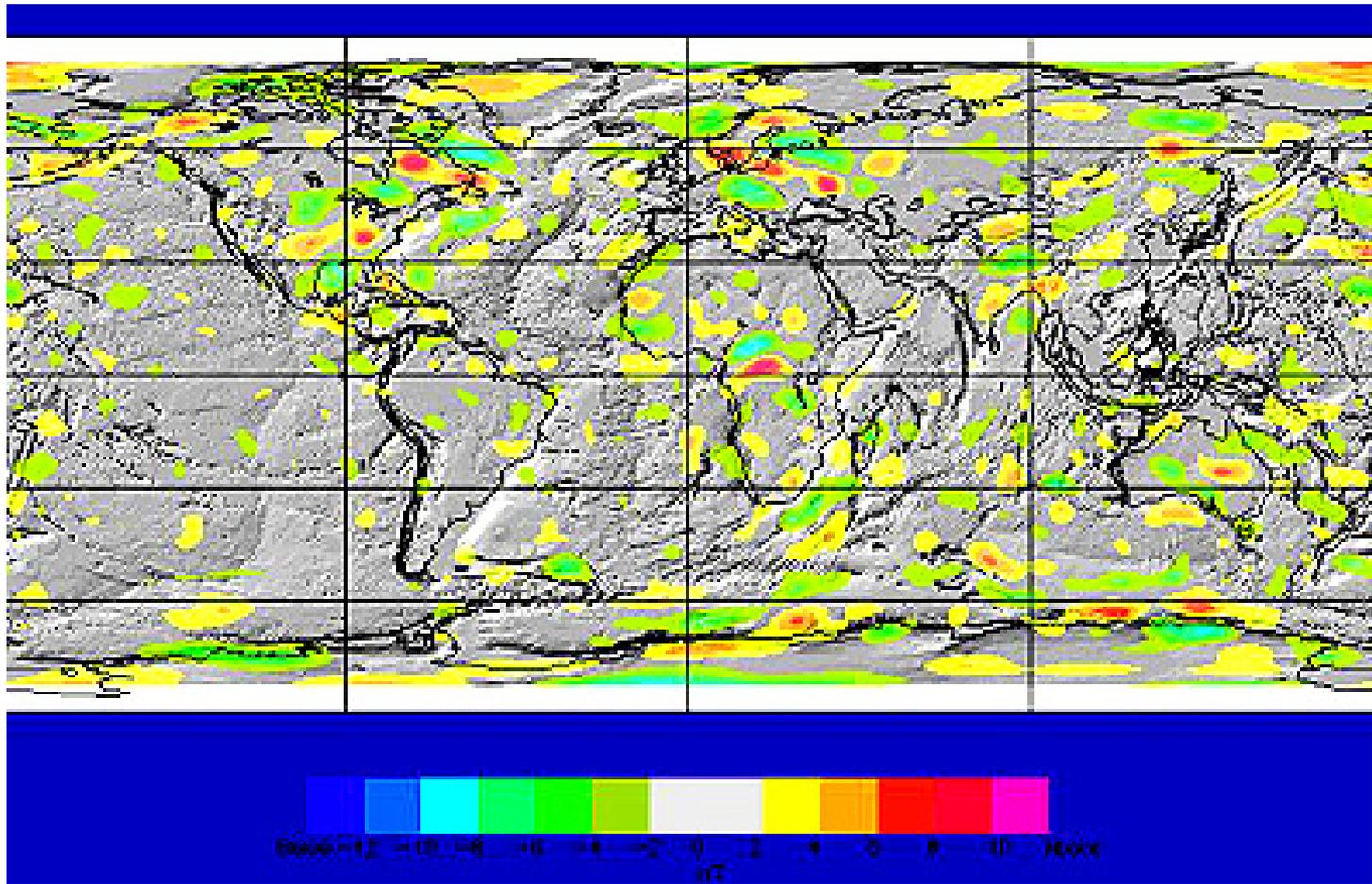
Modelo 3D de Ogygis Rupes (Herrero-Gil et al., 2020)

En las llanuras volcánicas de Marte también se observan “wrinkle ridges” (en la imagen se ven ejemplos en la región de Solis Planum, separados por unos 25 km), interpretados como fallas ciegas que dan estructuras afines a pliegues de propagación de falla.



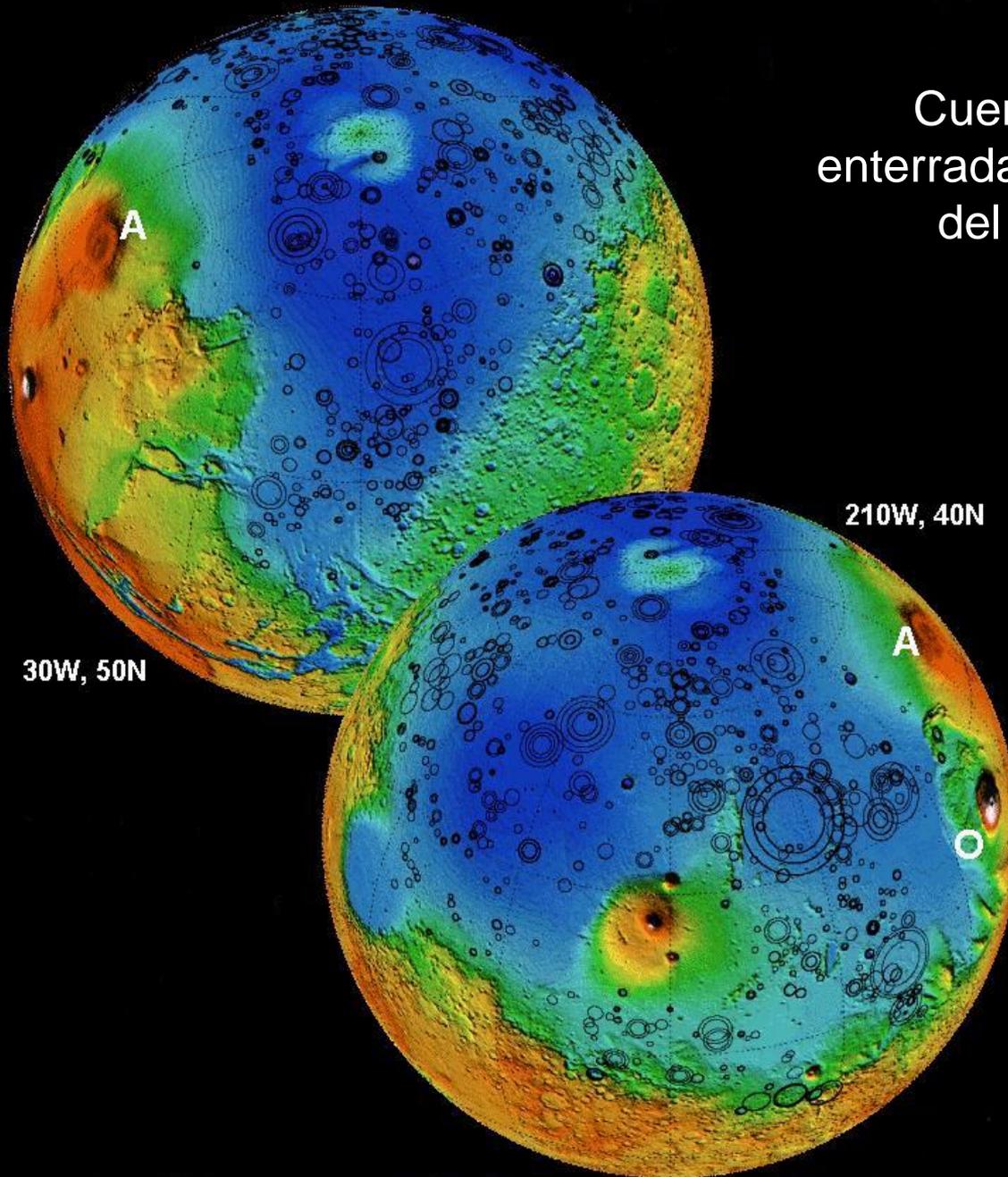


Estas anomalías magnéticas podrían haberse formado por acrección de terrenos, como las anomalías observadas en el noroeste de Norteamérica (vistas desde 300 m de altura; USGS).

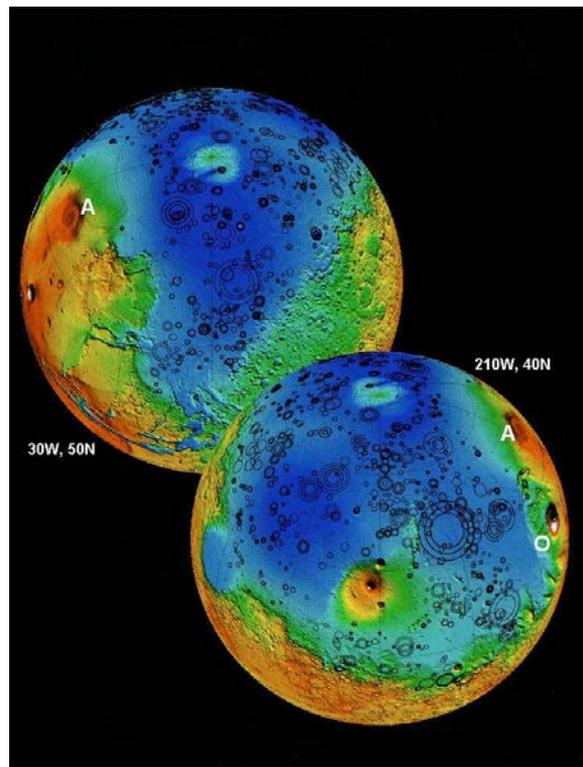


Sin embargo, cuando el campo magnético de la Tierra se observa a la misma altitud (~400 km) no se observa nada que haga pensar en tectónica de placas: El misterio de las anomalías magnéticas de Marte continúa.

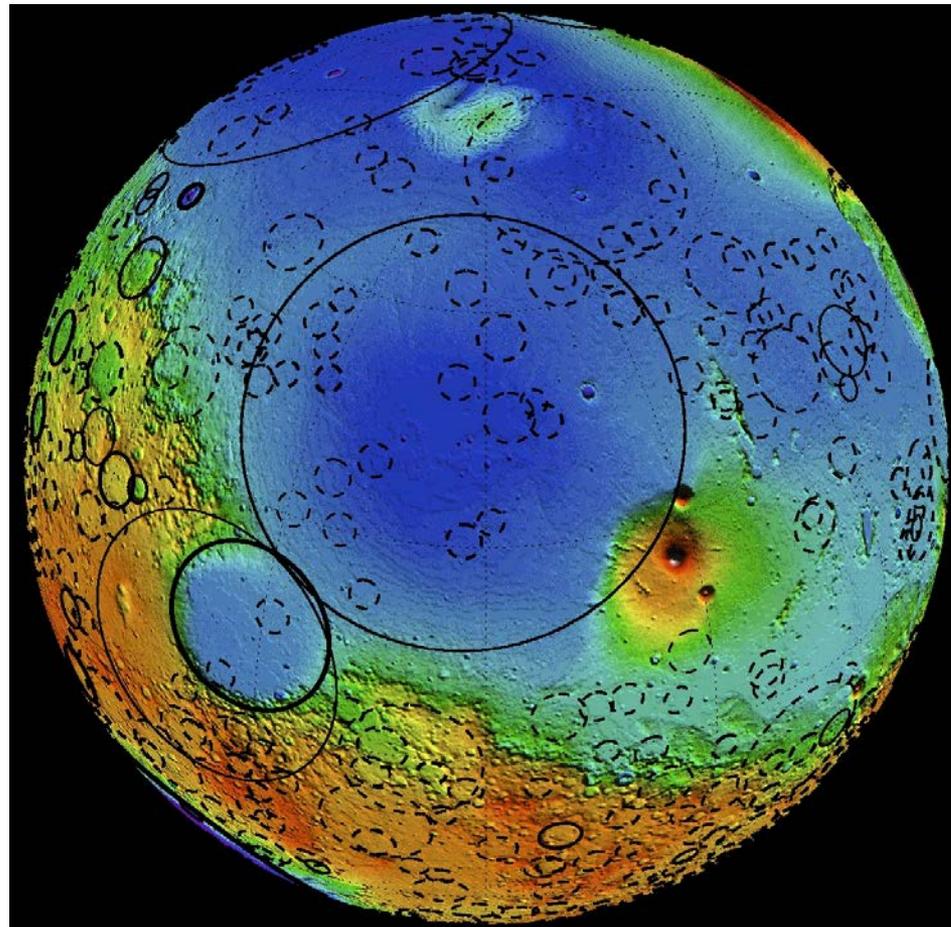
Cuencas de impacto
enterradas en las tierras altas
del norte de Marte

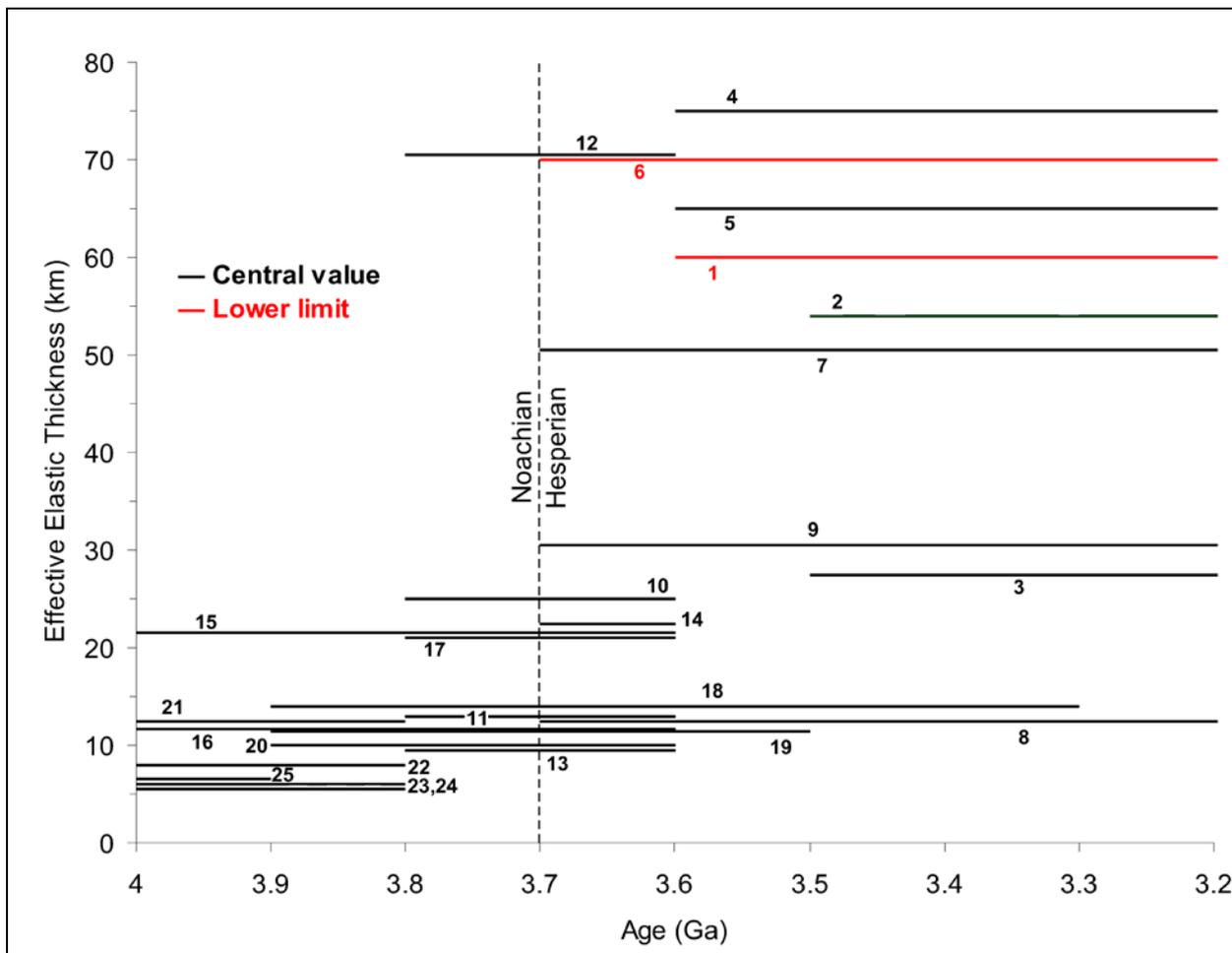


(Frey et al., 2002)

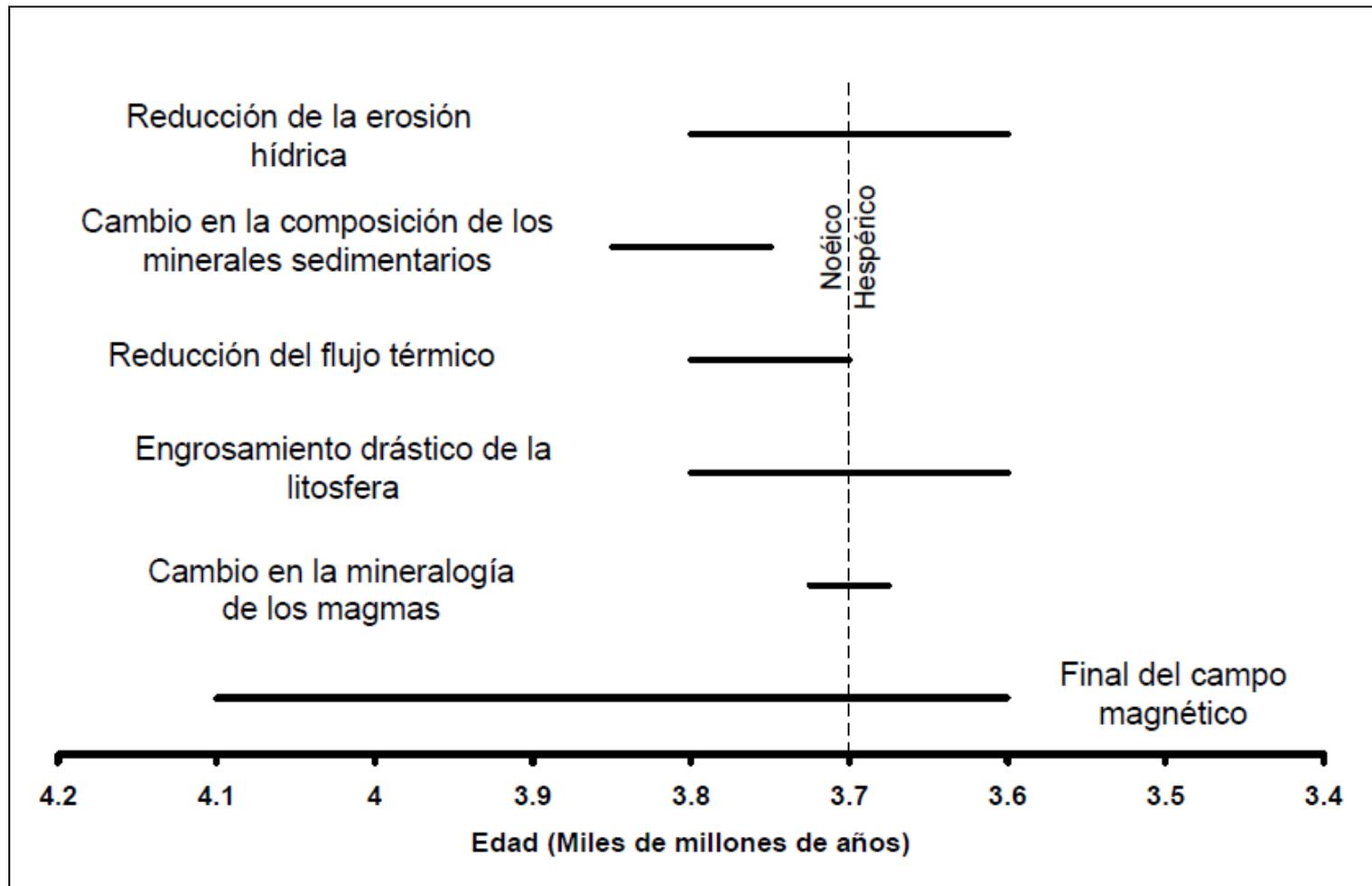


La presencia en el norte de una gran cantidad de cuencas enterradas nos indica que el basamento de Marte tiene una gran antigüedad en todas las regiones, y no hay evidencias claras de una renovación importante de la corteza a lo largo de su historia.

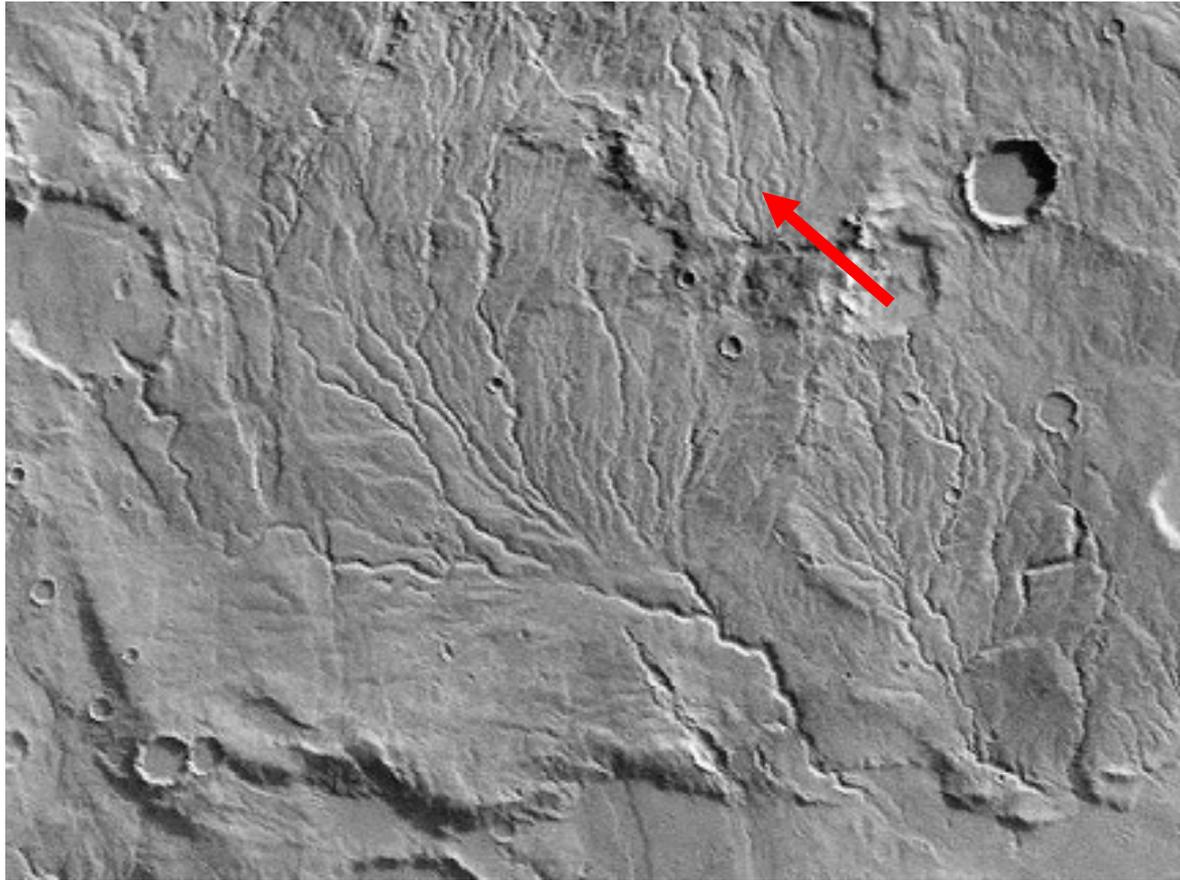




Hace unos 3700 millones de años se produjo un gran cambio en la dinámica de Marte, que paso de ser un planeta muy activo tectónica y magmáticamente a un planeta más tranquilo, aunque todavía manteniendo actividad. Esta transición se observa bien en la transición hacia litosferas mucho más resistentes y gruesas.

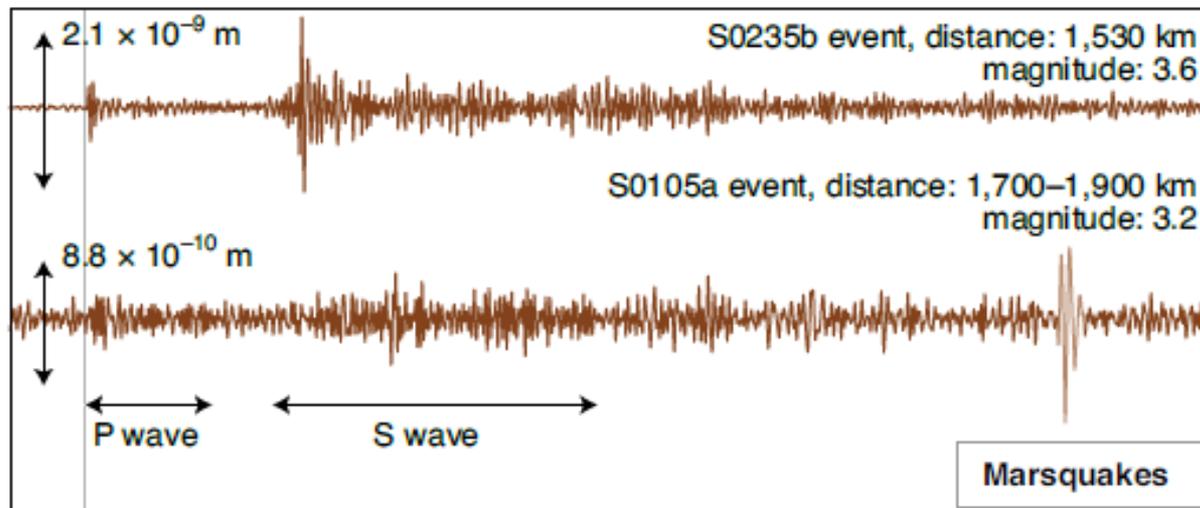


Otros grandes cambios en Marte que sucedieron en una época parecida, quizá indicando un cambio en dinámica interna de gran magnitud, asociado a una reducción en la eficiencia en el transporte de calor desde el interior.



Cauces fluviales en Warrego Valles mostrando segmentos rectos y desplazados, sugiriendo una zona tectónica, e incluso (flecha) evidencias de terremotos marcianos desplazando la red de drenaje (Megè et al., 1998)

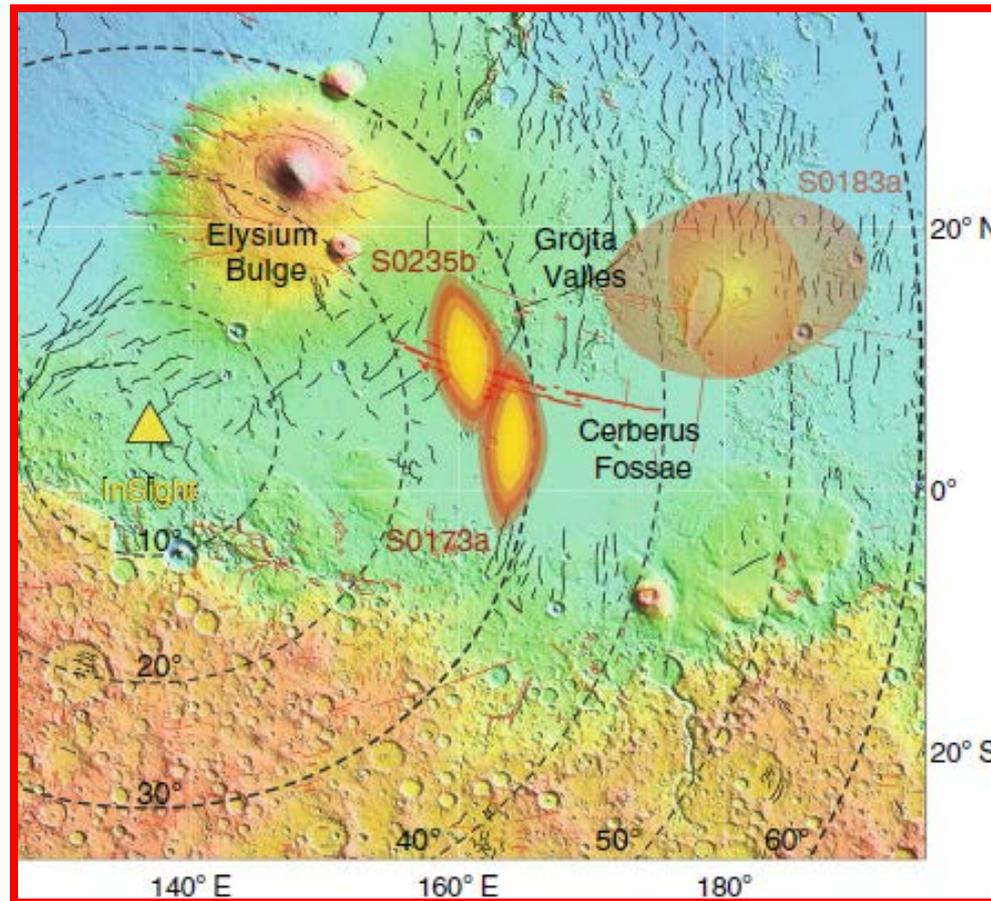
La misión de la NASA InSight ha puesto recientemente un sismógrafo sobre la superficie de Marte, y ya ha obtenido las primeras señales de terremotos marcianos, que indican que este planeta preserva alguna actividad en la actualidad (las grandes estructuras tectónicas son muy antiguas).



(Banerdt et al., 2020)

Localización de la prodedencia de los dos mayores terremotos marcianos registrados hasta la fecha, provenientes de la región conocida como Cerberus, donde se observan dos depresiones limitadas por fallas conocidas como Fosas Cerbero.

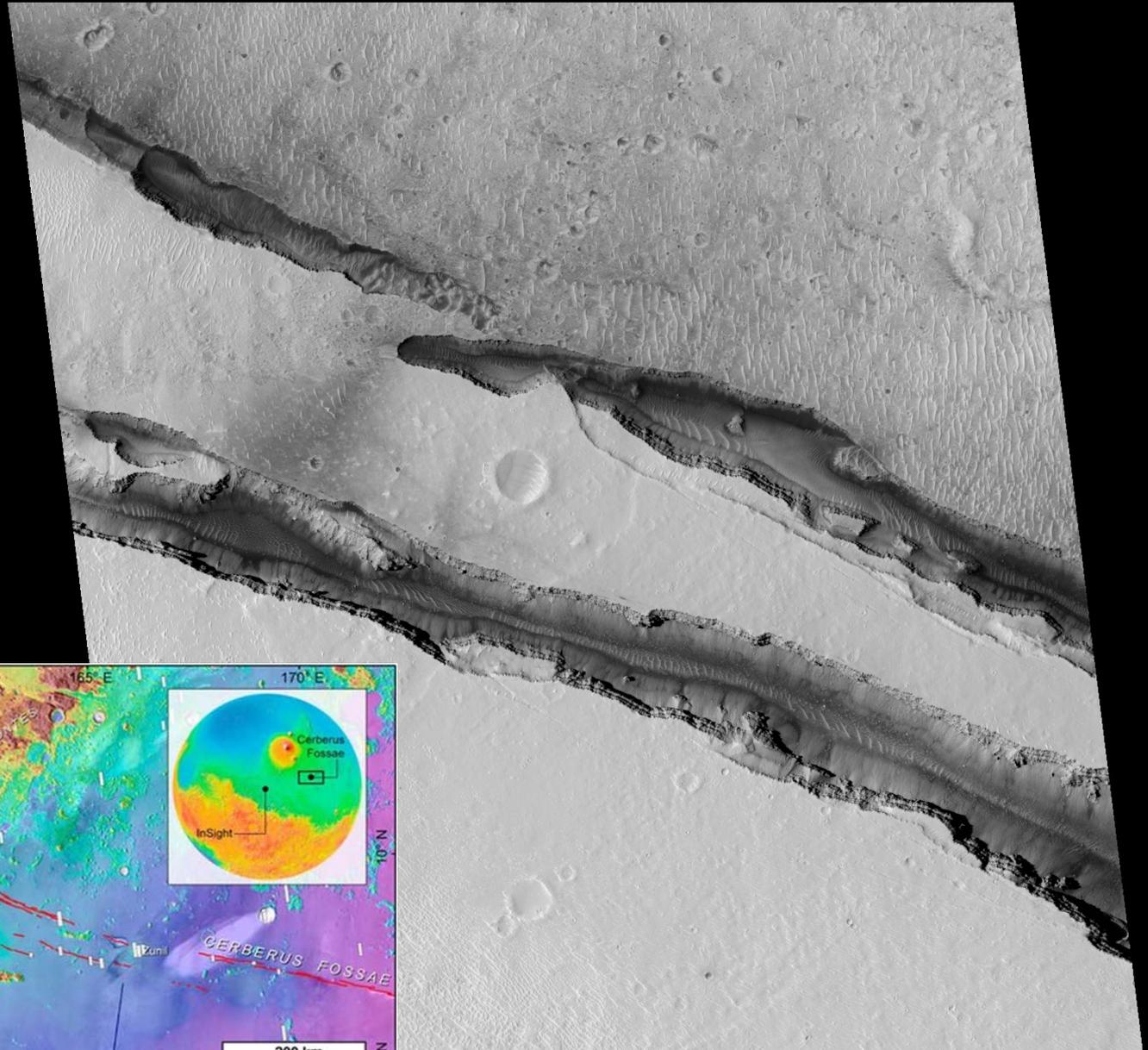
(Giardini et al., 2020)



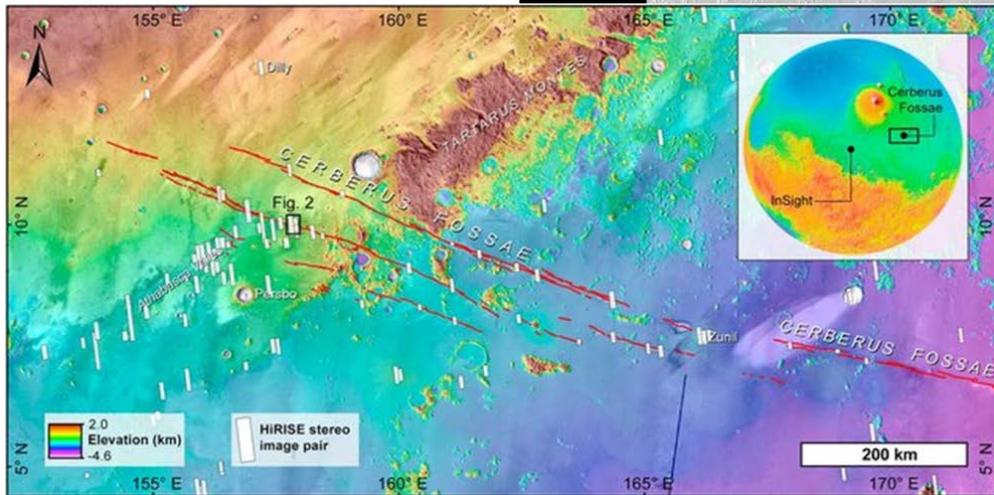
PSP_007131_1905_RED

1000 meters

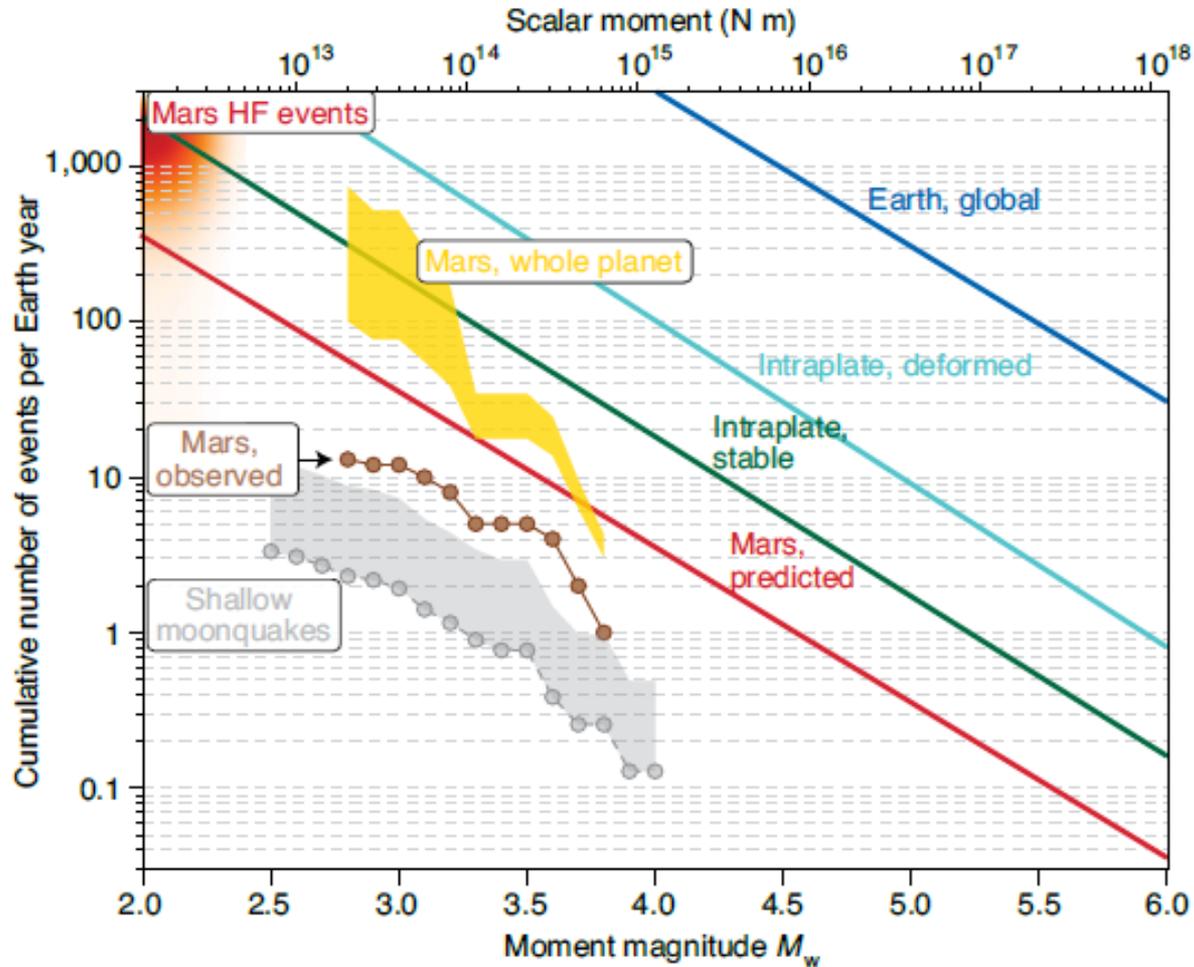
Cerberus Fossae



(Grindrod et al.,
2018)

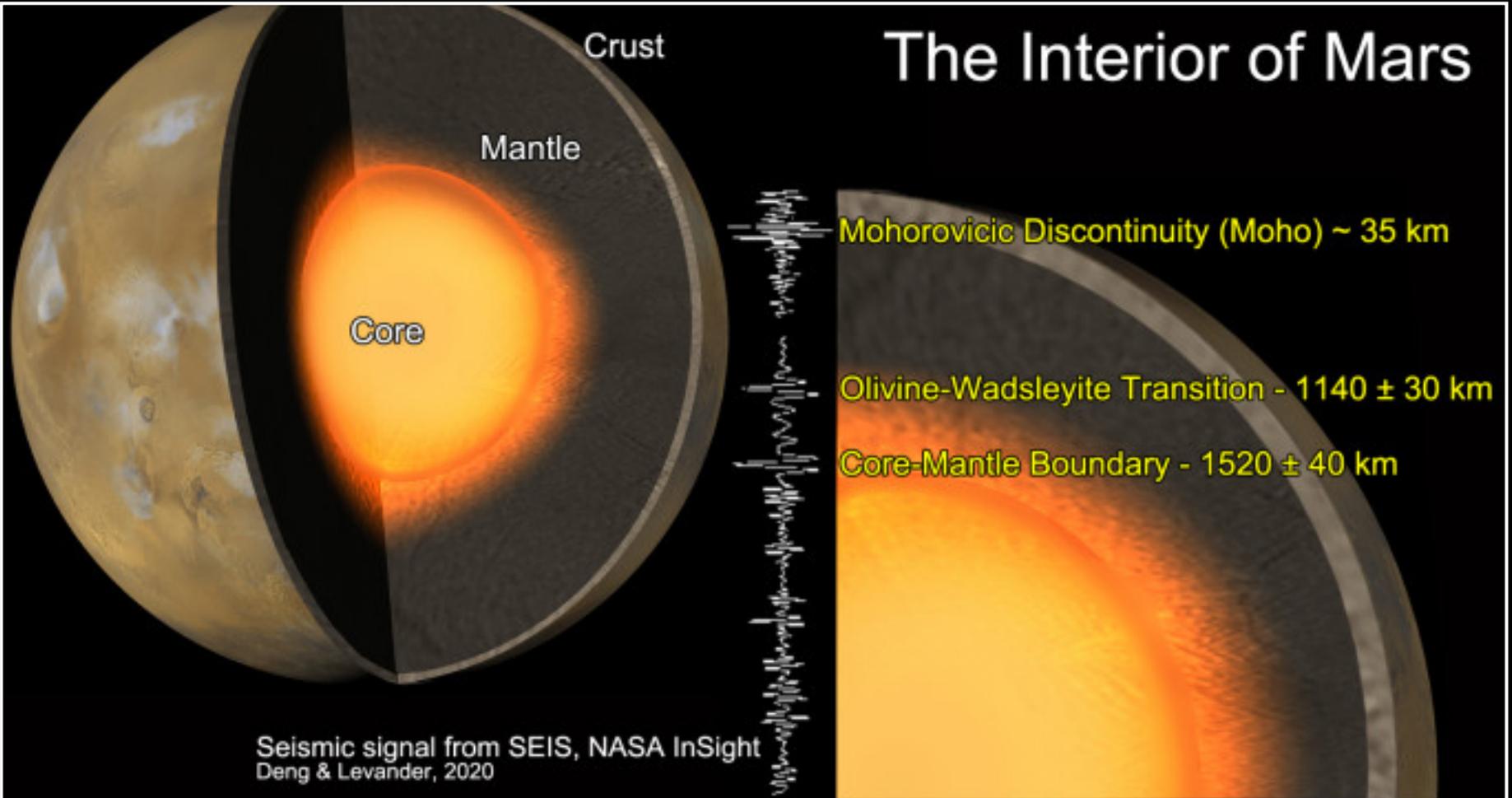


(Banerdt et al., 2020)

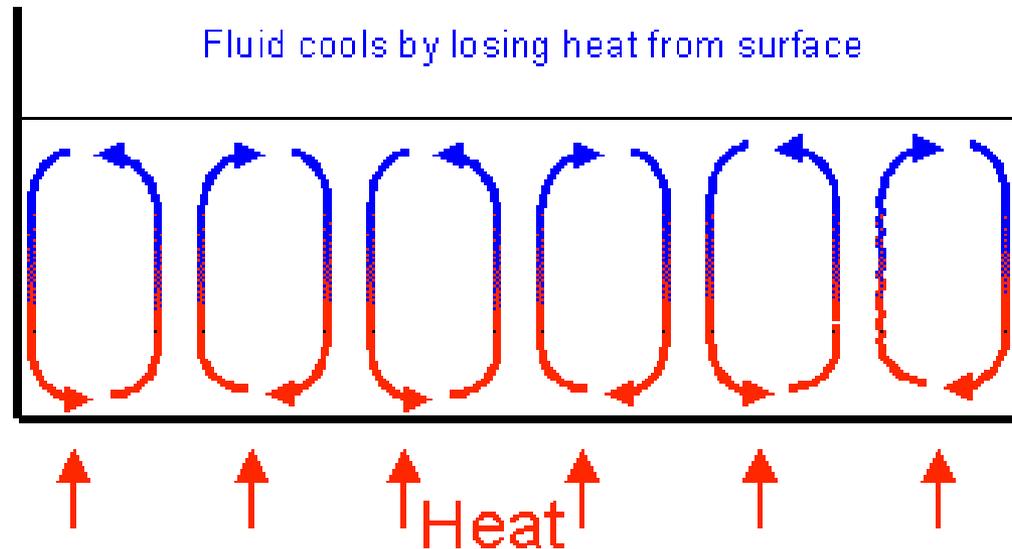


Nivel de sismicidad de Marte comparado con el de la Tierra y la Luna. La extrapolación de los resultados de Insiight al planeta completo se podría acercar al de las zonas intraplaca estables de la Tierra.

The Interior of Mars



Convección en el manto de los planetas



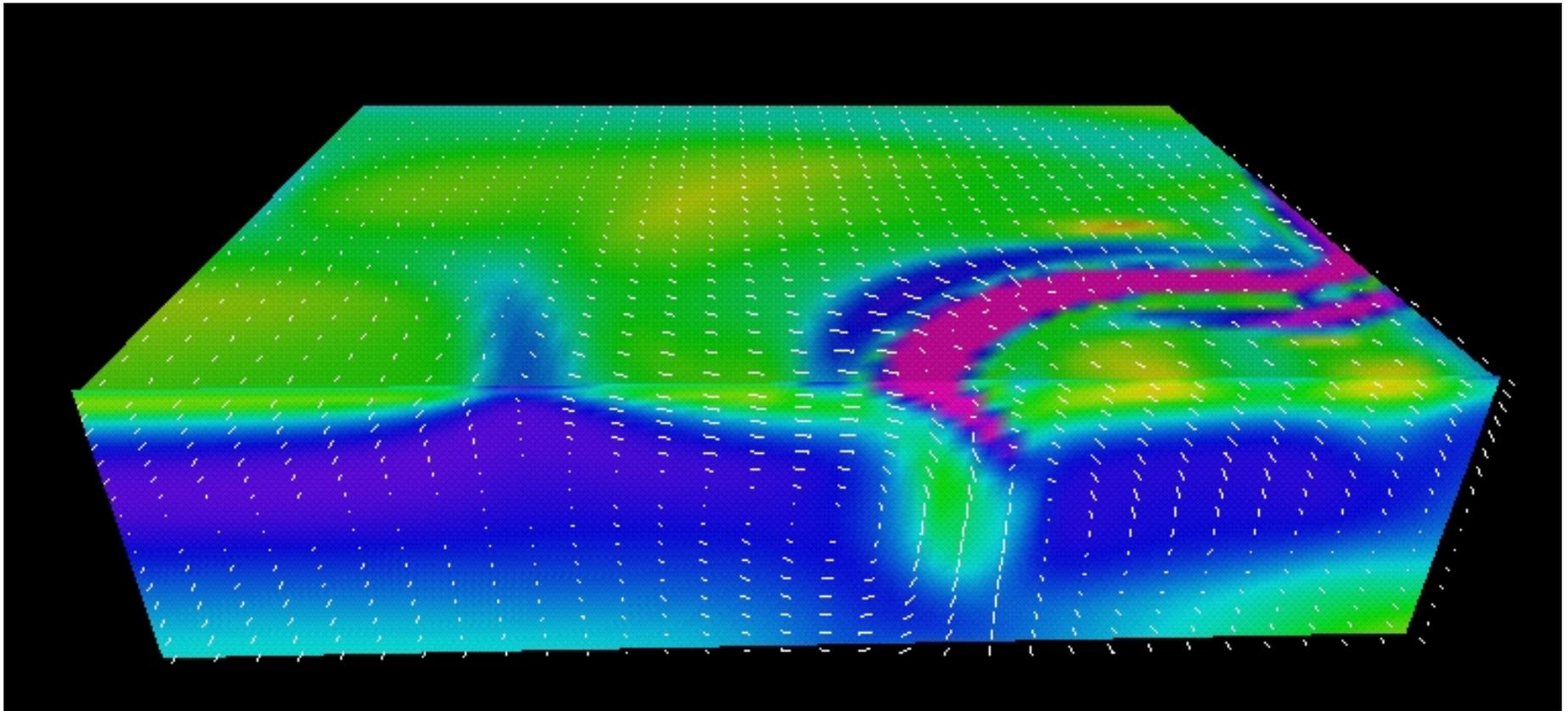
Convection cell

Warm, low density fluid rises

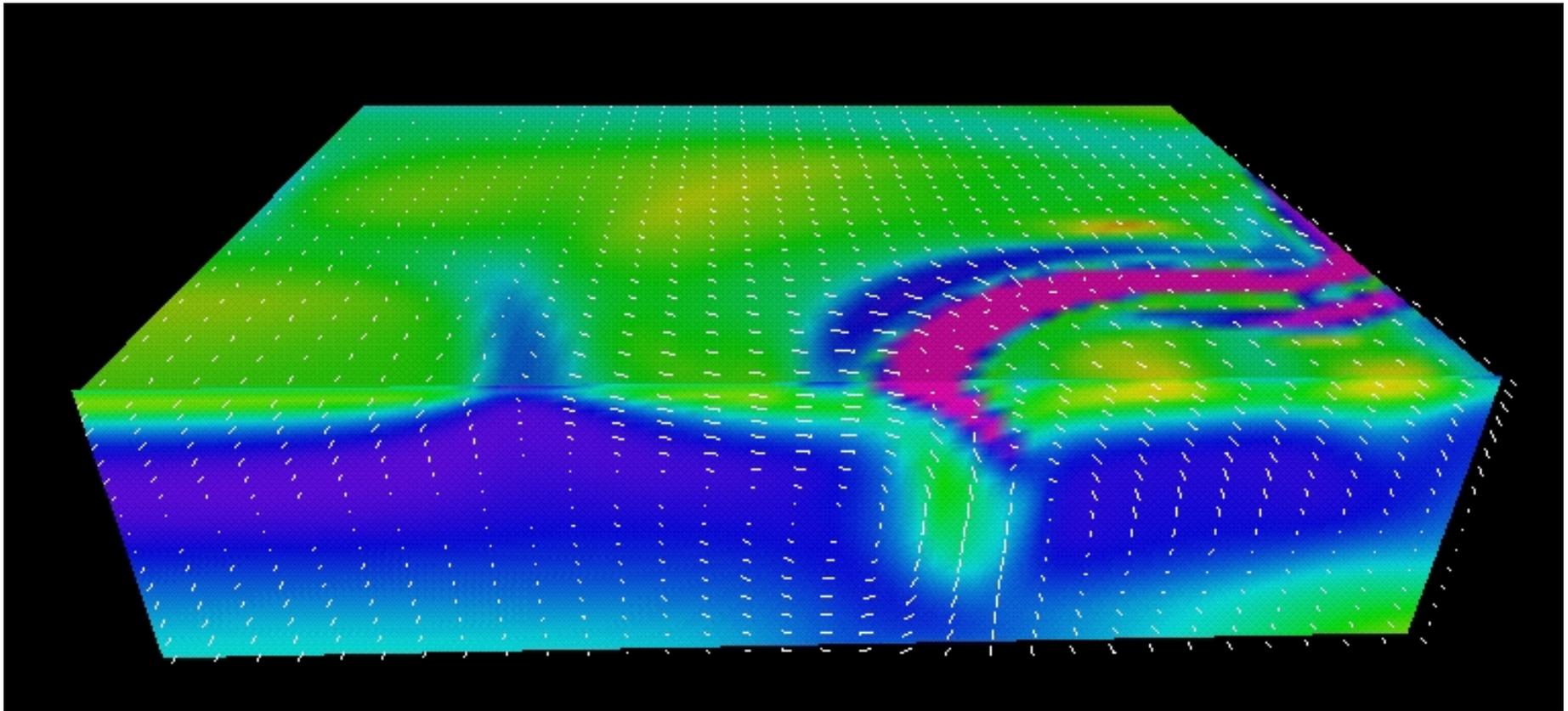
Cool, high density fluid sinks

La dinámica de un cuerpo planetario (por ejemplo, la presencia o ausencia de tectónica de placas) viene determinada por el modo en que su manto transmite el calor interno hacia el exterior.

Por tanto la dinámica de los planetas es consecuencia de cómo opera la convección del manto.



El estado convectivo de un sistema viene dado por su número de Rayleigh, el cual es un balance entre las fuerzas que favorecen la convección y las que se oponen.



Las fuerzas conductoras se deben a diferencias de temperatura en la columna del material, que causan diferencias de densidad, y estas a su vez generan diferencias de presión.

Las fuerzas que se oponen son la difusión de calor (que homogeneiza las diferencias de temperatura) y la viscosidad, que se opone al flujo del material.

El número de Rayleigh de un sistema se define como

$$Ra = \frac{\alpha_v \rho g b^3 \Delta T}{\kappa \eta}$$

α_v = coeficiente de expansión térmica

ρ = densidad

g = aceleración de la gravedad

b = Espesor de la capa

ΔT = Diferencia de temperatura entre el techo y la base de la capa

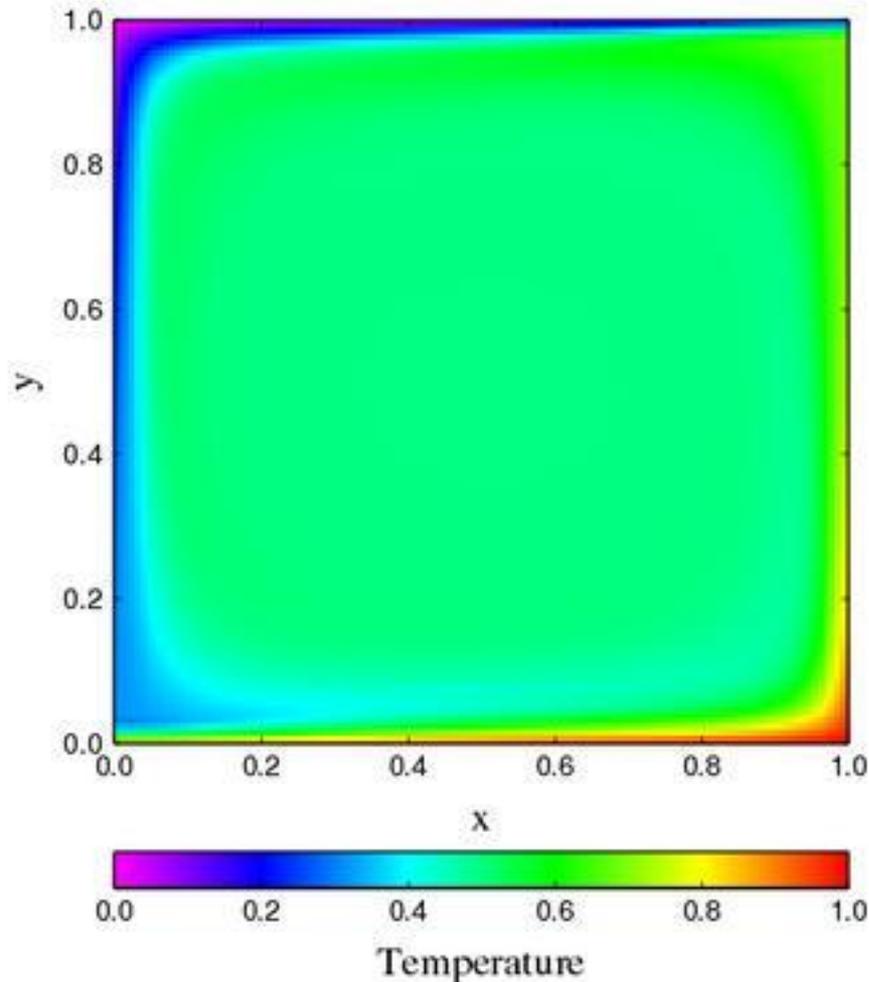
κ = Coeficiente de difusión térmica

η = Viscosidad

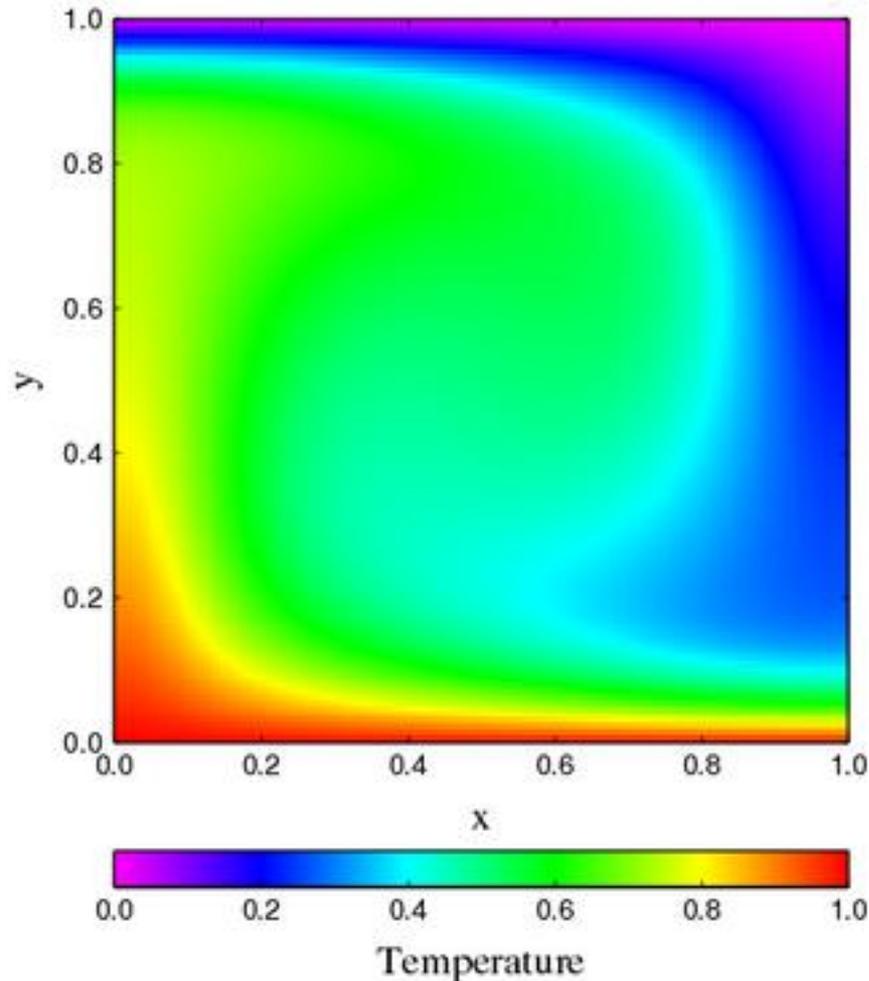
Convección en una capa casi isoviscosa:

El material se encuentra muy bien mezclado. No hay capas que definan (limiten) térmicamente el techo y la base del sistema.

No define un sistema real en un cuerpo planetario

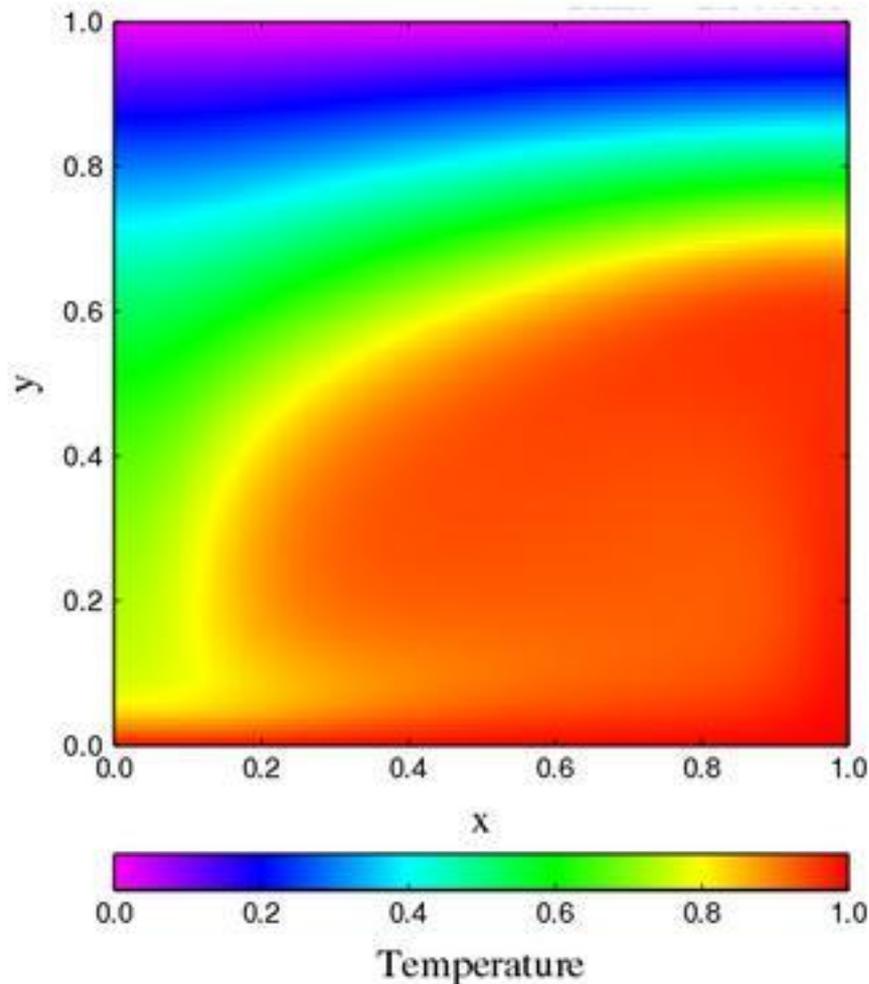


Convección en una capa con un contraste moderado de viscosidades:
Se general capas límites claras a techo y base de la capa en convección.
La capa límite superior (litosfera) participa en la convección.
Se tendría reciclaje de la litosfera y tectónica de placas.

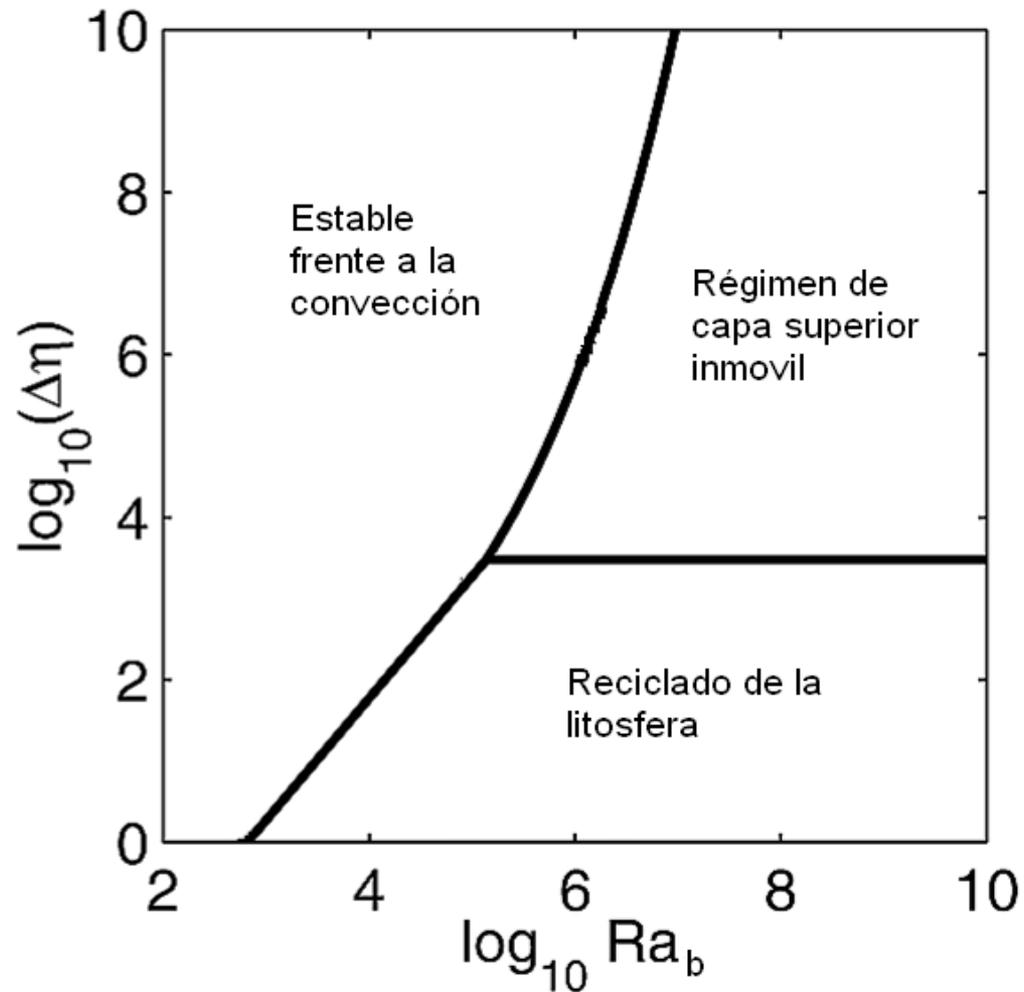


Convección en una capa con fuerte contraste de viscosidades: Se genera una capa límite superior muy gruesa e inmóvil que no participa en la convección.

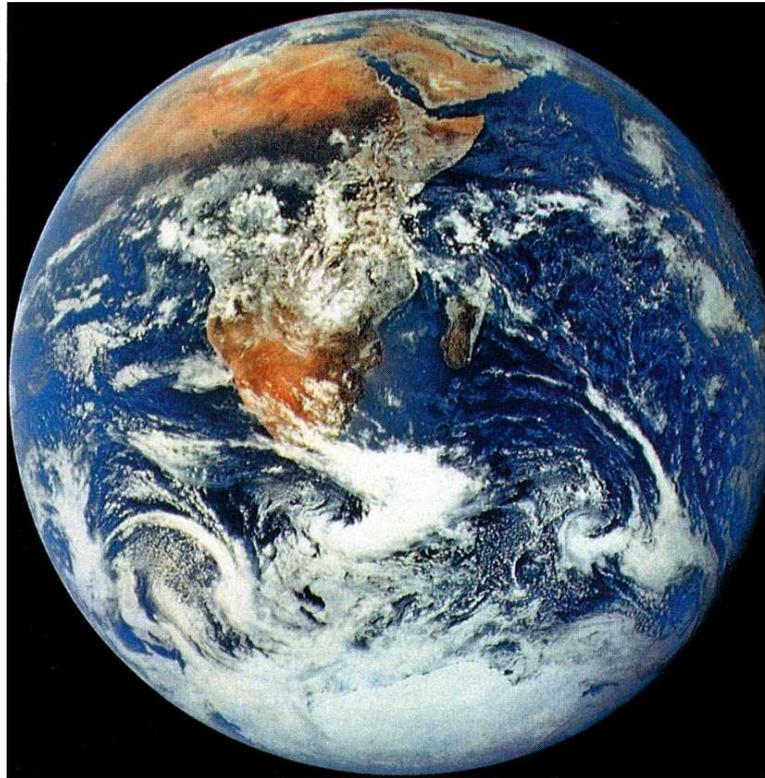
No hay tectónica de placas



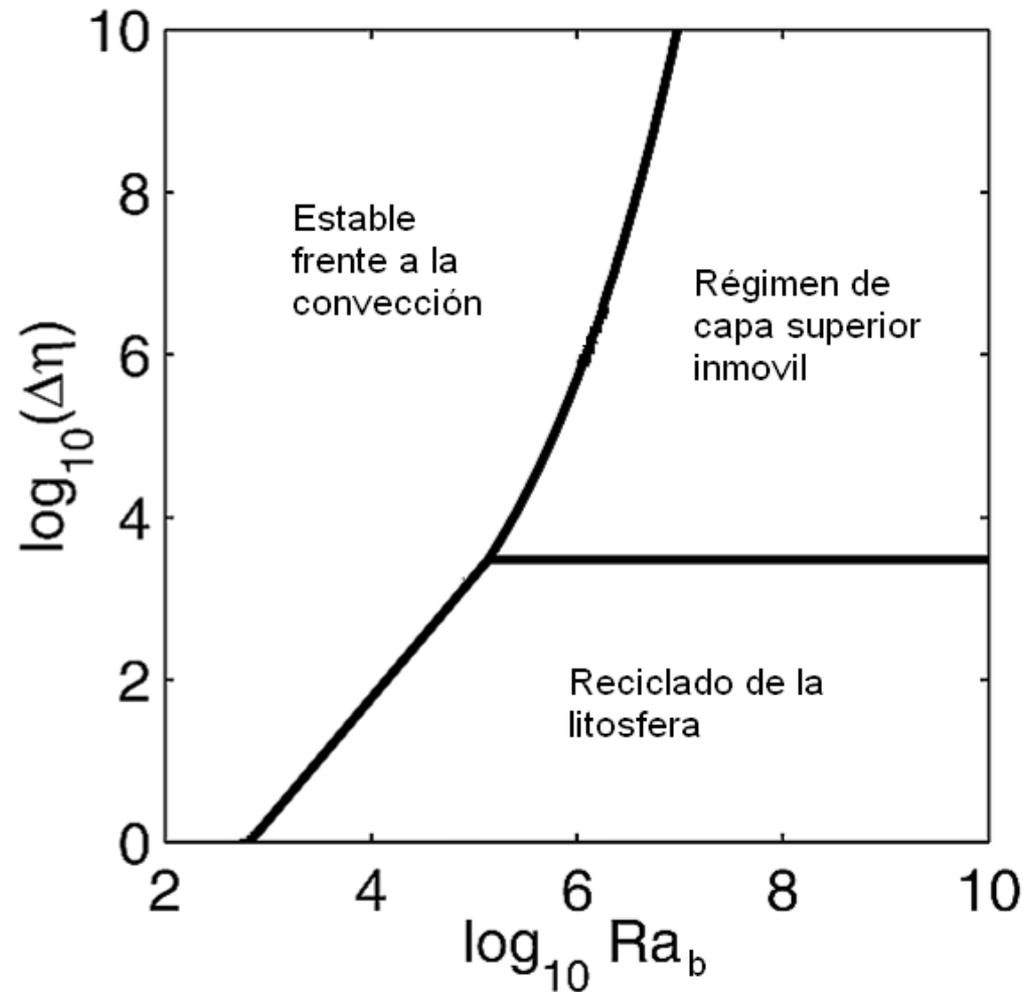
Así, el contraste de viscosidades a través del manto determina como se comporta un planeta deberíamos obtener su posición en el diagrama.



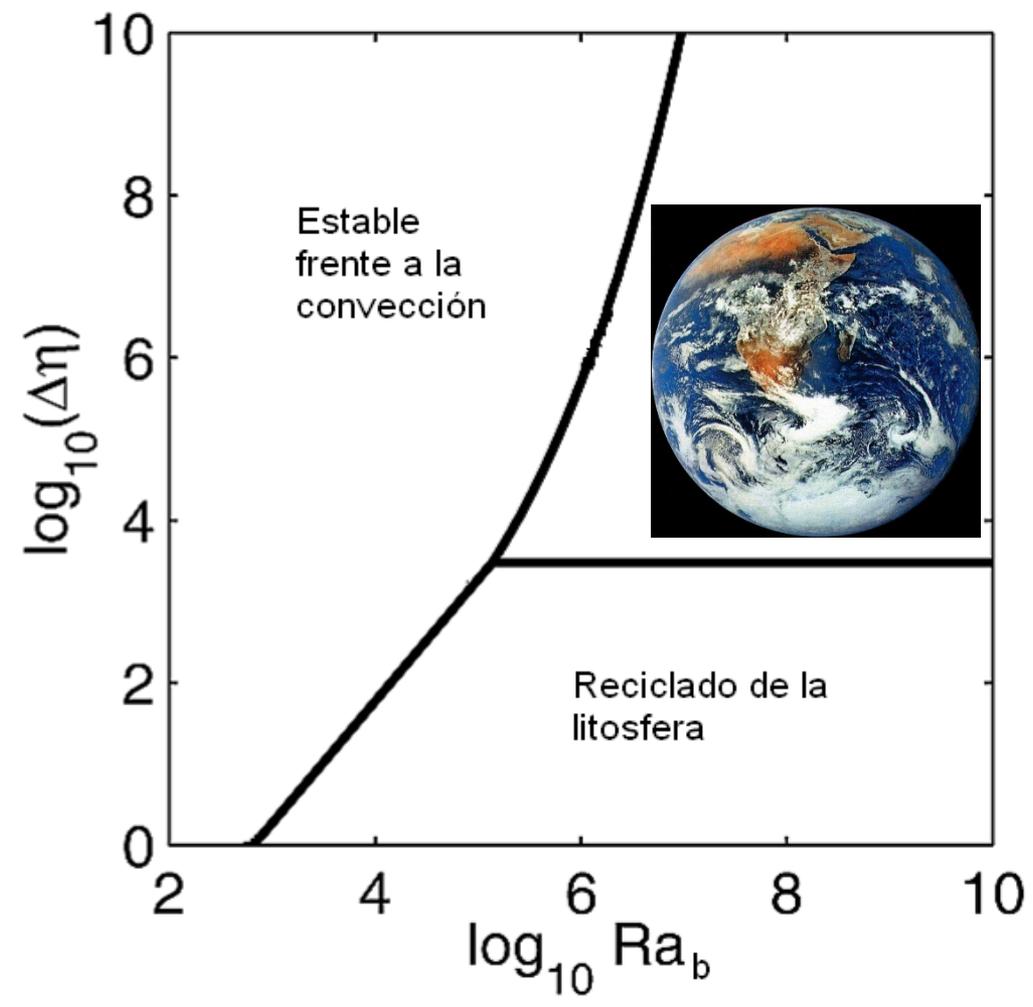
Si hacemos el cálculo para la Tierra...



La convección puede actuar en diversos modos. Ello depende del número de Rayleigh y del contraste de viscosidades a través del material.



¡Obtenemos que no debería tener tectónica de placas!



En conclusión:

Los diferentes planetas terrestres han evolucionado de forma muy diferente entre sí.

Además, la evolución tectónica de un planeta no puede predecirse a partir de primeros principios.

