

Océanos en el interior de los satélites de hielo

JAVIER RUIZ

*Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid. jaruiz@geo.ucm.es*

RESUMEN: En las últimas tres décadas se ha especulado sobre la posible existencia de océanos internos en varios satélites de hielo del Sistema Solar exterior. Estas especulaciones se basaban en la posibilidad de calentamiento mareal, presencia de sustancias anticongelantes, u otras consideraciones teóricas. Los últimos años han comenzado a aparecer pruebas más directas a favor de la existencia de tales océanos, la más espectacular de las cuales es el descubrimiento de campos magnéticos inducidos en Europa, Ganímedes y Calisto, y quizá también en Ganímedes, originados en capas conductoras constituidas casi seguramente por agua líquida salada. Adicionalmente, las jóvenes superficies de Europa y Tritón se consideran evidencias indirectas de océanos internos. Los modelos teóricos recientes sobre el estado térmico de los satélites de hielo son consistentes con estas consideraciones.

EN 1998 LA NAVE GALILEO descubrió que el campo magnético de Júpiter era alterado en las cercanías de sus satélites Europa y Calisto por campos magnéticos locales, originados secundariamente en estos por inducción del propio campo magnético joviano sobre capas conductoras de la electricidad situadas cerca de la superficie ((Khurana, *et al.*, 1998; Kivelson *et al.*, 2000; Zimmer *et al.*, 2000). El mismo fenómeno ha sido propuesto para el caso de Ganímedes, aunque en este caso la evidencia no es tan clara, debido a que este satélite posee un campo magnético interno que dificulta las observaciones (Kivelson *et al.*, 2002). A partir de las características e intensidad de la alteración parece que la única posibilidad realista sería la existencia en estos satélites de una capa global de agua líquida salada, de al menos varios kilómetros de espesor, situadas relativamente cerca de la superficie. Como el agua

salada es conductora de la electricidad, las corrientes de plasma moviéndose en el intenso campo magnético de Júpiter provocarían la inducción de un campo magnético secundario en un océano subterráneo, y este campo inducido es el que causa los efectos observados por la nave Galileo.

Los datos aportados por el magnetómetro de la nave Galileo constituyen la prueba más sólida a favor de la existencia de océanos internos en los satélites helados del Sistema Solar exterior, pero se disponen de evidencias adicionales, aunque indirectas: evidencia geológica a favor de una capa móvil situada tan sólo unos pocos kilómetros bajo la superficie de Europa (Carr *et al.*, 1998; Hoppa *et al.*, 1999; para una completa revisión y evaluación de la evidencia geológica véase Pappalardo *et al.*, 1999); presencia de minerales hidratados sobre la superficie de Europa (McCord *et al.*, 1998) y Ganímedes (McCord *et al.*, 2001), lo que sugiere la presencia de agua sobre la superficie en algún momento del pasado, agua que probablemente habría brotado desde el interior; o la muy joven edad de la superficie de Tritón, deducida por la baja densidad de cráteres observada en su superficie (Stern and McKinnon, 1999, 2000).

La idea de que los grandes satélites helados del Sistema Solar exterior podrían tener extensas capas de agua líquida bajo su superficie ya se planteó hace más de tres décadas en el primer modelo de un satélite de hielo hecho con un cierto detalle (el cual tomó como ejemplo Calisto; Lewis, 1971). Pero la naturaleza de las capas líquidas propuestas podría ser muy variada en los distintos satélites, y de hecho, las condiciones que se invocan para explicar o proponer su existencia difieren marcadamente. Entre éstas se encuentran el calentamiento mareal en Europa (Cassen *et al.*, 1982; McKinnon, 1999; Hussmann *et al.*, 2002; Ruiz and Tejero, 2003), la estabilidad frente a la convección de la corteza de hielo en grandes satélites como Calisto (Ruiz, 2001), o la presencia de sustancias, como amoníaco o sales, que podrían actuar como anticongelantes, reduciendo el punto de fusión del hielo incluso en unos cien grados (Lewis, 1971; Consolmagno and Lewis, 1978; Cassen *et al.*, 1982; Ross and Schubert, 1989; McKinnon *et al.*, 1995; Grasset and Sotin, 1996; Hogenboom *et al.*, 1997; Kargel, 2000; Spohn and Schubert, 2003) en los satélites Galileanos, Titán, Tritón, o incluso Encélado.

En este artículo primero se hace un repaso a las evidencias y modelos sobre la estructura de la corteza de Europa (sede del océano interno «más prestigiosos»), y sus implicaciones para la existencia de un océano interno. A continuación se revisará brevemente el estado de la cuestión para Ganímedes y Calisto (los dos mayores satélites de Júpiter), y finalmente se presentará el caso teórico sobre la existencia de una capa de agua líquida, quizá mezclada con amoníaco, en el interior de Tritón.

LA CORTEZA DE HIELO DE EUROPA

Europa es un mundo geológicamente joven. En base a la densidad de cráteres de impacto observados sobre su superficie se ha estimado que la edad media de ésta sería tan sólo de unos 50 millones de años (Zahnle *et al.*, 2003), por lo que este satélite de Júpiter, de tamaño algo menor que la Luna, podría continuar activo en la actualidad. Europa presenta una amplia variedad de terrenos y estructuras geológicas (Lucchita y Soderblom, 1982; Malin y Pieri, 1986; Greeley *et al.*, 1998, 2000).

Por una parte, grandes extensiones de Europa se caracterizan por llanuras densamente fracturadas, cruzadas por numerosas crestas (que aparecen generalmente en parejas o grupos paralelos), artesas y bandas, algunas de las cuales se extienden a lo largo de varios miles de kilómetros (Malin y Pieri, 1986). El resto de la superficie se caracteriza por áreas de aspecto caótico, en las cuales las llanuras con crestas han sido literalmente rotas en regiones de

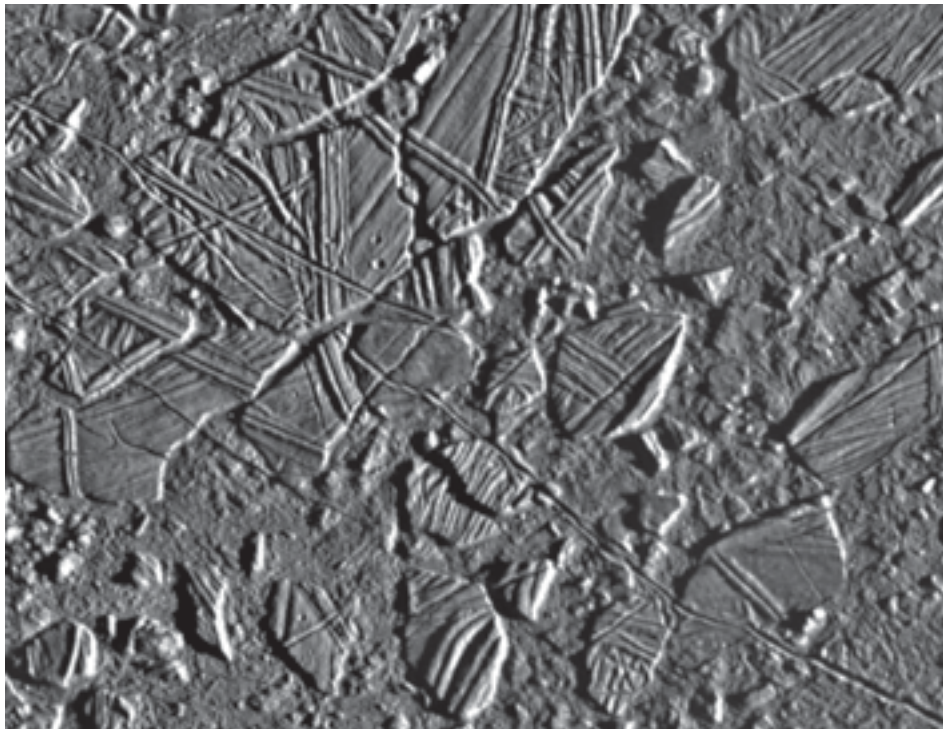


FIGURA 1: *Conamara Chaos*, la región de terrenos caóticos más conocida de Europa. En esta imagen se observan grandes bloques de hielo que parecen haber flotado, a la manera de icebergs, en agua líquida o hielo dúctil

aspecto caótico (Carr *et al.*, 1998; Greenberg *et al.*, 1999); en estas áreas caóticas es frecuente observar bloques aislados y desplazados, que recuerdan icebergs que hubieran flotado en agua líquida (o alternativamente en hielo dúctil que hubiera estado relativamente caliente).

Para explicar las estructuras geológicas observables sobre la superficie se han propuesto dos modelos, conocidos comúnmente como modelo de corteza delgada y modelo de corteza gruesa. Según el modelo de corteza delgada diversos rasgos superficiales indicarían la existencia de un océano interno tan sólo unos pocos kilómetros bajo la superficie (p.ej., Greenberg *et al.*, 1999; Hoppa *et al.*, 1999); en este escenario el océano podría quedar expuesto localmente sobre la superficie, debido a la fusión de la corteza. Según el modelo de corteza gruesa, debajo de la parte litosfera frágil existiría una gruesa capa de hielo dúctil, quizá convectiva en su parte inferior, independientemente de que exista o no un océano debajo de ella (p. ej., Pappalardo *et al.*, 1999; Pappalardo y Head, 2001).

Independientemente de cual de los modelos de la corteza de Europa se prefiera, hay algunas evidencias a favor de la existencia de un océano interno en este satélite (Carr *et al.*, 1998; Pappalardo *et al.*, 1999). La más firme de estas evidencias es la aportada por el magnetómetro instalado a bordo de la sonda Galileo, mencionada en la introducción, según la cual debe existir una capa próxima a la superficie constituida por material conductor de la electricidad (Khurana *et al.*, 1998; Kivelson *et al.*, 2000; Zimmer *et al.*, 2000). La naturaleza más probable de esta capa sería una capa global de agua líquida salada, cuyo techo se encontraría a una profundidad máxima de 175 km. (Zimmer *et al.*, 2000); además, si su conductividad eléctrica es similar a la del agua de mar, su espesor sería de varios kilómetros como mínimo (Zimmer *et al.*, 2000). Estos valores de profundidad y espesor son consistentes con los resultados del análisis general del campo gravitatorio de Europa hecha por la sonda Galileo, según los cuales este satélite se encuentra diferenciado y posee una capa externa de agua de entre 80 y 170 km. de espesor (Anderson *et al.*, 1998). Estas medidas no pueden distinguir entre agua congelada o líquida, debido a que sus respectivas densidades son muy parecidas, y no son capaces de proporcionar información sobre el espesor y estructura de la corteza de hielo de Europa. Por otra parte, la presencia en algunas regiones de Europa de los rasgos conocidos como *lenticulae*, y la morfología y dimensiones de los cráteres de impacto proporcionan algunas claves sobre la estructura de la corteza de hielo, y por consiguiente sobre la capa de agua en general.

En los dos tipos de terrenos dominantes sobre la superficie, aunque más frecuentemente en las proximidades de las zonas de aspecto caótico, pueden verse unos curiosos rasgos conocidos como *lenticulae* (término que significa «pecas» en latín, en alusión a su aspecto semejante a manchas cuando se observan en imágenes de baja resolución). Esta denominación se utiliza para aludir a una serie, más bien heterogénea, de rasgos circulares, elípticos e incluso

de forma irregular que incluyen domos, depresiones, manchas oscuras y áreas de microcaos (semejantes a las áreas caóticas, pero de menor tamaño), tienen en general un tamaño que va de unos pocos kilómetros a varias decenas de kilómetros, y que en algunas regiones de Europa se encuentran densamente distribuidos (Pappalardo *et al.*, 1998; Greeley *et al.*, 1998). Algunos autores consideran a las *lenticulae* como algunos de los rasgos geológicos más jóvenes visibles sobre la superficie de Europa (Pappalardo *et al.*, 1998; Prockter *et al.*, 1999; Figueredo y Greeley, 2000). Se han ofrecido diversas explicaciones para su origen.

Varios autores han señalado que las *lenticulae* presentan un diámetro medio en torno a 10 km. (Spaun *et al.*, 2001), y que su distribución espacial muestra una separación típica (Pappalardo *et al.*, 1998), recientemente estimada en 15-23 km. (Spaun *et al.*, 2002), y consideran ambos datos como indicativos de un origen en relación con diapiros térmicos ascendiendo a partir de una capa interna de hielo en convección; en este caso, su disposición en el espacio se correspondería con la de los penachos ascendentes convectivos, y por tanto su espaciado estaría relacionado con el grosor de la capa convectiva (Pappalardo *et al.*, 1998), siendo aproximadamente el doble del grosor de la capa convectiva (Pappalardo *et al.*, 1998). En este caso debería esperarse que el grosor de la capa en convección activa fuera de ~7-12 km.

Una opinión diferente es que no todas las *lenticulae* tienen el mismo origen (Greenberg *et al.*, 1999); según esta interpretación el tamaño y la separación típica de las *lenticulae* es un artefacto debido a sesgos observacionales, y el origen de los rasgos de microcaos (y de las regiones de caos propiamente dicho, semejantes a las anteriores, pero de mucho mayor tamaño) ha sucedido a lo largo de toda la historia geológica registrada de Europa, y se puede explicar en un modelo en el que una corteza delgada no convectiva se funde en todo su espesor, (Greenberg *et al.*, 1999; Riley *et al.*, 2000). Otras propuestas para explicar la formación de las *lenticulae* incluyen diapirismo debido a diferencias de composición (Kargel *et al.*, 2000), o un origen en relación con procesos magmáticos (Greeley *et al.*, 1998; Fagents *et al.*, 2000).

Por último, la morfología y dimensiones de los cráteres de impacto Tyre y Callanish (dos estructuras de varias decenas de kilómetros de extensión, con una zona central de terreno caótico rodeada por varios anillos concéntricos de material elevado) se ha propuesto que un espesor mínimo de la corteza de hielo de ~10-25 km. (Moore *et al.*, 1998, 2001; Turtle y Ivanov, 2002; Schenk, 2002) en las localizaciones y las épocas en las que tuvieron lugar los impactos. Estas estimaciones no son favorables a la existencia de una corteza de tan sólo unos pocos kilómetros de espesor, pero sí son consistentes con una corteza gruesa y convectiva.

EL ESTADO TÉRMICO DE LA CORTEZA DE EUROPA

En un trabajo clásico, Reynolds y Cassen (1979) propusieron que las cortezas externas de hielo de Ganímedes y Calisto eran inestables frente a la convección en estado sólido, e indicaron que sus resultados probablemente quizá eran también aplicables a Europa y otros satélites de hielo. Este proceso es tan eficaz extrayendo calor desde el interior que, en ausencia de calor mareal, llevaría a la congelación de cualquier océano interno en tan sólo unos cientos de millones de años. Trabajos posteriores han propuesto que la convección podría iniciarse en Europa para una corteza de hielo de $\sim 10\text{-}50$ km. (Pappalardo *et al.*, 1998; McKinnon, 1999; Hussmann *et al.*, 2002; Ruiz and Tejero, 2003). Como el espesor de la corteza de hielo depende del flujo térmico, estos resultados implican si la corteza de Europa es convectiva, el flujo térmico en el tiempo del inicio de la convección debió ser inferior a $\sim 10\text{-}45$ mW m⁻².

Europa presenta una órbita muy próxima a Júpiter, por lo que este satélite se encuentra sometido al campo gravitatorio producido por la enorme masa del mayor planeta del Sistema Solar. Las duraciones de las órbitas alrededor de Júpiter de Io, Europa y Ganímedes presentan una proporción muy próxima a 1:2:4, lo que quiere decir que por cada vuelta completa que da Ganímedes, Europa da dos e Io cuatro, coincidiendo por tanto los máximos acercamientos y alejamientos entre ellos en puntos concretos de las órbitas. Además, cuando Europa y Ganímedes se encuentran más próximos entre sí, Io está a la máxima distancia entre ellos, al «otro lado» de Júpiter. Estos fenómenos de coincidencia orbital, conocidos como «resonancias», tienen por efecto amplificar las interacciones gravitatorias entre los satélites, y mantiene elípticas las órbitas de Io y Europa. Una órbita elíptica, unida a la proximidad de los satélites a Júpiter y a la enorme masa del planeta gigante, hace que ambos cuerpos se encuentren sometidos a un campo gravitatorio muy intenso y variable, y también que las diferencias en el tirón gravitatorio joviano entre la cara de un satélite enfrentada al planeta y la opuesta a él varíen apreciablemente según la posición en la órbita. Por tanto, los satélites se deforman periódicamente, liberándose calor en su interior a consecuencia a la fricción). Así, se ha propuesto que el calentamiento producido por mareas podría estabilizar la corteza y evitar la congelación de un océano interno de agua líquida (p. ej., Ojakangas y Stevenson, 1989; McKinnon, 1999).

Por otra parte, a partir del análisis de las imágenes de Europa tomadas por la sonda Galileo se ha sugerido que la profundidad de la transición frágil-dúctil en la corteza de hielo sería de 2 km. como máximo (p. ej., Pappalardo *et al.*, 1999). Debido a que los mecanismos de deformación dúctil dependen de la temperatura, para que la transición frágil-dúctil se sitúe a una profundidad ≤ 2 km. se requieren flujos térmicos verticales a través de la litosfera de al menos $\sim 100\text{-}200$ mW m⁻² (Ruiz y Tejero, 1999, 2000; Pappalardo *et al.*, 1999; McKinnon, 2000). Estos valores son claramente más altos que los cálculos

teóricos de $\leq 50 \text{ mW m}^{-2}$ propuestos por los modelos clásicos de calentamiento originado por las mareas inducidas en las partes sólidas de Europa por el poderoso campo gravitatorio de Júpiter (Cassen *et al.*, 1982; Squyres *et al.*, 1983; Ross y Schubert, 1987; Ojakangas y Stevenson, 1989). La explicación a estos flujos térmicos elevados podría estar en el calentamiento mareal, bien en el hielo de la misma corteza (Ruiz y Tejero, 2000; McKinnon y Shock, 2001), o bien en el núcleo de roca y metal (McKinnon y Shock, 2001).

Por tanto, es fácil ver que un flujo térmico superficial de $\sim 100\text{-}200 \text{ mW m}^{-2}$ tiene profundas implicaciones sobre la dinámica y estructura de la corteza de hielo de Europa. En efecto, esos valores son claramente más altos que el flujo térmico ($\leq 45 \text{ mW m}^{-2}$) que permitiría el inicio de la convección. Por tanto, si la convección se ha iniciado, ello implica que la mayor parte de la disipación de calor tiene lugar en el interior prácticamente isoterma de la capa convectiva. Por el contrario, si la mayor parte del calentamiento ocurre en el núcleo de roca y metal, entonces la convección no puede producirse en la corteza de hielo, ésta pierde calor exclusivamente por conducción y debe tener tan sólo unos pocos kilómetros de espesor (está última posibilidad no es fácil de reconciliar con la evidencia aportada por los cráteres de impacto).

Para abordar este problema Ruiz y Tejero (2003) analizaron el flujo térmico y la estructura de una capa convectiva calentada por mareas. Los resultados obtuvieron un valor flujo térmico de $\sim 100 \text{ mW m}^{-2}$, en perfecto acuerdo con las evidencias sobre la profundidad de la transición frágil-dúctil. Además, la corteza tendría un espesor total comprendido en el intervalo $\sim 15\text{-}50 \text{ km.}$, consistente con lo deducido de los cráteres de impacto; de este espesor $\sim 10\text{-}45 \text{ km.}$ corresponderían a la capa en convección activa, por los valores inferiores del rango son compatibles con un origen convectivo para los *lenticulae*. Por tanto, tanto la evidencia geofísica y geológica como los modelos teóricos apuntan fuertemente a la existencia de un océano subterráneo, el cual podría tener incluso un centenar de kilómetros de profundidad.

OCÉANOS INTERNOS EN CALISTO Y GANÍMEDES

La visión de la teoría planetaria clásica es que en ausencia de calentamiento mareal como fuente adicional de calor, un océano interno en satélite de hielo no debería haber sobrevivido hasta la actualidad sin congelarse (p. ej., Cassen *et al.*, 1982; Schubert *et al.*, 1986). Calisto no se encuentra calentado por mareas, y por tanto, los descubrimientos de la nave Galileo supusieron una enorme sorpresa. Más aún cuando la superficie de Calisto es la más densamente craterizada del Sistema Solar (por lo que data de hace más de cuatro mil millones de años) y carece de cualquier signo de actividad endógena.

Los trabajos clásicos consideraban que la viscosidad del hielo (y por tanto su capacidad de fluir y de experimentar convección) depende sólo de la

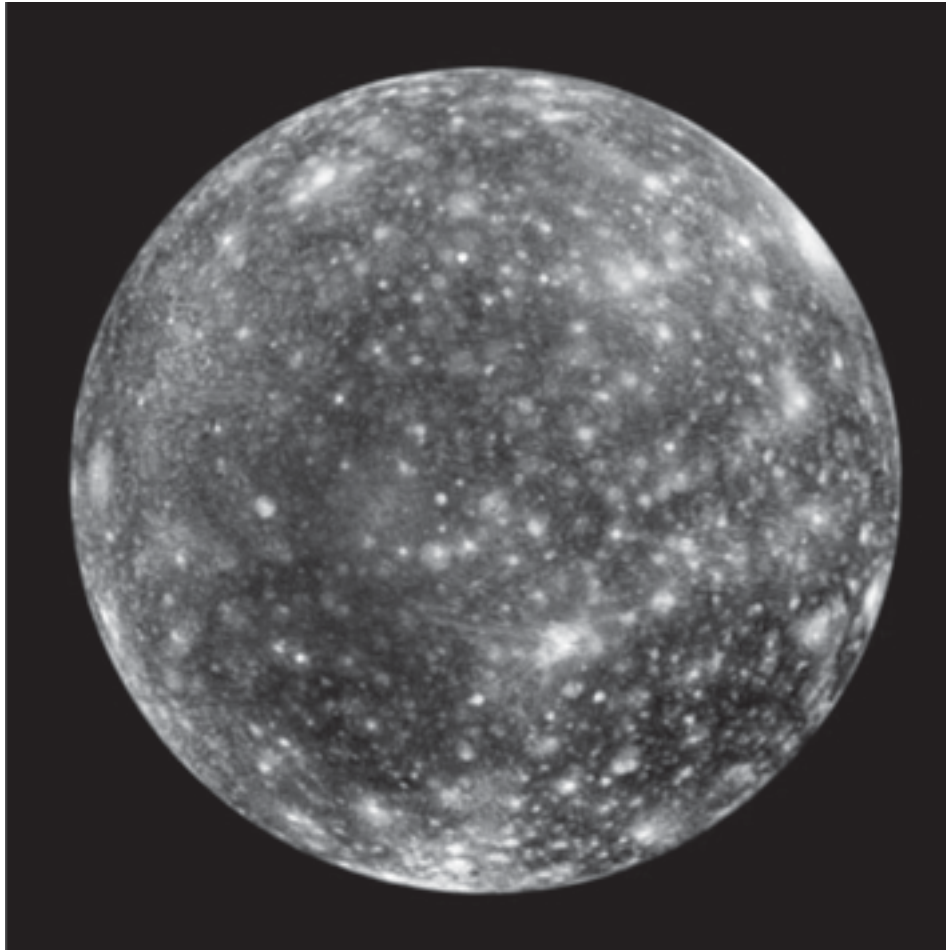


FIGURA 2: *Imagen de Calisto, en la que se puede ver su superficie repleta de cráteres. La imagen fue adquirida por la nave Galileo*

temperatura (lo que se conoce técnicamente como viscosidad Newtoniana), mientras que los experimentos de laboratorio (p. ej., Durham *et al.*, 1997; Goldsby and Kohlstedt, 2001) indican que también depende de los esfuerzos a que está sometida (lo que se denomina viscosidad no Newtoniana). Cuanto menor es el esfuerzo mayor es la viscosidad, y como en el interior de la corteza de Calisto los esfuerzos son muy bajos al no estar sometida a mareas, y la viscosidad es en correspondencia muy alta. Los cálculos hechos teniendo esto en cuenta obtienen que la corteza externa de hielo de Calisto es estable frente a la convección (Ruiz, 2001), lo que permite la supervivencia

de un océano interno hasta la actualidad, cuyo techo se encontraría 100 km. bajo la superficie.

El caso observacional para un océano interno en Ganímedes es más débil que en Calisto, pero el caso teórico es más fuerte. En efecto, Ganímedes puede haber experimentado en el pasado épocas de importante calentamiento mareal (Showman and Malhotra, 1999), aunque en una magnitud menor que Europa. Ganímedes presenta una historia geológica mucho más compleja que la de Calisto, con mayores evidencias de actividad interna. En cierta manera se podría decir que Ganímedes se encuentra a medio camino entre Europa y

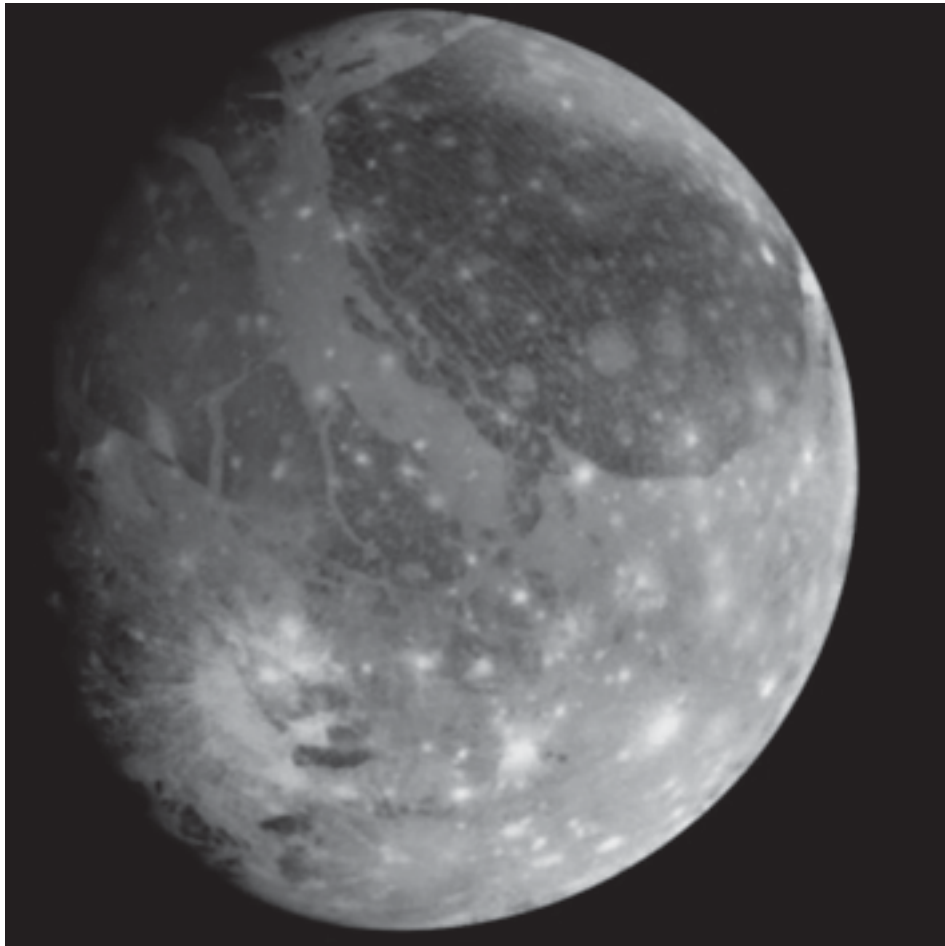


FIGURA 3: *Imagen de Ganímedes tomada por la nave Galileo. Se puede apreciar claramente la diferencia entre los terrenos más antiguos y oscuros y los terrenos brillantes y mucho más jóvenes*

Calisto. Curiosamente, los terrenos más evolucionados, que ocupan aproximadamente la mitad de su superficie, guardan cierto parecido con áreas de Europa, mientras que los más viejos y craterizados son muy similares a la superficie de Calisto. Esta curiosa situación parece llevar de manera inevitable a un razonamiento intuitivo: Si Europa y Calisto tienen océanos internos, Ganimedes debe tenerlo también.

EL CASO DE TRITÓN

Tritón, el gran satélite de Neptuno, exhibe una llamativa red de fracturas (Croft *et al.*, 1995), que recuerda en cierta medida lo visto en Europa, si bien con una densidad menor. El rasgo tectónico más significativo es *Raz Fossae*, un par de artesas *en echelon* de unos 15 km. de anchura cada una (lo que las convierte en las más anchas de Tritón), interpretadas como graben (Croft *et al.*, 1995). Consideraciones geométricas sencillas permiten usar la anchura de un graben para hacer una estimación de la profundidad máxima a la que han profundizado las

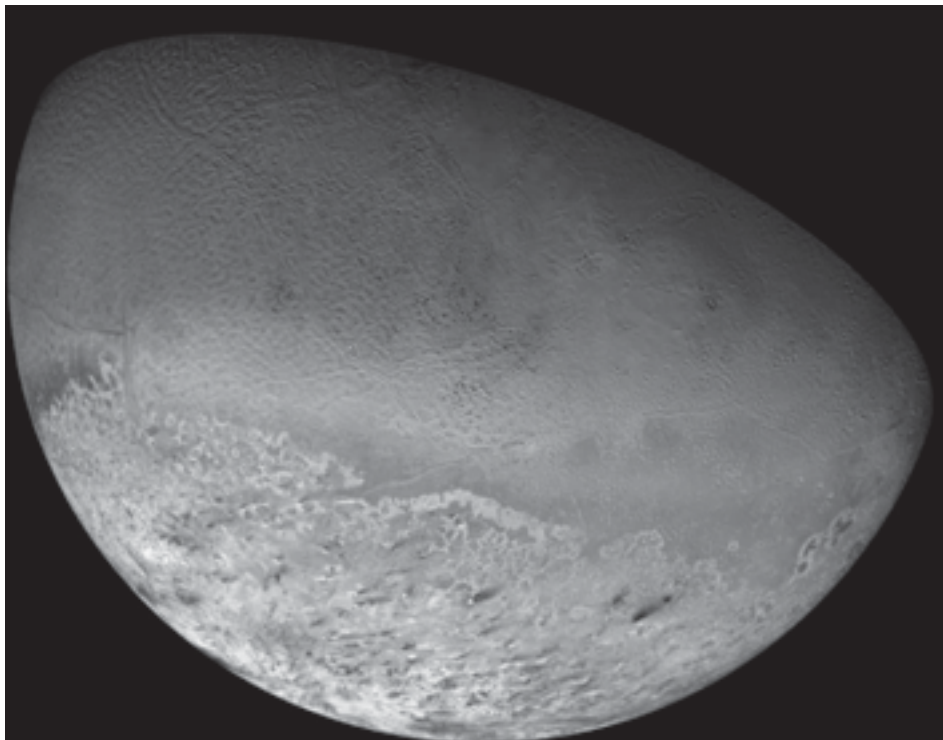


FIGURA 4: Mosaico de imágenes de Tritón tomadas por la nave Voyager 2

fallas limitando la estructura: las paredes de un graben convergen en profundidad, y si se continúan lo suficiente deben acabar por intersectarse. Generalmente se asume que la profundidad de intersección de las paredes de un graben coincide con una discontinuidad mecánica (e. g. Golombek, 1979; McGill and Stromquist, 1979), que puede corresponder a cambios en la composición de los materiales o con el nivel de la transición frágil-dúctil.

Aunque en Tritón existen otras estructuras interpretadas como graben, son mucho más estrechas que *Raz Fossae*, lo cual implica que pueden ser útiles para sondear la parte más superficial (~2-3 km.) de la corteza de este satélite (Croft *et al.*, 1995). Pero la anchura de *Raz Fossae* parece implicar que sus raíces se relacionan con alguna transición importante dentro de Tritón, e incluso se ha sugerido que se relaciona con la profundidad a la base de la litosfera frágil (Croft *et al.*, 1995). Igual que en el caso de Europa, se puede usar la profundidad de la transición frágil-dúctil para calcular el estado térmico de la litosfera de hielo de Tritón en la época cuando se formó la estructura (Ruiz, 2003), arrojando un resultado de ~35-85 mW m⁻²; si la litosfera contiene cantidades apreciables de hielo de amoníaco (como han sugerido algunos autores a partir de argumentos cosmoquímicos; e. g. Hogenboom *et al.*, 1997), la baja conductividad térmica de este reduciría los resultados a ~5-10 mW m⁻².

La baja densidad de cráteres de impacto sobre la superficie indica una edad relativamente joven (como mucho de unos 300 millones de años, pero puede incluso que mucho más reciente; Stern and McKinnon, 1999, 2000; Zahnle *et al.*, 2003). Edades tan recientes implican que Tritón es muy posiblemente activo en la actualidad, pero también que los flujos térmicos obtenidos a partir de *Raz Fossae* son aplicables en líneas generales al estado térmico actual de este notorio satélite. Así, los flujos térmicos calculados son superiores al valor de ~3.3 mW m⁻² que correspondería a la desintegración de isótopos radiactivos en el presente tiempo (Brown *et al.*, 1991); estos flujos térmicos podrían ser el remanente del intenso calor generado por la captura de un Tritón heliocéntrico por parte de Neptuno (para una completa revisión sobre este tema véase McKinnon *et al.*, 1995).

Actualmente las mareas no son importantes en Tritón, y por tanto los esfuerzos mareales no deben influir apreciablemente en la viscosidad del hielo, por lo que la corteza de hielo no debe ser convectiva. En ausencia de convección los flujos térmicos calculados para Tritón permiten calcular fácilmente que la profundidad a la que se alcanza el punto de fusión del hielo es de ~15-30 km. (la inclusión de cantidades apreciables de amoníaco reduciría el punto de fusión del hielo hasta ~176 K; este efecto y la baja conductividad térmica del hielo con amoníaco compensa los menores flujos térmicos con respecto al caso de hielo de agua pura, haciendo que la profundidad al punto de fusión sea muy similar). Como el espesor total de la capa de hielo de Tritón debe ser de ~350-400 km. (Smith *et al.*, 1989; McKinnon *et al.*, 1995), la existencia de un océano interno parece inevitable en este satélite.

CONCLUSIONES

La existencia de océanos en el interior de varios de los satélites de hielo del Sistema Solar exterior parece encontrarse sólidamente establecida en la actualidad. Por una parte, existen evidencias, más o menos indirectas, a favor de la presencia de extensas capas líquidas en algunos satélites. Por otra parte, los modelos teóricos sobre el estado térmico de los satélites de hielo desarrollados en los últimos años son claramente consistentes con la presencia de océanos internos en Europa, Calisto y Tritón, y quizá en otros satélites.

REFERENCIAS

- BROWN, R. H.; JOHNSON, T. V.; GOGUEN, J. D.; SCHUBERT, G. and ROSS, M. N. (1991): «Triton's global heat budget». *Science* 251, 1465-1467.
- CARR, M. H. *et al.* (1998): «Evidence for a subsurface ocean on Europa». *Nature* 391, 363-365.
- CASSEN, P. M.; PEALE, S. J. and REYNOLDS, R. T. (1982): «Structure and thermal evolution of the Galilean satellites». in D. Morrison (Ed.), *Satellites of Jupiter*, University of Arizona Press, Tucson, pp. 93-128.
- CONSOLMAGNO, G. J. and LEWIS, J. S. (1978): «The evolution of icy satellite interiors and surfaces». *Icarus* 34, 280-293.
- DURHAM, W. B.; KIRBY, S. H. and STERN, L. A. (1997): «Creep of water ices at planetary conditions: A compilation». *J. Geophys. Res.* 102, 16,293-16,302.
- FAGENTS, S. A.; GREELEY, R.; SULLIVAN, R. J.; PAPPALARDO, R. T.; LOUISE M. PROCKTER and THE GALILEO SSI TEAM (2000): «Cryomagmatic mechanism for the formation of Rhadamanthys Linea, Triple Band margins, and other low-albedo features on Europa». *Icarus* 144, 54-88.
- FIGUEREDO, P. H. and GREELEY, R. (2000): «Geologic mapping of the northern hemisphere of Europa from Galileo solid-state imaging data». *J. Geophys. Res.* 105, 22,629-22,646.
- GEISSLER, P. E. and 16 colleagues (1998): «Evolution of lineaments on Europa: Clues from Galileo Multispectral Imaging observations». *Icarus* 135, 107-126.
- GEISSLER, P. E.; O'BRIEN, D. P. and GREENBERG, R. (2001): «Silicate volcanism on Europa». *Lunar Planet. Sci.* XXXII, abstract 2068 [CD-ROM].
- GOLDSBY, D. L. and KOHLSTEDT, D. L. (2001) «Superplastic deformation of ice: Experimental observations». *J. Geophys. Res.* 106, 11,017-11,030.
- GRASSET, O. and SOTIN, C. (1996): «The cooling rate of a liquid shell in Titan's interior». *Icarus* 123, 101-112.
- GREELEY, R.; and 20 colleagues (1998): «Europa: Initial Galileo geological observations». *Icarus* 135, 4-24.
- GREELEY, R. and 17 colleagues (2000): «Geologic mapping of Europa». *J. Geophys. Res.* 105, 22,559-22,578.
- GREENBERG, R.; HOPPA, G. V.; TUFTS, B. R.; GEISSLER, P.; RILEY, J. and KADEL, S. (1999): «Chaos on Europa». *Icarus* 141, 263-286.

- HOPPA, G. V.; TUFTS, B. R.; GREENBERG, R. and GEISSLER, P. E. (1999): «Formation of cycloidal features on Europa». *Science* 285, 1899-1902.
- HOGENBOOM, D. L.; KARGEL, J. S.; CONSOLMAGNO, G. J.; HOLDEN, T. C.; LEE, L. and BUYOUNOUSKI, M. (1997): «The ammonia-water system and the chemical differentiation of icy satellites». *Icarus* 126, 171-180.
- HUSSMANN, H.; SPOHN, T. and WIECZKOWSKI, K. (2002): «Thermal equilibrium states of Europa's ice shell: Implications for internal ocean thickness and surface heat flow». *Icarus* 156, 143-151.
- KARGEL, J. S.; KAYE, J. Z.; HEAD, J. W.; MARION, G. M.; SASSEN, R.; CROWLEY, J. K.; BALLESTEROS, O. P.; GRANT, S. A. and HOGENBOOM, D. L. (2000): «Europa's crust and ocean: origin, composition, and the prospects for life». *Icarus* 148, 226-265.
- KHURANA, K. K.; KIVELSON, M. G.; STEVENSON, D. J.; SCHUBERT, G.; RUSSELL, C. T.; WALKER, R. J. and POLANSKEY, C. (1998): «Induced magnetic fields as evidence for subsurface oceans in Europa and Callisto». *Nature* 395, 777-780.
- KIVELSON, M. G.; KHURANA, K. K.; RUSSELL, C. T.; VOLWERK, M.; WALKER, R. J. and ZIMMER, C. (2000): «Galileo magnetometer measurements: A stronger case for a subsurface ocean at Europa». *Science* 289, 1340-1343.
- KIVELSON, M. G.; KHURANA, K. K. and VOLWERK, M. (2002): «The permanent and inductive moment of Ganymede». *Icarus* 157, 507-522.
- LEWIS, J. S. (1971): «Satellites of the outer planets: thermal models». *Science* 172, 1127-1128.
- LUCCHITA, B. K. and SODERBLUM, L. A. (1982): «The geology of Europa». In *Satellites of Jupiter* (D. Morrison, Ed.) pp. 521-555. Univ. of Ariz. Press, Tucson.
- MALIN, M. C. and PIERI, D. C. (1986): «Europa». In *Satellites* (J. A. Burns, and M. S. Matthews, Ed.) pp. 689-717. Univ. of Ariz. Press, Tucson.
- MCCORD, T. B. *et al.* (1998): «Salts on Europa's surface detected by Galileo's near infrared mapping spectrometer». *Science* 280, 1242-1245.
- MCCORD, T. B.; HANSEN, G. B. and HIBBITTS, C. A. (2001): «Hydrated salt minerals on Ganymede surface: Evidence of an ocean below». *Science* 292, 1523-1525.
- MCKINNON, W. B. (1999): «Convective instability in Europa's floating ice shell». *Geophys. Res. Lett.* 26, 951-954.
- (2000) «European heat flow and crustal thickness estimates from fold wavelengths and impact ring graben widths». *32st Annual Meeting of the DPS* (abstract).
- MCKINNON, W. B. and SHOCK, E. L. (2001): «Ocean karma: what goes around on Europa (or does it?)». *Lunar Planet. Sci.* XXXII, abstract 2181 [CD-ROM].
- MCKINNON, W. B.; LUNINE, J. I. and BANFIELD, D. (1995): «Origin and evolution of Triton». in D. P. Cruikshank (ed.), *Neptune and Triton*, University of Arizona Press, Tucson, pp. 807-877.
- MOORE, J. M. and 17 colleagues (1998): «Large impact features on Europa: Results of the Galileo Nominal Mission». *Icarus* 135, 127-145.
- MOORE, J. M. and 25 colleagues (2001): «Impact features on Europa: Results of the Galileo Europa Mission (GEM)». *Icarus* 151, 93-111.
- O'BRIEN, D. P.; P. GEISSLER, and GREENBERG, R. (2002): «A melt-through model for chaos formation on Europa». *Icarus* 156, 152-161.
- OJAKANGAS, G. W. and STEVENSON, D. J. (1989): «Thermal state of an ice shell on Europa». *Icarus* 81, 220-241.

- PAPPALARDO, R. T. and HEAD, J. W. and THE GALILEO IMAGING TEAM (1999): «Europa: Role of the ductile layer». *Lunar Planet. Sci.* XXX, abstract 1967 [CD-ROM].
- PAPPALARDO, R. T. and HEAD, J. W. (2001): «The thick-shell model of Europa's geology: implications for crustal processes». *Lunar Planet. Sci.* XXXII, abstract 1866 [CD-ROM].
- PAPPALARDO, R. T. and 10 colleagues (1998): «Geological evidence for solid-state convection in Europa's ice shell». *Nature* 391, 365-368.
- PAPPALARDO, R. T. *et al.* (1999): «Does Europa have a subsurface ocean? Evaluation of the geological evidence». *J. Geophys. Res.* 104, 24,015-24,055.
- PROCKTER, L. M.; ANTMAN, A. M.; PAPPALARDO, R. T.; HEAD, J. W. and COLLINS, G. C. (1999): «Europa: Stratigraphy and geological history of the anti-Jovian region from Galileo E14 solid-state imaging data». *J. Geophys. Res.* 104, 16,531-16,540.
- REYNOLDS, R. T. and CASSEN, P. M. (1979): «On the internal structure of the major satellites of the outer planets». *Geophys. Res. Lett.* 6, 121-124.
- RILEY, J.; HOPPA, G. V.; GREENBERG, R.; TUFTS, B. R. and GEISSLER, P. (2000): «Distribution of chaotic terrain on Europa». *J. Geophys. Res.* 105, 22,599-22,615.
- ROSS, M. N. and SCHUBERT, G. (1989): «Viscoelastic models of tidal heating in Enceladus». *Icarus* 78, 90-101, 1989.
- RUIZ, J. (2003): «Heat flow and depth to an internal ocean on Triton». *Icarus*, in press.
- (2001): «The stability against freezing of an internal liquid-water ocean in Callisto». *Nature* 412, 409-411.
- RUIZ, J. and TEJERO, R. (1999): «Heat flow and brittle-ductile transition in the ice shell of Europa». *Lunar Planet. Sci.* XXX, abstract 1031 [CD-ROM].
- (2000): «Heat flows through the ice lithosphere of Europa». *J. Geophys. Res.* 105, 23,283-23,289.
- (2003): «Heat flow, lenticulae spacing, and possibility of convection in the ice shell of Europa». *Icarus* 162, 362-373.
- SCHENK, P. M. (2002): «Thickness constraints on the icy shells of galilean satellites from a comparison of crater shapes». *Nature* 417, 419-421.
- SCHUBERT, G.; SPOHN, T. and REYNOLDS, R. T. (1986): «Thermal histories, compositions and internal structures of the moons of the solar system» in J. A. Burns, and M. S. Matthews (eds.), *Satellites*, University of Arizona Press, Tucson, pp. 224-292.
- SHOWMAN, A. P. and MALHOTRA, R. (1997): «Tidal evolution into Laplace resonance and the resurfacing of Ganymede». *Icarus* 127, 93-111.
- SMITH, B. A. *et al.* (1989): «Voyager 2 at Neptune: Imaging Science Results». *Science* 246, 1,422-1,449.
- SPAUN, N. A.; PAPPALARDO, R. T. and HEAD, J. W. (2001): «Equatorial distribution of chaos and lenticulae on Europa». *Lunar Planet. Sci.* XXXII, abstract 2132 [CD-ROM].
- SPAUN, N. A.; J. W. HEAD, and PAPPALARDO, R. T. (2002): «The spacing distances of chaos and lenticulae on Europa». *Lunar Planet. Sci.* XXXIII, abstract 1723 [CD-ROM].
- SPOHN, T. AND SCHUBERT, G. (2003): «Oceans in the icy Galilean satellites of Jupiter?». *Icarus* 161, 456-467.
- STERN, S. A. and MCKINNON, W. B. (1999): «Triton's surface age and impactor population revisited (evidence for an internal ocean)». *Lunar Planet. Sci.* XXX, 1766 abstract.

- STERN, S. A. and MCKINNON, W. B. (2000): «Triton's surface age and impactor population revisited in light of Kuiper belt fluxes: evidence for small Kuiper belt objects and recent geological activity». *Astron. J.* 119, 945-952.
- ZAHNLE, K.; SCHENK, P.; LEVISON, H. and DONES, L. (2003): «Cratering rates in the outer Solar System». *Icarus* 163, 263-289.
- ZIMMER, C.; KHURANA, K. K. and KIVELSON, M. G. (2000): «Subsurface oceans on Europa and Callisto: Constraints from Galileo Magnetometer Observations». *Icarus* 147, 329-347.