

3<sup>o</sup> EDICIÓN

# EL CONTINENTE DE GONDWANA A TRAVÉS DEL TIEMPO

Una introducción a la Geología Histórica

Juan L. Benedetto



CAP

2

ACADEMIA NACIONAL DE CIENCIAS  
Córdoba, Argentina

2018

## EL TIEMPO PROFUNDO: EL EÓN ARQUEANO

- 
- 2.1 Introducción
  - 2.2 Las rocas más antiguas
  - 2.3 Origen del sistema Solar y del sistema Tierra-Luna
  - 2.4 La Tierra en sus inicios
  - 2.5 El origen del agua y la formación de los océanos
  - 2.6 La corteza primitiva
  - 2.7 Distribución actual de los cratones
  - 2.8 Los más antiguos supercontinentes
  - 2.9 Asociaciones litológicas arqueanas
  - 2.10 Los depósitos de hierro bandeado
  - 2.11 El almacén de Gondwana
  - 2.12 Las primeras huellas de vida
  - 2.13 La Tierra en el Arqueano
- 

### 2.1 INTRODUCCIÓN

Las evidencias dejadas por los procesos geológicos son cada vez más difusas y fragmentarias a medida que penetramos en las profundidades del tiempo. Este camino nos lleva a los orígenes de la Tierra y sus primeras etapas de evolución como planeta. En ese tiempo remoto ocurrieron fenómenos únicos e irrepetibles como los grandes bombardeos de asteroides, el comienzo del ciclo geodinámico terrestre, la consolidación de la primera corteza a partir de un océano de magma, la formación de los mares y la atmósfera y, como si fuera poco, el origen de la vida. Todos estos eventos acontecieron en este primer capítulo de la historia de la Tierra, que se denomina **Eón Arqueano**. Este término es preferible al de Arqueozoico, utilizado hasta no hace mucho, pues los primeros organismos que poblaron la Tierra, como se verá más adelante, están lejos evolutivamente no sólo de los animales a los que alude el sufijo *zoico* sino también de los otros reinos como las plantas y los hongos.

El Arqueano es el lapso de tiempo que media entre las primeras evidencias geológicas materiales – las primeras rocas formadas – y los 2500 millones de años (2500

Ma = 2,5 Ga, giga-años o, simplemente, *gigas*) que marcan, un tanto arbitrariamente, el inicio del Eón Proterozoico (Fig. 2.1). Ambos eones están englobados en el término informal – pero todavía utilizado – de *precámbrico*, es decir, el tiempo que antecede al Período Cámbrico. La edad de las rocas terrestres más antiguas, en consecuencia, señala el punto de partida del **tiempo geológico**. Los fenómenos previos no han dejado registro material y por eso se habla de tiempos ‘pregeológicos’. Este lapso abarca desde los orígenes de la Tierra como planeta hasta las primeras rocas documentadas y ha sido referido al Eón Hadeano (de *Hades*, hermano de Zeus y dios del Averno). Es una unidad informal, ya que no tiene registro material. En el Hadeano tuvo lugar la evolución temprana de nuestro planeta y su conocimiento es materia de especulación a partir de evidencias y conceptos teóricos de la astrofísica. Recientemente, Goldblatt et al. (2010) propusieron el nuevo Eón Caotiano para designar el tiempo que antecedió la formación de la Tierra, es decir, el tiempo pre-Hadeano. Este lapso se extendería desde la formación de la nebulosa que dio origen al sistema Solar hasta el momento del impacto del cuerpo que desprendió la Luna (ver § 2.3). Con ese criterio,

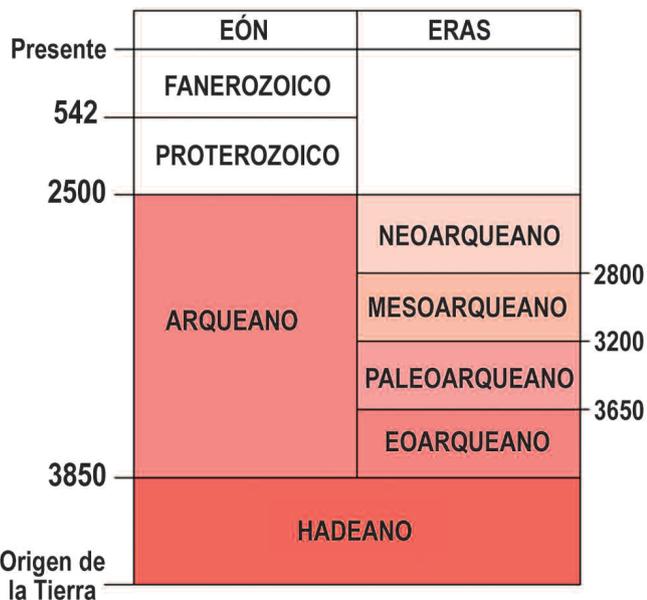


Figura 2.1. Subdivisión del Eón Arqueano y edades absolutas de sus límites (en millones de años).

postulan llamar *Tellus* (dios de la Tierra para los romanos) a esta proto-Tierra previa a la gran colisión. El Caotiano y el Hadeano fueron subdivididos en cinco eras y numerosos períodos en base a eventos que se supone tuvieron lugar durante la evolución del sistema Solar (Fig. 2.5). El límite entre el Hadeano y el Arqueano, según estos autores, podría coincidir con la finalización del ‘Último Gran Bombardeo’ de asteroides (ver más adelante), un límite bastante difuso que se aproxima, a grandes rasgos, a la edad de las rocas terrestres más antiguas. El Caotiano, sin embargo, tiene más que ver con la historia del sistema Solar que con la historia de



Figura 2.2. Rocas metamorizadas y plegadas del Arqueano en el Escudo Canadiense, América del Norte.

la Tierra como planeta, por lo que no se lo incluyó en el cuadro de la Figura 2.1. Por otra parte, todavía sigue siendo un término informal y difícilmente sea reconocido como parte de la escala global de tiempo geológico.

Para dimensionar la enorme magnitud del tiempo precámbrico tengamos en cuenta que su duración es aproximadamente siete veces la del Eón Fanerozoico (Fig. 2.1). A diferencia de las rocas fanerozoicas, la mayoría de las rocas precámbricas no pueden ser estudiadas por medio de las herramientas clásicas de la estratigrafía, la paleontología y el paleomagnetismo. Los terrenos precámbricos necesitan del auxilio de la petrología ígnea y metamórfica, la geoquímica y la geología isotópica. Las rocas precámbricas, y en particular las del Arqueano, suelen estar muy deformadas y metamorfizadas, por lo que sus atributos originales son más difíciles de desentrañar (Fig. 2.2). El registro geológico de los primeros 2 Ga es muy incompleto pues muchas evidencias se han borrado, de allí que existan numerosas hipótesis acerca de fenómenos tan variados como la formación de la corteza continental, la geodinámica interna (¿había placas litosféricas?), el crecimiento de los continentes, la composición de la atmósfera primitiva y el origen y diversificación de los primeros organismos. También es más difícil identificar eventos geológicos de carácter global que sean útiles para subdividir el Arqueano en eras y períodos. Por eso las divisiones internas (Eo, Paleo, Meso y Neoarqueano) son, al menos hasta ahora, puramente cronológicas (Fig. 2.1), al igual que la mayoría de las subdivisiones del Eón Proterozoico. Sin embargo, al menos respecto del Proterozoico, existe actualmente la intención de definir sus límites utilizando eventos geológicos o biológicos (ver § 3.15). Es el caso del Sistema Sideriano, una de las divisiones del Proterozoico, cuyo nombre refleja el notable desarrollo en ese tiempo (aunque no es el único) de depósitos de hierro bandeado, el Criogeniano, que denota la existencia generalizada de depósitos glaciales, y el Ediacariano, caracterizado por el desarrollo de una fauna muy particular de metazoos primitivos descubierta por primera vez en Ediacara, Australia. Pero esto no se aplica al Arqueano, donde las equivalencias entre los eventos magmáticos, tectónicos y metamórficos que tuvieron lugar en distintos continentes se siguen estableciendo mediante dataciones radioisotópicas.

## 2.2 LAS ROCAS MÁS ANTIGUAS

La edad exacta de nuestro planeta es difícil de establecer en forma directa pues, al comienzo, los materiales estaban íntegramente fundidos. Además, muchas de estas rocas primigenias fueron destruidas por procesos tectónicos y térmicos posteriores. Sin embargo, la edad



Figura 2.3. Rocas Eoarqueanas de Isua, oeste de Groenlandia, de 3,77 Ga.

de la Tierra puede calcularse asumiendo que el Sol y los planetas que giran a su alrededor se formaron al mismo tiempo. En consecuencia, las rocas lunares y los meteoritos (que corresponden a fragmentos de planetas destruidos) brindan una valiosa información. Todo indica que la Luna fue originalmente parte de la Tierra y que su separación fue previa al inicio del reciclado de las rocas producido por la tectónica de placas, por lo que debió haber ocurrido muy al comienzo de su historia. Las muestras de roca extraídas durante las diversas misiones lunares, como la Apolo 6, han dado edades máximas de 4,4 - 4,5 Ga. Las edades isotópicas de los numerosos meteoritos caídos en la superficie terrestre son del orden de 4,5 Ga. Las estimaciones más recientes indican una edad de 4,56 Ga para el origen del sistema Solar y de la Tierra, con un error menor del 1%.

Los materiales terrestres más antiguos encontrados hasta ahora son granos de circón ( $\text{SiO}_4\text{Zr}$ ) detrítico de alrededor de 4,4 Ga presentes en rocas aflorantes en Jack Hills, en el cratón Yilgarn del oeste de Australia (Wilde et al., 2001; Valley et al., 2014)). Algunos años antes, Compston y Pidgeon (1986) habían logrado separar de las mismas rocas de Jack Hills circones de 4,27 Ga, pero las nuevas dataciones  $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$  obtenidas con una microsonda SHRIMP elevaron la edad en cerca de 130 Ma respecto del dato anterior, lo que sitúa la formación de estos cristales en pleno Eón Hadeano. El circón es un silicato física y químicamente inerte bajo un amplio rango de condiciones geológicas por lo que aparece recurrentemente como detritos reciclados en rocas más jóvenes (Fig. 1.36). De esta datación se puede inferir que a los 4,4 Ga, tan sólo 0,15 Ga después de la formación del planeta, ya existía una corteza sólida, aunque esas rocas aún no han sido encontradas in situ.

En casi todos los continentes afloran rocas cuyas edades isotópicas exceden los 3,5 Ga. Las más antiguas son el complejo de rocas verdes Nuvvuagittuq de Quebec, Canadá, datadas en 4,28 Ga por medio de  $\text{Nb}^{142}$  en roca total (O'Neil et al., 2008). En ese mismo cinturón afloran anfibolitas, cuerpos gabroides y unidades de hierro bandeado (BIF, ver § 2.9) con una edad mínima de 3,75 Ga (Mloszewska et al., 2012).

En Groenlandia, en la localidad de Isua, hay rocas metamorizadas en la facies de la anfibolita cuyos protolitos fueron rocas volcánicas con estructuras *pillow*, depósitos de hierro bandeado y rocas carbonáticas de origen sedimentario (dolomías) acumuladas en aguas poco profundas, fechadas en alrededor de 3,8 Ga (Fig. 2.3). Esto pone en evidencia que ya a comienzos del Arqueano había una incipiente corteza continental, arcos volcánicos y océanos relativamente fríos.

### 2.3 ORIGEN DEL SISTEMA SOLAR Y DEL SISTEMA TIERRA-LUNA

El Universo tiene una edad estimada entre 12 Ga y 15 Ga, según el método utilizado. Las edades de las estrellas más antiguas de nuestra Galaxia proveen una edad mínima para el origen del Universo. La medición de la abundancia de  $\text{U}^{238}$  ionizado en estrellas ricas en elementos pesados dio una edad de  $12,5 \pm 3$  Ga. La técnica más aplicada – y posiblemente la más precisa – para conocer la edad del Universo se basa en la constante de Hubble, que es la tasa de expansión del Universo medida a partir de la relación velocidad/distancia de las galaxias. Una revisión reciente de los parámetros de la constante de Hubble ha dado una edad de  $13,4 \pm 1,6$  Ga.

El conocimiento de los procesos que condujeron a la formación del sistema Solar proviene de la astrofísica, la cosmoquímica, el estudio de otros planetas y de los meteoritos (Russell, 2007). Si bien se han propuesto diversas hipótesis, los modelos numéricos más consistentes indican que el Sol y los planetas se formaron a partir de una nube de gas – principalmente hidrógeno y helio – y partículas sólidas denominada **nebulosa solar** (Fig. 2.4). La hipótesis de la nebulosa fue enunciada primero en su forma simple por el filósofo alemán Emmanuel Kant en 1775 y luego fue desarrollada por Laplace en 1796. La virtud de esta hipótesis es que explica aspectos básicos del sistema Solar, como por ejemplo que los planetas están situados aproximadamente en un mismo plano (que a su vez coincide con el ecuador solar), que los planetas rotan en el mismo sentido y que la distancia entre ellos sigue una ley matemática simple (la Ley de Bode). Se supone que esta nube de polvo y gas interestelar colapsó sobre sí misma por efecto de la gravedad. Su velocidad de rotación aumentó a medida que se con-

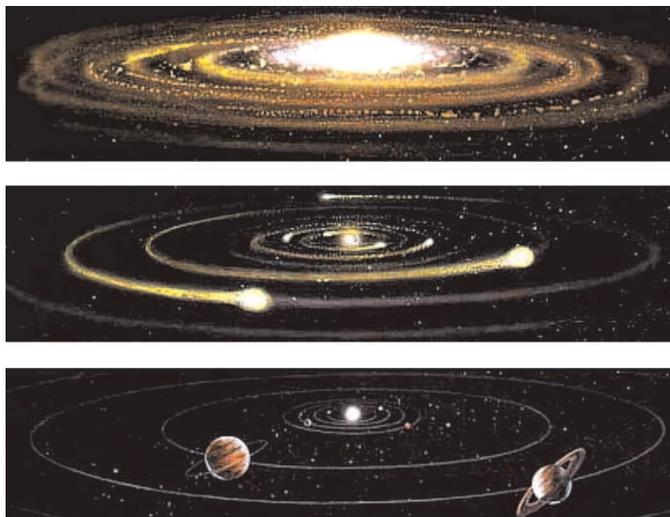


Figura 2.4. Representación artística de tres estadios en la formación de los planetas del sistema Solar. Arriba, formación del proto-Sol; al medio, acreción de los planetas; abajo, el sistema Solar en el presente.

traía adquiriendo la forma de un disco en el que se habría diferenciado un sistema de anillos tipo Saturno girando alrededor de una estrella joven y luminosa que los astrónomos clasifican como T Tauri (Fig. 2.4). Dado que el colapso gravitatorio de las partículas fue mayor en la región central del disco, esta se tornó cada vez más densa y caliente a medida que la compresión aumentaba. A una temperatura cercana al millón de grados centígrados se habría iniciado la fusión nuclear del hidrógeno en helio surgiendo el proto-Sol. Al enfriarse, el material gaseoso (fase de plasma) del disco protoplanetario se condensó en partículas sólidas y éstas se acrecionaron debido a la colisión mutua y una débil atracción electrostática, formando los primeros agregados de materia no mayores a un centímetro (cóndrulos) y, luego, cuerpos del tamaño de asteroides, los **planetesimales**. Estos, a su vez, se agruparon en una segunda generación de planetesimales con diámetros del orden de 10 km para constituir luego cuerpos del tamaño de la Luna o algo mayores denominados ‘planetas embrionarios’ que se supone eran más numerosos y estaban más cercanos que los planetas actuales. Se estima que en los primeros 25 Ma la Tierra habría alcanzado un diámetro cercano a los 100 km y a los 100 Ma ya habría alcanzado la mitad del tamaño actual (Fig. 2.5). Una pequeña fracción de los planetesimales originales quedó orbitando y formó el actual cinturón de asteroides situado entre Marte y Júpiter. Los cuerpos mayores (embriones planetarios) fueron eyectados de este cinturón y pasaron a formar parte de los planetas del sistema Solar (Morbidelli et al., 2012). Este proceso de **acreción planetaria** continúa en el presente, aunque en forma atenuada, como lo testimonia el impacto del cometa Shoemaker-Levy sobre la superfi-

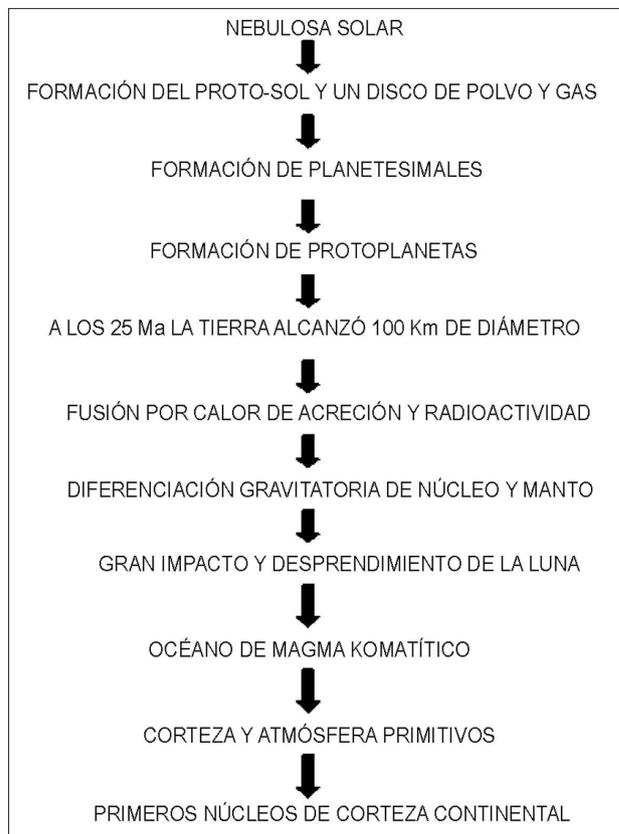


Figura 2.5. Sucesión de los principales eventos ocurridos desde la formación de la nebulosa solar hasta la formación de la primera corteza continental. El Eón Arqueano comienza a partir de la formación de los primeros núcleos de corteza, en el anteúltimo evento.

cie de Júpiter, que pudo observarse directamente en Julio de 1994. También en la Tierra hay evidencias de impactos, como el Meteor Crater del desierto de Arizona, de alrededor de 1200 m de diámetro y 170 m de profundidad. En este caso se trata de un siderito que impactó hace 50.000 años, durante la última glaciación.

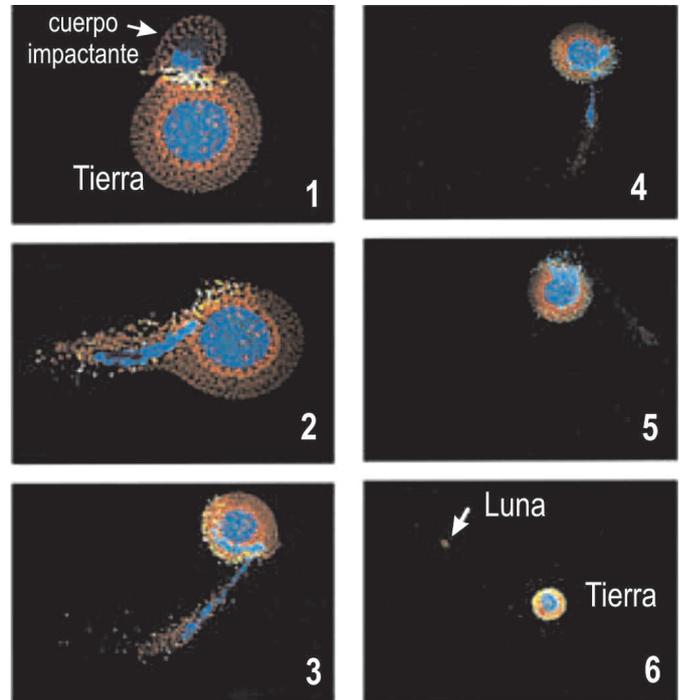
La acreción planetaria debió ser un fenómeno en extremo violento, especialmente en sus etapas finales, cuando planetas en formación se amalgamaron entre sí a alta velocidad originando colosales impactos (Fig. 2.8). Esto explica las variaciones en las inclinaciones de los planos orbitales de los planetas – además de su marcada excentricidad – y las diferencias en los períodos de rotación y la inclinación de los ejes. El cinturón de asteroides ubicado entre los planetas Marte y Júpiter podría representar un intento abortado de acreción planetaria. Recientemente, observaciones realizadas con el telescopio espacial infrarrojo Spitzer de la NASA detectaron un anillo de polvo y escombros orbitando alrededor de un púlsar, es decir, una estrella gigante que colapsó (Fig. 2.6). También se reportó el hallazgo de una enorme cantidad de partículas calientes de silicatos alrededor de una estrella del tipo del Sol. Esta nube se interpretó

como el resultado de grandes colisiones entre asteroides, como las que tuvieron lugar en las primeras fases de formación de los planetas. Actualmente, la débil pero persistente colisión entre asteroides del sistema Solar genera una tenue nube de polvo conocida como luz zodiacal debida a la luz reflejada por las partículas (Song et al., 2005).

El origen de la **Luna** es actualmente explicado en este contexto de acreción planetaria y no como un simple desprendimiento o fisión de una parte del manto terrestre por efectos de la fuerza de rotación, como supuso George Howard Darwin (hijo de Charles Darwin), o como un cuerpo extraño capturado por efecto de la gravedad terrestre. La hipótesis del gran impacto – o de la fisión inducida – propuesta independientemente por Hartman y Davis (1975) y por Cameron y Ward (1975), goza actualmente de gran consenso (Fig. 2.7). Entre otras cosas, explica por qué la Luna carece de núcleo metálico (o si lo tiene es muy reducido) y su composición es similar a la del manto terrestre, aunque muy empobrecido en elementos volátiles como el Na, K, y Ca. Las simulaciones por computadora suponen la colisión de la Tierra con un cuerpo planetario (al que se llamó *Theia*) que tenía alrededor del 10% de la masa de la Tierra, es decir, comparable a Marte, impactando a 10 km/seg, lo que explicaría el momento angular (la suma del movimiento orbital más el de rotación) del sistema Tierra-Luna y también la inclinación de  $\sim 23^\circ$  del eje de rotación terrestre. Dado que los parámetros involucrados son numerosos (masa del cuerpo que chocó, ángulo del impacto, estado físico de la Tierra en ese momento, etc.) hay diversas soluciones posibles. Por ejemplo, el núcleo del cuerpo impactante puede haber sido enteramente incorporado a la Tierra, o sólo en parte. Se infiere que

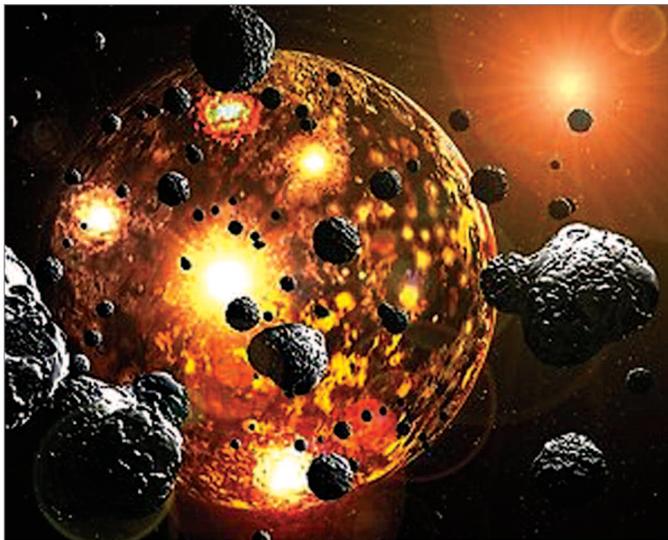


**Figura 2.6.** Foto tomada en el año 2006 con el telescopio espacial infrarrojo Spitzer de la NASA en la que se observa un disco brillante de polvo y gases girando alrededor de un púlsar localizado a 13.000 millones de años/luz de la Tierra.

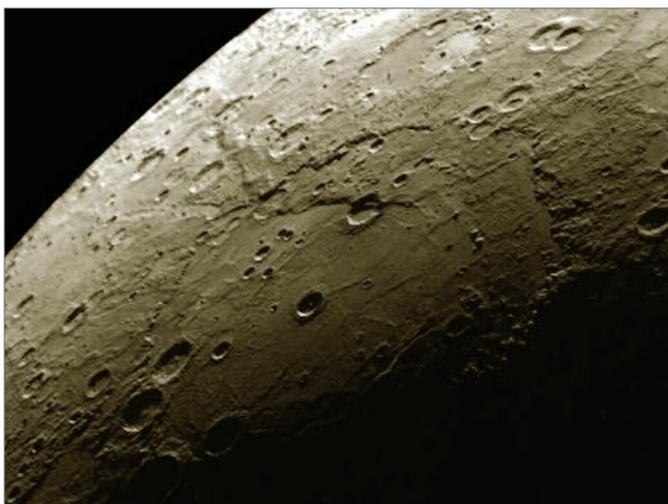


**Figura 2.7.** Simulación por computadora del impacto de un cuerpo del tamaño de Marte con la Tierra. El núcleo metálico aparece en azul y el manto en tonos rojizos. En la colisión parte del núcleo del cuerpo impactante es transferido a la Tierra; el resto del material formó una pluma de rocas volatilizadas que luego darán origen a la Luna. Toda la secuencia duraría menos de 30 minutos (simulación realizada por Cameron, del Harvard-Smithsonian Center for Astrophysics, Cambridge).

el gigantesco choque produjo un desprendimiento del manto terrestre en forma de una pluma de material volatilizado que quedó orbitando alrededor de la Tierra. Este material eyectado se condensó en sólo algunas decenas de años para formar la Luna. Un problema no resuelto es que estas simulaciones prevén que el 60-80% del material lunar se formó a partir del cuerpo impactante (modelo de impacto de alta energía), pero el manto terrestre y la Luna, de acuerdo a los análisis disponibles, tienen una composición isotópica similar. Esto es muy difícil de explicar en razón de que cada cuerpo planetario tiene una signatura isotópica distinta según su origen dentro del sistema Solar. Un estudio reciente basado en la comparación del contenido del isótopo pesado  $K^{41}$  en rocas lunares y del manto terrestre favorece el modelo de 'alto impacto' sobre el de 'bajo impacto' (Wang y Jacobsen, 2016). Según este último, la Tierra habría quedado envuelta en una atmósfera de silicatos fundidos de origen cortical. En la colisión de 'alta energía', en cambio, la violencia del choque fue tal que vaporizó el cuerpo impactante y gran parte de la proto-Tierra (incluyendo parte de su manto) formándose un disco superfluido a partir del cual se habría condensado la Luna. El dato



**Figura 2.8.** Visión artística de la Tierra durante el Último Gran Bombardeo meteorítico a comienzos del Arqueano, alrededor de 0,7 Ga después de su formación.



**Figura 2.9.** Los innumerables cráteres que cubren la superficie lunar reflejan los impactos de la lluvia de asteroides y cometas que afectó la región interna del sistema Solar durante el Gran Bombardeo.

clave que aporta este trabajo, surgido a partir de análisis isotópicos de muy alta precisión, es que las rocas lunares están enriquecidas en  $K^{41}$  respecto de las de la Tierra. En un trabajo publicado poco después, Lock et al. (2018) explicaron las diferencias isotópicas entre la Tierra y la Luna por medio de una colisión de dos planetas con gran momento angular cuyo resultado fue una nueva estructura planetaria en forma de 'rosca' que denominaron *synestia*, constituida por silicatos vaporizados a temperaturas extremadamente elevadas (4000-6000°C) a tal punto que los conceptos tradicionales de manto y atmósfera ya no son aplicables. La condensación de la periferia más fría de esta 'nube' habría generado

pequeñas lunas que quedaron orbitando y finalmente se acrecionaron para formar la Luna actual. Según los autores, impactos gigantes formadores de *synestias* fueron frecuentes en las etapas finales de la acreción de la Tierra.

Dada la edad de ~4,53 Ga de las rocas lunares recuperadas en las misiones Apolo, se calcula que nuestro satélite se originó entre 30 y 50 Ma después que la Tierra alcanzó la categoría de planeta. En un principio, la Luna estaba cubierta por un océano de magma de hasta 450 km de profundidad, pero luego los silicatos más livianos cristalizaron formando las típicas anortositas de la superficie lunar. En los estadios finales, las depresiones topográficas fueron rellenadas por coladas de basalto formando las regiones oscuras de su superficie – los llamados 'mares' – en los que se han preservado los cráteres dejados por sucesivas colisiones de meteoritos (Fig. 2.9).

Luego del gran impacto que separó la Luna, el bombardeo de la Tierra por asteroides de gran tamaño (más de 300 km de diámetro) continuó al menos hasta los 3,8 Ga. A partir de entonces el tamaño de los cuerpos impactantes debió haber decrecido gradualmente, aunque hasta los 3,3 Ga las colisiones de cuerpos de hasta 100 km fueron todavía frecuentes. Se estima que este bombardeo tuvo una marcada incidencia en los procesos que dieron origen a la vida (ver § 2.12).

## 2.4 LA TIERRA EN SUS INICIOS

Los cuatro planetas interiores del Sistema Solar (los llamados planetas terrestres), Mercurio, Venus, Tierra y Marte, están constituidos por silicatos y hierro y son más densos (3,9 a 5,4 g/cm<sup>3</sup>) que los planetas más externos (también llamados jovianos) como Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno (Plutón es bastante diferente), con densidades que varían entre 0,7 y 2,1 g/cm<sup>3</sup> y formados básicamente por hidrógeno, helio, metano, amoníaco en estado gaseoso y escasos silicatos (de ahí su nombre de 'gigantes gaseosos').

Como se sabe, los componentes de la Tierra están claramente diferenciados en tres envolturas o 'capas', el núcleo, el manto y la corteza. El primero está formado esencialmente por Fe y una menor proporción de Ni. El manto, en cambio, tiene una composición similar a la roca ultrabásica denominada peridotita. La corteza de los continentes es diferente de la de los océanos, pues tiene una composición comparable a la de la andesita, mientras que la corteza oceánica está formada por rocas de naturaleza basáltica. Desentrañar los procesos que llevaron a esta diferenciación ha sido uno de los grandes temas teóricos de la geología. Se supone que, en un comienzo, la estructura interna de la Tierra era relativamente homogénea aunque el proceso de diferenciación

debe haber comenzado muy temprano en su historia, alrededor de 10 Ma de años después de su formación.

Es posible que en la fase final de la formación de la Tierra haya ocurrido un fuerte calentamiento por la acreción de planetesimales (transformación de energía cinética en calórica) cuyo clímax se sitúa entre los 3,8 y 3,9 Ga. Esto está corroborado por las dataciones isotópicas de las rocas de impacto (*ejecta*) muestreadas alrededor de los cráteres de la Luna por las sucesivas misiones Apolo. Notablemente, las edades se agrupan entre 4,1 y 3,8 Ga, no habiendo edades más viejas aunque sí edades que llegan hasta los 2,5 Ga. Este evento se conoce como Último Gran Bombardeo (*Late Heavy Bombardment*, LHB) e involucró el impacto tanto de asteroides como de cometas (Fig. 2.8). De acuerdo a Marchi et al. (2014) al menos el 70% de la superficie de la Tierra hadeana fue completamente reprocesada por efecto de impactos que hundieron y mezclaron las rocas fundidas, lo que explica la ausencia de rocas más antiguas. Estos impactos involucraron algunos cuerpos de entre 500 y 1000 km de diámetro capaces de producir la evaporación de los océanos a escala global y la esterilización total de los organismos. Este escenario se habría mantenido al menos hasta los 4 Ga para luego decrecer los impactos en magnitud y frecuencia. Se estima que la causa del LHB fue una alteración de las órbitas de los cuatro planetas gigantes (Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno) debido a la interacción de su masa con el denso disco de planetesimales. Su desestabilización habría causado una masiva incursión de planetesimales hacia el interior del sistema Solar, perturbando incluso el cinturón de asteroides, parte los cuales terminaron colisionando no sólo con la Tierra y la Luna sino también con Marte, Venus y Mercurio (Gomes et al., 2005). El Gran Bombardeo no ha dejado rastros evidentes sobre la superficie terrestre debido al efecto combinado de la tectónica, la meteorización y la erosión, a diferencia de otros planetas interiores o satélites como Marte o la Luna, en cuyas superficies se han preservado incontables cráteres (Fig. 2.9).

Otros factores que contribuyeron al incremento del calor interno de la Tierra fueron la compresión gravitatoria y la radioactividad. Esta última fue generada por la desintegración del U, Th,  $K^{40}$  y  $Al^{26}$  y habría sido cinco veces mayor que en la actualidad. Así, en poco tiempo, la temperatura pudo haber alcanzado el punto de fusión del hierro, de alrededor de 2000°C, menos refractario que los componentes silicatados. Por su densidad mayor, el hierro, níquel y otros metales siderófilos se hundieron hacia el centro formando el núcleo metálico, mientras que los silicatos de Mg, Al, Ca, K y Na, más livianos, fueron desplazados hacia las envolturas más externas para formar el manto. Esta diferenciación, entre otras conse-

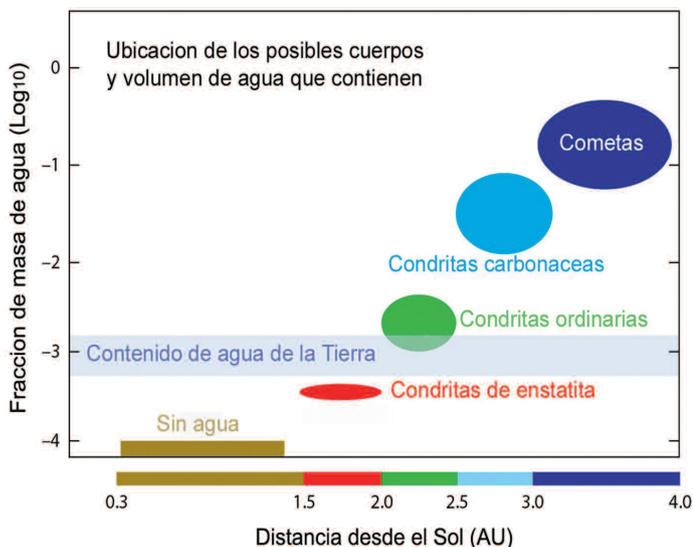
cuencias, dio origen al campo magnético terrestre. El colapso gravitacional que condujo a la formación del núcleo terrestre debió haber generado un calentamiento adicional que fundió nuevamente parte de los silicatos del manto, aunque no hay consenso acerca de la magnitud de la fusión de los materiales más externos. Los volátiles, como el vapor de agua y diversos gases, llegaron a la superficie formando la primitiva atmósfera y los primeros océanos. Se estima que la envoltura gaseosa comenzó a ser retenida cuando la Tierra alcanzó alrededor del 40% de su tamaño actual.

Las principales incógnitas se refieren a la extensión y naturaleza de la corteza primitiva, su edad y los procesos de su formación. Otro aspecto es la diferenciación de la corteza oceánica y continental. Ambos tipos de corteza tienen diferencias notables, no sólo en sus características petrográficas sino también en su edad: Las rocas continentales más antiguas, como dijimos, superan los 3800 Ma, mientras que la corteza oceánica más antigua tiene sólo 180-190 Ma (edad Jurásica), aproximadamente 20 veces más joven que el basamento más antiguo de los continentes. Esto tiene un profundo significado geológico pues revela que los continentes, por su imposibilidad de subducir en el manto, son los que preservan los testimonios de la historia de la Tierra, desde la primera formación de corteza hasta nuestros días. La corteza oceánica, por el contrario, es efímera, se recicla una y otra vez en las zonas de subducción y de ella sólo suelen conservarse retazos en los cinturones orogénicos, particularmente a lo largo de las suturas continentales. El estudio de la corteza oceánica actual, no obstante, aporta valiosos datos sobre la historia mesozoica y cenozoica, como veremos más adelante.

## 2.5 EL ORIGEN DEL AGUA Y LA FORMACIÓN DE LOS OCÉANOS

Al final de la etapa acrecional la envoltura externa de la Tierra estaba compuesta por silicatos fundidos formando un extenso 'océano' de magma. Al descender la temperatura, su parte más externa comenzó a solidificarse originando los primeros núcleos de corteza. La presencia de circones de 4,4 Ga indica que no toda la Tierra estaba fundida y que ya había núcleos corticales embrionarios sólo 160 millones de años después de la acreción. El principal influjo de calor provenía de los impactos de los planetesimales que fundían una y otra vez esta delgada corteza original, creando reservorios de magma que, por diferenciación, originaban materiales más livianos que quedaban en la superficie y silicatos más densos que tendían a hundirse.

En ese escenario se generaron la envoltura gaseosa y los primeros océanos, elementos cruciales en la evo-



**Figura 2.10.** Contenido de agua en cometas y asteroides en función de su distancia al Sol. En los cometas y condritas carbonáceas el agua contenida equivale al 5-10% de su masa y en las ordinarias es de solo 0,1%. AU: Unidad Astronómica (UA=1 es la distancia promedio Tierra-Sol). El gráfico muestra que los cuerpos más externos del sistema Solar son los más ricos en agua. (Simplificado de Morbidelli et al., 2012).

lución subsiguiente del planeta (ver § 3.4). La atmósfera primitiva se originó a partir de gases emanados desde el interior por un proceso conocido como *desgasificación* del manto terrestre. Si bien la composición de la atmósfera arqueana es tema de especulación, hay consenso en que era muy rica en CO<sub>2</sub> (entre 10 y 100 veces más que en el presente) y vapor de agua, y contenía cantidades menores de nitrógeno, metano, amoníaco, dióxido de azufre y vestigios de oxígeno, este último producto de la fotólisis de moléculas de agua en las capas más altas de la atmósfera. Se estima que en el Arqueano la concentración de oxígeno libre en la atmósfera era la milésima parte de la actual. Recién a inicios del Proterozoico, con la expansión de los microorganismos capaces de realizar fotosíntesis oxigénica – la única fuente de O<sub>2</sub> – comienza la oxigenación de la atmósfera.

El CO<sub>2</sub> disuelto en los océanos reingresaba en el sistema hidrotermal pero en parte precipitaba como carbonatos. El resultado fue una disminución neta de la concentración de CO<sub>2</sub> en la atmósfera y la consiguiente reducción del efecto invernadero. Esto contribuyó al enfriamiento, la condensación del vapor de agua y la formación de la hidrosfera. El agua de estos primeros mares, además de seguir enfriando la superficie, jugó un papel decisivo en la ulterior diferenciación de la corteza continental. Pero ¿hubo agua líquida antes de esa época? ¿pueden estimarse las condiciones de temperatura?. Como se vio previamente, los únicos registros preservados de esa edad son pequeños cristales de circón

detrítico reciclados en rocas más jóvenes. El circón es un mineral traza frecuente en rocas graníticas y más escaso en rocas máficas, como los basaltos. Además de ser excelentes para fechar rocas (ver Capítulo 1) los cristales de circón proveen valores del isótopo estable O<sup>18</sup>, cuya proporción varía según las condiciones de formación de las rocas ígneas. El análisis de circones de 4,2 Ga demostró que la proporción de O<sup>18</sup> (8-10‰) es similar a la de los circones presentes en granitoides formados a partir de un protolito alterado hidrotermalmente. A partir de esto, Valley et al. (2002) infirieron que en ese tiempo no sólo ya había océanos sino que la temperatura de la superficie terrestre no era muy distinta a la de épocas posteriores, pues de no ser así el agua habría estado íntegramente bajo la forma de vapor.

Robert y Chaussidon (2006), basados en los isótopos de silicio de cherts arqueanos, estimaron una temperatura oceánica de 50-70°C, lo que implica un potente efecto invernadero por acción del metano. En cambio Blake et al. (2010), usando isótopos de oxígeno en fosfatos, estimaron una temperatura superficial de 26-35°C, similar a la de los mares tropicales. Aquí se plantea la llamada *paradoja del Sol débil primitivo* enunciada primero por Sagan y Mullen en 1972. Es sabido que la temperatura del Sol se ha ido incrementando con el tiempo y se calcula que su luminosidad en el Arqueano fue alrededor de un 30% menor que en el presente. La paradoja es que si con un Sol mucho más brillante la Tierra ha experimentado varias glaciaciones, la superficie planetaria hace 4 Ga debería haber estado cubierta por una gruesa capa de hielo. Sin embargo, la evidencia de la acción de agua líquida en rocas sedimentarias de Isua y Nuvvua-gittuq y de los circones de Jack Hills indican temperaturas por arriba de 0°C (Sagan y Chyba, 1997). La presencia de agua en la Tierra primitiva está corroborada, además, por la existencia de rocas sedimentarias de origen marino de más de 3,8 Ga y de lavas en almohadilla o *pillow lavas*, cuya forma se debe a que se solidificaron rápidamente debajo del agua, aunque en este último caso se trata de aguas marinas profundas. La paradoja del Sol débil se resuelve apelando a altas concentraciones de gases invernadero en la atmósfera primitiva, ya sea de CO<sub>2</sub> y/o metano, de modo que aún con menos irradiación se alcanzaron temperaturas por arriba del punto de congelación.

En el sistema Solar los océanos constituyen un rasgo exclusivo de nuestro planeta, aunque otros planetas como Marte o Venus pueden haber tenido agua líquida superficial en algún momento de su historia. La primera cuestión a resolver es de dónde provino el agua terrestre dado que los planetesimales que originaron la Tierra no contenían agua suficiente, lo que implica buscar fuentes alternativas (Fig. 2.10). Una posibilidad es

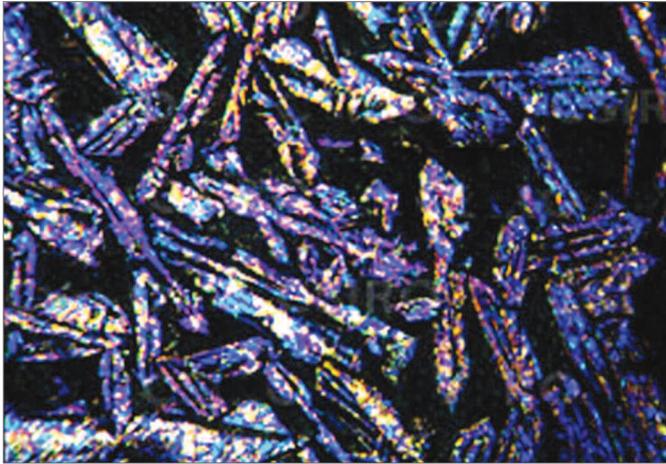


Figura 2.11. Sección delgada de una komatiita vista con luz polarizada mostrando los cristales de piroxeno con estructura spinifex.

asumir que la Tierra primitiva capturó por gravedad la atmósfera rica en hidrógeno presente en el disco protoplanetario, el que fue posteriormente oxidado por el OFe del magma formándose agua (Ikoma y Genda, 2006). Este modelo, sin embargo, no da cuenta de la muy distinta relación Deuterio/Hidrógeno (D/H) del agua así formada respecto del agua terrestre actual. Otra alternativa es que haya estado contenida en el interior de planetesimales, de embriones planetarios o de asteroides (condritas carbonáceas) cuya agua tiene, desde el punto de vista isotópico, una relación D/H casi idéntica al agua terrestre (Morbidelli et al., 2012). La tercera posibilidad es que provino de impactos de cometas, cuya 'cola' contiene abundante hielo y los ubica como los cuerpos más ricos en agua del sistema Solar (Fig. 2.10). Uno de los problemas es que la cantidad de cometas que estadísticamente podrían impactar la Tierra parece demasiado baja como para explicar el volumen de agua actual. Por otra parte, la relación D/H en los cometas es cerca del doble de la del agua terrestre. Sin embargo, un estudio reciente revela que el agua de los cometas originados en el cinturón de Kuiper tiene una relación similar a la de la Tierra por lo que podrían haber sido una fuente sustancial de agua (Hartogh et al., 2011). El cinturón de Kuiper es un disco formado por cometas y otros objetos que orbitan alrededor del Sol a una distancia de 30 a 50 UA (unidades astronómicas) (ver explicación en Fig. 2.10).

## 2.6 LA CORTEZA PRIMITIVA

Debido a la abundancia de **komatiita** (Fig. 2.11) en casi todos los núcleos arqueanos del mundo, se supone que la corteza oceánica primitiva debió estar formada esencialmente por esta roca, cuyo nombre se debe a que fue descrita por primera vez en afloramientos

del río Komati, en África del Sur. Se trata de una roca ultrabásica con alto contenido de óxido de Mg (más del 18%) y bajo tenor de sílice (densidad 3,3 g/cm<sup>3</sup>) en la que el piroxeno cristaliza en forma de espigas (estructura spinifex). Por sus características petrológicas y geoquímicas se acepta que las lavas komatiíticas se formaron a una temperatura mayor de 1500°C, mucho más alta que la de las lavas actuales, que lo hacen a alrededor de 1350°C. Su frecuencia disminuye drásticamente en rocas más jóvenes, lo que indica que la temperatura externa de la Tierra fue decreciendo a través del tiempo. Se estima que el flujo térmico en el Arqueano era entre 3 y 6 veces mayor que en el presente y la temperatura promedio del manto era 400 a 500°C más alta debido al mayor aporte de calor por radioactividad, sumado a la cristalización exotérmica y al calor residual de la acreción original. Tales temperaturas deben haber disminuido sustancialmente la viscosidad del manto lo que favoreció el desarrollo de enérgicas corrientes convectivas (Jaupart y Mareschal, 2010). Hay que tener presente que la convección constituye un sistema de refrigeración global mediante el cual las rocas más calientes –y por ello

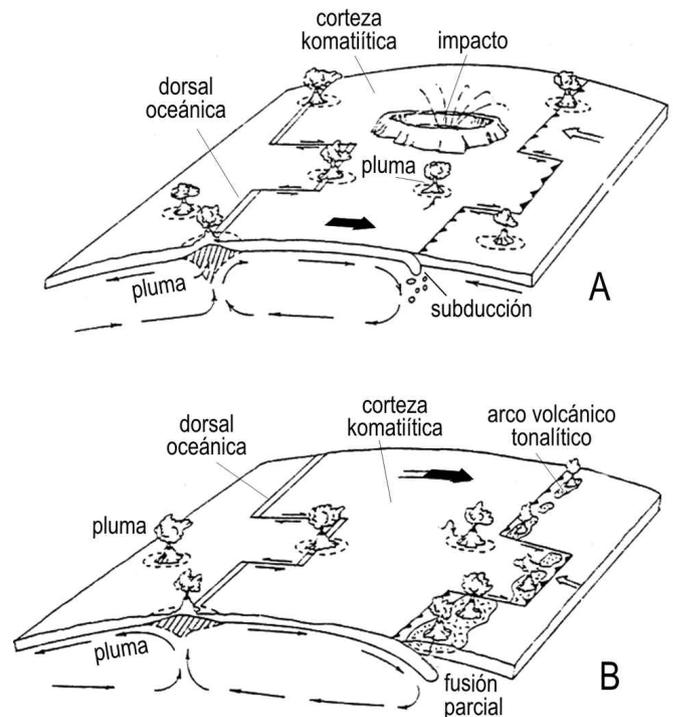


Figura 2.12. Representación esquemática de dos etapas en la formación de la corteza terrestre. A: formación de corteza komatiítica en las dorsales y posterior hundimiento. Intenso bombardeo de meteoritos de gran tamaño que refundían la corteza recientemente formada; B: estadio posterior donde se produjo la fusión parcial de la corteza oceánica y la formación de la primera corteza continental de composición tonalítica (simplificado de Condie, 1986).

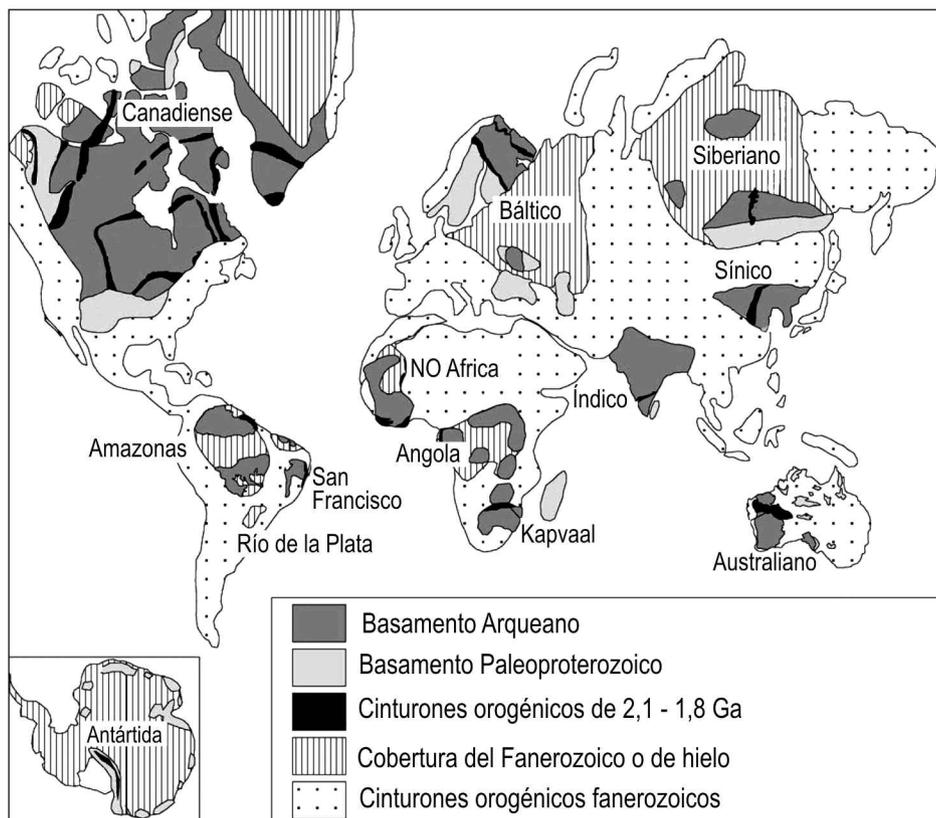
menos densas– ascienden y liberan calor al exterior. En esas zonas de divergencia de las células convectivas es donde se habrían formado las primeras dorsales submarinas (Fig. 2.12 A).

Un aspecto importante es que la pérdida de calor en las dorsales es proporcional a la raíz cúbica de la longitud de las mismas. Por eso, si el flujo de calor en el Arqueano era tres veces mayor, la longitud de las dorsales debió ser inicialmente 27 veces mayor que en la actualidad. De no haber existido este sistema de enfriamiento, la Tierra se hubiera calentado al punto de fundir íntegramente las rocas de la corteza. Sin embargo, la existencia de rocas cristalizadas de más de 4 Ga prueba que tal fusión generalizada no ocurrió. La velocidad de expansión de la delgada corteza oceánica fue mayor que la actual, por lo que debió compensarse con el desarrollo de extensas zonas de subducción. De otra forma la Tierra habría expandido su volumen, de lo cual no hay evidencias convincentes.

Según el clásico modelo de Condie (1986), a partir de las dorsales submarinas se inició la formación de una primera corteza komatítica inestable. Por su alta densidad, comenzó a hundirse formándose incipientes zonas de subducción siendo rápidamente reciclada en el manto por el elevado gradiente geotérmico. Pero en cierto momento, debido al continuo enfriamiento de la envoltura externa de la Tierra, la corteza de komatiita hidratada hundida en las zonas de subducción se fundió sólo parcialmente generando por cristalización fraccionada magmas de composición granítica que ascendieron formando arcos magmáticos de tipo insular (Fig. 2.12 B). Las rocas que formaron estos primeros embriones de corteza continental eran trondhjemita, tonalita y granodiorita, de ahí su denominación **TTG**. Se ha postulado que antes de los 3,1 Ga el ángulo de subducción de la corteza komatítica era muy bajo, por lo que casi no había interacción del magma TTG con la cuña de manto suprayacente, pero en el Meso y Neoarqueano las tonalitas se fueron enriqueciendo en Cr y Ni, lo que indica una mayor contami-

nación con materiales del manto y, en consecuencia, una mayor inclinación de las zonas de subducción. Recién a fines del Arqueano se habría producido la transición entre un escenario caracterizado por numerosas placas dúctiles y veloces a otro dominado por continentes más extensos y más fríos y, posteriormente, al ensamble de supercontinentes. Estos, a su vez, actuaron como una pantalla que aisló el flujo de calor interno, con el consiguiente recalentamiento del manto subyacente y el desarrollo de vigorosas corrientes convectivas, lo que llevó a la ruptura continental y a la expansión de nuevos océanos, tal como ocurre en la tectónica de placas moderna (Ernst, 2009).

Un aspecto controvertido es el papel que jugaron en la génesis de la corteza continental determinados procesos no vinculados a la tectónica de placas. Se cree que se produjeron reajustes de tipo vertical en sitios donde el basamento siálico fue cubierto por extensos flujos basálticos. Tal configuración debió ser inestable en términos gravitacionales debido a la inversión de las densidades, de modo que las rocas más densas se hundieron y parte de la corteza TTG fue removilizada y emplazada en forma de domos diapíricos, como se observa actualmente en el cratón de Pilbara de Australia. En otras



**Figura 2.13.** Distribución actual de los cratones del Arqueano y del Paleoproterozoico. Las rocas proterozoicas están en parte cubiertas por sedimentos fanerozoicos y por un manto de hielo en los polos, especialmente en Antártida (simplificado de Zhou et al., 2002).

regiones, sin embargo, los procesos habrían estado más ligados a deformación tangencial, como la que se produce en las zonas de convergencia de placas. Tal es el caso del complejo Nuvvuagittuq del norte de Quebec mencionado al comienzo (§ 2.2) en el cual las trondhjemitas-tonalitas-granodioritas se habrían formado en arcos magmáticos originados por el reciclado de una corteza máfica. Es difícil saber hasta que punto este escenario es comparable con la moderna tectónica de placas, pero lo que es seguro es que involucró esfuerzos compresivos que son difíciles de reconciliar con modelos basados exclusivamente en una tectónica vinculada a plumas del manto (Adam et al., 2012).

## 2.7 DISTRIBUCIÓN ACTUAL DE LOS CRATONES

Los terrenos precámbricos tienen gran extensión en todos los continentes. Las rocas de edades mayores de 2,5 Ga (Arqueano) son mucho más restringidas que las del Proterozoico y representan, en su conjunto, no más del 3% de la superficie del planeta (Fig. 2.13). Estos núcleos de rocas precámbricas se denominan **cratones**. Su parte aflorante, de escaso relieve, forma los **escudos**, mientras que la que yace bajo una cubierta sedimentaria constituye las **plataformas** (aunque a veces suele incluirse bajo el nombre de 'plataforma' tanto las rocas precámbricas aflorantes como su cubierta fanerozoica). Por su rigidez y estabilidad tectónica, los cratones forman el armazón estructural de los continentes. En la periferia de los cratones se desarrollaron las regiones 'móviles' de la Tierra correspondientes a los extensos cinturones orogénicos fanerozoicos. En América del Sur están representados por las fajas orogénicas Caribe y Andina.

Un rasgo llamativo, aún poco comprendido, es que los cratones más antiguos poseen una extensa raíz o quilla que alcanza entre 250 y 350 km de profundidad, tal como lo evidencian las velocidades anormalmente altas de las ondas sísmicas. Esto significa que las raíces son relativamente frías (hay menor cantidad de roca fundida). A profundidades del orden de 120-150 km y a temperaturas menores de 1000°C se produce la fase de transición grafito-diamante, por lo que los diamantes son casi exclusivos de los cratones arqueanos (King, 2005).

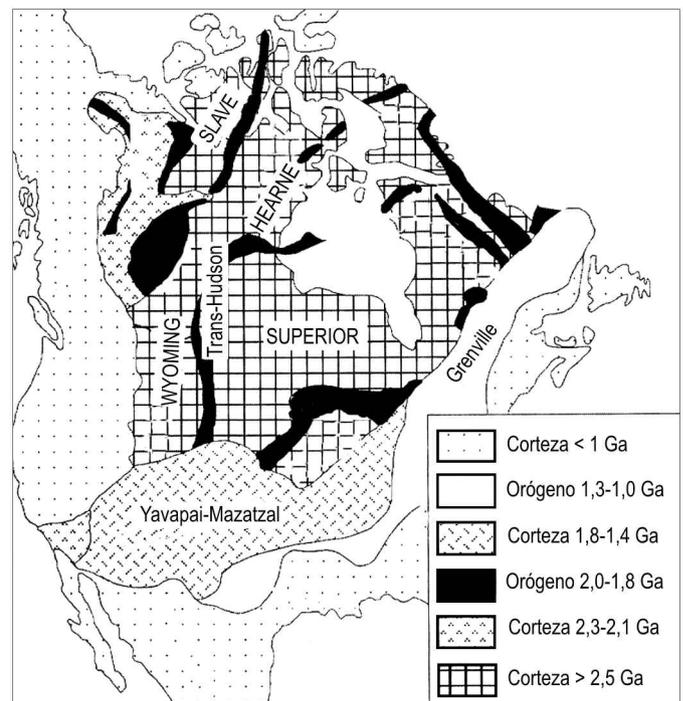
De acuerdo a su distribución geográfica actual, se reconocen dos conjuntos de cratones, los septentrionales y los australes (Fig. 2.13). Entre los primeros están los cratones Lauréntico (o Canadiense), de Groenlandia, Báltico (o Fenoscándico), Siberiano y Sínico. Este último está constituido, a su vez, por los escudos Sino-Coreano, de Yangtzé y de Tarim.

El cratón **Lauréntico** está formado por diversos núcleos arqueanos (Superior, Hearne, Rae, Slave, Wyo-

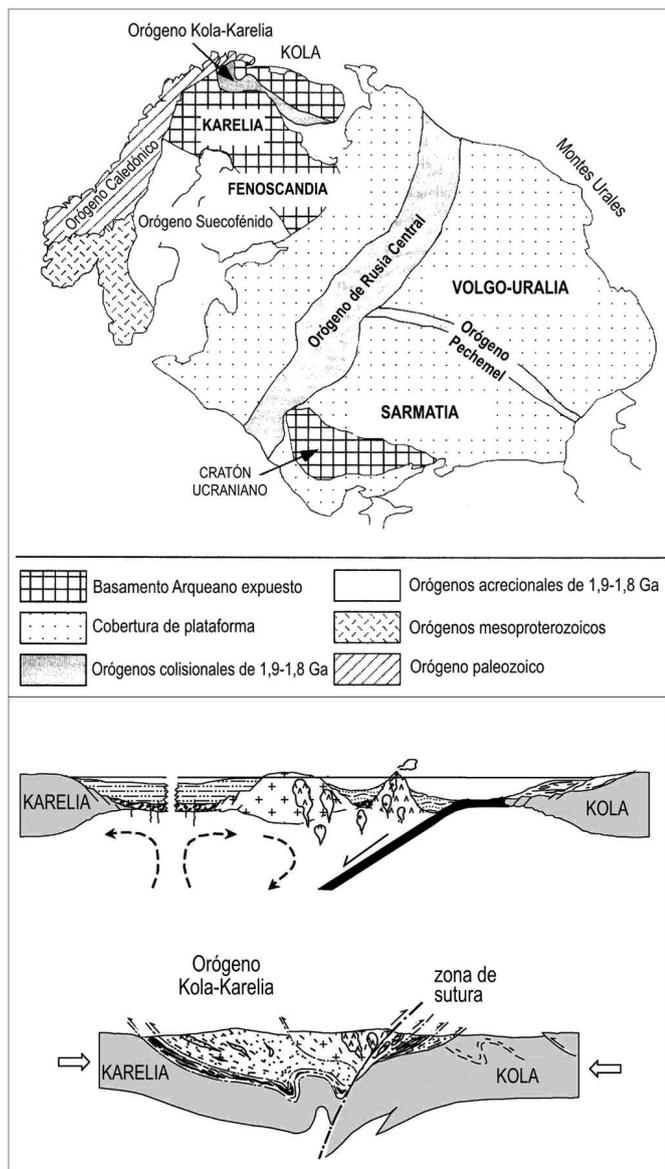
ming) y orógenos paleoproterozoicos (2,0-1,8 Ga) de tipo colisional, de los cuales el orógeno Trans-Hudson es uno de los más extensos, como se verá en el Capítulo 3 (Fig. 2.14). Hay evidencias paleomagnéticas que sugieren que los cratones Superior y Hearne estuvieron separados por un océano de más de 4000 km de anchura y la colisión entre ambos, de acuerdo a las dataciones, se produjo a los 1,9-1,8 Ga.

El cratón **Báltico** está cubierto por una potente secuencia proterozoica y fanerozoica que constituye la Plataforma Rusa, por lo que sólo están bien expuestos el escudo Fenoscándico, en el NO de la región escandinava, y el Ucraniano, en el SE (Fig. 2.15). A partir de estudios geofísicos y de perforaciones profundas se ha puesto en evidencia que debajo de la cobertura sedimentaria de la plataforma del este de Europa hay extensas áreas de rocas arqueanas y proterozoicas con diferentes historias geológicas, por lo que actualmente se divide al basamento de esta región en los bloques Sarmatia, Fenoscandia y Volgo-Uralia (Zhao et al., 2002). Estos se amalgamaron a los 1,9-1,8 Ga y las suturas están representadas por los orógenos Ruso Central y Pechemel. A su vez, el cratón de Fenoscandia está formado por dos bloques arqueanos más pequeños, Kola y Karelia, unidos también por un orógeno colisional (Fig. 2.15).

Los principales escudos australes son los de Guaya-



**Figura 2.14.** Principales provincias corticales del escudo Lauréntico o Canadiense. Las provincias arqueanas están suturadas por orógenos paleoproterozoicos (en negro). En la periferia del escudo hay orógenos más jóvenes (simplificado de Hoffman, 1988).



**Figura 2.15.** Arriba: escudos arqueanos y proterozoicos del cratón Báltico. En el sector noreste de la península escandinava los terrenos arqueanos Kola y Karelia están suturados mediante un cinturón orogénico. Abajo: interpretación geodinámica de la aproximación y colisión de ambos terrenos (simplificado de Zhao et al., 2002).

na, Amazonas, San Francisco, Africano, Índico, Australiano y Antártico. Desde fines del Proterozoico formaron parte del supercontinente **Gondwana** el que se fragmentó durante el Mesozoico luego de permanecer unido durante casi 500 Ma. Muchos de estos escudos encierran unidades menores. En el cratón Africano, por ejemplo, se reconocen el escudo Norafricano, del Congo y de Kapvaal-Zimbabwe, entre otros. Dado que los escudos son litológica y estructuralmente muy heterogéneos, es más frecuente el uso de **provincias** o **domi-**

**nios corticales.** Con este término se designan áreas de corteza caracterizadas por determinadas asociaciones petrotectónicas, lineamientos estructurales, patrones de metamorfismo, rangos de edades radiométricas y sig-naturas isotópicas. Todos estos rasgos reflejan un deter-minado contexto geodinámico y una particular historia de deformación. Estos dominios corticales están limita-dos por discontinuidades estructurales tales como megasuturas o zonas de cizalla. La provincia Central Amazónica del escudo Brasileño, la provincia Pilbara del escudo Australiano y la provincia Superior del escudo Canadiense son buenos ejemplos.

## 2.8 LOS MÁS ANTIGUOS SUPERCONTINENTES

Dado que actualmente la mayoría de los cratones están rodeados de orógenos más jóvenes, se presume que durante el Arqueano fueron elementos indepen-dientes que luego se ensamblaron formando bloques continentales de mayor envergadura. Sin embargo, la posición geográfica original de los cratones arqueanos es una cuestión aún no resuelta. La causa de esta incer-tidumbre es la dificultad de aplicar los métodos clásicos de la paleogeografía (paleomagnetismo, paleobio-geografía) a rocas de esta edad. Si bien al menos desde los 3,5 Ga existió un campo magnético con característi-cas similares al actual, los paleopolos confiables para el Arqueano son todavía muy escasos debido a la sobreim-posición de eventos más jóvenes. Las evidencias paleon-tológicas son inaplicables debido a la extrema rareza de fósiles. Por ello, la identificación de supercontinentes en el pasado remoto de la Tierra tiene grandes limitaciones.

El término **supercontinente** ha sido definido como el ensamble de todos o casi todos los bloques continen-tales en un único continente (Rogers y Santos, 2003), pero los geólogos que trabajan en terrenos precámbricos pre-fieren hablar de ‘supercratones’ pues no hay certeza de que realmente *todos* los continentes hayan estado unidos (Bleeker, 2003). El mayor problema es determinar cuáles son las evidencias geológicas que señalan amal-gama de supercontinentes y cuáles las que indican rup-tura y disgregación. De los numerosos criterios, hay dos que parecen coincidir razonablemente bien: (1) la abundancia de márgenes pasivos en el registro geológico global es mínima durante la amalgama de un supercon-tinente y alcanza un máximo durante la ruptura. Esto se observa con nitidez cuando se analiza el ensamble y *rif-ting* de la Pangea permotriásica; (2) la abundancia de cir-cones detríticos aumenta durante la convergencia y colisión de placas pues está directamente relacionada con el magmatismo generado en las zonas de convergencia (Fig. 2.16). Por el contrario, con la formación de un supercon-tinente la producción de circones declinará abrupta-

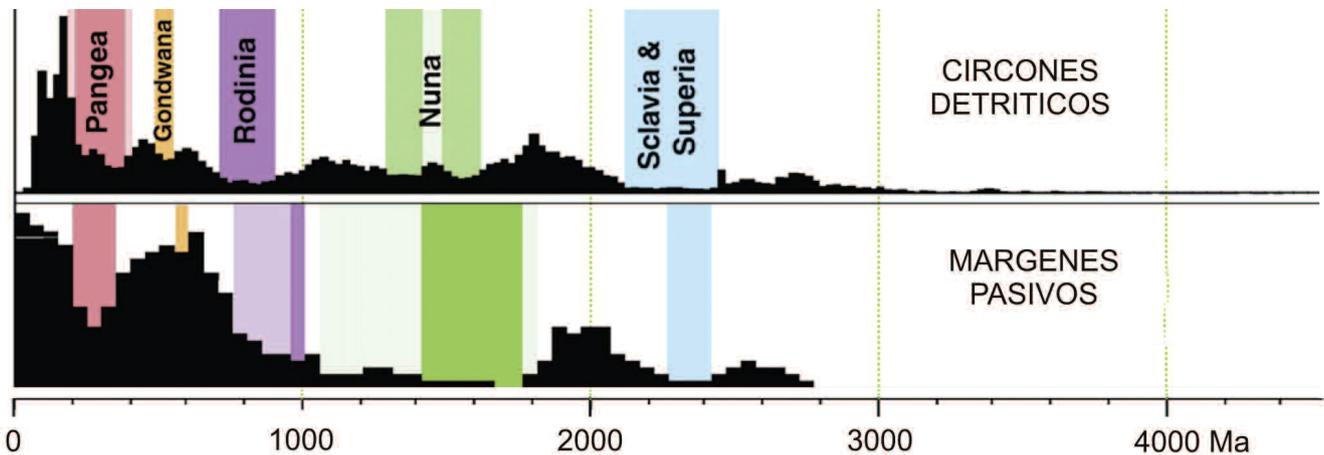


Figura 2.16. Distribución de edades y abundancia relativa a escala global de circones detríticos y de evidencias de márgenes pasivos a lo largo de la historia de la Tierra. A grandes rasgos, la existencia de supercontinentes coincide con los valores mínimos de ambas variables. Los datos de circones detríticos son exclusivamente de rocas, es decir, no incluyen sedimentos actuales (simplificado y modificado de Bradley, 2011).

mente (Bradley, 2011). Otros criterios que revelan épocas de amalgama son la presencia de fajas ultrabásicas y de eclogitas (metamorfismo de alta presión). Por el contrario, las grandes provincias ígneas se desarrollan durante los procesos de ruptura.

A pesar de las limitaciones de los datos, Williams et al. (1991) postularon que a fines del Arqueano existió un supercontinente al que denominaron **Kenorlandia**. Su ruptura habría comenzado a fines del Arqueano, a los 2,5 Ga como lo prueba la efusión de enormes volúmenes de basaltos continentales e intrusión de diques de gabro. En el noreste del Escudo Báltico (Provincia Kola), por ejemplo, se acumularon cerca de 8 km de rocas volcánicas bimodales con una edad de 2,5-2,1 Ga formando un cinturón de alrededor de 1000 km de longitud. La dispersión de los bloques arqueanos de Kenorlandia habría culminado hacia los 2,1 Ga. Curiosamente, en muchas de las secuencias de rift relacionadas con la ruptura, los conglomerados y areniscas continentales se asocian con depósitos glaciales del Paleoproterozoico (2,4 a 2,2 Ga), lo que permite inferir que en estos continentes hubo un evento de glaciación en el momento de su fragmentación (ver § 3.14).

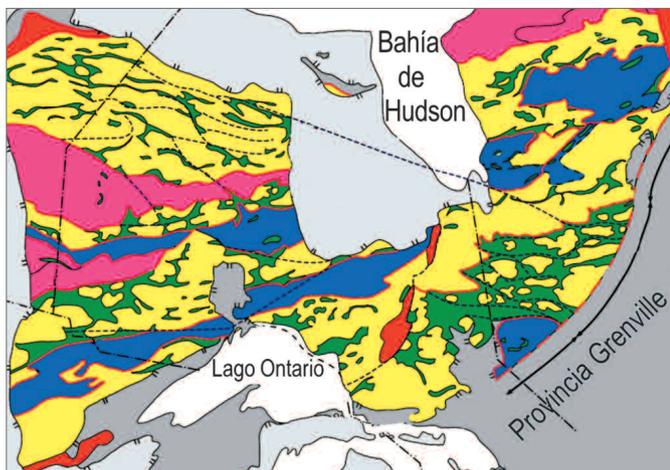
Estudios posteriores (Cheney, 1996; Aspler y Chiarenzelli, 1998) reconocieron la existencia de al menos tres continentes separados que podrían haber sido componentes de Kenorlandia. De ellos, el más antiguo es el continente **Vaalbara**, formado por los cratones de Pilbara, Kapvaal y Antártida. Se habría ensamblado a los 3,47 Ga y fragmentado hacia los 2,7 Ga. Bleeker (2003) reconoció la existencia de dos continentes posteriores a Vaalbara. **Superia** estuvo formado por el cratón Superior del escudo Canadiense, Karelia y algunos crato-

nes menores, y existió entre los 2,7 y 2,45 Ga. El otro, **Sclavia**, fue un supercontinente esencialmente Paleoproterozoico (2,6-2,2 Ga) que incluyó el cratón Slave de Canadá, el de Zimbabwe de África y otros fragmentos menores. Una reseña de las complejidades de las reconstrucciones paleogeográficas neoarqueanas y paleoproterozoicas puede verse en los trabajos de Aspler y Chiarenzelli (1998), Bleeker (2003) y Bradley (2008, 2011).

## 2.9 ASOCIACIONES LITOLÓGICAS ARQUEANAS

En la mayor parte de los escudos, las rocas arqueanas están constituidas por dos tipos de terrenos que difieren en su composición litológica y grado de metamorfismo: 1) los cinturones de rocas verdes (*greenstone belts*), que son terrenos lineales o de forma irregular, metamorfizados en facies de esquistos verdes-anfibolita e intruidos por cuerpos graníticos de diversa naturaleza y 2) terrenos con metamorfismo de alto grado, formados básicamente por complejos de gneises granulíticos y migmatitas. En las provincias Slave y Superior del escudo Canadiense, situadas al norte de los grandes (Fig. 2.17), al igual que en el cratón del Norte de China (Fig. 2.18) se observa particularmente bien la relación espacial entre estos dos tipos de terrenos.

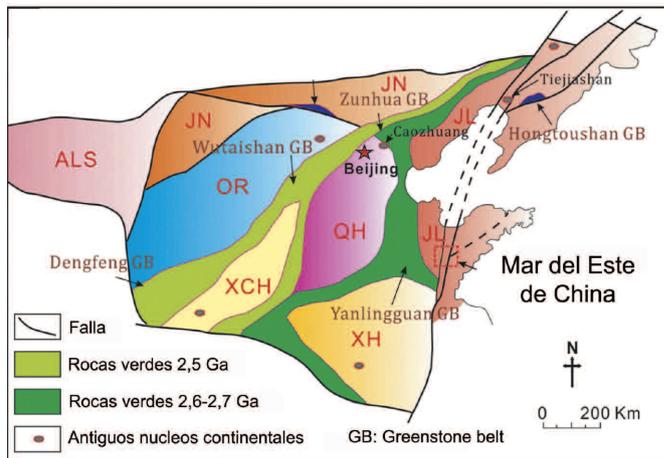
Las **asociaciones de rocas verdes** son estructural y estratigráficamente complejas y muestran diferencias importantes en el estilo tectónico y composición según las distintas provincias corticales, lo que indica que no todas se originaron por los mismos procesos. Del punto de vista económico, los cinturones de rocas verdes son de enorme interés pues encierran importantes yacimientos de oro, plata, cobre, hierro, cromo, níquel, man-



**Figura 2.17.** Detalle de las asociaciones litológicas (subprovincias) arqueanas de la Provincia Superior del escudo Canadiense. En amarillo: complejos de gneises granulíticos; en verde: cinturones de rocas verdes; en azul: rocas metasedimentarias; en rojo y rosado: rocas plutónicas.

ganeso y bario, entre otros. En general, estos cinturones son ensambles de diversos tipos de rocas en los que se reconocen al menos tres asociaciones que reflejan distinta génesis: 1) potentes sucesiones de flujos de basaltos toleíticos con estructuras en almohada, komatitas, tufitas félsicas, hierro bandeado (ver el punto siguiente), chert y rocas clásticas, principalmente grauvacas. Esta asociación se habría formado en ambientes marinos de variada profundidad, desde someros hasta profundos, en encuadres tectónicos tan diversos como *plateau* oceánicos, cuencas de trasarco, islas oceánicas incipientes y dorsales mesoocéánicas; 2) sucesiones de gran espesor de rocas metavolcánicas calcoalcalinas (flujos de andesitas, dacitas y riolitas, y rocas piroclásticas como tufitas, brechas y aglomerados volcánicos) asociadas con granitoides comagmáticos. También participan, aunque en menor proporción, basaltos toleíticos y komatíticos. Se ha sugerido que estas secuencias corresponden a arcos magmáticos – del tipo arco de islas o continentales – pero, en parte, pueden representar magmatismo de trasarco o relacionado con puntos calientes. Los grandes yacimientos de sulfuros masivos arqueanos están contenidos en esta asociación; 3) rocas volcánicas alcalinas asociadas con rocas sedimentarias de origen continental (fluviales, abanicos aluviales). Esta asociación tiene una distribución más restringida que las precedentes y puede haberse formado en cuencas de tipo transpresivo.

Los terrenos con metamorfismo de alto grado están formados esencialmente por **gneises granulíticos** provenientes del metamorfismo de rocas ígneas de composición tonalítica a granodiorítica y de rocas sedimentarias como lutitas y cuarcitas. Las migmatitas son frecuentes, revelando que se alcanzó la fusión parcial de



**Figura 2.18.** Bloques microcontinentales que conforman el Cratón del Norte de China y los respectivos cinturones de rocas verdes que los amalgaman (simplificado de Zhai y Santosh, 2011).

las rocas. Además de fuerte metamorfismo, estos terrenos han sufrido deformación tectónica severa producto de varias fases compresivas superpuestas (deformación polifásica) que produjeron plegamiento isoclinal. Si bien hay fajas de milonitas con deformación dúctil que denotan zonas de cizalla, en general estos terrenos testimonian intensos esfuerzos compresivos.

El cratón del Norte de China también es interpretado como un *collage* de varios microbloques amalgamados a lo largo de múltiples zonas de consumición y cierre de los océanos interpuestos durante el Neoarqueano (Fig. 2.18). Los datos geocronológicos indican intenso magmatismo entre 2,7 y 2,5 Ga y un evento de metamorfismo regional de alto grado hacia los 2,47 Ga generado durante la colisión de los bloques. Los magmas TTG fueron emplazados en zonas de subducción relacionadas con arcos magmáticos según un modelo análogo al de la tectónica de placas de estilo moderno. La formación de este cratón también confirma el carácter global del proceso de cratonización ocurrido a fines del Arqueano (Yang y Santosh, 2017).

El origen de estos dos tipos de terrenos arqueanos es aún materia de debate. Lo que parece indudable es que los fuertes contrastes en la litología y el estilo de deformación que hay entre ambos requieren de procesos tectomagmáticos diversos y de distintas configuraciones geodinámicas. Incluso, es posible que algunos no tengan estrictos equivalentes actuales. Al comienzo prevalecieron los modelos ‘no plaquistas’ o ‘no actualistas’ como el que postulaba el hundimiento de las rocas máficas más densas en las rocas tonalíticas subyacentes, produciendo su fusión parcial y posterior intrusión en las rocas verdes, o la hipótesis que suponía la fusión parcial de la base de la corteza oceánica seguida de hundimiento y

relleno sedimentario y finalmente intrusión de magma tonalítico que ascendió como diapiros. También se postuló que los cinturones de rocas verdes son cicatrices dejadas por impactos meteoríticos que fundieron las rocas corticales y luego fueron intruidos por tonalitas y finalmente deformados. Sin embargo, nunca se encontraron evidencias de minerales y/o texturas de impacto. Actualmente, se piensa que los cinturones de rocas verdes son compatibles con escenarios de subducción (Fig. 2.19). Los *modelos de arco* postulan que estas rocas se formaron sobre corteza continental adelgazada por detrás de un arco volcánico y representarían el relleno de cuencas extensionales de trasarco en las que se depositaron rocas clásticas inmaduras (vaques) y rocas volcanoclásticas provenientes del arco magmático adyacente. La signatura geoquímica de las rocas ígneas que las intruyen también es compatible con magmas originados a partir de la fusión parcial de una corteza máfica y ultramáfica en una zona de subducción. Los grandes volúmenes de intrusivos pueden explicarse por una alta tasa de subducción relacionada con la gran actividad de las dorsales. La deformación tangencial de estas cuencas es interpretada en términos de colisiones entre placas continentales pequeñas, dúctiles y altamente móviles (algunos hablan de 'tectónica de microplacas' o *platelets*) que se acrecionaban formando unidades más grandes (ver § 2.13). Dada su elevada temperatura y su pequeño tamaño podían deformarse completamente, a diferencia de las placas del Fanerozoico en las cuales la deformación tangencial se restringe a su periferia. En tales colisiones se habrían exhumado las raíces de los arcos magmáticos formados a profundidades de 50 km y temperaturas del orden de 700-900°C. Al erosionarse la parte superior del arco, estas rocas ascendieron por isostasia constituyendo los terrenos de alto grado metamórfico (los gneises granulíticos). Si bien las asociaciones de este tipo son raras en el presente, hay equivalentes en las raíces de los grandes orógenos, como el Himalayo.

Las asociaciones de ambiente continental, por otra parte, pueden ser explicadas por los *modelos de rift*, pero también son compatibles con extensión en arcos magmáticos (cuencas de intraarco) y aun con puntos calientes. Los grandes volúmenes de riolitas y la pre-

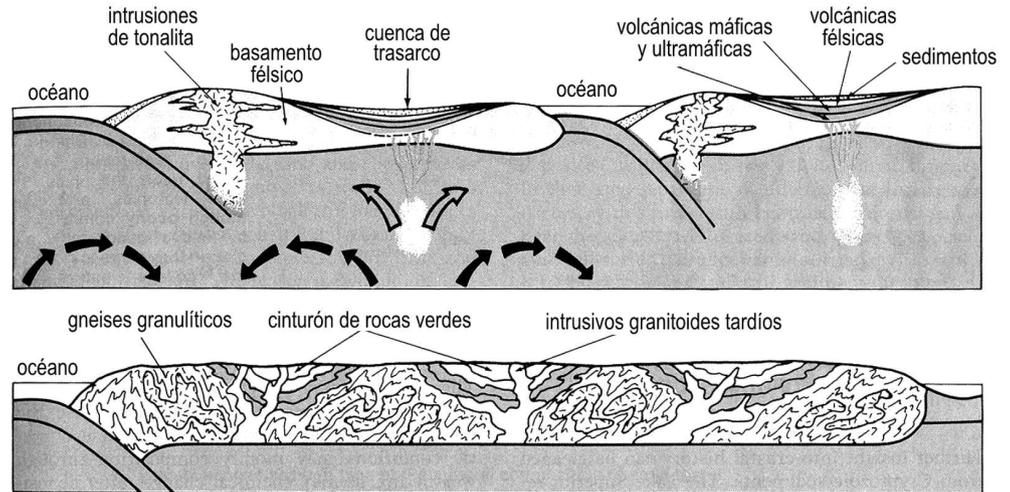


Figura 2.19. Interpretación geodinámica de la formación de los cinturones de rocas verdes y de gneises granulíticos mediante la colisión de múltiples microplacas (modificado de Windley, 1984).

sencia de rocas volcánicas subaéreas de composición bimodal asociadas con arcosas y conglomerados aluviales indican que, al menos en parte, los *greenstone belts* se formaron en ambientes de rift y en zonas de fallas transformantes. Las escasas rocas de origen glacial encontradas en el Arqueano suelen estar asociadas a este tipo de facies de rift. Las más antiguas tienen alrededor de 2,9 Ga de antigüedad y han sido documentadas en Sudáfrica (Crowell, 1999).

Al final del capítulo (§ 2.15) volveremos sobre el tema tratando de sintetizar la historia geodinámica temprana de la Tierra y las posibles etapas evolutivas que condujeron a la tectónica de placas moderna. Esto, de algún modo, trata de responder al interrogante de si la tectónica de placas fue activa desde un comienzo o si hubo otros fenómenos no plaquistas involucrados en la Tierra del Arqueano.

## 2.10 LOS DEPÓSITOS DE HIERRO BANDEADO

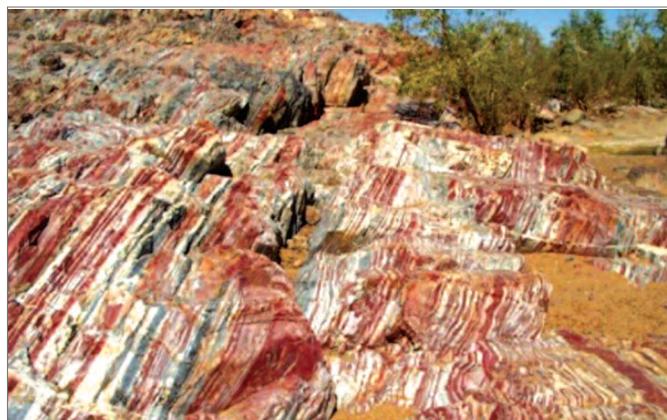
Las formaciones de hierro bandeado (BIF, acrónimo del inglés *Banded Iron Formation*) son típicas del Precámbrico. Hacen su aparición a los 3,8 Ga, alcanzan su mayor volumen hacia los 2,5 Ga y virtualmente desaparecen del registro geológico a los 1,8 Ga, para reaparecer 1000 Ma de años después, en el Neoproterozoico (0,8-0,6 Ga), asociadas a depósitos de origen glacial (ver Capítulo 3). En el Arqueano, la mayor parte del hierro bandeado está en los cinturones de rocas verdes, donde se intercala con metagrauvas, metapelitas y tufitas (Klein, 2005). Los BIF se presentan como láminas alternantes de unos pocos milímetros hasta varios centímetros de espesor de chert de color rojizo o amarillento



**Figura 2.20.** Arriba: mina de hierro a cielo abierto en el Escudo de Amazonas. Abajo: muestra de mano de un hierro bandeado donde se observa la alternancia de láminas de chert (rojizo) y de láminas ricas en hierro (bandas violáceas oscuras).

y capas oscuras de óxidos de Fe (magnetita, hematita), carbonatos de Fe (siderita, ankerita) y silicatos de Fe hidratados (greenalita, minesotatita) (Fig. 2.20). El contenido de Fe sedimentario es, en promedio, mayor del 15%. Teniendo en cuenta su amplia distribución geográfica, las formaciones de hierro bandeado constituyen cerca de la mitad del reservorio de hierro mundial. Fuera del escudo Canadiense, en América se explotan importantes yacimientos de este tipo en Brasil, Bolivia y en el oriente de Venezuela (Fig. 2.20).

Se han reconocido tres tipos de hierro bandeado que reflejarían distintos ambientes de formación. El tipo *Algoma* es mineralógicamente complejo y está asociado con sedimentos de aguas profundas (turbiditas). Dado que el hierro es de origen hidrotermal, su origen estaría relacionado con centros volcánicos submarinos. Es muy común en los cinturones de rocas verdes del Arqueano. El tipo *Lago Superior* abarca más superficie y tiene mayor espesor que los otros depósitos. El hierro bandeado se intercala con sedimentos de plataforma somera



**Figura 2.21.** Rocas bandeadas del cratón de Pilbara, de 3,46 Ga. Las capas rojizas son ferríferas y las bandas claras son de chert (de Hoashi et al., 2009).

y con capas volcánicas. Se interpretan como precipitados químicos inducidos por la acción de cianobacterias. En su mayor parte se formaron en el Proterozoico Temprano, entre los 2,5-1,8 Ga. Finalmente, el tipo *Rapitan* está caracterizado por una mineralogía simple (esencialmente hematita/cuarzo) y está asociado con depósitos de origen glacial. Son los BIFs típicos del Proterozoico-Tardío (0,8-0,6 Ga), aunque no los únicos, pues en Egipto se han encontrado hierros bandeados de esta edad intercalados con rocas volcánicas de arco, genéticamente más parecidos al tipo Algoma (Basta et al., 2011).

Otro tipo de depósitos estrechamente relacionados con los hierros bandeados, aunque más raros, son los BSF (*Banded Silicate Formation*), formados por microbandas alternantes de cuarzo y silicatos de Ca, Mg y Fe (grunerita, augita, actinolita). En estos últimos aparecen comúnmente granos de magnetita. Los precursores de estos depósitos fueron geles de sílice ricos en Fe (Fig. 2.21).

El origen de los depósitos de hierro bandeado es aún materia de discusión. El microbandeado y la ausencia de elementos detríticos indican que se formaron debajo del nivel de acción de la base de las olas, en sitios oceánicos relativamente profundos, aunque se han descrito estructuras mecánicas tales como estratificación cruzada, ondulitas y superficies de corte y relleno. Los patrones geoquímicos (REE, anomalías de Eu y Ce) de los hierros bandeados arqueanos sugieren precipitación química a partir de agua con influjo de actividad hidrotermal proveniente de las zonas de expansión del fondo oceánico y puntos calientes. Las aguas hidrotermales profundas habrían ascendido hasta la región externa de las plataformas de los cratones arqueanos por el fenómeno de *upwelling*. Al hierro de origen hidrotermal hay que sumarle el transportado por los ríos a los océanos bajo la forma de  $Fe^{+2}$  soluble proveniente de la

meteorización de rocas ricas en hierro. Su estado reducido al momento de ingresar al océano permite inferir que la atmósfera arqueana poseía poco oxígeno libre para oxidarlo. Se calcula que antes del llamado Gran Evento de Oxidación que tuvo lugar a inicios del Proterozoico (ver § 3.4), el  $O_2$  atmosférico no excedía la milésima parte del actual. Asimismo, la columna de agua oceánica era esencialmente anóxica y sulfídica (euxínica) (Scott et al., 2011). La sílice podría provenir de la actividad hidrotermal y magmática submarina y el bandeo puede ser debido a variaciones en la actividad volcánica, especialmente las bandas más gruesas, las que representarían episodios mayores, aunque breves, de actividad hidrotermal.

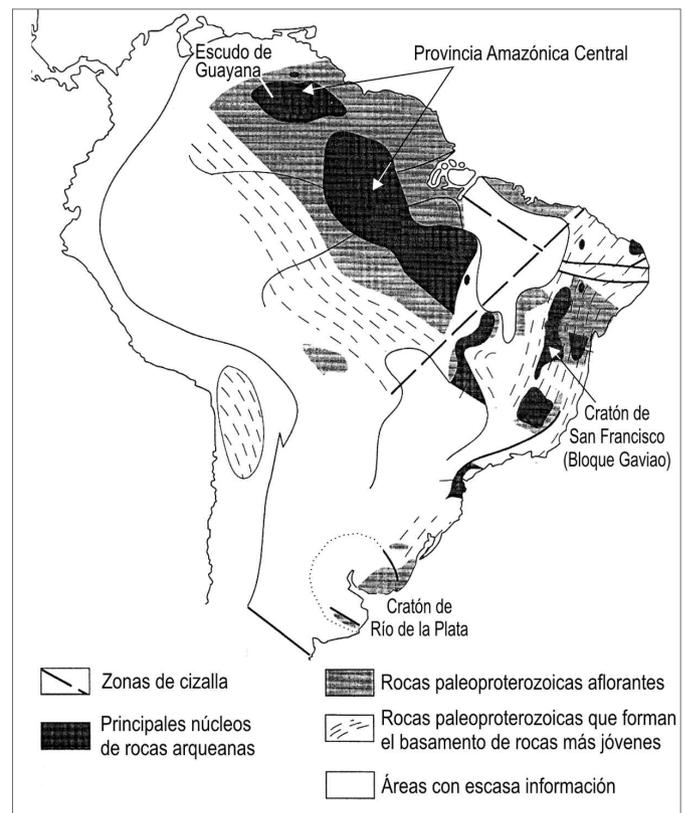
El mecanismo más plausible para la formación del hierro bandeado, al menos para el tipo Superior, es la interacción entre microorganismos y el hierro ferroso disuelto en el agua de los océanos (Konhauser et al., 2002). La hipótesis sostiene que la proliferación de cianobacterias en las aguas superficiales produjo  $O_2$  como subproducto de la fotosíntesis (ver § 2.12) y este oxígeno libre se combinó con el  $Fe^{+2}$  oxidándolo y formando magnetita ( $Fe_3O_4$ ) la que precipitó formando las capas ferríferas. Para explicar la alternancia de capas ricas en hierro y ricas en sílice (o carbonato) se ha especulado que la biomasa de cianobacterias habría fluctuado drásticamente en el tiempo. En los intervalos de máxima abundancia, la producción de  $O_2$  bacteriano no podía ser neutralizada por el hierro disuelto, resultando en la contaminación del agua y en la declinación en la masa de cianobacterias (a diferencia de éstas, hoy en día las bacterias tienen sistemas enzimáticos propios para captar el oxígeno). Como consecuencia, el Fe disponible para captar el oxígeno fotosintético volvía a aumentar y las poblaciones se recuperaban, depositándose una nueva capa rica en Fe. En el intervalo entre uno y otro pulso se producía la precipitación de geles amorfos de sílice de origen hidrotermal.

Hoashi et al. (2009) presentaron evidencias de que la hematita presente en rocas bandeadas de 3,46 Ga del cratón de Pilbara (Fig. 2.24) se formó originalmente en aguas relativamente oxigenadas a partir de fluidos hidrotermales ricos en Fe y, en base a su estructura cristalina, descartaron una génesis secundaria por otros mecanismos como la acción de rayos ultravioletas. Los cristales de hematita habrían precipitado cuando los fluidos hidrotermales se mezclaron con aguas más oxigenadas a una profundidad que no habría excedido los 200 m. Si realmente había una importante cantidad de oxígeno molecular, esto revela la existencia de organismos fotosintéticos muchos millones de años antes del Gran Evento de Oxidación ocurrido cerca del límite Arqueano-Proterozoico (§ 3.4)

## 2.11 EL ARMazón DE GONDWANA

El continente de Gondwana surgió como una entidad paleogeográfica recién hacia fines del Proterozoico, a partir de la amalgama de diversos bloques continentales. Cómo estaban distribuidos y cómo se llegó a la consolidación de esta enorme masa continental es aún materia de debate y se discutirá en el capítulo siguiente. Lo que se observa actualmente es que la corteza continental de Sudamérica y África está compuesta por núcleos arqueanos y mesoproterozoicos bordeados por cinturones orogénicos neoproterozoicos (orogenia Brasileña/Panafricana) que testimonian esta gigantesca amalgama.

En América del Sur las rocas precámbricas forman los extensos escudos de **Guayana** (situado entre los ríos Orinoco y Amazonas) y **Amazonas** o Guaporé (al sur del río del mismo nombre), y diversos núcleos menores, como los escudos de **San Francisco**, **Luiz Alves** y **Río de La Plata** (Fig. 2.21). En el cratón de Amazonas las rocas del Arqueano integran la **Provincia Amazónica Central**, la que está bordeada al NE y al E por un cinturón orogénico del Proterozoico inferior (Orogenia Transamazónica), interpretado como las sutura entre el cratón de África



**Figura 2.22.** Principales escudos arqueanos y áreas de rocas proterozoicas de Sudamérica (simplificado de Marques de Almeida et al., 2000).

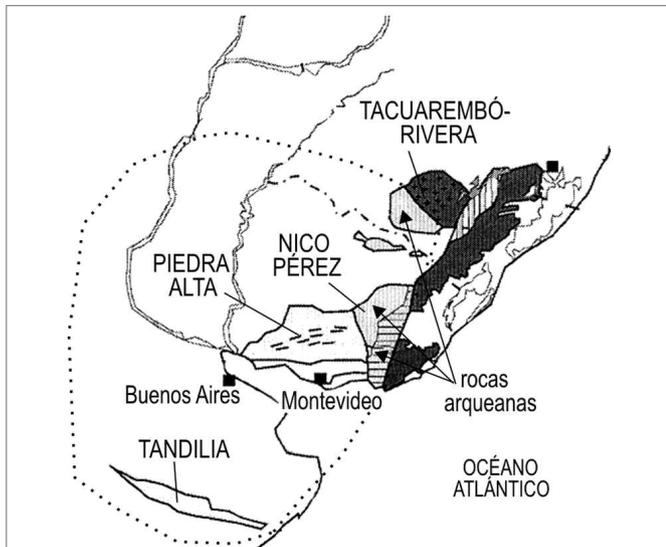


Figura 2.23. Regiones que conforman el cratón del Río de la Plata, cuya extensión inferida está marcada por la línea de puntos. En color oscuro, rocas proterozoicas (modificado de Rapela et al., 2007).

ca Occidental y el terreno de Imataca.

En el escudo de Guayana, las rocas arqueanas están restringidas a la **Provincia Imataca**, la que ocupa una franja de cerca de 500 km de longitud en el oriente de Venezuela (Estado Bolívar) y reaparece hacia el SE en Suriname y en la Guayana Francesa (Isla de Cayena). La Provincia Imataca (o Provincia Bolívar) está constituida principalmente por gneises granulíticos félsicos a máficos y escasas anfibolitas, con edades de 3,5-3,6 Ga. Estas rocas están fuertemente deformadas y fueron afectadas al menos por dos eventos de intrusión de granitos, uno de 2,8 Ga y otro de alrededor de 2,1 Ga. Un rasgo distintivo de la Provincia Imataca es la presencia de capas de hierro bandedado que pueden alcanzar hasta 100 m de espesor. Estas rocas ferríferas, ricas en magnetita, se conocen desde el siglo 18 y se vienen explotando intensivamente en Venezuela desde 1950, en particular en los grandes yacimientos del Cerro Bolívar y El Pao.

En Brasil, las rocas arqueanas más antiguas afloran en el escudo de San Francisco (Fig. 2.22) en los estados de Bahía y Minas Gerais. Al igual que en otras regiones del planeta, su basamento incluye rocas metamórficas de alto grado y asociaciones de granito/ rocas verdes. Los gneises dieron edades U-Pb de 3,4 Ga. Por arriba yacen en discordancia metaconglomerados, horizontes de hierro bandedado (Grupo Itabira) y dolomías, cuyo conjunto forma el Supergrupo Minas. Su edad está comprendida entre 2,58 y 2,42 Ga. Las rocas ferríferas, que integran el Cuadrilátero Ferrífero de Minas Gerais, están formadas por Itabirita, una roca que contiene hematita y magnetita de bajo tenor o martita (Cabral et al., 2012).

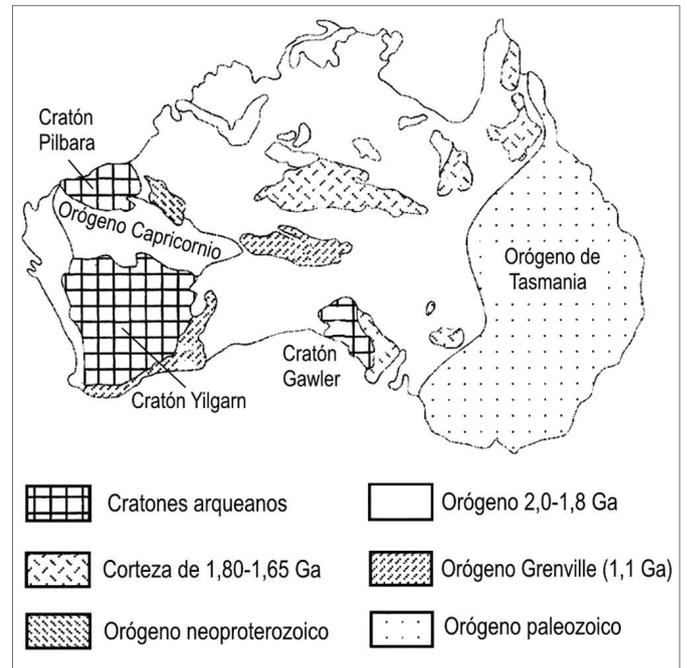


Figura 2.24. Bloques arqueanos y proterozoicos que conforman el Escudo Australiano. El orógeno Capricornio que separa los cratones Pilbara y Yilgarn es un orógeno colisional (simplificado de Zhou et al., 2002).

El **cratón del Río de la Plata** abarca el sur de Brasil (estados de Santa Catarina y Río Grande), Uruguay y la provincia de Buenos Aires, donde yace en su mayor parte bajo una cobertura sedimentaria cenozoica (Fig. 2.23). Está integrado por diferentes terrenos, de los cua-

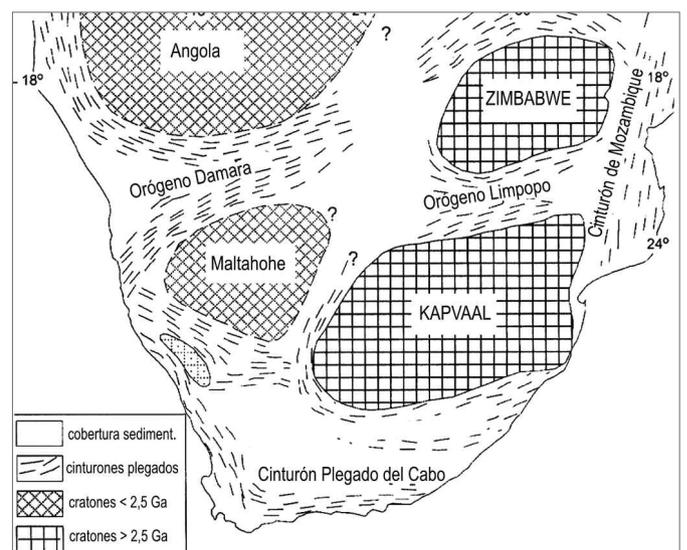
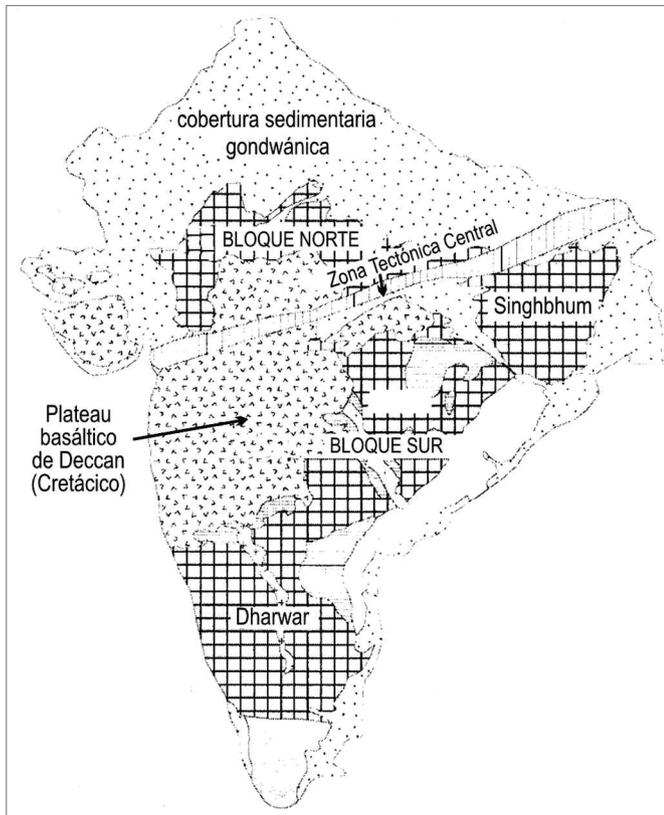


Figura 2.25. Bloques arqueanos y proterozoicos de la región central y austral de África. El orógeno Limpopo es de tipo colisional. Los cinturones plegados de Mozambique y Damara son del Proterozoico y el del Cabo es Paleozoico.



**Figura 2.26.** Bloques arqueanos y proterozoicos que conforman el Escudo de la India. El sector norte está cubierto por rocas sedimentarias fanerozoicas y gran parte de la región centro-oeste está cubierta por la provincia basáltica de Deccan, de edad Cretácica (simplificado de Zhou et al., 2002).

les los más conspicuos son los de Tacuarembó en el sur de Brasil, Nico Pérez y Piedra Alta en Uruguay, y Tandilia en Argentina. El basamento más antiguo es el de Nico Pérez, datado en 3,4 Ga. Está formado por cinturones de rocas verdes (esquistos ultramáficos, anfíbolitas y tonalitas) sobre las que yace una sucesión de plataforma muy tectonizada (mármoles, metacuarcitas, metapelitas) de 3,3-2,7 Ga (Hartmann et al., 2001). En el terreno de Tacuarembó, el complejo de basamento está constituido por granulitas bandeadas y ortogneises de edad Paleoproterozoica. Las rocas más antiguas del basamento del terreno Tandilia son gneises graníticos y tonalíticos, anfíbolitas y migmatitas del Proterozoico Inferior (Dalla Salda et al., 2005).

En **Australia**, los dos principales núcleos de rocas arqueanas son los cratones Pilbara y Yilgarn, situados en el sector occidental, y el cratón Gawler, en el sur (Figs. 2.24). Estos cratones están constituidos por granitos, gneises graníticos y cinturones de rocas verdes con edades que se extienden entre 3,7 Ga y 2,6 Ga. Se interpreta que los cratones Pilbara y Yilgarn colisionaron entre sí en el Paleoproterozoico y la zona de sutura está repre-

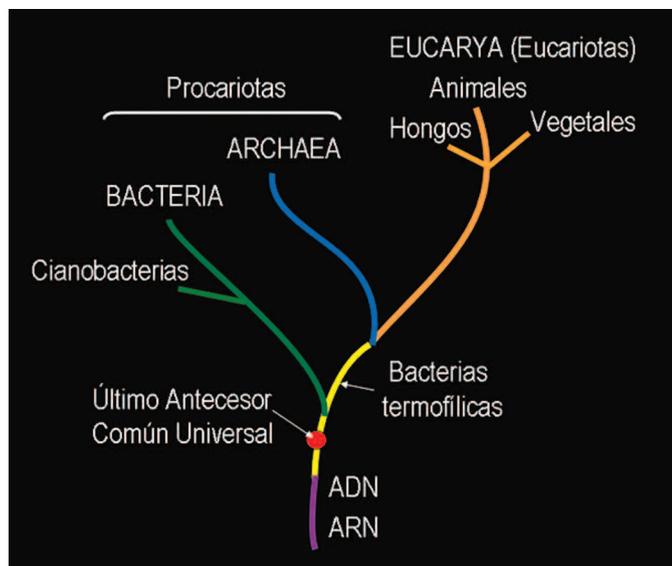
sentada por el orógeno Capricornio que encierra rocas ultramáficas, basaltos toleíticos, horizontes de hierro bandeado y mármoles. Todo el conjunto fue deformado y metamorfozado a los 2,0-1,9 Ga, que sería la edad de la colisión (Van Kranendonk y Collins, 1998).

En **Sudáfrica** las rocas arqueanas forman los cratones de Kapvaal y Zimbabwe (Fig. 2.25). Como vimos previamente (§ 2.7), el primero de ellos habría estado unido al de Pilbara (Australia) desde el Neoarqueano. El cratón de Kapvaal incluye secuencias de rocas volcánicas bimodales típicas de rift. Además, comprende sucesiones de plataforma estable formadas por areniscas cuarzosas (en parte auríferas) seguidas de rocas siliciclásticas, volcánicas y diamictitas glaciogénicas (Grupo Pretoria, de 2,2 Ga). El cratón arqueano de Zimbabwe, situado al norte, está separado del cratón de Kapvaal por una zona de sutura representada por el orógeno Limpopo. Las rocas de este orógeno están intruidas por diques de 2,59 Ga, lo que indica que la amalgama se produjo en el Arqueano. Los depósitos de metacuarcitas y carbonatos son posteriores a la conformación del paleocontinente integrado por los cratones Zimbabwe, Pilbara y Kapvaal (Aspler y Chiarenzelli, 1998).

En la **India** las rocas arqueanas están repartidas en dos áreas, una al sur y otra al norte, y ambas están separadas por la Zona Tectónica de la India Central (Fig. 2.26). Las rocas dominantes son gneises granulíticos y rocas supracorticales (secuencias de rocas verdes). El orógeno que separa los bloques arqueanos del norte y del sur incluye gneises, intrusiones graníticas, metacuarcitas, mármoles y esquistos con evidencias de cizallamiento dúctil y es interpretado como la zona de sutura entre ambos, ocurrida en el Proterozoico inferior (Mishra et al., 2000).

## 2.12 LAS PRIMERAS HUELLAS DE VIDA

Uno de los eventos más significativos del Arqueano fue el **origen de la vida**. Los restos fósiles con edades mayores de 3 Ga son raros y su origen orgánico es bastante controvertido. Más frecuentes son los registros de lo que se supone son subproductos de actividad biológica (fotosíntesis), como los horizontes de hierro bandeado y los estromatolitos. La relación isotópica  $\delta C^{13}$  es un indicador clave de actividad orgánica. En los organismos esta relación es más baja que en los compuestos inorgánicos (por ej. caliza) pues durante la fotosíntesis incorporan mayor cantidad de  $C^{12}$  ('liviano') en detrimento de  $C^{13}$  debido a las enzimas que 'discriminan' o fraccionan los isótopos del carbono. En las rocas metamórficas de la Formación Isua, en el oeste de Groenlandia, de 3,77 Ga de antigüedad, se han encon-

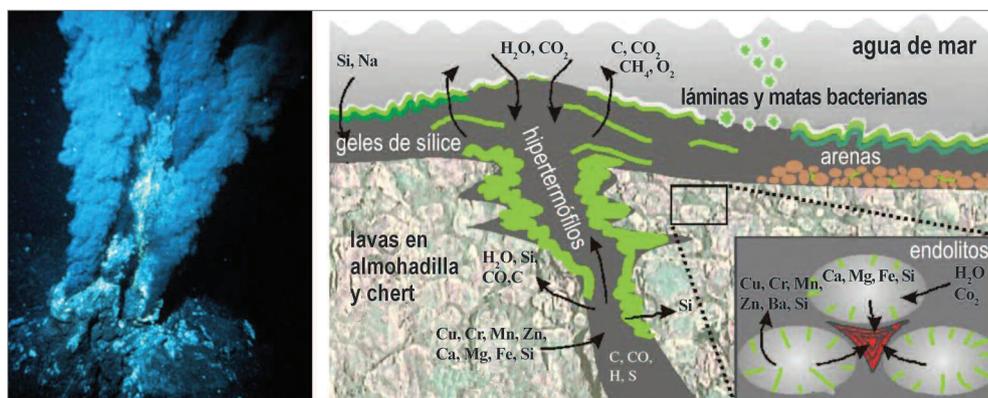


**Figura 2.27.** Esquema filogenético de los seres vivos. En la base, el último tramo de la evolución bioquímica que condujo a los primeros organismos que originaron a todos los restantes.

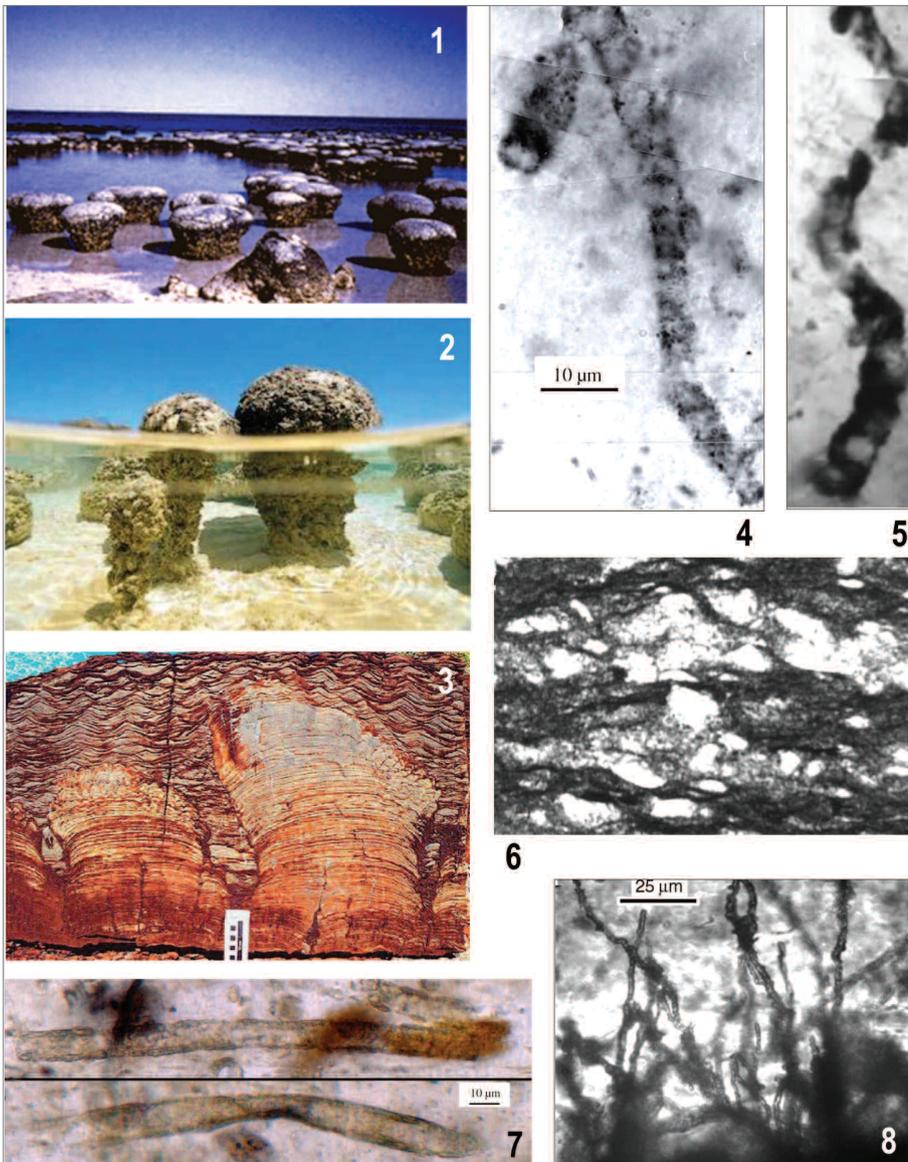
trado inclusiones de grafito cuya relación isotópica sugiere un origen orgánico. Estos datos, sin embargo, deben ser tomados con mucha cautela dado que el fraccionamiento de carbono liviano puede producirse en ciertas reacciones entre el monóxido de carbono (CO) y algunos metales (Lindsay et al., 2005). Esto explicaría la gran abundancia de carbono liviano en diques profundos de chert hidrotermal asociados con carbonatos, sulfatos y metales hidrotermales. Otra probable evidencia indirecta de existencia de vida microbiana en el Eoarqueano proviene del análisis de las calizas dolomíticas. En la secuencia de Isua se intercalan con lavas en almohadilla. Estos carbonatos (ahora transformados en mármoles) fueron considerados por otros autores como de origen metasomático, pero los patrones de REE (tierras raras) y de Ytrio tienen una clara signatura de agua de mar, por lo que su origen sedimentario parece demostrado. En la actualidad, la precipitación de dolomita asociada a erupciones basálticas submarinas necesita de la intermediación de bacterias anaeróbicas, lo que está confirmado por experimentos de laboratorio. Sobre esta base, Nutman et al. (2010) postu-

laron que los depósitos de dolomita sedimentaria de Isua constituyen la evidencia geoquímica más antigua conocida de la existencia de vida bacteriana.

Si bien estos son tenuous testimonios de las primeras etapas de la evolución orgánica, no existen evidencias directas acerca de cómo se originaron los primeros organismos. Por eso las distintas hipótesis se basan en experimentos de laboratorio y en el conocimiento de la bioquímica de los organismos vivos más primitivos. Dado que la vida se originó a partir de sustancias inorgánicas, el límite entre lo 'viviente' y lo 'no viviente' debió haber sido necesariamente difuso al comienzo. Incluso en el presente, los virus carecen de muchos de los atributos de los seres vivos si se los aísla de su huésped. Pero ¿cuáles son estos atributos? Quizás el rasgo más distintivo de los sistemas vivos es su capacidad de replicarse espontáneamente, es decir, producir copias de sí mismos – aunque no idénticas –, proceso que requiere obtención de energía por medio de reacciones químicas y su posterior almacenamiento en determinados compuestos. Los componentes necesarios para estas funciones están encapsulados en una unidad rodeada por una membrana, cuyo exponente más avanzado es la célula (animal y vegetal). Muchos investigadores coinciden en que los ácidos nucleicos como el ARN (ácido ribonucleico) deben haber jugado un papel clave en el origen de la vida, pues son capaces de almacenar información genética, catalizar reacciones químicas (actúan como enzimas) e incluso pueden replicarse parcialmente. Entonces, es posible que la vida se haya iniciado a partir de la formación fortuita de una molécula de ARN con capacidad para autoduplicarse. Así, cadenas de ARN (una suerte de 'genes') que quedaron encerradas dentro de una membrana pueden haber formado proto-individuos que, por selección natural, fueron haciéndose más



**Figura 2.28.** A la izquierda, una fumarola cerca de una dorsal mesoceánica; a la derecha, esquema mostrando los distintos hábitats para la vida arqueana en la zona de una dorsal oceánica y los ciclos de los compuestos químicos más frecuentes. Abajo, ampliación de los sedimentos arenosos mostrando las perforaciones hechas por organismos (endolitos) (simplificado de Brasier et al., 2006).



**Figura 2.29.** 1 y 2. Estromatolitos recientes en las llanuras intermareales de Shark Bay, Australia. 3. Estromatolito columnar del Arqueano (2,72 Ga), oeste de Australia; 4. *Primaevifilum septatum*, Grupo Warrawoona de Australia (3,45 Ga) interpretado como un filamento de cianobacteria, pero también como un SOS; 5. Otra supuesta cianobacteria filiforme del chert Apex de Australia (3,45 Ga), considerada como abiogénica por muchos investigadores; 6. Textura de granos de cuarzo con filamentos carbonosos interpretada como una mata bacteriana, Grupo Moodies de Sudáfrica (3,2 Ga); 7. *Syphonophycus transvaalensis*, procariota de 2,5 Ga de Sudáfrica; 8. Textura tubular de bioalteración en lavas en almohadilla del Grupo Warrawoona de Australia (3,5 Ga) (3, 4, 5, 7 de Schopf, 2006; 6, de Noffke et al., 2006; 8, de Staudigel et al., 2006).

com-  
plejos. Sin embargo, los pasos que llevaron a la replicación de largas secuencias de ARN (y sobre todo de ADN) por medio de la actividad catalítica de las proteínas es uno de los aspectos más complejos y aún no resueltos de la evolución bioquímica de la vida.

Hace poco, los biólogos descubrieron un tipo muy peculiar de 'bacterias' que fueron clasificadas en un domi-

nio diferente, el de las Archaea (o arqueas) para diferenciarlas de las bacterias 'verdaderas' (Bacteria) (Fig. 2.27). Del punto de vista evolutivo tienen gran interés pues se supone son portadoras de un ADN similar al de los primeros organismos, y en ese sentido pueden considerarse como verdaderos 'fósiles vivos'. Las arqueas proliferan actualmente en aguas anóxicas que rodean emanaciones hidrotermales en las fumarolas submarinas (también llamadas fuentes o respiraderos hidrotermales), entre 1500 y 3000 m de profundidad, a temperaturas por encima del punto de ebullición (más de 120°C), razón por la cual se las denomina hipertermofílicas (Fig. 2.28). Las arqueas incluyen las bacterias sulfurosas, que son anaeróbicas y obtienen su energía metabólica para fabricar compuestos orgánicos (es decir, para alimentarse) a partir de la oxidación del azufre a sulfato (son quimiosintéticas, a diferencia de los organismos fotosintéticos, que toman la energía de la luz solar). Otro tipo de bacterias, las bacterias púrpura, elaboran material celular reduciendo el dióxido de carbono de las emanaciones volcánicas submarinas. Estas bacterias no sulfurosas son también termofílicas y habrían jugado un rol importante en la oxidación del hierro ferroso para formar los primeros depósitos de hierro bandeado del Eoarqueano, antes de que aparecieran las cianobacterias (Glasby, 1998).

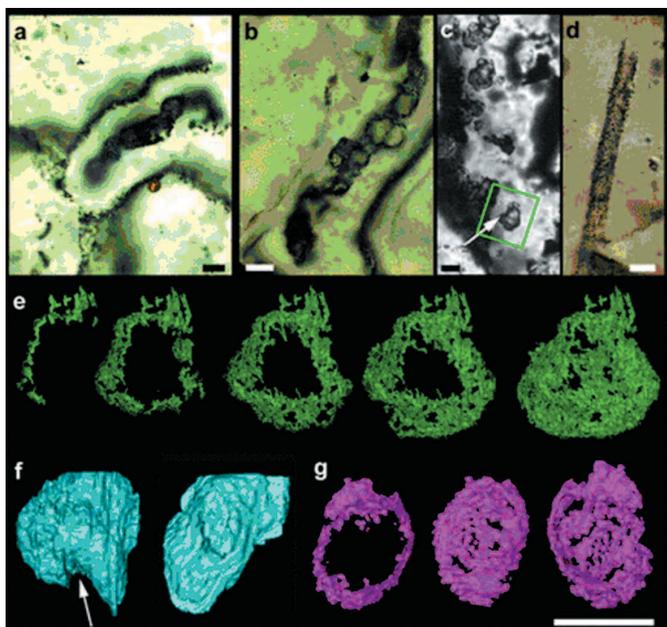
Varios autores sostienen que el origen de la vida estuvo ligado a las emanaciones hidrotermales a lo largo de las extensas dorsales oceánicas y alrededor de los volcanes submarinos originados en puntos calientes donde había abundante energía y nutrientes (Fig. 2.28). Estas formas de vida bacteriana habrían proliferado en la profundidad de los océanos protegidas de la radiación ultravioleta que, en ese tiempo, podía atravesar una atmósfera casi desprovista de

oxígeno y, por lo tanto, de la capa de ozono que actúa de pantalla a las radiaciones. Estas primeras formas de vida se diversificaron en tales fondos marinos desde donde se dispersaron hacia otros ambientes. Quizás el escollo más importante que tuvieron que sortear fue el gran impacto que desprendió la Luna y luego la lluvia de proyectiles extraterrestres que alcanzó su máximo con el Último Gran Bombardeo de 4,1-3,8 Ga, pero que siguió con intensidad al menos hasta los 3,5 Ga. Se calcula que la colisión de un cuerpo de cerca de 300 km de diámetro haría entrar en ebullición la totalidad del agua oceánica, incluyendo la más profunda, que lo haría a más de 300°C por efecto de la presión. Si esto ocurrió después de la aparición de la vida, la totalidad de los organismos debieron ser eliminados a través de una megaesterilización. Se trataría de un verdadero cuello de botella en la historia de la vida, luego del cual sólo sobrevivieron aquellos organismos ligados al sistema hidrotermal del fondo oceánico, extinguiéndose por completo las formas mesotermofílicas que habitaban en la masa de agua más fría y que habrían evolucionado repetidamente a partir de las primeras. Modelos elaborados recientemente (Abramov y Mojzsis, 2009), sin embargo, sostienen que la esterilización no habría sido total sino que habrían quedado reductos para la proliferación de bacterias hipertermofílicas, aun bajo el bombardeo de asteroides y cometas. Siguiendo este razonamiento, el antecesor más reciente de todos los seres vivos existen-

tes – el llamado ‘último antecesor común universal’ – debe haber sido un organismo hipertermofílico, tal como lo predicen los árboles filogenéticos basados en RNA (relojes moleculares) (Fig. 2.27).

El éxito de las Bacteria y las Archaea para sobrevivir bajo condiciones extremas (de allí su denominación de organismos *extremófilos*) radica en sus capacidades metabólicas que les permiten desarrollarse a temperaturas de -10°C a 121°C, a un pH de 0 a 13, en ambientes hipersalinos y extremadamente secos, a presiones de más de 100 MPa, en concentraciones de iones metálicos de decenas de milimoles y bajo una dosis de radiación 3000 veces más alta de la que pueden soportar los seres humanos (Pikuta et al., 2007). Es por eso que la microbiana fue la primera forma de vida sobre la Tierra desde al menos los 3,5 Ga. A lo largo de toda la historia del planeta estos microorganismos jugaron un rol fundamental en la disolución de minerales, la meteorización de las rocas, la movilización y precipitación de los minerales que condujo a la formación de yacimientos metalíferos, la transformación del carbón orgánico de los sedimentos para generar hidrocarburos y la oxigenación de la atmósfera (Ehrlich, 2002; Reith, 2012).

Uno de los temas más controvertidos, como se planteó al comienzo, es si hay o no fósiles indudables en rocas del Arqueano. Al respecto, existen opiniones encontradas. Por un lado, están quienes consideran probada su presencia entre los 3,5 Ma y 3,2 Ma (por ej. Schopf, 2006) y, por el otro, están los que sostienen que restos orgánicos incuestionables sólo están documentados en rocas posteriores a los 2,8-2,6 Ma (Brasier et al., 2006). Sin embargo, como se discute más adelante, esta última postura ha ido variando en años recientes fruto de los últimos descubrimientos. Quizás los más célebres son los ‘fósiles’ contenidos en la secuencia volcánica de Isua, en Groenlandia, fechada en 3,77 Ga. Como se vio, son rocas volcanogénicas que alternan con precipitados químicos similares a los horizontes de hierro bandeado discutidos previamente. En ellas se han encontrado pequeñas estructuras esferoidales o filamentosas denominadas *Isuasphaera*, que fueron interpretadas como biogénicas por su descubridor (Pflug y Jaeschke-Boyer, 1979). Su origen biogénico fue cuestionado, alegando que tales formas se encuentran en diques de chert formados a partir de fluidos con temperaturas de 250-350°C. Otras numerosas formas referidas a bacterias filamentosas fueron identificadas luego en el chert Apex del Grupo Warrawoona de Australia de 3,46 Ga de antigüedad (Schopf, 1993, 2006) (Fig. 2.29). Están contenidas en diques de chert de origen hidrotermal y también son consideradas por varios investigadores como pseudofósiles, es decir, como cadenas de cristales producidas por recristalización de sílice amorfa (Brasier et



**Figura 2.30.** Microfósiles preservados en meta-arenitas cuarzosas de la Formación Strelley Pool de 3,43 Ga. a-d: fotos de cortes delgados con microscopio óptico; e-g: reconstrucciones 3D de las dos células indicadas con una flecha en la figura c usando cortes secuenciados en un microscopio FIB-SEM (de Brasier et al., 2015).

al., 2005, 2015). Recientemente, se han aportado pruebas de que la materia carbonosa asociada a las cadenas de Apex tiene una estructura comparable a la del kerógeno biogénico, en cuyo caso habría que suponer que los organismos cayeron dentro de las fuentes hidrotermales cuando estas estaban en períodos de inactividad (De Gregorio et al., 2009). Un nuevo estudio del  $\delta C^{13}$  del material del chert Apex basado en espectroscopía iónica de masa (SIMS) llevado a cabo por Schopf et al. (2017a) confirmaría el carácter biogénico de estas formas e indicaría que se trata de una comunidad de primitivos organismos fotosintetizadores, arqueas productoras de metano (metanogénicas) y microorganismos consumidores de metano. Candidatos más plausibles al rótulo de “los más antiguos organismos conocidos” fueron hallados en la Formación Strelley Pool del Oeste de Australia, de 3,43 Ga (Brasier et al., 2015; Schopf et al., 2017b). Allí se observaron agrupamientos celulares atrapados en el cemento de granos de arena depositados en un ambiente intermareal o supramareal, que no era el esperado para encontrar fósiles de esta edad (Fig. 2.30). Su asociación con pirita detrítica indica un bajo tenor de oxígeno atmosférico lo que ayudaría a explicar la preservación de los microfósiles. Aun más sorprendente fue el hallazgo de supuestos microorganismos en rocas sedimentarias ferruginosas de nada menos que 3,77 Ga de edad en el ya mencionado cinturón de Nuvvuagittuq de Ontario, Canadá. Estas rocas son interpretadas como precipitados hidrotermales en el fondo oceánico relacionados con fumarolas. Se trata de tubos micrométricos de hematita (Fig. 2.31) cuya morfología es semejante a la de ciertos microorganismos filamentosos que habitan los modernos ambientes hidrotermales (Dodd et al., 2017).

Al margen de estas evidencias, un hecho que hay que tener presente es que en la naturaleza puede desa-

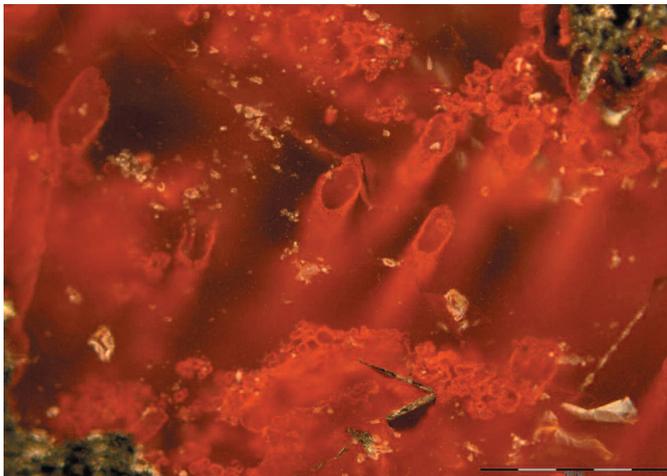


Figura 2.31. Supuestos microorganismos encontrados en rocas marinas de origen hidrotermal de 3,77 Ga de Canadá (de Dodd et al., 2017).



Figura 2.32. Vista panorámica de la Laguna Negra en la puna catamarqueña (NO de Argentina) y la faja estromatolítica que la bordea (fotogentileza de Fernando Gómez).

rollarse una amplia gama de estructuras con una complejidad tal que algunos consideran privativa de los seres vivos. Estructuras complejas, tales como una dendrita de manganeso o los estromatolitos inorgánicos, pueden generarse naturalmente en sistemas fisicoquímicos simples: son las llamadas estructuras SOS (*self-organizing structures* o estructuras auto-organizadas), a las cuales pertenecerían la mayoría de los fósiles de edades mayores de 3000 Ma (Brasier et al., 2006).

Los **estromatolitos** (Figs. 2.29, 2.32) constituyen una prueba indirecta de actividad biológica en el Arqueano. Son estructuras carbonáticas en forma de domo o candelabro formadas por láminas concéntricas de carbonato de calcio producidas por cianobacterias fotosintéticas. En la actualidad son bastante raros, aunque se siguen formando en algunos lagos salinos y llanuras intermareales como en la famosa Shark Bay del oeste de Australia (Fig. 2.29-2) donde fueron identificados por primera vez en 1956. Hace poco se descubrió una extensa faja de estromatolitos y tapetes microbianos en los márgenes de la Laguna Negra, en la Puna de Catamarca, cuyo centro está dominado por precipitados evaporíticos, principalmente halita (Gómez y Astini, 2012). En esta región, situada a más de 4000 m de altura, tienen lugar complejas interacciones biogeoquímicas que conducen a la precipitación de carbonatos y la formación de estructuras trombolíticas y estromatolíticas (Fig. 2.32). Las condiciones extremas de esta región, tales como la elevada salinidad (de hasta 300 ppm), la intensa radiación UV, la gran amplitud térmica y la fuerte desecación recrean, hasta cierto punto, el ambiente que debió prevalecer en el Arqueano o, incluso, en otros planetas, como Marte.

Los estromatolitos se forman a partir de las comunidades de cianobacterias que se agrupan sobre el sustrato formando matas que entrapan partículas de



**Figura 2.33.** Aspecto de la costa de un océano del Arqueano tal como se lo concibe actualmente. En las reconstrucciones anteriores la superficie terrestre se la representaba sin agua líquida y cubierta de lava (de <http://archenv.geo.uu.nl>).

CO<sub>3</sub>Ca aportadas por las olas y las corrientes. Cuando una capa se acumula, la población microbiana crece hacia arriba generando una nueva lámina. Se han reportado estructuras similares a estromatolitos en el ya mencionado Grupo Warrawoona de Australia, de 3,46 Ga, pero su origen biológico no ha podido ser confirmado. Se sabe que estructuras laminadas similares a estromatolitos pueden formarse en agua saturada de carbonato y calcio que, al combinarse, pueden precipitar en el agua oceánica como calcita o aragonita. La presencia de cianobacterias en esas rocas tampoco ha sido corroborada pues, como acabamos de ver, las estructuras del chert Apex no serían tales y el origen biogénico de estos estromatolitos es controvertido. Sin embargo, otros autores (Arndt y Nisbet, 2012) consideran que hay fuertes evidencias de ecosistemas microbianos en rocas del Arqueano medio de Sudáfrica (Barberton Mountain Land) y del cratón de Pilbara. Estas incluyen carbonatos biogénicos y estromatolitos bien preservados que se habrían formado en sistemas arrecifales asociados a ambientes evaporíticos y a una fuerte actividad hidrotermal (Allwood et al., 2006, 2007; Djokic et al., 2016). El paisaje terrestre arqueano debió ser similar al de la Figura 2.33. Estromatolitos de indudable origen microbiano aparecen hacia los 3,2 Ga, en el Grupo Fig Tree de Sudáfrica, el cual sobreyace a la Formación Komati (de donde deriva el nombre de la roca komatiita). Los estromatolitos formados por cianobacte-

rias fotosintéticas se tornan abundantes recién a partir del Paleoproterozoico y dominan los ecosistemas marinos someros del Mesoproterozoico. Su diversidad declinó drásticamente hacia fines del Proterozoico dejando lugar a las comunidades mucho más complejas formadas por metazoos.

Recientemente se encontraron pequeñas estructuras tubulares y globulares en lavas tipo *pillow* y hialoclastitas en el cinturón de rocas verdes Barberton de Sudáfrica, datadas en 3,5 Ga. Las mismas fueron interpretadas como evidencia de actividad microbiana similar a la que realizan actualmente ciertas bacterias que disuelven la sílice para extraer nutrientes (Furnes et al., 2004, 2007; Staudigel et al., 2006). Estas estructuras de bioalteración del vidrio volcánico serían, hasta ahora, una de las más antiguas evidencias de vida sobre la Tierra (Fig. 2.29-8). Otra evidencia de acción biológica en el Arqueano son las estructuras sedimentarias inducidas por microbios. En el plano de estratificación forman superficies corrugadas y en corte se observan como delgadas láminas ondulantes de materia carbonosa que se intercalan entre capas de sedimento, las que en nada se diferencian de las matas microbianas que se forman en la actualidad (Fig. 2.29-6). Estructuras de este tipo se han hallado en el Grupo Moodies, de 3,2 Ga, y en el Grupo Mozaan, de 2,9 Ga, ambos en Sudáfrica (Noffke et al., 2006).

En resumen, los más antiguos vestigios de vida en el Paleoarqueano están en rocas de los fondos oceánicos, ya sea habitando el interior de granos de arena, en las lavas en almohadilla (fauna endolítica) o en las proximidades de las fumarolas submarinas colonizadas por organismos hipertermófilos. Todos ellos fueron anaeróbicos y quimiotróficos. Recién a fines del Arqueano (~2,8 Ga), con el auge de la fotosíntesis aeróbica, la vida se independizó del medio hidrotermal y pudo colonizar otros ambientes. El oxígeno liberado a la atmósfera por las cianobacterias fotosintéticas generó un medio aeróbico. A su vez, la captura de CO<sub>2</sub> por las cianobacterias atenuó el efecto invernadero inicial, lo que contribuyó a estabilizar la temperatura de la superficie terrestre en un rango aproximado de 0°C a 30°C. Estas bacterias dominaron los mares por más de 2 mil millones de años proporcionando el combustible para la respiración aeróbica adoptada por la mayoría de los organismos que evolucionaron posteriormente (§ 3.4). En la Figura 2.34 se resumen los eventos geológicos y biológicos más trascendentes de los tiempos precámbricos.

### 2.13 LA TIERRA EN EL ARQUEANO

Hasta ahora hemos asumido que la tectónica de placas en su estilo moderno fue activa desde el Arquea-

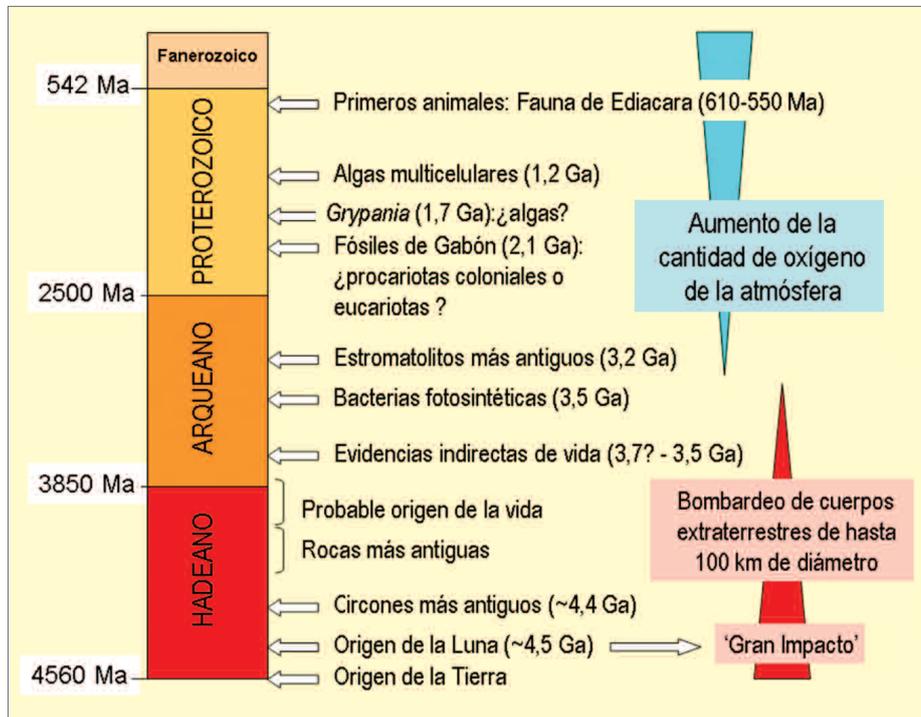


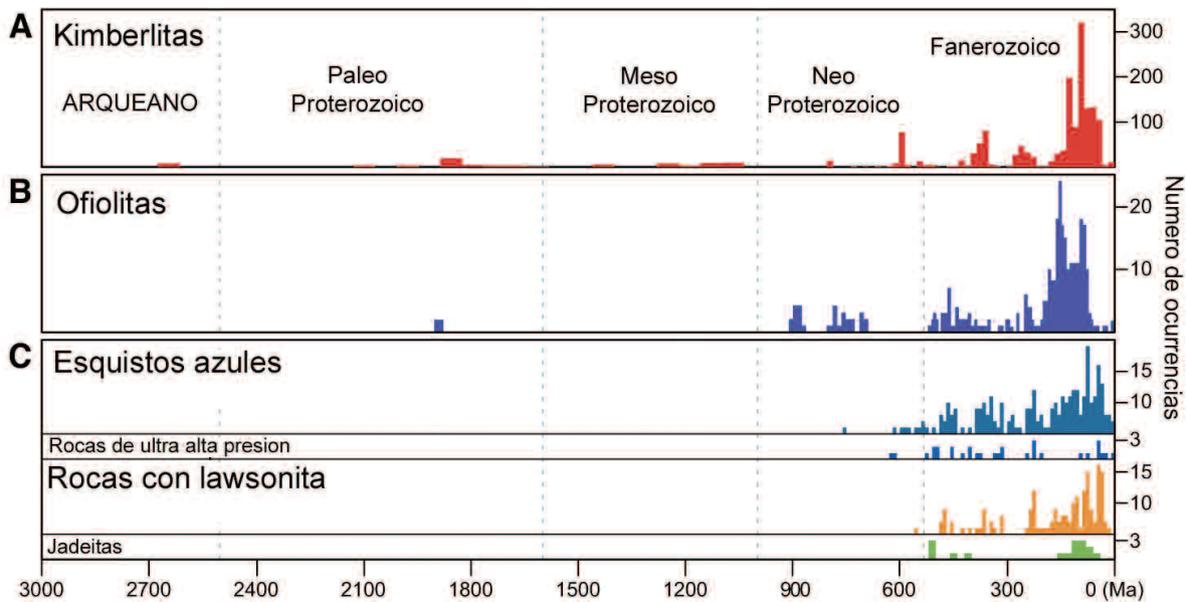
Figura 2.34. Principales eventos geológicos y biológicos desde el origen de la Tierra hasta fines del Proterozoico (varias fuentes). Las características de la biota del Proterozoico se exponen en el capítulo siguiente.

no. Sin embargo, este punto está sujeto a controversia, pues mientras que Stern (2005) sostiene que las primeras evidencias de subducción (ofiolitas, esquistos azules, terrenos metamórficos de presión ultra alta) están en el Neoproterozoico (~1 Ga), Harrison et al. (2005) consideran que los indicios de tectónica de placas se remontan a los 4,5 Ga, sólo poco después de formado el planeta. Para sostener esto se basan en que la baja relación lutecio/hafnio en los circones del Arqueano es indicadora de un proceso de diferenciación de corteza a partir de rocas del manto. Su asociación con feldespato y cuarzo también sugiere cristalización a partir de un magma granitoide. En contra, se argumenta que el circón también se forma en la corteza oceánica donde se asocia con intrusivos de composición similar a la corteza continental. Los patrones de REE y la composición isotópica del oxígeno en los circones contenidos en los gneises de Jack Hills de Australia revelan que los cristales se formaron a partir de un magma granítico derivado de la fusión parcial de una corteza preexistente de 4,4 Ga (Wilde et al., 2001). Recientemente Kenny et al. (2016) estudiaron en detalle las rocas fundidas del cráter de impacto de Sudbury (Ontario, Canadá) y descubrieron circones con bajo contenido de Ti similares a los más antiguos de Jack Hills. La conclusión es que este tipo de circones no necesariamente se formaron en un escenario de subducción

sino que pudieron originarse en una protocorteza durante el último intenso bombardeo meteorítico. Dado que tal fusión y la subsiguiente cristalización de circones con bajo titanio sólo pudieron ocurrir en presencia de agua, esto implica también la existencia de océanos (ver § 2.5). Además está decir que a partir de ese momento se generaron las condiciones propicias para el origen de la vida (Mojzsis et al., 2001).

La formación de corteza continental, por sí sola, es una condición necesaria – aunque no suficiente – para la tectónica de placas. Por ello, Cawood et al. (2006) presentaron un listado más amplio de posibles indicadores, incluyendo tipos de depósitos minerales (por ej. pórfidos cupríferos) y criterios geoquímicos y petrológicos. La mayoría de estos indicadores señala que la tectónica de placas ya operaba en la Tierra arqueana, aunque esto sigue

siendo materia de un extenso debate (van Hunen y Moyen, 2012). En los cinturones de rocas verdes de 3,8 Ga de Groenlandia (Isua) se hallaron complejos ofiolíticos cuyos patrones de elementos traza son comparables a los de las ofiolitas generadas en arcos insulares del Fanerozoico, las llamadas ofiolitas SSZ o de zonas de suprasubducción (Dilek, 2008). Por otra parte, los pocos núcleos arqueanos de Kapvaal (África del Sur) y Superior (Canadá) se movieron en forma independiente unos de otros. Es posible, sin embargo, que cierta proporción de corteza se haya formado en ese tiempo por procesos 'no plaquistas'. Bedard (2006), por ejemplo, propuso un mecanismo de formación de rocas granitoides a partir de un fenómeno estrictamente vertical como son las plumas del manto: el flujo térmico produce la fusión de rocas del manto originando magma basáltico. Este, a su vez, origina magma granítico y un residuo ultramáfico (eclogita) que se hunde en el manto por su alta densidad, generando mayor fusión del manto. Este proceso cíclico de retroalimentación podría haber originado grandes volúmenes de rocas granitoides arqueanas, como el que ocurrió hacia los 2,7 Ga (Condie, 2005). Sin embargo, la signature isotópica de estas rocas es más de 'arco' que de 'pluma', lo que evidencia la participación de agua en el proceso y favorece



**Figura 2.35.** Representación por medio de histogramas de la frecuencia con que se registran distintos indicadores de la actividad de las placas tectónicas y de fenómenos de subducción en los últimos 3 Ga de la historia de la Tierra (datos provenientes de diversos autores). Simplificado de Stern et al. (2015).

su origen en una zona de subducción.

En la reciente revisión realizada por van Hunen y Moyen (2016) bajo el título de *Archean subduction: fact or fiction?* los autores consideran que al comienzo el empuje de la litósfera desde las dorsales no sólo era más débil debido a su mayor temperatura sino que la misma podía fracturarse, lo que reducía o detenía temporalmente la convergencia de placas. La debilidad de los esfuerzos por una cuestión reológica también explicaría la escasez de rocas de presión ultra alta en el Arqueano (Fig. 2.35). Es decir que, a diferencia del presente, la subducción habría sido episódica, pasando alternativamente de un régimen de pluma a uno de subducción, hasta que finalmente la tectónica de placas se hizo dominante (Cawood et al., 2006). Basados en los registros de kimberlita a través de la historia de la Tierra, Stern et al. (2016) postularon que la tectónica de placas de estilo moderno se inició recién hacia 1 Ga. La kimberlita es una roca ultramáfica rica en elementos volátiles, muy codiciada por su asociación con diamantes. Su presencia en superficie se debe al ascenso explosivo de magma profundo rico en CO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>O a través de fisuras corticales. Estos autores demostraron que cerca del 95% de las kimberlitas son más jóvenes que 0,75 Ga siendo muy raras en tiempos más antiguos, especialmente en el Arqueano (Fig. 2.35). Tal asimetría en las edades sería un indicio de que antes de 1 Ga no había subducción de corteza oceánica hidratada en las profundidades del manto, que es una condición para la formación de tales rocas. Este dato, combinado con otros indicadores como

la escasez de rocas metamórficas de alta presión (por ej. esquistos azules), indicaría que la tectónica de placas de tipo actual operó sólo durante el último 25% de la historia del planeta. Los escépticos, sin embargo, opinan que muchas de las kimberlitas antiguas podrían estar enterradas debajo de rocas más jóvenes o han sido erosionadas (Brown y Valentine, 2013).

El sorprendente hallazgo de inclusiones de pequeños diamantes en los circones de 4,25 Ga del cratón de Yilgarn de Australia por Menneken y otros (2007) llevó a un replanteo de cuáles fueron las condiciones de la Tierra en sus inicios. La asociación de estos circones diamantíferos con grafito y sus características espectrográficas sugieren que se formaron durante un evento metamórfico de presión ultra alta, sólo compatible con una profundidad mayor de 100 km. Esto contradice la idea de que los circones del Hadeano provienen del reciclado de corteza continental. Una hipótesis compatible con su origen superficial plantea que estos diamantes se formaron a partir de fluidos ricos en carbono que impregnaron las rocas ígneas, rellenoando pequeñas fisuras en los cristales de circón. Luego, esa corteza primitiva subdujo hasta una profundidad suficiente para la formación de diamantes a partir de esos compuestos carbonosos (Williams, 2007). Pero si su origen fue más superficial, habría que pensar en una Tierra mucho más caliente o, alternativamente, que a los 4,2 Ga la litósfera era más gruesa de lo que se creía.

Ernst (2009), en una brillante síntesis, reconoce cuatro fases en la historia termotectónica de la Tierra, de las

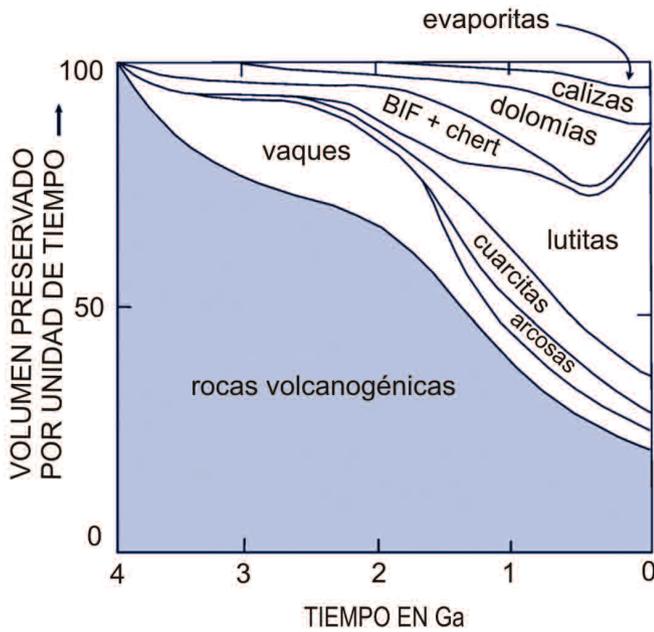


Figura 2.36. Variación en la proporción de los tipos de rocas preservadas a través del tiempo. Las curvas acumulativas reflejan la evolución de la corteza superior (modificado de Ernst, 2009).

cuales las dos primeras tuvieron lugar durante el Arqueano, por lo que nos remitiremos a ellas como cierre del capítulo. Cada una de estas etapas está caracterizada por un cierto escenario de convección del manto y por la escala (extensión, espesor) de las placas tectónicas. La sucesión de un estado a otro refleja la declinación gradual y constante del flujo térmico terrestre a través del tiempo.

(1) El estado 'pre-placas', imperante a comienzos del Hadeano (4,5-4,4 Ga), se caracterizó por una circulación en el manto dominada por células convectivas pobremente organizadas y por columnas ascendentes de material recalentado a modo de plumas o *hot spots*; ambos fenómenos transferían energía térmica hacia la superficie donde se disipaba al espacio exterior. En la superficie había un océano de magma viscoso en cuya parte más externa se fue consolidando una costra de roca delgada y relativamente efímera a medida que la temperatura caía por debajo del *solidus* de la peridotita y el basalto. Estas pequeñas protoplacas (*platelets*) eran traccionadas por la circulación del manto y se hundían rápidamente en el interior fundido, reciclando y obliterando todo registro de las rocas formadas en este estadio.

(2) En el Hadeano-Arqueano (4,4-2,7 Ga) se pasó de la condición anterior a un estado en el cual la superficie terrestre estaba cubierta de protoplacas pequeñas, calientes y dúctiles que subducían con facilidad, aunque posiblemente de forma episódica. Las corrientes convectivas eran rápidas y de carácter turbulento, liberando enor-

mes cantidades de calor en la superficie del planeta. A partir de la astenósfera que ascendía por las corrientes convectivas y a través de las plumas de anclaje profundo se fue generando una gruesa corteza oceánica basáltica komatítica. Su fusión parcial y cristalización fraccionada generó los primeros arcos insulares de composición TTG, diferenciándose por primera vez una corteza continental. En esta fase, la rápida condensación de la atmósfera llevó a la formación de océanos poco profundos que sumergieron parcial o totalmente los arcos volcánicos. La reiterada colisión y suturación de estas protoplacas condujo al ensamble de los cinturones de rocas verdes y de los gneises granulíticos, típicos de esta etapa. La amalgama de estas entidades litotectónicas conformó los primeros núcleos continentales o protocontinentes.

(3) En la fase supercontinental, comprendida entre los 2,7-1,0 Ga, los pequeños terrenos TTG y los arcos volcánicos se amalgamaron entre sí para construir entidades corticales mayores – los cratones – que flotaban sobre el manto más denso. Este continuado crecimiento de la corteza siálica hacia fines del Arqueano condujo al desarrollo de amplias plataformas continentales y de cinturones orogénicos intracontinentales. Esto está reflejado en un cambio en las asociaciones litológicas, en particular, un drástico aumento en la proporción de arcosas, cuarcitas y calizas (Fig. 2.36). Estas extensas placas litosféricas actuaron como 'tapa' de las corrientes convectivas, produciendo un estancamiento de las mismas y un retardo en la disipación del flujo de calor emanado del manto infrayacente. Luego de cierto lapso, el calentamiento de la base de los bloques continentales fue suficientemente intenso como para reiniciar el ciclo de convección, el estiramiento de la corteza continental y su ruptura final, dando comienzo al ciclo de Wilson, consistente en la apertura y cierre de un océano (ver § 4.9).

(4) El gradual aumento del tamaño de las placas litosféricas condujo a la tectónica de placas de estilo moderno imperante en el Neoproterozoico y el Fanerozoico (1,0 Ga hasta el presente). Este estado está tipificado por la generación de corteza continental a lo largo de zonas de subducción lineales, de gran longitud, subparalelas a los márgenes continentales. En la parte externa de estos cinturones se formaron complejos de subducción asociados a metamorfismo de alta presión, mientras que en la parte interna se desarrollaron arcos volcánicos/plutónicos. A diferencia de los estados precedentes, el patrón de convección se hizo de tipo laminar y estuvo gobernado, en gran medida, por el hundimiento en la astenósfera de gruesas placas de litósfera oceánica fría y densa. Los bloques de litósfera continental alcanzaron gran tamaño, pero fueron reiteradamente fragmentados a través de sistemas de rift y de fallas transformantes.

La subducción de litósfera oceánica en las zonas de convergencia, el desarrollo de arcos volcánicos calcoalcalinos y las colisiones continentales son los elementos distintivos de la Tierra moderna, dominada por los ciclos de Wilson. Este escenario, sin embargo, tiene semejanzas básicas con los cinturones de granito/rocas verdes del Arqueano. Esto permite concluir que, si bien la dinámica y la estructura térmica del sistema cortezamanto ha ido evolucionando en el tiempo a la par del enfriamiento de la Tierra, los procesos fundamentales que controlan la circulación en la astenósfera, la formación de corteza y la tectónica de placas han cambiado a través del tiempo en escala e intensidad, pero en esencia fueron siempre los mismos (Ernst, 2009).

## REFERENCIAS Y LECTURAS COMPLEMENTARIAS

- Abramov, O. y Mojzsis, S.J. 2009. Microbial habitability of the Hadean Earth during the late heavy bombardment. *Nature*, 459: 419-422.
- Adam, J., Rushmer, T., O'Neil, J. y Francis, D. 2012. Hadean greenstones from the Nuvvuagittuq fold belt and the origin of the Earth's early continental crust. *Geology*, 40: 363-366.
- Allwood, A.C., Walter, M.R., Kamber, B.S., Marshall, C.P. y Burch, I.W. 2006. Stromatolite reef from the Early Archaean era of Australia. *Nature*, 441: 714-718.
- Allwood, A.C., Walter, M.R., Burch, I.W. y Kamber, B.S. 2007. 3.43 billion-year-old stromatolite reef from the Pilbara craton of Western Australia: ecosystem-scale insights to early life on Earth. *Precambrian Research*, 158: 198-227.
- Arndt, N.T. y Nisbet, E.G. 2012. Processes on the Young Earth and the Habitats of Early Life. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40: 521-549.
- Aspler, L.B. y Chiarenzelli, J.R. 1998. Two Neoproterozoic supercontinents? *Sedimentary Geology*, 120: 75-104.
- Basta, F.F., Maurice, A.E., Fontboté, L. y Favarger, P.-Y. 2011. Petrology and geochemistry of the banded iron formation (BIF) of Wadi Karim and Um Anab, Eastern Desert, Egypt: Implications for the origin of Neoproterozoic BIF. *Precambrian Research*, 187: 277-292.
- Bedard, J.H. 2006. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 70: 1188-1214.
- Bengston, S. (ed.) 1994. *Early life on Earth*. Nobel Symposium 84, Columbia University Press, 656 p.
- Blake, R.E., Chang, S.J. y Lepland, A. 2010. Phosphate oxygen isotope evidence for a temperate and biologically active Archean ocean. *Nature*, 464: 1029-1032.
- Bleeker, W. 2003. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces. *Lithos*, 71: 99-134.
- Bradley, D.C. 2008. Passive margins through Earth history. *Earth-Science Reviews*, 91: 1-26.
- Bradley, D.C. 2011. Secular trends in the geologic record and the supercontinent cycle. *Earth-Science Reviews*, 108: 16-33.
- Brasier, M.D., McLaughlin, N., Green, O., Lindsay, J.F., Steele, A. y Stoakes, C. 2005. Critical testing of Earth's oldest putative fossil assemblages from the ~3.5 Ga Apex chert, Chinaman Creek, Western Australia. *Precambrian Research*, 140: 55-102.
- Brasier, M.D., McLaughlin, N., Green, O. y Wacey, D. 2006. A fresh look at the fossil evidence for early Archaean cellular life. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 361: 887-902.
- Brasier, M.D., Antcliffe, J., Saunders, M. y Wacey, D. 2015. Changing the picture of Earth's earliest fossils (3.5-1.9 Ga) with new approaches and new discoveries. *PNAS*, 112: 4859-4864.
- Brown, R.J. y Valentine, G.A. 2013. Physical characteristics of kimberlite and basaltic intraplate volcanism and implications of a biased kimberlite record. *Geological Society of America Bulletin*, 125: 1224-1238.
- Cabral, A.R., Zeh, A., Koglin, N., Seabra Gomes Jr., A.A., Viana, D.J. y Lehmann, B. 2012. Dating the Itabira iron formation, Quadrilátero Ferrífero of Minas Gerais, Brazil, at 2.65 Ga: Depositional U-Pb age of zircon from a metavolcanic layer. *Precambrian Research*, 204/205: 40-45.
- Cameron, A.G.W. y Ward, W.R. 1975. The origin of the Moon. *Proceeding 7th Lunar and Planetary Science Conference*. Abstracts. 120-122.
- Cawood, P.A., Kröner, A. y Pisarevsky, S. 2006. Precambrian plate tectonics: Criteria and evidence. *GSA Today*, 16: 4-11.
- Cheney, E.S. 1996. Sequence stratigraphy and plate tectonic significance of the Transvaal succession of South Africa and its equivalent in Western Australia. *Precambrian Research*, 79: 3-24.
- Compston, W. y Pidgeon, R.T. 1986. Jack Hills, evidence of more very old detrital zircons in Western Australia. *Nature*, 321: 766-769.
- Condie, K.C. 1980. Origin and early development of the Earth's crust. *Precambrian Research*, 11: 183-197.
- Condie, K.C. 1986. Origin and early growth rate of continents. *Precambrian Research*, 32: 261-278.
- Condie, K.C. 1989. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. Pergamon Press. 476 p.
- Condie, K.C. 2005. *Earth as an evolving planetary system*. Elsevier Academic Press, 447 p.
- Cordani, U.G., Sato, K., Texeira, W., Tessinari, C.G. y Basei, M.A.S. 2000. Crustal evolution of the South American Platform. En: Cordani, U.G. y otros (eds.), *Tectonic evolution of South America*, pp. 19-40. 31º Congreso Internacional de Geología, Río de Janeiro.
- Dalla Salda, L., de Barrio, R.E., Echeveste, H.J. y Fernández, R.R. 2005. El basamento de la Sierras de Tandilia. En: de Barrio, R.E., Etcheverry, R.O., Caballé, M.F. y Llambías, E. (eds.) *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires*. Relatorio del 14º Congreso Geológico Argentino. La Plata.
- De Gregorio, B.T., Sharp, T.G., Flynn, G.J., Wirik, S. y Hervig, R.L. 2009. Biogenic origin for Earth's oldest putative microfossils. *Geology*, 37: 631-634.
- Dilek, Y. 2008. Suprasubduction zone ophiolites and Archaean tectonics. *Geology*, 36: 431-432.
- Djokic, T., Van Kranendonk, M.J., Campbell, K.A., Walter, M.R. y Ward, C.R. 2016. Earliest signs of life on land preserved in ca. 3.5 Ga hot spring deposits. *Nature Communications*, 8: 15263.
- Dodd, M.S., Papineau, D., Grenne, T., Slack, J.F., Rittner, M., Pirajno, F., O'Neil, J. y Little, C.T.S. 2017. Evidence for early life in Earth's oldest hydrothermal vent precipitates *Nature*, 543. doi:10.1038/nature21377
- Ehrlich, H.L. 2002. *Geomicrobiology* (4th. edition). New York, Marcel Dekker, 768 p.
- Ernst, W.G. 2009. Archean plate tectonics, rise of Proterozoic supercontinentality and onset of regional episodic stagnant lid behavior. *Gondwana Research*, 15: 343-253.
- Furnes, H., Bernerjee, N.R., Muehlenbachs, K., Staudigel, H. y de Wit, M. 2004. Early life recorded in Archean pillow lavas. *Science*, 304: 578-581.
- Furnes, H., Bernerjee, N.R., Staudigel, H. y Muehlenbachs, K. 2007. Pillow lavas as a habitat for microbial life. *Geology Today*, 23: 143-146.
- Glasby, G.P. 1998. Earliest life in the Archean: Rapid dispersal of CO<sub>2</sub>-utilizing bacteria from submarine hydrothermal vents. *Episodes*, 21: 252-256.
- Goldblatt, C., Zahnle, K.J., Sleep, N.H. y Nisbet, E.G. 2010. The Eons of Chaos and Hades. *Solid Earth*, 1: 1-3.
- Gómez, R., Levison, H.F., Tsiganis, K. y Morbidelli, A. 2005. Origin of the cataclysmic Late Heavy Bombardment period of the terres-

- trial planets. *Nature*, 435: 466-469.
- Gómez, F.J. y Astini, R.A. 2012. Microbialitos carbonáticos en la Laguna Negra, Complejo salino de la Laguna Verde (Catamarca, Argentina): Controles en la precipitación y de acreción de láminas carbonáticas. *13° Reunión Argentina de Sedimentología*.
- González de Juana, C., Iturralde de Arocena, J.A. y Picard, X. 1980. *Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas*. Tomo 1, Capítulo II. Precámbrico, 31-94. Ediciones Foninves, Caracas.
- Harrison, T.M., Blichert, J., Muller, W., Albarede, F., Holden, P y Mojzsis, S.J. 2005. Heterogeneous Hadean Hafnium: evidence for continental crust at 4.4 to 4.5 Ga. *Science*, 310: 1947-1950.
- Hartmann, W.K y Davis, D.R. 1975. Satellite-sized planetesimals and lunar origin. *Icarus*, 24: 504-514.
- Hartmann, L.A., Campal, N., Santos, J.O., McNaughton, N.J., Bossi, J. y Schipilov, A. 2001. Archean crust in the Río de La Plata Craton, Uruguay- SHRIMP U-Pb - reconnaissance geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 557-570.
- Hartogh et al., 2011. Ocean-like water in the Jupiter-family comet 103P/Hartley 2. *Nature*, 478: 218-220.
- Hoashi, M., Bavaquac, D.C., Otake, T., Watanabe, Y., Hickman, A.H., Utsunomiya, S. y Ohmoto, H. 2009. Primary hematite formation in an oxygenated sea 3.46 billion years ago. *Nature Geoscience*, 2: 301-306.
- Hoffman, P.F. 1988. United plates of America: a birth of a craton. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 16: 543-603.
- Ikoma, M. y Genda, H. 2006. Constraints on the mass of a habitable planet with water of nebular origin. *Astrophysical Journal*, 648: 696-706.
- Jaupart, C. y Mareschal J-C. 2010. *Heat Generation and Transport in the Earth*. Cambridge University Press, 476 p.
- Kenny, G.G., Whitehouse, M.J. y Kamber, B.S. 2016. Differentiated impact melt sheets may be a potential source of Hadean detrital zircon. *Geology*. doi:10.1130/G37898.1
- King, S.D. 2005. Archean cratons and mantle dynamics. *Earth and Planetary Science Letters*, 234: 1-14.
- Klein, C. 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origins. *American Mineralogist*, 90: 1473-1499.
- Knoll, A.H. 2003. *Life on a young planet. The first three billion years of evolution on Earth*. Princeton University Press, 277 p.
- Knoll, A.H. y Walter, M.R. 1992. Late Proterozoic stratigraphy and Earth history. *Nature*, 356: 673-678.
- Konhauser, K.O., Hamade, T., Raiswell, R., Morris, R., Farris, F.G. y Southam, G. 2002. Could bacteria have formed the Precambrian banded iron formations? *Geology*, 30: 1079-1082.
- Lindsay, J.F., Brasier, M.D., McLoughlin, N., Green, O., Fogel, M., Steele, A. y Martzman, S.A. 2005. The problem of deep carbon-an Archean paradox. *Precambrian Research*, 143: 1-22.
- Lock, S.J., Stewart, S.T., Petaev, M.I., Leinhardt, Z.M., Mace, M.T., Jacobsen, S.B. y Čuk, M. 2018 The origin of the Moon within a terrestrial synestia. *Journal of Geophysical Research*, DOI: 10.1002/2017JE005333
- Marchi, S., Bottke, W.F., Elkins-Tanton, L.T., Bierhaus, M., Wuenemann, K., Morbidelli, A. y Kring, D.A. 2014. Widespread mixing and burial of Earth's Hadean crust by asteroid impacts. *Nature*, 511: 578-582.
- Marques de Almeida, F.F., de Brito Neves, B.B. y Ré Carneiro, C.D. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, 50: 77-111.
- McClendon, J.H. 1999. The origin of life. *Earth-Science Reviews* 47: 71-93.
- Menneken, M., Nemchin, A.A., Geisler, T., Pidgeon, T.T. y Wilde, S.A. 2007. Hadean diamonds in zircon from Jack Hills, Western Australia. *Nature*, 448: 917-920.
- Mishra, D.C., Sing, B., Tieari, V.W., Gupta, B.S. y Rao, M.B. 2000. Two cases of continental collision and related tectonics during the Proterozoic period in India – insight from gravity modeling constrained by seismic and magnetotelluric studies. *Precambrian Research*, 99: 149-169.
- Mloszewska, A.M., Pecoits, E., Cates, N.L., Mojzsis, S.J., O'Neil, J., Robbins, L.J. y Konhauser, K.O. 2012. The composition of Earth's oldest iron formations: The Nuvvuagittuq Supracrustal Belt (Québec, Canada). *Earth and Planetary Science Letters*, 317/318: 331-342.
- Mojzsis, S.J., Harrison, T.M. y Pidgeon, R.T. 2001. Oxygen-isotope evidence from ancient zircons for liquid water at the Earth's surface 4,300 Myr ago. *Nature*, 409: 178-180.
- Morbidelli, A., Lunine, J.I., O'Brien, D.P., Raymond, S.N. y Walsh, K.J. 2012. Building Terrestrial Planets. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40: 251-275.
- Noffke, N., Eriksson, K.E., Hazen, R.M. y Simpson, E.L. 2006. A new window into the Archean life: Microbial mats in Earth's oldest siliciclastic tidal deposits (3.2. Ga Moodies Group, South Africa). *Geology*, 34: 253-256.
- Nutman, A.P., Friend, C.R.L., Bennett, V.C., Wright, D. y Normand, M.D. 2010. >3700 Ma pre-metamorphic dolomite formed by microbial mediation in the Isua supracrustal belt (W. Greenland): Simple evidence for early life? *Precambrian Research*, 183: 725-737
- O'Neil, J., Carlson, R.W., Francis, D. y Stevenson, R.K. 2008. Neodymium-142 evidence for Hadean mafic crust. *Science*, 321: 1828-1831.
- Pflug, H.D. y Jaeschke-Boyer, H. 1979. Combined structural and chemical analyses of 3,800-Myr-old microfossils. *Nature*, 280: 483-486.
- Pikuta, E.V., Hoover, R.B., and Tang, J. 2007. Microbial extremophiles at the limits of life: *Critical Reviews in Microbiology*, 33: 183-209.
- Reith, F. 2012. Life in the deep subsurface. *Geology*, 39: 287-288.
- Robert F. y Chaussidon, M. 2006. A palaeotemperature curve for the Precambrian oceans based on silicon isotopes in cherts. *Nature*, 443: 969-972.
- Rogers, J.J.W. y Santosh, M. 2003. Supercontinents in Earth history. *Gondwana Research*, 6: 357-368.
- Rollison, H. 2007. When did plate tectonics begin? *Geology Today*, 5: 186-191.
- Russell, S.S. 2007. The formation of the Solar System. *Journal of the Geological Society, London*, 164: 481-492.
- Sagan, C. y Mullen, G. 1972. Earth and Mars—evolution of atmospheres and surface temperatures. *Science*, 177: 52-56.
- Sagan, C. y Chyba, C. 1997. The early Sun paradox: organic shielding of ultraviolet-labile greenhouse gases. *Science*, 276: 1217-1221.
- Schopf, J.W. 2006. Fossil evidence of Archean life. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 361: 869-885.
- Schopf, J.W., Kitajima, K., Spicuzzad, M.J., Kudryavtsev, A.B. y Valley, J.W. 2017a. SIMS analyses of the oldest known assemblage of microfossils document their taxon-correlated carbon isotope compositions. *PNAS*, doi: 10.1073/pnas.1718063115
- Schopf, J.W., Kudryavtsev, A.B., Osterhouta, J.T., Williford, K.H., Kitajima, K., Valley, J.W. y Sugitani, K. 2017b. An anaerobic ~3400 Ma shallow-water microbial consortium: Presumptive evidence of Earth's Paleoproterozoic anoxic atmosphere. *Precambrian Research*, 299: 309-318.
- Scott, C.T., Bekker, A., Reinhard, C.T., Schmetz, B., Krapež, B., Rumble, D. y Lyons, T.W. 2011. Late Archean euxinic conditions before the rise of atmospheric oxygen. *Geology*, 29: 199-122.
- Song, I., Zuckerman, B., Weinberger, A.J. y Becklin, E.E. 2005. Extreme collisions between planetesimal as the origin of warm dust around a Sun-like star. *Nature*, 436: 363-365.
- Staudigel, H., Furnes, H., Banerjee, N.R., Dilek, Y. y Muehlenbachs, K. 2006. Microbes and volcanoes: A tale from the oceans, ophiolites, and greenstone belts. *GSA Today*, 16: 4-10.
- Stern, R.J. 2005. Evidence from ophiolites, blueschists and ultrahigh pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time. *Geology*, 33: 557-560.

- Stern, R.J., Leybourne, M.I. y Tsujimori, T. 2016. Kimberlites and the start of plate tectonics. *Geology*, 44: 799-802.
- Valley, J.W., Peck, W.H., King, E.M. y Wilde, S.A. 2002. A cool early Earth. *Geology*, 30: 351-354.
- Valley, J.W., et al. 2014. Hadean age for a postmagma-ocean zircon confirmed by atom-probe tomography. *Nature Geoscience*, 7: 219-223.
- van Hunen, J. y Moyen, J-F. 2012. Archean subduction: fact or fiction? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40: 195-219.
- van Kranendonk, M.J. y Collins, W.J. 1998. Timing and tectonic significance of Late Archean, sinistral strike-slip deformation in the Central Pilbara structural corridor, Pilbara Craton, western Australia. *Precambrian Research*, 88: 207-232.
- Wang, K. y Jacobsen, S.B. 2016. Potassium isotopic evidence for a high-energy giant impact origin of the Moon. *Nature*, doi: 10.1038/nature19341
- Wilde, S.A., Valley, J.W., Peck, W.H. y Graham, C.M. 2001. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature*, 409: 175-178.
- Williams, I.S. 2007. Old diamonds and the upper crust. *Nature*, 448: 880-881.
- Yang Q-y. y Santosh, M. 2017. Building of an Archean microcontinent: Evidence from the North China Craton. *Gondwana Research*, 50: 3-37.
- Zhai, M.G. y Santosh, M. 2011. The early Precambrian odyssey of the North China Craton: a synoptic overview. *Gondwana Research*, 20: 6-25.
- Zhao, G., Cawood, P.A., Wilde, S.A. y Sun, Min. 2002. Review of global 2.1-1.8 Ga orogens: implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth-Science Reviews*, 59: 125-162.