

3^o EDICIÓN

EL CONTINENTE DE GONDWANA A TRAVÉS DEL TIEMPO

Una introducción a la Geología Histórica

Juan L. Benedetto



CAP 8

ACADEMIA NACIONAL DE CIENCIAS
Córdoba, Argentina

2019

LA DISPERSIÓN DE GONDWANA EN EL JURÁSICO Y CRETÁCICO

- 8.1 Subdivisiones del Jurásico y Cretácico
- 8.2 La disgregación de Pangea
- 8.3 La biota marina
- 8.4 La radiación de las angiospermas y el apogeo de los reptiles en los continentes
- 8.5 Provincialismo faunístico
- 8.6 La apertura del Tetis Alpino
- 8.7 Las transgresiones sobre el norte de África y Europa occidental
- 8.8 India, Australia y Antártida
- 8.9 El centro-oeste de América del Norte
- 8.10 La apertura del Mar Caribe y la evolución de América Central
- 8.11 El Mesozoico marino de Colombia y Venezuela
- 8.12 Estratigrafía de las cuencas de Karoo, Congo, Paraná y Araripe
- 8.13 Evidencias geológicas de la apertura del Atlántico Sur: las cuencas marginales de África y Brasil
- 8.14 Los basaltos de Serra Geral-Etendeka, los puntos calientes y la ruptura de Pangea austral
- 8.15 Las cuencas de rift continentales: el Grupo Salta y equivalentes
- 8.16 Las cuencas marinas de Arequipa, Tarapacá y Domeyko de Perú y Chile
- 8.17 La cuenca Neuquina
- 8.18 Los aulacógenos del Salado y del Colorado y la transgresión atlántica
- 8.19 Patagonia y sus dinosaurios
- 8.20 Cambios climáticos, impactos, eventos de anoxia, volcanismo y la extinción K/Pg

8.1 SUBDIVISIONES DEL JURÁSICO Y CRETÁCICO

Uno de los principales niveles guía usados por William Smith para construir el mapa geológico de Inglaterra fue el *Chalk*, un horizonte calcáreo blanco que forma escarpas en las zonas plegadas y es particularmente notable a lo largo de los acantilados sobre el Canal de la Mancha, a la altura de la ciudad de Dover (Fig. 8.1). El *Chalk*, literalmente ‘tiza’ en español, es la creta, una roca calcárea relativamente friable de color blanquecino formada en su mayor parte por esqueletos de microorganismos planctónicos, en particular de pequeñas placas de cocolitofóridos (nanofósiles) y foraminíferos. Además, puede contener megafósiles diversos como bivalvos, gasterópodos, amonites, etc. En el sur

de Inglaterra, por encima del Chalk siempre aflora una formación arcillosa (*London Clay*) que contiene fósiles distintivos, hoy referida a la base del Cenozoico (Paleoceno). La ‘formación de creta’ también está presente al otro lado del Canal de la Mancha, en el norte de Francia. Estas capas dieron origen al llamado ‘Sistema de la Creta’ (denominado *Kreide* en Alemania, de ahí el uso de la letra K para representarlo). En 1922, Omalius d’Halloy utilizó por primera vez el nombre ‘Cretácico’, el que luego se generalizó para denominar a este sistema en todo el mundo. Hoy sabemos que en el sur de Inglaterra no solamente el Chalk es de edad cretácica sino también otras unidades que lo infrayacen (*Green Sand, Weald Clay, Iron Sand*).

En el sur de Inglaterra, por debajo de las areniscas



Figura 8.1. Vista panorámica de los afloramientos del Chalk (creta) en White Cliffs, cerca de Dover, costa sur de Inglaterra.

ferruginosas (*Iron Sand*), hay una sucesión formada en su mayor parte por calizas referida por William Smith a diversas formaciones, entre las cuales es célebre la Caliza Portland, cuyo uso en la construcción dio nombre al cemento Portland. Dado que varias de estas calizas son oolíticas, al comienzo se utilizó también el nombre de ‘Sistema Oolítico’ para designar a esta sucesión. El nombre ‘Terreno de Jura’ fue utilizado por primera vez en 1799 por Alexander von Humboldt, luego de un viaje

por el norte de Italia, Suiza y Francia durante el cual advirtió que el *Jura Kalkstein* de los Montes Jura suizos y franceses no era lo mismo que el *Muschelkalk* de Alemania (en el que se lo incluía), razón por la cual lo refirió a otra unidad. Para designar a estas rocas, Alexander Brogniart propuso en 1807 el nombre de ‘Sistema Jurásico’. Estas calizas jurásicas son extremadamente ricas en amonites. A mediados del siglo 19 el paleontólogo alemán Albert Oppel las estudió en detalle y reconoció 33 horizontes, cada uno de ellos caracterizado por determinadas especies, lo que dio origen al concepto de **zona paleontológica** o biozona. Además, Oppel tomó de la nomenclatura inglesa los términos Lias, Dogger y Malm para denominar al Jurásico Inferior, Medio y Superior, respectivamente. Estos términos ya no figuran en las cartas globales más modernas, aunque están tan arraigados que todavía se los suele utilizar para nominar las tres series jurásicas.

La subdivisión cronoestratigráfica global de los sistemas Jurásico y Cretácico se muestra en las Figuras 8.2 y 8.3. El **Jurásico** se inicia a los 201,3 Ma y el **Cretácico** a los 145 Ma. Este último culmina a los 66 Ma con el inicio de la Era Cenozoica. Los fósiles que tienen mayor nivel de resolución para las correlaciones globales del Sistema Jurásico son los amonites, razón por la cual sus biozonas son utilizadas para definir los límites de los pisos. La base del Sistema Jurásico, por ejemplo, ha sido

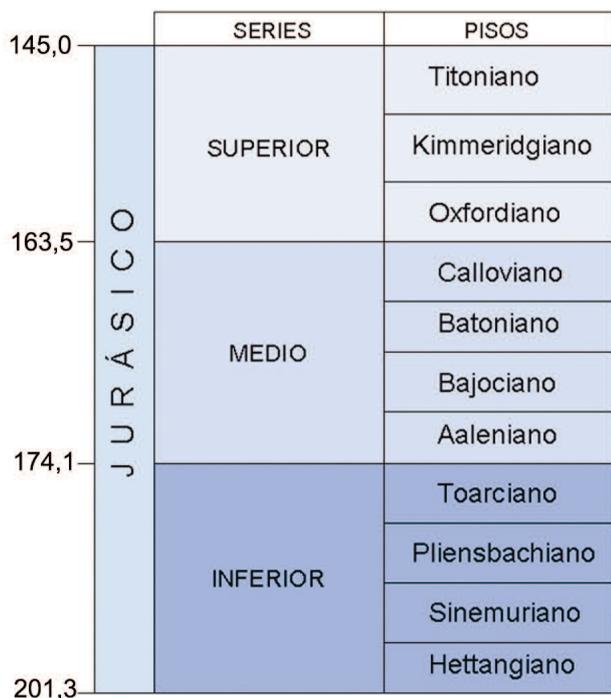


Figura 8.2. Subdivisiones del Sistema Jurásico y edades absolutas de los límites (en millones de años).

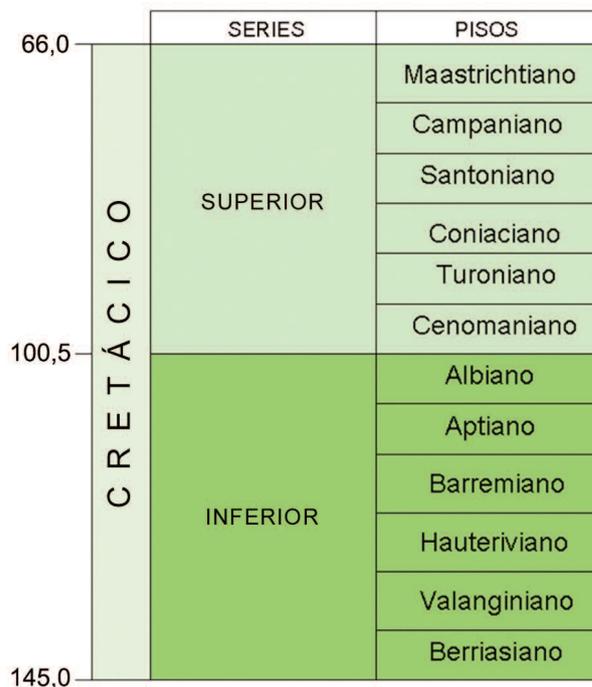


Figura 8.3. Subdivisiones del Sistema Cretácico y edades absolutas de los límites (en millones de años).

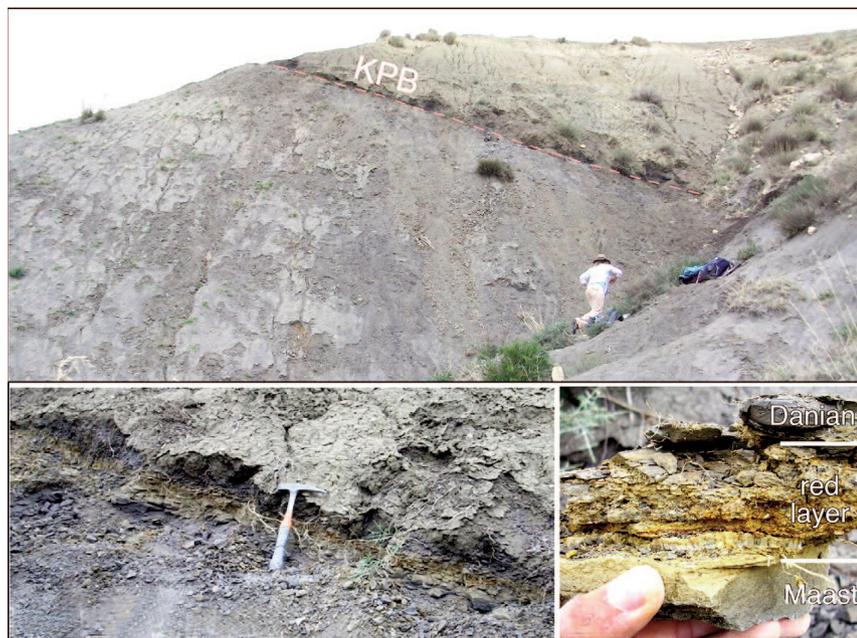


Figura 8.4. GSSP auxiliar de Elles, Túnez. Arriba, el límite Cretácico/Paleógeno (KPB) está marcado por el cambio litológico abrupto de las margas grises del Maastrichtiano a las arcililas de color gris oscuro (pardo claro cuando están meteorizadas) de la base del Daniano (línea discontinua). Abajo a la izquierda, la *red layer* o capa rojiza de 1-2 cm de espesor conteniendo la máxima concentración de Iridio y coincidiendo con el nivel de extinción de los foraminíferos planctónicos. A la derecha, detalle de la capa roja en contacto neto con las margas del Maastrichtiano (Cretácico terminal) y las arcillas de la base del Paleoceno (modificado de Keller et al., 2018).

establecida en la primera ocurrencia del amonite *Psilocerias spelae* y el GSSP está en Kuhjoch, en los Alpes calcáreos de la región del Tirol en Austria, originalmente parte del Mar de Tetis occidental. El límite Triásico/Jurásico se sitúa estratigráficamente alrededor de 6 metros por arriba del nivel de extinción marina de fines del Triásico. La mayor parte de los estratotipos de límite de las series y pisos están en el oeste de Europa (Francia, Alemania, Inglaterra, España). Durante el Jurásico Tardío, y especialmente en el Cretácico, el provincialismo de los amonites se hizo cada vez más notorio produciéndose una clara segregación entre las faunas de aguas frías o *Boreales* y las de aguas cálidas o *Tetianas*. Las correlaciones entre las localidades de una y otra provincia faunística son difíciles dada la ausencia o escasez de especies en común. Por ello se ha recurrido a los calpionéllidos (un grupo de microfósiles), a los foraminíferos planctónicos, a los bivalvos inocerámidos, a los belemnites y a unos pocos amonites de amplia dispersión. También se propusieron como criterios primarios de correlación determinados horizontes de polaridad magnética tales como el cron M18r para la base del Cretácico.

El inicio de la Era Cenozoica está marcado por la gran extinción denominada K/T la que involucra, como es sabido, la desaparición de los dinosaurios no avianos.

Respecto de esta abreviatura hay que aclarar que la T es por Terciario, un término actualmente de uso informal, por lo que la grafía más correcta es 'extinción K/Pg', donde K es por *kreide* y Pg es la abreviatura de Paleógeno, el primer sistema de la Era Cenozoica.

El GSSP del límite K/Pg fue definido oficialmente en la sección de El Kef, en Túnez, en 1989. A fines del año 1990 se descubrió al sudeste de El Kef la excelente sección de Elles (Fig. 8.4), la que fue designada como estratotipo auxiliar (Molina et al., 2009). Los marcadores principales del límite Cretácico/Paleógeno son (1) la extinción casi total (más del 90%) de los foraminíferos planctónicos y la aparición de las primeras especies del Daniano (base del Paleoceno), (2) la capa límite de arcilla o costra rojiza en la que se registra la anomalía de Iridio y (3) la excursión negativa de $\delta^{13}\text{C}$. Estos criterios han demostrado ser de aplicación global y son verificables de modo independiente en más de trescientas secciones alrededor del mundo (Keller et al., 1995; Remane et al., 1999). En cambio, los que

sostienen que el impacto de Chicxulub fue la única causa de la extinción masiva (ver § 8.20) hacen énfasis en el enriquecimiento de Ir como criterio para definir el límite (Gradstein et al., 2004, Ogg, 2004).

8.2 LA DISGREGACIÓN DE PANGEA

A partir del Jurásico y durante todo el Cretácico el supercontinente Pangea comenzó a fracturarse en numerosos bloques a lo largo de los sistemas de rift que ya estaban delineados a fines del Pérmico y claramente instalados en el Triásico Tardío (ver capítulo 7). Estos sistemas de fracturación estuvieron asociados a una importante actividad volcánica continental (grandes derrames basálticos) y generación de suelo oceánico a partir de las dorsales, lo que sirvió para establecer una cronología de la ruptura. Esta fragmentación ocurrió en sucesivos episodios y fue claramente diacrónica a escala global. Si bien el proceso de ruptura fue muy complejo, en líneas generales lo hizo siguiendo las fases mostradas en la Figura 8.5. La primera etapa tuvo lugar en el Jurásico Temprano (190-180 Ma) e involucró la separación de Pangea en dos grandes continentes: Laurasia, al norte, y Gondwana, al Sur. Laurasia se mantuvo relativamente estable y su ruptura fue mucho más tardía, pues recién

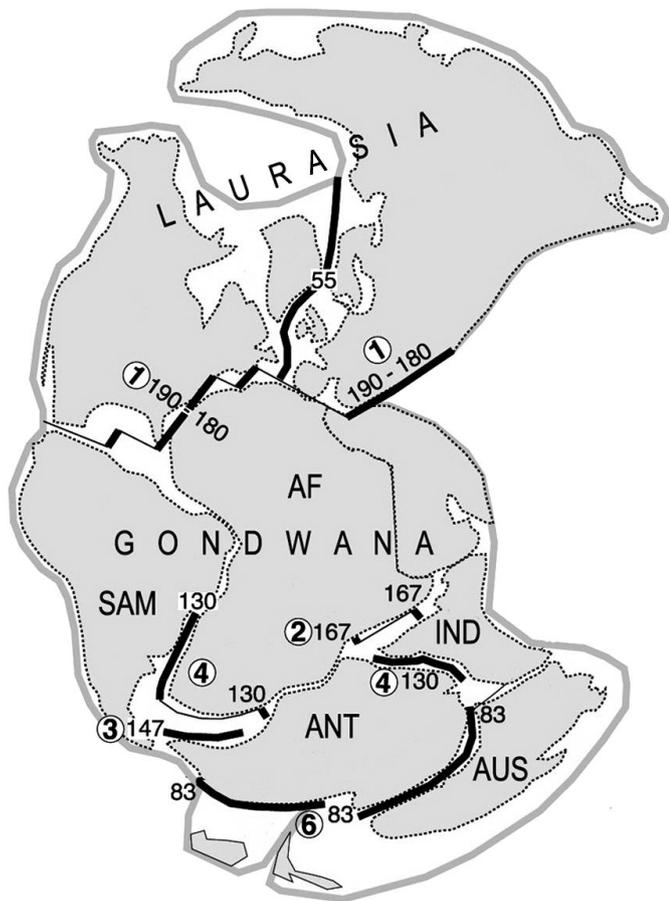


Figura 8.5. Edades de ruptura del supercontinente Pangea. Las líneas gruesas corresponden a la edad de formación del fondo oceánico entre los respectivos márgenes conjugados (simplificado de Veevers, 2012, quien se basó en diversas fuentes).

a los 55 Ma se propagó hacia el norte el sistema de rift que dio inicio a la separación de Norteamérica, Groenlandia y Eurasia. La ruptura de Gondwana, en cambio, involucró un mayor número de fragmentos continentales. A los 167 Ma la India peninsular se separó de África oriental y comenzó su migración hacia el norte hasta colisionar con Asia. La separación de la península Antártica del bloque Patagonia/plateau de Malvinas (apertura del actual Mar de Weddell) tuvo lugar hacia los 147 Ma. A los 130 Ma se abrió el Atlántico Sur entre África occidental y Sudamérica y también se separaron África y la India de Antártida. Finalmente, a los 83 Ma, comenzaron a separarse Australia y Nueva Zelanda de Antártida occidental. La apertura final del Pasaje de Drake, que actualmente separa la península Antártica de Patagonia, tuvo lugar hacia los 24 Ma (ver Fig. 9.5). Estos aspectos serán analizados en los apartados § 8.7, 8.13, 8.14 y en el próximo capítulo (§ 9.6).

8.3 LA BIOTA MARINA

Los ecosistemas marinos mesozoicos fueron radicalmente diferentes de los paleozoicos. La Fauna Evolutiva Moderna alcanzó un notable desarrollo en el Jurásico y Cretácico, lapso durante el cual fueron ocupados una amplia gama de hábitats: había organismos epifaunales, infaunales y pelágicos, y en cada grupo había suspensívoros, herbívoros o carnívoros. Los ecosistemas bentónicos estaban dominados por bivalvos, gastrópodos, equinodermos (estrellas de mar, erizos de mar), corales escleractínidos, briozoos, anélidos y una gran variedad de crustáceos. En el Jurásico Medio se produjo una espectacular radiación de los corales luego de haber sido diezados durante la extinción de fines del Triásico. El colapso de los arrecifes coralinos en la base del Jurásico se atribuye a la acidificación de los océanos causada por el extenso volcanismo en la Provincia Magmática Centro-Atlántica (Hodges y Stanley, 2015). Su recuperación tuvo lugar primero en la región tropical donde el número de especies se quintuplicó respecto del Jurásico Inferior, desarrollándose comunidades arrecifales complejas en las que participaron, además de corales, esponjas calcáreas, algas coralinas y cianobacterias. Un ejemplo típico son los arrecifes del Oxfordiano desarrollados en gran parte de la región tetiana. Si bien los arrecifes coralinos persistieron durante el Cretácico, lo más notable fue el gran desarrollo de biohermos formados por una combinación de corales, estromatoporoides y **rudistas**. Estos últimos fueron bivalvos muy especializados cuya valva derecha era cónica o cilíndrica, muy alargada, y la izquierda era pequeña y aplanada. Estaban fuertemente calcificados y tenían una gran capacidad de crecimiento vertical (Figs. 8.6, 8.7). Los rudistas



Figura 8.6. Biostroma formado por una extraordinaria acumulación de bivalvos rudistas en el Cretácico Superior (Campaniano) del desierto de Huqf, Sultanato de Oman, Península Arábiga (de Schumann, 1995).

alcanzaron su mayor apogeo en el Cretácico Tardío (entre el Albiano y el Maastrichtiano) en coincidencia con el desarrollo de vastas plataformas generadas en una etapa de mar muy alto y elevadas temperaturas, en particular

en la región del Tetis. En estas plataformas mixtas fanegas/carbonáticas los rudistas formaron agregados de hasta 10 m de espesor y varios kilómetros de extensión. En realidad, no construían por si mismos estructuras

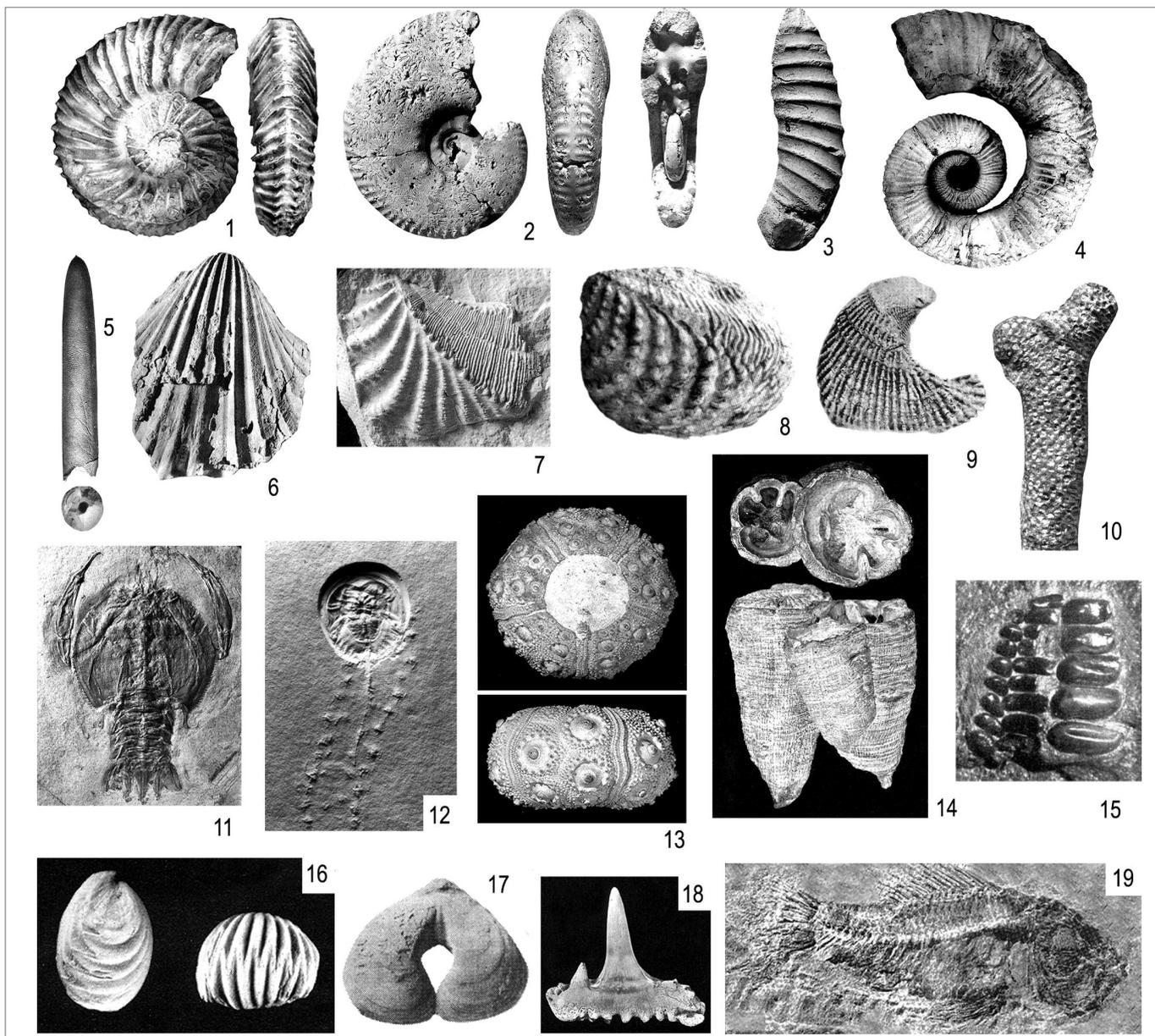


Figura 8.7. Fósiles marinos típicos del Jurásico y Cretácico. 1. *Pseudofavella angulatiformis*, amonite del Cretácico Inferior (Valanginiano) de la cuenca Neuquina de Argentina; 2. *Pchydiscus (P.) gollevillensis*, Cretácico Superior (Maastrichtiano) de Europa (nótese la complejidad de la sutura amonítica); 3. *Glyptotaxoceras* sp., amonite heteromórfico del Maastrichtiano de América del Norte; 4. *Crioceratites schlagintweiti*, Cretácico Inferior (Hauteriviano) de Neuquén, Argentina; 5. Rostro del belemnite *Goniot euthis* sp., Cretácico Superior de Francia; 6. *Weyla (Weyla) alata*, bivalvo del Jurásico Inferior de la plataforma del Aconcagua, Mendoza, Argentina; 7. *Myophorella (Scaphotrigonia) purseri*, Jurásico de la Península Antártica; 8. *Steinmanella transitoria*, Cretácico Inferior de Neuquén; 9. *Cubitoestrea ameghinoi*, Cretácico Superior (Maastrichtiano) de Neuquén; 10. *Entalopora* sp, briozoario del Cretácico Inferior de Francia; 11. *Cyclerion* sp., artrópodo crustáceo del Jurásico Superior de Solenhofen, Alemania; 12. Xifosuro y traza dejada durante la locomoción, Jurásico Superior de Solenhofen, Alemania; 13. *Plagiocidar*s, equinodermo equinoideo del Jurásico de Alemania; 14. *Hippurites radiosus*, bivalvo rudista del Cretácico Superior de Francia; 15. Batería dentaria del pez picnodontiforme *Ceolodus toncoensis*, Cretácico Superior de Salta, Argentina; 16. *Livarirhynchia rajkae*, braquiópodo rinconélido del Jurásico de Montenegro, Europa; 17. *Pygope* sp., braquiópodo terebratúlido del Jurásico de Europa; 18. Diente del pez seláceo *Paraorthacodus* sp., Cretácico Superior de Montana (EE.UU.); 19. *Pateroperca* sp., pez óseo del Cretácico Superior del Líbano.

rígidas sino que eran formas gregarias que se soportaban mutuamente (Fig. 8.6). Una vez muerto el animal, sus valvas podían ser acumuladas por el oleaje de tormenta a modo de bioclastos. Los rudistas se extinguieron entre 3 y 1,5 Ma antes de finalizar el Cretácico (Wood, 1999).

Otros **bivalvos** abundantes en las comunidades jurásicas y cretácicas fueron las ostras. En ocasiones, como en la Caliza Portland del sur de Inglaterra, llegaron a formar montículos arrecifales construidos por ostras cementadas a un sustrato de algas rojas (solenoporáceas) y grandes briozoos incrustantes sobre los que se adhería una variada fauna de esponjas y bivalvos bisados (el biso es un manojito de filamentos orgánicos que sirve para la fijación, como en los mejillones).

En el Cretácico Inferior de la cuenca Neuquina también se han reconocido acumulaciones de ostras gregarias, similares a las que se forman en la actualidad en bahías y estuarios. Pero sobre todo proliferaron los bivalvos *infaunales* que colonizaron tanto la zona de *sho-reface* como las plataformas fangosas (Fig. 8.8) (Lazo, 2007). Justamente, la gran radiación de los bivalvos se debió a su capacidad de enterrarse en el sustrato, a veces profundamente, lo que les permitió invadir un ecoespacio poco poblado, sin competidores y, sobre todo, libre del ataque de predadores. La adaptación clave fue el desarrollo de sifones formados a partir de la fusión de

los lóbulos del manto. Estos tubos, a veces muy largos, mantienen la conexión entre el organismo que está enterrado y el 'exterior', representado por la interfase agua/sedimento. A través de uno de ellos (sifón inhalante) ingresa agua limpia con oxígeno y nutrientes y por el otro (sifón exhalante) se despiden los desechos metabólicos. Si bien a fines del Paleozoico ya había algunas familias de bivalvos sifonados, su gran expansión se produjo a partir del Jurásico y, actualmente, más del 85% de las especies de bivalvos marinos –repartidas en cerca de 40 familias– tienen sifones. Por su forma de vida bentónica, los bivalvos son sensibles como indicadores biogeográficos y han sido utilizados con éxito para reconstruir rutas migratorias y patrones de dispersión en relación con la paleogeografía (ver § 8.4).

Los **braquiópodos**, luego de su drástica declinación a fines del Paleozoico, nunca recuperaron la diversidad pasada. Dejando de lado los escasos lingúlidos infaunales y los pequeños cránidos incrustantes que sobrevivieron hasta la actualidad, los rinconeliformes ('articulados') fueron diezmos. De los nueve órdenes existentes en el Paleozoico tardío sólo quedaron tres en el Mesozoico, de los cuales los espiriféridos se extinguieron en el Jurásico Temprano y sólo continuaron los terebratúlidos y los rinconélidos. En el Mesozoico estos grupos fueron más diversos en las comunidades de aguas templadas y frías que en las tropicales, a la inversa de lo que ocurría en el Paleozoico tardío, y esta situación aún se mantiene en el presente. A pesar de su declinación, los braquiópodos 'articulados' fueron relativamente comunes en las comunidades bentónicas del Jurásico y Cretácico. Los rinconélidos, con sus costillas gruesas y valvas fuertemente plegadas, fueron frecuentes en aguas someras y agitadas, mientras que los terebratúlidos, poco ornamentados, lo fueron en las facies de plataforma, aunque hay notables excepciones como *Pygope*, una forma adaptada a ambientes profundos con escasos nutrientes. En este género, el agua ingresaba por toda la periferia de la concha que tenía forma de herradura o de anillo, aumentando así la cantidad de nutrientes y de oxígeno, y exhalaba los productos de deshecho por la perforación central (Fig. 8.7-17).

Los **cangrejos** y **langostas de mar** (crustáceos decápodos) ocuparon el rol de carnívoros móviles. En cambio, los llamados 'camarones de fango' fueron cavadores profundos que se alimentaban de detritos orgánicos dispersos en el sedimento. Sus galerías, denominadas *Thalassinoides*, son una de las trazas más frecuentes en las facies marinas someras. Los decápodos están bien representados en las comunidades marinas del Jurásico y Cretácico de América del Sur (Sánchez y Lorente, 1977; Aguirre-Urreta, 1989; Feldman et al., 1995; Lazo, et al., 2005). Otros artrópodos bentónicos frecuentes en los

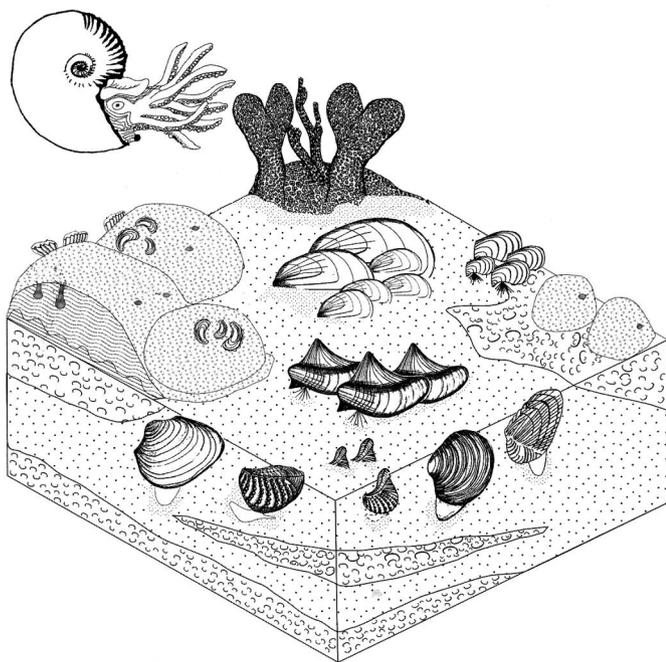


Figura 8.8. Reconstrucción de una comunidad bentónica marina del Jurásico. El ejemplo corresponde a las biofacies de corales coloniales de la Formación Agrio, Cretácico Inferior (Hauteriviano) de la cuenca Neuquina (simplificado de Lazo, 2007).

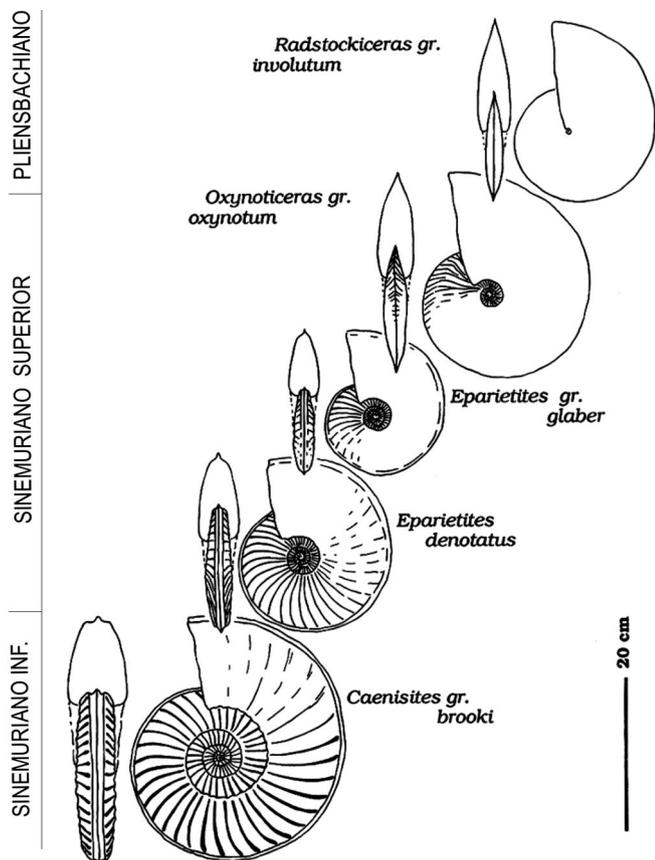


Figura 8.9. Evolución en un linaje de amonites. Nótese el cambio en la ornamentación y en el enroscamiento de la concha a través del tiempo (modificado de Dommerges, 1990).

mares mesozoicos fueron los **ostrácodos**. Dada su sensibilidad a los cambios de salinidad, oxigenación, profundidad y temperatura del agua, son buenos indicadores paleoceanográficos y, además, debido a que no son capaces de atravesar océanos profundos, son útiles en paleobiogeografía (Ballent y Whatley, 2000).

Entre los organismos neotónicos, los **amonites** sobresalieron por su extrema abundancia y variedad. Los amonites experimentaron una extraordinaria radiación a partir del Jurásico Temprano y mantuvieron su diversidad hasta el Cretácico Tardío, cuando comenzaron a declinar, extinguiéndose a fines del Maastrichtiano en coincidencia con la gran crisis biológica K/Pg. Algunos linajes evolucionaron hacia formas heteromórficas, en las cuales el enrollamiento de la concha se apartó del patrón típico planoespiral. Por ejemplo, en algunas especies las vueltas no se tocan entre sí, o son inicialmente enroscadas y luego rectas, o pueden adquirir un enrollamiento helicoidal similar al de los gastrópodos (Fig. 8.7-4). Al igual que los cefalópodos actuales, los amonites eran carnívoros (se alimentaban de pequeños molus-

cos y crustáceos) y, a su vez, eran capturados por peces y reptiles marinos, como los ictiosaurios o mosasaurios (Fig. 8.11). Dado que eran nadadores y que, además, podían ser llevados pasivamente por las corrientes marinas, los amonites alcanzaron una amplia distribución geográfica condicionada sólo por la temperatura de las aguas. Si a esto le sumamos una alta tasa de cambio evolutivo (hay especies que perduraron sólo algunos cientos de miles de años) se entiende por qué los amonites son el grupo de mayor utilidad bioestratigráfica (Fig. 8.9). La zonación estándar del Jurásico, por ejemplo, comprende más de 60 biozonas, y en la cuenca Neuquina de Argentina se han reconocido más de 40 (Riccardi et al., 1989; Aguirre-Urreta et al., 2005). Otros cefalópodos relativamente comunes fueron los **belemnites**, un grupo extinguido perteneciente a la misma subclase que los actuales calamares, pulpos y sepias. El género viviente *Nautilus*, el único que posee concha externa, también pertenece a este grupo. Los belemnites tenían una concha interna (fragmacono) situada dentro de una estructura cónica aragonítica con forma de proyectil (el rostro), que es la parte que se conserva fósil (Fig. 8.7-5).

Cuando al comienzo se hizo referencia al origen de

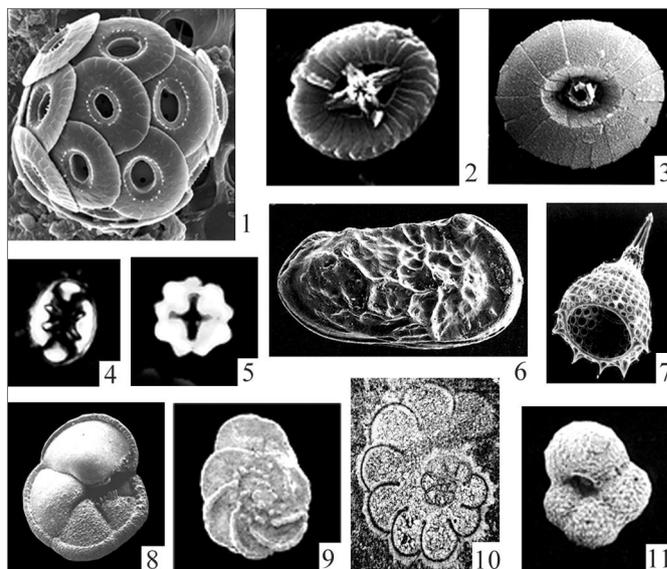


Figura 8.10. Microfósiles y nanofósiles marinos. 1. *Umbellicosphaera*, nanofósil actual (coccolitofórido) mostrando la cobertura de pequeñas placas calcáreas; 2. Placa aislada del nanofósil *Cruciellopsis*, sedimentos del Cretácico del Océano Atlántico (proyecto DSDP); 3. Placa del nanofósil *Biscutum novum*, Jurásico de Alemania; 4. *Eifellitus* sp., nanofósil del Cretácico Superior de Inglaterra; 5. *Eprolithus* sp., nanofósil del Cretácico Superior de Inglaterra; 6. *Oligocytheris irregularis*, ostrácodo del Jurásico Superior de Siria; 7. Radiolario (forma reciente); 8. *Globorotalia* sp., foraminífero del Cretácico de Siria; 9. *Globotruncana linneiana*, foraminífero del Cretácico de Siria; 10. *Globigerinoides* sp., foraminífero planctónico visto en corte, Cretácico; 11. *Whiteinella baltica*, foraminífero planctónico del Cretácico de Inglaterra.

la creta se mencionó a los **cocolitofóridos**. Desde principios del Mesozoico hasta la actualidad estos protistas han sido un componente fundamental del fitoplancton y constituyen la base de la cadena trófica de los océanos. Se trata de algas pardas que viven cerca de la superficie dado que necesitan luz para realizar la fotosíntesis. Su

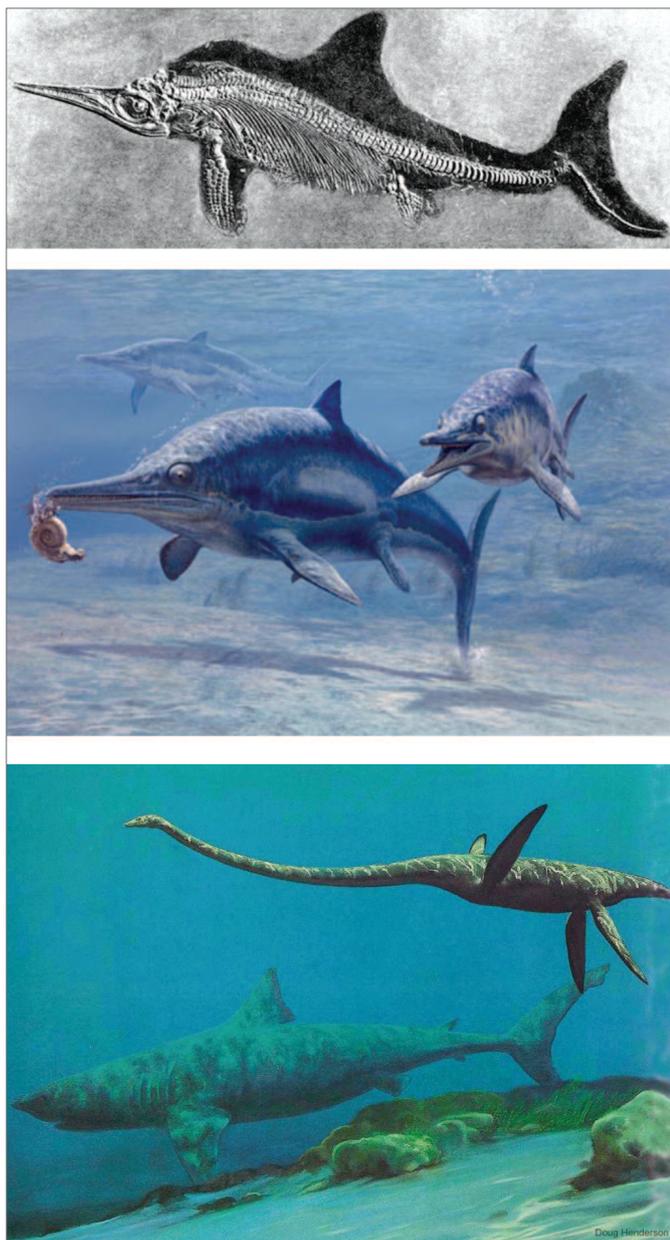


Figura 8.11. Arriba: esqueleto completo de *Ichthyosaurus* en el que se conservó la impresión del tegumento, proveniente de las lutitas bituminosas del Jurásico Inferior de Holzmaden, Alemania (aproximadamente 1,60 m de longitud). Medio: reconstrucción de ictiosaurios nadando, uno de ellos con un amonite como presa. Abajo: un plesiosaurio y un gran tiburón en primer plano (reconstrucciones por Doug Henderson).

célula está cubierta de pequeñísimas placas calcificadas (del orden de 10-20 micras) cuya arquitectura varía según las especies (ver Fig. 8.10). Por su pequeño tamaño se los denomina **nanofósiles**. Cuando el organismo muere, las placas se desprenden y decantan en el fondo marino donde contribuyen a la formación de los fangos calcáreos. Actualmente, son muy abundantes en las zonas tropicales y también lo fueron en el pasado, como lo prueba el *Chalk* cretácico, formado casi exclusivamente por nanofósiles. Estos organismos son sensibles a las variaciones de la temperatura de las aguas oceánicas superficiales por lo que son útiles para determinar cambios climáticos y oceanográficos. Un buen ejemplo de ello es el ingreso de nanofósiles de altas latitudes en el Cretácico Superior de la cuenca Neuquina, evento relacionado al enfriamiento general ocurrido entre los 75 y 65 Ma (Concheyro y Villa, 1996). Otro componente importante del plancton (en este caso del zooplancton) son los **foraminíferos** del orden de los globigerínidos. Este es el único grupo de foraminíferos que adquirió el hábito planctónico gracias a ciertas adaptaciones morfológicas para facilitar la flotación a distintos niveles dentro de la masa de agua, tales como cámaras globosas, paredes finas y espinas (Fig. 8.10). Las primeras formas planctónicas aparecieron a mediados del Jurásico y a partir del Cretácico constituyen excelentes indicadores bioestratigráficos. *Rotalipora globotruncanoides*, por ejemplo, señala el límite entre el Cretácico Inferior y el Superior. Otro grupo de protistas planctónicos, los **calpionéllidos**, son pequeños organismos con exoesqueleto calcítico (lóriga) que tuvieron una gran expansión durante el Jurásico y Cretácico del Mar de Tetis. Es probable que este grupo tenga afinidades con los protistas ciliados del grupo de los **tintínidos**, también presentes en el Cretácico. Estos últimos se diferencian de los calpionéllidos por poseer una lóriga quitinosa a la cual



Figura 8.12. Grabado en madera realizado por Barthelemy de Saint-Fond en 1798 en el que se representa la extracción del primer cráneo de *Mosasaurus* en rocas del Cretácico Superior de Maastrich, Holanda.

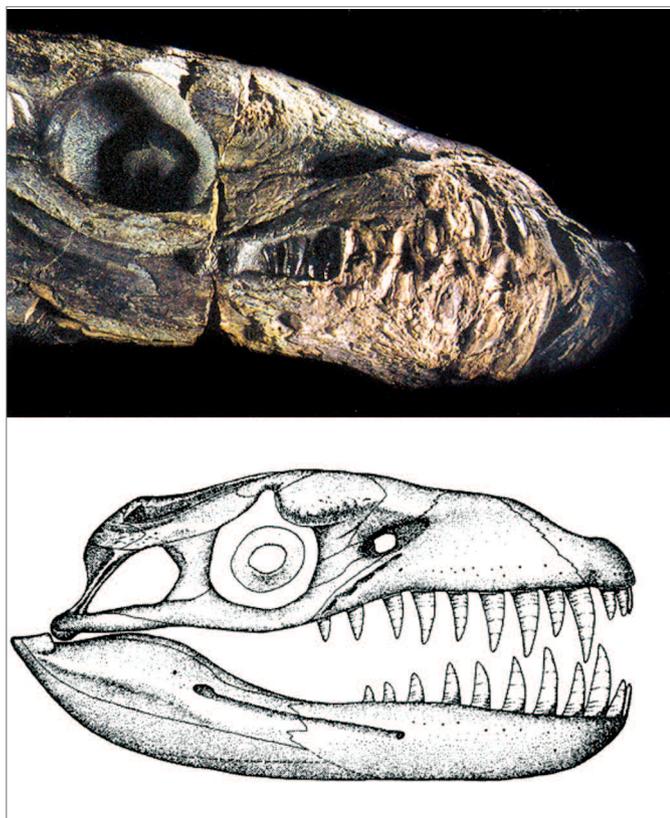


Figura 8.13. Cráneo fosilizado de *Dakosaurus andiniensis* (arriba) y reconstrucción (abajo). Jurásico Superior (Titoniano-Berriasiano) de la cuenca Neuquina (de Gasparini et al., 2006).

se adhieren partículas biogénicas, como placas de coccolitóforidos.

En el Jurásico y Cretácico, los mares fueron poblados por una gran variedad de peces cartilaginosos (condrictios) y óseos (osteictios), algunos de ellos con dientes especializados para triturar caparzones, como las rayas y los pycnodontiformes (Fig. 8.7). Sin embargo, los grandes predadores de los mares mesozoicos fueron los **reptiles**. Hubo dos grupos que dominaron la escena: los **ictiosaurios** y los **plesiosaurios** (Fig. 8.11), aunque también estaban los **cocodrilos marinos** y los **mosasaurios**. Estos últimos fueron un grupo de lagartos marinos de grandes dimensiones (*Tylosaurus* medía más de 12 m de longitud) que radiaron durante el Cretácico Tardío y alcanzaron una distribución global, con registros en Colombia, Patagonia y Antártida. Los mosasaurios se hicieron célebres en Europa desde que un cráneo de *Mosasaurus* fue encontrado en 1780 en una mina cerca de Maastrich, en Holanda (de donde proviene el nombre del piso Maastrichtiano). El momento de su extracción quedó inmortalizado en una serie de grabados en madera hechos por Barthelemy de Saint-Fond (Fig. 8.12). Al principio se lo relacionó con los cocodrilos, pero fue el

gran anatomista francés George Cuvier quien se dio cuenta que tenía afinidades estrechas con los lagartos (Lacertilia). Los cocodrilos marinos son frecuentes en el Jurásico de Neuquén y Mendoza, oeste de Argentina. El género *Geosaurus* era una forma grácil de hocico alargado, mientras que *Dakosaurus*, con sus dientes de bordes aserrados, era un predador temible (Fig. 8.13) (Gasparini et al., 2007). Los ictiosaurios fueron formas pelágicas con los miembros transformados en eficientes aletas y un perfil hidrodinámico semejante al de los delfines. Al igual que éstos, también poseían aletas carnosas en el lomo y en la cola, como lo reveló la excepcional preservación del tegumento en los fósiles del yacimiento del Jurásico Inferior de Holzmaden, en el sudoeste de Alemania (Fig. 8.11). Los plesiosaurios representaron un tipo adaptativo muy diferente en los que el cuello llegó a ser muy largo (aunque no en todos), el cuerpo era robusto y la cabeza proporcionalmente pequeña. Poseían dientes agudos que se entrecruzaban al cerrarse las mandíbulas para retener los peces capturados. Estos grandes

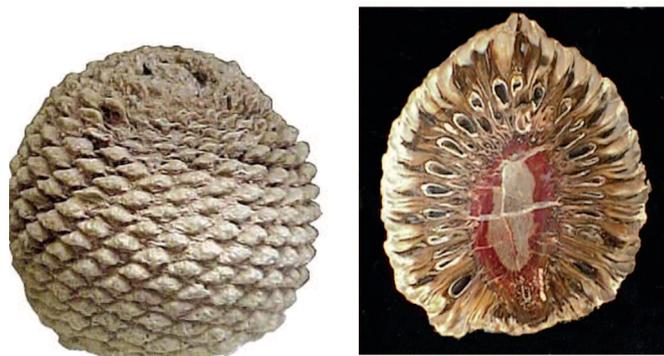


Figura 8.14. Troncos de *Araucarioxylon* (arriba) y piñas de *Araucarites mirabilis* (exterior y sección transversal), Monumento Nacional Bosques Petrificados, Gran Bajo de San Julián, Jurásico Medio, Santa Cruz.

reptiles se impulsaban mediante dos pares de grandes aletas que, se supone, las movían como las tortugas de mar o los pingüinos.

8.4 LA RADIACIÓN DE LAS ANGIOSPERMAS Y EL APOGEO DE LOS REPTILES EN LOS CONTINENTES

Durante el Jurásico y Cretácico predominó una vegetación formada por coníferas, entre las cuales sobresalieron, por su porte arbóreo, las araucariáceas. En el NE de la provincia de Santa Cruz, el clima húmedo imperante en la Patagonia favoreció el desarrollo de bosques cuyos troncos petrificados quedaron preservados en la Formación La Matilde, del Jurásico Medio. Con el fin de proteger este patrimonio paleontológico, en 1954 se creó el Monumento Nacional Bosques Petrificados (Fig. 8.14). Muchos troncos, aunque caídos, yacen *in situ*, y su extraordinaria preservación se debe a que fueron sepultados por cenizas volcánicas (que formaron tobas y tufitas) generadas por el intenso magmatismo de la provincia Chon-Aike (ver § 8.14). La mayoría de los troncos son de araucarias y han sido referidos al morfogénero *Araucarioxylon*. En estos bosques se han preservado magníficamente las piñas silicificadas de *Araucarites mirabilis* (Fig. 8.14). Aparte de los leños, se han encontrado hojas de gimnospermas pertenecientes a los dos grupos dominantes en el Mesozoico, las bennettitales y las cycadales, además de frondes de helechos con semilla o pteridospermas (Quattrocchio et al., 2007). Las primeras incluyen a *Otozamites*, un género muy característico del Jurásico y Cretácico Inferior.

En la Patagonia la vegetación alcanzó su mayor diversidad a mediados del Cretácico (Aptiano), como lo demuestra la espectacular taflorea preservada en sedimentos volcánicoclásticos depositados en ambiente lacustre de la Formación Baqueró. La apertura incipiente del Atlántico Sur permitió intrusiones marinas que contribuyeron a incrementar la humedad del área del macizo del Deseado. En esta flora hacen su aparición hojas y polen de **angiospermas** primitivas que habrían colonizado, junto a los helechos y briófitas, los ambientes húmedos marginales a los lagos (Fig. 8.15) (Del Fueyo et al., 2007). Otro grupo con representantes en el Mesozoico son las ginkgoales, de las cuales sólo sobrevive la especie *Ginkgo biloba*. Durante el Cretácico

Superior, el incremento gradual de la diversidad de las angiospermas está testimoniado por la mayor variedad de tipos foliares y el aumento en la proporción de sus granos de polen en las asociaciones palinológicas. Esto estuvo acompañado, además, por la mayor complejidad morfológica del polen. A fines del Cretácico e inicios del Cenozoico las angiospermas pasaron a dominar las comunidades vegetales, quedando las gimnospermas y los helechos relegados a un segundo plano (Prámparo et al., 2007).

Los primeros huesos y dientes identificados como pertenecientes a 'saurios gigantes' fueron exhumados en 1822 en rocas del Cretácico de Inglaterra y publicados como *Megalosaurus* por William Buckland. Luego, en 1842, el paleontólogo británico Richard Owen acuñó el término 'dinosaurios' para incluir a éstos y otros restos encontrados en diversas localidades de Europa. Estos hallazgos europeos impulsaron las exploraciones en todo el mundo. En América del Norte, los principales yacimientos se localizaron a lo largo de las Montañas Rocallosas, la mayoría en la conocida Formación Morrison, de edad Jurásica. Los trabajos de exploración y recolección de dinosaurios se vieron beneficiados por el tendido del ferrocarril entre el este y el 'lejano oeste', terminado en 1869. En Gondwana, los primeros hallazgos datan de fines de 1800 y principios de 1900. Las primeras menciones de dinosaurios en Argentina se deben a Florentino Ameghino (1883). En los últimos 40 años se sucedieron los descubrimientos de dinosaurios (y otros reptiles) en todos los continentes que formaron



Figura 8.15. Reconstrucción de un paisaje del Cretácico Tardío (Aptiano) de la Patagonia. En primer plano, helechos y angiospermas primitivas; al fondo, un estrato arbóreo de araucarias y otras coníferas; nótese el sotobosque formado por cycadales (dibujo original de R. Romero en Llorens, 2005, reproducido en Del Fueyo et al., 2007).



Figura 8.16. *Archaeopteryx lithographica*, calizas litográficas del Jurásico Superior, Solenhofen, región de Baviera, Alemania.

parte de Gondwana, como Australia, India, Madagascar, África, Nueva Zelanda y Antártida.

La Patagonia argentina se reveló como uno de los reservorios más extraordinarios de **dinosaurios** gondwánicos, tema sobre el que volveremos en el punto § 8.19. Por sus rasgos anatómicos, especialmente de los huesos de la pelvis, se distinguen dos grandes grupos de dinosaurios, los ornitiscuios y los saurisquios. Los primeros se originaron en el Triásico y experimentaron una gran radiación durante el Jurásico y Cretácico, con formas como los iguanodóntidos, los hadrosáuridos o dinosaurios ‘pico de pato’ (en razón de sus mandíbulas aplanadas), los paquicefalosáuridos (los huesos frontales estaban engrosados en forma de bóveda), los ceratopsia (cuadrúpedos con cuernos cefálicos y el cuello protegido por una lámina ósea), los estegosaurios (con placas óseas en el dorso) y los anquilosaurios (con placas espinosas cubriendo el lomo y cola terminada en una maza como en ciertos gliptodontes). Los **saurisquios** comprenden los sauropodomorfos, que fueron cuadrúpedos herbívoros de largo cuello y cabeza pequeña, y los terópodos, que fueron los grandes predadores bípedos

y carnívoros, aunque además incluyen formas gráciles y veloces. Un grupo de terópodos, los maniraptores, está estrechamente emparentado con las aves, con las que forman el grupo de las Paraves. En ellos, la presencia de plumas fue bastante corriente, como lo muestran los espectaculares hallazgos realizados en el Jurásico y Cretácico Inferior de China (Xu et al., 2003; Gao, 2008; Zhang, 2008), por lo que el límite entre aves y reptiles es cada vez más difuso. El ave (clado Aviale) más antigua es *Archaeopteryx*, encontrada en las calizas del Jurásico Superior de Solenhofen, Alemania. Los ejemplares son notables por la preservación de las plumas de la cola y las alas (Fig. 8.16). A pesar de su aspecto aviano, *Archaeopteryx* todavía poseía mandíbulas con dientes, una larga cola y dedos bien desarrollados en el miembro anterior, que ya estaba transformado en ala. La compleja transición entre dinosaurios y aves fue analizada en forma detallada por Agnolin y Novas (2013) y Agnolin et al. (2019).

La invasión del espacio aéreo no fue patrimonio exclusivo de las aves. Otros reptiles notables por su adaptación al vuelo fueron los **pterosaurios**, aunque su plan morfológico fue muy distinto al de las aves. Por ejemplo, el ala estaba formada por una amplia membrana sostenida por el cuarto dedo, que era mucho más largo que los restantes. Los más primitivos tenían el tamaño de una paloma, pero durante el Cretácico evolucionaron hacia formas de gran talla como *Pteranodon*, encontrado en la Caliza Niobrara de Kansas (ver más adelante) y el gigantesco *Quetzalcoatlus*, del Cretácico Superior de Texas, con una envergadura cercana a los 12 m con las alas extendidas y un peso que no superaba los 100 kg gracias a sus huesos neumáticos. Otros pterosaurios con curiosas adaptaciones fueron encontrados en el Cretácico de Brasil y Argentina (ver § 8.13 y § 8.15).

Finalmente, durante el Jurásico y Cretácico se produjo una notable diversificación de los **mamíferos** a partir de sus antecesores triásicos, aunque numerosos linajes se extinguieron antes de que termine el Cretácico (pantoterios, simetrodontos, triconodontos). Los multituberculados, en cambio, sobrevivieron hasta mediados del Cenozoico. Los mamíferos ‘modernos’, es decir los marsupiales y los placentarios, comenzaron a ser abundantes recién en el Cretácico Tardío. Las faunas de mamíferos de la Patagonia argentina incluyen numerosos géneros, aunque ninguno asignable con certeza a los marsupiales o placentarios; entre ellos sobresale el grupo de los Gondwanatheria, un linaje emparentado con los multituberculados. Al igual que en éstos, los dientes molares eran altos y tenían numerosas cúspides, los incisivos eran grandes y los caninos estaban ausentes, lo que hace suponer que eran roedores. En cambio, la mayor parte de los mamíferos cretácicos eran insectívo-

ros u omnívoros, de pequeña talla y posiblemente de hábitos nocturnos (Rougier, 1996). Un buen ejemplo es el pantoterio *Vincelestes*, encontrado en el Cretácico Inferior de Neuquén.

8.5 PROVINCIALISMO FAUNÍSTICO

A partir de la distribución de los amonites, belemnites y otros organismos pelágicos se reconocieron en el Jurásico-Cretácico de Europa dos entidades biogeográficas principales, una situada al norte, el Dominio **Boreal** y otra en latitudes más bajas, el Dominio **Tetiano** (Fig.

8.17). El límite entre ambos dominios experimentó amplias fluctuaciones a través del tiempo por la influencia combinada de factores climáticos, eustáticos y geodinámicos, dando lugar a un complejo patrón faunístico (Westermann, 2000; Cecca, 2002). La influencia climática es más evidente en los organismos sedentarios, como los corales. Los arrecifes coralinos de la región tetiana decrecieron abruptamente a fines del Caloviano y principios del Oxfordiano conjuntamente con una interrupción de la sedimentación carbonática. Se ha sugerido que la crisis de los corales, y en parte de los amonites, fue producto de un enfriamiento global, tal

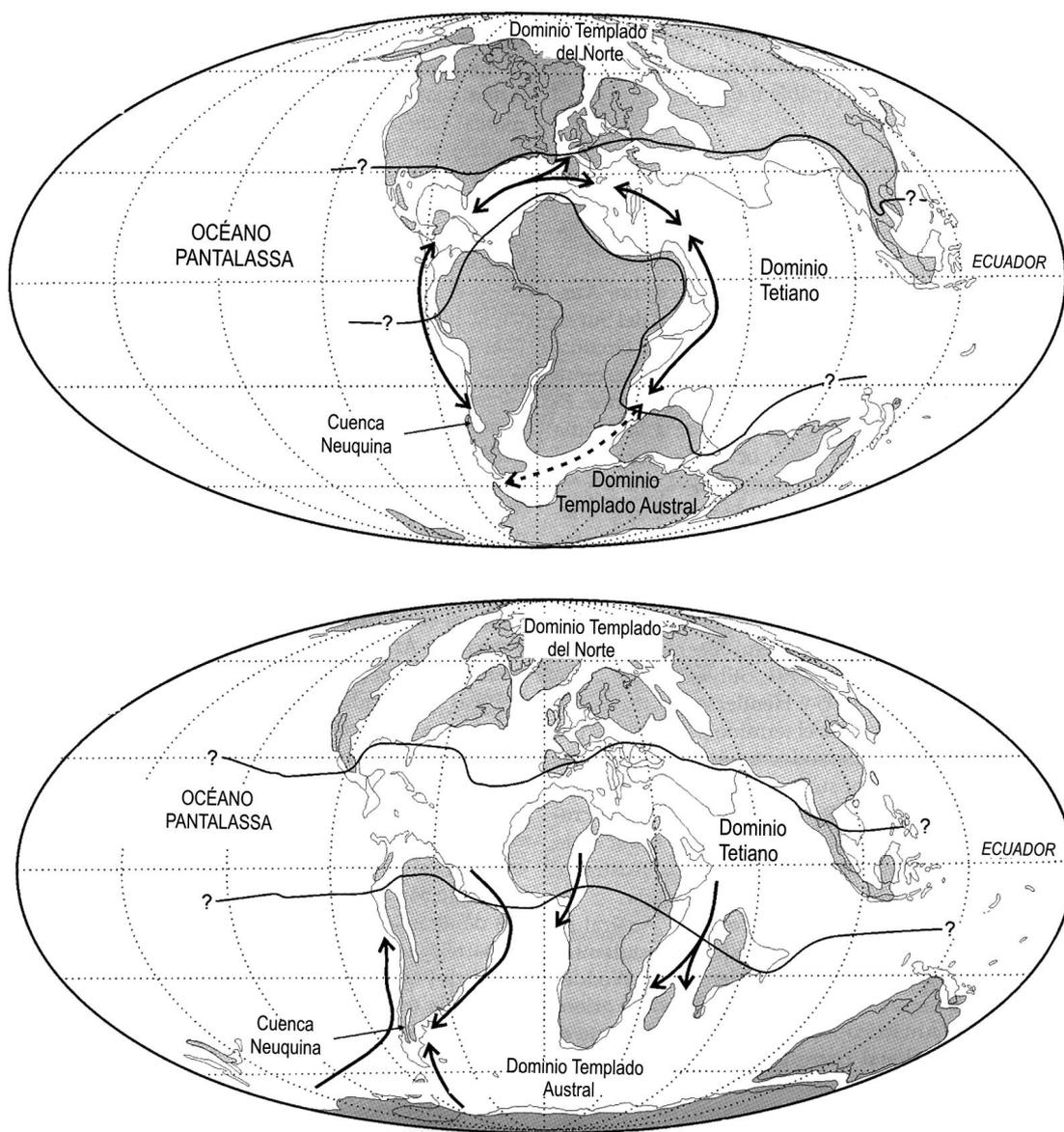


Figura 8.17. Reconstrucciones paleogeográficas, dominios paleobiogeográficos y rutas de dispersión faunística en el Cretácico Temprano (arriba) y Cretácico Tardío (abajo) (modificado de Aguirre Urreta et al., 2008).

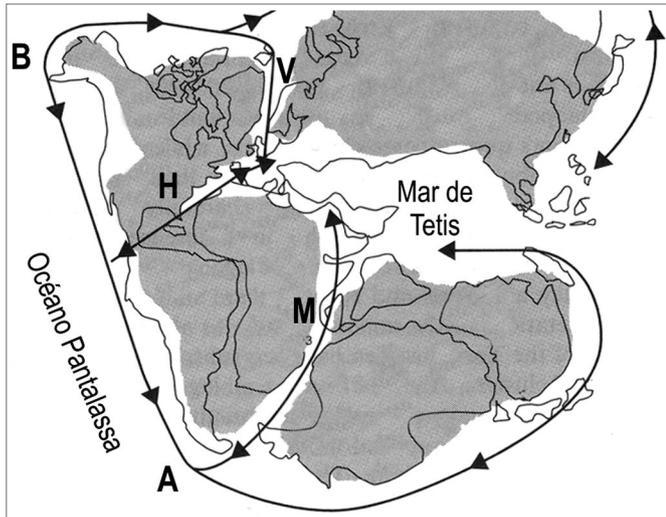


Figura 8.18 Rutas marinas de dispersión faunística durante el Jurásico Temprano. A: corredor Austral; B: corredor Boreal (trans-Pangea); H: corredor Hispánico; M: corredor proto-Mozambique (o de Weddell); V: corredor Vikingo (modificado de Cecca, 2002).

como lo indica la relación δO^{18} (Cecca et al., 2005). Su recomposición en el Oxfordiano superior se produjo durante el siguiente máximo climático.

La doble división Boreal-Tetiana arriba mencionada no da cuenta del patrón más complejo mostrado por los bivalvos Jurásicos a escala global. En este grupo se ha reconocido una tercera región biogeográfica, el **Dominio Sud Pacífico**, caracterizado por un considerable endemismo, especialmente en Nueva Zelanda-Nueva Caledonia (Provincia Maorí) y en Madagascar, Mozambique y parte de India (Provincia Este-Africana). La región andina austral – que abarca las cuencas marinas de Chile y oeste de Argentina – está caracterizada por un endemismo relativamente bajo y un porcentaje importante de taxones de distribución Pacífica, es decir, que se encuentran a lo largo de todo el margen Pacífico del Océano Panthalassa, desde el Ártico hasta la región patagónica (Damborenea, 2002). Al igual que en los dominios Boreal/Tetiano, el límite entre los dominios Tetiano/Sud-Pacífico es una zona de mezcla que puede fluctuar considerablemente en sentido latitudinal. Para el caso, en el Jurásico Temprano este límite se desplazó cerca de 700 km al sur. Si bien esto puede ser el resultado del movimiento de deriva de Pangea hacia el norte, el hecho de que en el Hemisferio Norte las faunas cálidas tetianas también se hayan corrido a latitudes más altas sugiere que puede responder a un cambio climático (calentamiento) de carácter global (Damborenea, 1996).

El hallazgo de bivalvos, gastrópodos y amonites tetianos en forma simultánea en la región Andina austral y la región Cordillerana de Norteamérica plantea la

existencia de algún tipo de conexión entre el Tetis occidental y la región pacífica. Esta ruta, conocida como el **corredor Hispánico** o corredor Caribe (Fig. 8.18), debió establecerse, al menos en forma intermitente, desde el Sinemuriano/Hettangiano (Jurásico Temprano). En ese tiempo habría operado como una ruta-filtro, es decir, una semibarrera que sólo podían transponer algunas especies, por ejemplo los bivalvos bentónicos litorales en detrimento de las especies neríticas (Damborenea y Manceñido, 1979; Damborenea, 2000; Ferrari, 2011; Damborenea et al., 2013). El momento en que se estableció, e incluso su real existencia, han sido objeto de opiniones encontradas. Las faunas de reptiles marinos, sin embargo, demuestran que el corredor Caribe fue una vía de paso importante desde el Tetis occidental a la región Pacífica a partir del Jurásico Medio. Una prueba de su existencia fue el hallazgo en rocas del Oxfordiano de Cuba de ictiosaurios oftalmosáuridos y cocodrilos marinos (*Geosaurus*) documentados tanto en Europa como en México y Argentina. En el Jurásico de Chile y de la cuenca Neuquina, por otra parte, hay cocodrilos marinos, plesiosaurios e ictiosaurios comunes con los de la región Tetiana de Europa (Gasparini y Fernández, 2005; Gasparini et al., 2006, 2007). Otras rutas transpangeicas del Jurásico fueron la Vikinga (a través de la futura zona de expansión del Atlántico Norte) y el corredor de Mozambique, que conectaba el NE de África con Antártida y Sudamérica. Desde el Jurásico Tardío, y sobre todo durante el Cretácico Temprano, esta comunicación se hizo permanente, como lo demuestra la inmigración generalizada en la cuenca Neuquina de bivalvos, amonites y equinodermos de afinidades claramente tetianas. Sin embargo, no todas las faunas habrían llegado a América del Sur por la misma vía. Los equinodermos del Cretácico Inferior de Neuquén, por ejemplo, tienen registros en Australia, lo que sugiere una ruta migratoria desde el Tetis a través de Gondwana oriental (Aguirre-Urreta et al., 2008) (Fig. 8.17). Finalmente, el incipiente desmembramiento de Gondwana en el Cretácico Tardío y la inundación de las zonas de ruptura por mares someros favoreció el intercambio faunístico entre Patagonia, India, Australia, Nueva Caledonia, Nueva Zelanda y Antártida, definiéndose un *Dominio Templado Austral*. En los últimos años, diversos hallazgos de plesiosaurios y mosasaurios en el Campaniano/Maastrichtiano de Antártida, Nueva Zelanda y Patagonia también indican la existencia de reptiles pelágicos con distribución gondwánica austral (Gasparini et al., 2007). A fines del Cretácico y comienzos del Paleógeno (Daniano) ingresaron nuevamente en la Patagonia faunas de aguas cálidas de afinidades africanas, brasileñas y caribeñas desde el incipiente Océano Atlántico (Fig. 8.17).

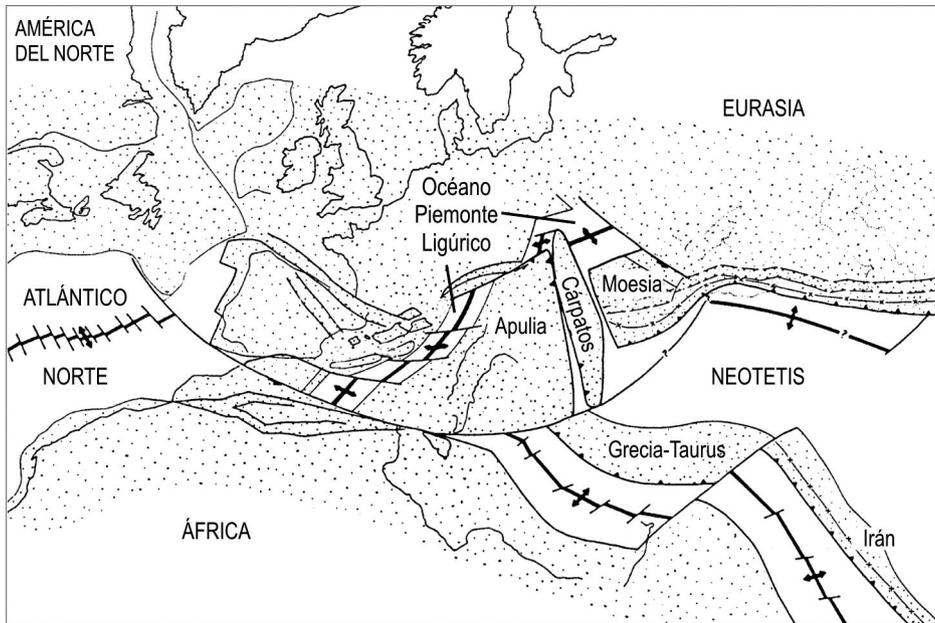


Figura 8.19. Paleogeografía de la región tetiana durante el Cretácico Temprano (modificado y simplificado de Gealey, 1998).

distinta naturaleza y extensión (Stampfli et al., 2002; Golonka, 2007; Schettino y Turco, 2011). Una de las principales microplacas fue la de **Apulia**, un bloque desprendido del norte de África durante la apertura del Neotetis (Fig. 8.19). Otro terreno involucrado en la colisión fue el de **Adria**, situado al norte de Apulia. Sobre estos terrenos se desarrollaron plataformas carbonáticas y evaporíticas. En las fosas o grábenes adyacentes se acumularon pelitas negras, margas, calizas pelágicas y radiolaritas. Una de las facies más características de los Alpes, Apeninos y Cárpatos son las turbiditas calcáreas provenientes de la erosión de Apulia durante el inicio de la orogenia Alpina (fase Eoalpina). Los topes de las turbiditas calcáreas fueron coloniza-

8.6 LA APERTURA DEL TETIS ALPINO

En la región tetiana tuvieron lugar cambios paleogeográficos notables. El mar Paleotetis terminó de cerrarse a comienzos del Jurásico con la colisión del continente Cimérico y otras placas menores contra el margen euroasiático. También los bloques de China del Sur y del Norte colisionaron entre sí, con lo que se completó el ensamble de la región asiática de la Pangea. A lo largo de este extenso margen se instaló una zona de subducción inclinada debajo de Eurasia, por detrás de la cual se formaron cuencas de trasarco en las que se acumularon rocas volcánicas de tipo arco de islas, carbonatos y turbiditas (*flysch*). En el oeste europeo, la expansión del fondo oceánico culminó en la apertura del Tetis Alpino, también denominado Océano Piemonte-Ligúrico (o Mesogea, aunque este nombre ha caído en desuso). Este océano comenzó a abrirse en el Jurásico Inferior por un sistema de rifting instalado dentro de la placa Europea, el que luego se conectó con el rift del Atlántico Norte. Un brazo de este último unió el proto-Golfo de México y el proto-Caribe (el 'Tetis Caribe') con el Tetis Alpino estableciéndose por primera vez una conexión marina entre el naciente Océano Atlántico y la región 'pacífica' del Océano Pantalassa (Fig. 8.19).

La paleogeografía de la región oeste del Neotetis fue compleja pues involucró más de una decena de microplacas entre las cuales se formaron cuencas de

dos por gran número de trazas complejas, de allí su denominación de 'flysch con *Helminthoides*' (Fig. 8.20). Sobre los altos topográficos (*horst*), en cambio, se depositaron series condensadas de calizas nodulares rojizas ricas en amonites. Esta facies, conocida como



Figura 8.20. La icnoespecie de aguas profundas *Nereites irregularis* (anteriormente referida al género *Helminthoides*), Maastrichtiano de los Apeninos. La figura tiene alrededor de 10 cm de anchura (modificado de Uchman, 2007).

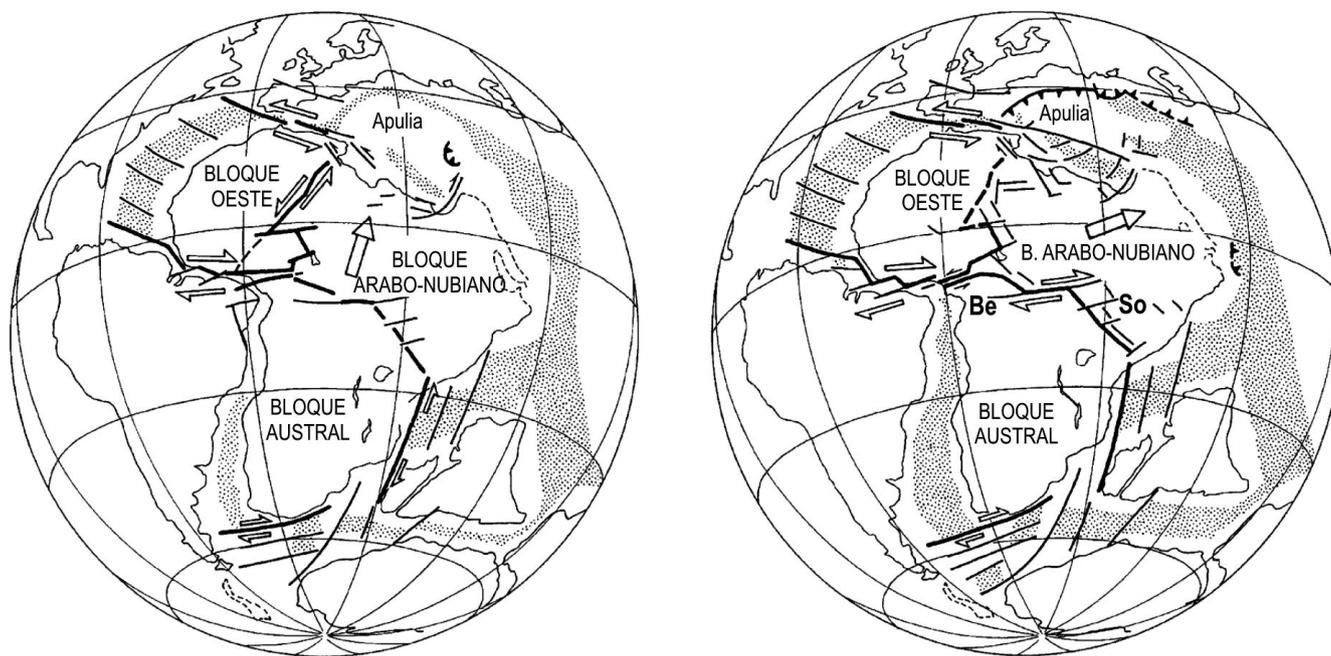


Figura 8.21 Apertura del Atlántico y ruptura de la placa africana. La flecha grande indica el movimiento relativo del bloque Arabo-Nubiano. Nótese el cierre gradual del Tetis. Izquierda, Barremiano (~122 Ma), derecha, Albiano (~110 Ma). Be: Cuenca de Beneue; So: Cuenca de Somalia (modificado de Guiraud et al., 2005).

Ammonitico Rosso, es típica del Jurásico Inferior (Toarciense) de la región Apenínica, aunque ha sido reconocida en todo el ámbito del Tetis occidental. En este tipo de facies son frecuentes las evidencias de fondos endurecidos (*hardgrounds*) cubiertos de perforaciones de *Trypanites*, y también hay superficies de no-sedimentación y/o de erosión, dependiendo de las oscilaciones del nivel del mar (Monaco, 1995; Caracuel et al., 2000). Durante el Cretácico Inferior (entre 120-100 Ma), la corteza oceánica del Tetis Alpino comenzó a consumirse debajo de la microplaca Austroalpina. Su cierre culminó con una fase compresiva en los Alpes y en los Cárpatos, donde se han preservado remanentes de complejos de subducción y ofiolitas con metamorfismo de alta presión y acumulación de rocas clásticas sinorogénicas (*flysch*), marcando el inicio de la orogenia Alpina. En el sector este del Neotetis, la consumición de la litósfera oceánica debajo del margen euroasiático produjo la obducción de complejos ofiolíticos en la Isla de Chipre. Sus ricas mineralizaciones de cobre se conocen desde el tiempo de los fenicios y luego fueron explotadas por los romanos. Los sulfuros metálicos están expuestos en el Macizo de Troodos y están contenidos en las rocas basálticas extrusivas asociadas a lavas en almohadilla emplazadas durante el Cretácico Superior. Actualmente, la zona de subducción activa se ha reubicado al sur de Chipre.

La península Ibérica, a su vez, comenzó a separarse del bloque euroasiático a partir del Jurásico Tardío, en forma simultánea con la progresiva apertura del Atlántico Norte. Durante el Cretácico, Iberia rotó en sentido antihorario cerca de 35°, abriéndose el sistema de rift del Golfo de Viscaya (Fig. 8.22). En este ambiente extensional o transtensional se emplazaron basaltos alcalinos y se acumularon sedimentos marinos. Tanto el relleno Meso-Cenozoico como el basamento Paleozoico fueron intensamente deformados, fallados y metamorfizados durante el cierre del rift a partir de fines del Cretácico y la posterior colisión de Iberia con Europa durante el Cenozoico, formándose la cadena de los Pirineos (Vergés y García-Senz, 2001; Vissers y Meijer, 2012).

Desde el punto de vista de la cinemática global de las placas esta compresión se relaciona con la apertura del Atlántico Sur en el Cretácico, lo que produjo la rotación en sentido antihorario de la placa Africana-Arábica (Fig. 8.21). A medida que ésta se movía hacia el noreste, el Tetis Alpino se iba reduciendo por el acercamiento de la microplaca Apulia. Hacia los 47 Ma, ya en el Cenozoico, la orogenia Alpina alcanzó su clímax al colisionar esta microplaca contra el margen sur de Europa (ver § 9.4). En la región oriental del Neotetis, en cambio, la subducción continuó hasta fines del Cretácico cuando se abrieron las vastas cuencas del proto-Mar Caspio y Mar Negro (Golonka, 2004; 2007).

8.7 LAS TRANSGRESIONES SOBRE EL NORTE DE ÁFRICA Y EUROPA OCCIDENTAL

Con la apertura del Tetis y del Atlántico Norte, y más tardíamente del Atlántico Sur, el continente africano quedó bordeado por márgenes pasivos. En el norte de **África**, los sistemas de rift intracontinentales que habían comenzado a definirse en el Triásico fueron invadidos episódicamente por el mar durante el Jurásico. Hacia el noroeste, un mar epicontinental penetró en la plataforma Sahariana-Tunecina-Argelina, en la que se depositaron potentes sucesiones de evaporitas y carbonatos. La región de los Altos Atlas permaneció emergida, pero en el Jurásico Inferior y Medio se transformó en una cuenca marina en cuyas plataformas calcáreas se desarrollaron al menos tres espectaculares complejos arrecifales (Addi, 2006). Los biohermos están formados por corales no ramosos, esponjas y algas, a los que se asocian bivalvos, braquiópodos, briozoos y ostrácodos. Hacia el oeste, desde Libia hasta Marruecos, los esfuerzos transtensionales derivados de la rápida apertura del Atlántico en la región Caribe produjeron cuencas altamente subsidentes de rumbo aproximado E-O. En ellas se depositaron sedimentos marinos de aguas profundas y en sus bordes se formaron angostas plataformas carbonáticas. La península Arábiga fue cubierta por transgresiones someras durante el Jurásico Inferior-Medio, pero a fines de este período se formaron cuencas de rift (Egipto, Yemen) depositándose calizas, dolomías y anhidrita.

El Cretácico Temprano fue un momento crucial en la evolución sedimentaria de África, pues entre el Barremiano y el Aptiano se inició la apertura del Atlántico Sur y la placa africana quedó subdividida en tres bloques: el bloque Oeste, el bloque Árabo-Nubiano y el bloque Austral (Fig. 8.21). El bloque Árabo-Nubiano se movió hacia el norte y, en respuesta, se abrió la cuenca de Somalia. Estos sistemas de rift fueron rellenados por potentes sucesiones fluviolacustres y deltaicas. En el Cretácico Tardío hubo al menos tres transgresiones marinas importantes que generaron plataformas carbonáticas a lo largo del margen africano-arábiga del Tetis. La más extensa ocurrió durante el Cenomaniano, cuando el mar ascendió y penetró no solamente desde el Neotetis sino desde el Atlántico Sur a través de la cuenca de Chad-Beneue, en África ecuatorial, en lo que se conoce como el Sistema de Rift de África Central. Pero hacia fines del Cretácico tuvo lugar un episodio compresivo mayor que incluyó corrimientos y plegamiento intenso en los Altos Atlas y en la región de la Meseta del norte de África e inversión tectónica de los grandes rifts intracontinentales por efecto de esfuerzos transpresivos. Este episodio, ocurrido a los ~84 Ma, se debió a un cambio en el movimiento de la placa Africano-Arábica, la que rotó en sen-

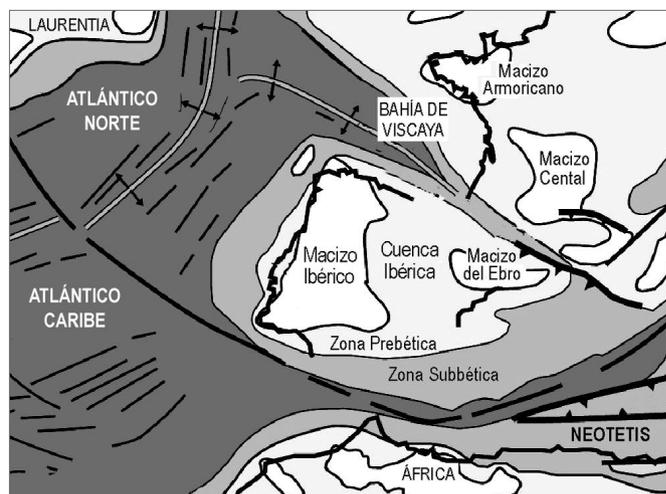


Figura 8.22. Paleogeografía de Europa occidental y norte de África en el Cretácico Tardío. Blanco: áreas emergidas; gris claro: plataformas carbonáticas; gris intermedio: carbonatos de aguas profundas; gris oscuro: cuencas marinas con fondo de corteza oceánica (modificado de Ziegler, 1988 y Martín Chilavert, 2003).

tido antihorario y colisionó de lleno con la placa Euroasiática (Guiraud et al., 2005).

A medida que la cuenca oceánica del Tetis Alpino se iba abriendo, el sur y el centro de **Europa** fueron cubiertos por mares epicontinentales, quedando emergidos solamente los macizos hercínicos tales como el Macizo Central, Armoricano, Bohémico e Ibérico, por nombrar sólo los principales. Como vimos previamente, Iberia fue parte de esta zona de interferencia entre los sistemas de rift del Ártico-Noratlántico y del Tetis occidental (Fig. 8.22). En la región sur y este de España se formaron cuencas extensionales que durante fines del Triásico y Jurásico Temprano dieron origen a plataformas marinas en las que se depositaron calizas, margas y evaporitas. A fines del Jurásico se desarrolló un complejo sistema de plataformas carbonáticas sobre una paleotopografía de horsts y grábenes. En las plataformas someras predominó la sedimentación carbonática cuya distribución de facies fue gobernada por ciclos transgresivos/regresivos de origen eustático (Gómez y Goy, 2005; Gómez y Fernández-López, 2006; Ramajo y Aurell, 2008). Actualmente, relictos de estas extensas plataformas calcáreas están preservadas en la Cordillera Bética y en las Cordilleras Ibérica y Costera Catalana, en el S y SE de España, respectivamente.

En las partes más distales del margen continental tetiano, como por ejemplo en la Zona Sub-Bética, se depositaron rocas pelágicas y hemipelágicas representadas por una alternancia de margas y calizas, margas silíceas y radiolaritas (por ej., la Radiolarita Jarropa). Rocas de este tipo se encuentran no sólo en la Cordillera Bética

sino también en otras cadenas alpinas como los Apeninos, Cárpatos, Alpes, Montes Helénicos, Dináridos y Rif del norte de África. Si bien estas rocas fueron consideradas de aguas profundas – acumuladas por debajo de nivel de compensación de carbonatos (CCD), a más de 1000 m de profundidad – su intercalación con capas de tormenta y ondulitas simétricas y la presencia esporádica de corales indican profundidades más moderadas, posiblemente no mayores de 250 m. En tal caso, el carácter pelágico/hemipelágico de la sucesión obedecería más bien a su gran lejanía de la fuente de sedimentos debido a la amplitud de las plataformas (Molina et al., 1999).

A principios del Cretácico, la mayor parte de Europa experimentó una regresión marina generalizada. En la región central de la Cordillera Ibérica, por ejemplo, las calizas Titonianas corresponden a facies regresivas de albuferas seguidas de areniscas y pelitas varicolores de ambiente fluvio-deltaico. En el Jurásico Superior y Cretácico Inferior de la región de Galve (NE de España) se han registrado más de 50 taxones de peces, cocodrilos, pterosaurios, dinosaurios y mamíferos, comparables a los de igual edad y facies de Inglaterra (Sánchez-Hernández et al., 2007). Luego se reinició la sedimentación marina en toda la región Bética y en la cuenca Ibérica (Fig. 8.20) formándose plataformas carbonáticas de cientos de kilómetros de anchura, en consonancia con el alto nivel del mar y el clima de invernadero cálido (Martín-Chivelet, 2003). Recién en el Maastrichtiano, la persistente actividad tectónica produjo una nueva regresión general acompañada por un cambio a facies más terrígenas de albuferas y llanuras de marea. En las zonas en colisión, las cuencas recibieron más de 10 km de sedimentos turbidíticos que conforman el ‘flysch Apenínico’ de la literatura geológica europea, cuya edad se extiende desde fines del Cretácico hasta el Eoceno (Fig. 8.20).

8.8 INDIA, AUSTRALIA Y ANTÁRTIDA

Como vimos en el apartado § 7.6, en el norte de la India están las evidencias magmáticas y estratigráficas de la apertura del Neotetis durante el Paleozoico tardío y Triásico. A fines del Triásico y durante el Jurásico se produjo el desprendimiento de los microcontinentes Lhasa y Burma, los que derivaron hacia el norte y colisionaron con el sur de Asia. Por detrás de estos blo-

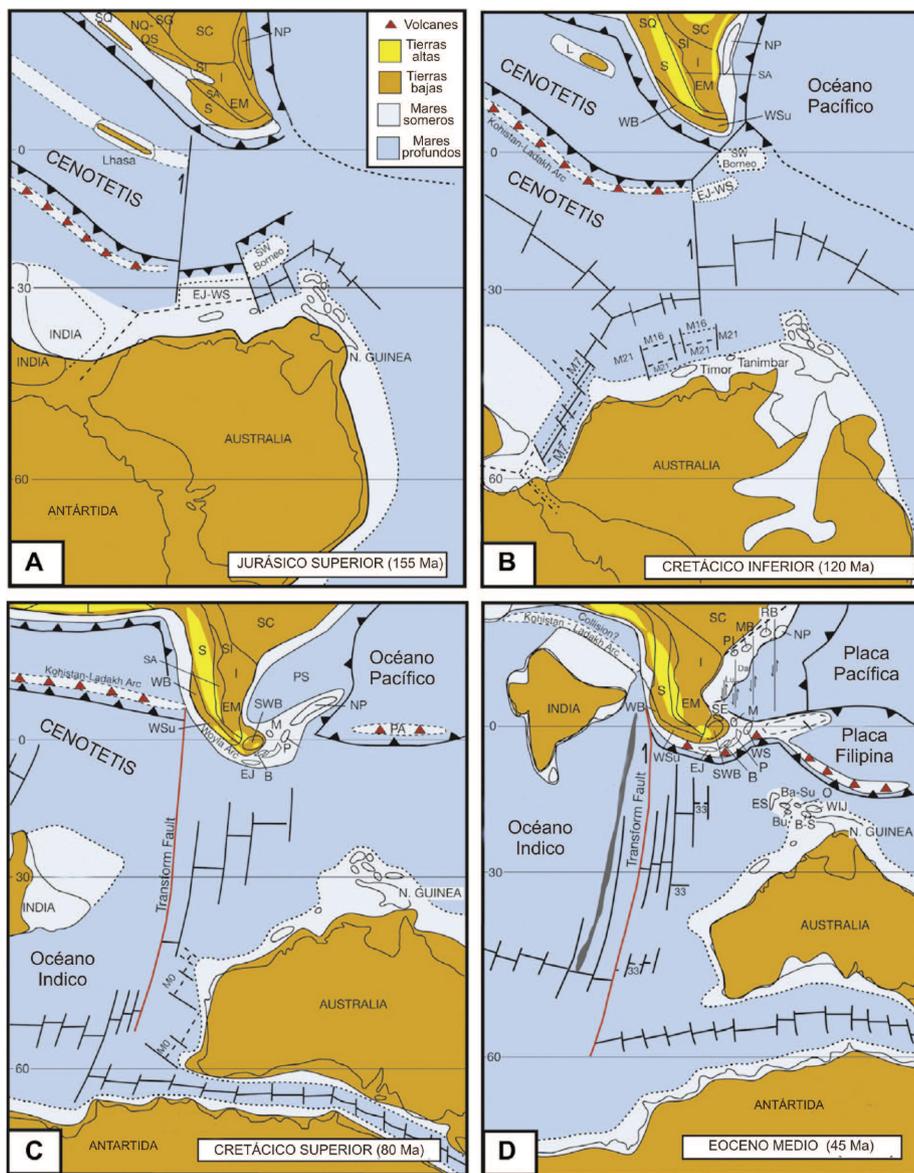


Figura 8.23. Evolución paleogeográfica de la región tetiana oriental entre el Jurásico y el Eoceno (modificado de Metcalfe, 2006 y 2013) mostrando la distribución de los bloques y terrenos continentales del Sudeste de Asia y Australasia. EM= Este de Malasia; I= Indochina; L= Lhasa; NC= Norte de China; NQ-QS= Norte de Qiangtang; S= Sibumasu; SC= Sur de China; SI= Simao; SQ= Sur de Qiangtang; SWB= Sudoeste de Borneo; WB= Oeste Burma; WC= Continente Cimérico Oeste; WSu= Oeste de Sumatra. Los números M corresponden a anomalías magnéticas del Océano Índico.

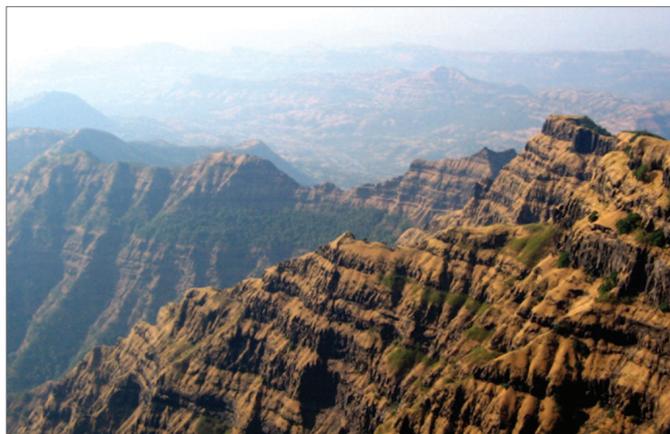


Figura 8.24. Vista panorámica de las coladas basálticas cretácicas de Deccan (los *Deccan Traps*) en la India.

ques se abrió un nuevo mar que fue denominado **Cenotetis** (Metcalf (2006; 2013) (Fig. 8.23). En el norte de la India peninsular se desarrolló un margen pasivo poco subsidente. Recién a mediados del Jurásico sobrevino un evento de inundación mayor durante el cual se depositaron calizas margosas pelágicas y fangolitas negras ricas en amonites (Formación Spiti) (ver Fig. 7.14). Los marcados cambios laterales de facies y de espesor indican que hubo un evento extensional con fallamiento de bloques que estaría relacionado con la separación de la India y África, por el este, y de Australia, por el oeste. En el Cretácico Inferior, la sedimentación dominante fue detrítica y volcánoclastica. La efusión de basaltos alcalinos de intraplaca marca el inicio de la apertura del Océano Índico y la ruptura final de Gondwana (Jadoul et al., 1998; Garzanti, 1999). Por un lado, la India se separó de Madagascar, formándose a los ~88 Ma la provincia magmática Indo-Malgache, representada principalmente por diques. Los flujos basálticos más extensos son los que conforman la *Provincia Deccan*, datada en ~65 Ma (Cretácico terminal). Estos basaltos son casi exclusivamente toleíticos y alcanzan 3000 m de espesor (Fig. 8.24). Se habrían generado al migrar la India sobre un punto caliente, que actualmente coincide con la posición de la isla volcánica Reunión, en el Océano Indico. Otro modelo, basado en datos geoquímicos, establece que estos basaltos tienen un origen mucho más superficial, a partir de la fusión de fragmentos de corteza oceánica antigua entrampados en una sutura Proterozoica (Sheth, 2005). Al migrar la placa India en dirección del margen Euroasiático, el Cenotetis se cerró y se definió el Océano Índico. Estos aspectos, especialmente la colisión

de la India con Eurasia, serán analizados en el siguiente capítulo (§ 9.6).

Los sistemas de rift desarrollados a lo largo de los márgenes oeste y noroeste de **Australia** se originaron por los esfuerzos extensionales que precedieron la separación de la microplaca Burma y otros pequeños terrenos (Sulawesi, Mangkalihat), por detrás de los cuales se abrió el Mar Mesotetis a comienzos del Jurásico. La expansión prosiguió durante el Jurásico y Cretácico y estuvo asociada a flujos basálticos. Las cuencas más subsidentes fueron las de Bonaparte, Canning, Perth y Carnarvon, todas situadas a lo largo del margen oeste (Fig. 8.25). Casi la mitad de la región cratónica fue cubierta por transgresiones marinas de aguas someras, formándose las extensas cuencas de Carpentaria y Eromanga y un brazo de mar penetró profundamente dentro del continente a través de la cuenca Canning. En el margen sur de Australia, por otra parte, un sistema de rift comenzó a separar Australia de Antártida oriental a fines del Jurásico (~150 Ma). Este sistema correspondería a una de las tres ramas del punto triple que separó India, Antártida y Australia (Fig. 8.23). A fines del Cretácico comenzó a generarse corteza oceánica separando Australia de Antártida y continuó expandiéndose durante el Cenozoico. Sobre el margen continental se desarrollaron las cuencas Otway y Bight, las que a comienzos

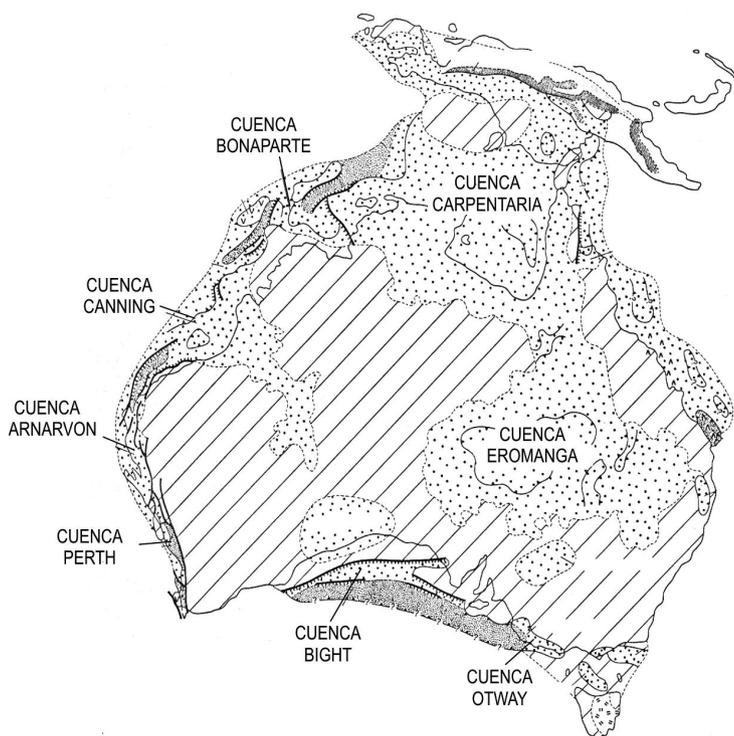


Figura 8.25. Principales cuencas sedimentarias del Jurásico-Cretácico de Australia. En punteado, sedimentos continentales; en gris, sedimentación marina (modificado de Plumb, 1979).

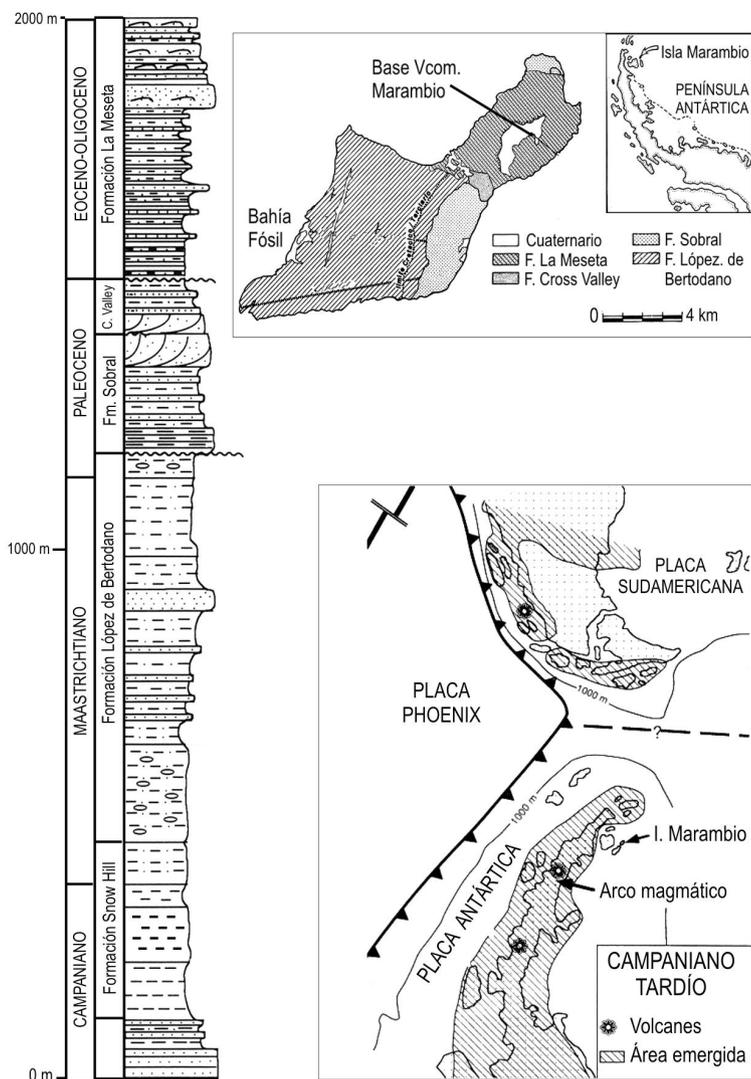


Figura 8.26. Columna estratigráfica del Cretácico Superior-Paleógeno de la Isla Marambio, distribución geográfica de las distintas formaciones (arriba a la derecha) y contexto geodinámico (simplificado y modificado de Macellari, 1992).

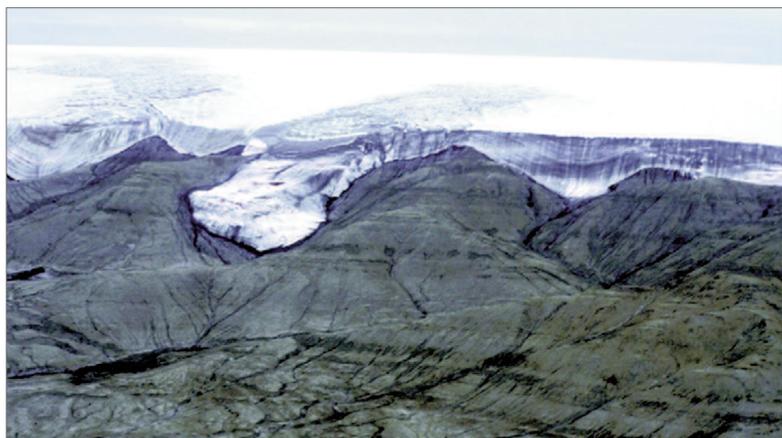


Figura 8.27. Vista panorámica de las fangolitas y areniscas de plataforma distal con intercalaciones de tempestitas de la Formación Snow Hill Island del Grupo Marambio. El espesor mostrado en la foto es de cerca de 200 m (de Olivero, 2012).

del Cretácico se rellenaron con depósitos fluviolacustres de sinrift y luego fueron invadidas por el mar en la fase de subsidencia térmica (Millar et al., 2002).

En el sector occidental de **Antártida** hay alrededor de una decena de bloques o terrenos ubicados en la entrante en forma de V delimitada por Antártida, África del Sur y América del Sur. Uno de los terrenos mayores de este *collage* surgondwánico es la **península Antártica**, con una longitud cercana a los 1500 km. Su basamento es de edad Paleozoica tardía a Triásica. Con posterioridad, en el Jurásico Tardío-Cretácico, se generó un extenso arco magmático calcoalcalino con abundante volcanismo silíceo, interpretado como la continuación al sur de la zona de subducción desarrollada a lo largo del sector austral de Sudamérica (Fig. 8.26). Adosadas a este arco magmático se formaron cuencas de antearco y de trasarco. Una de ellas es la cuenca Latady, en la que se ha preservado el registro de la etapa de rift y de la etapa de subducción. El Grupo Latady es una potente sucesión de sedimentos continentales seguidos de depósitos marinos litorales, pelitas marinas depositadas en una cuenca de circulación restringida y, finalmente, sedimentos clásticos muy fosilíferos de plataforma media y externa, de edad Jurásica (Willan y Hunter, 2005).

En el sector argentino de la península Antártica las rocas sedimentarias del Mesozoico conforman la cuenca James Ross, cuyos afloramientos están localizadas en las Islas Ross, Vega, Snow Hill y Marambio (o Seymour, en la literatura inglesa) (Feldmann y Woodburne, 1988). El Jurásico está representado por conglomerados, areniscas y pelitas con abundante flora depositadas en llanuras aluviales, y también por depósitos marinos litorales. A su vez, estas rocas son cubiertas por mantos de riolitas y dacitas del Jurásico Superior. La secuencia cretácica alcanza más de 5000 m de espesor y está formada por conglomerados correspondientes a *fandeltas* y depósitos de corrientes de turbidez gravosas y flujos de detritos no cohesivos referidos al Grupo Gustav (Buatois y López Angriman, 1991). La sucesión mesozoica culmina con el Grupo Marambio, del Cretácico Tardío (Santoniano-Maastrichtiano), unidad muy conocida por sus faunas de amonites, bivalvos, gastrópodos, cangrejos, equinodermos,

microfósiles, peces seláceos y reptiles marinos. Esta sucesión de plataforma estuvo sujeta a amplias fluctuaciones de la línea de costa (incluye tres secuencias deposicionales) generándose depósitos de albufera y llanura deltaica en las etapas regresivas. En la parte inferior dominan las turbiditas con detritos de origen volcánico (tufitas) provenientes del arco adyacente y areniscas depositadas bajo la acción de tormentas, seguidas de fangolitas de plataforma externa (Formación Snow Hill Island) (Figs. 8.26, 8.27). El Grupo Marambio culmina con la Formación López de Bertodano, de cerca de 1000 m de espesor. El claro contacto erosivo de su base corresponde a un límite de secuencia. Se compone de sedimentos mareales en su base que gradan a un ambiente estuarino y de plataforma somera (Olivero, 2012). El límite Cretácico/ Cenozoico se sitúa en la parte cuspidal de la Formación López de Bertodano, la más joven de las unidades del Grupo Marambio (Fig. 8.26) (Rinaldi et al., 1999; Crame et al., 2004, Olivero et al., 2006, 2007;). Como veremos al final del capítulo, la continuidad sedimentaria del Grupo Marambio a través del límite y su abundante contenido fosilífero brindan una inmejorable oportunidad para analizar el patrón de extinción global K/Pg en las aguas frías que bordeaban la Antártida.

Del punto de vista geodinámico, estos depósitos se acumularon al comienzo en una cuenca extensional relacionada con la apertura del mar de Weddel y, a partir del desarrollo del arco magmático de la Península Antártica, lo hicieron en una cuenca de trasarco (Hathway, 2000).

8.9 EL CENTRO-OESTE DE AMÉRICA DEL NORTE

Durante el Triásico, el oeste del cratón Lauréntico fue cubierto por llanuras aluviales y pantanos poblados por ricas faunas de anfibios y reptiles y una flora arbórea preservada como leños petrificados. Entre estos estratos rojos o multicolores hay delgadas intercalaciones de calizas marinas y evaporitas correspondientes a llanuras de marea y albuferas. A partir del **Jurásico**, hubo un cambio neto en el régimen sedimentario. En el suroeste de Estados Unidos, desde Nevada a Nuevo México, se desarrolló una extensa cuenca dominada por depósitos eólicos, la Arenisca Navajo (Fig. 8.28), unidad que cubre una superficie superior al medio millón de kilómetros cuadrados, conformando un paisaje similar al del desierto del Sahara. Este clima muy árido puede explicarse a partir de los modelos generales de circulación atmosférica, según los cuales en la región ecuatorial la relación entre evaporación y precipitación habría estado balanceada, mientras que en la franja comprendida entre 10° y 30° de latitud habría habido un déficit hídrico, originándose zonas desérticas (Shellwood y Valdes,

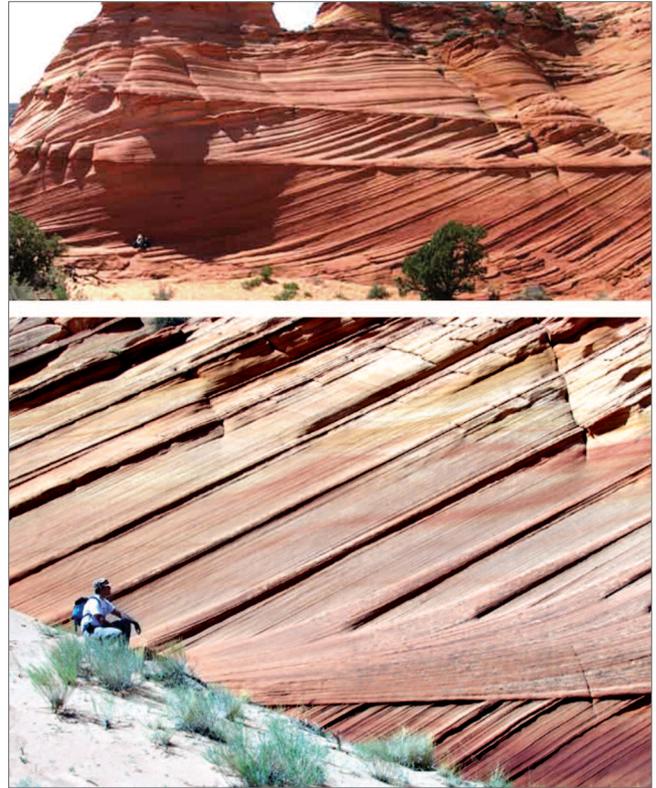


Figura 8.28. Sets entrecruzados a gran escala en las areniscas eólicas de la Formación Navajo, Parque Nacional Zion, Utah.

2006). Las arenas provenientes de la erosión del cratón fueron llevadas por los ríos a la costa desde donde los vientos marinos las barrieron tierra adentro formándose gigantescos campos de dunas.

En el Jurásico Medio/Tardío, el denominado *Mar de Sundance* ingresó desde el norte y transgredió sobre el cratón depositando areniscas, calizas delgadas y yeso (Formación Gypsum Spring), lo que corrobora la persistencia de un clima árido en la región. La unidad estratigráfica más emblemática del Jurásico norteamericano es la Formación Morrison, portadora de una diversa y espectacular fauna de tetrápodos que incluye cocodrilos, numerosos dinosaurios (entre ellos el carnívoro *Allosaurus* y el saurópodo gigante *Diplodocus*) y mamíferos primitivos, además de numerosas plantas. Lo que resulta paradójico es que este complejo ecosistema se desarrolló bajo un clima semiárido y fuertemente estacional, con sólo una breve época de lluvias. Es posible que la supervivencia de la fauna y la flora haya dependido de la existencia de zonas húmedas temporarias y algunas lagunas de carácter más permanente, como en la sabana africana actual (Engelman et al., 2004; Turner y Peterson, 2004). La Formación Morrison se compone de potentes depósitos aluviales y lacustres que rellenaron la cuenca de antepaís que bordeaba el orógeno situado al oeste.

Recordemos que el margen pacífico de la placa norteamericana fue activo al menos desde el Paleozoico medio, pero en el Jurásico la compresión y el magmatismo en la zona de subducción aumentaron sensiblemente, quizás debido a un aumento en la velocidad de convergencia de las placas relacionado con la apertura del Atlántico Norte. Se estima que esta cadena mesozoica debió ser similar a la Cordillera de los Andes actual, con un extenso arco magmático desarrollado sobre el margen continental y una gran cuenca de antepaís por detrás del mismo rellena de sedimentos aluviales. El magmatismo está evidenciado por diversos intrusivos graníticos que se suceden a lo largo de la región Cordillerana desde Canadá hasta México, como los grandes batolitos de la Costa y de la Sierra Nevada. En este contexto, la Formación Morrison representa la cuña clástica alimentada desde la región Cordillerana, desde donde también provinieron las cenizas volcánicas intercaladas en la sucesión. Esta fase de deformación de fines del Jurásico suele ser referida a la orogenia Nevádica.

En el Cretácico, en conjunción con un excepcional ascenso eustático (Haq et al., 1987) (Fig. 8.29), se produ-

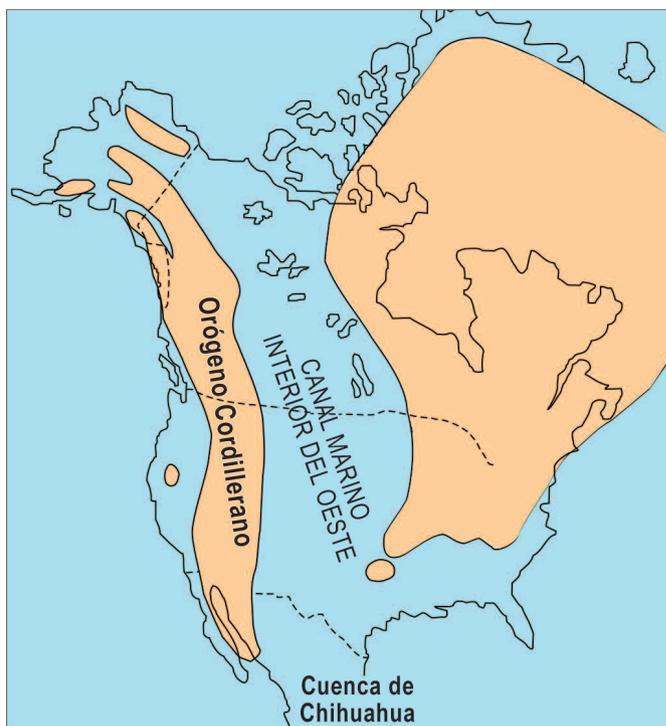


Figura 8.30. Esquema paleogeográfico de América del Norte durante el Cretácico.

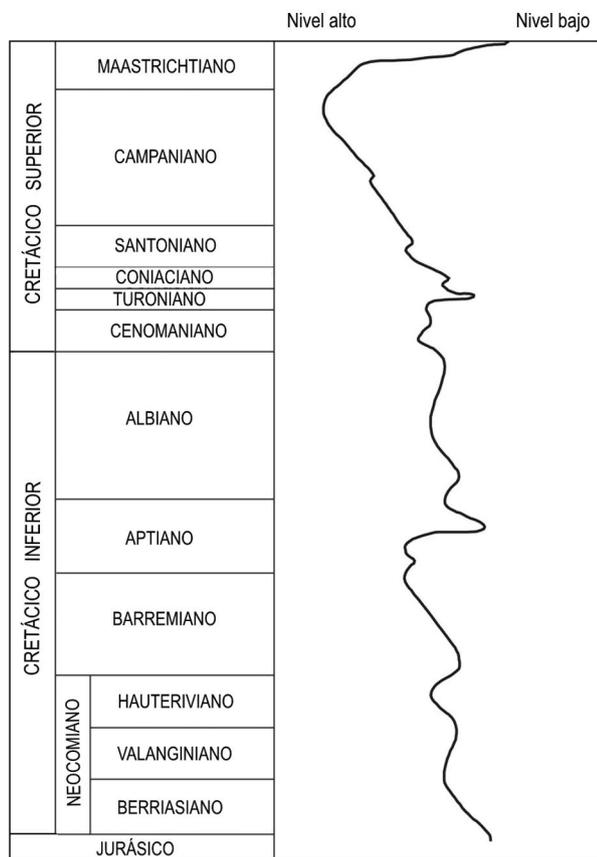


Figura 8.29. Curva de variaciones eustáticas durante el Cretácico (simplificada de Haq et al., 1987).

jo una nueva inundación de la región centro-oeste de América del Norte, sólo igualada en magnitud por la gran transgresión del Cámbrico Tardío. La distribución de las áreas emergidas, sin embargo, fue muy diferente de aquella. En el Cretácico se formó un vasto mar interior en forma de canal, con una anchura de 600 a 800 km, que conectaba el ártico con el golfo de México (Fig. 8.30), conocido en la literatura norteamericana como el *Western Interior Seaway* (Schröder-Adams et al., 2001). Hacia el cratón, las sucesiones son marino/deltaicas e incluyen niveles de carbón y algunos horizontes carbonáticos muy distintivos como el *Niobrara Chalk*, famoso por sus peces y el enorme pterosaurio *Pteranodon*. Hacia el oeste, la sucesión cretácica aumenta drásticamente en espesor y se torna casi enteramente continental, siendo notables las potentes cuñas de conglomerados acarreados desde el orógeno. Esta sucesión representa la continuación del relleno de la cuenca de antepaís jurásica, aunque en el Cretácico la tasa de sedimentación y la subsidencia aumentaron generando espesores del orden de 10.000 m. Esto se debió a que la región cordillerana fue afectada durante el Cretácico por dos intensas orogenias. La primera fue la **orogenia Sevier**, que produjo corrimientos que acortaron la cadena cerca de 100 km. La última fue la **orogenia Larámica**, que produjo plegamiento, fallamiento y formación de cuencas cuyo relleno continuó durante el Cenozoico. Las

orogénias Nevádica, Sevier y Larámica representan, en conjunto, una larga etapa de deformación del oeste de Norteamérica conocida como **orogénia Cordillerana**.

Hacia el sur, la plataforma carbonática Texana se prolongaba en México en la cuenca de Chihuahua y en las plataformas Coahuila y de Valles-San Luis Potosí, estas dos últimas expuestas en la Sierra Madre Oriental (Fig. 8.31). En ambas plataformas la sucesión mesozoica yace en discordancia sobre rocas metamórficas y se inicia en el Aptiano con dolomías, yeso y calizas someras con rudistas y culmina con pelitas del Maastrichtiano. La cuenca de Sabinas, situada inmediatamente al este, comienza con calizas y evaporitas y luego gradúa a facies calcáreas pelágicas que se conectan con la cuenca oceánica naciente del proto-Golfo de México (ver punto siguiente). En el sur de México, las plataformas de Yucatán y de Chiapas están cubiertas por calizas de aguas someras con faunas tetianas (rudistas) y evaporitas del Jurásico Tardío y Cretácico las que, a su vez, yacen sobre depósitos continentales del Triásico y Jurásico. A diferencia de este dominio tetiano, en el que las transgresiones penetraron desde el Mar Caribe, el dominio occidental está caracterizado por series volcánicas andesíticas y dacíticas del Jurásico y Cretácico Inferior que representan la continuación al sur de la región Cordillerana del oeste de Norteamérica. Al igual que ésta, fue plegada y corrida durante las fases tectónicas del Cretácico Medio y Tardío (Orogenia Larámica).

8.10 LA APERTURA DEL MAR CARIBE Y LA EVOLUCIÓN DE AMÉRICA CENTRAL

La historia geodinámica de la región Caribe es muy compleja pues involucró no solamente los márgenes norteamericano y sudamericano sino diversos fragmentos o bloques continentales que durante la apertura del Mar Caribe rotaron y experimentaron desplazamientos transcurrentes (Fig. 8.32). Estos bloques tienen un basamento pre-Mesozoico, por lo que se infiere que formaron parte de la Pangea permotriásica ‘rellenando’ los espacios dejados por el ensamble de África y América (Fig. 8.33). El resto de América Central, en cambio, es de origen volcánico y data del Mesozoico tardío y Cenozoico. Los bloques de mayor tamaño son Chortis y Yucatán, a los que hay que sumarle el bloque Florida (o plataforma de Florida-Bahamas), cuyo basamento está formado por corteza continental atenuada de edad paleozoica. Este basamento está fallado formando sistemas de horsts y grábenes rellenos por sedimentos triásicos continentales.

La primera evidencia de separación entre África y América del Norte es la anomalía magnética de ~160 Ma (parte inferior del Jurásico Medio) preservada en forma simétrica a ambos lados de la zona de expansión oceánica. La rotación en sentido antihorario del bloque Yucatán (Fig. 8.33) y su gradual alejamiento del margen norteamericano determinó la apertura del **Golfo de México**. Luego, esta cuenca fue invadida por un mar somero, posiblemente de sólo algunas decenas de metros de profundidad, que ingresó desde el Atlántico. En esta cuenca restringida precipitaron espesos depósitos salinos. Con posterioridad, en el Jurásico Superior y Cretácico, se desarrolló en su lugar una vasta plataforma carbonática (Pindell, 1985). Al mismo tiempo, comenzó a abrirse el **Mar Proto-Caribe** entre el bloque Yucatán y el margen Colombo-Venezolano, formándose la primera corteza oceánica. Fragmentos de la misma asociados a sedimentos de mar profundo están preservados actualmente en el cinturón ofiolítico del norte de Cuba y Bahamas.

La apertura del Caribe estuvo asociada a grandes fallas de desplazamiento lateral, como el Lineamiento Volcánico Trans-Mexicano y la megacizalla de Mojave-Sono-

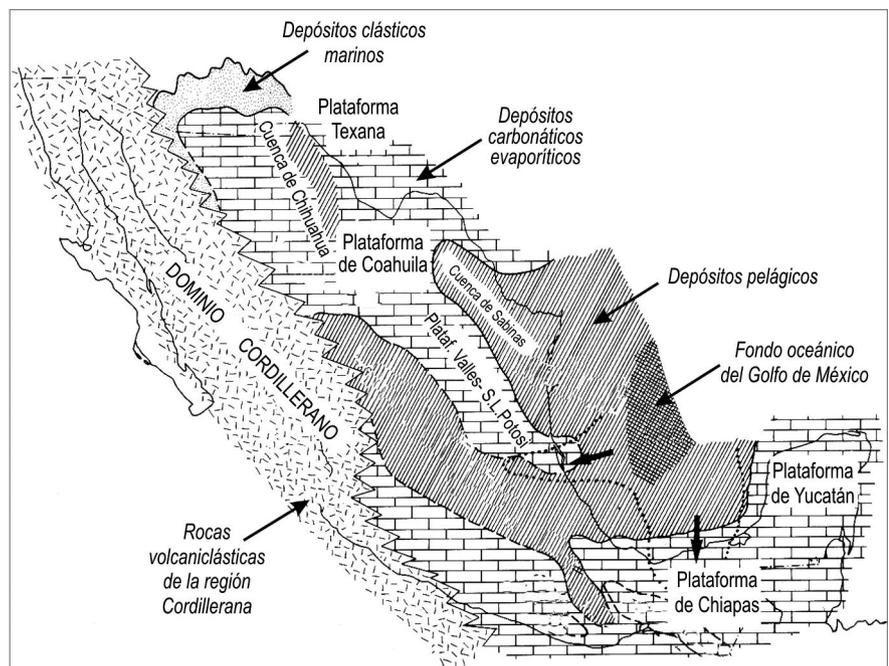


Figura 8.31. Esquema paleogeográfico de América Central durante el Cretácico Tardío (simplificado de Córdoba et al., 1980).

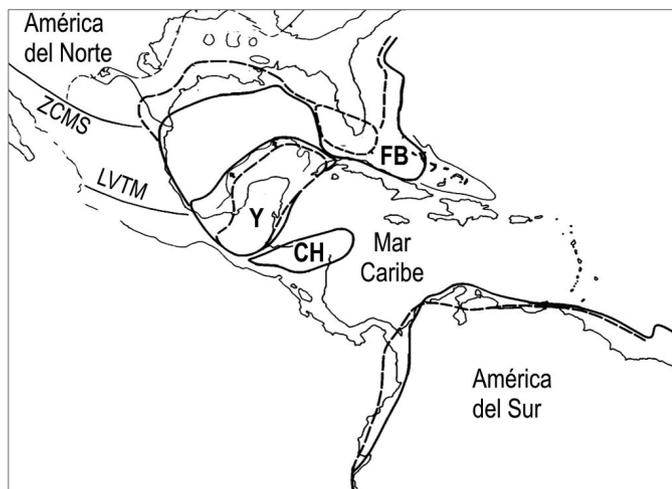


Figura 8.32. Bloques continentales en América Central actual. CH: bloque Chortis-Guerrero; FB: bloque Florida-Bahamas; Y: bloque Yucatán; LVTM: Lineamiento Volcánico Trans-Mexicano; ZCMS: Zona de Cizalla Mojave-Sonora (modificado de Pindell, 1985).

ra, las que desplazaron los bloques mexicanos Yaqui y Coahuila cerca de 500 km hacia el este. Ese desplazamiento involucró también al bloque Chortis-Guerrero. A lo largo del Pacífico, la subducción de la placa oceánica Farallón generó un arco volcánico que fue el precursor de las Grandes Antillas. En el Cretácico Tardío se desarrollaron dos zonas de falla transformantes de orientación general E-O, una al sur del bloque Chortis y otra a lo largo del margen continental venezolano. El resultado fue que la placa oceánica Farallón se desplazó hacia el este y, como consecuencia, el proto-Caribe comenzó a subducir debajo de ella hasta desaparecer por completo. Actualmente, esta zona de subducción se ha movido todavía más al este. Allí, la litósfera oceánica del Océano Atlántico subduce debajo de la placa Caribe generando el arco volcánico de las Antillas. En el Cenozoico, los bloques Chortis y Yucatán continuaron rotando y se aproximaron a su posición actual. Finalmente, la zona de subducción Pacífica volvió a conectarse a lo largo de América Central, generándose la cadena volcánica que actualmente recorre América Central nuclear. Durante el Cenozoico, estas tierras emergidas sirvieron de puente para la migración de las faunas de mamíferos de ambos continentes, fenómeno que tuvo consecuencias en la composición de la biota actual (ver § 9.14).

A fines del Cretácico se produjo un cambio en el movimiento relativo de la placa oceánica Farallón, lo que determinó una ligera convergencia entre las placas de América del Sur y del Norte. Esto produjo la obducción de la corteza oceánica del Caribe sobre la placa sudamericana y el emplazamiento de una compleja serie de escamas tectónicas cuya actividad se prolongó hasta mediados del Cenozoico. La consecuencia fue la for-

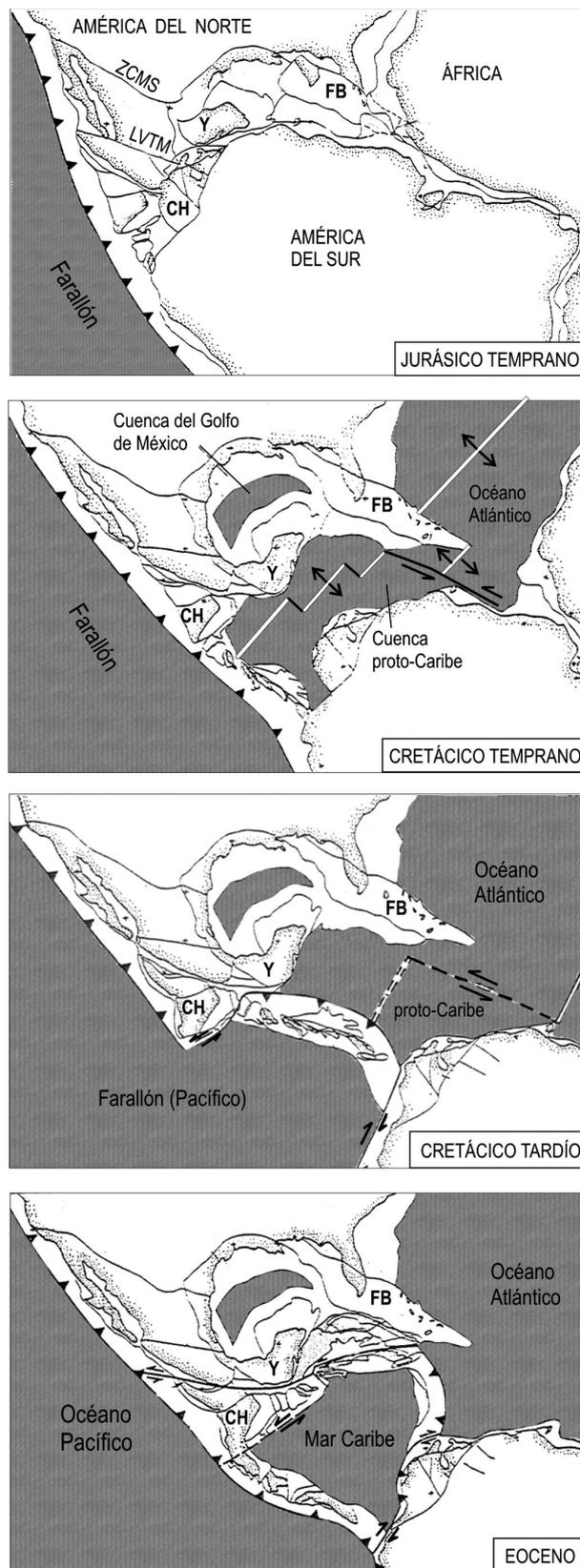


Figura 8.33. Etapas de la apertura del Mar Caribe. CH: bloque Chortis-Guerrero; FB: bloque Florida-Bahamas; Y: bloque Yucatán (modificado de Pindell, 1985).

mación del Sistema Montañoso del Caribe, una cadena de orientación aproximada E-O que recorre el norte de Venezuela (ver § 9.9). Episodios acrecionales similares, aunque mucho más extensos, ocurrieron a fines del Mesozoico y Cenozoico en los Andes septentrionales de Colombia y Ecuador. Estos temas serán analizados en el Capítulo 9, en el marco de la deformación Andina.

8.11 EL MESOZOICO MARINO DE COLOMBIA Y VENEZUELA

La extensión generalizada que afectó a la placa sudamericana durante el Triásico culminó en el Jurásico-Cretácico con el desarrollo de cuencas marinas a lo largo de toda la región Andina, desde Venezuela hasta Tierra del Fuego (Fig. 8.34). La edad de las transgresiones y la naturaleza de las facies varían notablemente en función del marco tectónico de cada cuenca. En los **Andes septentrionales**, durante el Jurásico se desarrollaron cuencas de rift que fueron rellenadas por depósitos clásticos continentales asociados localmente con rocas volcánicas y lavas. En la Cordillera Oriental de Colombia hay una delgada intercalación marina (Formación Montebel) del Jurásico Inferior. En el sector venezolano, en cambio, los depósitos marinos jurásicos están ausentes. En la **Sierra de Perijá** dominan las tobas y aglomerados volcánicos con intervalos de lutitas tobáceas y carbonosas que contienen restos de peces, conchóstracos y plantas. Estos depósitos de rift se continúan hacia el norte en la Península de la Guajira, donde se intercalan con pelitas y calizas con amonites depositadas por una ingresión marina del Jurásico Superior proveniente del Mar proto-Caribe. En los **Andes venezolanos**, la sedimentación Jurásica está representada por más de 1000 m de areniscas entrecruzadas y conglomerados rojos de origen aluvial y escasos niveles de tobas dacíticas (Formación La Quinta). Algunas capas más finas de origen lacustre contienen flora jurásica (*Ptilophyllum*), peces y restos de dientes y huesos fragmentarios de dinosaurios ornitisquios. Recién en el Cretácico Inferior, el mar ingresó en Venezuela desde Colombia, transgrediendo discordantemente los depósitos de rift jurásicos y solapando el basamento. En la región occidental del país se definieron las cuencas de Machiques, Maracaibo y Uribante (Fig. 8.35). En el oriente venezolano, el mar transgredió desde el norte, inundando el margen del Escudo de Guayana. En general, los niveles basales de la transgresión son rocas clásticas fluviodeltaicas cuya base puede ser diacrónica. Estas capas son portadoras de restos de helechos (González de Juana, 1980a). La sedimentación marina somera se generalizó a partir del Albiano/Aptiano y continuó ininterrumpidamente hasta el Maastrichtiano. Al comienzo dominan los packstones y

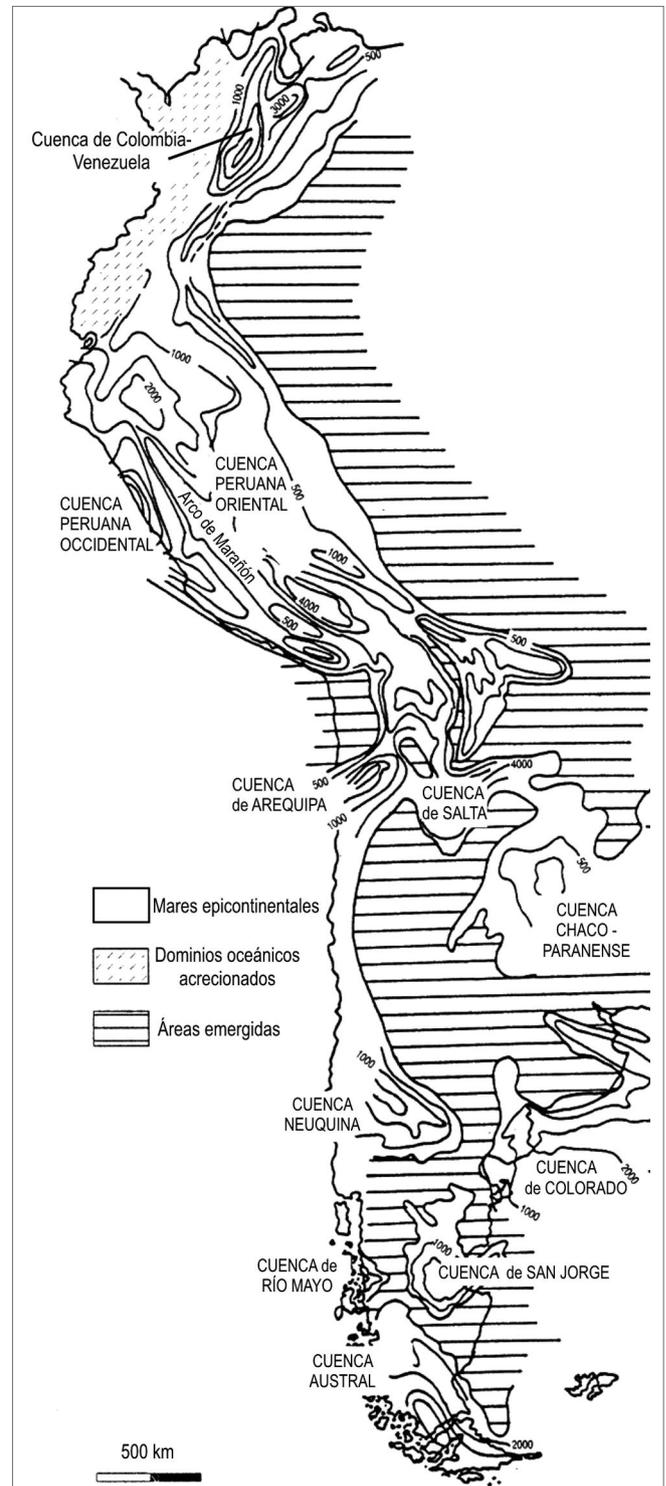


Figura 8.34. Cuencas marinas y depocentros del Cretácico de América del Sur. (modificado de Macellari, 1988 y Salfity y Marquillas, 1994).

wackestones esqueletales ricos en megafósiles depositados en una plataforma relativamente somera. Hacia arriba gradan a areniscas cuarzosas entrecruzadas, pelitas y calizas bioclásticas con grandes foraminíferos bentóni-

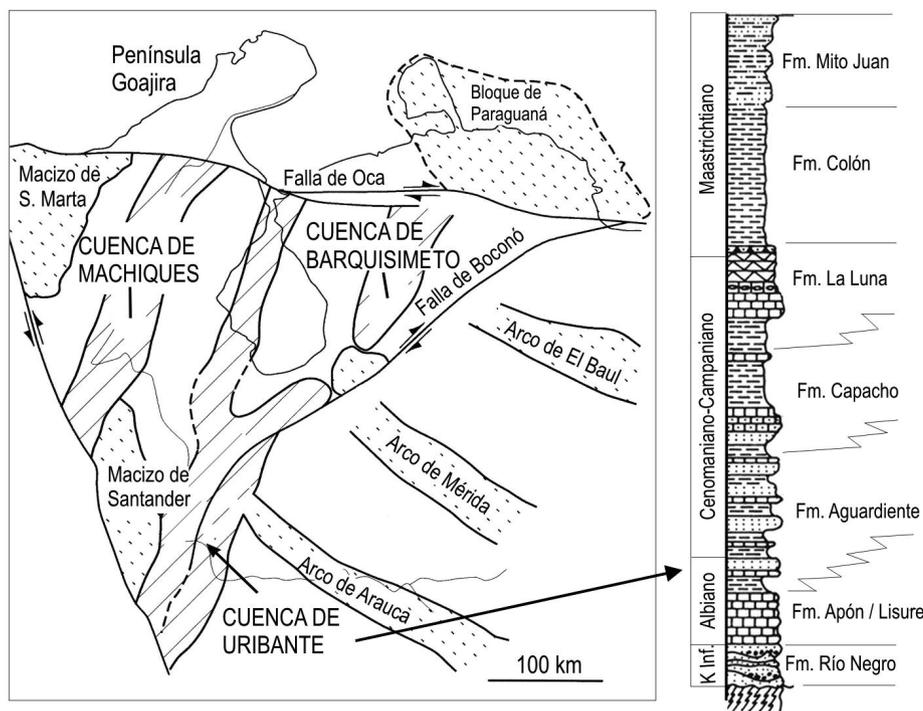


Figura 8.35. Cuencas cretácicas de Venezuela (rayado diagonal) y columna estratigráfica generalizada del Cretácico en la cuenca de Uribante.

cos (orbitolinas), rudistas de origen tetiano y algunos amonites. Durante el Coniaciano/Santoniano se produjo un cambio notable en el régimen sedimentario, marcado por la depositación de calizas negras bituminosas finamente laminadas con niveles de chert y fosfatos (Fig. 8.35). Esta unidad, denominada Formación La Luna, representa sedimentación pelágica en condiciones de reducida energía (salvo algunos flujos de detritos) y bajo contenido de oxígeno (Macsoy et al., 2003). Se especula que la falta de ventilación de las aguas de fondo fue producto de la restricción de la circulación marina impuesta por los altos topográficos localizados al SE (proto-Andes de Mérida y Macizo de Santander), al N (bloque de Paraguaná) y NO (Macizo de Santa Marta) (Erlich et al., 1999, 2000) (Fig. 8.34). La sedimentación continuó durante el Campaniano y el Maastrichtiano con lutitas oscuras, piríticas, ricas en foraminíferos (Formación Colón). La sucesión culmina con capas limo-arenosas que evidencian una regresión general del mar a fines del Cretácico.

La cuenca del lago de Maracaibo es la principal cuenca petrolífera de América del Sur y una de las más importantes a nivel mundial. A esta se le suman las cuencas de Barinas y de Falcón, al norte, y la cuenca de Venezuela Oriental, que incluye la faja petrolífera del Orinoco. La primera extracción comercial de petróleo de la cuenca de Maracaibo fue en el año 1914. Actualmente,

la superficie productiva abarca cerca de 50.000 km² y en ella se han perforado más de 18.000 pozos. Los intervalos estratigráficos productores son las calizas cretácicas y varias unidades cenozoicas (Paleoceno, Eoceno Inferior/Medio, Mioceno). En algunos casos, estas unidades actuaron como reservorio y en otros como roca generadora y reservorio al mismo tiempo. Las formaciones cretácicas jugaron un papel muy importante pues algunas, como la Formación La Luna, son productoras de primer orden, especialmente las facies de calizas negras euxínicas, mientras que otras calizas (por ej. Formación Apón) se fracturaron y actúan como reservorio. Las pelitas de la Formación Colón constituyen un sello extraordinario para los hidrocarburos originados en unidades infrayacentes (González de Juana et al., 1980b). Del

punto de vista tectónico, las principales estructuras (anticlinales suaves y fallas normales) datan de fines del Cretácico y fueron reactivadas a fines del Eoceno, momento en el que el sistema actual de anticlinales y fallas orientadas en dirección N-S adquirió su forma definitiva.

En la **cuenca Colombiana** el mar penetró en el Cretácico Inferior (Berriasiano) por las cuencas de rift transtensionales y de allí progresó hacia el norte ingresando en territorio venezolano recién en el Aptiano, como acabamos de ver. Los mayores espesores se localizan en el depocentro de Cundinamarca, situado al norte de Bogotá, en la Cordillera Oriental, donde dominan las facies turbidíticas. A partir del Albiano comenzó la sedimentación postrift, representada por depósitos marinos someros y la progradación de sistemas deltáicos. Finalmente, a fines del Cretácico se produjo un marcado ascenso eustático acompañado por un incremento de la subsidencia. Esta, de acuerdo a Sarmiento-Rojas et al. (2006), sería producto de extensión cortical por detrás del arco magmático desarrollado sobre el margen de la placa, seguido de subsidencia térmica (por enfriamiento). La colisión de terrenos alóctonos de naturaleza oceánica (actual Cordillera Central) en el Maastrichtiano y Paleoceno también habrían contribuido a la flexión de la litósfera adyacente (Fig. 8.36).

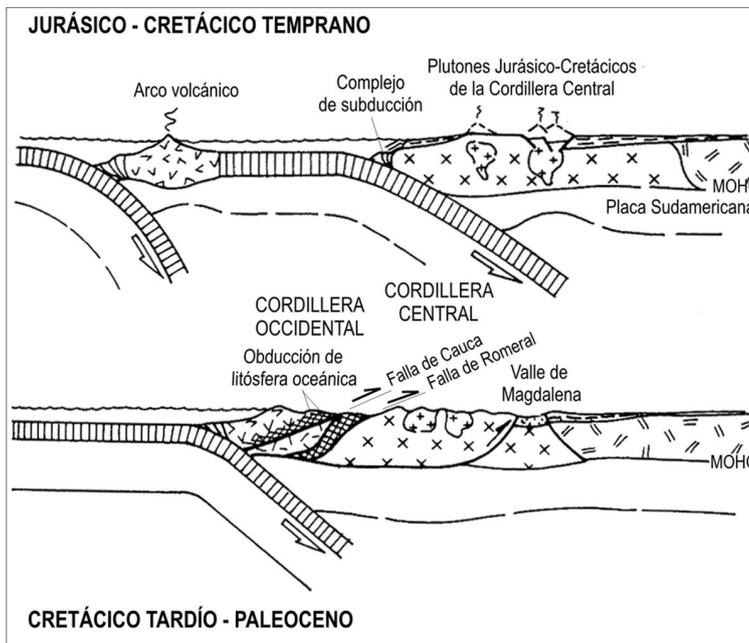


Figura 8.36. Interpretación geodinámica del margen activo colombiano en el Jurásico y Cretácico. Nótese la obducción de complejos ofiolíticos en la Cordillera Occidental a lo largo de las fallas de Cauca y Romeral (ver también mapa de la Figura 7.22) (modificado de Bourgois et al., 1987 y Ramos y Aleman, 2000).

8.12 ESTRATIGRAFÍA DE LAS CUENCAS DE KAROO, CONGO, PARANÁ Y ARARIPE

La **cuenca de Karoo**, localizada en el centro y sur de África, contiene un registro sedimentario casi continuo del Carbonífero, Pérmico y Triásico (ver § 6.13 y § 7.9). En el límite Triásico/Jurásico dominan los depósitos de ríos efímeros y de cuencas endorreicas, los que dan paso a una sedimentación de areniscas rosadas de origen

eólico (Formación Clarens). En la cuenca Waterberg de Namibia los depósitos también corresponden a campos de dunas y lagunas efímeras, aunque en otros sectores hay intercalaciones de areniscas y conglomerados de origen fluvial. Es posible que el paisaje de la cuenca de Karoo en el Jurásico Inferior haya sido muy similar al actual desierto de Kalahari (Catuneanu et al., 2005). La sucesión sedimentaria culmina con los flujos de basaltos del Grupo Drakensberg (ver Fig. 6.49). Se trata de basaltos toleíticos de composición química variable y ricos en sílice, de edad esencialmente Jurásica Temprana a Media.

En la cuenca de Lebombo, situada al este de la cuenca principal de Karoo, los basaltos y lavas ácidas del Grupo Drakensberg alcanzan más de 5000 m de espesor. Fueron extruidos en una cuenca de rift que se formó en las primeras fases de extensión cortical que condujeron a la ruptura de Gondwana. En la provincia volcánica de Karoo los derrames basálticos alcanzaron su máxima intensidad hacia los 183 Ma, en el Jurásico Inferior, más exactamente cerca del límite entre el Pliensbachiano y el Toarciano. Justo en ese lapso se ha documentado una extinción del 5-10% de las familias de organismos continentales y marinos (es muy evidente en las

faunas de bivalvos de las cuencas Andinas). Si bien de menor escala que las ‘cinco grandes’, la pérdida de diversidad no deja de ser significativa (ver Fig. 7.37). Este pulso de extinción es sincrónico con un evento de anoxia oceánica muy marcado que sería producto de un cambio en la circulación oceánica. Tal cambio sería consecuencia de un calentamiento global causado por la erupción de las lavas Drakensberg en Sudáfrica (Little y Benton, 1995; Pálffy y Smith, 2000).



Figura 8.37. Contacto neto entre la Formación Botucatu (areniscas rojizas inferiores) y los basaltos de Serra Geral, Araracuara, San Pablo, Brasil (de Santa Cruz, 2009).

En la **cuenca del Congo** sólo hay afloramientos de rocas mesozoicas en sus márgenes, por lo que su estratigrafía se conoce mayormente por datos geofísicos y de perforaciones profundas (Giresse, 2005). El Jurásico está representado por arcillas, margas multicolores y niveles bituminosos con fauna de agua dulce o salobre y una delgada intercalación calcárea con fauna de peces marinos de edad Kimmeridgiana (Jurásico Tardío). Dado que no hay sedimentación marina al oeste de la cuenca del Congo (el Atlántico Sur aun no se había abierto) esta transgresión efímera habría penetrado por el corredor de Mozambique desde el 'Océano Indico'. El Cretácico yace discordante sobre el Jurásico y también es esencialmente continental, formado por sedimentos de lagos, ríos y albuferas situadas próximas al mar, con algunas intercalaciones marinas someras en el Cretácico Superior. En este caso, el mar penetró desde el Atlántico o, más probablemente, desde el Neotetis a través de un corredor trans-Sahariano. En la cuenca del Congo no hay derrames basálticos comparables a las lavas Draakensberg de la cuenca de Karoo. Sin embargo, en el Cretácico se produjeron intrusiones de kimberlitas cuya génesis está relacionada con el emplazamiento de la pluma del manto responsable de la provincia magmática Etendeka (ver § 8.14). Estas rocas son notables desde el punto de vista económico por su contenido en diamantes. Los diamantes que se explotan en los grandes yacimientos de Kasai (Congo) y Lunda (Angola) provienen del conglomerado basal del Cretácico Superior en el que se concentraron a partir de la meteorización de las kimberlitas.

En la cuenca de Paraná del sur de **Brasil**, la secuencia Triásica está cubierta mediante una discordancia regional por las areniscas eólicas de la **Formación Botucatu** (Fig. 8.37). Estas rocas están distribuidas en toda la cuenca, abarcando una superficie de cerca de 1.500.000 de km². En Brasil se extienden desde el Estado de Goiás hasta el de Río Grande do Sul, penetrando en el oriente de Paraguay, NE de Argentina y NO de Uruguay (Bigarella y Salmuni, 1961). Los depósitos se inician con areniscas gravosas depositadas por ríos efímeros y continúan hacia arriba con alrededor de 400 m de areniscas con estratificación cruzada a gran escala, con sets de hasta 30 m de espesor, interpretadas como el registro de campos de dunas (*ergs*) de tipo barjanoide, tanto simples como compuestas (*draas*) (Scherer, 2002) evidenciando el desarrollo de un gran desierto en la región central de Gondwana. También se intercalan facies correspondientes a pavimentos residuales de deflación (*serir*) y depósitos lacustres que representarían oasis formados en zonas deprimidas que quedaron por debajo del nivel freático (Soares, 1981). Las areniscas eólicas están cubiertas concordantemente por los basaltos de la

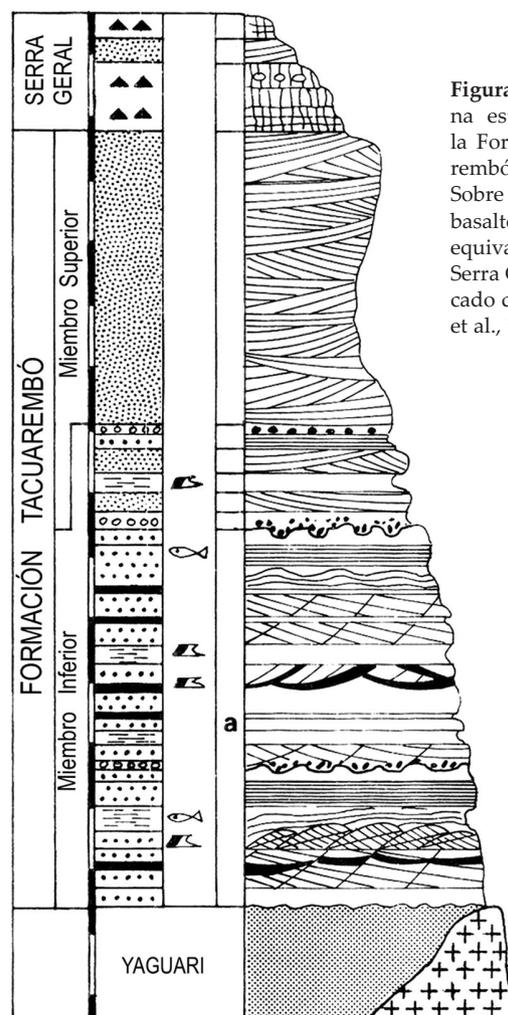


Figura 8.38. Columna estratigráfica de la Formación Tacuarembó de Uruguay. Sobre ella yacen los basaltos de Arapey, equivalentes a los de Serra Geral (simplificado de Sprechmann et al., 1981).

Formación Serra Geral (Fig. 8.36). Le edad de las coladas inferiores es de $137 \pm 0,7$ Ma, lo que permite fijar una edad Cretácica basal para la finalización de la sedimentación eólica. La edad de su inicio es más incierta, pero si se tiene en cuenta que la Formación Botucatu se depositó en un intervalo relativamente corto, su base sería de edad Jurásica Tardía (Scherer y Goldberg, 2007). En **Uruguay** aflora una unidad equivalente (Formación Tacuarembó), formada por areniscas eólicas que hacia arriba se interestratifican con los basaltos Arapey (equivalentes de Serra Geral). La mitad inferior de esta unidad es de origen fluviolacustre y contiene restos de peces y ostrácodos, mientras que su parte superior es netamente eólica y muy similar a la Formación Botucatu de Brasil (Sprechmann et al., 1981) (Fig. 8.38). Arriba de los basaltos Arapey hay una unidad de ambiente fluvial (Formación Guichón, perteneciente al Grupo Paysandú) en la que se han reportado los primeros restos de dinosaurios saurópodos de Uruguay (Soto et al., 2012). Estos incluyen titanosaurios como *Baurutitan* y

dientes de iguanodóntidos (Apesteguía et al., 2013). En el subsuelo de la cuenca Chacoparanense de Argentina también se han reconocido depósitos eólicos (Formación San Cristóbal). Por sus potentes intercalaciones fluviales podrían representar la región marginal de la cuenca de Botucatu (Fernández Garrasino, 1996; Scherer, 2000). Dado que cerca del margen occidental sudafricano hay cuencas como la de Huab, que contienen sedimentos eólicos de edad similar, se especula que el origen del gran volumen de arena que formó estos campos de dunas provendría de una región topo-gráficamente elevada localizada a lo largo de la zona de ruptura entre África y Sudamérica. Este domamiento térmico debió haber sido similar al del valle de Rift africano actual donde el flujo calórico es muy alto en comparación con las zonas circundantes.

La medición de la dirección de inclinación de la estratificación cruzada permitió inferir las direcciones de los vientos de superficie en el paleodesierto de Botucatu (Scherer y Goldberg, 2007). En el sector septentrional, el sentido predominante fue desde el N, mientras que en el sector sur los vientos provinieron del SO, convergiendo ambos sistemas hacia los 24°S. Esta paleolatitud coincide con el patrón previsto en los modelos de circulación global para el Jurásico, en los que los vientos monzónicos (del NE al SO) predominan en latitudes bajas, mientras que al sur de la zona de convergencia intertropical (ITCZ) predominan vientos en dirección contraria.

Por su porosidad y permeabilidad, las areniscas eólicas de la Formación Botucatu y sus equivalentes conforman uno de los reservorios de agua subterránea más grandes del mundo, conocido como Sistema Acuífero Guaraní (Santa Cruz, 2009). Con una superficie cercana a los 1300 millones de kilómetros cuadrados, abarca el subsuelo del NE de Argentina y Uruguay, S de Brasil y E de Paraguay. El volumen total de agua del acuífero es del orden de 30.000 km³ y su recarga anual es de 5 km³.

Durante el Cretácico Superior se depositaron, en el sector norte de la cuenca de Paraná, las areniscas y pelitas del Grupo Baurú. Su mejor desarrollo está en el Triángulo Minero, en el Estado de Minas Gerais. Su importancia radica en su rica flora y fauna fósil, especialmente de vertebrados, que incluyen peces, anfibios, lagartos, ofidios, tortugas, cocodrilos, dinosaurios y mamíferos (Carvalho et al., 2005; Apesteguía et al., 2013). Esta vasta cuenca se formó por subsidencia térmica debida al enfriamiento de los basaltos de Serra Geral sobre los que se asienta. La sucesión inferior se depositó en un ambiente lacustre, pero hacia arriba las condiciones de aridez se incrementaron, tal como lo evidencia el pasaje a depósitos de ríos entrelazados, llanuras aluviales y lagunas temporarias. Se especula que en



Figura 8.39. Cuenas marginales de Brasil (en gris). Nótese su extensión en la plataforma continental (de Soares, 1981).

el Maastrichtiano el clima fue marcadamente estacional, con una época muy seca durante la cual la fauna se reunía en los alrededores de lagos bordeados por vegetación, como lo hacen hoy en día los grandes herbívoros (elefantes, rinocerontes) que habitan en el Parque Nacional Amboseli, en Kenia (Goldberg y García, 2000). En estas capas se encontró el cocodrilo terrestre *Baurusuchus*, también presente en el Grupo Neuquén de Argentina, lo que evidencia una conexión faunística entre ambas regiones.

Finalmente, merece una mención especial la **cuenca de Araripe**, localizada en el NE de Brasil, en los Estados de Ceará y Pernambuco (Fig. 8.39). Por su posición geográfica y génesis, esta cuenca es más afín a las cuencas marginales de Brasil (a las que nos referiremos en el punto siguiente) que a las cuencas interiores intracratónicas, como las de Paraná y Maranhao. El relleno se inició en la etapa de rift con clásticos fluviales, los que gradan a capas calcáreas, pelitas y evaporitas acumuladas muy cerca de la costa, en cuerpos de agua con escasa comunicación con el mar abierto. Hacia arriba se depositó la Formación Santana – la más célebre de las unida-

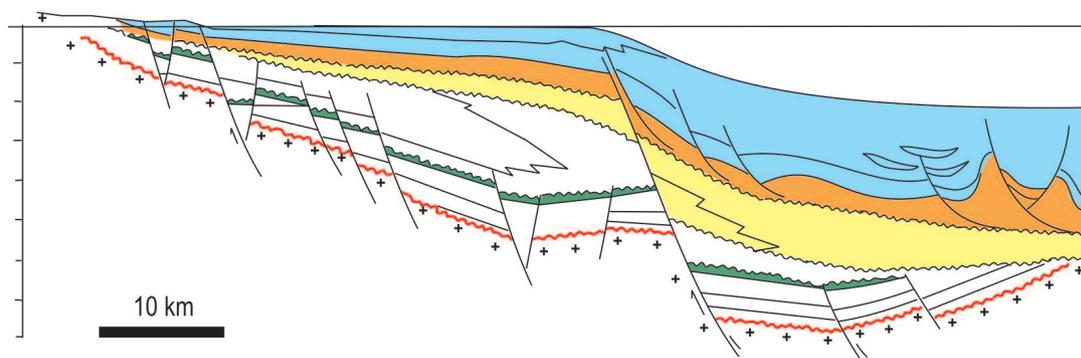


Figura 8.40. Corte a través de la cuenca marginal de Espírito Santo. La discordancia (en rojo) marca la base de la secuencia de rift (Cretácico Inferior); verde: derrames basálticos; amarillo: areniscas y calcarenitas marinas someras; anaranjado: evaporitas; azul: sedimentos marinos del Cretácico Superior-Cenozoico.

des de la cuenca – formada por pelitas negras con concreciones calcáreas que contienen fósiles extraordinariamente preservados (Martill, 2007). Los peces se conocen desde principios del 1800 cuando fueron coleccionados por exploradores alemanes. Su edad Cretácica fue establecida años después, en 1841, por el paleontólogo francés Louis Agassiz, en base a las semejanzas entre los peces de Brasil y los del *Chalk* europeo. Actualmente, se considera que esta formación es Albiana/Aptiana o posiblemente Cenomaniana. Su rica fauna incluye insectos, cangrejos (con sus larvas), ostrácodos de agua dulce o salobre, conchostráceos, gastrópodos, bivalvos y equinoideos. Estos dos últimos grupos están presentes en las calizas del techo de la Formación Santana, el único tramo de la unidad que puede referirse con certeza a un ambiente marino. Los vertebrados comprenden más de 20 géneros de peces óseos (a menudo comercializados en tiendas de souvenirs), diversos pterosaurios como los extraños *Tapejara* y *Tupuxuara*, este último con una enorme cresta en la región posterior del cráneo) (Witton, 2007) y dinosaurios carnívoros del grupo de los raptors. Los pterosaurios están preservados en 3D, sus huesos están arti-

culados y a menudo hay tejidos fosilizados. Su preservación sólo rivaliza con los pterosaurios del Cretácico Inferior de China (Wang et al., 2006).

8.13 EVIDENCIAS GEOLÓGICAS DE LA APERTURA DEL ATLÁNTICO SUR: LAS CUENCAS MARGINALES DE ÁFRICA Y BRASIL

Durante años, los márgenes atlánticos de África y de Brasil han sido objeto de intensivos estudios geológicos y geofísicos relacionados con la exploración petrolífera. Por esta razón, se conocen con gran detalle tanto los controles estructurales de las cuencas como la arquitectura de su relleno sedimentario y las litofacies, lo que ha permitido reconstruir su evolución desde el Mesozoico al presente. Por su emplazamiento cercano al margen continental, estas cuencas reciben el nombre de **cuencas marginales**, las que yacen, en su mayor parte, en el subsuelo de la plataforma continental atlántica (Fig. 8.39). Otras cuencas (Jatobá, Tucano) tienen una posición más interna en el continente y representan el relleno de grábenes y aulacógenos formados durante la ruptura. La

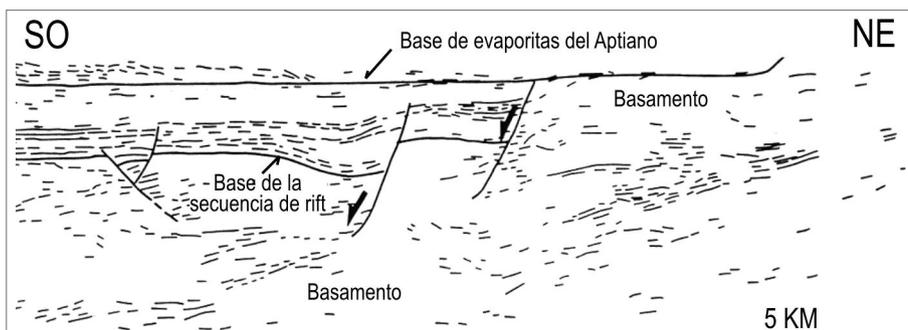


Figura 8.41. Sección sísmica a través de la cuenca del Congo en la que se observan la secuencias de rift y de drift (base del Aptiano). Las fallas normales que delimitan los hemigrábenes son similares a las cuencas de las marginales de Brasil pero inclinan en sentido opuesto (comparar con Figura 8.39) (de Standlee et al., 1981).

importancia de las cuencas marginales es que encierran las evidencias de las diferentes etapas de la apertura del Atlántico Sur, desde la ruptura litosférica inicial hasta la formación del margen pasivo. El margen oeste de África es el margen conjugado del margen sudamericano y sus cuencas marginales representan la contraparte de las de Brasil. Estructuralmente, todas las cuencas marginales brasileñas están caracterizadas por fallas extensionales cuyos planos inclinan al NE o NNE (Fig. 8.40) y

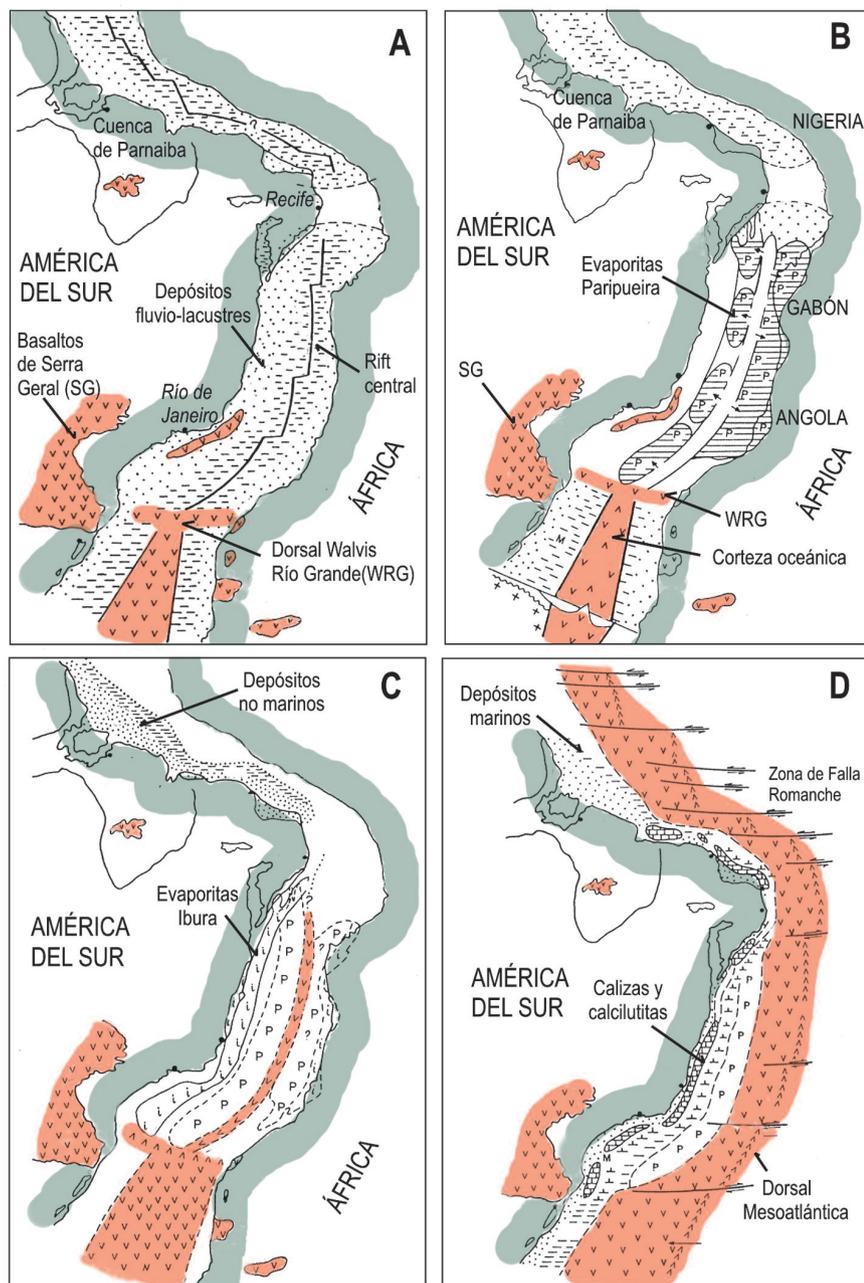


Figura 8.42. Evolución paleogeográfica del Atlántico Sur. A: Cretácico Inferior (pre-Aptiano); B: Aptiano inferior; C: Aptiano superior; D: Cretácico Superior (Cenomaniano) (modificado de Ojeda, 1982).

un sistema de fallas transversales (E-O) que segmentan el margen continental y que se supone representan lineamientos corticales previos que fueron activados durante la ruptura. En parte, estos lineamientos son continuación de las fracturas oceánicas que dislocan la cadena Mesoatlántica, como las fallas transformantes de Romanche y Fernando de Noronha, y se las puede continuar hasta el margen africano (Asmus, 1981).

La evolución tectónica y sedimentaria del margen

continental de Brasil puede resumirse en cuatro fases (Ojeda, 1982): 1) pre-rift, 2) rift, 3) de transición y 4) pos-rift (o drift). La etapa de **pre-rift** tuvo lugar durante el Jurásico y corresponde a la formación del domamiento térmico sobre cuyos flancos, tanto el africano como el sudamericano, se desarrollaron sendas cuencas periféricas que alojaron las sucesiones eólicas y fluvio-lacustres mencionadas previamente. A la latitud de la cuenca de Paraná, el domamiento térmico estuvo asociado con una extensa actividad volcánica fisural (basaltos de Serra Geral) relacionada con el punto caliente de Walvis (Fig. 8.44). En la fase de **rift** (Cretácico Inferior) se produjo un intenso fallamiento extensional formándose grábenes simétricos, posiblemente situados a lo largo del eje del valle de rift, y asimétricos, situados entre éste y el cratón (Fig. 8.40). El registro estratigráfico de esta etapa consiste en rocas clásticas arenoso/ conglomerádicas de origen fluvial relacionadas con la actividad de las fallas, y rocas pelíticas de origen lacustre y de prodelta. En algunas cuencas hay actividad magmática asociada. El punto caliente Walvis generó la dorsal asísmica de Río Grande/ Walvis, un rasgo topográfico de suma importancia paleogeográfica. Al sur de la misma comenzó la apertura del Atlántico, generándose corteza oceánica (Fig. 8.42). Durante la etapa de **transición rift-drift** las aguas oceánicas sobrepasaron el umbral de la dorsal Río Grande-Walvis e ingresaron por el eje del valle de rift. Como resultado, se depositó una potente sucesión de evaporitas intercaladas con calizas negras, limolitas y areniscas que en la cuenca de Sergipe-Alagoas alcanza cerca de 1000 m de espesor. Los depósitos de sales se formaron por evaporación del agua marina en una cuenca con escasa comunicación con el océano. En esta etapa, el escenario debió ser bastante similar al Mar Rojo actual. De los dos ciclos evaporíticos, el inferior (Paripueira) está dominado por halita, mientras que el superior (Ibura) contiene anhidrita, halita, carnalita y silvita, las que se intercalan con pelitas rojizas y calizas. Entre ambos ciclos hubo

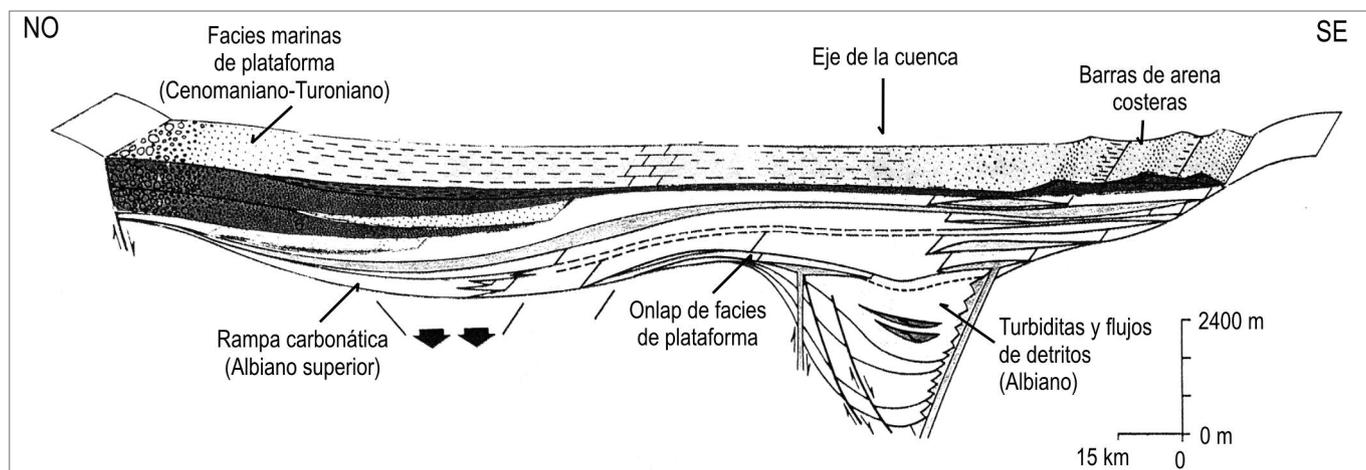


Figura 8.43. Corte transversal interpretativo a través del aulacógeno de Beneue, en Nigeria (simplificado de Ojoh, 1990).

una etapa regresiva con sedimentación fluvial, deltaica y lacustre. Por su contenido palinológico, esta sucesión evaporítica es referida al Aptiano y marca el primer ingreso del mar en la cuenca que dará origen al Océano Atlántico. La fase de **drift** tuvo lugar a partir del Albiano. En esta etapa la corteza oceánica se expandió a ambos lados de la dorsal principal, estableciéndose la primera conexión entre el Caribe y el Atlántico Sur. El depósito de evaporitas continuó localmente, pero en esta fase dominó la depositación de calizas y calcilitas de aguas más profundas, lo que está señalando el desarrollo de una plataforma y un talud continental. Otro rasgo notable es la formación de diapiros salinos y de fallas de crecimiento asociadas con el desplazamiento de los cuerpos salinos.

En el margen **africano**, las cuencas marginales se escalonan desde el delta del río Níger, en el Golfo de Guinea, hasta la zona costera de Angola. Las principales son, de norte a sur, las cuencas de Beneue, Gabón, Congo y Kwanza, esta última en la costa de Angola. En la cuenca del Congo hay fallas extensionales profundas que intersectan el basamento, las que dieron lugar a un potente relleno de prerift y sinrift (Fig. 8.41). Estas cuencas forman la imagen especular de las cuencas marginales brasileñas. Los perfiles de reflexión sísmica son similares en las cuencas de Gabón y Kwanza. En cambio, la cuenca de Beneue de Nigeria difiere de las restantes por tratarse de una megaestructura que penetra cerca de 1000 km en el interior del continente, desde la zona costera hasta el lago Chad. Además, los espesores son muy grandes, incluyendo cerca de 1400 m de sedimentos clásticos no marinos a deltaicos y 3600 m de sedimentos marinos (Fig. 8.41), lo que refleja una tasa de subsidencia muy alta. Esta cuenca es un **aulacógeno** formado durante el inicio de la ruptura continental y deformado a fines del Cretácico debido a un cambio en

el polo de rotación de África respecto de Sudamérica. La cuenca de Beneue es interpretada como la rama abortada de un punto triple RRR. Las dos ramas restantes dieron lugar a la apertura del Atlántico, una al norte y la otra al sur del punto triple. Su evolución es muy compleja pues los depocentros migraron a través del tiempo debido a subsidencia diferencial dentro de la cuenca y eventos de deformación que produjeron levantamientos internos y erosión, además de intrusiones magmáticas. Su historia es un buen ejemplo de evolución de un aulacógeno (Fig. 8.43) y puede resumirse como sigue: 1) una fase de rift en la que la subsidencia a lo largo del eje de la cuenca fue muy grande, al igual que la tasa de sedimentación. Se inicia con conglomerados que yacen sobre basamento precámbrico y continúa con depósitos gravitacionales de abanicos submarinos (flujos de detritos, turbiditas, *slumps*); 2) instalación de amplias plataformas carbonáticas con sus respectivas facies distales pelíticas; en algunos niveles estas se asocian con rocas piroclásticas, evidenciando actividad volcánica explosiva en sectores próximos a la cuenca; 3) una fase de estabilización de la cuenca con desarrollo de plataformas maduras en las que la arquitectura y la distribución de facies fueron reguladas por las variaciones del nivel del mar; 4) una etapa final de compresión, inversión del relieve y erosión de diversos sectores del aulacógeno durante el Cretácico Superior (Ojoh, 1990).

8.14 LOS BASALTOS SERRA GERAL-ETENDEKA, LOS PUNTOS CALIENTES Y LA RUPTURA DE PANGEA AUSTRAL

La erupción de los extensos flujos de basaltos continentales de la cuenca de Paraná (**Basaltos de Serra Geral**) y de la provincia volcánica africana **Etendeka** de Namibia están genéticamente asociados al punto calien-

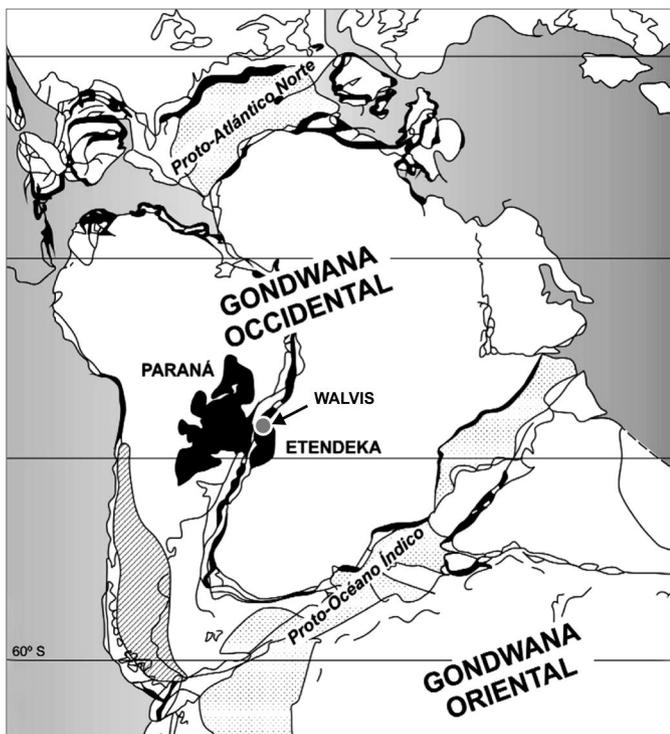


Figura 8.44. Relación espacial entre los basaltos de Serra Geral (Paraná) y la provincia volcánica Etendeka. Rayado diagonal: volcanismo Jurásico (provincia ácida Chon-Aike); punteado: fondo oceánico de edad jurásica (modificado de Rapela y Llambías, 1999 y Mpodozis y Ramos, 2008).

te Walvis (Fig. 8.44). El movimiento de la corteza oceánica sobre el mismo generó, como vimos más arriba, la dorsal de Walvis-Río Grande. La isla volcánica Tristán da Cunha, localizada actualmente alrededor de 2500 km de la costa africana, cerca de la dorsal Mesoatlántica, es consecuencia de la actividad de este punto caliente. En la cuenca de Paraná, los flujos de lavas basálticas de la Formación Serra Geral cubren más de 1 millón de kilómetros cuadrados y alcanzan espesores del orden de 1000 a 1500 metros (Figs. 8.37, 8.44, 8.45). A ellos se asocian, además, filones capa y diques discordantes de hasta 100 m de potencia (Soares, 1981). El estudio geocronológico Ar^{40}/Ar^{39} de los basaltos indica un pico de actividad efusiva hacia los 132 Ma, aunque el rango total de la misma abarcó un lapso de 9-10 Ma, entre los 138 y 127 Ma (Stewart et al., 1996). Las dataciones de los basaltos de Etendeka tienen un rango de edad muy similar (136-127 Ma).

Las grandes provincias ígneas (LIPs) como la de Paraná-Etendeka fueron el resultado de una súbita disipación del calor interno terrestre. La composición basáltica refleja su origen a partir de la fusión parcial del manto a una profundidad relativamente somera. Si bien hay consenso en que la fuente de calor estaría localizada cerca del límite núcleo/manto (capa D''), hay modelos que explican el origen de estas provincias ígneas mediante mecanismos actuantes a niveles menos profundos. Se supone que los puntos calientes generados por plumas del manto determinaron no sólo la apertura del Atlántico sino también la del Océano Índico y la expansión del Tetis (Golonka y Bocharova, 2000). También hay puntos calientes que no están relacionados con rupturas continentales sino con la formación de extensos *plateau* oceánicos, como los del Pacífico e Índico. Dado que estas columnas de magma ascendente son más o menos estacionarias (se asume que las plumas pueden tener sólo desplazamientos menores) son de gran utilidad para determinar la posición longitudinal de la Pangea y la deriva de los continentes luego de su fragmentación.

A pesar de las controversias, al menos ocho puntos calientes actuales pueden ser referidos con certeza a la actividad de plumas del manto (Ritsema y Allen, 2003). Esto se basa en su relación estrecha con las zonas de baja velocidad de las ondas sísmicas V_S en el límite manto inferior/núcleo (alrededor de 2800 km de profundidad). Las imágenes de tomografía sísmica muestran que actualmente hay una extensa área localizada en el cen-



Figura 8.45 Escarpas formadas por los basaltos de Serra Geral en el Parque Nacional de Aparados da Serra Geral.

tro-sur de África y sur del Océano Índico donde la zona D' tiene bajas velocidades sísmicas (o sea que es más caliente). Lo sorprendente es que cuando se superpone el continente de Gondwana – respetando la posición que tenía a comienzos de la Era Mesozoica – al mapa de tomografía sísmica actual, el 92% de los derrames de basaltos continentales producidos en los últimos 200 millones de años caen dentro de esta región en la que las velocidades sísmicas son más bajas que en el resto (Burke y Torsvik, 2004). De esto se deduce que las plumas del manto tendrían su origen en esta anomalía térmica del límite manto/núcleo y, además, que estas anomalías han estado ligadas a los efusiones basálticas en los últimos 200 Ma, por lo que su posición puede considerarse fija respecto del eje de rotación terrestre. También revela que el continente africano, al no haber cambiado sustancialmente su posición longitudinal desde la ruptura de Gondwana, estuvo localizado sobre esta anomalía desde inicios del Mesozoico, por lo que las plumas surgidas de la misma habrían jugado un papel fundamental en su fragmentación.

El rift del Atlántico Sur que se generó en el Cretácico sería el resultado de la acción conjugada de dos puntos calientes, el de Walvis al sur y el de Beneue al norte (Standlee et al., 1991). La consecuencia de estos *hot spots* fue el domamiento térmico, extensión cortical y colapso de la corteza adelgazada, generándose sobre ellos dos puntos de triple rift. A partir de estas zonas triples de 'rifting activo' se propagaron megafacturas sobre una amplia área, reactivando lineamientos estructurales del basamento, en particular fallas profundas de edad Panafricana (Neoproterozoica). Luego, los sistemas de megafacturas originados en cada punto triple entraron en contacto. Entre éstos había una zona de cerca de 500 km de longitud donde la astenósfera era más fría, en la que prevaleció el adelgazamiento y fallamiento por estiramiento de la corteza y hubo escaso volcanismo ('rifting pasivo'). En esta región se preservaron los sedimentos de la etapa de prerift, a diferencia de lo que ocurrió sobre los puntos triples, donde no hubo sedimentación (o fue erosionada) debido al domamiento. Cuando las megafacturas propagadas desde el norte y el sur entraron en contacto, las zonas de fractura más externas (como las que delimitaron las cuencas de Reconcavo y Tucano de Brasil y la de Gabón en África) fueron desactivadas y la expansión se concentró en el eje del sistema de rift. Finalmente, el sistema de fallas de los hemigrábenes fue intersectado por un set ortogonal de fallas transformantes similar al que se observa actualmente en el fondo oceánico.

A lo largo del **margen activo Pacífico** la subducción se aceleró como consecuencia de la apertura del Atlántico Sur, determinando la formación de un arco magmáti-

co y, por detrás, cuencas extensionales de trasarco, como las cuencas de Tarapacá y Arequipa de Chile y Perú (§ 8.15) y la cuenca Neuquina de Argentina (§ 8.16). En la Patagonia extraandina hubo un pulso de magmatismo entre los 170 y 150 Ma (Jurásico Medio/Tardío) durante el cual se extruyeron los extensos mantos de ignimbritas riolíticas de la provincia Chon-Aike que cubrieron casi la totalidad de la Patagonia extraandina (Fig. 8.44). Este magmatismo refleja los primeros estadios de ruptura de la región austral de Gondwana, en particular la apertura del Mar de Weddell (Mpodozis y Ramos, 2008).

8.15 LAS CUENCAS DE RIFT CONTINENTALES: EL GRUPO SALTA Y EQUIVALENTES

Los esfuerzos extensionales que condujeron a la apertura del Atlántico Sur tuvieron su correlato en el

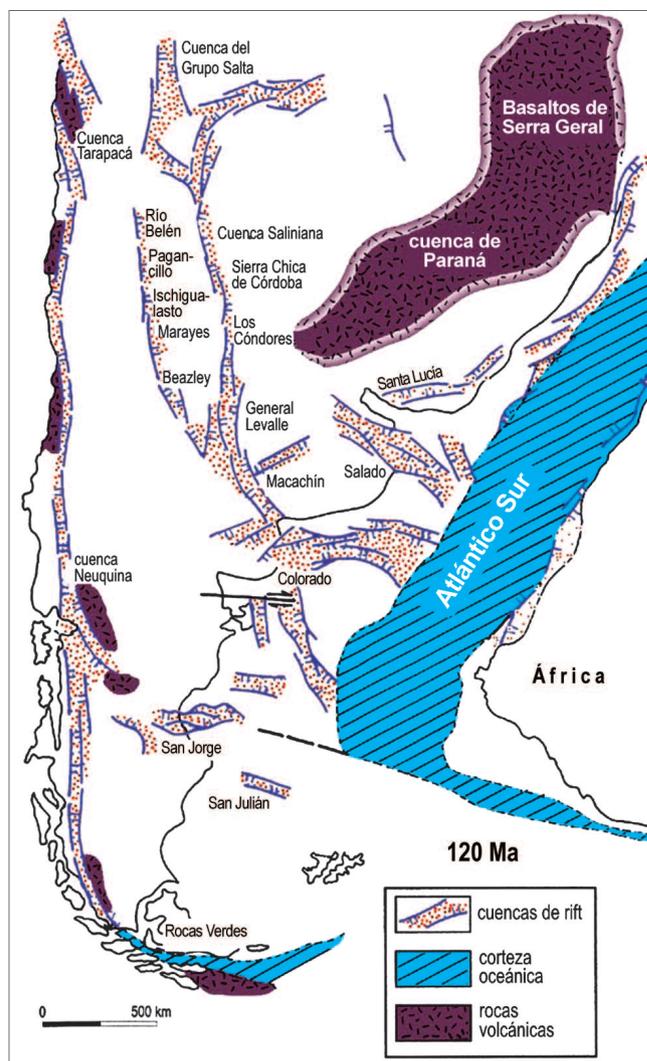


Figura 8.46. Cuencas de rift cretácicas y volcanismo asociado en Sudamérica austral en relación con la apertura del Océano Atlántico Sur (simplificado de Ramos, 1999).



Figura 8.47. Arriba: conglomerados y areniscas continentales del Subgrupo Pirgua (color rojizo) coronadas por las calizas dolomíticas de la Formación Yacoraite; los afloramientos corresponden al Río Yacoraite en la quebrada de Humahuaca, noroeste de Argentina. Abajo: corte longitudinal de calizas estromatolíticas de la misma formación (la altura de la muestra es de 12 cm) (foto del autor).

interior de la placa sudamericana, aunque sus efectos, como veremos más adelante, también fueron notorios a lo largo del arco magmático Andino (§ 8.16, 8.17). El sistema de cuencas de rift cretácicas se propagó en diagonal a través del centro y noroeste de Argentina a partir de los aulacógenos del Salado y del Colorado que segmentan el margen atlántico (§ 8.18). Una de las cuencas de rift más extensas es la del Grupo Salta, rellena por más de 5000 m de sedimentos (Fig. 8.46, 8.47). Nótese que el fallamiento que originó los rift triásicos, como los de Ischigualasto y Marayes, fue reactivado en el Cretácico Inferior, lo que produjo la acumulación de una nueva

sucesión de sedimentos continentales. La **cuena del Grupo Salta** abarca gran parte del NO de Argentina y penetra en Bolivia y Chile. Los depósitos de sinrift (Subgrupo Pirgua) son conglomerados y areniscas rojas que en los depocentros superan los 3000 m de espesor. La mitad inferior corresponde a abanicos aluviales y ríos entrelazados, mientras que la parte superior está dominada por depósitos de ríos meandriformes con intercalaciones eólicas y lacustres (Salfty y Marquillas, 1999). Estas últimas contienen abundantes restos articulados de adultos y renacuajos de la pequeña rana *Saltenia ibanezi* (Fig. 8.48). En la sucesión de rift se intercalan al menos dos derrames basálticos, uno cerca de la base, de edad Jurásica Tardía/Cretácica y otro, hacia la mitad de la sucesión, datado en 78-76 Ma (Campaniano). La etapa de rift es sucedida en el Maastrichtiano por una fase de subsidencia térmica que se inicia con areniscas calcáreas blanquecinas de carácter transgresivo y continúa con 200-300 m de calizas dolomíticas, frecuentemente estromatolíticas, la Formación Yacoraite (Fig. 8.47). Los estromatolitos forman estructuras dómicas o columnares de hasta 1 m de altura. Se desarrollaron en una plataforma carbonática restringida en la que había tanto llanuras fangosas intermareales tapizadas de algas como barras oolíticas y arenosas (Marquillas y del Papa, 1993). Este pulso transgresivo del Maastrichtiano es común a todas las cuencas andinas y fue producto de un nivel del mar excepcionalmente alto (Fig. 8.29). El ambiente de sedi-



Figura 8.48. Ejemplar adulto de *Saltenia ibanezi*, anfibio anuro de las facies lacustres del Subgrupo Pirgua, Cretácico del noroeste de Argentina.



Figura 8.49. Pisadas de dinosaurios en la Formación El Molino en la localidad de Cal Orkho, cerca de la ciudad de Sucre, Departamento de Cochabamba, Bolivia.

mentación fue marino restringido, como lo indica la presencia de foraminíferos y de abundantes peces pycnodontiformes, un grupo adaptado para vivir en regiones arrecifales donde se alimentaban de moluscos que eran triturados con sus dientes en pavimento (Fig. 8.7) (Benedetto y Sánchez, 1971). Es probable, sin embargo, que haya habido intervalos de muy baja salinidad producidos por un gran aporte de agua dulce a la cuenca. La signatura isotópica de las calizas es consistente con un ambiente marino con fluctuaciones de salinidad (Marquillas et al., 2007). En algunos niveles de caliza se han encontrado huesos y pisadas de dinosaurios lo que confirma su carácter de aguas someras. Hacia el este de la cuenca (depocentro Lomas de Olmedo), la parte superior de la Formación Yacoraite grada lateralmente a lutitas bituminosas, micritas negras y evaporitas, interpretadas como depósitos lacustres con escasa conexión marina y sometidos a fuerte evaporación. Parte de estas capas ya son de edad Paleocena. Del punto de vista económico, la Formación Yacoraite es de gran interés pues contiene mineralizaciones de uranio (explotadas durante muchos años por la Comisión Nacional de Energía Atómica en el Yacimiento de El Tonco, en el sector SO de la cuenca) y, además, es una importante roca generadora y reservorio de hidrocarburos en la subcuenca de Lomas de Olmedo.

Las calizas de la Formación Yacoraite se correlacionan con las de la Formación El Molino de **Bolivia**, en la

que también abundan las estructuras estromatolíticas. En la localidad de Cal Orkho ('cerro de cal' en aymara), cerca de la ciudad de Sucre, se descubrieron excepcionales pisadas de dinosaurios correspondientes a terópodos, saurópodos y ornitisquios (Meyer et al., 2001). Allí, en una pared de 80 m de altura y más de 1 km de longitud, se preservaron alrededor de 5000 huellas y, entre ellas, una 'caminata' de un dinosaurio carnívoro que se puede seguir a lo largo de 350 m (!), hasta ahora la más larga del mundo (Fig. 8.49). Otra conclusión interesante,

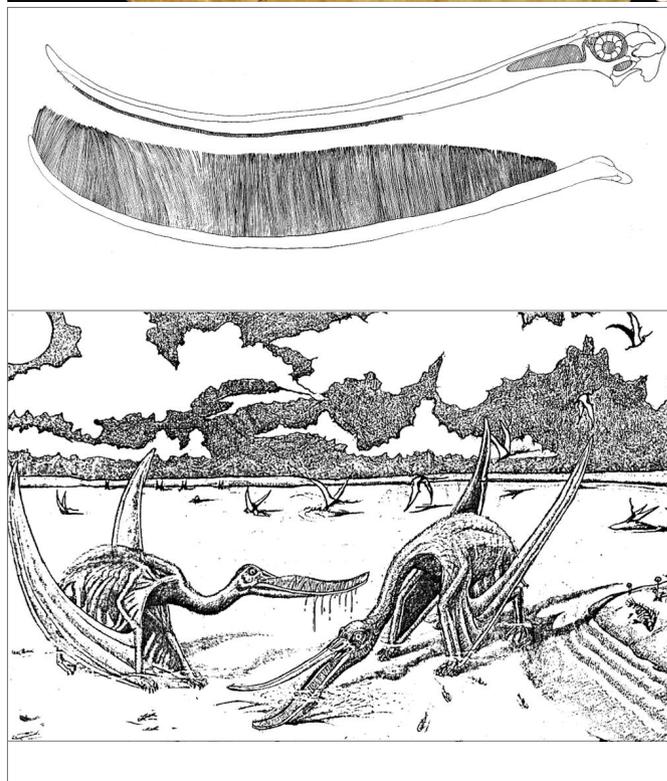


Figura 8.50. Arriba: esqueleto articulado de *Pterodaustro guinazui*; al centro: reconstrucción del cráneo (Sánchez 1973); abajo: paisaje del ambiente lacustre de la Formación Lagarcito; en primer plano, ejemplares de *Pterodaustro* alimentándose (modificado de Chiappe et al., 1998).

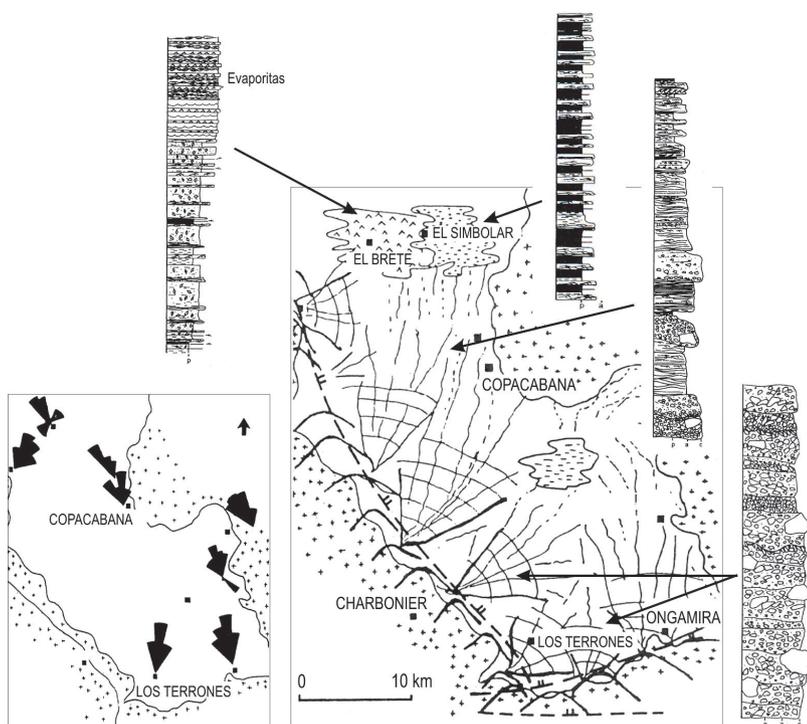


Figura 8.51. Arriba: reconstrucción de la fisiografía de la cuenca cretácica del norte de Córdoba (ver ubicación en la Figura 8.43) y columnas estratigráficas representativas de cada sector de la cuenca. Nótese las diferencias litofaciales entre las secciones del sur y las del norte. A la izquierda: diagramas de paleocorrientes (modificado de Astini et al., 1993). Abajo: afloramientos de las facies de abanicos aluviales en la zona de Los Terrones-Ongamira.

basada además en las pisadas de las localidades vecinas de Toro Toro y Humaca, es que los saurópodos se movían en manadas.

En Bolivia, a diferencia del norte argentino, la extensa transgresión marina del Albiano penetró desde el norte a través de las cuencas pacíficas de Ecuador, Perú

y norte de Chile. La base está representada por las areniscas y conglomerados de la Formación La Puerta (que también son portadoras de pisadas de dinosaurios), seguidas de calizas fosilíferas delgadas con amonites del Cenomaniano y limolitas rojas con evaporitas, lo que revela el pasaje de un ambiente marino somero a uno de albuferas y llanuras salinas supramareales (sabkha). Su asociación con basaltos alcalinos, posiblemente coetáneos con la colada superior del Subgrupo Pirgua muestra la enorme extensión de esta cuenca de rift. Una segunda ingresión marina está indicada por una delgada sucesión de margas, dolomitas y pelitas. La sucesión culmina con la transgresión del Maastrichtiano durante la cual se depositaron las calizas de la Formación El Molino mencionada al comienzo (Semper, 1995; Jaillard et al., 2000; Fiedler et al., 2003).

Del rosario de cuencas de rift de la región pampeana merece destacarse la **cuenca de Las Salinas** (Fig. 8.46), cuyos afloramientos están expuestos en el Parque Nacional Sierra de Las Quijadas de la provincia de San Luis, en la región central de Argentina. El relleno, al igual que en las otras cuencas de rift, se inicia con conglomerados y areniscas depositados en abanicos aluviales y sistemas fluviales, y culmina con efusiones basálticas y sedimentos arenoso-pelíticos entre los que sobresalen intervalos finamente laminados de arcilitas y limolitas rojizas. Estas facies indican sedimentación en un sistema lacustre perenne que se desarrolló sobre las llanuras aluviales previas debido a un incremento de la subsidencia de la cuenca. Estos niveles, referidos a la Formación Lagarcito, contienen una rica fauna y flora que refleja con bastante aproximación la biota de un ecosistema lacustre del Cretácico Inferior (Albiano) de la región pampeana (Chiappe et al., 1998; Arcucci et al., 2015). La flora está formada mayormente por angiospermas y escasos restos de equisetales, briófitas y pteridófitas (Prámparo et al., 2005; Puebla et al., 2012). La presencia de trazas de alimentación indica la existencia de una epifauna y una infauna detritívora somera, aunque su baja diversidad y su restricción a ciertas capas de arenisca sugieren que fueron

producidas por organismos oportunistas que colonizaron las arenas depositadas en las partes profundas del lago por corrientes de densidad. La fauna se compone de crustáceos conchostráceos, ostrácodos, al menos dos especies de peces y más de 300 ejemplares, incluyendo un huevo con un embrión, del curioso pterosaurio *Pterodaustro guinazui*, cuya envergadura de alas llegaba hasta 3 metros (Fig. 8.50). Su mayor peculiaridad radica en las mandíbulas largas y curvas provistas de dos tipos de dientes: cortos y en forma de espátula en la parte superior y largos, delgados y muy numerosos (cerca de 1000) en la parte inferior. Por su disposición apretada y su flexibilidad, estos dientes deben haber formado una malla que servía para filtrar el agua y el fango escarabado del fondo y retener el alimento, especialmente crustáceos, insectos y pequeños peces (Sánchez, 1973; Chiappe et al., 2000; Cordorniu y Chiappe, 2001).

Las sucesión cretácica expuesta en el norte de la **Sierra Chica de Córdoba** (Fig. 8.46) es un buen ejemplo de como pueden reconstruirse los paleoambientes y la paleofisiografía de estos sistemas de rift en base al análisis litofacial y a los patrones de paleocorrientes (Astini et al., 1993). En esta pequeña cuenca las rocas cretácicas se apoyan directamente sobre el basamento ígneo-metamórfico mediante una discordancia erosiva. Las facies dominantes en el sector S y SO de la cuenca (sector Los Terrones/Ongamira) son brechas y conglomerados matriz soportados de color rojizo depositados por flujos de detritos con variable grado de dilución (Fig. 8.51). Estos depósitos de grano grueso representan antiguos abanicos aluviales alineados a lo largo de fallas normales activas que producían un fuerte desnivel topográfico y, por consiguiente, abundante aporte de detritos a la cuenca. En la región central de la misma, en cambio, dominan las areniscas rojas, tanto lenticulares como tabulares, con estratificación cruzada y grietas de desecación. Estas facies han sido interpretadas como producto de crecientes de ríos efímeros localizados al pie de los abanicos aluviales. Más distalmente aún aparecen facies de limolitas rojas y arcilitas laminadas formadas por decantación en cuerpos de agua muy someros y efímeros. En el sector norte de la cuenca (área de El Brete) hay capas de yeso intercaladas con pelitas rojizas en las que suele haber ondulitas simétricas. Estas asociaciones pelítico/evaporíticas se desarrollaron en una cuenca endorreica, como lo demuestra el diseño centrípeto de las paleocorrientes (Fig. 8.51). Las facies yesíferas y las ondulitas de oscilación indican la presencia de lagunas con agua temporaria. Este tipo de cuencas intermontanas, conocidas como 'barreales', son comunes actualmente en las zonas de clima semiárido, siendo uno de los ejemplos más conocidos el Barreal de Leoncito, al sur de la provincia de San Juan.

8.16 LAS CUENCAS MARINAS DE AREQUIPA, TARAPACÁ Y DOMEYKO DE PERÚ Y CHILE

En los Andes centrales de Perú y Chile prevaleció, desde el Jurásico, un régimen extensional, y se definieron varias cuencas marinas cuyo relleno perduró hasta el inicio del Cenozoico con los primeros pulsos compresivos que culminaron en la orogenia Andina. Una de las cuencas más activas fue la de Arequipa, situada en el SO de Perú, en la que se acumularon cerca de 5000 m de sedimentos. Durante el Jurásico, la paleogeografía de los Andes centrales fue muy compleja debido al desarrollo simultáneo de cuencas de antearco y retroarco, y otras de tipo transtensional ligadas al movimiento sinistral de la Falla de Atacama (Fig. 8.52). Debido a la proximidad de la zona de subducción, las rocas volcánicas son frecuentes en toda la sucesión. En la cuenca de Tarapacá del norte de Chile, por ejemplo, el desarrollo del arco magmático está evidenciado por una espesa sucesión de dacitas, andesitas, tufitas y basaltos (Formación La Negra). Estas rocas se alternan con depósitos volcanoclásticos y marinos que incluyen turbiditas, pelitas negras y capas de caliza, entre las cuales hay frecuentes hiatus estratigráficos producto de la movilidad del arco magmático. El Jurásico culmina con pelitas negras y evaporitas depositadas en un ambiente tipo sabkha y calizas de plataforma muy fosilíferas las que están bien expuestas en la actual Cordillera de Domeyko del norte de Chile. El fin del Cretácico Inferior está caracterizado por el abrupto influjo de arenas y un máximo de actividad del arco magmático en el Aptiano, fenómenos que estarían asociados al aumento de velocidad de deriva de la placa sudamericana en respuesta a la apertura del Atlántico Sur. Este aumento en la tasa de convergencia culminó en el Albiano con la primera

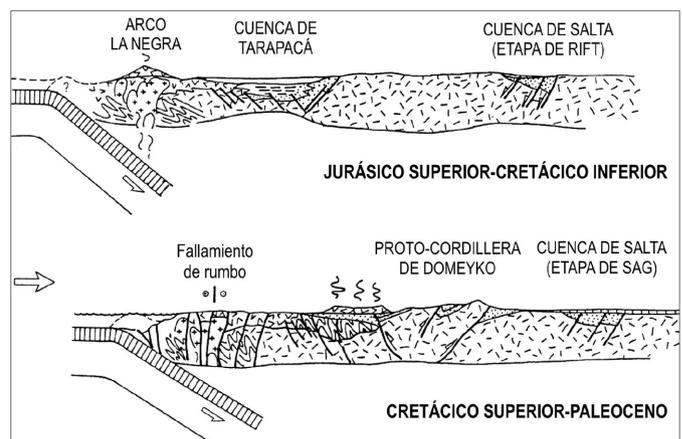


Figura 8.52. Geodinámica del margen continental activo de los Andes centrales a la latitud del norte de Chile durante el Jurásico y Cretácico (modificado de Ramos y Aleman, 2000).

deformación importante de las secuencias marinas. A partir del Albiano se produjo una transgresión de gran magnitud que inundó todas las cuencas y penetró, como vimos previamente, en el interior de Bolivia, donde se depositaron las calizas con amonites de la Formación Miraflores. La segunda fase de deformación (Fase Peruana), ocurrida en el Santoniano-Campaniano, fue más intensa que la anterior y produjo la emergencia y erosión del arco volcánico, la inversión del relieve de la cuenca de Tarapacá y la formación de la proto-Cordillera de Domeyko (Fig. 8.52).

8.17 LA CUENCA NEUQUINA

La cuenca Neuquina (Fig. 8.53) merece ser tratada aparte por varias razones: 1) contiene un registro sedimentario marino casi continuo que abarca el Jurásico y gran parte del Cretácico, lapso a través del cual experimentó amplias y complejas variaciones litofaciales con alternancia de facies detríticas, carbonáticas y evaporíticas. Por ello es un excelente laboratorio natural para el estudio de la evolución de los sistemas depositacionales en el tiempo y del papel que jugaron los cambios eustá-



Figura 8.53. Paleogeografía del mar del Cretácico Inferior en el oeste de Chile y Argentina (modificado de Aguirre-Urreta et al., 2008).

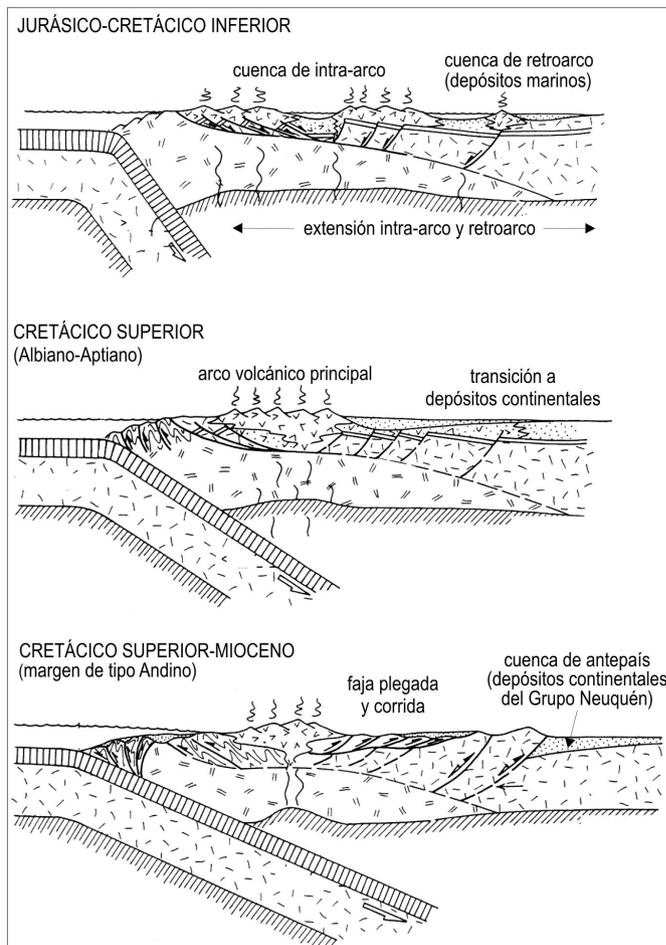


Figura 8.54. Evolución geodinámica del margen andino a la latitud de la cuenca Neuquina (modificado de Ramos y Aleman, 2000).

tics y la tectónica del margen Andino; 2) las facies marinas contienen uno de los registros de amonites más completo del mundo. El esquema bioestratigráfico de alta resolución resultante permitió correlacionar con precisión los distintos eventos sedimentarios; 3) los niveles marinos contienen una variada fauna de reptiles, y las unidades continentales del Cretácico Superior han adquirido notoriedad en todo el mundo por sus faunas de dinosaurios y otros tetrápodos; 4) es la mayor cuenca productora de hidrocarburos de Sudamérica austral, con reservas estimadas en $162 \times 10^6 \text{ m}^3$ de petróleo. La geología y la paleontología de la cuenca Neuquina han sido objeto de innumerables trabajos desde que se perforaron los primeros pozos petrolíferos a principios del 1900. En las síntesis de Legarreta y Uliana (1999), Cruz et al. (2000) y en los trabajos del volumen editado por Veiga et al. (2005) puede encontrarse gran parte de la información moderna acerca de esta cuenca.

La cuenca Neuquina ocupa alrededor de 120.000 km² y está ubicada en el oeste de Argentina, en su mayor

parte en la provincia de Neuquén, aunque penetra en la alta cordillera de Chile y en las provincias de Mendoza y La Pampa. Desde el Jurásico Superior la cuenca Neuquina estuvo conectada con la cuenca chilena de Chañarcillo y con la cuenca de Aconcagua (Fig. 8.53). En los depocentros, la sucesión alcanza espesores del orden de 4000-5000 m. En la región Andina está afectada por pliegues y corrimientos. Hacia el este, en cambio, se define una extensa 'bahía' en forma de arco donde la sucesión mesozoica está menos deformada y yace en su mayor parte en el subsuelo. Es en este sector, a menudo denominado 'engolfamiento neuquino', donde se localizan gran parte de los campos petrolíferos. Hacia el oeste, la cuenca estuvo bordeada por un arco magmático cuya actividad se inició en el Jurásico Inferior, persistió durante el Cretácico y continuó durante el Cenozoico. La actividad volcánica fue episódica, alternándose períodos de expansión y de migración del arco con momentos estacionarios o de retracción. El desarrollo del arco volcánico, las variaciones eustáticas y los pulsos tectónicos determinaron el grado de conexión de la cuenca Neuquina con el océano abierto, lo que tuvo gran incidencia en la sucesión de facies.

La evolución de la cuenca Neuquina puede resumirse en tres etapas, cada una de las cuales es el resultado de una determinada configuración geodinámica: 1) la etapa de rift, 2) la etapa post-rift y 3) la etapa de antepaís (Fig. 8.54). La **etapa de rift** se inició a fines del Triásico y comienzos del Jurásico, en coincidencia con un régimen extensional horizontal asociado a fenómenos de transcurrencia que actuaron sobre zonas de debilidad preexistentes (Franzese y Spalletti, 2001; Ramos y Folguera, 2005). Como resultado, se produjo un sistema de hemigrábenes que fueron rellenados por depósitos aluviales, fluviales y lacustres entre los que se intercalan tobas dacíticas/riodacíticas y basaltos olivínicos (Formación Lapa). La fase de **postrift** se inició con el hundimiento térmico de la cuenca y la ingresión del mar desde el proto-Pacífico a través de brazos o canales entre los arcos volcánicos. Entonces se produjo el traslape generalizado de los depósitos marinos en dirección del antepaís y la formación de un amplio engolfamiento de posición de retroarco. La extensión cortical prosiguió durante el resto del Jurásico y el Cretácico Inferior dando lugar a potentes depósitos marinos que son referidos a los Grupos Cuyo, Lotena, Mendoza y Rayoso (en parte) (Fig. 8.55).

En la sucesión Jurásico-Cretácica de la cuenca Neuquina se pueden reconocer numerosas secuencias depositacionales producto de una compleja interacción entre las oscilaciones eustáticas, las variaciones de la tasa de subsidencia y los efectos tectónicos regionales. Un buen ejemplo de la complejidad de estos sistemas es el intervalo abarcado por las formaciones **Agrio y Huitrín**,

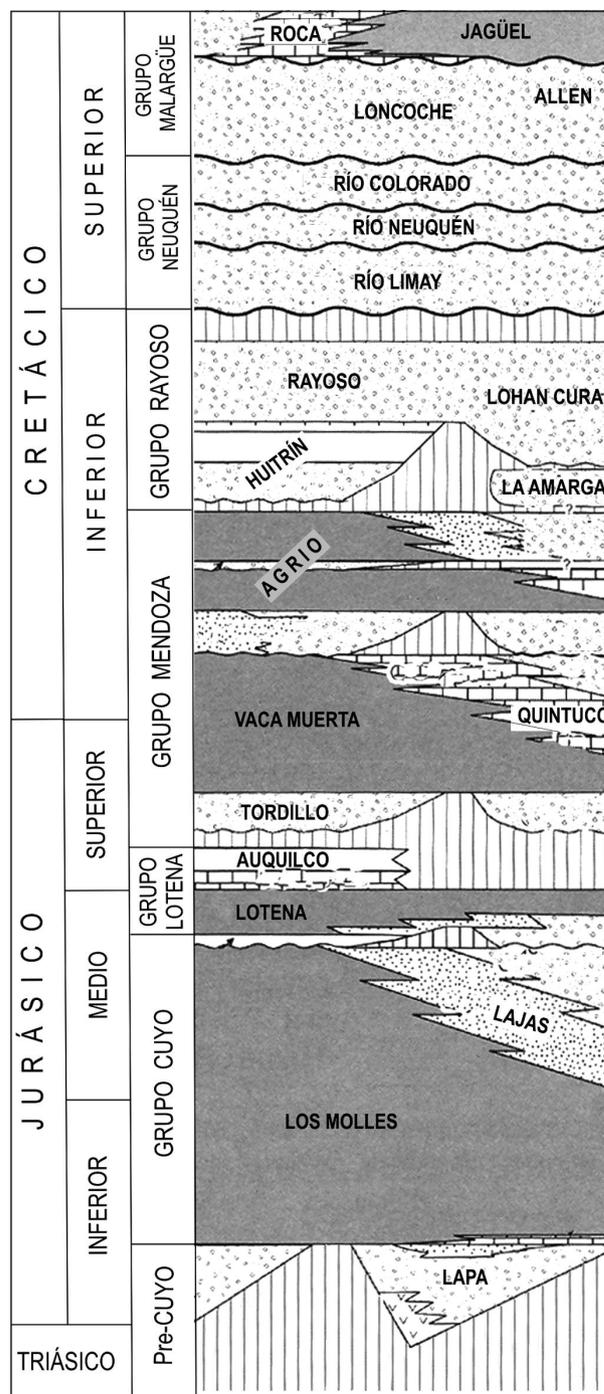


Figura 8.55. Principales unidades estratigráficas de la cuenca. En gris: sedimentación marina clástica y carbonática; punteado fino: rocas clásticas marinas litorales; símbolo de caliza: rocas carbonáticas de plataforma; círculos pequeños: rocas clásticas y volcanoclásticas (simplificado de Howell et al., 2005).

depositadas en el Cretácico Inferior. La Formación Agrio está representada por depósitos de mar abierto en los que predominan lutitas bituminosas negras, calcilutitas y calizas nodulares ricas en amonites y reptiles marinos.

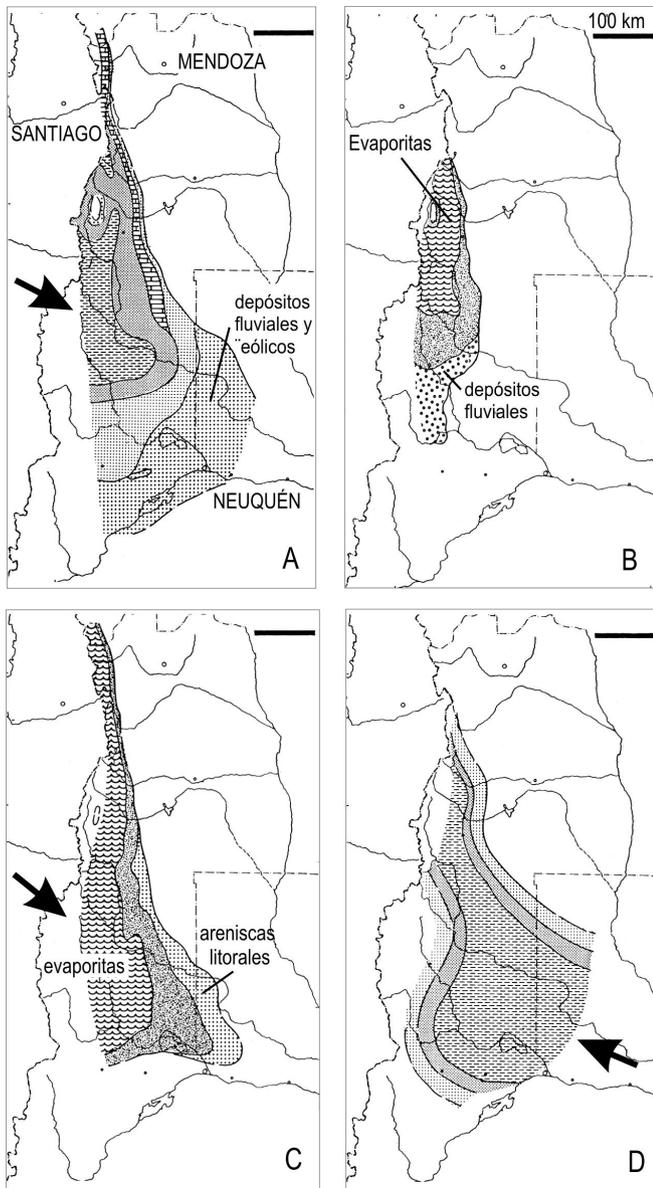


Figura 8.56. Paleogeografía de la cuenca neuquina en el Cretácico. A: Hauteriviano; B: Aptiano; C: Albiano; D: Maastrichtiano. La flecha indica el sentido de la transgresión (de Legarreta y Uliana, 1999).

Hacia los sectores marginales gradan lateralmente a facies clásticas marinas de plataforma y depósitos continentales (Fig. 8.56 A,B). Las pelitas negras representan el cortejo de mar alto de la secuencia infrayacente. Sobre ellas yacen, en contacto abrupto y a veces erosivo, areniscas y calizas de ambiente marino somero o, directamente, facies fluviales y de barreal seguidas de areniscas eólicas (Formación Huitrín, parte inferior). La base de los depósitos fluviales marca el punto extremo de la caída del nivel del mar y por lo tanto representa la base de la siguiente secuencia depositacional. Estos depósitos son cubiertos en toda la cuenca por más de 200 m de

evaporitas (principalmente anhidrita y halita) las que yacen en contacto neto sobre las facies fluviales/eólicas. La unidad evaporítica (parte superior de Huitrín) se acumuló en una cuenca restringida hipersalina que fue periódicamente desecada e inundada por agua marina (Fig. 8.56 C). Esta ingresión marina fue resultado de un ascenso del nivel del mar, por lo que del punto de vista de la estratigrafía secuencial los depósitos salinos corresponden al cortejo transgresivo (Veiga et al., 2005). Sin embargo, no todos los cambios litofaciales pueden ser adjudicados a variaciones del nivel del mar. Por ejemplo, en la sucesión de facies del cortejo de mar bajo (parte inferior de la Formación Huitrín) se pone en evidencia un gradual aumento de la aridez, pues se pasa de facies de ríos entrelazados a ríos efímeros con intercalaciones eólicas y culmina con un campo de dunas lineales o transversales de hasta 35 m de relieve (Strömbäck et al., 2005). Este cambio climático pudo responder tanto a un fenómeno global como a particulares condiciones topográficas, como la elevación del arco volcánico, lo que no sólo impidió el ingreso del mar sino que también actuó como una pantalla a los vientos húmedos del proto-Pacífico. Respecto de la transgresión marina que le sucedió, es muy probable que se deba al ascenso eustático del Aptiano superior, claramente indicado en las cartas globales (ver Fig. 8.29). La restricción de la cuenca, por lo tanto, no habría sido producto de un descenso del nivel del mar sino del crecimiento del arco volcánico. Del punto de vista de la dinámica del margen



Figura 8.57. Afloramiento de la Formación Vaca Muerta (Titoniano) donde se observan capas alternantes de pelitas y calizas (wackestones) y una ritmicidad orbitalmente controlada. De acuerdo a Kietzmann et al. (2011) los ciclos elementales tienen un promedio de 20 ka (precesión) modulados por ciclos de 100 ka (excentricidad de baja frecuencia). Cuesta del Chihuido al sur de Malargüe, Mendoza [(foto gentileza de Diego A. Kietzmann (en Kietzmann, 2011))].

continental, este fenómeno marca la transición entre la etapa de expansión de trasarco y la etapa de cuenca de antepaís (Fig. 8.54). Este cambio estaría ligado al incremento de la tasa de convergencia de las placas en relación con la apertura del Océano Atlántico sur.

En la **etapa de antepaís**, iniciada a fines del Cretácico Tardío, el arco magmático fue el sitio de emplazamiento de grandes batolitos y se produjo su migración en sentido del antepaís (Fig. 8.54). En esta fase se inició la deformación y progresiva elevación de la región Andina (en particular de la Cordillera del Viento) mediante la reactivación de las fallas normales desarrolladas en la fase de rift. En el Cretácico Tardío comenzó a estructurarse la faja plegada y corrida del Agrio y, como resultado, se generó una cuenca de antepaís que fue rellenada por más de 2000 m de clásticos continentales sinorogénicos (Formación Rayoso y Grupo Neuquén). Estos sedimentos se expandieron a través de la cuenca Neuquina conectándola con otras cuencas de la Patagonia (Howell et al., 2005). A fines del Cretácico, el ascenso eustático del Maastrichtiano impulsó una nueva transgresión marina (Formación Roca) la que provino, por primera vez, desde el naciente Océano Atlántico (Figs. 8.56D, 8.58).

Los primeros pozos de la cuenca Neuquina se perforaron en el Cerro Lotena, pero el descubrimiento de petróleo de importancia comercial se produjo en Plaza Huincul. Como vimos antes, durante el Jurásico prevaleció la subsidencia térmica y el Grupo Cuyo se inicia con limolitas y arcilitas marinas color gris oscuro (Formación Los Molles) cuyos espesores varían de 200 a 1000 m. Entre ellas se intercalan horizontes arenosos de carácter turbidítico. Lateralmente, estos depósitos marinos gradan a facies deltaicas (Formación Lajas). Las rocas pelíticas de la Formación Los Molles constituyen el primer intervalo generador de la cuenca. Esta formación es, en general, roca madre para hidrocarburos y las limo/arcilitas del tramo superior constituyen la roca sello en toda el área. El segundo intervalo generador corresponde a las lutitas y arcilitas bituminosas de la Formación Vaca Muerta (Fig. 8.57), depositadas en un ambiente de rampa media/distal (Spalletti et al., 2000). Esta unidad tiene escasa influencia terrígena y se acumuló bajo condiciones de depositación euxínicas por lo que es una excelente roca generadora. Tanto las características del kerógeno como de los bitúmenes señalan un muy elevado potencial para generar hidrocarburos líquidos (Cruz et al., 2000). En algunos pozos, las facies deltaicas y litorales progradantes de la Formación Lajas son rocas reservorio de gas y petróleo. La Formación Los Molles, además de ser roca productora, también tiene características de reservorio, en particular los cuerpos arenosos del Miembro Cutralcó, cuya porosidad es del 11-15%. Otras rocas reservorio de gran importancia son

las facies arenosas de origen fluvial del tope del Grupo Lotena y de la base del Grupo Mendoza.

8.18 LAS CUENCAS DE RIFT DEL SALADO Y DEL COLORADO Y LA TRANSGRESIÓN ATLÁNTICA

Las cuencas del Salado y del Colorado cortan transversalmente el margen continental de Argentina y se interpretan como sistemas de rift generados durante la apertura del Atlántico Sur, luego desactivados (Fig. 8.46). Su estructura profunda se conoce en detalle gracias a los numerosos pozos de exploración y líneas sísmicas de reflexión realizadas por YPF. Para explicar la fuerte oblicuidad de estas cuencas respecto del la orientación NNE del límite corteza continental/ corteza oceánica se han propuesto varias hipótesis. Estudios recientes demuestran que estas cuencas son el resultado de al menos dos fases de extensión independientes y que sólo la última se relaciona directamente con la apertura oceánica (Lovecchio et al., 2018). La sucesión cretácica es muy potente y en ambas cuencas supera los 8000 m, a

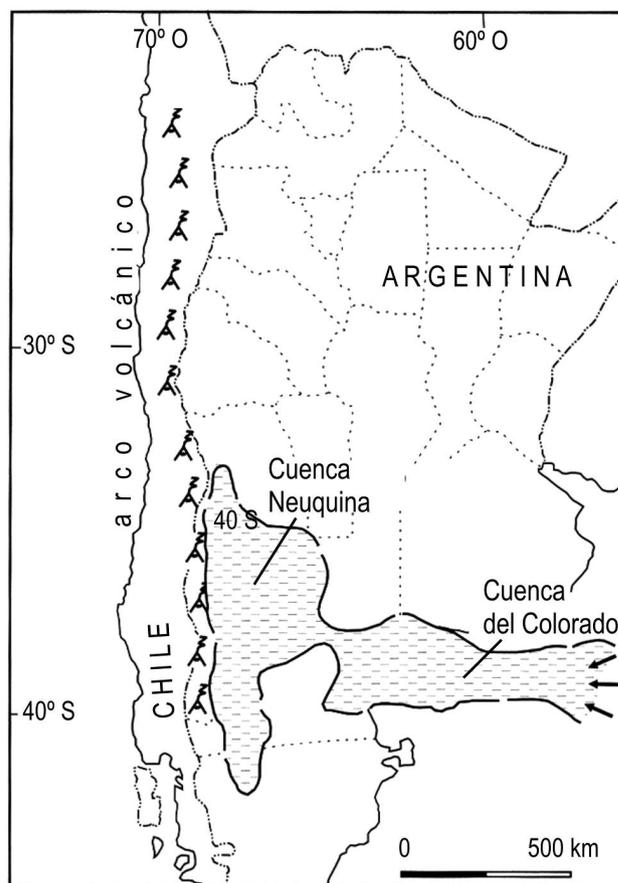


Figura 8.58. Paleogeografía de la transgresión del Cretácico Superior mostrando la conexión entre la cuenca del Colorado y la cuenca Neuquina.

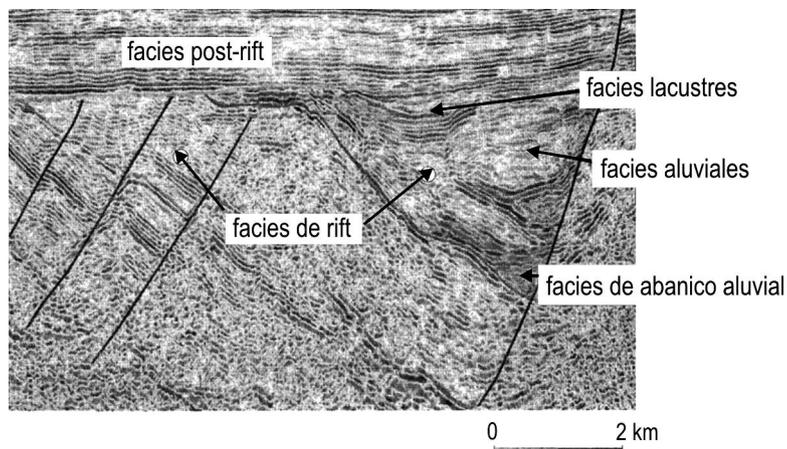


Figura 8.59. Sección sísmica de la cuenca del Colorado mostrando las facies de sinrift y postrift (de Gelbhard, 2005).

los que hay que sumarle cerca de 3000 m de sedimentos Cenozoicos. Los espesores se acuñan rápidamente hacia el alto estructural que los separa, denominado Dorsal de Tandil. En la cuenca del Colorado la etapa de rift se habría iniciado a fines del Jurásico y perduró durante el inicio del Cretácico. En esta fase se depositaron conglomerados y areniscas rojas que se apoyan en discordancia sobre basamento precámbrico y Paleozoico. En las secciones sísmicas se observa claramente el relleno de los hemigrábenes y el control que las fallas normales ejercieron sobre las facies (Fig. 8.59). La sucesión de post-rift evoluciona desde facies de llanuras

aluviales a facies deltaicas y finalmente marinas (lutitas y arcilitas oscuras de plataforma), las que traslapan la sucesión de sinrift cubriendo directamente el basamento. Ya en el Cenozoico se definió el margen pasivo que persiste hasta la actualidad.

El sistema de rift más antiguo (FS1, Fig. 8.60) se interpreta como una reactivación de los corrimientos del Paleozoico tardío (orogénesis Gondwánica, ver Capítulo 6) de los sistemas de Ventana-Cinturón del Cabo durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano. La segunda fase de rift (SF2) tuvo lugar en el Jurásico Temprano-medio y fue responsable de la definición de los principales depocentros de ambas cuencas. Esta fase se caracteriza por fallas orientadas E-W a SE-NW y se

considera correlativa con la génesis de la cuenca de Karoo de Sudáfrica y con la apertura del Mar de Weddell. El estadio final de rifting (SF3) tuvo lugar en el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano y se caracteriza por fallas orientadas WNW-ESE, es decir, subparalelas al margen continental actual y se relaciona con la apertura de Atlántico Sur (Lovecchio et al., 2018) (Fig. 8.60).

La transgresión marina del Maastrichtiano penetró profundamente en el continente comunicando la cuenca del Colorado (y posiblemente también la del Salado) con la cuenca Neuquina. Se calcula que cerca de medio millón de kilómetros cuadrados de la Patagonia fueron

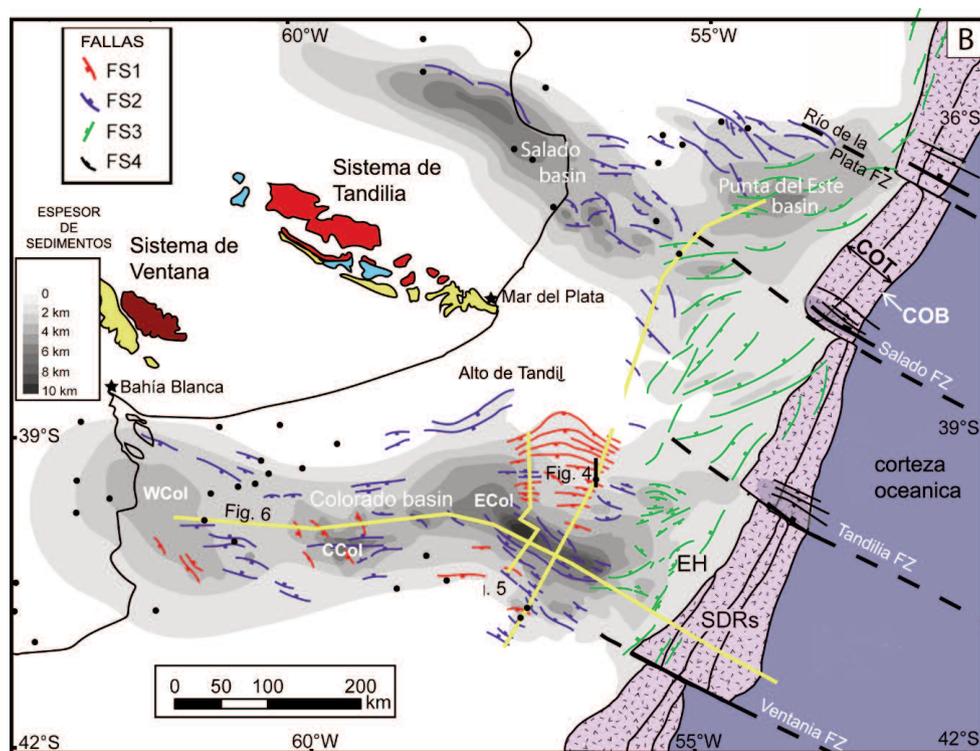


Figura 8.60. Mapa estructural de las cuencas del Colorado y del Salado (offshore de Argentina) y cuenca de Punta del Este (offshore de Uruguay). En gris, espesor total de sedimentos en el dominio cortical continental y depocentros de las cuencas. FS1 a FS4: Sistemas de fallas ordenados en forma cronológica (ver texto); las fallas FS4 están asociadas a las zonas de fractura (FZ) y están restringidas a la zona de transición corteza continental/oceánica (COT); EH: dorsal externa. Los puntos negros representan pozos de exploración. Las líneas amarillas corresponden a transectas sísmicas. Simplificado de Lovecchio et al. (2018).

cubiertos por las aguas conformándose una geografía tipo archipiélago (Fig. 8.58). De este modo, el naciente océano Atlántico Sur se conectó con el proto-Pacífico produciendo importantes cambios en los patrones de circulación oceánica y de dispersión faunística (Riccardi, 1988; Pascual, 1998; Casadío, 1998). En la Patagonia central se desarrollaron facies estuarinas, de llanuras de marea y lagunares en las que aparecen asociados reptiles marinos (plesiosaurios, ictiosaurios), de agua dulce y terrestres (Gasparini et al., 2001). Entre estos últimos, las tortugas y los ofidios son típicamente sudgondwánicos lo que supone una conexión entre Australia y Patagonia a través de Antártida. Incluso, se especula que el brazo de mar Maastrichtiano actuó como barrera a la dispersión de los tetrápodos hacia el norte, razón por la cual las biotas del Cretácico Tardío de Perú y Bolivia difieren de las de Patagonia, cuyas mayores afinidades son con Australia, Antártida, India y Madagascar (Pascual et al., 1992; Pascual, 1998).

En la región norte de la Patagonia, la transgresión del Maastrichtiano-Daniano (durante muchos años denominada transgresión Rocanense) depositó las calizas fosilíferas de la Formación Roca. Hacia el sector andino predominan facies deltaicas con abundante aporte piroclástico, en consonancia con la cercanía al orógeno (Fig. 8.55 D). Las facies carbonáticas del área oriental, en cambio, contienen una rica fauna de invertebrados, en particular de cangrejos y ostras. Su abundancia fue tal que llegaron a formar acumulaciones biostromales (Feldmann et al., 1995; Casadío, 1998).

8.19 PATAGONIA Y SUS DINOSAURIOS

La Patagonia argentina se ha revelado en las últimas décadas como uno de los reservorios de tetrápodos cretácicos más notables del mundo. Los dinosaurios ocupan un lugar preponderante, no sólo por la espectacularidad de los restos sino por su gran variedad: hasta ahora se han descrito más de 40 especies y muchas formas se encuentran aún en proceso de extracción o de estudio (Fig. 8.61). Además, la sucesión de niveles fosilíferos documenta en forma casi ininterrumpida la historia de los últimos 56 Ma previos a su extinción a fines del Cretácico.

Gran parte de los fósiles provienen de la potente sucesión continental del Grupo Neuquén, formada por sedimentos aluviales, fluviales y lacustres. Durante muchos años estas rocas clásticas rojizas del Cretácico Superior se conocieron como los 'Estratos con Dinosaurios', término acuñado por el geólogo alemán Juan Keidel en 1917. El descubrimiento de los primeros huesos de dinosaurios, sin embargo, es bastante anterior y fue realizado por el Comandante Buratovich en 1882, en

predios donde hoy se erige la ciudad de Neuquén. Los restos fueron obsequiados al presidente de la República de ese entonces, el General Julio A. Roca quien, a su vez, se los entregó a Florentino Ameghino para su estudio. Fue así como en Marzo de 1883 se dio a conocer en el diario La Nación el primer hallazgo de dinosaurios de Argentina (y también de América del Sur). Otros restos fueron encontrados casualmente en los alrededores de Neuquén por las tropas del ejército nacional durante la llamada 'conquista del desierto', entre ellos los primeros huesos del saurópodo *Antarctosaurus giganteus*. Con su fémur de 2,35 m de longitud fue, durante mucho tiempo, el dinosaurio más grande de América del Sur. El primer estudio científico fue realizado en 1893 por Ricardo Lyddeker a partir de material coleccionado por una expedición organizada por el Museo de La Plata con los métodos precarios de la época. El extraordinario avance del conocimiento de los tetrápodos cretácicos patagónicos a partir de la década de 1980 se debe en gran medida a los trabajos realizados por el Dr. José Bonaparte, del Museo Argentino de Ciencias Naturales 'Bernardino Rivadavia'. Bonaparte y sus colaboradores – y varios de sus discípulos en fecha más reciente – han producido un caudal de información tan enorme que resulta imposible resumirlo en este libro, por lo que sólo se mencionarán aquellos fósiles más relevantes y de mayor significado evolutivo o biogeográfico (una reseña completa puede verse en Bonaparte, 1996, 1998).

Los dinosaurios más antiguos de la Patagonia son del Jurásico Medio y provienen de la región norpatagónica, al oeste de la meseta de Somuncurá, cerca de 200 km al sur de la cuenca Neuquina. Allí, a lo largo del curso medio del río Chubut, afloran las capas lacustres y fluviodeltaicas de la Formación Cañadón Asfalto. Estas rocas se depositaron en sistemas de hemigrábenes cuya extensión estuvo relacionada con el volcanismo de la provincia magmática Chon-Aike. Los basaltos intercalados en la parte inferior de la Formación Cañadón Asfalto dieron una edad Bajociana a Caloviana. En el yacimiento de Cerro Cóndor (Fig. 8.62) se encontraron varios dinosaurios, entre los cuales sobresale *Piatnitzkysaurus*, un terópodo con un cráneo de cerca de medio metro de longitud. Este carnívoro está asociado con ejemplares de diferente talla del saurópodo *Patagosaurus*, lo que refuerza la idea de que estos herbívoros vivían en manadas y tenían algún tipo de cuidados parentales, como los mamíferos.

Dejando de lado algunos restos encontrados en capas jurásicas, los más antiguos dinosaurios de la cuenca Neuquina son los saurópodos de las formaciones Bajada Colorada y La Amarga del Cretácico Inferior (Apesteguía, 2007). Esta última unidad yace en discordancia sobre rocas marinas de la Formación Agrio (ver

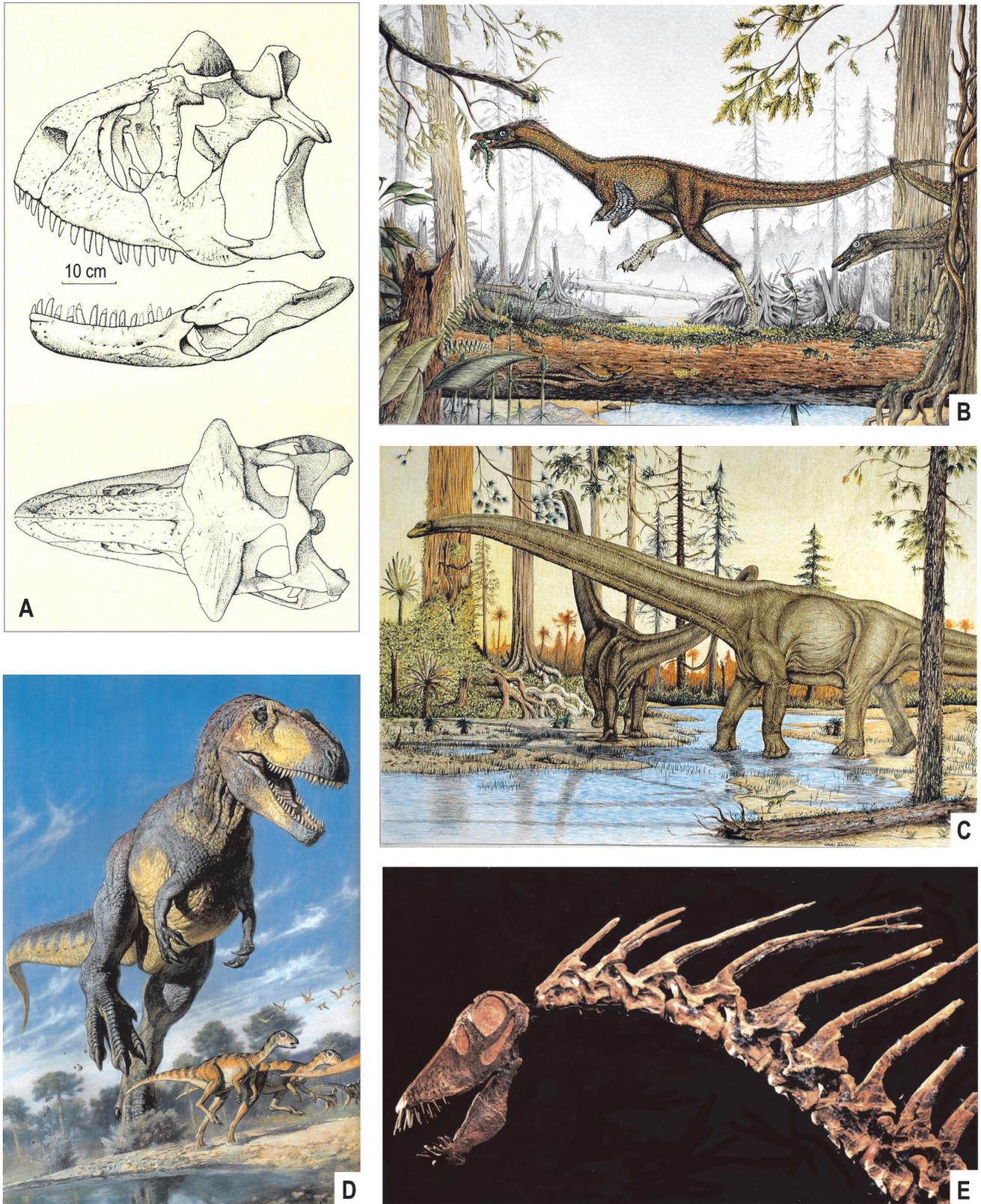


Figura 8.61. Algunos dinosaurios típicos de la Patagonia argentina. A. *Carnotaurus sastrei*, Maastrichtiano de Chubut. Cráneo en vista lateral y dorsal mostrando los ‘cuernos’; B. El maniraptor *Alvarezsaurus calvoi*, del Santoniano de Neuquén; C: *Argentinosaurus huinculensis*, saurópodo del Cenomaniano de Neuquén; D: Reconstrucción de *Giganotosaurus carolinii*, dinosaurio carnívoro (carcaradontosáurido) del Albiano de Neuquén; E: Cráneo y región cervical de *Amargasaurus cazau*, Cretácico Inferior de Neuquén (A, E, de Bonaparte, 1996; B,C, reconstrucciones de Lucas Fiorelli).



Figura 8.62. Afloramientos de la Formación Cañadón Asfalto (Jurásico Medio) sobre el Río Chubut.

Fig. 8.55) y está formada por areniscas fluviales, pelitas y calizas de agua dulce y limolitas rojas depositadas en llanuras de inundación y zonas pantanosas (Leanza et al., 2004). Uno de los dinosaurios más sorprendentes de esta formación es el saurópodo *Amargasaurus*. Su peculiaridad radica en que las vértebras del dorso y del cuello tenían espinas neurales bifidas y muy largas (Fig. 8.61). Una forma emparentada y algo más antigua es *Bajadasaurus*, cuyas espinas neurales son extremadamente largas (más de 1 metro de longitud) y se curvan hacia adelante en vez de hacia atrás (Fig. 8.63). Si bien la función de estas estructuras no se conoce con certeza, es probable que hayan cumplido un rol de defensa pasiva frente a los predadores (Gallina et al., 2019)

Sin dudas, la unidad más rica en restos de vertebrados es el **Grupo Neuquén**, una potente sucesión continental que se extiende desde Mendoza hasta Río Negro formando una franja de 800 km de longitud y cerca de 300 km de anchura. El lapso abarcado por esta unidad es de aproximadamente 25 Ma, desde el Cenomaniano hasta la base del Campaniano. Los niveles inferiores (Formación Candeleros), de origen fluvial, contienen el dinosaurio carnívoro *Giganotosaurus*, encontrado cerca del embalse de El Chocón (Coria y Salgado, 1995). Con un cráneo de 1,95 m de largo, dientes de 20 cm y un peso estimado en 8 toneladas, *Giganotosaurus* es incluso algo más grande que el famoso *Tyranosaurus rex* de América del Norte. Este gran carnívoro, además de la robustez del esqueleto y de su gran tamaño, se caracteriza por los dientes con bordes aserrados (Fig. 8.61). En las areniscas finas gris-amarillentas de la Formación Huincul suprayacente se encontró *Argentinosaurus*, el dinosaurio saurópodo más grande que se tenga conocimiento. Este enorme herbívoro pertenece a la familia de los titanosáuridos, un grupo muy abundante en América del

Sur. Si bien sólo se conoce parte de su esqueleto (vértebras dorsales, huesos del miembro posterior, cintura pélvica) se estima que alcanzó 40 m de longitud y su peso rondaba las 100 toneladas. Sus vértebras, por ejemplo, miden 1,30 m de anchura, la longitud de la tibia es de 1,60 m y el fémur tiene una longitud de 2,40 m, superando de este modo la talla de *Antarctosaurus*.

En la parte media del Grupo Neuquén, la fauna es muy diversa e incluye el terópodo maniraptor *Unenlagia*, una forma que estaba cerca de la línea evolutiva que condujo a las aves (los averaptores), de allí su nombre que proviene de las palabras mapuches *uñen* (mitad) y *lagia* (pájaro) (Novas y Puerta, 1997). Este peculiar dinosaurio aviano, cuya altura apenas superaba el metro, tenía una pelvis parecida a la de *Archaeopteryx*, el ave primitiva del Jurásico de Alemania, huesos con cavidades neumáticas para aligerar el peso y, lo más sorprendente, el brazo podía realizar un movimiento de elevación más pronunciado que en otros dinosaurios (aunque menor que en las aves verdaderas). Este movimiento, deducido a partir de la morfología de la escápula, le permitía realizar una suerte de aleteo que, si bien era insuficiente para volar, podía servir para capturar presas. A pesar de eso, se lo reconstruye con sus 'alas' cubiertas de plumas (Fig. 8.61), lo que no es descabellado si se tiene en cuenta que en varios raptores se han conservado impresiones de las plumas, que no son otra cosa que escamas reptilianas modificadas.

Un hallazgo por demás sorprendente realizado en la parte superior del Grupo Neuquén (Formación Río Colorado) es el de huevos de dinosaurios saurópodos en cuyo interior se han preservado impresiones de la piel y huesos de los embriones. En la localidad de Auca Mahuevo se han encontrado 30 agrupaciones de huevos en un área de 300 m² indicando una conducta gregaria de nidificación. Los huevos de dinosaurio tienen en pro-



Figura 8.63. Reconstrucción de *Bajadasaurus pronuspinax* realizada por Jorge A. González. La longitud estimada de este dinosaurio de la Formación Bajada Colorada es de 9 metros (de BBC News Mundo, bbc.com).

medio un diámetro de 16 cm, llegan a tener un volumen de más de dos litros y su cáscara es rugosa (Chiappe y Coria, 2000). Fuera de la cuenca Neuquina, también se han descubierto abundantes nidadas de dinosaurios en el Cretácico Superior (Formación Los Llanos) de la provincia de La Rioja (Tauber, 2007).

En esta brevísima reseña merece un párrafo aparte la fauna de la Formación Bajo de la Carpa, localizada en el tercio superior del Grupo Neuquén. Esta unidad está bien expuesta en los alrededores del campus de la Universidad de Comahue, en la ciudad de Neuquén, y en la costa del lago Los Barreales. Los fósiles están contenidos en areniscas rosadas de origen fluvial y eólico e incluyen tortugas, ofidios primitivos, una gran variedad de cocodrilos terrestres (entre los cuales está *Notosuchus*) y dos tipos distintos de aves. Una de ellas (*Patagopteryx*) es un ave primitiva cuyas alas estaban muy reducidas y, por consiguiente, se interpreta que era una forma corredora. La otra, *Neuquenornis*, era del tamaño de una paloma y, aunque sus alas eran muy similares a las de las aves actuales, tenía una combinación de caracteres primitivos sólo presentes en el grupo de aves extinguidas denominado Enantiornithes. La asociación faunística contiene, además, dinosaurios saurópodos y dos pequeños terópodos muy peculiares. Uno de ellos, *Alvarezsaurus*, pertenece a un grupo de maniraptores especializados en los cuales los miembros anteriores (o 'alas') estaban reducidos a muñones en cuyo extremo llevaban una única garra hipertrofiada. Su porte debió ser como el de un ñandú, su cuerpo habría estado cubierto de plumas y su dieta, al igual que en otros raptos, debió ser carnívora u omnívora (Fig. 8.61). La fauna de la Formación Bajo de la Carpa se completa con dinosaurios carnívoros del grupo de los Abelisáuridos. El género *Abelisaurus* es un gran carnívoro bípedo de más de 8 m de longitud, con miembros anteriores relativamente cortos pero provistos de poderosas garras. Si bien superficialmente es similar a *Tyrannosaurus*, el estudio detallado de su anatomía reveló diferencias importantes con los tiranosáuridos norteamericanos. Los abelisáuridos tienen diversos rasgos en común con otros dinosaurios típicamente gondwánicos registrados en la India, Madagascar, África y Antártida. Justamente, uno de los dinosaurios más espectaculares de la Patagonia es el abelisáurido *Carnotaurus* (literalmente 'toro carnívoro'), proveniente del Maastrichtiano de la provincia de Chubut. Su característica más notoria es la de poseer dos prominencias o 'cuernos' arriba de las órbitas (Fig. 8.61). Una forma emparentada se encontró en Madagascar, lo que demuestra que los carnotaurinos fueron un grupo endémico de Gondwana. Otra unidad patagónica del Maastrichtiano que sobresale por su fauna de tetrápodos es la Formación Los Alamitos, aflorante cerca del límite entre

Río Negro y Chubut. Está formada por pelitas oscuras, areniscas pardorrojizas y tobas blancas depositadas en lagos y ríos próximos al litoral marítimo. Estas capas contienen una fauna muy diversa compuesta de dinosaurios 'pico de pato' y titanosáuridos, anfibios anuros, lagartos, ofidios, una gran variedad de tortugas y un espectacular registro de mamíferos (Bonaparte, 1990) que llevó a cambiar los esquemas biogeográficos imperantes.

A modo de **síntesis biogeográfica**, podemos decir que desde el inicio del Cretácico Tardío las faunas de dinosaurios sudamericanos comenzaron a evidenciar un endemismo creciente respecto de las del Hemisferio Norte. Tal es así que evolucionaron grupos típicos de Gondwana, como los alvarezsáuridos, que también tienen representantes en Mongolia y en América del Norte. Las aves del tipo de *Neuquenornis* (enantiornites) también se habrían originado en Gondwana y luego migraron a América del Norte (Stidham y Hutchinson, 2001). El intercambio con Laurasia está evidenciado, además, por el ingreso en la Patagonia de elementos nórdicos como los dinosaurios 'pico de pato' (hadrosáuridos), los ceratopsios y los ankylosaurios, o sea que esta vía fue utilizada en doble sentido. La existencia de una conexión continental entre Norteamérica y Sudamérica a fines del Cretácico ha sido sugerida por varios autores (Gayet et al., 1992; Salgado y Coria, 1996; Forster, 1999, entre otros) y podría deberse tanto a un descenso eustático como a la emersión de islas volcánicas relacionadas con la zona de subducción instalada a lo largo del margen pacífico de la región Caribe (Fig. 8.33), o a la conjunción de ambos fenómenos.

8.20 CAMBIOS CLIMÁTICOS, IMPACTOS, EVENTOS DE ANOXIA, VOLCANISMO Y LA EXTINCIÓN K/Pg

Durante el Cretácico ocurrieron marcados cambios climáticos, los mares experimentaron repetidos eventos de anoxia, hubo una intensa actividad volcánica y hay evidencias de impactos de cuerpos extraterrestres. Y para completar el cuadro, a fines del período tuvo lugar la última de las cinco mayores extinciones masivas de la historia de la vida (ver Figs. 4.2 y 7.37) durante la cual más del 40% de las especies desaparecieron de la faz de la Tierra. Por ello, la identificación de los fenómenos que la causaron constituye un tema central de la paleobiología y de las ciencias de la Tierra en general.

Los factores propuestos como desencadenantes de las extinciones son varios, incluyendo cambios climáticos de origen astronómico, volcanismo, impactos de asteroides, factores biológicos, etc. y los debates acerca de su importancia relativa están en pleno apogeo. El criterio prevaleciente hasta no hace mucho es que cada

extinción obedeció a causas específicas y que por lo tanto es difícil encontrar una hipótesis generalizadora.

En 1980, Luis y Walter Álvarez (padre e hijo) y otros colegas presentaron en la prestigiosa revista *Science* la hipótesis de que la extinción K/Pg fue debida al impacto de un gran asteroide contra la Tierra (Fig. 8.64). A partir de entonces, esta hipótesis tuvo amplia repercusión en los medios de información y también una considerable aceptación entre los científicos, ávidos por encontrar una explicación simple y directa para esta extinción masiva. La evidencia clave fue el descubrimiento, tan sorprendente como inesperado, de concentraciones de iridio anormalmente altas en una capa de arcilla de 2,5 cm de espesor situada justo en el límite K/Pg, por ello conocida como 'capa límite' (Fig. 8.4, 8.65).

Además de la sección estudiada por Álvarez en los Apeninos italianos, esta anomalía fue identificada luego en localidades de todo el mundo, poniendo en evidencia su carácter global. La concentración de iridio en la capa límite es tan elevada que, en principio, se descartó un origen volcánico y, dado que es un elemento abundante en los meteoritos y muy raro en la Tierra, se postuló que su origen era extraterrestre. La fuente del iridio, siempre de acuerdo a la hipótesis de Álvarez et al. (1980), habría sido un asteroide de alrededor de 10 km de diámetro que impactó la Tierra a fines del Cretácico. Notablemente, también se encontraron en la capa límite pequeñas esférulas de vidrio fundido y tectitas que se interpretaron como producto del calor generado por el impacto y, por encima, en la denominada *capa de impacto*, se hallaron fragmentos de cuarzo con evidencias de fracturación por alta presión. Tiempo después, geólogos de empresas petroleras que trabajaban en la península de Yucatán (México) descubrieron, mediante imágenes sísmicas, un cráter de impacto de alrededor de 170 km de diámetro: el cráter Chicxulub (se pronuncia *chichulub*) cuyo nombre, de origen Maya, corresponde a una localidad cercana al sitio del hallazgo. Lo más interesante es que las dataciones de la roca fundida en el fondo del cráter arrojaron una edad próxima al límite K/Pg, razón por la cual se lo relacionó directamente con el origen de la capa de iridio. En una perforación realizada a este de Suriname durante el *Ocean Drilling Project*, se constató que la delgada capa con iridio y otros elementos del grupo del platino (PGSs)



Figura 8.64. Reconstrucción artística de la sucesión de eventos inmediatamente antes, durante y después del impacto del asteroide contra la Tierra.

yace arriba de los materiales eyectados por el impacto y que su acumulación habría sido virtualmente instantánea (menos de un año) (Berndt et al., 2011).

La hipótesis plantea que, como consecuencia del impacto, se formó una enorme pluma de material cortical volatilizado (mayormente vapor de silicatos) que fue inyectado en la estratósfera bloqueando los rayos solares y sumiendo al planeta en penumbra durante cierto tiempo (Fig. 8.64). Recientemente se aportaron evidencias de un breve enfriamiento de $\sim 2^{\circ}\text{C}$ de las aguas oceánicas superficiales que señalarían una suerte de 'invierno de impacto' (*impact winter*) causado por aerosoles de sulfatos, polvo y partículas eyectadas en la atmósfera (Vellekoop et al., 2016). Entonces, la insuficiencia de luz para la fotosíntesis produjo el colapso global del fitoplancton marino y de la flora terrestre. A esto hay que sumarle, para que el escenario sea aun más dramático, un temporal descenso de la temperatura media (por la menor radiación solar) y lluvia ácida debida a la formación de ácidos sulfúrico y nítrico a partir de los gases atmosféricos y roca volatilizada. Aunque de efectos menos letales, la caída del asteroide en el mar debe haber generado un gigantesco tsunami, cuyas evidencias se han preservado en los sedimentos. La disrupción de la cadena trófica en los continentes afectó a los grandes dinosaurios herbívoros y sus predadores carnívoros, no así a otros reptiles que podían alimentarse de insectos y animales detritívoros como gusanos, caracoles, etc. (Sheehan et al., 1996). En los mares, tanto el fitoplancton

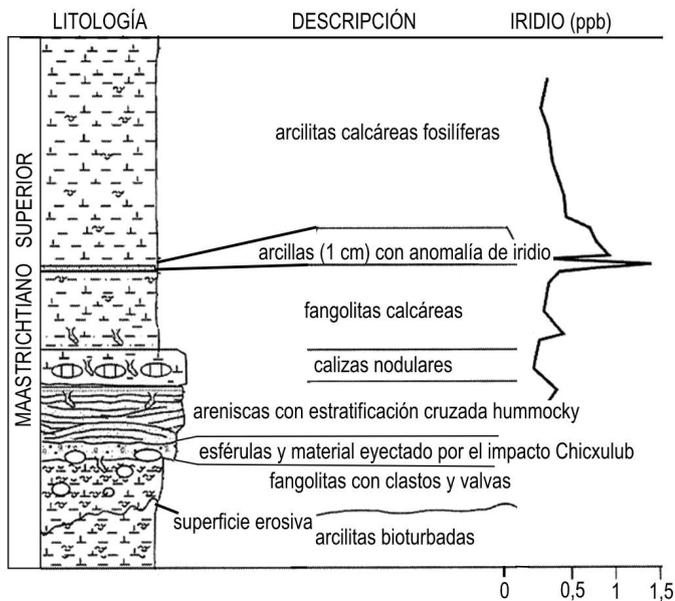


Figura 8.65. Estratigrafía del Maastrichtiano terminal en la sección de Brazos-1 (Texas) mostrando la posición de la anomalía de iridio y los eyecta del impacto de Chicxulub (simplificado de Keller, 2008).

como el zooplancton sufrieron una tremenda pérdida de diversidad. Por ello, las formas que se alimentaban de plancton, como los amonites (que tenían un estado larval planctotrófico), fueron las más afectadas. En cambio, los organismos bentónicos detritívoros sufrieron menos los efectos de la extinción.

Si bien todo parece encajar, la pregunta que queda flotando es si realmente hay una relación de causa-efecto entre el impacto y la extinción. Algunos, incluso, han

ido más allá y han planteado dudas acerca del origen extraterrestre de la ‘capa límite’ aduciendo que no puede descartarse un origen volcánico para las microesférulas y los cuarzos de impacto (de hecho también están presentes en áreas con volcanismo explosivo).

Uno de los cuestionamientos a la hipótesis de que el Chicxulub fue el causante de la extinción proviene de la aparente comprobación de que el impacto ocurrió antes de que finalice el Período Cretácico. Gerta Keller, de la Universidad de Princeton, estudió en detalle perfiles del NE de México y Texas y los testigos extraídos de una nueva perforación en el cráter Chicxulub (Yaxcopoil-1) (Keller et al., 2003; Keller, 2008). En todos ellos, la capa con materiales eyectados por el impacto (brechas, esférulas, tectitas) yace debajo de arcillas con foraminíferos planctónicos del Maastrichtiano tardío pertenecientes a una biozona que precede el límite K/Pg en alrededor de 300.000 años (Fig. 8.65). De ser así, el impacto que produjo el cráter de Chicxulub no fue el causante de la extinción K/Pg. En todo caso, el carácter global de la capa de iridio y la alta concentración de este elemento sugieren la existencia de otro impacto, mayor que el de Chicxulub, cuyo cráter aún no ha sido localizado. Sin embargo, después del estudio de G. Keller y colaboradores, se descubrió en la Isla de Gorgonilla, en Colombia, una sección de alrededor de 40 metros de espesor que incluye el límite K/Pg (Bermúdez et al., 2016; Renne et al., 2018). La misma se ubica cerca de 2500 km al sudoeste del cráter Chicxulub. Lo más interesante es que estos sedimentos tufáceos de aguas profundas contienen una capa gradada de 20 mm de espesor compuesta de esférulas de vidrio fundido producto del impacto (Fig. 8.66). La edad promedio $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de las esférulas y tectitas



Figura 8.66. Detalle del límite K/Pg en la sección de Isla Gorgonilla, Colombia. A la izquierda, nivel con tectitas y esférulas inmediatamente arriba de una capa distorsionada (sismita) de edad maastrichtiana y debajo de capas del Daniano (Paleógeno basal). A la derecha, capa con gradación normal de esférulas vítreas en la misma sección (Renne et al., 2018).

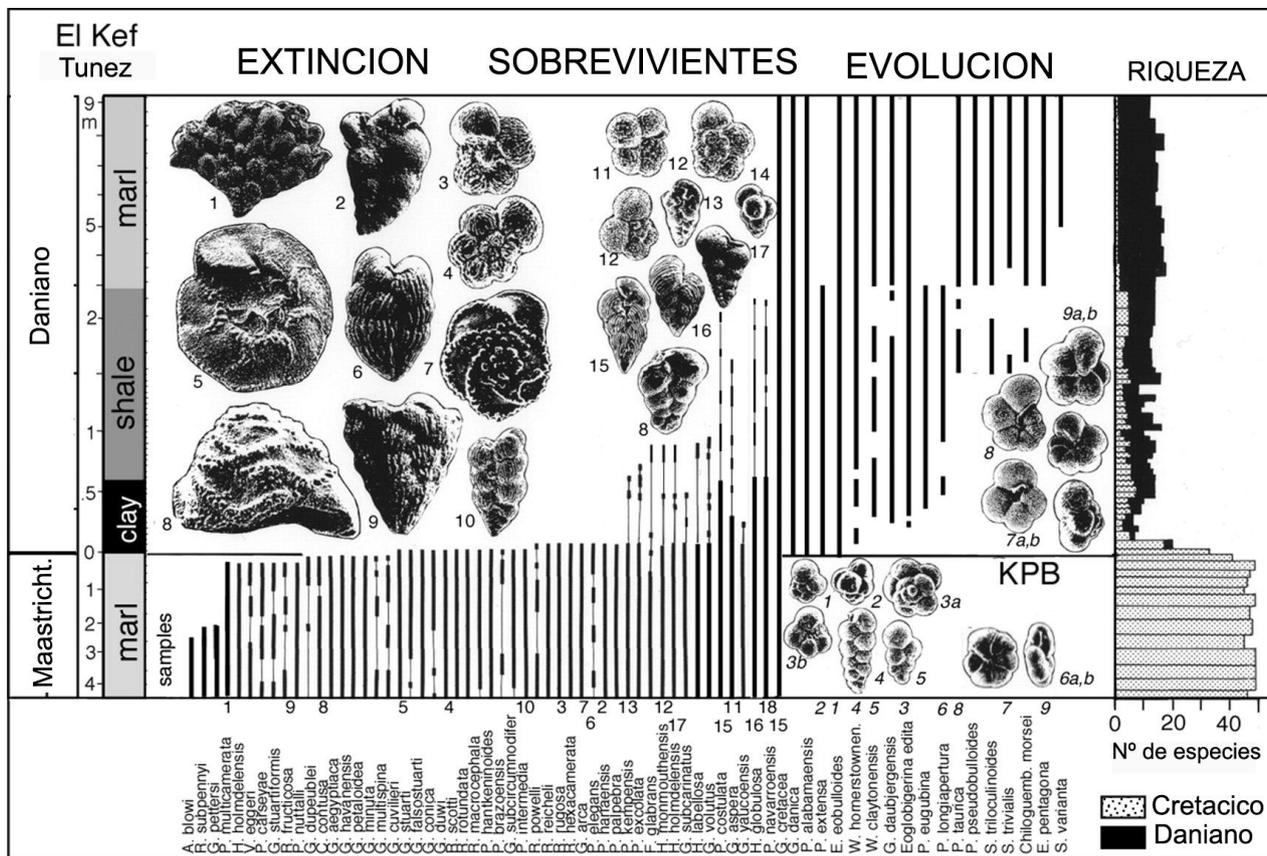


Figura 8.68. Patrón de extinción de los foraminíferos planctónicos en el límite K/Pg en la sección de El Kef, Túnez. Las especies que se extinguen son grandes formas tropicales o subtropicales. Las que sobreviven un corto tiempo son especies ecológicamente más tolerantes. La evolución de los foraminíferos planctónicos del Daniano temprano (base del Cenozoico) comienza unos pocos miles de años después de la extinción masiva K/Pg. Las formas que se originan son de pequeño tamaño y la diversidad es baja, lo que sugiere condiciones de fuerte estrés ambiental durante los primeros 500 ka del piso Daniano (esquema tomado de Keller et al., 2018).

si bien cerca del 90% de las especies de foraminíferos planctónicos del Cretácico Superior se extinguieron, hubo grupos de especies que lo hicieron antes del límite y otras después. Respecto de los amonites, en el momento de su extinción ocurrida a fines del Maastrichtiano, solamente quedaban una veintena de especies, una pequeñísima muestra de la enorme diversidad que tuvieron en otros tiempos. Los bivalvos rudistas muestran una declinación muy marcada a los 67 Ma, es decir 1,5 Ma años antes del límite, en coincidencia con una disminución de la superficie de las plataformas carbonáticas, fenómeno que estaría relacionado con el enfriamiento gradual de los mares tetianos (Steuber y Schlüter, 2012).

En los continentes lo más espectacular fue, sin dudas, la desaparición de los dinosaurios no avianos, aunque al momento de su desaparición ya se encontraban en franca declinación, al menos en términos de diversidad de especies. Esto, justo es aclararlo, no se contrapone al hecho de que a fines del Maastrichtiano hayan vivido grandes poblaciones de saurópodos y

terópodos, como los que dejaron las pisadas en los lagos salobres de Bolivia y norte de Argentina. Las angiospermas experimentaron una marcada retracción en el límite K/Pg pero se recuperaron rápidamente a comienzos del Cenozoico. Fuera de estos ejemplos, los ecosistemas terrestres no parecen haber sufrido los efectos del desastre. Los reptiles no-dinosaurios, como las tortugas, cocodrilos, ofidios y lagartos, con una fisiología que se supone era bastante similar a la de los dinosaurios, no evidenciaron merma alguna en su diversidad, al igual que los parientes más cercanos de los dinosaurios, las aves. El argumento es que estos animales no se alimentaban de plantas sino de los pequeños invertebrados que proliferaban en la materia orgánica en descomposición y en los cuerpos de agua dulce. Los mamíferos euterios (placentarios y marsupiales), presentes desde el Cretácico Temprano, también sortearon el límite sin mayores consecuencias y se expandieron rápidamente, aunque muchos grupos de mamíferos mesozoicos (pantoterios, symetrodotes, etc.) se extinguieron antes del límite K/Pg.

También hay que considerar los cambios oceanográficos y climáticos. La existencia de al menos dos eventos de anoxia oceánica (OAE por sus siglas en inglés) es bien conocida por los estratígrafos del Cretácico por los cambios en los patrones de sedimentación. Durante estos eventos prevalecieron condiciones de disoxia o anoxia en las aguas oceánicas profundas que favorecieron la formación de horizontes discretos de pelitas laminadas ricas en materia orgánica (*black shales*). Estas rocas tienen un gran potencial económico pues son las principales rocas generadoras de petróleo. Por ejemplo, el evento de anoxia OAE-1 es el más prolífico productor de hidrocarburos de todo el Fanerozoico. El hecho de que sean sincrónicos o sólo ligeramente diacrónicos en distintas cuencas revela que se trata de eventos ambientales a gran escala. En su transcurso ocurrieron cambios en la geoquímica de las aguas oceánicas (excursiones en las relaciones isotópicas del Ca, Sr, Os, Mo, C y O), en las tasas de meteorización, en el nivel del mar, en los flujos de nutrientes, en la dinámica oceánica y en la biota (recambios faunísticos, extinciones menores, disrupción de los ecosistemas arrecifales) (Föllmi, 2012). De estos eventos de anoxia, el más notable fue el OAE-2, (Cenomaniano-Turoniano), registrado en la región Mediterránea (Neotetis), en el Atlántico Norte, en el Mar Caribe y en el incipiente Atlántico Sur (El-Sabbagh et al., 2011; Valle et al., 2019). Su correlación con una marcada excursión positiva del δC^{13} sugiere un fuerte incremento de la productividad orgánica (alta tasa de enterramiento de carbón 'liviano'), lo que estaría relacionado con un clima húmedo con intensa meteorización e intensificación de la surgencia oceánica (*upwelling*) y la fosfogénesis. Estos eventos de anoxia tuvieron una duración relativamente breve, en general menor de 1 Ma. Se considera que están ligados a un rápido calentamiento global causado por el masivo desprendimiento de dióxido de carbono producto de la desgasificación de la lava y la disociación de hidratos de metano durante eventos volcánicos a gran escala (LIPs) (Robinson et al., 2017).

El clima del Cretácico Superior fue uno de los más cálidos de los últimos 200 Ma, aunque a partir del Campaniano y durante el Maastrichtiano se registró un gradual enfriamiento (Jenkyns et al., 2004; Hay, 2008). Mediciones basadas en isótopos de oxígeno en foraminíferos planctónicos muestran que en el Turoniano la temperatura superficial de los mares alcanzó valores de 28-29°C, mientras que las formas bentónicas indican 21-23°C para las aguas de fondo (Gupta et al., 2007). Estos rangos de temperatura son concordantes con los obtenidos en belemnites del Albiano de Madagascar, que indican temperaturas de 21-22°C para las aguas relativamente profundas que se supone habitaron (Zakharov et al., 2011). Luego, a partir del Maastrichtiano inferior, la

temperatura decreció gradualmente hasta ubicarse entre 8 y 10°C por debajo de los valores previos, aunque poco antes del límite K/Pg hubo fluctuaciones con algunos pulsos de calentamiento (Huber et al., 2002; Ando et al., 2008). El registro de $\delta^{18}O$ en el GSSP auxiliar de Elles (Túnez) (Fig. 8.4) indica un rápido calentamiento de las aguas superficiales alrededor de 40 ka (40.000 años) antes del límite K/Pg, coincidente con el máximo de las erupciones volcánicas de la Provincia Indo-Malgache (basaltos de Deccan). En este lapso, el contenido de Hg permaneció elevado reflejando, según Keller et al. (2018), el clímax del volcanismo (recordemos que el mercurio es emitido en forma gaseosa durante el volcanismo y tiene una residencia en la atmósfera de 6 meses a 2 años, para luego depositarse en los sedimentos). Estos niveles coinciden con el pico de extinción de los foraminíferos planctónicos (Fig. 8.68; ver explicación en la figura). Las condiciones anormalmente cálidas del Cretácico Tardío se correlacionan con la concentración de CO_2 atmosférico (pCO_2) y el consiguiente efecto invernadero producido por las erupciones. A su vez, el aumento de la temperatura habría potenciado la disociación de los hidratos de metano (clatratos) de los fondos oceánicos, retroalimentando el efecto invernadero.

En la secuencia continua a través del límite K/Pg en la Isla Marambio de la península Antártica se observa que las faunas de amonites, bivalvos y foraminíferos tienen un patrón de extinción gradual y escalonado en el que la temperatura de las aguas habría jugado un papel fundamental. A partir del Santoniano se registra la inusual desaparición temprana de ciertas familias de amonites, bivalvos inocerámidos y trigónidos que en otras regiones del mundo se extinguen recién en el Maastrichtiano. Luego, en el Campaniano, se extinguen los amonites de la familia Baculitidae y, a comienzos del Maastrichtiano, lo hacen los amonites Phylloceratina y los últimos belemnites. Estas extinciones 'prematargas' han sido relacionadas con el enfriamiento del Campaniano/Maastrichtiano que afectó más intensamente las faunas antárticas que las de las zonas subtropicales o tropicales (Olivero y Medina, 2000). Este enfriamiento también puede haber producido otros efectos, como una ventilación de los fondos marinos y la desaparición de las facies anóxicas en las que habitaban muchos bivalvos inocerámidos, aunque puede también haber influido la dificultad de secretar carbonato en aguas muy frías para construir sus grandes valvas. Curiosamente, hubo un grupo de amonites (kossmaticerátidos) que a fines del Cretácico pasaron a ser las formas dominantes mientras otras se extinguían (Olivero, 2012). Esto demuestra que las extinciones fueron a menudo diacrónicas y que cada grupo de organismos marinos respondió de distinta manera a los cambios ambientales, lo que también

pone en cuestión la hipótesis de un único factor externo (por ej. el impacto de un asteroide) afectando a todos por igual y al mismo tiempo.

Dado que la temperatura del mar en latitudes altas (~57°N) fue casi 15°C más elevada que en el presente (a igual latitud) se infiere que los polos estaban virtualmente libres de hielo, lo que está corroborado por el hallazgo de dinosaurios en el SE de Australia, Nueva Zelanda y Antártida. En el Cretácico Superior estas regiones estaban comprendidas dentro del Círculo Polar Antártico y, por ello, se los conoce como 'dinosaurios polares'. En el Hemisferio Norte se los ha encontrado en Alaska, norte de Canadá y Spitsbergen, dentro del Círculo Polar Ártico. Los restos están asociados a una variada flora de helechos, cycadales, ginkgoales y algunas angiospermas, además de numerosos insectos y arañas. Se ha calculado para los ricos yacimientos del norte de Alaska una temperatura media anual cercana a 5°C o aún menor, obviamente mucho más alta que la actual en esa región (Parrish y Spicer, 1988; Spicer, 2001; Fiorillo et al., 2010). Los datos paleobotánicos combinados de varias regiones, especialmente de la Rusia ártica, indican una media de alrededor de 14°C para el mes más cálido y de -2°C para el más frío (Spicer y Herman, 2010). Esta temperatura no es excesivamente baja para la vida de un reptil, aunque durante la prolongada noche invernal debe haber descendido varios grados bajo cero, como lo demuestran las evidencias de congelamiento en los suelos fosilizados (crioturbación). La supervivencia de los dinosaurios en altas latitudes se podría explicar por alguna adaptación especial al frío (algunos terópodos tenían plumas y los saurópodos una espesa capa de grasa), y/o a la oscuridad (los lóbulos ópticos del cerebro estaban muy desarrollados y los ojos eran grandes). También se ha sugerido que podían enterrarse e hibernar, o que realizaban grandes migraciones (de 1500 a 3000 km, según los autores) siguiendo la 'línea de sol' a medida que avanzaba el invierno. Cualquiera sea la explicación, lo cierto es que esta capacidad de los dinosaurios de colonizar regiones relativamente frías e inhóspitas pone en tela de juicio que su extinción haya sido causada por el 'invierno nuclear' post-impacto o por un enfriamiento global de origen astronómico.

En definitiva, no es sencillo determinar las causas de la extinción masiva del límite K/Pg por la multiplicidad de factores involucrados. La extinción puede representar la culminación de un largo período de estrés biótico debido al volcanismo y las marcadas variaciones climáticas. Estos factores fueron mermando la diversidad y eliminando selectivamente determinados grupos de animales y plantas. Los grandes dinosaurios no avianos y los pterosaurios no lograron revertir esta

tendencia, posiblemente debido a su escasa o nula capacidad de adaptarse y de reconvertir su dieta a las nuevas condiciones. Al respecto, Keller (2008) plantea con acierto que, en este escenario, la colisión de un asteroide (de haber ocurrido) fue solo el golpe final y no la causa primera de la extinción masiva. Por otra parte, como se discutió previamente, hay datos radioisotópicos cada vez más precisos que muestran una robusta correlación temporal entre el desarrollo de las grandes provincias eruptivas (LIPs) y algunas extinciones masivas importantes como las de fines del Pérmico y fines del Triásico, y ese podría también ser el caso de la extinción K/Pg (Courtilot et al., 2015; Bond y Grasby, 2017; Ernst y Youbi, 2017, Keller et al., 2018, entre otros).

REFERENCIAS Y LECTURAS COMPLEMENTARIAS

- Addi, A.A. 2006. The Dogger reef horizons of the Moroccan Central High Atlas: New data on their development. *Journal of African Earth Sciences*, 45: 162-172.
- Agnolín, F.L. y Novas, F.E. 2013. *Avian Ancestors*. SpringerBriefs in Earth System Sciences. DOI: 10.1007/978-94-007-5637-3_1
- Agnolín, F.L., Motta, M.J., Brissón Egli, F., Lo Coco, G. y Novas, F.E. 2019. Paravian phylogeny and the dinosaur-bird transition: An overview. *Frontiers in Earth Science*. www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2018
- Aguirre-Urreta, M.B. 1989. The Cretaceous Decapod Crustacea of Argentina and Antarctic Peninsula. *Palaeontology*, 32: 499-552.
- Aguirre-Urreta, M.B., Rawson, P.F., Concheyro, G.A., Brown, P.R. y Ottone, E.G. 2005. Lower Cretaceous (Berriasian-Aptian) biostratigraphy of the Neuquén Basin. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.) *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society of London, Special Publication, 252: 57-81.
- Aguirre-Urreta, M.B., Casadío, S., Chichowski, M., Lazo, D.G. y Rodríguez, D.L. 2008. Afinidades paleobiogeográficas de los invertebrados cretácicos de la cuenca Neuquina, Argentina. *Ameghiniana*, 45: 591-612.
- Álvarez, L.W., Álvarez, W., Asaro, F. y Michel, H.V. 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208 (4448): 1095-1108.
- Ando, A., Kaiho, K., Kawahata, H. y Kakegawa, T. 2008. Timing and magnitude of early Aptian extreme warming: Unraveling primary ¹⁸O variation in indurated pelagic carbonates at Deep Sea Drilling Project Site 463, central Pacific Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 260: 463-476.
- Apesteiguía, S. 2007. The sauropod diversity of the La Amarga Formation (Barremian), Neuquén (Argentina). *Gondwana Research*, 12: 533-546.
- Apesteiguía, S., Gallina, P.A., Gianechini, F.A., Soto, M. y Perea, D. 2013. Dinosaurios cretácicos del Triángulo Minero (Grupo Baurú, Brasil), el Grupo Paysandú (Uruguay Occidental) y la Cuenca Neuquina (Grupo Neuquén, Argentina). En: Candeiro, C.R.A. y Avilla, S.A. *Fósseis de Vertebrados e Plantas do Período dos Dinossauros da Região do Triângulo Mineiro*. Cap. XIII. LetraCapital Ed.
- Arcucci, A., Prámparo, M., Codorniu, L., Giordano, G., Castillo-Eliás, G., Puebla, G., Mego, N., Gómez, M.A. y Bustos-Escalona, E. 2015. Biotic assemblages from Early Cretaceous lacustrine systems in the San Luis Basin, mid-western Argentina. *Boletín Geológico y Minero*, 126 (1): 109-128.

- Asmus, H.E. 1981. Geología das bacias marginais atlânticas mesozóicas-cenozóicas do Brasil. En: Volkheimer, W. y Musacchio, E.A. (eds.) *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, II Congreso Latinoamericano de Paleontología, Porto Alegre, 1: 127-155.
- Astini, R.A., Pezzi, L. y Massei, G. 1993. Paleogeografía y paleoambientes del Cretácico de la Sierra de Pajarillos-Copacabana-Maza, Noroeste de Córdoba. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 170-176. Mendoza.
- Ballent, S.C. y Whatley, R. 2000. The distribution of the Mesozoic ostracod genus *Procytherura* Whatley: palaeogeographical implications with special reference to Argentina. *Alcheringa*, 24: 229-242.
- Benedetto, J.L. y Sánchez, T.M. 1971. El hallazgo de peces Pycnodontiformes en la Formación Yacoraita (Cretácico Superior) de la Provincia de Salta, Argentina, y su importancia paleoecológica. *Acta Geológica Lilloana*, 11: 151-176.
- Bermúdez, H.D., García, J., Stinnesbeck, W., Keller, G., Rodríguez, J.V., Hanel, M., Hopp, J., Schwarz, W.H., Trieloff, M., Bolívar, L. y Vega, F.J. 2016. The Cretaceous-Palaeogene boundary at Gorgonilla Island, Colombia, South America. *Terra Nova*, 28: 83-90.
- Berndt, J., Deutsch, A., Schulte, P. y Mezger, K. 2011. The Chicxulub ejecta deposit at Demerara Rise (western Atlantic): Dissecting the geochemical anomaly using laser ablation-mass spectrometry. *Geology*, 39: 279-282.
- Bernoulli, D. y Lemoine, N. 1980. Birth and early evolution of the Tethys: the overall situation. En: *Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys*. 26º International Geological Congress, Colloque C5, pp. 168-179.
- Bigarella, J.J. y Salamuni, R. 1961. Early Mesozoic wind patterns as suggested by dune bedding in the Botucatu Sandstone of Brazil and Uruguay. *Geological Society of America Bulletin*, 72: 1089-1106.
- Blaich, O.A., Tsikalas, F. y Faleide, L.I. 2008. Northeastern Brazilian margin: Regional tectonic evolution based on integrated analysis of seismic reflection and potential field data and modeling. *Tectonophysics*, 458: 51-67.
- Bonaparte, J.F. 1986. Les dinosaures (Carnosaurides, Allosaurides, Saurópodes, Cetiosaurides) du Jurassique Moyen du Cerro Cándor (Chubut, Argentina). *Annales de Paléontologie*, 72: 247-289.
- Bonaparte, J.F. 1996. *Dinosaurios de América del Sur*. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia. 174 p. Buenos Aires.
- Bonaparte, J.F. 1998. *Los dinosaurios de la Patagonia Argentina*. Publicación del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia. 46 p. Buenos Aires.
- Bonaparte, J.F. 1990. New Late Cretaceous mammals from the Los Alamitos Formation, northern Patagonia. *National Geographic Research*, 6: 63-93.
- Bond, D.P.G. y Wignall, P.B. 2014. Large igneous provinces and mass extinctions: an update. En: Keller, G. y Kerr, A.C. (Eds.), *Volcanism, Impacts and Mass Extinctions: Causes and Effects*. *Geological Society of America Special Paper*, 505: 29-55.
- Bond, D.P.G. y Grasby, S.E. 2017. On the causes of mass extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 478: 3-29.
- Bosellini, A. 2002. Dinosaurs 're-write' the geodynamics of the eastern Mediterranean and the paleogeography of the Apulia platform. *Earth-Science Reviews*, 59: 211-234.
- Bourgeois, J., Toussaint, J.F., González, H., Azema, J., Calle, B., Desmet, A., Murcia, L.A., Acevedo, A.P., Parra, E. y Tournon, J. 1987. Geologic history of the Cretaceous ophiolitic complexes of northwestern South America (Colombian Andes). *Tectonophysics*, 143: 307-327.
- Buatois, L.A. y López Angriman, A.O. 1991. The ichnology of a submarine braided channel complex: the Whisky Bay Formation, Cretaceous of James Ross Island, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93.
- Burke, K. y Torsvik, T.H. 2004. Derivations of Large Igneous Provinces of the past 200 million years from long-term heterogeneities in the deep mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 227: 531-538.
- Caracuel, J., Monaco, P. y Ortiz, F. 2000. Taphonomic tools to evaluate sedimentation rates and stratigraphy completeness in Rosso Ammonitico facies (epioceanic Tethyan Jurassic). *Rivista Italiana di Stratigrafia e Paleontologia*, 106: 353-368.
- Carvalho, I.S., Campos, A.D. y Noble, P.H. 2005. *Baurusuchus salgadoensis*, a new Crocodylomorpha from the Bauru Basin (Cretaceous), Brazil. *Gondwana Research*, 8: 11-30.
- Casadío, S. 1998. Las ostras del límite Cretácico-Paleógeno de la cuenca Neuquina (Argentina). Su importancia bioestratigráfica y paleobiogeográfica. *Ameghiniana*, 35: 449-471.
- Catuneanu, O., Wopfner, H., Ericsson, P.G., Cairncross, B., Rubidge, B.S., Smith, R.M. y Hancox, P.J. 2005. The Karoo basins of south-central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 43: 211-253.
- Cecca, F. 2002. *Palaeobiogeography of marine fossil invertebrates. Concepts and methods*. Taylor and Francis, 273 p.
- Cecca, F., Martin-Garin, B., Marchand, D., Lathuilière, B. y Bartolini, A. 2005. Paleoclimatic control of biogeographic and sedimentary events in Tethyan and peri-Tethyan areas during the Oxfordian (Late Jurassic). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 222: 10-32.
- Chiappe, L. y Coroa, R. 2000. Auca Mahuevo: un extraordinario sitio de nidación de dinosaurios saurópodos del Cretácico Superior de Patagonia. 15º Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. *Ameghiniana*, 37 (4) Suplemento, p. 22R.
- Chiappe, L., Rivarola, S., Cione, A., Fregenal-Martínez, M., Sozzi, H., Buatois, L., Gallego, O.L., Laza, J., Romero, E., López-Arbarello, A., Buscalioni, A., Marsicano, C., Adamonis, S., Ortega, F., McGehee, S. y Di Iorio, O. 1998. Biotic association and palaeoenvironmental reconstruction of the 'Loma del Pterodaustro' fossil site (Early Cretaceous, Argentina). *Geobios*, 31: 349-369.
- Chiappe, L.M., Kellner, W.A.W., Rivarola, D., Dávila, S. y Fox, M. 2000. Cranial morphology of *Pterodaustro guinazui* (Pterosauria: Pterodactyloidea) from the Lower Cretaceous of Argentina. *Contributions in Science Natural History Museum of Los Angeles County*, 483: 1-19.
- Codorniu, L. y Chiappe, L.M. 2004. Early juvenile pterosaurs (Pterodactyloidea: *Pterodaustro guinazui*) from the Lower Cretaceous of central Argentina. *Canadian Journal Earth Science*, 41: 9-18.
- Concheyro, A. y Villa, G. 1996. Maastrichtian-Danian (K/P) calcareous nannofossils in the Liu Malal section, northern Patagonia. *Palaeopelagos*, 6: 281-297.
- Córdoba, D.A., Tardy, M., Carfantán, J.C., Campa, M.F. y Rangin, C. 1980. Le Mexique mésogéen et le passage au système cordillera de type Californie. En: 26º Congrès Géologique International, Colloque C5, *Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys*. Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 115: 18-29. Paris.
- Coria, R.A. y Salgado, L. 1995. A new giant carnivorous dinosaur from the Cretaceous of Patagonia. *Nature*, 377: 224-226.
- Coria, R.A. y Salgado, L. 2005. Mid-Cretaceous turnover of saurischian dinosaur communities: evidence from the Neuquén basin. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.) *The Neuquén Basin, Argentina. A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society Special Publication 252: 317-327.
- Courtillot, V. 1999. *Evolutionary catastrophes: The Science of Mass Extinctions*. Cambridge University Press, 171 p. Cambridge.
- Courtillot, V., Fluteau, F. y Besse, J. 2015. Evidence for volcanism triggering extinctions: a short history of IGP contributions with emphasis on paleomagnetism. En: Schmidt, A., Fristad, K.E., y Elkins-Tanton, L.T. (Eds.), *Volcanism and Global Environmental Change*. Cambridge University Press.
- Crame, J.A., Francis, J.E., Cantrill, D.J. y Pirrie, D. 2004. Maastrichtian stratigraphy of Antarctica. *Cretaceous Research*, 25: 411-423.
- Cruz, C., Robles, F., Sylwan, C. y Villar, H. 2000. Los sistemas petroleros del Jurásico en la dorsal de Huincul, cuenca Neuquina, Argenti-

- na. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 61: 131-151.
- Damborenea, S.E. 1996. Palaeobiogeography of Early Jurassic bivalves along the southeastern Pacific margin. *13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas 5: 151-167.
- Damborenea, S.E. 2000. Hispanic corridor: its evolution and the biogeography of bivalve mollusks. *GeoResearch Forum*, 6: 369-380.
- Damborenea, S.E. 2002. Jurassic evolution of Southern Hemisphere marine palaeobiogeographic units based on benthonic bivalves. *Geobios, Mémoire Spécial*, 24: 51-71.
- Damborenea, S.E. y Manceñido, M.O. 1979. On the paleogeographical distribution of the genus *Weyla* (Bivalvia, Lower Jurassic). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 27: 85-102.
- Damborenea, S.E., Echevarría, J. y Ros-Franch, S. 2013. *Southern Hemisphere Palaeobiogeography of Triassic-Jurassic Marine Bivalves*. SpringerBriefs in Earth System Sciences, SpringerBriefs Seaways and Landbridges: Southern Hemisphere Biogeographic Connections Through Time. Springer Dordrecht Heidelberg, New York, London.
- De la Fuente, M.S., Salgado, L., Albino, A., Báez, A.M., Bonaparte, J.F., Calvo, J.O., Chiappe, L.M., Codorníu, L.S. Coria, R.A., Gasparini, Z., González Riga, B.J., Novas, F. y Pol, D. 2007. Tetrápodos continentales del Cretácico de la Argentina: una síntesis actualizada. En: Archangelski, S., Sánchez, T.M. y Tonni, E. (eds.) *Ameghiniana 50º Aniversario*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 11: 137-153.
- Del Fueyo, G.M., De Seoane, L., Archangelski, A., Guler, V., Llorens, M., Archangelski, S., Gamarro, J.C., Musacchio, E.A., Passalia, M.G. y Barreda, V.D. 2007. Biodiversidad de las paleofloras de Patagonia austral durante el Cretácico Inferior. En: Archangelski, S., Sánchez, T.M. y Tonni, E. (eds.) *Ameghiniana 50º Aniversario*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 11: 101-122.
- El-Sabbagh, A., Tantawy, A.A., Keller, G., Khozyemd, H., Spangenberg, J., Adatte, T. y Gertsch, B. 2011. Stratigraphy of the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event OAE2 in shallow shelf sequences of NE Egypt. *Cretaceous Research*, 32: 705-722.
- Engelmann, G.F., Chure, D.L. y Fiorillo, A.R. 2004. The implications of a dry climate for the paleoecology of the fauna of the Upper Jurassic Morrison Formation. *Sedimentary Geology*, 167: 297-308.
- Erlich, R.N., Macsotay, O., Nederbragt, A.J. y Lorente, M.A. 1999. Paleoecology, paleogeography and depositional environments of Upper Cretaceous rocks of western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153: 203-238.
- Erlich, R.N., Macsotay, O., Nederbragt, A.J. y Lorente, M.A. 2000. Birth and death of the Late Cretaceous 'La Luna Sea', and origin of the Tres Esquinas phosphorites. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 21-45.
- Ernst, R.E. y Youbi, N. 2017. How Large Igneous Provinces affect global climate, sometimes cause mass extinctions, and represent natural markers in the geological record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 478: 30-52.
- Feldmann, R.M. y Woodburne, M.O. (eds.) 1988. *Geology and paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*. Geological Society of America, Memoir 169, 566 p.
- Feldmann, R.M., Casadío, S., Chirino-Gálvez, L. y Aguirre-Urreta, M.B. 1995. Fossil decapod crustaceans from the Jagüel and Roca formations (Maastrichtian-Danian) of the Neuquén Basin, Argentina. *Memoirs of the Paleontological Society*, 43: 1-22.
- Fernández Garrasino, C.F. 1996. La sucesión gondwánica del subsuelo de la Provincia de Entre Ríos, Argentina. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 99-109. Buenos Aires.
- Ferrari, S.M. 2011. Early Jurassic Ataphridae (Mollusca: Gastropoda) from Chubut, Argentina: Paleogeographic and paleoecologic implications. *Ameghiniana*, 48: 63-77.
- Fiedler, K., Mertmann, D. y Jacobshagen, V. 2003. Cretaceous marine incursions in the southern Potosí basin of southern Bolivia: tectonic and eustatic control. *Revista Técnica de YPF*, 21: 157-164.
- Fiorillo, A.R., McCarthy, P.J. y Flaig, P.P. 2010. Taphonomic and sedimentologic interpretations of the dinosaur-bearing Upper Cretaceous Strata of the Prince Creek Formation, Northern Alaska: Insights from an ancient high-latitude terrestrial ecosystem *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295: 376-388.
- Föllmi, K.B. 2012. Early Cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Research*, 35: 230-257.
- Forster, C.A. 1999. Gondwanan dinosaur evolution and biogeographic analysis. *Journal of African Earth Sciences*, 28: 169-185.
- Forster, A., Schouten, S. y Damsté, J.S. 2004. High temperatures in the Late Cretaceous Arctic Ocean. *Nature*, 432: 888-892.
- Forster, A., Schouten, S., Baas, M. y Damsté, J.S. 2007. Mid-Cretaceous (Albian-Santonian) sea surface temperature record of the Tropical Atlantic Ocean. *Geology*, 35: 919-922.
- Franzese, J.R. y Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic-Early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 257-270.
- Gallina, P.A., Apesteguía, S., Canale, J.I. y Haluza, A. 2019. A new long-spined dinosaur from Patagonia sheds light on sauropod defense system. *Scientific Reports*. doi.org/10.1038/s41598-018-37943-3
- Garzanti, E. 1999. Stratigraphy and sedimentary history of the Nepal Tethys Himalaya passive margin. *Journal of Asian Earth Sciences*, 17: 805-827.
- Gasparini, Z. y Fernández, M. 2005. Jurassic marine reptiles in the Neuquén basin. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.) *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society of London, Special Publication 252: 279-294.
- Gasparini, Z., Pol, D. y Spalletti, L.A. 2006. An unusual marine crocodyliform from the Jurassic-Cretaceous boundary of Patagonia. *Science*, 311: 70-73.
- Gasparini, Z., Fernández, M., de la Fuente, M. y Salgado, L. 2007. Reptiles marinos jurásicos y cretácicos de la Patagonia argentina: su aporte al conocimiento de la herpetofauna mesozoica. En: Archangelski, S., Sánchez, T.M. y Tonni, E. (eds.) *Ameghiniana 50º Aniversario*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 11: 125-136.
- Gayet, M., Rage, J.C., Sempere, T y Gagnier, P.Y. 1992. Modalités des échanges de vertébrés continentaux entre l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud au Crétacé Supérieur et au Paléocène. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 163: 781-791.
- Gealey, W.K. 1988. Plate tectonics evolution of the Mediterranean-Middle East region. *Tectonophysics*, 155: 285-305.
- Gebhard, I. 2005. Geología y aspectos exploratorios de la cuenca del Colorado. En: Barrio, R.E. y otros (eds.) *Geología y Recursos Minerales de la provincia de Buenos Aires*. Relatorio 16º Congreso Geológico Argentino, pp. 447-458. La Plata.
- Giresse, P. 2005. Mesozoic-Cenozoic history of the Congo Basin. *Journal of African Earth Sciences*, 43: 302-325.
- Goldberg, K. y García, A.J.V. 2000. Palaeobiogeography of the Bauru Group, a dinosaur-bearing Cretaceous unit, northeastern Paraná Basin, Brazil. *Cretaceous Research*, 21: 241-254.
- González de Juana, C., Iturralde de Arocena, J.A. y Picard, X. 1980a. *Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas*. Tomo 1, Capítulo IV. Mesozoico, pp. 155-304. Ediciones Foninves, Caracas.
- González de Juana, C., Iturralde de Arocena, J.A. y Picard, X. 1980b. *Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas*. Tomo 2, Capítulo IX. Cuenas petrolíferas de Venezuela, pp. 833-1031. Ediciones Foninves, Caracas.
- Guiraud, R. y Maurin, J.C. 1992. Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: An overview. *Tectonophysics*, 213: 153-168.
- Guiraud, R., Bosworth, W., Thiery, J. y Delplanque, A. 2005. Phanero-

- zoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview. *Journal of African Earth Sciences*, 43: 83-143.
- Goldberg, K. y García, A.J.V. 2000. Palaeobiogeography of the Bauru Group, a dinosaur-bearing Cretaceous unit, northeastern Paraná Basin, Brazil. *Cretaceous Research*, 21: 241-254.
- Golonka, J. 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia during the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381: 235-273.
- Golonka, J. 2007. Late Triassic and Early Jurassic palaeogeography of the world. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244: 297-307.
- Gómez, J.J. y Fernández-López, S.R. 2006. The Iberian Middle Jurassic carbonate platform-system: Synthesis of the palaeogeographic elements of its eastern margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 236: 190-205.
- Gómez, J.J. y Goy, A. 2005. Late Triassic and Early Jurassic palaeogeographic evolution and depositional cycles of the Western Tethys Iberian platform system. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 222: 77-94.
- Gupta, K.D., Saraswati, P.K., Kramar, U., Ravindran, N., Stuben, D. y Ravindran, C.N. 2007. Oxygen isotopic composition of Albian-Turonian foraminifera from Cauvery Basin, India: evidence of warm sea-surface temperature. *Journal of the Geological Society of India*, 69: 390-396.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1169.
- Hathway, B. 2000. Continental rift to back-arc basin: Jurassic-Cretaceous stratigraphical and structural evolution of the Larsen basin, Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society, London*, 157: 417-432.
- Hay, W.W. 2008. Evolving ideas about the Cretaceous climate and ocean circulation. *Cretaceous Research*, 29: 725-753.
- Hodges, M.S. y Stanley Jr., G.D. 2015. North American coral recovery after the end-Triassic mass extinction, New York Canyon, Nevada, USA. *GSA Today*, 25 (10): 4-9.
- Hong, S.K. y Lee, Y.I. 2012. Evaluation of atmospheric carbon dioxide concentrations during the Cretaceous. *Earth and Planetary Science Letters*, 327/328: 2-28.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Veiga, G.D. 2005. The Neuquén Basin: an overview. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.) 2005. *The Neuquén Basin, Argentina. A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society, Special Publication, 252: 1-14.
- Huber, B.T., Norris, R.D. y MacLeod, K.G. 2002. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology*, 30: 123-126.
- Jadoul, F., Berra, F. y Garzanti, E. 1998. The Tethys Himalayan passive margin from Late Triassic to Early Cretaceous (South Tibet). *Journal of Asian Earth Sciences*, 16: 174-193.
- Jaillard, E., Hérial, G., Monfret, T., Díaz-Martínez, E., Baby, P., Lavenu, A. y Dumont, J.F. 2000. Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile. En: Cordani, U.G. et al. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, pp. 481-459. Rio de Janeiro.
- Keller, G. 2008. Cretaceous climate, volcanism, impacts, and biotic effects. *Cretaceous Research*, 29: 754-771.
- Keller, G., Stinnesbeck, W., Adatte, T. y Stueben, D. 2003. Multiple impacts across the Cretaceous-Tertiary boundary. *Earth-Science Reviews*, 62: 327-363.
- Keller, G., Mateo, P., Punekar, J., Khozem, H., Gertsch, B., Spangenberg, J., Bitchong, A.M. y Adatte, T. 2018. Environmental changes during the Cretaceous-Paleogene mass extinction and Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Implications for the Anthropocene. *Gondwana Research*, 56: 69-89.
- Kietzmann, D.A. 2011. Análisis sedimentológico y cicloestratigráfico de una sucesión orbitalmente controlada (Formación Vaca Muerta) en el límite Jurásico-Cretácico de la cuenca Neuquina surmendocina. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 584 p., Buenos Aires.
- Kietzmann, D.A., Martín-Chivelet, J., Palma, R.M., López-Gómez, J., Lescano, M. y Concheyro, A. 2011. Evidence of precessional and eccentricity orbital cycles in a Tithonian source rock: The mid-outer carbonate ramp of the Vaca Muerta Formation, northern-Neuquén Basin, Argentina. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 95: 1459-1474.
- Lazo, D.G. 2007. Análisis de biofacies y cambios relativos del nivel del mar en el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, Cretácico Inferior de la cuenca Neuquina, Argentina. *Ameghiniana*, 44: 73-89.
- Lazo, D.G., Cichowolski, M., Rodríguez, D.L. y Aguirre-Urreta, M.B. 2005. Lithofacies, palaeoecology and palaeoenvironments of the Agrio Formation, Lower Cretaceous of the Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.) *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society London, Special Publication, 252: 295-315.
- Leanza, H.A., Apesteguía, S., Novas, F.E. y de la Fuente, M.S. 2004. Cretaceous terrestrial beds from the Neuquén Basin (Argentina) and their tetrapod assemblages. *Cretaceous Research*, 25: 61-87.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120: 303-330.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la cuenca neuquina. 1. Facies sedimentarias. En: Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, pp. 399-432. Secretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.
- Little, C.T.S. y Benton, M.J. 1995. Early Jurassic mass extinction: A global long-term event. *Geology*, 23: 495-498.
- Lovecchio, J.P., Rohais, S., Joseph, P., Bolatti, N.D., Kress, P.R., Gersäter, R. y Ramos, V.A. 2018. Multi-stage rifting evolution of the Colorado basin (offshore Argentina): Evidence for extensional settings prior to the South Atlantic opening. *Terra Nova*, 30: 359-368.
- Macellari, C.E. 1988. Cretaceous paleogeography and depositional cycles in western South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 1: 373-418.
- Macellari, C.E. 1989. Petrografía sedimentaria del Cretácico Superior-Terciario Inferior de la Isla Marambio (Seymour), Península Antártica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47: 9-21.
- Macsoy, O., Erlich, R.N. y Peraza, T. 2003. Sedimentary structures of the La Luna, Navay and Querecual Formations, Upper Cretaceous of Venezuela. *Palaios*, 18: 334-348.
- Marquillas, R. y del Papa, C. 1993. Las calizas estromatolíticas del Cretácico-Terciario del norte argentino. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 263-273. Mendoza.
- Marquillas, R., Sabino, I., Sial, A.N., del Papa, C., Ferreira, V. y Matthews, S. 2007. Carbon and oxygen isotopes of Maastrichtian-Danian shallow marine carbonates: Yacoraite Formation, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 23: 304-320.
- Martill, D.M. 2007. The age of the Cretaceous Santana Formation fossil Konservat Lagerstätte of north-east Brazil: a historical review and an appraisal of the biostratigraphic utility of its paleobiota. *Cretaceous Research*, 28: 895-920.
- Martín-Chivelet, J. 2003. Quantitative analysis of accommodation patterns in carbonate platforms: an example from the mid-Cretaceous of SE Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 222: 77-94.

- Metcalfe, I. 2006. Palaeozoic and Mesozoic tectonic evolution and palaeogeography of East Asian crustal fragments: The Korean Peninsula in context. *Gondwana Research*, 9: 24-46.
- Meyer, C.A., Hippler, D. y Lockley, M.G. 2001. The Late Cretaceous vertebrate ichnofacies of Bolivia – facts and implications. En: *VII International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 7: 133-138.
- Millar, J.M., Norvick, M.S. y Wilson, C.J.L. 2002. Basement controls on rifting and the associated formation of ocean transform faults – Cretaceous continental extension of the southern margin of Australia. *Tectonophysics*, 359: 131-155.
- Molina, E., Alegret, L., Arenillas, I., Arz, J.A., Gallala, N., Grajales-Nishimura, J.M., Murillo-Muneton, G. y Zaghbib-Turki, D. 2009. The global boundary stratotype section and point for the base of the Danian stage (Paleocene, Paleogene, "Tertiary", Cenozoic): auxiliary sections and correlation. *Episodes*, 32 (2): 84-95.
- Molina, J.M., O'Dogherty, L., Sandoval, J. y Vera, J.A. 1999. Jurassic radiolarites in a Tethyan continental margin (Subbetic, southern Spain): paleobathymetric and biostratigraphic considerations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 150: 309-330.
- Monaco, P. 1995. Relationships between trace-fossil communities and substrate characteristics in some Jurassic pelagic deposits in the Umbria-Marche basin, central Italy. *Geobios*, 18: 299-311.
- Mpodzis, C. y Ramos, V.A. 2008. Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: Extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63: 481-497.
- Novas, F.E. y Puerta, P. 1997. New evidence concerning avian origins from the Late Cretaceous of NW Patagonia. *Nature*, 387: 390-392.
- Ogg, J.G. 2004. Status of divisions of the International Geologic Time Scale. *Lethaia*, 37: 183-199.
- Ojeda, H.A.O. 1982. Structural framework, stratigraphy, and evolution of the Brazilian marginal basins. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66: 732-749.
- Ojoh, K.A. 1990. Cretaceous geodynamic evolution of the southern part of the Benue trough (Nigeria) in the Equatorial domain of the South Atlantic. Stratigraphy, basin analysis and paleoceanography. *Bulletin du Centre de Recherche et Exploration-Production, Elf-Aquitaine*, 14: 419-442.
- Olivero, E.B. 2012. Sedimentary cycles, ammonite diversity and palaeoenvironmental changes in the Upper Cretaceous Marambio Group, Antarctica. *Cretaceous Research*, 34: 348-366.
- Olivero, E.B. y Medina, F.A. 2000. Patterns of Late Cretaceous ammonite biogeography in southern high latitudes: the Family Kossmaticeratidae in Antarctica. *Cretaceous Research*, 21: 269-279.
- Olivero, E.B., Ponce, J.J., Marsicano, C.A. y Martinioni, D.R. 2007. Depositional settings of the basal López de Bertodano Formation, Maastrichtian, Antarctica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62: 521-529.
- Olivero, E.B., Ponce, J.J. y Martinioni, D.R. 2008. Sedimentology and architecture of sharp-based tidal sandstones in the Upper Marambio Group, Maastrichtian of Antarctica. *Sedimentary Geology*, 210: 11-26.
- Pálffy, J. y Smith, P.L. 2000. Synchrony between Early Jurassic extinction, oceanic anoxic event, and the Karoo-Ferrar basalt volcanism. *Geology*, 28: 747-750.
- Parrish, J.T. y Spicer, R.A. 1988. Late Cretaceous terrestrial vegetation: a near-polar temperature curve. *Geology*, 16: 22-25.
- Pascual, R. 1998. The history of South American land mammals: the seminal Cretaceous-Paleocene transition. En: *Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 5: 9-18.
- Pindell, J.L. 1985. Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and Proto-Caribbean. *Tectonics*, 4: 1-39.
- Plumb, K.A. 1979. The Tectonic evolution of Australia. *Earth-Science Reviews*, 14: 205-249.
- Prámparo, M.B., Ballent, S.C., Gallego, O.F. y Milana, J.P. 2005. Paleontología de la Formación Lagarcito (Cretácico Inferior), en la provincia de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 42: 93-14.
- Prámparo, M.B., Quattrocchio, M., Gandolfo, M.A., Zamalao, M. del C. y Romero, E. 2007. Historia evolutiva de las angiospermas (Cretácico-Paleógeno) en Argentina a través de los registros paleoflorísticos. En: Archangelski, S., Sánchez, T.M. y Tonni, E. (eds.) *Ameghiniana 50º Aniversario*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 11: 157-172.
- Pratt, L.M., Arthur, M.A., Dean, W.E. y Scholle, P.A. 1993. Paleooceanographic cycles and events during the Late Cretaceous in the Western Interior Seaway of North America. En: Caldwell, W.G.E. y Kauffman, E.G. (eds.) *Western Interior Basins*. Geological Association of Canada, Special Papers 39: 333-353.
- Puebla, G.G., Mego, N. y Prámparo M.B. 2012. Asociación de Briofitas de la Formación La Cantera, Aptiano Tardío, Cuenca de San Luis, Argentina. *Ameghiniana*, 49: 217-229.
- Quattrocchio, M., Martínez, M.A. y Volkheimer, W. 2007. Las floras jurásicas de la Argentina. En: Archangelski, S., Sánchez, T.M. y Tonni, E. (eds.) *Ameghiniana 50º Aniversario*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 11: 87-100.
- Ramajo, J. y Aurell, M. 2008. Long-term Callovian-Oxfordian sea-level changes and sedimentation in the Iberian carbonate platform (Jurassic, Spain): possible eustatic implications. *Basin Research*, 20: 163-184.
- Ramos, V.A. y Aleman, A. 2000. Tectonic evolution of the Andes. En: Cordani, U.G. y otros (eds.) *Tectonic evolution of South America*, pp. 635-685. 31º International Geologic Congress, Rio de Janeiro.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraint derived from the magmatic arc and foreland deformation. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.) 2005. *The Neuquén Basin, Argentina. A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society Special Publication, 252: 15-35.
- Ramos, V.A. y otros, 1996. *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza, República Argentina*. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minas de la Nación, Anales 24, 510 p.
- Rapela, C.W. y Llambías, E.J. 1999. El magmatismo gondwánico y los ciclos fanerozoicos. En: Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*. Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales, 29: 373-376, Buenos Aires.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M. y Herve, F. 2005. Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: The Early Jurassic Subcordilleran belt of northwestern Patagonia. En: Vaughan, A.P.M., Leat, P.T. y Pankhurst, R.J. (eds.) *Terrane processes at the Margins of Gondwana*. Geological Society London, Special Publications, 246: 217-239.
- Remane, J., Keller, G., Hardenbol, J. y Ben Haj Ali, M. 1999. Report on the International Workshop on Cretaceous-Paleogene Transitions. *Episodes*, 22: 47-48.
- Renne, P.R., Arenillas, I., Arz, J.A., Vajda, V., Gilabert, V. y Bermúdez, H.D. 2018. Multi-proxy record of the Chicxulub impact at the Cretaceous-Paleogene boundary from Gorgonilla Island, Colombia. *Geology*. <https://doi.org/10.1130/G40224.1>
- Riccardi, A.C. 1988. *The Cretaceous System of southern South America*. Geological Society of America, Memoir, 168, 161 p.
- Riccardi, A.C., Westermann, G.E.G. y Elmi, S. 1989. The Bathonian-Callovian ammonite zones of the Argentine-Chilean Andes. *Geobios*, 22: 553-597.
- Rinaldi, C., Párica, C.A. y Santillana, S.N. 1999. Cretácico del sector Antártico Argentino. En: Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, pp. 536-555. Secretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.

- Ritsema, J. y Allen, R.M. 2003. The elusive mantle plume. *Earth and Planetary Science Letters*, 207: 1-12.
- Robinson, S.A., Heimhofer, U., Hesselbo, S.P. y Petrizzo, M.R. 2017. Mesozoic climates and oceans – a tribute to Hugh Jenkyns and Helmut Weissert. *Sedimentology*, 64: 1-15.
- Rougier, G.W. 1996. Los mamíferos mesozoicos. *Ciencia Hoy*, 6 (32): 1-8.
- Salfity, J.A. y Marquillas, R. 1999. La cuenca Cretácico-Terciaria del Norte Argentino. En: Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, pp. 613-625. Secretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.
- Salgado, L. y Coria, R.A. 1996. First evidence of ankylosaur (Dinosauria, Ornithischia) in South America. *Ameghiniana*, 33: 367-371.
- Sánchez, T.M. 1973. Redescrpción del cráneo y mandíbulas de *Pterodaustro guinazui* Bonaparte (Pterodactyloidea, Pterodaustriidae). *Ameghiniana*, 10: 313-325.
- Sánchez, T.M. y Lorente, M.A. 1977. Paleoecología y paleoambiente del Miembro Quevedo (Formación Navay) en las proximidades de Santa Bárbara, Estado Barinas. 5º Congreso Geológico Venezolano, Actas 2: 107-132, Caracas.
- Sánchez-Hernández, B., Benton, M.J. y Naish, D. 2007. Dinosaurs and other fossil vertebrates from Late Jurassic and Early Cretaceous of the Galve area, NE Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 249: 180-215.
- Santa Cruz, J.N. 2009. Sistema Acuífero Guaraní. El conocimiento hidrológico para su uso sostenible. *Ciencia Hoy*, 19 (112): 9-21.
- Sarmiento-Rojas, L.F., Van Wess, J.D. y Cloetingh, S. 2006. Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *Journal of South American Earth Sciences*, 21: 383-411.
- Scherer, C.M.S. 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in southern Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology*, 137: 63-84.
- Scherer, C.M.S. 2002. Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentology*, 49: 97-116. 2000.
- Scherer, C.M.S. y Goldberg, K. 2007. Palaeowind patterns during latest Jurassic-earliest Cretaceous in Gondwana: Evidence from Aeolian cross-strata of the Botucatu Formation, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 250: 89-100.
- Schettino, A. y Turco, E. 2011. Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. *Geological Society of America Bulletin*, 123: 89-105.
- Schröder-Adams, C.J., Cumbaa, S.L., Bloch, J., Leckie, D.A., Craig, J., Seif El-Dein, S.A., Simons, D.H. y Kening, F. 2001. Late Cretaceous (Cenomanian to Campanian) paleoenvironmental history of the eastern Canadian margin of the Western Interior Seaway: bonebeds and anoxic events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 170: 261-289.
- Schumann, D. 1995. Upper Cretaceous Rudist and Stromatoporida associations of Central Oman (Arabian Peninsula). *Facies*, 32: 189-202.
- Sellwood, B.E. y Valdes, P.L. 2006. Mesozoic climates: General circulation models and the rocks record. *Sedimentary Geology*, 190: 269-287.
- Sempere, T. 1995. Phanerozoic evolution of Bolivian and adjacent regions. En: Tankard, A.J., Suárez Soruco, R. y Welsink, H.J. (eds.) *Petroleum basins of South America*. AAPG Memoir, 62: 207-230.
- Sheehan, P.M., Coorrough, P.L. y Fastovsky, D.E. 1996. Biotic selectivity during the K/T and Late Ordovician extinction events. En: Ryder, G., Fastovsky, D. y Gartner, S. (eds.) *The Cretaceous-Tertiary Event and other catastrophes in Earth History*. Geological Society of America Special Paper, 307: 477-489.
- Sheth, H.C. 2005. Were the Deccan flood basalts derived in part from ancient oceanic crust within the Indian continental lithosphere? *Gondwana Research*, 8: 109-107.
- Soares, P.C. 1981. Estratigrafía das formações Jurássico-Cretáceas na Bacia do Paraná, Brasil. En: Volkheimer, W. y Musacchio, E.A. (eds.) *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, II Congreso Latinoamericano de Paleontología, Porto Alegre, 1: 271-304.
- Soto, M., Perea, D. y Cambiaso, A. 2012. First sauropod (Dinosauria: Saurischia) remains from the Guichón Formation, Late Cretaceous of Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, 33: 68-79.
- Spalletti, L.A., Franzese, J.R., Matheos, S.R. y Schwarz, E. 2000. Sequence stratigraphy of a tidally-dominated carbonate-siliciclastic ramp; the Thithonian of the Southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society, London*, 157: 433-446.
- Spicer, R.A. 2003. Changing climate and biota. En: Skelton, P. (ed.) *The Cretaceous World*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 85-162.
- Spicer, R.A. y Herman, A.B. 2010. The Late Cretaceous environment of the Arctic: A quantitative reassessment based on plant fossils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295: 423-442.
- Sprechmann, P., Bossi, J. y Da Silva, J. 1981. Cuencas del Jurásico y Cretácico de Uruguay. En: Volkheimer, W. y Musacchio, E.A. (eds.) *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, II Congreso Latinoamericano de Paleontología, Porto Alegre, 1: 239-270.
- Stampfli, G.M., Borel, G.D., Marchant, R. y Monsar, J. 2002. Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. En: Rosebaum, G. y Lister, G.S. 2002. Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan orogeny. *Journal of Virtual Explorer*. <http://www.virtualexplorer.com.au>
- Standlee, L.A., Brumbaugh, W.D. y Cameron, N.R. 1992. Controlling factors in the initiation of the south Atlantic rift system. *Geologie Africaine: Colloque Géologique Libreville*, pp. 141-152.
- Steuber, T. y Schlüter, M. 2012. Strontium-isotope stratigraphy of Upper Cretaceous rudist bivalves: Biozones, evolutionary patterns and sea-level change calibrated to numerical ages. *Earth-Science Reviews*, 114: 42-60.
- Stewart, K., Turner, S., Kelley, S., Hawkesworth, C., Kirstein, L. y Mantovani, M. 1996. 3-D Ar⁴⁰/Ar³⁹ geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters*, 143: 95-109.
- Stidham, T.A. y Hutchinson, J.W. 2001. The North American avisaurids (Aves: Enantiornithes): new data on biostratigraphy and biogeography. 7º *International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 7: 175-177.
- Strömbäck, A., Howell, J.A. y Veiga, G.D. 2005. The transgression of an erg-sedimentation and reworking/soft-sediment deformation of aeolian facies: the Cretaceous Troncoso Member, Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.) 2005. *The Neuquén Basin, Argentina. A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society, London, Special Publication, 252: 163-184.
- Tauber, A.A. 2007. Primer yacimiento de huevos de dinosaurios (Cretácico Superior) de la provincia de La Rioja, Argentina. *Ameghiniana*, 44: 11-28.
- Turner, C.E. y Peterson, F. 2004. Reconstruction of the Upper Jurassic Morrison Formation extinct ecosystem - a synthesis. *Sedimentary Geology*, 167: 309-355.
- Valle, B., Dal' Bó, P.F., Mendes, M. et al. 2019. The expression of the Oceanic Anoxic Event 2 (OAE2) in the northeast of Brazil (Sergipe-Alagoas Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.05.029>
- Veevers, J.J. 2012. Reconstructions before rifting and drifting reveal the geological connections between Antarctica and its conjugates in Gondwanaland. *Earth-Science Reviews*, 111: 249-318.
- Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.) 2005. *The Neuquén Basin, Argentina. A case study in sequence stratigraphy and*

- basin dynamics*. Geological Society Special Publication 252, 336 p.
- Vellekoop, J., Esmeray-Senlet, S., Miller, K.G., Browning, J.V., Sluijs, A., van de Schootbrugge, B., Sinninghe Damsté, J.S. y Brinkhuis, H. 2016. Evidence for Cretaceous-Paleogene boundary bolide "impact winter" conditions from New Jersey, USA. *Geology*, 44 (8): 619-622.
- Vergés, J. y García-Senz, J. 2001. Mesozoic evolution and Cainozoic inversion of the Pyrenean Rift. En: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A. y Crasquin-Soleau, S. (eds.) Peri-Tethys Memoir 6: Peritethyan rift/wrench basins and passive margins. *Mémoire du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris*, 186: 187-212.
- Visser, R.L.M. y Meijer, P.Th. 2012. Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. *Earth-Science Reviews*, 114: 61-83.
- Wang, X., Kellner, A.W.A., Zhou, Z.H. y Campos, D.A. 2005. Pterosaur diversity and faunal turnover in Cretaceous terrestrial ecosystems in China. *Nature*, 437: 875-879.
- Westermann, G.E.G. 2000. Marine faunal realms of the Mesozoic: review and revision under the new guidelines for biogeographic classification and nomenclature. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 163: 49-68.
- Wignall, P.B. 2001. Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth-Science Reviews*, 53: 1-33.
- Willan, R.C.R. y Hunter, M.A. 2005. Basin evolution during the transition from continental rifting to subduction: Evidence from the lithofacies and modal petrology of the Jurassic Latady Group, Antarctic Peninsula. *Journal of South American Earth Sciences*, 20: 171-191.
- Witton, M. 2007. Titan of the skies: azdarchid pterosaurs. *Geology Today*, 23: 33-38.
- Wood, R. 1999. *Reef Evolution*. Oxford University Press. 414 p.
- Zakharov, Y.D., Shigeta, Y., Nagendra, R., Safronov, P.P., Smyshlyayeva, O.P., Popov, A.M., Velivetskaya, T.A. y Afanasyeva, T.B. 2011. Cretaceous climate oscillations in the southern palaeolatitudes: New stable isotope evidence from India and Madagascar. *Cretaceous Research*, 32: 623-645.
- Ziegler, P.A. 1988. *Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 33, 198 p.